



ABRIR CAPÍTULO 3

CAPÍTULO 4

Capítulo 4

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES EVAPORÍTICAS DE LA CUENCA DE CALATAYUD

A modo de introducción indicaremos que para el estudio de las litologías evaporíticas presentes en las unidades Inferior e Intermedia de la Cuenca de Calatayud, ha sido utilizada la terminología usada por Rodríguez Aranda (1994) basada en el contraste, por una parte, de los conceptos de facies primaria y secundaria (Ingerson, 1968) y, por otra, en el concepto de facies sindeposicional y postdeposicional. Así, resulta imprescindible reproducir aquí las siguientes definiciones:

Facies primarias: aquellas formadas básicamente por minerales primarios, es decir, constituidas por minerales que han precipitado directamente a partir de una disolución.

Facies secundarias: formadas principalmente por minerales secundarios, precipitados por reemplazamiento o transformación de otros minerales.

Facies sindeposicionales: originadas en un ambiente de sedimentación concreto, y por consiguiente, formadas en el momento de la deposición de una unidad sedimentaria (estrato) o poco después de su deposición, mediante procesos diagenéticos tempranos controlados por el propio ambiente sedimentario (Spencer y Lowenstein, 1990).

Facies postdeposicionales (postenterramiento): quedan restringidas a aquellas facies generadas tras el enterramiento de las facies sindeposicionales, por procesos diagenéticos tardíos o metasomáticos controlados por un ambiente subsuperficial (Spencer y Lowenstein, 1990), y a aquellas generadas en los procesos de exhumación de materiales previamente enterrados (Ortí, 1977).

Por otra parte, en las descripciones de texturas cristalinas evaporíticas se utilizarán los siguientes rangos de tamaño:

Microcristalino: <0.064 mm

Mesocristalino: 0.064-2 mm

Macrocrystalino: >2 mm

Las litofacies evaporíticas estudiadas comprenden exclusivamente yeso, tanto facies sindeposicionales como postdeposicionales. En estas últimas, en la mayoría de los casos, es posible la descripción de facies deposicionales anhidríticas o glauberíticas en función de los pseudomorfos en yeso de las morfologías cristalinas primarias. Sólomente se han encontrado en pequeñas cantidades otras mineralogías sulfatadas asociadas con las litofacies yesíferas (anhidrita y celestina), así como eflorescencias salinas de epsomita, hexahidrita, pentahidrita, bloedita, thenardita y mirabilita.

En las descripciones de texturas de yeso primario, se utilizan principalmente criterios morfológicos y de tamaño de cristal, y se ha considerado oportuno evitar términos como gypsirrudita (>2 mm), gypsarenita (0,064-2 mm), y gypsilita (<0,064 mm), a los que en ocasiones se les ha atribuido connotaciones de un carácter detrítico del depósito yesífero. Por otra parte, en las descripciones petrológicas de texturas de yeso secundario, será usada la nomenclatura de Ortí (1977). En los casos en que las texturas deposicionales puedan ser descritas, se utiliza el trabajo de Ortí y Rosell (1981) para el análisis de texturas anhidríticas, si bien no se usarán clasificaciones especializadas para el estudio de litofacies glauberíticas.

1. LAS LITOFACIES EVAPORÍTICAS DE LA CUENCA DE CALATAYUD

Como ya se ha tenido oportunidad de comentar en el apartado de antecedentes generales, uno de los principales rasgos estudiados de la geología de la Cuenca de Calatayud ha sido las litofacies evaporíticas, tanto desde el punto de vista económico, como desde un punto de vista científico. Hasta el presente momento, las facies evaporíticas no han sido objeto de un estudio exhaustivo, aunque los diversos trabajos realizados en los últimos tiempos han venido completando la información que se poseía anteriormente. Dentro de este apartado, se hace necesario citar una serie de trabajos que han sido pioneros en el conocimiento de las litofacies evaporíticas de la cuenca. Desde el punto de vista litológico, Collantes y Grifo (1982) distinguen una formación central evaporítica ("Yesos de Calatayud") que pasa lateralmente hacia los bordes de cuenca (especialmente hacia el SE) a arcillas, margas rojas, y conglomerados en la parte baja y a niveles de calizas lacustres en la alta; así mismo, señalan que esta formación evaporítica se compone básicamente de una alternancia de yesos y arcillas o margas (con algún nivel de halita y epsomita). Entre las tipologías de yeso descritas destacan los yesos pulverulentos, arenosos, y alabastrinos.

Ortí (1987) adopta un esquema de las formaciones evaporíticas muy similar al descrito por este mismo autor en la Cuenca del Ebro, realizando una clara distinción entre los distintos ámbitos yesíferos de la depresión; realiza un perfil NO-SE con columnas estratigráficas de las formaciones evaporíticas existentes desde Calatayud hasta

las localidades de Montón-Villafeliche a través del valle del Jiloca (Fig. 4.1). Con relación a las litofacies, diferencia yesos primarios microlenticulares ricos en sílex (más ocasionalmente, nódulos) de facies de yeso secundario laminado-nodulares de alta concentración en zonas centrales de la cuenca.

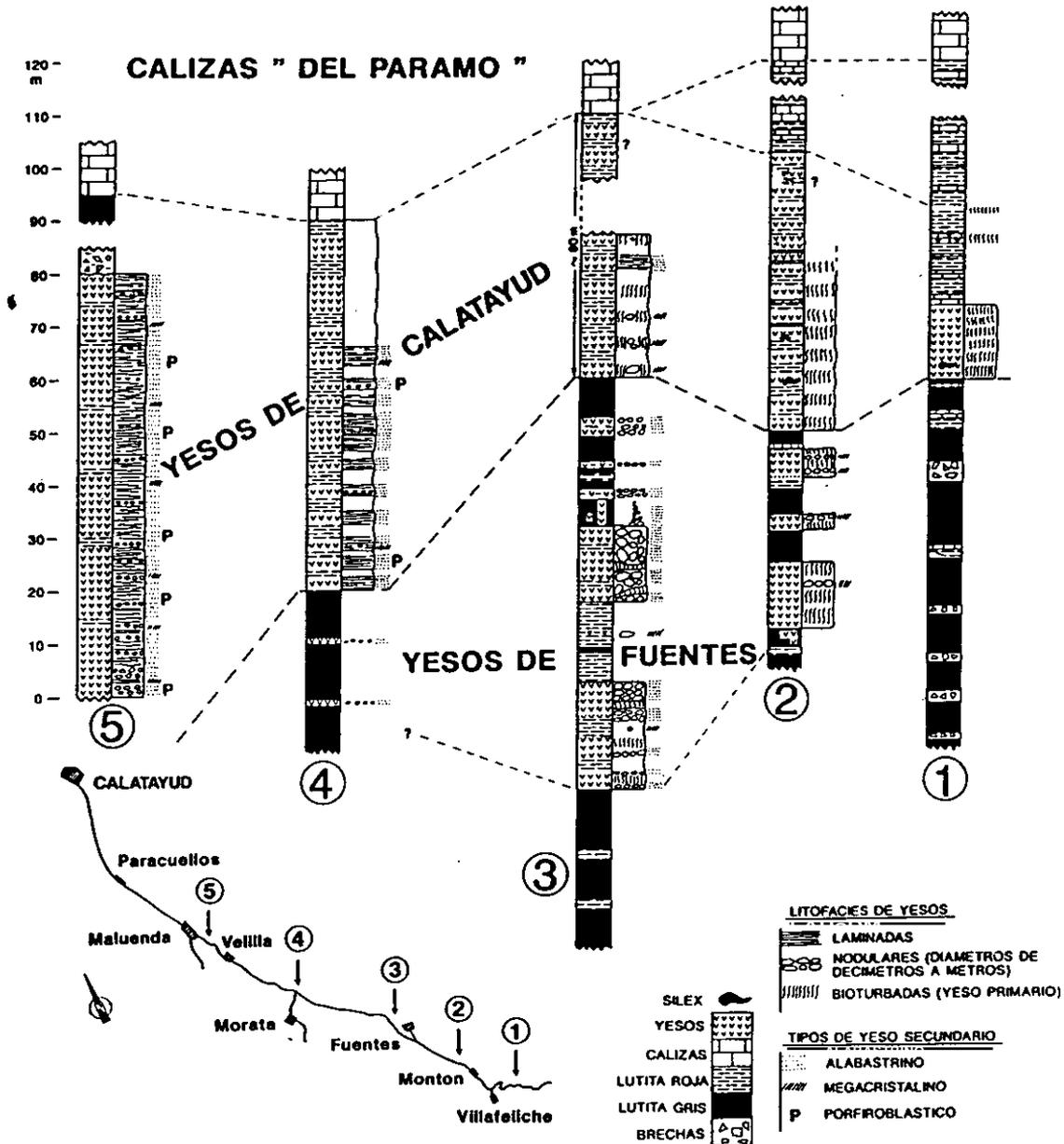


Figura 4.1. Perfil NO-SE de correlación de formaciones evaporíticas de columnas estratigráficas desde la localidad de Calatayud hasta las localidades de Montón-Villafeliche a través del valle del Jiloca. En Ortí (1987).

Utilizando como base los perfiles estratigráficos de Ortí (1987), Utrilla (1989) realiza un perfil de contenidos isotópicos en facies sulfatadas ($\delta O^{18}SMOW$, $\delta S^{34}CDT$) en los que se aprecia una semejanza en los valores del δO^{18} entre las series de Calatayud y

Maluenda, y, por otra parte, entre las de Fuentes y Villafeliche. El análisis e interpretación de los datos isotópicos indica unas condiciones de evaporación más intensas en el sector NO de la cuenca. Por otra parte, el valor del $\delta S^{34}CDT$ pone de manifiesto el origen de las facies yesíferas a partir del reciclaje de formaciones evaporíticas triásicas, si bien se evidencian valores isotópicos anómalos a lo largo de la cuenca que caracterizan diferentes subambientes deposicionales.

Rosell y Ortí (1992) asimilan el esquema de Ortí (1987), realizando entre las localidades de Morata y Villafeliche una sección estratigráfica de la zona transicional (Morata de Jiloca) entre yesos laminado-nodulares y yeso primario. Así, distinguen facies deposicionales compuestas de gypsarenitas laminadas (capas seleníticas, agregados de cristales lenticulares, y gypsarenitas-gypsilititas masivas bioturbadas) que sufrieron procesos de transformación diagenética temprana a facies laminado-nodulares, y con posterior rehidratación en condiciones superficiales a facies alabastrinas y megacrystalinas.

Recientemente, Ortí *et al.* (1994) resumen la sedimentación evaporítica de la Cuenca de Calatayud como un cuerpo evaporítico elongado sin clara estructura anular, con facies deposicionales de borde bien definidas aunque con desigual desarrollo (10 km en el SE y 2 km en el NO). De este modo, distinguen tres unidades evaporíticas en la Cuenca de Calatayud con las siguientes características principales (Fig. 4.2):

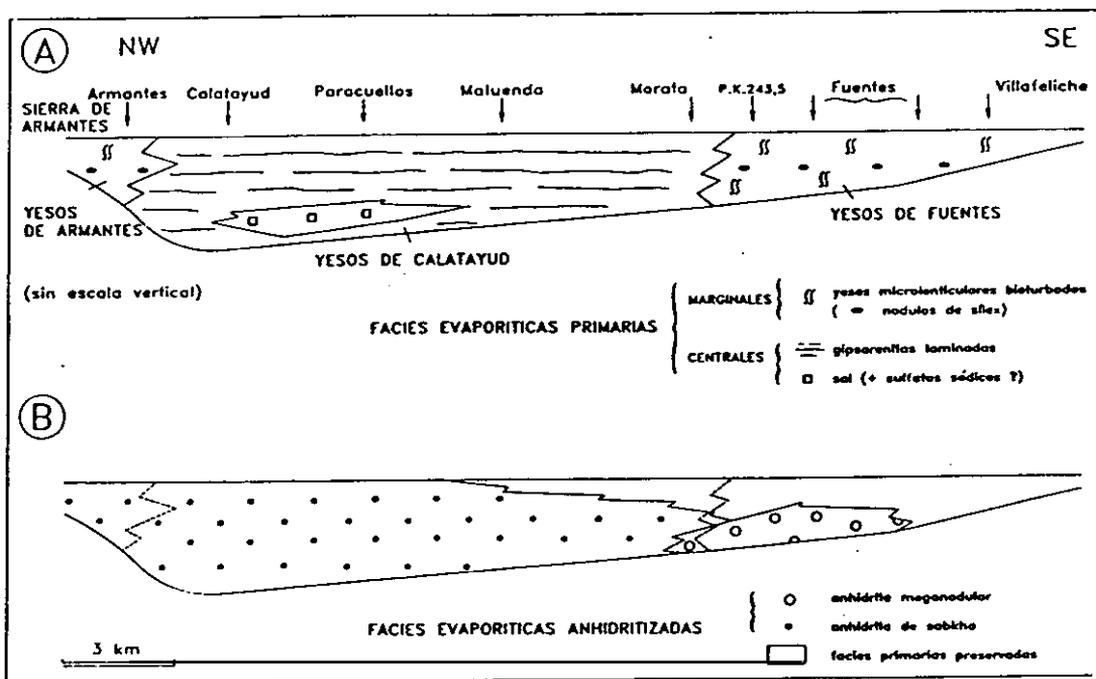


Figura 4.2. Esquema de facies de las unidades evaporíticas definidas por Ortí *et al.* (1994) en la Cuenca de Calatayud. En Ortí *et al.* (1994).

Unidad Yesos de Fuentes: unidad yesífera marginal, con potencia progresivamente menor hacia el SE desapareciendo a la altura de Villafeliche. Lateralmente, a la altura de Morata de Jiloca, pasa a la Unidad central de Yesos de Calatayud, correspondiendo ambas unidades a un sistema lacustre muy somero. Está compuesta de yesos primarios microcristalinos, masivos y bioturbados con abundantes nódulos de sílice. En su parte inferior abundan nódulos y meganódulos de anhidrita actualmente rehidratados a yeso.

Unidad Yesos de Calatayud: esta unidad ocupa el centro de la depresión con más de 200 m de potencia, estando básicamente constituida por facies alternantes yesíferas laminado-nodulares de carácter secundario que son producto de una intensa anhidritización sinsedimentaria. A su vez, esta unidad ha sido desglosada en dos subunidades informales (Ortí y Rosell, 1998), denominadas Unidad Evaporítica Inferior y Unidad Evaporítica Superior, donde la primera de ellas contiene sulfato cálcico y sódico (transformado a yeso secundario), y la segunda contiene sulfato cálcico con carbonatos asociados.

Unidad Yesos de Armantes: ocupan el sector NO de la cuenca y se componen fundamentalmente por facies de yesos bioturbados diagenetizados y transformados a yeso secundario. Se presentan en cambio lateral de facies con el cuerpo central de yesos laminado-nodulares. El yeso microlenticular original se ha perdido por una intensa anhidritización sinsedimentaria con abundantes texturas nodulares.

Por otra parte, en diferentes afloramientos se han encontrado evidencias indirectas de la existencia subsuperficial de otras fases sulfatadas bajo una cobertera de transformación hipergénica a yeso secundario. La existencia de eflorescencias salinas de carácter magnésico y sódico es bien conocida desde el siglo XIX (González Lasala, 1854); en este sentido, Sánchez-Moral *et al.* (1993) relacionaron la existencia de eflorescencias puntuales de carácter sódico (bloedita-thenardita) con una posible existencia de glauberita en los depósitos evaporíticos. La existencia de pseudomorfo de glauberita en diversas áreas de la cuenca actualmente transformados en yeso secundario ha proporcionado evidencias para la presencia de sulfato sódico en la Cuenca de Calatayud (Ortí y Rosell, 1994; Ortí *et al.*, 1995). Todas estas hipótesis han quedado recientemente comprobadas en los sondeos de MYTA en la falda Sur de la Sierra de Armantes (ver capítulo 3).

Las equivalencias entre las subunidades que se presentan en este estudio y las unidades de Ortí *et al.* (1994) son a grandes rasgos las siguientes:

- La Unidad de Yesos de Calatayud tiene una equivalencia directa con las subunidades Y_L -INF y Y_{LM} -INF.
- La Unidad Yesos de Armantes tiene una equivalencia parcial y fundamentalmente geográfica con la Subunidad Y_{LN} -INF, si bien esta última posee

una distribución más amplia en la cuenca que la que indican Ortí *et al.* (1994) para la Unidad Yesos de Armantes.

- La Unidad de Fuentes de Jiloca posee una equivalencia parcial con las subunidades de la Unidad Intermedia Y_{LM} -INT, M_D -INT, y Y_{MB} -INT.

Recientemente, Sanz-Rubio *et al.* (1997), como parte de los trabajos que se han realizado durante el transcurso de esta Tesis Doctoral, diferencia dos grupos litológicos principales: yesos secundarios asociados principalmente a Unidad Inferior, y yesos primarios, en relación con la Unidad Intermedia. Las novedades que aporta esta Tesis para el conocimiento estratigráfico de la cuenca, expuestas en el capítulo anterior, suponen una reorganización, redefinición e integración de las diferentes subunidades evaporíticas dentro de las tres grandes unidades sedimentarias de la cuenca. Por otra parte, a diferencia de trabajos anteriores, se realiza la primera descripción general e interpretación de los diferentes grupos de litofacies yesíferas de la cuenca, partiendo de una diferenciación básica en función de su carácter sindeposicional o postdeposicional.

2. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES YESÍFERAS SINDEPOSICIONALES

Las litofacies yesíferas sindeposicionales se reconocen especialmente en el sector SE del Bloque Sur-Páramo, entre las localidades de Velilla de Jiloca y Montón (Valle del Río Jiloca) y entre Belmonte de Gracián y Mara (Valle del Río Perejiles). Aparecen principalmente asociadas a la Unidad Intermedia, en concreto en las subunidades Y_{LM} -INT, M_D -INT, y Y_{MB} -INT, si bien también se han reconocido de forma menos importante en la Subunidad Y_{LM} -INF. Entre las litofacies yesíferas sindeposicionales distinguiremos:

- a) Litofacies de yeso laminado (Y_{LM} , Y_{LD} y Y_{LI}).
- b) Litofacies de yeso macrolenticular y rosas del desierto (Y_{RD})
- c) Litofacies de yeso mesocristalino bioturbado (Y_B)

Las litofacies de yeso laminado son más predominantes hacia sectores centrales-septentrionales de la cuenca, mientras que las litofacies de yeso macrolenticular se distribuyen de forma irregular en encajantes lutíticos-carbonáticos de las tres subunidades de Unidad Intermedia en que aparecen litofacies sindeposicionales.

Por último, las litofacies de yeso mesocristalino bioturbado ocupan un reducido sector, de morfología elongada, en la parte septentrional, entre las localidades de Fuentes de Jiloca y, aproximadamente, Villafeliche.

2. 1. LITOFACIES DE YESO LAMINADO (Y_{LM} , Y_{LD} y Y_{Ll})

2. 1. 1. DESCRIPCIÓN

Las litofacies de yeso laminado se encuentran estrechamente ligadas a secuencias de aproximadamente 2-2,5 m, que se componen de láminas de yeso primario (1-2 cm) microselenita, detrítico y lenticular con intercalaciones de carbonato magnésico/arcillas (magnesita y/o dolomita), de espesor variable entre pocos mm hasta 1 o 2 cm (Fig. 4.3). El yeso microselenita se presenta como costras cristalinas



Figura 4.3. Secuencias de yeso primario compuestas de láminas de yeso microselenita, detrítico y lenticular con intercalaciones de carbonato magnésico/arcillas (magnesita y/o dolomita).

continuas con desarrollo de pequeños pliegues de deformación producidos por competición en el crecimiento de los individuos cristalinos. El yeso detrítico (tamaño arena media a gruesa) se presenta en láminas aisladas, con gradaciones de tamaños y estructuras de flujo, o asociado al techo de niveles de yeso microselenita, como producto de un retoque o incipiente removilización. Como tendencia general, dentro de cada secuencia, se puede distinguir un tramo inferior de mayor potencia, en general que el superior, que presenta una mayor abundancia de carbonato magnésico/arcillas frente al yeso interlaminado. El tramo superior está formado esencialmente por costras microseleníticas plegadas de hasta 2-3 cm de potencia, con un porcentaje bastante menor de carbonato interlaminado (Fig. 4.4).

Son frecuentes las silicificaciones en forma de calcedonia, rosetas, o cristales idiomorfos de cuarzo, así como la presencia de pequeños porcentajes de celestina (siempre menores del 10%) asociados a las litofacies de yeso laminado de las subunidades Y_{LM} -INF, M_D -INT, y Y_{LM} -INT.

Así, dentro de este grupo de litofacies de yeso laminado, distinguimos tres subfacies principales:

- a) Subfacies de yeso microselenítico (Y_{LM})
- b) Subfacies de yeso detrítico (Y_{LD})
- c) Subfacies de yeso lenticular (Y_{Ll})

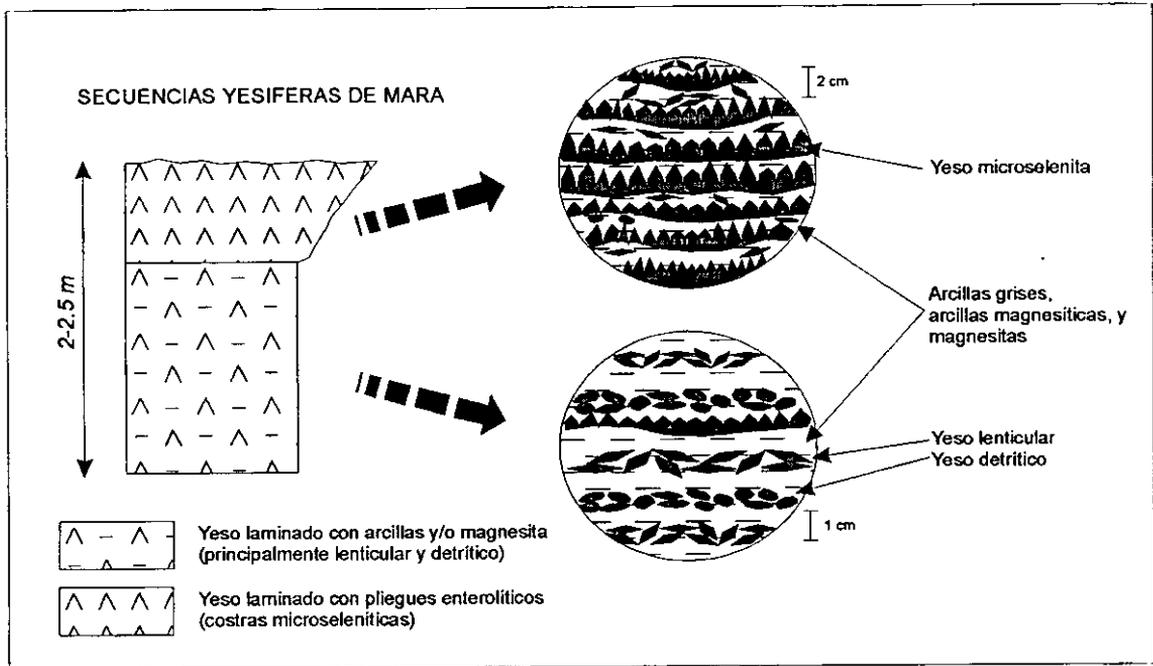


Figura 4.4. Esquema que representa las características de los diferentes tramos de la secuencia principal en el sector de Mara.

Subfacies de yeso microselénítico (YL_M)

Esta subfacies se caracteriza por la existencia de finos niveles de yeso microselénita a modo de empalizada o costra cristalina de espesor comprendido entre 1-2 cm (Fig. 4.5) Se distinguen morfologías meso-macrocrystalinas prismáticas de yeso translúcido o, de color acaramelado, que se encuentran orientadas verticalmente. Los niveles de microselénitas sufren variaciones laterales de potencia, además de pequeños pliegues de deformación producidos durante el proceso de cristalización, por competición en el crecimiento cristalino (Fig 4.6).

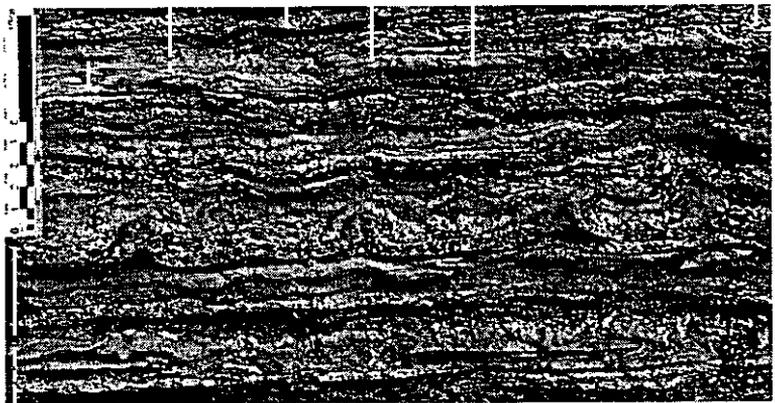


Figura 4.5. Detalle que ilustra las láminas de yeso primario, destacando los finos niveles de yeso microselénita en el centro de la fotografía.

Frecuentemente, se puede observar a techo de estos niveles un retoque o removilización del ápice superior de los cristales,

encontrándose cristales (porciones de cristales) fragmentados y tumbados. En ocasiones, dependiendo de su posición en la secuencia, los microselenitas aparecen constituidos por una masa no translúcida de color blanco y texturas alabastrinas que evidencian el paso por una fase anhidrítica previa (Rouchy *et al.*, 1994) y su posterior rehidratación en condiciones superficiales.

En lámina delgada, los niveles de microselenitas no están formados completamente por monocristales orientados según la vertical, sino que son policristalinos con gradaciones de tamaños de cristal hacia el techo de una misma costra, hecho unido a una escasez de matriz intercrystalina. Así, dentro de una misma costra cristalina, puede diferenciarse una zona inferior formada por un mosaico cristalino (media=1 mm) inequigranular idiotópico, en ocasiones con yeso lenticular intrasedimentario orientado de forma paralela al substrato, y mezclado pasando hacia el techo a cristales elongados verticalmente formando una empalizada de unos 5



Figura 4.6. Detalle de costra microselenítica con pliegues de deformación producidos por competición en el crecimiento cristalino.

mm de longitud, que a veces alterna con cristales prismáticos inclinados (Fig. 4.7). A veces, estos macrocristales, cuya extinción no es uniforme, se encuentran constituidos por 3 o 4 subcristales bien definidos, elongados, prismáticos y con extinciones muy próximas. Frecuentemente, las costras microseleníticas aparecen creciendo sobre cúmulos de cristales yesíferos de carácter detrítico incluidos en una matriz carbonática (magnésica o dolomítica) con restos vegetales flotados.

Las rosetas de sílice son muy frecuentes en los mosaicos cristalinos y los relictos de anhidrita son aparentemente escasos, aunque se pueden reconocer algunas fábricas desorientadas y ciertas texturas alabastrinas de yeso secundario que evidencian el paso por una fase anhidrítica anterior (anhidritización sinsedimentaria). Así, las costras cristalinas que, a macroescala se observan anhidritizadas (actualmente rehidratadas a yeso secundario) se componen de agregados mesocristalinos anhedral (media= 750 μm) inequigranulares de contactos suturados que, en ocasiones, toman morfologías elongadas y texturas fluidales.



Figura 4.7. Aspecto en lámina delgada (nícoles paralelos) de una costra microselénica donde se aprecia una transición desde los cristales de yeso basales (lenticulares) a un mosaico de cristales y finalmente una empalizada cristalina hacia la parte superior. Escala= 2mm

Subfacies de yeso detrítico (YL_D)

Aunque las subfacies de yeso detrítico no han sido encontradas formando grandes espesores, forman parte de las secuencias anteriormente descritas, en láminas cuyo espesor máximo puede alcanzar excepcionalmente los 2 cm. Estas subfacies se encuentran asociadas con finos niveles de carbonatos laminados (magnesita o dolomita) con un porcentaje variable de arcillas. Los clastos yesíferos se caracterizan por ser siempre transparentes y translúcidos, aunque los procesos de anhidritización sinsedimentaria pueden enmascarar morfologías previas y estructuras sedimentarias, como es el caso de la sección Mar-2. Presentan una laminación muy difusa que se corresponde con gradaciones verticales de tamaño de clasto, encontrándose a veces estructuras de flujo (ripples). Las morfologías de los clastos yesíferos son casi siempre angulosas y subangulosas, reflejando la baja intensidad de transporte del flujo inductor del depósito (Fig. 4.8).

En lámina delgada se observan gradaciones de tamaño de los clastos de yeso, encontrándose tamaños máximos de 1,5 mm y mínimos de 75 μ m. Los niveles de yeso detrítico se caracterizan por la presencia de una matriz carbonático-lutítica (magnésica fundamentalmente) que soporta los clastos yesíferos (Fig. 4.9; Lámina I.A). Las morfologías más comunes son subangulosas trapezoidales, hexagonales, prismáticas, pseudo-

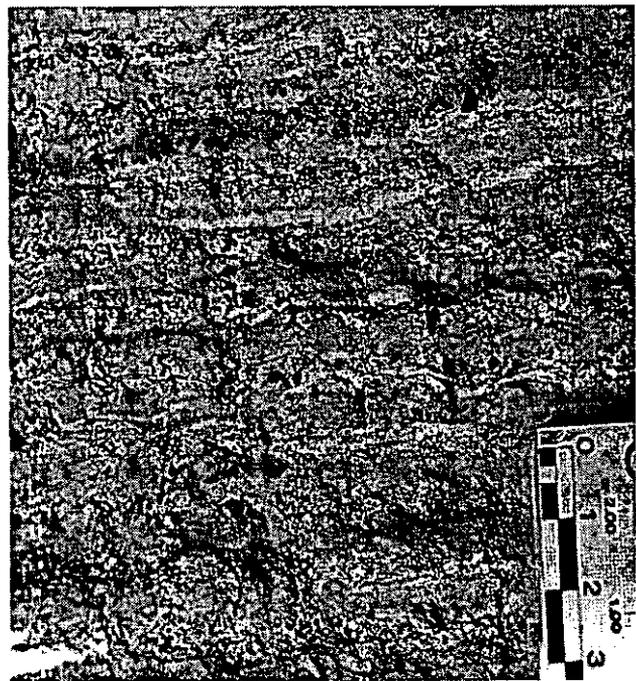


Figura 4.8. Detalle de las láminas de yeso detrítico, donde se aprecian las morfologías angulosas y subangulosas de los clastos yesíferos.

rómbicas y pseudo-lenticulares, con baja redondez de sus caras cristalinas. La presencia

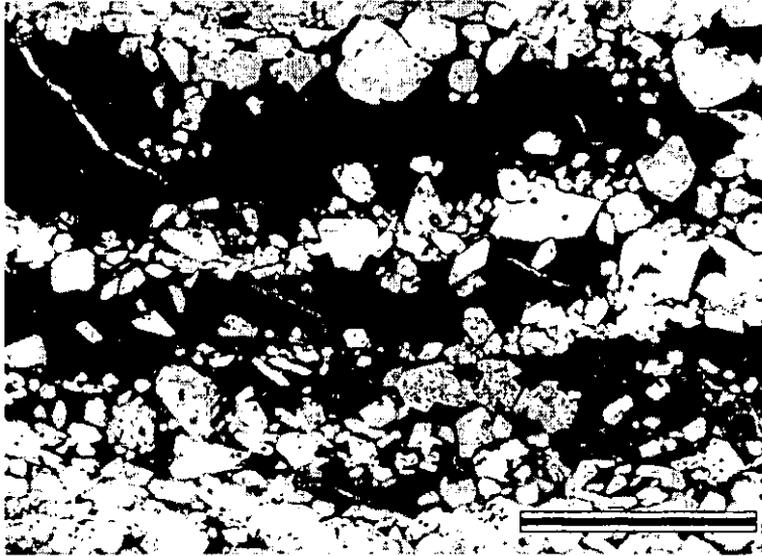


Figura 4.9. Aspecto de las láminas de yeso detrítico en alternancia con magnesita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

de cristales maclados constituye un rasgo común de esta subfacies. El yeso detrítico se encuentra normalmente asociado al techo de costras microseléníticas, reflejando que se nutren de los precipitados yesíferos que integran las mismas secuencias. Son frecuentes los relictos de anhidrita, así como rosetas de sílice y calcedonias, incluidos en los cristales de mayor talla.

Subfacies de yeso lenticular (YL₁)

Esta subfacies puede encontrarse tanto en asociación con las subfacies microseléníticas y detríticas como, en una mayor proporción, hacia el techo de la Unidad Intermedia en el sector SE de la cuenca. El yeso laminado lenticular está generalmente asociado a una matriz intercrystalina compuesta de carbonato magnésico/arcillas (magnesita-dolomita) con texturas micríticas y restos vegetales flotados, formando finos niveles de 1-2 cm de grosor. Los yesos lenticulares presentan gran variabilidad de tamaños y, aunque el tamaño medio está próximo a 500 μm , pueden llegar a alcanzar



Figura 4.10. Láminas de yeso lenticular en alternancia con magnesita (nícoles paralelos; escala = 1mm).

1,25 mm como máximo. Por lo general, no se encuentran evidencias de deformación de las láminas arcilloso-carbonáticas producidas en un crecimiento cristalino intrasedimentario. Los cristales lenticulares toman una orientación preferencial paralela a la estratificación. Existen otras morfologías cristalinas yesíferas bastante frecuentes, como las róm-bicas-subróm-bicas

que aparecen interlaminadas con las lenticulares. (Fig. 4.10). Normalmente, el yeso lenticular carece de inclusiones de la matriz, relictos de anhidrita, o rosetas de sílice, calcedonias o cuarzos idiomorfos. Solamente y en contadas ocasiones, se reconoce una película de inclusiones hacia los bordes cristalinos, que indican la existencia de sobrecrecimientos de los cristales de yeso.

2. 1. 2. INTERPRETACIÓN

Las secuencias de yeso laminado con carbonatos/arcillas a pequeña escala son frecuentes en el registro sedimentario de depósitos antiguos y actuales (Ergun, 1977; Truc, 1980; Lowenstein, 1982; Magee, 1991; Sanz-Montero *et al.*, 1994). Las litofacies de yeso laminado (incluyendo las tres subfacies citadas anteriormente) forman secuencias sedimentarias de espesor métrico con una laminación de orden milimétrico-centimétrico, que son muy similares a los casos descritos por Sanz-Montero *et al.* (1994) y Rodríguez Aranda (1994) en la cercana Cuenca de Madrid o a las expuestas por Ergun (1977) en la Cuenca de Cankiri-Corum en Turquía, Truc (1980) en la Cuenca de Mormoiron en Francia, o Magee (1991) en lagos cuaternarios del sureste de Australia.

Este hecho hace pensar que su presencia es propia de ambientes deposicionales semejantes, que favorecen la preservación de un carácter cíclico en la sedimentación. La descripción de las asociaciones de facies, así como la interpretación de la secuencialidad será objeto de estudio en el capítulo 6.

Tradicionalmente, se ha pensado que la presencia de yeso cristalino en forma de selenita es el producto de una precipitación directa a partir de una salmuera saturada en sulfato cálcico, por una nucleación subacuática en la interfase sedimento-agua (Schreiber, 1978; Rouchy *et al.*, 1994). El crecimiento de cristales selenitas requiere unas condiciones estables y un estado cercano a la saturación del yeso por un largo tiempo, condiciones que sólo pueden ser alcanzadas en ambientes restringidos, tales como charcas ubicadas en márgenes lacustres (Sanz-Montero *et al.*, 1994) o, en general, en un ambiente lacustre somero (Rodríguez-Aranda, 1994), como viene demostrado por la escasa potencia, cercana a 1-2 cm, de las costras seleníticas. Los pliegues de deformación que se encuentran asociados a las costras microseleníticas se relacionan con presiones de cristalización y crecimiento competitivo de los cristales (Rouchy, 1982).

Las costras microseleníticas de los materiales de yeso laminado de la Cuenca de Calatayud presentan hacia la parte más alta de las secuencias evidencias de una anhidritización sinsedimentaria (ahora rehidratadas a yeso) por exposición en condiciones áridas superficiales (Moiola y Glover, 1965; Shearman, 1983; Rouchy *et al.*, 1994), que serían indicativas de etapas periódicas de desecación. Del mismo modo, Sanz-Montero (1994) ha señalado que los períodos relativamente largos de crecimiento selenítico pueden ser seguidos por fases de fuerte evaporación que causan anhidritización temprana y/o recristalización del depósito previamente formado.

Los rasgos presentes en algunas costras microselénicas de cristales caídos y en ocasiones orientados constituyen una evidencia del re trabajamiento de los precipitados yesíferos en ambiente de márgen lacustre, que origina las distintas láminas de yeso detrítico. Aunque, el re trabajamiento de depósitos de yeso constituye un importante proceso en muchas cuencas evaporíticas básicamente marinas, en ambientes lacustres en cuencas continentales, destacan los estudios de Truc (1978, 1980) en la Cuenca de Mormoiron (Francia), o Rodríguez-Aranda (1994) y Sanz-Montero *et al.* (1994) en la Cuenca de Madrid. El yeso detrítico de la Cuenca de Calatayud no forma grandes acumulaciones, sino que se dispone en pequeñas láminas en asociación con costras de yeso selenita. Nosotros interpretamos que su formación tuvo lugar en un ambiente deposicional muy similar al reflejado para la deposición del yeso selenita. La escasa profundidad del medio conduce a que, en una primera fase, pequeños descensos del nivel de agua del lago salino permitan el re trabajamiento o retoque de costras microselénicas por oleaje en el litoral lacustre, de forma similar a lo expuesto por Rodríguez-Aranda (1994) o Sanz-Montero *et al.* (1994) (Fig. 4.11a y b), a la vez que en sectores algo más marginales existe exposición y anhidritización de las costras. En una segunda fase (Fig. 4.11c)

la llegada de aguas al sistema lacustre, con frecuencia mediante mantos de arroyada o tormentas, induce la redeposición del yeso en áreas lacustres más centrales, con formación de un fino depósito laminado o gradado, acompañado de una decantación de arcillas-limos o precipitación de carbonatos magnésicos. En áreas más marginales, hacia el mudflat salino, los mantos de arroyada (*sheet flood*) pueden erigirse en los mecanismos más importantes para un re trabajamiento y redeposición del yeso (Sanz-Montero *et al.*, 1994). En todo caso, las morfologías angulosas-subangulosas

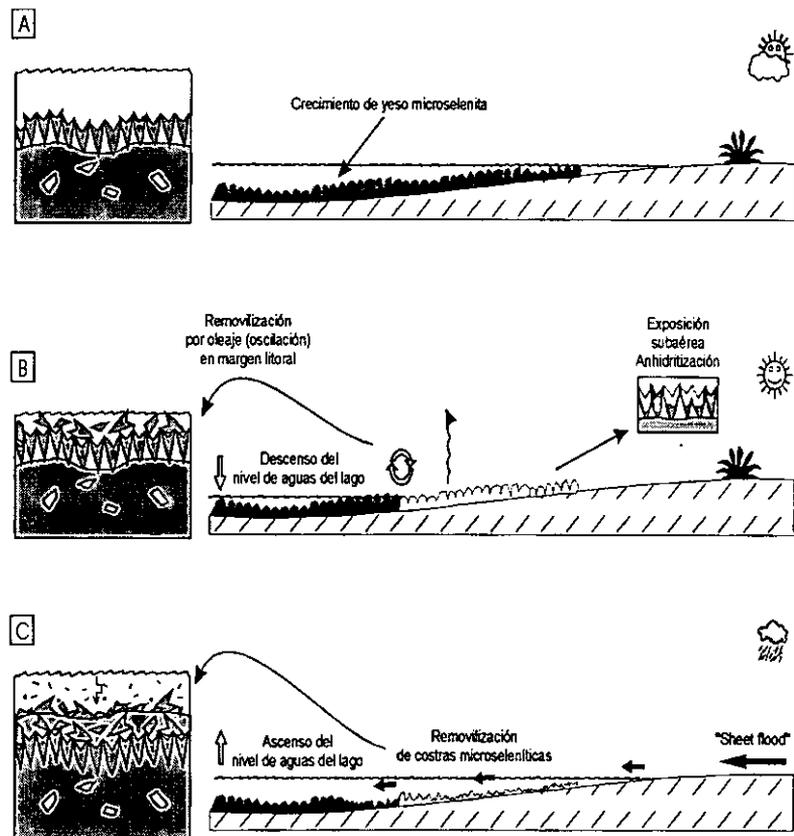


Figura 4.11. Modelo de génesis de yeso detrítico; a) precipitación de yeso microselénita b) descenso del nivel del lago, removilización por oleaje en zona litoral; c) removilización de costras microselénicas por "sheet flood" y redeposición en áreas más internas del lago (modificado de Sanz-Montero *et al.*, 1994).

del yeso indicarían una ausencia de transporte efectivo en las secuencias con un leve retoque de las morfologías cristalizadas "in situ" que elimina cualquier hipótesis de alimentación extracuenal.

Finalmente, la subfacies de yeso laminado lenticular se caracteriza por una ausencia de rasgos típicos de exposición subaérea, encontrándose, por lo general inmersos en una matriz carbonática-arcillosa (magnésico-dolomítica) conteniendo restos vegetales flotados y orientados. La existencia de carbonato magnésico (magnesita/dolomita), así como arcillas de color gris y verde interlaminados con yeso son indicativos de un ambiente en el que permanecen condiciones estables subacuáticas, sólomente sujetas a cambios estacionales. Los cristales lenticulares de yeso serían probablemente depositados en un lago somero (margen lacustre), donde crecerían en la interfase aire-salmuera hundiéndose posteriormente al fondo del lago, como han indicado Schreiber (1978) y Truc (1980). En el caso de lenticulas de mayor tamaño, el crecimiento se realizaría en la interfase sedimento-agua (Sanz-Montero *et al.*, 1994). Las lenticulas de yeso se caracterizan por una ténue orientación paralela al substrato, lo cual puede ser indicativo tanto de la adopción de una posición de mayor estabilidad después de su caída al fondo del lago, como de la acción de corrientes laminares difusas.

2. 2. LITOFACIES DE YESO MACROLENTICULAR Y ROSAS DEL DESIERTO (Y_{RD})

2. 2. 1. DESCRIPCIÓN

La litofacies de yeso macrolenticular y rosas del desierto se presenta fundamentalmente en relación con el techo de la Unidad Intermedia, en estrecha asociación con una pauta de progresiva dulcificación, que conduce a un aumento del porcentaje relativo carbonato/yeso, terrígenos, y la aparición de determinados rasgos (bioturbación de raíces y grietas de desecación) propios de exposiciones subaéreas periódicas.

En general, estas dos tipologías de yeso suelen encontrarse conjuntamente, sobre todo en relación con la Subunidad M_D -INT y, en menor proporción, en la Y_{MB} -INT o Y_{LM} -INT. Sin embargo, son frecuentes las descripciones realizadas en tramos lutíticos-margosos de otras subunidades, como la Y_{LN} -INF o L_G -INF.

Los yesos macrolenticulares se caracterizan por una gradación de tamaños, desde un poco más de 1 cm hasta longitudes cercanas a los 50 cm. Presentan por lo general una fábrica no orientada en relación con tramos de potencia moderada y de naturaleza margosa (dolomítica-magnésica) o carbonático-terrígena. Por lo general, forman entramados o enrejados tridimensionales, y pueden encontrarse maclados (macla de cola de golondrina o punta de flecha). Son parcialmente translúcidos, presentando

coloraciones amarillentas a ámbar (Fig 4.12. Lámina I.B). Poseen un carácter esencialmente desplazativo, aunque dado el abundante contenido en impurezas, parece



Figura 4.12. Aspecto de campo de yesos macrocristalinos en matriz dolomítica.

evidente también una componente incorporativa en su proceso de crecimiento.

Como se ha comentado previamente, su máxima expresión se concentra hacia el techo de la Unidad Intermedia en la Subunidad M_D -INT, muy cerca del contacto con la Subunidad DC_{PY} -INT. En esta última, no se conservan los cristales de yeso, encontrándose sus moldes en relación con niveles brechoideos o pseudomorfizados por

calcita. En este sentido, se han localizado pseudomorfos de macrocristales aplanados de 3-4 cm de longitud que se disponen de forma perpendicular u oblicua al substrato. También se han localizado macrocristales de este tipo en relación con tramos complejos, que contienen niveles de yeso nodular de disposición columnar en la Subunidad Y_{LM} -INT.

Las rosas del desierto son agregados de cristales lenticulares centimétricos (1-2 cm) de yeso que suelen presentarse aislados en un encajante lutítico-margoso o en relación con niveles constituidos por lenticulas de yeso, formados por un desarrollo masivo intrasedimentario (costras de yeso, Rodríguez-Aranda, 1994). Las lenticulas, de características muy similares a las macrolenticulas presentadas anteriormente, se sueldan y entrecruzan entre sí formando agregados de tamaño decimétrico. Se encuentran preferentemente en a techo de la Subunidad M_D -INT, donde aparecen coincidiendo con la progresiva desaparición de niveles microseléníticos y bajo los niveles con mayor representación de macrolenticulas yesíferas.

2. 2. 2. INTERPRETACIÓN

Las condiciones ambientales son capaces de ejercer un control sobre la solubilidad, cinética de nucleación, y el crecimiento de cristales de sulfato cálcico, entre las que se incluyen el grado de sobresaturación, la temperatura, el pH, el crecimiento medio, tasa y período de crecimiento, y la presencia de aditivos, moléculas complejas y

orgánicas (Cody, 1979; Cody y Hull, 1980). Teniendo en cuenta todas estas condiciones, el yeso puede cristalizar con una gran variedad de hábitos, siendo las morfologías prismáticas y las piramidales-prismáticas las más comunes en ambientes deposicionales.

En estudios realizados sobre la morfología de crecimiento del yeso, se ha observado que la presencia de iones como el Na^+ (Edinger, 1973) y de materia orgánica (Cody, 1979) en solución, son capaces de provocar la inhibición del crecimiento de las caras (111) y (103), proporcionando el desarrollo de cristales piramidales aplanados en la dirección del eje c. Estos aditivos se encuentran presentes en una gran variedad de ambientes sedimentarios evaporíticos donde se favorece un desarrollo de cristales piramidales (lenticulares o discoidales) en un encajante lutítico o carbonático. Cody y Cody (1988) han subrayado además que las altas temperaturas favorecen el desarrollo de caras curvas y morfologías lenticulares. El crecimiento de yeso lenticular está claramente controlado por aguas subterráneas (Teller *et al.*, 1982; Bowler y Teller, 1986), siendo un proceso asociado con evaporación capilar cerca de la superficie.

Únicamente un prolongado y lento crecimiento en condiciones alcalino-neutras, con adsorción de aditivos orgánicos, produce cristales piramidales-lenticulares. Cuando la materia orgánica es escasa o está ausente, comienzan a actuar otros factores secundarios sobre el crecimiento, produciendo una gran cantidad de hábitos cristalinos. Sin embargo, con el incremento en materia orgánica, se desarrollan maclas inter cruzadas según (100), llegándose a formar finalmente rosetas de cristales de yeso, que crecen mejor con altas temperaturas (Cody y Cody, 1988). De este modo, la disposición en rosetas podría ser controlada por la presencia de ácido tánico, componente característico de materia orgánica de origen continental. Las bajas tasas de crecimiento producen grandes cristales, aunque menos numerosos, debido al bajo grado de sobresaturación; estos cristales poseen un carácter más desplazativo que inclusivo provocando que las inclusiones sean más escasas que cuando el crecimiento es rápido (Kastner, 1970; Edinger, 1973)

Una gran parte de estas morfologías y litofacies yesíferas se encuentran en estrecha relación con procesos de bombeo evaporítico (Hsü y Siegenthaler, 1969) desde un nivel freático próximo a superficie. Si bien la precipitación de cristales de yeso intrasedimentario puede realizarse en un ambiente freático o vadoso (Arakel, 1980), los procesos que los originan son más efectivos en ambiente vadoso por evaporación capilar (Watson, 1983; 1985).

La particular evolución sedimentaria reflejada en las subunidades Y_{LM} -INT, M_D -INT y CB_{py} -INT permite la interpretación de un paso progresivo en la vertical, desde facies subacuáticas de margen lacustre hacia facies con mayores evidencias de exposiciones subaéreas periódicas en ambiente de *mudflat* salino. Tales evidencias se traducen en la existencia de huellas de raíces, rellenos de las mismas, grietas de desecación, y un aumento del porcentaje relativo de terrígenos. En este contexto sedimentario, el paso por períodos caracterizados por una exposición de las facies

lacustres, permite el desarrollo de crecimientos intrasedimentarios macrolenticulares y de rosas del desierto en ambiente vadoso.

Sin embargo, en algunos ambientes lacustres (Arakel, 1980; Arakel y Mc Conchie, 1982) y sabkhas costeras (Shearman, 1978), las fábricas con macrocristales dispersos orientados aleatoriamente se relacionan con un desarrollo freático, aunque estas mismas fábricas también son frecuentes en ambiente vadoso (Rodríguez-Aranda, 1994) cuando las condiciones de precipitación se mantienen estables durante un corto tiempo (Magee, 1991) (Fig. 4.13a).

La disposición vertical de macrocristales lenticulares observada en algunos casos ha sido atribuida a precipitación en ambiente vadoso (Rodríguez-Aranda, 1994) (Fig. 4.13b). Rosen y Warren (1990) interpretan esta precipitación como el resultado de la combinación de un movimiento capilar *per ascensum* y un desarrollo cristalino según la dirección de mínimo esfuerzo; este crecimiento estaría condicionado por una red incipiente de fisuración.

Por último, Watson (1983, 1985) explica la génesis actual de las rosas del desierto como debida a una precipitación intrasedimentaria en el límite entre la zona vadosa y freática favoreciendo su estructuración en niveles concretos y definidos (Fig. 4.13c).

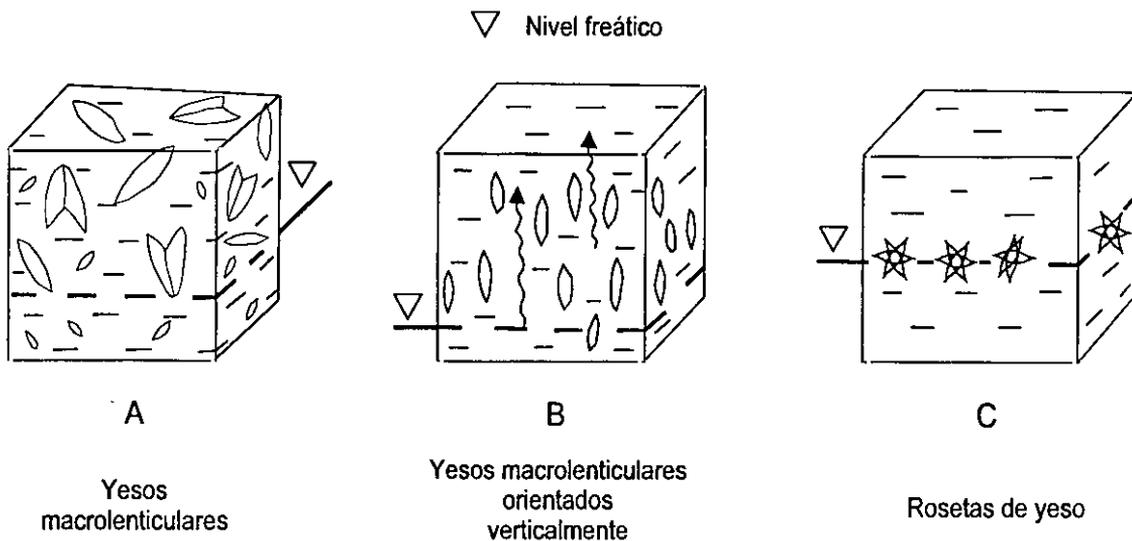


Figura 4.13. Modelo de génesis de yesos macrolenticulares y rosas del desierto (modificado de Rodríguez-Aranda, 1994).

2. 3. LITOFACIES DE YESO MESOCRISTALINO BIOTURBADO (Y_B)

2. 3. 1. DESCRIPCIÓN

La presencia de estas litofacies en la Cuenca de Calatayud se reconoce sólomente a lo largo de la margen derecha del Río Jiloca, desde aproximadamente la localidad de Villafeliche hasta 2-3 km al NO de Fuentes de Jiloca, formando buena parte de la Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB-INT}), dentro de la cual se reconocen tramos que en su máxima potencia alcanzan casi los 70-80 m. Según Ortí *et al.* (1994), la litofacies de yesos bioturbados puede encontrarse igualmente en el sector Sur de Armantes (Yesos de Armantes), a unos pocos kilómetros al NO del Castillo de Calatayud, aunque transformados a yeso secundario por anhidritización sinsedimentaria intensa; sin embargo, esta información no ha podido ser constatada en nuestras observaciones en el sector Sur de Armantes. En este sentido, es necesario apuntar el carácter secundario de la cobertera yesífera de gran parte de los afloramientos en ese sector, así como el carácter hipersalino de las facies evaporíticas deposicionales encontradas en sondeos, con una interpretación paleoambiental muy distinta a la de las litofacies que describimos.

De acuerdo con lo expresado anteriormente, esta litofacies constituye los depósitos de carácter yesífero más meridionales que pueden ser encontrados en la Cuenca de Calatayud, formando una estrecha prolongación de las facies evaporíticas de la Unidad Intermedia. En afloramiento, se presentan como:



Figura 4.14. Cantera de yesos de la localidad de Montón (yeso mesocristalino bioturbado).

a) bancos de potencia métrica (1,3-1,5 m) intercalados con niveles de lutitas rojas y carbonatos nodulosos y tobáceos.

b) tramos masivos decamétricos que han sido localmente explotados en cantera, como es el caso de la explotación próxima a Montón (Fig. 4.14). Dentro de este aspecto masivo de estos depósitos, se

pueden diferenciar subtramos de entre 2-5 m, en función del color, contenido relativo en yeso y carbonato, bioturbación, silicificación, etc...

De visu, esta litofacies se compone de un soporte carbonático (dolomita o calcita) y yeso micro-mesocristalino lenticular (preferentemente mesocristalino) en proporciones relativas variables. Los materiales de esta litofacies presentan un color crema a blanquecino, con intercalaciones de tramos algo más oscuros, y se encuentran intensamente bioturbados en forma de una densa red de estriotúbulos (posibles chironómidos y coleópteros), definidos como *"tangle-patterned burrowing"* por Rodríguez-Aranda y Calvo (1998). Los estriotúbulos pueden alcanzar longitudes de hasta varios cm y se disponen según orientaciones preferentes subverticales (Lámina I.C). Se reconocen niveles margosos intercalados de color verde y negro con un importante grado de yesificación, restos vegetales flotados y restos esqueléticos de micromamíferos, que han proporcionado un importante yacimiento paleontológico (Montón). Del mismo modo, son frecuentes los niveles con una composición dominante carbonático-margosa (frecuentemente dolomítica), a los que se asocia el crecimiento de cristales macrolenticulares de yeso distribuidos al azar (Fig. 4.15), que en algún caso alcanzan hasta 50 cm, o morfologías tipo rosa del desierto.

Son frecuentes los nódulos silíceos de color negro o rojizo acaramelado que se disponen aislados o formando finos niveles irregulares de escasa continuidad lateral (Fig. 4.16). También se han encontrado silicificaciones rellenando moldes de bioturbaciones (Fig. 4.17). La fácil alteración meteórica de estos depósitos desemboca en la génesis de materiales pulverulentos, blandos, de color blanquecino, quedando la sílice como producto residual.



Figura 4.15. Cristales macrolenticulares de yeso distribuidos al azar en un nivel dolomítico.



Figura 4.16. Detalle de nódulo silíceo en yesos mesocristalinos bioturbados.

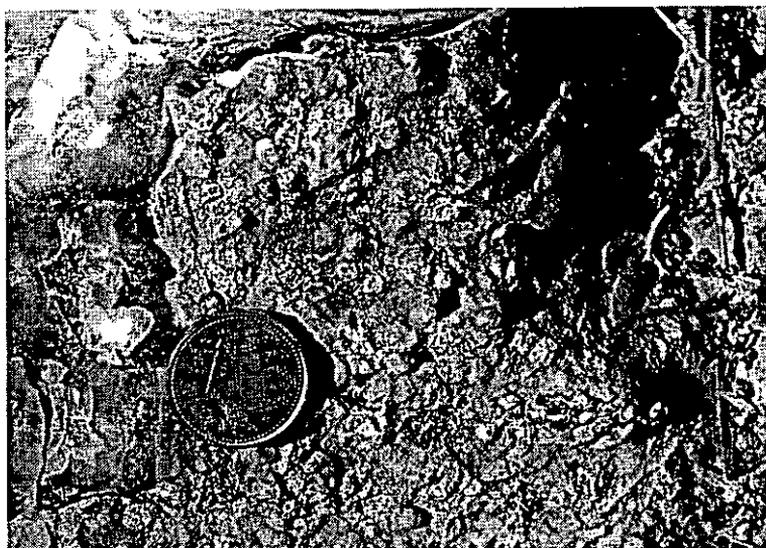


Figura 4.17. Detalle de bioturbaciones silicificadas.

En lámina delgada, las texturas del carbonato encajante son generalmente micríticas masivas, en ocasiones peloidales. También, son comunes las texturas de carbonatos bioclásticos, y de tobas de caráceas en algunos niveles intercalados en secuencias de yeso bioturbado. Dependiendo de la proporción carbonato/yeso, se pueden describir texturas básicamente constituidas por un encajante carbonático con bioturbaciones (0,5- 1,5 mm de diámetro medio) de sección usualmente circular, que se encuentran rellenas de mesolentículas o de cemento yesífero. El yeso componente de estas litofacies se encuentra en forma de lentículas con distribución bimodal (100 y 400 μm aproximadamente) que sólo se encuentran maclados en niveles pobres en matriz carbonática. En muestras con matriz carbonática prácticamente ausente, se ha observado la formación de crecimientos sintaxiales irregulares alrededor de las lentículas de yeso hasta el punto de formar mosaicos suturados. En este último caso, las mesolentículas están enriquecidas en inclusiones del encajante, si bien las texturas más frecuentes carecen de impureza alguna, así como de relictos de anhidrita, evidenciando la ausencia del paso por un proceso previo de anhidritización sinsedimentaria, tan frecuente en otras litofacies descritas. La distribución de las mesolentículas puede ser irregular, si bien la textura más frecuente se compone de mesolentículas orientadas por una intensa bioturbación. La sección longitudinal de las bioturbaciones denota morfologías de los túbulos predominantemente rectas con una disposición convexa de mesolentículas respecto a las paredes del túbulo, mientras que las secciones transversales

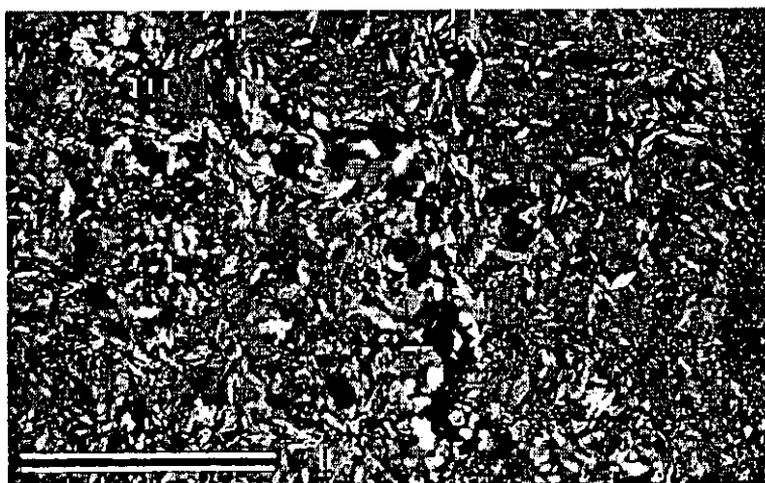


Figura 4.18. Sección longitudinal de un estriotúbulo relleno con un mosaico de yeso equigranular euhedral-subhedral mesocristalino (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

son rápidamente identificadas por la disposición concéntrica de alineaciones de lenticulas de yeso alrededor del túbulo. En general, las bioturbaciones estan rellenas de dos formas diferentes: a) con mosaicos equigranulares euhedrales-subhedrales micro y mesocristalinos (Fig. 4.18); b) morfologías de relleno con lenticulas de yeso alineadas y dispuestas en menisco convexo hacia la parte más profunda del estriotúbulo (Fig. 4.19; Lámina I.D).



Figura 4.19. Sección longitudinal de un estriotúbulo en el que los cristales lenticulares de yeso se disponen de forma convexa (nícoles paralelos; e. = 2 mm).



Figura 4.20. Sección longitudinal de un estriotúbulo con yesos mesolenticulares pseudomorfizados por calcita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

En relación con el cambio de facies hacia el SE de la Subunidad Y_{MB}-INT a materiales lutíticos-carbonáticos, se pueden encontrar las mismas texturas descritas, aunque pseudomorfizadas por calcita (Fig. 4.20), representando en ocasiones a tramos de más de 10 m de potencia (área de Montón) a techo de las litofacies primarias.

2. 3. 2. INTERPRETACIÓN

Los yesos micro-mesocristalinos bioturbados constituyen una litofacies primaria característica de los sistemas evaporíticos de gran parte de las cuencas terciarias ibéricas. Así, su existencia ha sido descrita, entre otras, en la Fosa de Teruel (Ortí, 1987; Anadón *et al.*, 1997), en la Cuenca de Madrid (Rodríguez Aranda, 1995), en la Cuenca del Duero (Corrochano y Armenteros, 1989) y en la Cuenca del Ebro (Salvany *et al.*, 1994). En la

Cuenca de Calatayud, estas litofacies son primeramente citadas por Ortí (1987), Rosell y Ortí (1992), y tratadas más profundamente en Ortí *et al.* (1994). Generalmente, estas litofacies se caracterizan por una serie de rasgos básicos similares, como es la existencia de facies de yeso lenticular no maclado, con recrecimientos sintaxiales (yeso micro-mesocristalino unimodal y de forma minoritaria bimodal) con abundantes bioturbaciones tubulares-estriotúbulos (Rodríguez Aranda y Calvo, 1995; 1998).

El yeso mesolenticular característico de esta litofacies ha sido interpretado por Rodríguez Aranda (1995) como un precipitado en ambiente lacustre somero con salinidades probablemente menores de 150 gr/l, condiciones en las que los cristales nuclearían en el interior de la salmuera y/o en la interfase aire/salmuera, cayendo con posterioridad al fondo. Estas morfologías lenticulares estarían en relación con un gran contenido en materia orgánica de la salmuera, que vendría así mismo representado por el intenso grado de bioturbación (insectos y anélidos).

Las litofacies de yeso mesolenticular bioturbado de la Subunidad Y_{MB} -INT de la Cuenca de Calatayud se caracterizan por una aparente homogeneidad textural, pero que, en realidad, tiene una gran variabilidad, fundamentalmente en función de la relación carbonato/yeso. Esta relación depende de las oscilaciones en el grado de salinidad de la salmuera, que se relaciona con la tasa de aporte de aguas dulces al medio deposicional.

Las litofacies de yeso mesolenticular bioturbado de la Cuenca de Calatayud son características de la precipitación en un ambiente lacustre, cuya interpretación se encuentra estrechamente ligada a la de la Subunidad Y_{MB} -INT, junto con las litofacies carbonáticas que también han sido descritas. El carácter marginal de este medio deposicional, respecto del sistema lacustre evaporítico-carbonático de Unidad Intermedia, provoca que quede bajo la influencia de aportes periódicos de aguas dulces, como indica la presencia de niveles de tobas de caráceas y carbonatos palustres, además de niveles de acumulación de restos de micromamíferos en niveles margosos.

La alta variabilidad textural de esta litofacies es consecuencia de cambios en el medio deposicional, principalmente relacionados con la concentración de las aguas del sistema lacustre, así como las oscilaciones en el nivel de agua del lago. En este sentido, en la Subunidad Y_{MB} -INT, se han descrito niveles carbonáticos (dolomíticos) propios de ambiente de *mudflat*, en los que existen evidencias para un desarrollo en condiciones vadosas de macrolenticulas de yeso y rosas del desierto, aunque, por otra parte, los niveles masivos formados por mesolenticulas de yeso son indicativos de una precipitación en un ambiente lacustre somero; así, entre estos dos términos existen una gran cantidad de grupos texturales intermedios, que son el producto de una superposición de fases sedimentarias en función de variaciones ambientales reflejadas en el medio deposicional.

En este sentido, en áreas más centrales de este sistema deposicional, con lámina de agua estable, la precipitación de mesolenticulas de yeso se produce en la interfase

salmuera/aire, con posterior caída al fondo, formándose niveles masivos donde la proporción de matriz dolomítica es mínima o nula (Fig. 4.21a). Las mesolentículas de yeso podrían recrecer y ser bioturbadas en el substrato una vez hubieran sido depositadas.

Sin embargo, en momentos en que las aguas del sistema lacustre descienden o en áreas de *mudflat* ("mudflat dolomítico") en condiciones freáticas, se puede dar lugar a una intensa "yesificación" o crecimiento de mesolentículas en los primeros centímetros de sedimento dolomítico, que tiene un carácter reemplazativo (Fig. 4.21b).

Por último, en momentos con exposición subaérea del substrato dolomítico o en áreas más marginales del *mudflat*, el desarrollo de yeso, en condiciones vadasas, se traduce en macrolentículas y rosas del desierto, así como la existencia de procesos de cementación a favor de bioturbaciones (Fig. 4.21c).

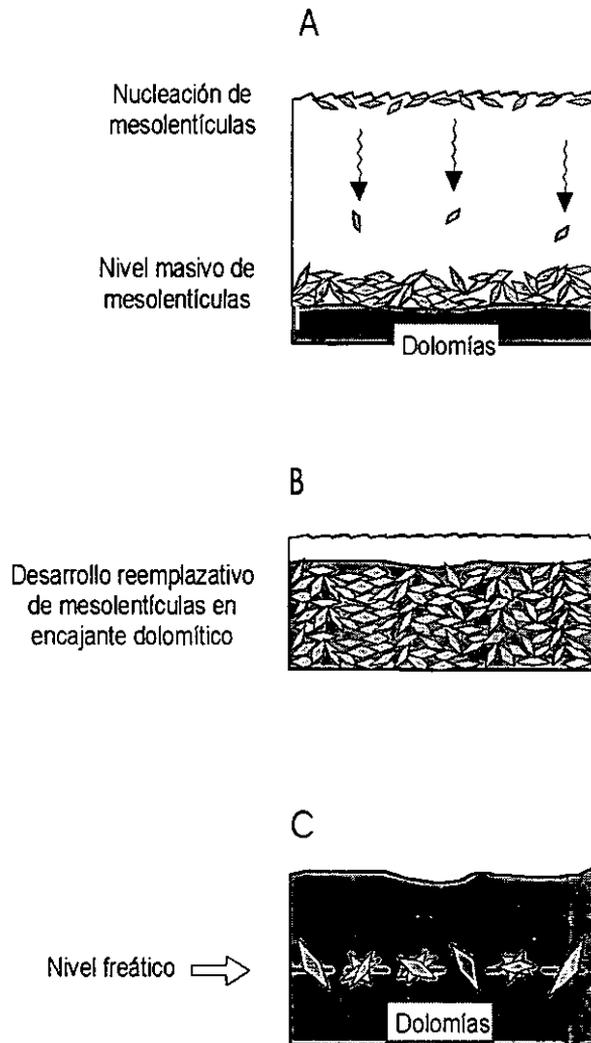


Figura 4.21. Modelo de génesis de las diferentes litofacies de yeso mesocrystalino bioturbado.

3. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES YESÍFERAS POSTDEPOSICIONALES

Las litofacies postdeposicionales que van a ser descritas en este capítulo se reconocen en los materiales aflorantes o expuestos de la Unidad Inferior correspondientes a las subunidades L_r -INF, Y_{LN} -INF y Y_L -INF. Como se ha tenido oportunidad de observar en capítulos precedentes, los diferentes sondeos de investigación salina realizados en la cuenca, básicamente en el área Sur de Armantes y en Paracuellos de Jiloca, han permitido constatar la existencia de fases salinas deposicionales no exclusivamente formadas por sulfato cálcico (halita, glauberita y thenardita) pero que carecen de representación en superficie, bien porque se encuentran

en profundidad, o porque han sido reemplazadas por yeso secundario en condiciones meteóricas.

Así, los sondeos de Armantes permiten determinar una cobertera de meteorización de los depósitos salinos que oscila entre los 10-15 m de espesor, que aunque puede considerarse reducido, indudablemente imposibilita el estudio directo de las facies deposicionales, siendo necesario basarlo en evidencias indirectas observadas en afloramiento o en lámina delgada. Lamentablemente, no se ha tenido acceso al estudio de los testigos de los grandes sondeos realizados en la cuenca, ya que en ambos casos han sido perdidos o eliminados, aunque se cuenta con la existencia de columnas litológicas de testificación muy sencillas que, si bien no aportan un adecuado detalle, proporcionan una valiosa información para la interpretación de medios deposicionales.

Se han diferenciado cinco grandes grupos dentro de las litofacies yesíferas postdeposicionales: las que poseen un origen a partir de facies deposicionales anhidríticas (1) y glauberíticas (2), venas de yeso fibroso (3), y yeso macrocristalino (4) que se relacionan fundamentalmente con la Unidad Inferior, y finalmente un grupo muy específico correspondiente a nódulos columnares de yeso (5), que se asocia básicamente a la Unidad Intermedia. Si bien, las facies nodulares se estudian en los grupos 1 y 2, los nódulos columnares de yeso se analizan por separado, ya que constituyen un grupo con unas connotaciones genéticas distintas a los primeros, de gran importancia paleogeográfica-ambiental. Las litofacies postdeposicionales de procedencia anhidrítica son, sin duda, las más abundantes dentro del registro de la Unidad Inferior de la cuenca, con amplia distribución espacial y temporal.

3. 1. YESO POSTDEPOSICIONAL. LITOFACIES PROCEDENTE DE GLAUBERITA (G_I , G_N , G_L)

3. 1. 1. DESCRIPCIÓN

Las evidencias indirectas sobre la presencia de glauberita en los depósitos evaporíticos que integran la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud se han basado durante mucho tiempo en la aparición de eflorescencias de carácter sódico en afloramiento, y en especial en cavidades naturales y artificiales (González Lasala, 1854; Sánchez-Moral, 1993). En el informe del I.G.M.E. (1980) se citan indicios de sulfato sódico en la Cuenca de Calatayud, en concreto de glauberita, en el km 2 de la carretera de Calatayud-Soria, así como eflorescencias salinas en el área de las localidades de Terrer, Calatayud y Velilla de Jiloca.

Durante la realización de la presente Tesis Doctoral, se ha llevado a cabo un muestreo selectivo de eflorescencias salinas, encontrándose mayoritariamente epsomita-hexahidrita, aunque se han localizado eflorescencias puntuales de carácter sódico en el

área de la Ermita del Cristo de Ribota (mirabilita), en Terror (thenardita), y en la zona del Asador San Ramón-salida km 237 (Ermita de Illescas) de la autovía Madrid-Barcelona (thenardita-mirabilita-bloedita), que pueden usarse como indicadores de la presencia de niveles de sulfato sódico en las formaciones evaporíticas.

Se ha reconocido la existencia de pseudomorfos de glauberita en diversas áreas de la cuenca que actualmente se componen de distintas fábricas de yeso secundario (Ortí y Rosell, 1994; Ortí *et al.*, 1995), con gran dispersión en áreas marginales de la Unidad Inferior, es decir, en la transición entre facies terrígenas finas y facies salinas (Subunidad Y_{LN} -INF, y en menor grado en la Subunidad Y_L -INF). En este sentido, los pseudomorfos de glauberita se han encontrado de forma sistemática en todo el sector Sur de Armantes, en Asador San Ramón, Torres-Los Cerrillares, Valtorres, y en menor cantidad en el sector SE de la cuenca (Velilla de Jiloca, Olvés).

La obtención de datos procedentes de sondeos de investigación minera de MYTA (Permiso de Investigación Cristina, 1988-89) permite constatar la presencia de importantes depósitos de glauberita-thenardita en el sector Sur de Armantes bajo una cobertera de meteorización con transformación a yeso secundario. Menduiña *et al.* (1984) y García del Cura *et al.* (1979) citan zonas hipergénicas similares en los yacimientos de Cerezo del Río Tirón y en las series salinas de la Cuenca del Tajo. Ortí y Helvaci (1995) describen los procesos de meteorización asociados a la mina de Cayirhan (Fm. Kirmir, Cuenca de Beipazari, Turquía) como una disolución de thenardita y una progresiva pseudomorfización de la glauberita con las más clásicas fábricas petrográficas reticulada y acicular. Estas observaciones son consistentes con el hecho de que, en condiciones de superficie, las sales sódicas (halita, thenardita-mirabilita) de formaciones evaporíticas se disuelven, mientras que los sulfatos con Ca (anhidrita, glauberita, polihalita) son reemplazados en distinto grado por el yeso secundario, con el consiguiente lixiviado de sulfato con Na, K, y Mg (Ortí *et al.*, 1995). De este modo, el reconocimiento de pseudomorfos de glauberita supone una importante herramienta para la localización de depósitos de sulfato sódico.

Ortí y Rosell (1994) estudiaron en la autovía de Aragón, entre los Km 225 y 238, diversos afloramientos con yesos secundarios con texturas alabastrinas y megacristalinas con evidencias pseudomórficas de glauberita precursora. Estos autores describen los pseudomorfos glauberíticos como morfologías prismático-monoclínicas de tendencia tabular de hasta varios cm, que son más fácilmente apreciables cuando se rodean de encajante lutítico. Su observación es más sencilla cuando aparecen incluidos en yeso secundario alabastrino, pero se hace difícil cuando están en forma de yeso secundario megacristalino. En lámina delgada, muestran texturas alabastrinas, megacristalinas y, en menor medida, porfiroblásticas, y se aprecian rasgos de deformación y recristalización que los autores justifican con cambios volumétricos y compactación sufridos en la transformación glauberita-yeso

Ortí *et al.* (1995) han remarcado la existencia de evidencias de deformación en pseudomorfo de glauberita en yeso secundario (cristales elongados, curvados y plegados) que no han sido observadas en depósitos glauberíticos originales. Estos rasgos se producen durante el proceso de yesificación, perdiéndose volumen y rigidez, con el resultado de unos pseudomorfos aplastados por los depósitos suprayacentes.

La glauberita de la Cuenca de Calatayud forma parte de un cinturón de facies con una paragénesis mineral (deposicional) que consta de anhidrita-glauberita-yeso-magnesita \pm halita \pm thenardita. La compleja compartimentación en bloques tectónicos de la cuenca imposibilita la correlación directa de las litofacies glauberíticas

Se distinguen las siguientes subfacies glauberíticas:

- a) Subfacies de agregados cristalinos intrasedimentarios (G_I)
- b) Subfacies nodulares (G_N)
- c) Subfacies laminadas (G_L)

Entre ellas, la subfacies de agregados cristalinos intrasedimentarios es de inmediato reconocimiento en campo. De la misma forma, las subfacies nodulares se discriminan con facilidad cuando se reconocen pseudomorfos de cristales incluidos en la textura alabastrina; en caso contrario, es necesario recurrir entonces al estudio petrográfico. Finalmente, las subfacies laminadas, casi siempre asociadas con anhidrita, necesitan del estudio petrográfico para su discriminación. El estudio de estas subfacies ha sido llevado a cabo en las secciones estratigráficas *SES-1*, *SES-2*, *ASR*, y *CER-2*, así como mediante múltiples observaciones realizadas en gran parte de la cuenca.

Subfacies de agregados cristalinos intrasedimentarios (G_I)

Consiste en agregados de cristales pseudomorfos de glauberita de crecimiento intrasedimentario en una matriz lutítico-margoso magnesítica. Los cristales pseudomórficos de glauberita se disponen sin una orientación definida (Fig. 4.22) aunque forman agregados que, en ocasiones, adoptan en conjunto una morfología nodular (de hasta 10-15 cm de diámetro); la

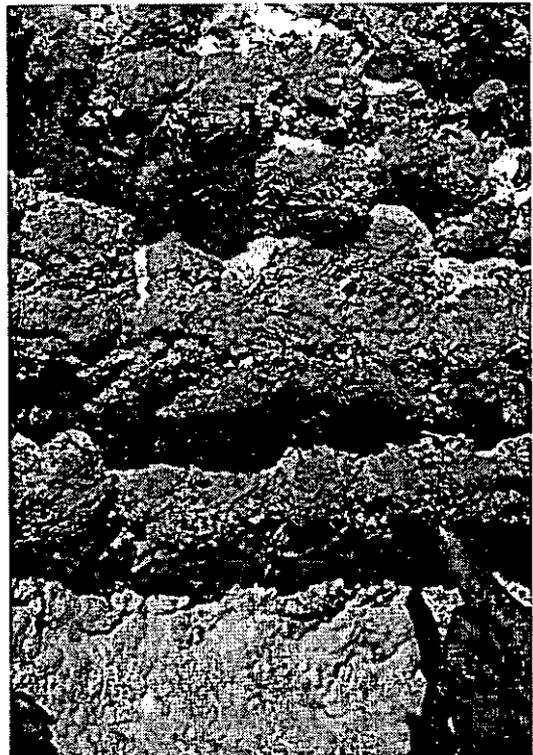


Figura 4.22. Niveles de espesor centimétrico formados por agregados de cristales pseudomorfos de glauberita de crecimiento intrasedimentario.

morfología cristalina es tabular-discoidal, de sección transversal romboidea (Fig. 4.23 y 4.24) y su tamaño es variable, desde términos solamente distinguibles mediante petrografía óptica, de unas 250 μm , hasta un máximo de 3-3,5 cm, si bien los cristales adquieren a veces una morfología marcadamente tabular. Resulta frecuente encontrar agregados de cristales de menor talla entre grandes cristales de yeso pseudomorfo de glauberita desarrollados en una matriz arcilloso-carbonática. Los cristales son, por lo general, translúcidos aunque el grado de impurezas puede llegar a ser notable.

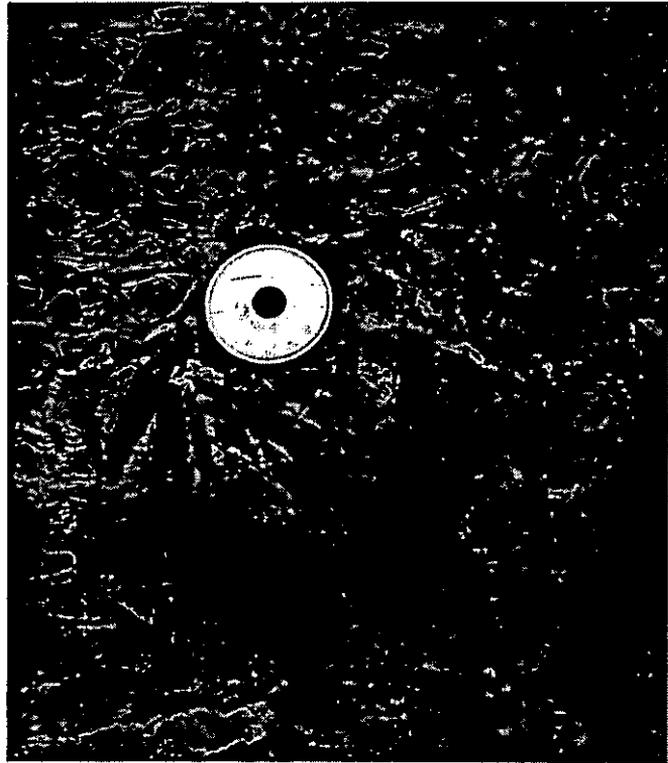


Figura 4.23. Cristales pseudomorfos de glauberita de crecimiento intrasedimentario.

Generalmente, los agregados cristalinos coalescen para formar niveles que pueden ser continuos lateralmente. También, es posible encontrarlos de forma aislada en el encajante, a modo de bolsa de morfología lenticular. En ambos casos, las potencias máximas de los niveles oscilan entre los 20 y 70 cm.

Localmente se han encontrado evidencias de anhidrita en los cristales de yeso pseudomorfo de glauberita, como por ejemplo, en afloramientos cercanos al área de Los Cerrillares, frente a la localidad de Torres. Los pseudomorfos de glauberita presentan normalmente evidencias de alteración y morfologías de corrosión cuando sufren exposición subaérea, mientras que conservan

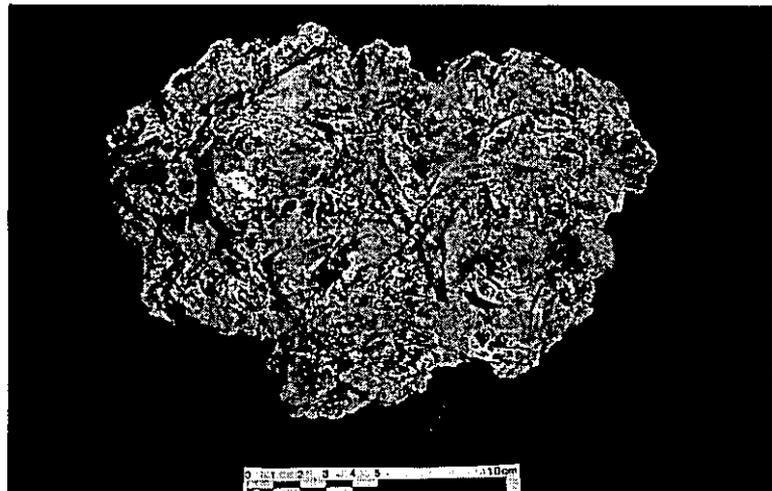


Figura 4.24. Detalle de un agregado de cristales pseudomorfos de glauberita.

intactas las morfologías cuando se encuentran embebidos en una matriz lutítica-magnésica margosa, siendo en este caso más fácilmente diferenciables hacia la base de

estos niveles. Se observa un carácter desplazativo en el crecimiento de los agregados cristalinos de yeso pseudomorfo de glauberita, que distorsionan y deforman la estructura deposicional del encajante.

En el estudio petrográfico de los pseudomorfos de glauberita mejor conservados, se observan macrocristales con morfologías discoidales que pueden alcanzar más de 1 cm de longitud (Fig. 4.25. Lámina II.A) y que se adosan lateralmente. También se localizan perimorfos de estos grandes cristales formados por subcristales de yeso secundario de morfología elongada. Uno de los rasgos más notables es la presencia de un gran número de inclusiones de anhidrita en el interior de los cristales, así como la existencia de matriz intercristalina a favor de la cual se producen procesos de alteración de las morfologías previas, tanto por disolución-corrosión de caras cristalinas, como por el progreso de reemplazamientos minerales yeso-calcita.



Figura 4.25. Pseudomorfos de glauberita. Macrocristales de yeso con morfologías discoidales que pueden alcanzar más de 1 cm de longitud (nícoles cruzados; escala = 2 mm).

Subfacies nodulares (G_N)

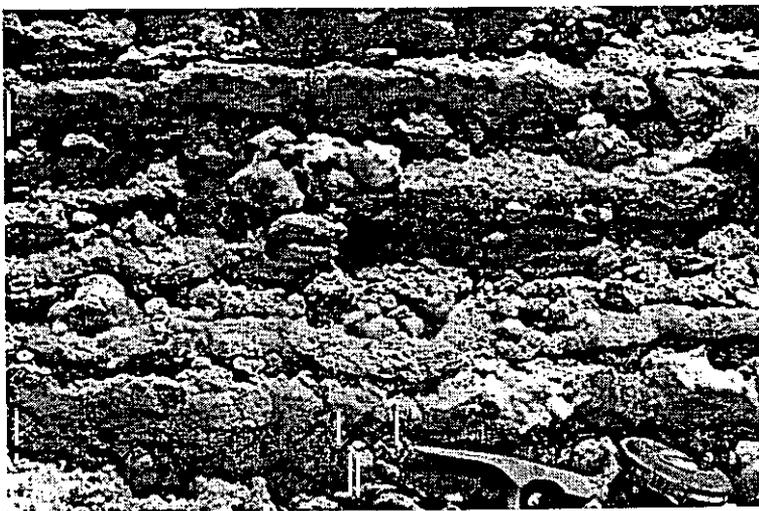


Figura 4.26. Niveles nódulo-enterolíticos constituidos por pseudomorfos de glauberita.

Esta litofacies se corresponde con niveles nódulo-enterolíticos constituidos por pseudomorfos de glauberita. Bajo la apariencia nodular, del mismo modo que en la litofacies anterior, se llegan a apreciar agregados de cristales discoidales distribuidos al azar, de aproximadamente 1 cm de longitud, pero que ocasionalmente pueden

llegar a alcanzar los 2-3 cm (Fig. 4.26 y 4.27). Los cristales no son translúcidos, sino que presentan tonalidades blanquecinas características del paso por una etapa de anhidritización diagenética temprana (Ortí y Salvany, 1991), que posteriormente han sido rehidratados a yeso secundario en diagénesis meteórica. Las morfologías cristalinas deposicionales de la glauberita quedan definidas por la matriz intercrystalina que actualmente se encuentra incluida en macrocristales poiquilóticos de yeso secundario. El encajante de esta subfacies puede ser variado, desde lutitas negras, grises y verdes hasta magnesitas casi puras pasando por todos los términos intermedios. Así, las morfologías cristalinas características de la glauberita se aprecian con mayor facilidad en los niveles en que la proporción relativa de este encajante lutítico-margoso magnesítico es mayor.



Figura 4.27. Detalle de agregados de cristales de pseudomorfos de glauberita que evidencian el paso por una fase de anhidritización temprana.

La subfacies nodular pseudomórfica de glauberita se encuentra en estrecha asociación con subfacies pseudomórficas de anhidrita y la presencia de magnesita en las secuencias evaporíticas. Estas secuencias glauberítico-anhidríticas presentan frecuentes estructuras enterolíticas y deformaciones que Ortí y Rosell (1994) relacionan con la compactación y los importantes cambios volumétricos que implica la transformación glauberita-yeso.

En relación con las secuencias con niveles pseudomórficos de glauberita, se localizan frecuentemente eflorescencias sulfatado-sódicas (thenardita-mirabilita, bloedita) especialmente en el área del Asador San Ramón y salida de la autovía Madrid-Zaragoza km 237, que se desarrollan a favor de las intercalaciones arcilloso-carbonáticas.

La observación en lámina delgada de esta subfacies muestra una amplia variedad de texturas alabastrinas y porfiroblásticas, muy similares a las más características de rehidratación de anhidrita (Ortí, 1977), lo cual nos indica la existencia de una fase previa de anhidritización temprana de las facies deposicionales glauberíticas. Las texturas suelen caracterizarse por mosaicos mesocristalinos porfiroblásticos o texturas granoblásticas alternantes con mosaicos de cristales elongados y texturas fluidales. En ocasiones, las texturas alabastrinas forman perimorfos de cristales de glauberita. Se ha descrito asimismo la microtextura de enrejado (Menduiña *et al.*, 1984; Ortí *et al.*, 1995) que

muestra un apilamiento constituido por pequeños cristales rómbicos de tamaño microcristalino próximo a las 25 μm . (Fig. 4.28).

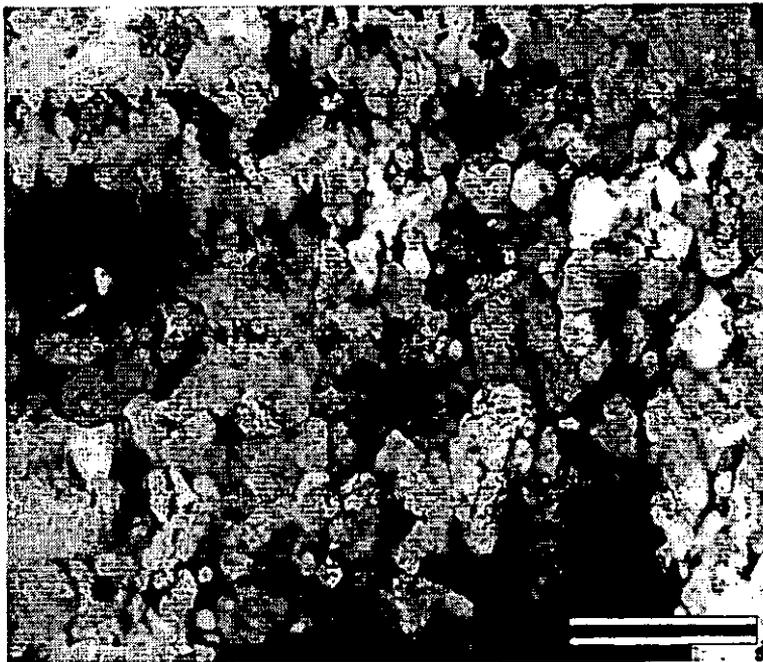


Figura 4.28. Microtextura de enrejado pseudomorfo de glauberita (níc. paralelos; escala = 100 μm).

Subfacies laminadas (G_1)

Las litofacies laminadas de yeso pseudomorfo de glauberita se encuentran en estrecha asociación con las de anhidrita, formando secuencias en las que alternan frecuentemente con litofacies nodulares-enterolíticas. A macroescala, el reconocimiento de esta facies resulta bastante difícil, siendo necesario un estudio bajo microscopio petrográfico en lámina delgada. Generalmente, aparece como finos niveles alternando a intervalos irregulares y escala milimétrica con yeso laminado (secundario, procedente de anhidrita), arcillas y magnesita, que en ocasiones presentan alto contenido en materia orgánica y restos vegetales flotados. En campo, los niveles de yeso secundario a partir de glauberita-anhidrita pueden distinguirse como mosaicos mesocristalinos translúcidos con finos niveles de yeso fibroso en disposición horizontal intercalados en las secuencias.

En lámina delgada, y en relación con niveles de yeso secundario caracterizados por morfologías prismático-tabulares y romboédricas, características de la anhidrita, se encuentran:

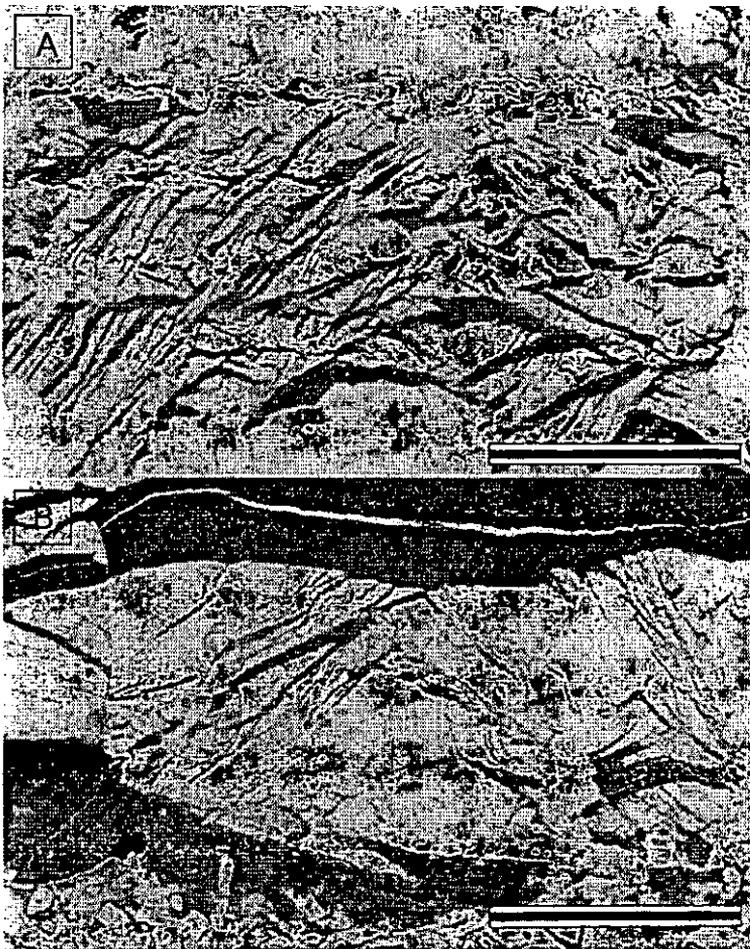
- a) morfologías rómbicas cristalinas propias de la glauberita aisladas con una distribución aleatoria en una matriz generalmente de composición magnésítica y con abundante contenido en materia orgánica. Los tamaños cristalinos medios descritos oscilan entre las 250 y 750 μm , y su crecimiento muestra en ocasiones un carácter desplazativo en el sedimento (Fig. 4.29).



Figura 4.29. Morfologías rómbicas de glauberita (pseudomorfizada a yeso) asociadas a magnesita y morfologías cristalinas de anhidrita (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

o en residuos de matriz intercristalina en la parte de desarrollo cristalino masivo. Los tamaños de los cristales son similares a los del epígrafe anterior, y no se encuentra una dirección preferente de crecimiento cristalino.

b) niveles irregulares de 1-2 mm de grosor, compuestos de pseudomorfo de cristales rómbicos de glauberita en alternancia con pseudomorfos de anhidrita y arcillas-magnesitas. Cuando los niveles están constituidos de forma masiva por pseudomorfos de glauberita, se reconocen las formas cristalinas en el contacto con láminas magnesíticas



c) finos niveles con un espesor de 1-2 mm, de pobre continuidad lateral, que presentan una estructura muy heterogénea y límites irregulares. Se puede observar una peculiar microestructura con formas sublenticulares o subprismáticas deformadas, apiladas o de crecimiento oblicuo al plano de estratificación dando lugar a

Figura 4.30. a) Microestructura de glauberita caracterizada por morfologías sub-lenticulares o subprismáticas oblicuas al plano de estratificación (nícoles paralelos. Escala = 1 mm) . b) Fino nivel homogéneo donde se distinguen morfologías sub-prismáticas características de la glauberita (nícoles paralelos. Escala = 1 mm).

morfologías cristalinas en abanico. La longitud máxima de los cristales alcanza los 1,25 mm y, éstos se caracterizan por la existencia de una microfracturación de tendencia paralela al desarrollo de cristales (Fig. 4.30a y b). Del mismo modo que en casos anteriores, la presencia de estos niveles es en alternancia con láminas de pseudomorfos de anhidrita (Fig. 4.31), e incluso se detectan morfologías prismáticas de orientación vertical-subvertical atravesando los niveles descritos pseudomórficos de glauberita.



Figura 4.31. Textura pseudomorizada por yeso que consta de una alternancia de láminas con anhidrita y glauberita (nócoles paralelos. Escala = 2 mm).

Las texturas de yeso secundario propias de esta subfacies son mayoritariamente agregados anhedral equigranulares con tamaño cristalino próximo a 100 μm . También, se reconocen texturas cristalinas de hábitos más elongados (0,75-1,5 mm) que se orientan paralelamente o toman un aspecto fluidal, y componentes de extinción no uniforme (c.e.n.u.) de tamaño centimétrico con contactos interpenetrativos.

3. 1. 2. INTERPRETACIÓN

La glauberita en medios sedimentarios actuales y en el registro geológico.

La sedimentación de glauberita en ambientes sedimentarios actuales puede ser considerada como un hecho frecuente; a grandes rasgos, en la mayoría de los casos, el origen de la glauberita se ha relacionado con procesos diagenéticos tempranos, y en relación con cuencas continentales someras sujetas a desecación periódica con salmueras de composición sulfatado-sódica (Hardie *et al.*, 1978).

Las citas sobre glauberita son abundantes en ambientes sedimentarios actuales; así, en *sabkhas* continentales (Grizin, Sahara Occidental y Oum el Krialate, Sur de Túnez), Conrad (1969) y Perthuisot (1977), respectivamente describieron niveles de glauberita en asociación con halita. En lagos salinos del Oeste de Estados Unidos (Saline

Valley y Death Valley), también Hardie (1968) y Hunt y Washburn (1966) han descrito importantes depósitos de glauberita. Más recientemente, Arakel y Cohen (1991) describieron lagos salinos de Australia Central (Karinga Creek) con glauberita en asociación con yeso, mientras que Mees (1998), en la Cuenca de Taoudenni-Agorgott, en el Norte de Mali, citan glauberita, principalmente en asociación con halita, yeso, basanita y anhidrita. Arakel y Cohen (1991) describen dos formas de aparición de la glauberita en ambiente deposicional actual (Fig. 4.32):

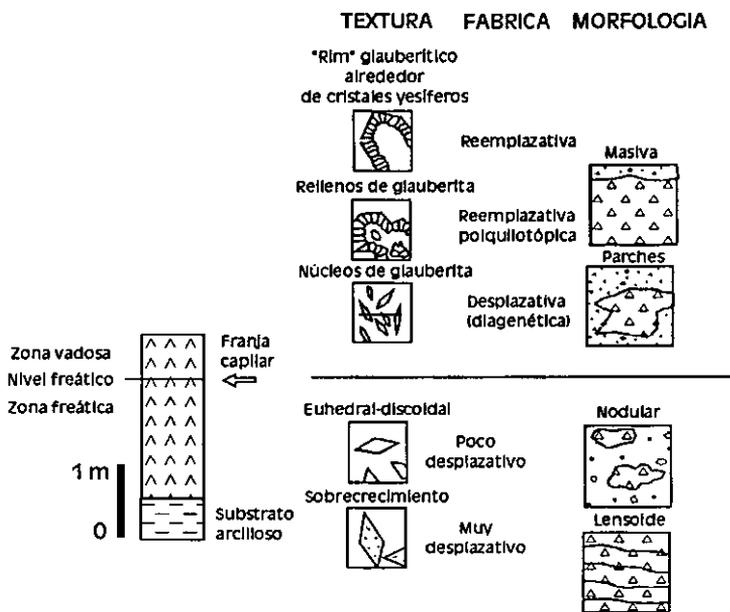


Figura 4.32. Aparición de la glauberita en ambientes deposicionales actuales (Modificado de Arakel y Cohen, 1991).

En el primer caso, los nódulos de glauberita tienen pocos cm de diámetro, mientras que los lentejones poseen 5-20 cm de espesor y se extienden lateralmente por algunos decímetros. Los cristales individuales de glauberita tienen hábito euhedral-discoidal, son limpios sin inclusiones, de pocos centímetros de longitud disponiéndose de forma aleatoria u orientada. De la misma forma, estas morfologías se producen en el Saline Valley, con unos tamaños comprendidos entre 5-7 mm, que se desarrollan en un barro carbonatado, o como cúmulos aislados de talla centimétrica de cristales tabulares que aparecen aislados en los primeros centímetros de sedimento.

Sin embargo, una gran parte de las citas acerca de la glauberita, tanto laminada como nodular, se refieren a formaciones evaporíticas continentales básicamente terciarias, con especial incidencia en la Península Ibérica, donde, por lo general, la glauberita se asocia con halita y anhidrita-yeso, en facies nodulares, enterolíticas, microcristalinas, o macrocristalinas (Ortí *et al.*, 1979, 1986). En todo caso, las descripciones sobre tipos morfológicos de glauberita en depósitos sedimentarios del registro geológico se caracterizan por su gran similitud con las descritas en medios actuales.

1- Como formaciones nodulares o niveles de morfología lenticular, en ocasiones coalescentes que acumulan cristales de glauberita desplazativos.

2- Como formaciones con cristales de glauberita que se caracterizan por fábricas diagenéticas reemplazativas y poiquilotópicas.

En el primer caso, los nódulos de glauberita tienen pocos cm de diámetro, mientras que los lentejones poseen 5-20 cm de espesor y se extienden lateralmente por algunos

En el yacimiento de Cerezo del Río Tirón (Burgos), Menduiña *et al.* (1984) describen una asociación de anhidrita-glauberita en alternancia con niveles dolomíticos y margosos, destacando tres tipologías glauberíticas fundamentales:

- 1) Masiva, con cristales idiomorfos y subidiomorfos (0,3 mm-4 mm de longitud) con estructura ocasional gradada y cristales idiomorfos de anhidrita.
- 2) Bandeada, alternando con dolomicrita, a la base de niveles masivos.
- 3) Dispersa, como cristales de glauberita aislada en la matriz dolomicrítica.

En los depósitos paleógenos de la Cuenca de Valence (Francia), Dumas (1988) describe dos tipologías glauberíticas en asociación con anhidrita-halita:

- 1) Cristales tabulares coalescentes o aislados de 1-2 cm de longitud inmersos en una matriz dolomicrítica.
- 2) Agregados de cristales prismáticos subcentimétricos y homométricos incluidos en un sedimento dolomicrítico o dispuestos en lechos masivos asociados a la halita; los agregados pueden formar niveles o nódulos, que deforman el encajante.

En el Neógeno de la Cuenca de Beypazari (Turquía), Ortí y Helvacı (1995) describen depósitos de glauberita-thenardita que definen ciclos regulares. La glauberita se presenta en cristales de morfología prismático-tabular (<1mm a >1 cm), o como agregados en forma de abanico, de cristales elongados de hasta 1 mm de longitud.

Las cuencas terciarias ibéricas de Madrid y Ebro se caracterizan por la existencia de formaciones evaporíticas con glauberita:

En la Cuenca del Ebro, la glauberita aparece en asociación con los depósitos de halita de las distintas Formaciones evaporíticas del centro de la cuenca, como la Fm. Falces y Fm. Lerín, en Navarra, Alcanadre-Arrúbal, en La Rioja (Ortí *et al.*, 1992), y Fm. Zaragoza (Mandado, 1987). Salvany y Ortí (1992, 1994) citan glauberita en el yacimiento de Alcanadre (Oligoceno-Mioceno), que forma niveles nodulares-enterolíticos de 20-30 cm intercalados con yeso laminado y, por otra parte, capas potentes (1-4 m) bien estratificadas con facies alternantes masivas, bandeadas, o nodulares. En los niveles masivos y bandeados, la glauberita se encuentra como agregados de cristales desorientados prismáticos de sección romboidal (100-200 μm a 2-3 cm) incluidos en una matriz lutítico-margosa. En los niveles nodulares, el tamaño cristalino es más fino (< 500 μm), componiendo una estructura laminada-fluïdal y deformada.

En la Cuenca de Madrid, los depósitos de glauberita se restringen a la Unidad Inferior del sector occidental de esta cuenca, siendo la paragénesis mineral muy similar a la establecida en Alcanadre. Aunque se encuentra presente en las dos subunidades en que se divide la Unidad Inferior de la cuenca, la glauberita es el mineral salino más común de la Subunidad Inferior, presentando una gran variedad de texturas y hábitos

(Ordóñez y García del Cura, 1994), si bien se localiza en su gran mayoría como láminas formadas por cristales discoidales euhedrales alineados de forma paralela al substrato, alternando con anhidrita y magnesita.

El origen de la glauberita

En una gran parte de los sistemas evaporíticos actuales, en que aparece glauberita, se ha descrito una distribución zonal concéntrica donde las facies glauberíticas ocupan una ubicación marginal dentro del lago salino.

En el caso del Saline Valley, Hardie (1968) describe un sector central halítico en contacto con la salmuera que, hacia la periferia, pasa en primer lugar a una aureola glauberítica, y en segundo lugar a facies yesífero-anhidríticas. Existen zonas mixtas o de transición entre la halita y glauberita, por una parte, y sulfatos cálcicos y glauberita por otra. La glauberita aparece asociada a la zona de mudflat salino donde los sedimentos se encuentran embebidos por salmuera. De forma similar, Arakel y Cohen (1991) asocian la glauberita nodular o cristalina de carácter desplazativo con la zona freática del lago salino, muy cerca del propio nivel freático, mientras que la glauberita con fábrica diagenética reemplazativa y poiquilotópica, se encuentra ligada a la zona vadosa.

Las interpretaciones sobre la génesis de glauberita se resumen en dos procesos complementarios propuestos por Hardie (1968) para lagos salinos halítico-glauberítico-yesíferos:

- 1) Transformación diagenética del yeso a glauberita en contacto con salmueras hipersódicas (en la parte externa de la orla glauberítica).
- 2) Precipitación directa a partir de una salmuera en la zona interna halítico-glauberítica.

En el mismo sentido, Arakel y Cohen (1991) indican que la glauberita de los *playa lakes* de Karinga Creek, posee rasgos texturales, de fábrica y estructurales diagnósticos para interpretar un origen deposicional en zona freática (por precipitación directa) o, un origen diagenético temprano en zona vadosa (por disolución, reemplazamiento y cementación de un precursor yesífero).

En el estudio de glauberita asociada a formaciones evaporíticas terciarias de la Península Ibérica, han surgido dos corrientes fundamentales: a) mientras que Ordóñez y García del Cura (1992, 1994) indican que todos los datos sedimentológicos y geológicos avalan, como modelo deposicional de la glauberita, la existencia de un lago perenne, b) Ortí *et al.* (1986) y Ortí y Salvany (1990) defienden un modelo de lago somero-*playa lake*.

a) Lago perenne: Ordóñez y García del Cura (1994) interpretan la génesis de cristales discoidales de glauberita con disposición paralela al substrato como una nucleación en la salmuera y un hundimiento posterior en el fondo con prolongación posterior de crecimiento una vez comenzado el enterramiento. La nucleación de glauberita requiere una alta relación Na/Ca unido a alta salinidad (Ordóñez y García del Cura, 1994). Estas altas relaciones pueden llegar a alcanzarse con una precipitación en salmueras intersticiales de yeso o anhidrita en ambiente de mudflat salino. La colmatación del lago salino o la propia alternancia de períodos de desecación-inundación podría ejercer un control de la intensidad de la glauberitización en facies marginales en relación con un movimiento centrífugo de salmueras de alta densidad hacia los mudflat periféricos. Dado el carácter de sal doble que presenta la glauberita ($\text{CaNa}_2(\text{SO}_4)_2$), su precipitación tiene una problemática cinética semejante a la de otras sales dobles como la dolomita (Last, 1990) y bloedita (Sánchez-Moral *et al.*, 1998). Por ello, resulta difícil asegurar un origen primario o secundario para la glauberita, siendo una dificultad que se acentúa en depósitos transformados a yeso secundario (Rodríguez Aranda, 1994). Por otra parte, Mees (1998) también defiende un origen de la glauberita en lagos salinos muy someros aunque perennes, donde la existencia de yeso asociado se relaciona con la disolución incongruente de la glauberita, mediante contacto con aguas meteóricas diluidas.

b) Lago somero-*playa lake*: Ortí *et al.* (1986) indican que los depósitos glauberíticos parecen ser formados por un reemplazamiento diagenético de sulfatos preexistentes en ambiente de *playa lake* para las facies laminadas y en ambiente de *sabkha* para las nodulares. El análisis de litofacies junto con las evidencias geoquímicas en estos depósitos sugiere que la cristalización de glauberita a partir de soluciones intersticiales procede de una precipitación directa, reemplazamiento y cementación de un precursor yesífero (Ortí *et al.*, 1986; Ortí y Salvany, 1990).

Interpretación de las litofacies glauberíticas de la Cuenca de Calatayud.

Entre las tres subfacies glauberíticas distinguidas en las facies evaporíticas de Unidad Inferior, cabe hacer una serie de distinciones básicas en función del carácter laminado, no laminado, o intrasedimentario del depósito. Las subfacies definidas, así como las texturas petrográficas correspondientes, y los hábitos cristalinos concuerdan con las descripciones más habituales de la glauberita en sistemas evaporíticos actuales y del registro geológico, como se ha visto en párrafos anteriores.

Los pseudomorfos de glauberita de la Unidad Inferior se distribuyen de acuerdo con una zonación proximal-marginal dentro de un lago salino; así, desde facies laminadas, más propias de una lámina de agua perenne, aunque somera (Fig. 4.33a), se pasaría a facies típicas de mudflat (margen de lago salino), donde la glauberita se

formaría en ambiente freático o cercano al mismo (crecimientos intrasedimentarios) (Fig. 4.33b), que, en fases de desecación del mudflat, podrían ser reemplazados mediante procesos de anhidritización temprana.

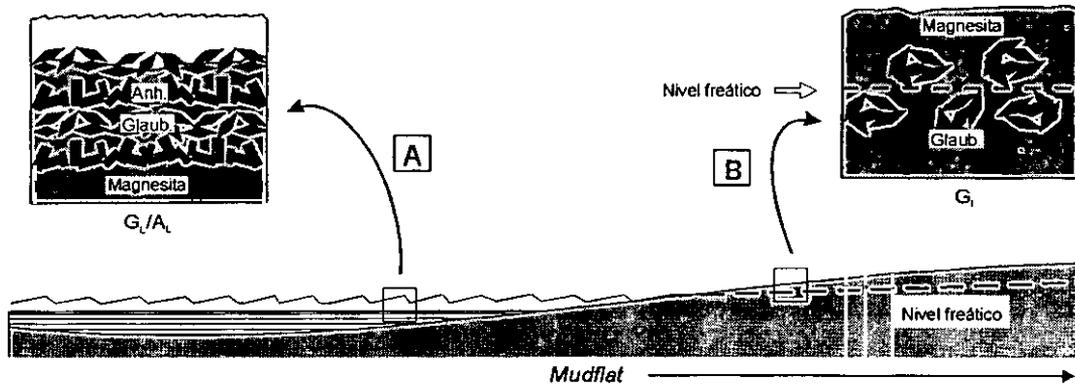


Figura 4.33. Modelo general de génesis de la glauberita laminada e intrasedimentaria.

La subfacies de agregados cristalinos intrasedimentarios (G₁) es característica de facies de margen lacustre salino, donde crecerían en la zona freática o muy cerca sobre el nivel freático por un bombeo evaporítico de salmueras enriquecidas en Na y Ca durante etapas de aridez, de forma similar a lo establecido por Arakel y Cohen (1991), Ortí y Salvany (1991), o Sanz-Montero (1994) (Fig. 4.33b) Por otra parte, Ordóñez y García del Cura (1994) indican que la colmatación del lago o la alternancia de etapas de desecación-inundación puede controlar la intensidad de una glauberitización en facies marginales en relación con el movimiento de salmueras de alta densidad desde la parte central a los mudflat periféricos. Sin embargo, el estudio de las facies glauberíticas de la Cuenca de Calatayud se fundamenta en el análisis e interpretación de sus pseudomorfos en yeso secundario, por lo que se desconoce el hipotético significado de los procesos de glauberitización en la cuenca.

La textura traslúcida de los pseudomorfos de agregados cristalinos de glauberita en un encajante lutítico-magnesítico, elimina la posibilidad de un crecimiento en ambiente vadoso, en estado de total desecación, ya que no existen evidencias claras del paso por una fase de anhidritización sinsedimentaria.

Por el contrario, las subfacies nodulares de glauberita (G_N) se presentan en estrecha asociación con facies nodulares anhidríticas, conservando evidencias del paso por una fase anhidrítica previa, por un proceso de anhidritización producido en zona vadosa con exposición ocasional (Ortí y Salvany, 1991). Aunque, el reemplazamiento de glauberita por anhidrita es un proceso diagenético común descrito en yacimientos glauberíticos (Ortí y Salvany, 1991; García Veigas et al., 1991), nosotros adoptamos las observaciones de Mees (1998), que indican que el hipotético paso de glauberita a anhidrita, puede tratarse en realidad del encadenamiento de las reacciones de

transformación diagenética de glauberita a yeso, y posteriormente, de yeso a anhidrita (Fig. 4.34).

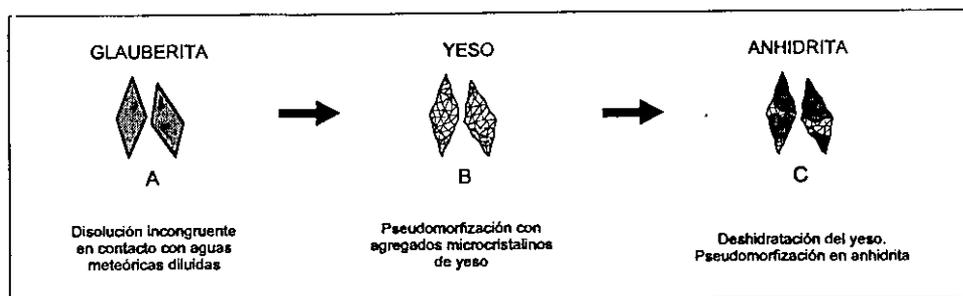


Figura 4.34. Esquema que ilustra el proceso de transformación glauberita-anhidrita-yeso (modificado de Mees, 1998).

En una primera fase de diagénesis de los minerales salinos, se produce la disolución incongruente de la glauberita, mediante el contacto con aguas meteóricas diluidas, resultando en el desarrollo de agregados microcristalinos de yeso que pseudomorfizan los cristales de glauberita. Las relaciones de fase en el sistema Na-Ca-SO₄-H₂O (Hardie, 1968) muestran que la disolución incongruente de glauberita da paso a la formación de yeso, cuya génesis no es posible durante etapas más avanzadas de concentración por evaporación de las salmueras que precipitan glauberita. En este sentido, la presencia de sulfato cálcico en un perfil con depósitos glauberíticos sería el resultado de una interacción de aguas meteóricas diluidas, tras una exposición de los depósitos (Mees, 1998).

En una segunda fase diagenética, se produciría la deshidratación del yeso, formándose pseudomorfos en anhidrita (\pm basanita). La transformación de yeso a anhidrita parece ser una deshidratación directa, en presencia de una fase acuosa, más que una reacción de disolución-reprecipitación (Hardie, 1967; Langbein, 1979). A temperatura ambiente, la deshidratación del yeso en estado sólido para dar lugar a basanita, no parece probable (Kinsman, 1974), aunque este mecanismo ha sido relacionado con la génesis de anhidrita por Moiola y Glover (1965) y Hardie (1967). Así, la deshidratación de un precursor yesífero en contacto con una salmuera puede implicar un posterior crecimiento de nuevos cristales y nódulos de anhidrita (Mees, 1998).

Previamente a la transformación diagenética en anhidrita, la glauberita se habría desarrollado de forma similar al anterior caso, es decir como una fase de precipitación intrasedimentaria en zona freática. Esta subfacies, así como su correspondiente paragénesis mineral, sería típica de un ambiente de mudflat, en el que se alternan fases de crecimiento intrasedimentario de glauberita, con etapas de aridez en que se produce la desecación lacustre originándose un cuerpo de agua subsuperficial de alta salinidad por evaporación capilar (Lowenstein y Hardie, 1985). La interacción de estas salmueras hiperconcentradas con facies deposicionales (como la glauberita) provocaría su

reemplazamiento por anhidrita, probablemente con un proceso de yesificación intermedio, como indica Mees (1998); paralelamente, en este medio deposicional, se produciría el desarrollo de nódulos primarios de anhidrita.

El carácter finamente laminado de las subfacies glauberíticas (G_L), que se encuentran en estrecha asociación con las anhidríticas laminadas (A_L) (Fig. 4.33a), indican una deposición en un ambiente lacustre salino, probablemente en condiciones de lámina de agua perenne, con nucleación cristalina subacuática. Ordóñez *et al.* (1991) han relacionado las laminaciones glauberita-anhidrita y anhidrita-glauberita-magnesita con cambios estacionales en la concentración de la salmuera dentro de un lago perenne. La glauberita nuclearía en el seno de la salmuera, y tras su caída al fondo del lago continuaría su crecimiento, a veces con carácter intrasedimentario.

3. 2. YESO POSTDEPOSICIONAL. LITOFACIES PROCEDENTE DE ANHIDRITA (A_N Y A_L)

3. 2. 1. DESCRIPCIÓN

La anhidrita en las formaciones evaporíticas de la Cuenca de Calatayud sólo llega a aflorar, de forma excepcional y en poca proporción, en pequeñas cavidades artificiales excavadas en el área de Los Cerrillares (frente a la localidad de Torres), encontrándose asociada con niveles de yeso pseudomórfico de glauberita. Por otra parte, el reconocimiento de anhidrita ha sido posible mediante sondeos de investigación salina realizados en la cuenca, bajo una cobertera superficial de yeso secundario. El estudio de las litofacies de yeso postdeposicional procedente de anhidrita ha sido realizado en las secciones estratigráficas *Ses-1*, *Ses-2*, *Asr*, y *Cer-2*, así como mediante múltiples observaciones realizadas en gran parte de la cuenca.

Este grupo de sulfatos constituye gran parte de las litofacies de yeso postdeposicional de la cuenca encontrando una gran dispersión básicamente en la Unidad Inferior. Se han diferenciado dos subfacies fundamentales:

- a) Subfacies nodulares (A_N): se localizan preferentemente en la Subunidad Y_{LN} -INF en estrecha asociación con litofacies glauberíticas, así como en la Subunidad L_R -INF. Así mismo, la presencia de nódulos de yeso secundario (por reemplazamiento de anhidrita) no resulta extraña en otras subunidades evaporíticas de la Unidad Inferior e Intermedia, como las subunidades Y_L -INF, Y_{LM} -INT, o M_D -INT.
- b) Subfacies laminadas (A_L): se localizan con mayor facilidad en áreas más internas de la cuenca, e incluso en posición central, en estrecha relación con la

Subunidad Y_L -INF, si bien también se localizan, aunque de forma menos importante, en la subunidad Y_{LN} -INF.

Subfacies nodulares (A_N)

Sin duda, constituyen una de las litofacies más abundantes en los depósitos evaporíticos de la Unidad Inferior. Igualmente, queda representada en la Unidad Intermedia, aunque siempre en menor medida. La variedad morfológica y de tamaño de los nódulos de anhidrita es amplia; las morfologías más comunes son esféricas-subesféricas cuando se encuentran aislados en un encajante lutítico-carbonático, pero adoptan una estructura coalescente, masiva, contorneada-enterolítica, *chicken-wire* o con una elongación vertical preferente cuando forman niveles de continuidad lateral relevante. Los tamaños de los nódulos son muy variables, desde nódulos de talla inframilimétrica descritos en depósitos de yeso laminado hasta los meganódulos de 3 m de diámetro localizados en lutitas rojas en la localidad de Fuentes de Jiloca (Collantes y Griffo, 1982). Los nódulos se caracterizan por marcadas tonalidades blancas o ligeramente amarillentas que les hacen no translúcidos.

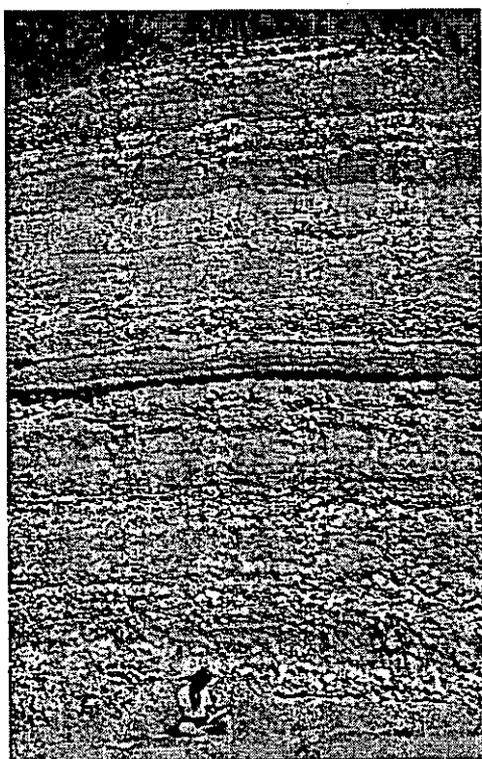


Figura 4.35. Tramo con nódulos alabastrinos, con diversas morfologías y estructura, donde en algunos casos puede distinguirse una gradación en el tamaño de nódulo.

Como se ha comentado con anterioridad, estas litofacies se presentan preferentemente en las subunidades Y_{LN} -INF y L_R -INF. Se ha comprobado frecuentemente que los tramos con nódulos alabastrinos presentan una gradación inversa o normal en cuanto al tamaño de nódulo, pudiendo oscilar entre 1-2 cm de diámetro hasta más de 50 cm (Fig. 4.35). El encajante de crecimiento de estos nódulos consiste básicamente en lutitas rojas, grises, verdes, o magnesitas, incluyendo los términos composicionales intermedios, cuyas estructuras deposicionales llegan a encontrarse con un alto grado de deformación y distorsión por el carácter desplazativo del crecimiento de los nódulos. En ocasiones, el crecimiento y desarrollo de nódulos se realiza a favor de finas láminas arcilloso-magnesíticas integradas en secuencias de yeso secundario laminado, alcanzando grandes proporciones, que producen una evidente deformación del conjunto (Fig. 4.36).

A macroescala, las litofacies nodulares procedentes de anhidrita se distinguen por

texturas alabastrinas de marcadas tonalidades blancas. Se diferencian dos tipos básicos de formaciones nodulares:

- a) Un primer tipo comprendería los nódulos originados por un crecimiento primario de anhidrita.
- b) Un segundo tipo se correspondería con nódulos surgidos de una anhidritización temprana de de fases previas.

En el primer caso, se encuentran nódulos de texturas alabastrinas homogéneas que no presentan excesivas inclusiones del encajante y las morfologías se encuentran bien definidas, mientras que, en el segundo caso, con las morfologías mucho más distorsionadas e irregulares, destaca tanto la notable presencia de inclusiones, como pseudomorfos de fases salinas precursoras (p.e. glauberita).

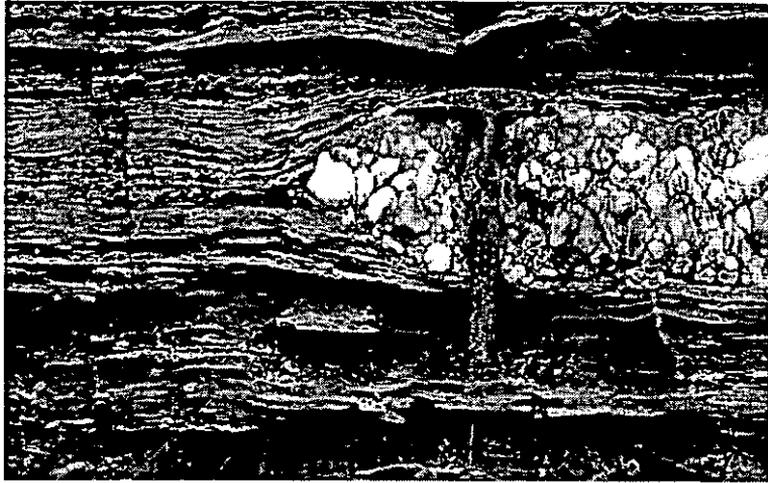


Figura 4.36. Nódulos desplazativos desarrollados a favor de finas láminas arcilloso-magnesíticas en alternancia con yeso secundario laminado.

Entre las texturas nodulares reconocibles a macroescala, destacamos dos grandes grupos: a) alabastrina, formada por micro-mesocristales de yeso secundario, que proporcionan a la roca un aspecto homogéneo, y que, de forma subordinada se acompaña de texturas porfiroblásticas muy variadas y b) texturas sacaroideas.

YESO NODULAR ALABASTRINO

Como se ha comentado anteriormente, el yeso nodular de textura alabastrina adopta una amplia variedad de morfologías (esféricas-subesféricas, enterolíticas, *chicken-wire*, etc.). Así mismo, da lugar a niveles con continuidad lateral (Fig. 4.37) o, por el contrario, entrar a formar parte de tramos generalmente lutítico-magnesíticos disponiéndose de forma aislada y no ordenada en el sedimento, o con una selección vertical de tamaños. Aunque, por lo general, las texturas alabastrinas son homogéneas, se encuentran variaciones texturales consistentes en bandeados, texturas fluidales y anulares definidas por porfiroblastos, y mosaicos meso-macrocrystalinos.

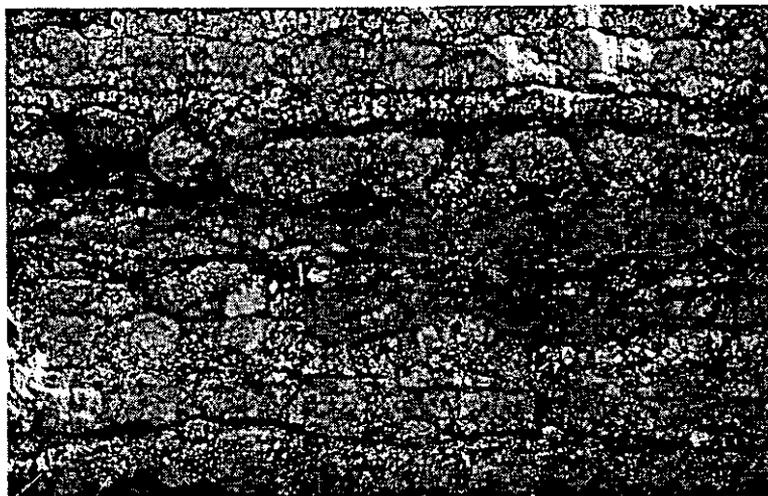


Figura 4.37. Aspecto de campo en el que se aprecia la continuidad lateral de los niveles nodulares de yeso.

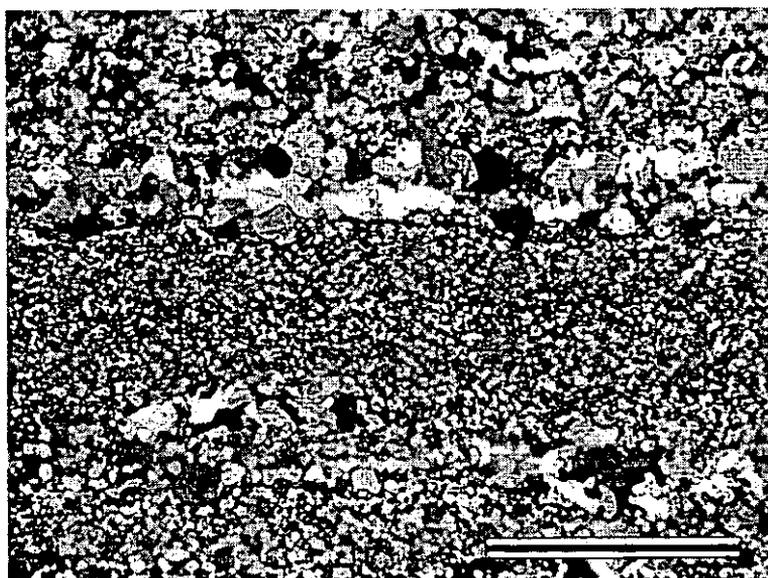


Figura 4.38. Microtextura de yeso secundario que refleja una alternancia de mosaicos microcristalinos inequigranulares de morfologías subhedrales con bandas mesocristalinas inequigranulares euhedrales-subhedrales (nícoles cruzados; escala = 2 mm).

En lámina delgada, las texturas alabastrinas homogéneas aparecen como mosaicos micro-mesocristalinos y equigranulares anhedrales. Los bordes de cristal son suturados e interpenetrados, con escasa presencia de relictos de anhidrita y, un pobre o nulo contenido en impurezas en el centro de los nódulos, siendo más abundante, si cabe, en la periferia de los mismos. La existencia de bandeados a escala macroscópica (centenares de micras), se refleja en la alternancia de mosaicos microcristalinos (diámetros de cristales individuales de 25 μm) inequigranulares de morfologías subhedrales, que alternan de forma neta con bandas mesocristalinas inequigranulares euhedrales/subhedrales (Fig. 4.38). De la misma forma, ciertas texturas alabastrinas, con presencia de finas venas que se extienden de

forma desordenada formando halos curvos y fluidales, marcan variaciones en el tamaño de los componentes cristalinos que se corresponden con transiciones desde la textura alabastrina más típica hasta mosaicos inequigranulares anhedrales de mesocristales interpenetrados-suturados (Lámina II-B).

Las texturas porfiroblásticas, muy abundantes en estas facies, se caracterizan por morfologías cristalinas prismático-hexagonales aisladas en la matriz alabastrina, alcanzando más de 1 cm de longitud (Fig. 4.39), siendo visibles a escala macroscópica. En ocasiones, se reconocen agregados de porfiroblastos que pueden tomar morfologías

irregulares (Lámina II-C). De la misma forma, otra de las microtexturas más común en los nódulos de sulfato cálcico es la formada por componentes de extinción no uniforme (c.e.n.u.).

El citado origen anhidrítico de ciertas morfologías nodulares ha podido ser determinado no sólo a partir de la observación de las texturas de yeso secundario más típicas (Holliday, 1970; Ortí,

1977), sino también, mediante la diferenciación de pseudomorfos de morfologías cristalinas prismático-ortorrómbicas y cuadrado-rectangulares propias de la anhidrita, en nódulos de pequeño tamaño (desde 0,5-1,5 mm a aproximadamente 1 cm) intercalados en secuencias de yeso laminado. Estos micronódulos muestran claras evidencias de la formación primaria de los nódulos anhidríticos, no sólo a partir de agregados cristalinos tabulares, sino de agregados de cristales de sección cuadrada-rectangular (hasta 500 μm de longitud) que forman fábricas no orientadas (Ortí y Rosell, 1981) (Fig. 4.40).

Como un caso especial, se localizan formaciones nodulares continuas (de unos 50 cm de potencia) con una orientación vertical de los nódulos, cuyo estudio se realiza de forma individualizada en este capítulo, ya que constituyen una litofacies específica, con unas connotaciones genéticas diferentes a las de las formaciones nodulares que se tratan en este apartado.

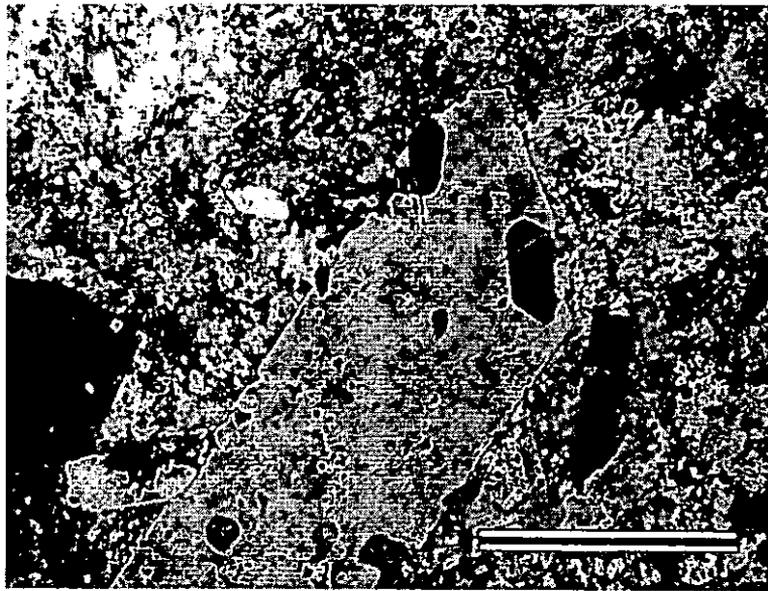


Figura 4.39. Morfologías cristalinas porfiroblásticas prismático-hexagonales aisladas en la matriz alabastrina (nícoles cruzados; escala = 2 mm).

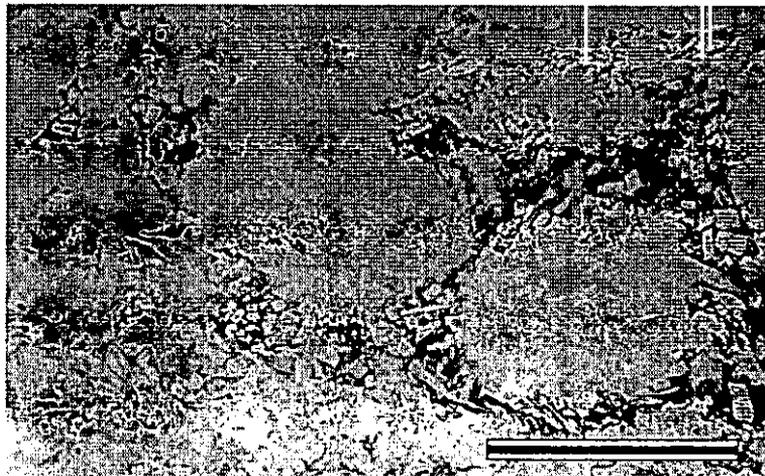


Figura 4.40. Micronódulos de yeso secundario formados por agregados de cristales con morfologías cuadradas-rectangulares características de la anhidrita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

En las proximidades de la localidad de Fuentes de Jiloca se pueden reconocer meganódulos que en algunos casos alcanzan los 3 m de diámetro (Collantes y Griffo, 1982), así como niveles de yeso alabastrino con base y techo sinuosos organizados en niveles cercanos a 1 m de potencia, que se encuentran intercalados entre lutitas rojas-grises y niveles dolomíticos de entre 10 y 30 cm. Existe una deformación considerable de estos niveles con acomodación de los mismos y con abundantes *satinspar vein* formando un entramado tridimensional sin orientación preferente. La estructura del yeso adquiere un aspecto masivo con cierta orientación columnar definida por macrocristales elongados parcialmente translúcidos o, en ocasiones, yeso mesocristalino pulverulento fácilmente disgregable. El yeso nodular se caracteriza por una gran cantidad de inclusiones de arcillas rojas y verdes e incluso vestigios de una matriz carbonática blanquecina.

En lámina delgada, se pueden distinguir diferentes texturas de yeso alabastrino; una de las más comunes consiste en macrocristales (c.e.n.u.) que pueden alcanzar hasta 1 cm de longitud, separados por juntas arcillosas. Estos cristales se subdividen a su vez en un mosaico formado por cristales de yeso elongados verticalmente de unos 250 μm de longitud que presentan morfologías anhedrales con contactos suturados e irregulares. También se pueden encontrar texturas fluidales formadas por agregados granoblásticos de mesocristales anhedrales de yeso con abundancia de inclusiones terrígenas (Fig. 4.41).

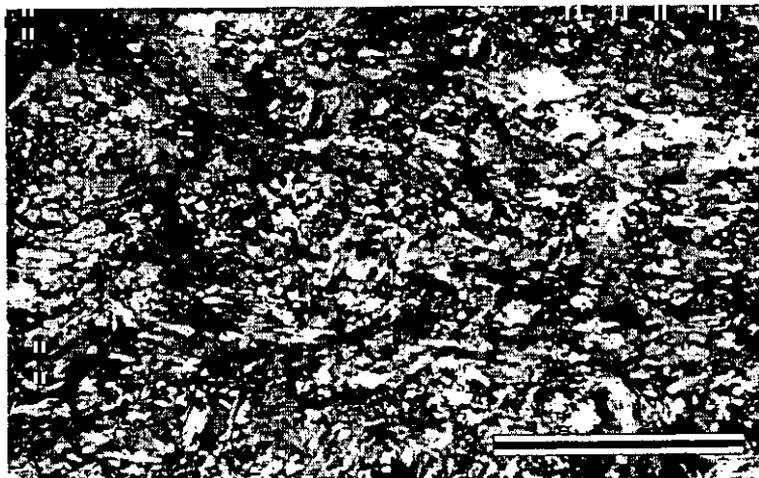


Figura 4.41. Texturas fluidales formadas por agregados granoblásticos de mesocristales anhedrales de yeso (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

YESO NODULAR SACAROIDEO:

A macroescala, este tipo de yeso nodular se compone de cristales subhedrales de morfología prismático-tabular y tamaño meso-macrocrystalino con distinto grado de anhidritización que proporcionan a la roca un aspecto terroso y disgregable. En lámina delgada, se observa un agregado porfiroblástico subhedral-anhedral con escasos relictos de anhidrita e inclusiones de arcillas y magnesita. El tamaño máximo de los porfiroblastos alcanza los 5 mm y aunque en la mayoría de los casos predominan los contactos rectos intercrystalinos, también es posible reconocer contactos cristalinos curvos y concavo-convexos (Fig. 4.42).

Esta textura sacaroidea se caracteriza por la existencia de bordes cristalinos corroídos y una calcitización de la matriz intercrystalina lutítico-magnésica o, del propio yeso a favor de discontinuidades cristalinas.

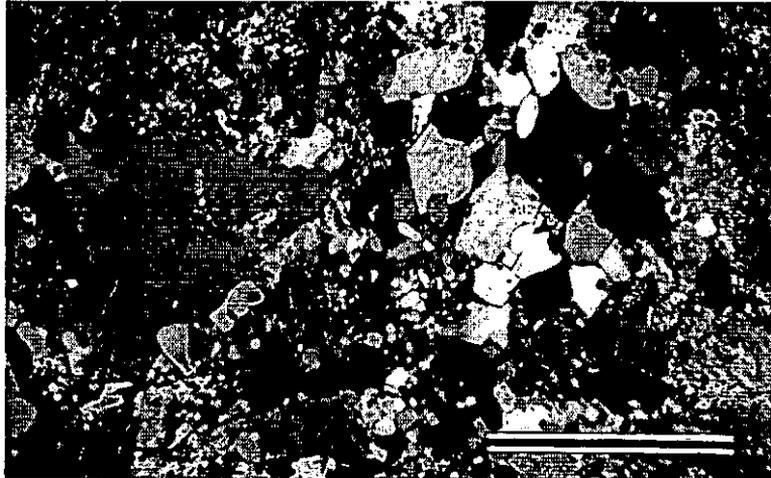


Figura 4.42. Agregado de cristales porfiroblásticos subhedrales-anhedrales, que en algunos casos presentan contactos cristalinos curvos y concavo-convexos (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

Subfacies laminadas (A₁)

Esta litofacies tiene amplia representación en la cuenca, en concreto en los sectores más centrales, en la Subunidad Y_L-INF, y de forma menos abundante en la subunidad Y_{LN}-INF. Las litofacies yesíferas postdeposicionales laminadas más frecuentes constan de una monótona alternancia de láminas de 2-3 mm a 1 cm de yeso mesocristalino intercalado con finas láminas lutíticas, margosas y magnésicas de 1-2 mm, a veces con restos vegetales flotados y óxidos de Fe, que pueden incluir niveles de yeso nodular de poco espesor. El aspecto de yeso mesocristalino depende del área considerada, siendo ligeramente translúcido y opaco al Sur de la

Sierra Armantes, debido a un enriquecimiento en materia orgánica (Fig. 4.43 y 4.44) o, por el contrario, con un color blanco lechoso, que indica el paso por una etapa de anhidritización sinsedimentaria (Ortí y Salvany, 1991), como es más característico en el sector central de la cuenca. Es importante señalar que, las láminas presentan continuidad lateral de carácter decimétrico, si bien tienen frecuentes variaciones de potencia con

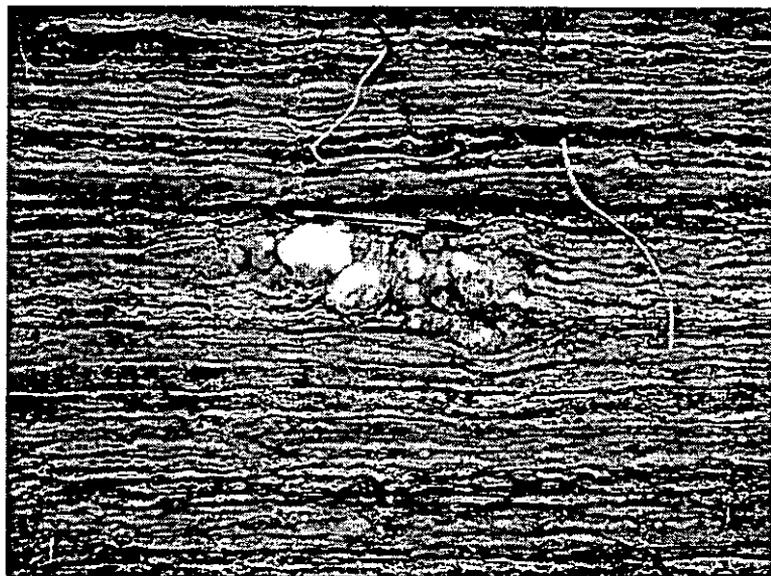


Figura 4.43. Yeso secundario laminado enriquecido en materia orgánica (sector de la Sierra de Armantes)



Figura 4.44. Yeso secundario laminado característico de los sectores más centrales de la cuenca.

desdoblamientos y acuñamientos de láminas; además, se reconocen estructuras replegadas-entrolíticas características de una competición en el crecimiento cristalino. El aspecto homogéneo y repetitivo de esta alternancia queda interrumpido por pequeñas discontinuidades o superficies erosivas (Fig. 4.45).

En las láminas más gruesas se localizan morfologías difusas de cristales prismáticos pseudomorfos de anhídrita que desplazan las láminas terrígeno-carbonáticas suprayacentes. Del mismo modo, resulta frecuente encontrar láminas de yeso fibroso que excepcionalmente presentan un grosor de hasta 3 cm.

En lámina delgada, se visualizan texturas características de yeso secundario formadas por agregados mesocristalinos heterométricos. Básicamente, las texturas dominantes consisten en agregados anhedrales equigranulares (alrededor de $100\ \mu\text{m}$) de aspecto homogéneo que alternan con texturas compuestas de cristales de hábitos más elongados ($0,75\text{-}1,5\ \text{mm}$), en ocasiones maclados, dispuestos verticalmente o bien con orientación fluidal. Otra de las microtexturas características es la presencia de componentes de extinción no uniforme (c.e.n.u.) con contactos interpenetrativos y tamaños en ocasiones centimétricos, que se encuentran constituidos por subcristales anhedrales ($1\text{-}2,5\ \text{mm}$). En lámina delgada se observa cómo las láminas de yeso pueden estar compuestas de otras subláminas cercanas a 1 mm de grosor. La estructura interior de cada lámina cristalina puede ser masiva y homogénea o presentar residuos

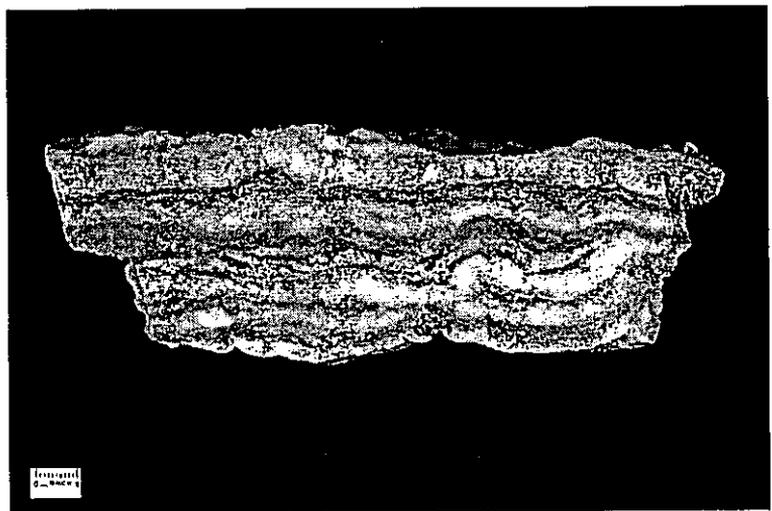


Figura 4.45. Sección transversal del yeso secundario laminado, donde se aprecia una superficie erosiva interna.

intercristalinos del encajante terrígeno-carbonático. Con nicóles paralelos, se diferencian con claridad morfologías relictas de anhidrita (Fig. 4.46); entre las más comunes se reconocen morfologías tabulares-prismáticas, ortorrómbicas, y cuadrado-rectangulares, en ocasiones macladas. Sus tamaños medios se encuentran por debajo de las 500 μm , con anchuras entre 50-75 μm y longitudes entre 125-375 μm . Se puede observar gradación de tamaños cristalinicos entre diferentes láminas, además de una dirección vertical-subvertical preferente de crecimiento (Fig. 4.47). En asociación con tramos laminados, existen niveles de yeso micronodular (desde 0,5-1,5 mm a aproximadamente 1 cm) que muestran los núcleos de los nódulos completamente nítidos, mientras que las áreas externas son bastante más ricas en inclusiones con cristales prismáticos, adoptando una disposición radial-tangencial, similares a las descritas por Shearman y Fuller (1969).

En el yeso secundario laminado resulta muy frecuente la localización de relictos de la propia anhidrita, así como silicificaciones con morfología de roseta o cristales de cuarzo idiomorfo disperso.

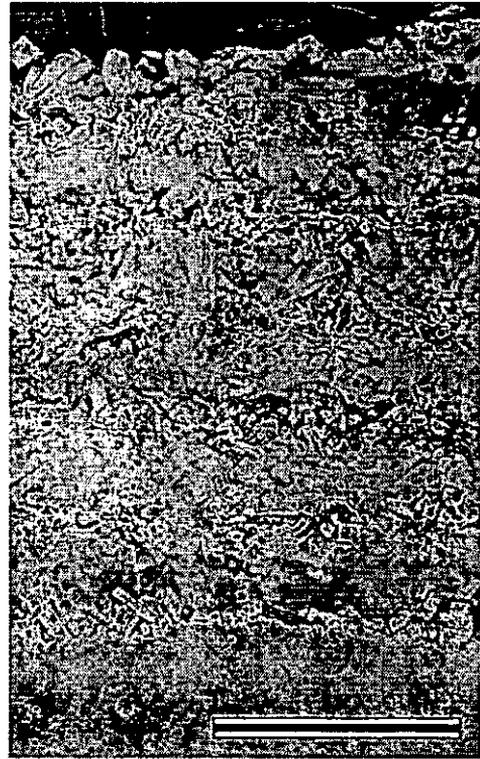


Figura 4.46. Yeso secundario laminado. Aspecto general de las diferentes láminas compuestas por morfologías de anhidrita tabulares-prismáticas, ortorrómbicas, y cuadrado-rectangulares (nícoles paralelos; escala = 2 mm).



Figura 4.47. Detalle de las morfologías cristalinas de anhidrita que poseen una dirección preferente vertical-subvertical de crecimiento (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

3. 2. 2. INTERPRETACIÓN

Una gran parte de los depósitos evaporíticos (continentales y marinos) del registro geológico se compone mayoritariamente de anhidrita. Las litofacies más comunes de la anhidrita en series sedimentarias son las nodulares y las laminadas, siendo especialmente dominantes las primeras. Estas litofacies nodulares se caracterizan por estructuras enterolíticas, *chicken-wire*, y ocasionalmente, de elongación vertical.

Generalmente, las anhidritas laminadas se caracterizan por su alternancia con láminas de carbonatos, usualmente magnésicos (Lowenstein, 1982; Menduiña *et al.*, 1984; Ortí y Salvany, 1994; Ordóñez y García del Cura, 1994). Las fábricas más comunes son las que constan de morfologías cristalinas prismáticas "*laths*" y cuadrado-rectangulares, con similar orientación y compenetradas (*pile of bricks*) (Ortí y Rosell, 1991).

En las formaciones evaporíticas de las grandes cuencas terciarias de la Península Ibérica, la anhidrita es un constituyente usual de las paragénesis minerales. El estudio directo de la anhidrita se aborda por lo general con ayuda de sondeos de prospección salina, ya que en ambiente superficial, se encuentra típicamente rehidratada a yeso secundario. En los casos en que sólo es posible el estudio en superficie, se acude a una descripción de las texturas de yeso secundario como método de identificación de las texturas deposicionales (Holliday, 1970; Ortí, 1977).

Como ejemplos de las litofacies anhidriticas encontradas en la Península Ibérica en series evaporíticas similares a las de Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud, Menduiña *et al.* (1984) describen dos tipologías de anhidrita en asociación con glauberita en el yacimiento de Cerezo del Río Tirón (Burgos) que responden tanto a niveles de anhidrita inequigranular con cierta continuidad, como a texturas de nódulos equigranulares.

En el yacimiento glauberítico de Alcanadre, Salvany y Ortí (1992) localizan de forma ocasional anhidrita en superficie, aunque, por lo general, se encuentra en sondeos a algunas decenas de metros de profundidad. Las litofacies son laminares y nodulares constituidas por un tamaño de cristal muy fino (30-150 μm), y texturas granulares o prismáticas desorientadas.

Del mismo modo, Ordóñez y García del Cura (1994) describen dos fábricas distintas de la anhidrita a partir de las comunas de sondeos realizados en la Unidad Inferior de la Cuenca de Madrid, que se traducen, por un lado, en fábricas nodulares y en ocasiones, enterolítica, y por otro lado, en fábricas laminares. En estos casos, la anhidrita presenta gran cantidad de hábitos cristalinos, desde masas cristalinas fasciculares, cristales planares e incluso texturas *bow-tie*.

Entre los escasos hallazgos en la actualidad, el crecimiento está confinado a situaciones puramente diagenéticas intrasedimentarias. El origen o cristalización primaria de anhidrita no resulta evidente en la naturaleza, con excepción de los depósitos profundos ligados a procesos de hidrotermalismo en el Mar Rojo (Rouchy *et al.*, 1994), o de un origen vadoso a partir de salmueras concentradas por evaporación capilar. En este último caso, la anhidrita precipita siempre con morfología nodular. La existencia de morfologías nodulares de anhidrita constituye un rasgo común en ambientes deposicionales modernos. Desde hace algunas décadas, el estudio de la nucleación y crecimiento de nódulos de anhidrita se está llevando a cabo en *sabkhas* marinas modernas y en ambientes lagunares de la costa del Golfo Árabe. La mayor parte de la anhidrita nodular en ambientes deposicionales recientes y actuales se produce por reemplazamiento secundario de yeso (Hsü y Siegenthaler, 1969; Butler, 1969, 1970; Bush 1973; Perthuisot, 1977; Shearman, 1978, 1983; Gunatilaka *et al.*, 1980) mientras que las citas que hacen referencia a un crecimiento directo de anhidrita primaria se limitan a Shearman (1966, 1983) y Bush (1973).

En este sentido, la estructura nodular del yeso secundario se atribuye comúnmente a la existencia de un precursor de mineralogía anhidrítica (Ortí 1977, Ortí *et al.*, 1989) mediante la identificación de las texturas características del yeso alabastrino por rehidratación de precursores anhidríticos.

La cristalización de anhidrita en una lámina de agua o en la interfase agua-sedimento ha sido estudiada experimentalmente por Cody y Hull (1988). En laboratorio, se ha comprobado que la sobresaturación en sulfato cálcico de una solución produce solamente yeso a temperaturas accesibles en ambientes geológicos. La solubilidad de la anhidrita en agua pura es mayor que la del yeso por encima de 42° C, valor que queda reducido con la adición de NaCl a la solución (Magee, 1991).

En el registro geológico, la aparición de anhidrita parece marcada por cuatro líneas interpretativas:

- a) Origen diagenético profundo por anhidritización progresiva de depósitos yesíferos mediante soluciones salinas ricas en cloruros o sulfatos magnésicos expulsadas por enterramiento desde formaciones evaporíticas cercanas (Ortí y Rosell, 1981; Hardie *et al.*, 1985).
- b) Cristalización de anhidrita intrasedimentaria primaria (Butler, 1969; Shearman, 1978), transformación de un precursor yesífero (Shearman, 1983), o por epigénesis de carbonatos en un origen diagenético temprano (Dumas, 1988).
- c) Deshidratación del yeso relacionado con un aumento de presión y temperatura (Mossop y Shearman, 1973) que implica una reducción de volumen de más del 40%.
- d) Origen primario por una precipitación directa en un cuerpo de agua o en la interfase agua-sedimento (Cody y Hull, 1980).

Como se ha indicado previamente, las litofacies de yeso postdeposicional de origen anhidrítico pueden subdividirse generalmente en subfacies nodulares y laminadas. En lo que se refiere a las subfacies nodulares, durante las últimas décadas, gran parte de los estudios sobre el proceso de crecimiento de nódulos de sulfato cálcico (yeso-anhidrita) y transformaciones diagenéticas asociadas ha sido focalizado en *sabkhas* marinas actuales y ambientes lagunares del Golfo Árabe. Existen muy pocas referencias sobre el origen primario de la anhidrita en estos medios (Shearman, 1966, 1983; Bush, 1973) en los que la mayor parte de la anhidrita presente se relaciona con el reemplazamiento de una fase precursora yesífera. Como norma general, en los ambientes de *sabkha*, la anhidrita es la fase predominante sobre el nivel freático (condiciones vadosas), encontrándose el yeso siempre bajo el mismo (50 cm a 1 m de profundidad) (Magee, 1991) o, en un área con entrada de aguas dulces continentales (Warren y Kendall, 1985).

Sin embargo, son numerosas las anhidritas laminadas con fábricas prismáticas y morfologías cuadrado-rectangulares, así como orientadas e interpenetradas, que normalmente se interlaminan con carbonatos magnésicos y otras fases minerales salinas como glauberita, halita, o polihalita (Lowenstein, 1982; Menduina *et al.*, 1984; Ortí y Salvany, 1994; Ordóñez y García del Cura, 1994). En gran parte de estos casos, cabe proponer para la anhidrita laminada un origen "primario y deposicional" por precipitación directa en la interfase agua-sedimento dentro de cuerpos de aguas muy concentradas.

Dentro de las subfacies nodulares distinguidas se puede realizar una diferenciación básica en función de la Subunidad en que se desarrollan los nódulos. Así, en la Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (L_R-INF), éstos se presentan frecuentemente de forma aislada en el encajante. Los nódulos crecieron de forma desplazativa en el sedimento por un ascenso capilar de aguas freáticas sometidas a evaporación (Shearman, 1966, 1978) (Fig. 4.48). La nucleación y desarrollo de nódulos se originó en medio vadoso de mudflat salino con precipitación de anhidrita primaria o por reemplazamiento temprano de una fase yesífera intrasedimentaria previa.

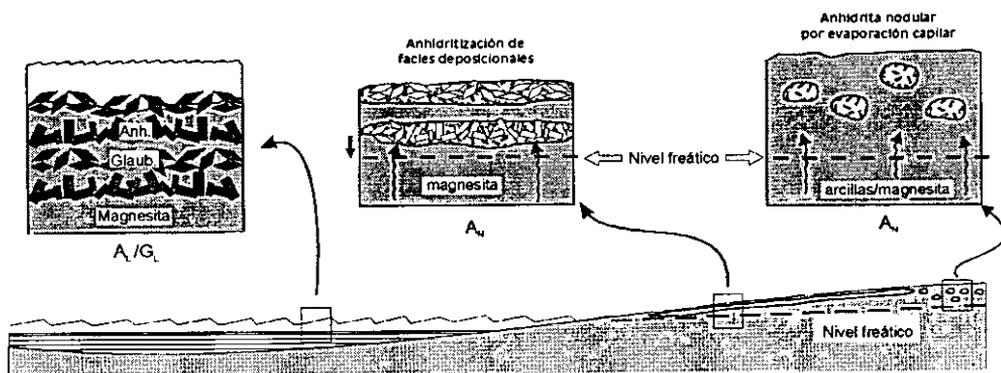


Figura 4.48. Modelo de génesis de las diferentes litofacies anhidríticas.

En la Subunidad de yesos laminado nodulares de Unidad Inferior ($Y_{LN- INF}$), los nódulos de yeso formados a partir de anhidrita se caracterizan por presentarse tanto aislados, como coalescentes, o formando niveles enterolíticos masivos y continuos. En este ambiente deposicional (transición entre mudflat y margen de lago salino) (Fig. 4.48), se produjo el desarrollo de nódulos de anhidrita mediante dos procesos:

- a) Crecimiento intrasedimentario por evaporación capilar, de forma análoga al caso descrito anteriormente.
- b) Anhidritización de fases salinas deposicionales (Lowenstein y Hardie, 1985).

El reemplazamiento de facies deposicionales por anhidrita se produciría en períodos de desecación del lago evaporítico (Lowenstein y Hardie, 1985), originándose un cuerpo de agua subsuperficial de alta salinidad por evaporación capilar. La interacción de estas salmueras hiperconcentradas con facies sulfatadas deposicionales provocaría el reemplazamiento por anhidrita. Así, en el análisis de litofacies de yeso postdeposicional (glauberítico) se identifica en algunos casos una fase de anhidritización de la glauberita (con paso intermedio por yeso, según Mees, 1998) previa a su hidratación a yeso secundario. García Veigas *et al.* (1991) reconocieron la importancia de este proceso en la Fm. Zaragoza de la Cuenca del Ebro. Estos procesos de anhidritización serían distintos a los propios de condiciones de exposición subaérea, como los descritos por Rouchy (1976, 1980) en el Messiniense de Sicilia y España, que son formados por alteración sindeposicional en superficie de facies de yeso primario selenítico.

La existencia de subfacies de anhidrita laminada con glauberita y arcillas/magnesita en la Subunidad $Y_{LN- INF}$ y de anhidrita con arcillas/magnesita en la $Y_{L- INF}$ concuerda con numerosas descripciones de secuencias finamente laminadas de anhidrita con otras fases minerales (Lowenstein, 1982; Menduiña *et al.*, 1984; Ortí y Salvany, 1994; Ordóñez y García del Cura, 1994). La probable génesis de anhidrita bajo lámina de agua estable queda limitada por las condiciones fisicoquímicas de ésta y, porque, tal como demuestran los escasos hallazgos de anhidrita subactual, su crecimiento está confinado a situaciones puramente diagenéticas e intrasedimentarias (Ortí y Rosell, 1981). Menduiña *et al.* (1984) indican que los tipos de anhidrita laminada podrían ser de precipitación primaria, aunque, desde el punto de vista físico-químico, la salmuera no reúne las condiciones necesarias para su precipitación directa; por ello, plantean como solución una anhidritización temprana de yeso precursor en los primeros centímetros de enterramiento, con una primera fase de génesis de porfiroblastos de anhidrita euhedral seguida de una nucleación homogénea de cristales anhedrales de pequeño tamaño. En este mismo sentido, la anhidrita reemplazaría, en condiciones subacuáticas, a un posible precursor yesífero precipitado en ambiente lacustre salino (Gunatilaka, 1990).

Todos los datos obtenidos del análisis petrográfico de las litofacies anhidríticas laminadas de la Cuenca de Calatayud, así como la continuidad de láminas, y la

alternancia cíclica con otras fases salinas y/o carbonáticas, sustentan la hipótesis de un crecimiento "primario" o syndiagenético de anhidrita en la interfase sedimento-agua o en los centímetros más superficiales del sedimento de un lago salino somero, probablemente generado a partir de "núcleos iniciales yesíferos", asociándose con glauberita laminada (Fig. 4.48). Las morfologías cristalinas relictas más comunes, obedecen a formas características de la anhidrita con secciones cuadrado-rectangulares, en algunos casos con dirección preferente de crecimiento vertical, sin coexistencia ni conservación en una misma lámina de morfologías típicas de yeso primario que podrían ser indicativas de una fase precursora yesífera. Además, las laminaciones carbonático-terrágenas no sufren deformaciones producidas por el crecimiento cristalino, si exceptuamos los crecimientos con morfología nodular, en que sí se ha reconocido un carácter reemplazativo-desplazativo frente a la magnesita.

3. 3. LITOFACIES DE VENAS DE YESO FIBROSO ("SATINSPAR VEIN") (Y_F)

3. 3. 1. DESCRIPCIÓN

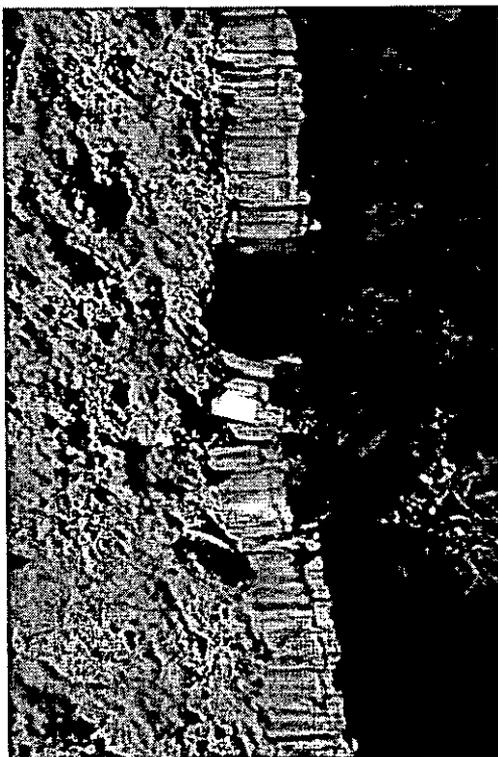


Figura 4.49. Detalle de una vena de yeso fibroso con orientación de los cristales de yeso perpendicular a la dirección de extensión de la vena (diques de Terror).

Son muy abundantes en el conjunto de las facies evaporíticas de la cuenca, presentando una gran variedad de tamaños. Este tipo de yeso cobra especial importancia dentro de la Unidad Inferior, donde el yeso fibroso se dispone formando venas o diques que pueden alcanzar grandes dimensiones (decenas de metros de longitud y entre 5-7 cm de anchura), especialmente en asociación con facies rojas lutíticas de la Subunidad L_R-INF y, en menor medida, en la Subunidad de Y_{LN}-INF en los sectores NO y SE de la cuenca. Así, la distribución de los diques o venas de yeso fibroso adopta una forma radial-marginal en la cuenca, en relación directa con facies lutítico-limosas (Hoyos *et al.*, 1996), donde adquieren direcciones preferentes verticales/subverticales, si bien pueden llegar a formar redes y entramados tridimensionales, o rodear morfologías nodulares. En sectores centrales de la cuenca, en relación con las series monótonas de yeso laminado post-deposicional, las venas de yeso fibroso, de espesor subcentimétrico,

adoptan una disposición horizontal coincidente con la estratificación de los depósitos. La estructura de yeso fibroso consiste en cristales prismáticos que crecen desde el centro del dique hacia los bordes de la grieta que rellenan, como ha señalado Machel (1985); generalmente, la orientación de los cristales de yeso es perpendicular a la dirección de extensión de la vena (diques de Terror) (Fig. 4.49), aunque en el área de Velilla de Jiloca (Lámina II.D) una gran parte de las venas presentan relaciones oblicuas entre la direcciones de extensión y de crecimiento de la fibra (Fig. 4.50), que señalan la existencia de desplazamiento o cizalla a lo largo de la fractura que alberga el dique (Ramsay y Hubert, 1983).

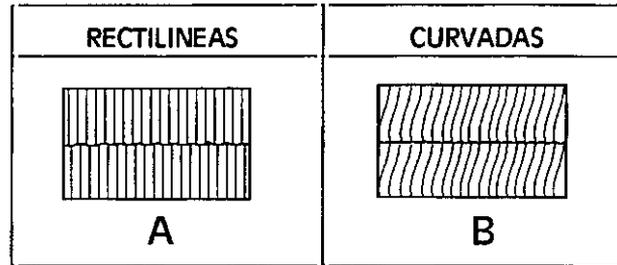


Figura 4.50. Esquema que representa los dos tipos de venas rellenas de yeso fibroso que se han localizado en la cuenca.

3. 3. 2. INTERPRETACIÓN

El carácter postdeposicional de esta litofacies está definido por su génesis en una diagénesis tardía, si bien su desarrollo es primario. Para la interpretación de la génesis de las venas de yeso fibroso, resulta necesario explicar tanto los procesos que generan las fisuras como los que provocan su relleno por yeso fibroso. El mecanismo de formación y extensión de las fisuras y fracturas a través de las cuales se desarrollan las venas de yeso fibroso se encuentra actualmente sometido a debate, habiéndose planteado diferentes hipótesis para su génesis, entre las que destacamos la de Machel (1985) como la más probable. Este autor distingue como principales mecanismos inductores de la apertura de las fisuras, los movimientos compresivos laterales (tectónicos), o la sobrepresión hidráulica, o bien una mezcla de ambos procesos.

El origen de las venas de yeso fibroso está en relación con la circulación de aguas sobresaturadas en sulfato cálcico a través de las citadas fisuras y discontinuidades, produciéndose la consiguiente precipitación de yeso. Shearman *et al.* (1972) relacionan la formación de yeso fibroso con una expulsión de aguas desde depósitos infrayacentes que son el producto de un exceso volumétrico de yeso en los procesos de rehidratación de anhidrita en sistemas semi-cerrados, que son los que proporcionan las más características texturas del yeso secundario (Ortí, 1977) que hemos descrito con anterioridad. En este sentido, se ha comprobado mediante sondeos la existencia de una cobertera, en que gran parte de la anhidrita ha sido rehidratada a yeso secundario, en condiciones superficiales, acompañándose de una gran variedad de venas de yeso fibroso que se desarrollan a través de fisuras y discontinuidades.

3. 4. LITOFACIES DE YESO MACROCRISTALINO (Y_M)

3. 4. 1. DESCRIPCIÓN

Esta litofacies, de compleja interpretación, se encuentra preferentemente asociada a monteras o coberteras resultantes de la alteración meteórica de secuencias evaporíticas de la Unidad Inferior, deduciéndose así una probable relación con procesos diagenéticos tardíos. Se encuentra usualmente formando niveles de potencia menor de 0,5 m, y con frecuencia aparece intercalada en secuencias con importante presencia de facies lutíticas.

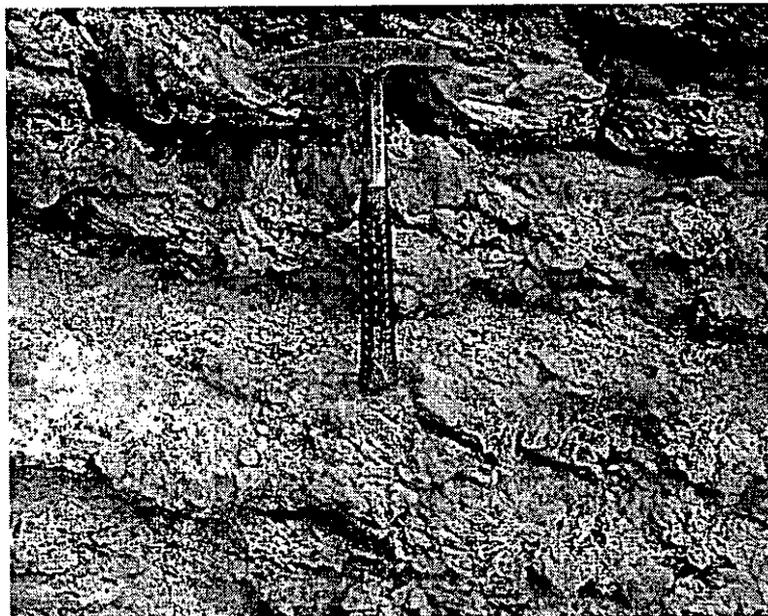


Figura 4.51. Aspecto de los yesos macrocristalinos.

Esta litofacies es abundante en el Sur de Armantes, en el margen occidental cerca de La Vilueña-Valtorres y Maluenda (Fig. 4.51), y en el márgen oriental del área de Los Cerrillares (Torres) y Villalba de Perejiles. A macroescala, se compone de macro-cristales de yeso translúcido tabular (hasta 4-5 cm), en ocasiones discoidales, con evidencias de intensa

corrosión-disolución de las caras de los cristales que se disponen con orientación planar y exfoliación muy bien desarrollada. Al microscopio petrográfico, se distinguen morfologías subhedrales-anhedrales que forman complejos agregados cristalinos inequigranulares con matriz lutítica (en ocasiones magnésica) que albergan un gran cantidad de relictos de anhidrita. Los bordes de los macrocristales presentan usualmente límites rectos y netos, aunque en ocasiones están corroidos dando lugar a bordes quebrados. Además, destaca la existencia de morfologías lenticulares ligadas a la disgregación de los bordes de los cristales yesíferos denominados "yesos factoría" por Laya *et al.* (1993). La extinción de los macrocristales es uniforme. Así mismo, la estructura general de este tipo de yeso es esencialmente porosa, lo que favorece los procesos de disolución, corrosión, y calcitización del yeso (Fig. 4.52), así como procesos de precipitación de yeso microcristalino lenticular en posición intercristalina.

La presencia de estas texturas macrocristalinas en secuencias evaporíticas de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud está asociada a niveles de pseudomorfo de glauberita y yeso nodular secundario. En ocasiones, se han encontrado tramos transicionales entre niveles pseudomórficos de glauberita y niveles de yeso macrocristalino. Dichos

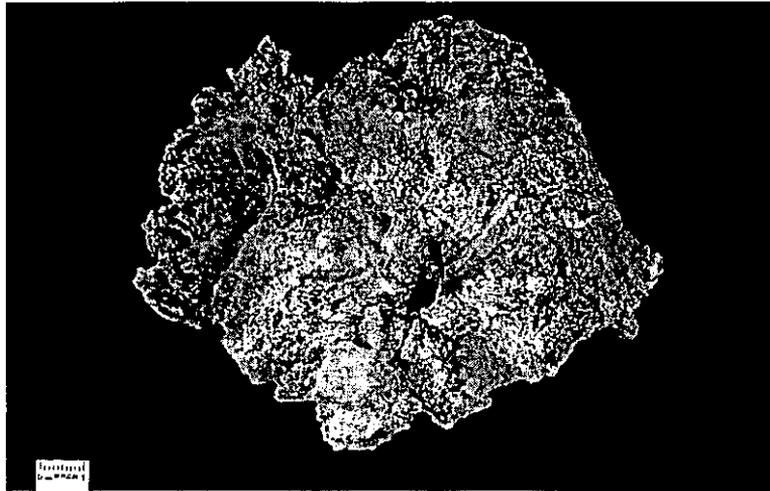


Figura 4.52. Detalle de los yesos macrocristalinos, donde se aprecian los efectos de los procesos de corrosión-disolución.

tramos presentan una mezcla de morfologías de cristales tanto discoidales como tabulares, aumentando el grado tabular de los cristales cuanto más sometidos a exposición meteórica se encuentran.

3. 4. 2. INTERPRETACIÓN

Rodríguez Aranda (1994), en facies similares de la Cuenca de Madrid, interpreta este tipo de yeso macrocristalino, como originado por procesos de disolución-cementación (reprecipitación) que se llevarían a cabo a cierta profundidad, aunque por acción de aguas meteóricas. En este sentido, interpretamos que durante el encajamiento de la red fluvial actual, se disolverían niveles constituidos por fases salinas más solubles (como halita y anhidrita) reprecipitándose yeso en la porosidad generada. Ortí (1977) ha denominado a estas morfologías megacristalinas "selenitas de relleno" asimilándolos a rellenos de cavidades o recubrimientos de superficies. Así, estas texturas megacristalinas, aunque con rasgos similares a los yesos selenitas primarios, podrían ser producto de la disolución-cementación de tramos complejos anhidrítico-glauberíticos.

En este sentido, entre la vertiente Sur de la Sierra de Armantes y el curso fluvial del Río Jalón, la cobertera más superficial de las series evaporíticas allí existentes, se compone de este tipo de yeso macrocristalino. Mediante los sondeos realizados por MYTA en este sector, se conoce la existencia de facies glauberítico-anhidríticas a baja profundidad, por lo que la disolución-cementación de facies salinas previas de mayor solubilidad en ambiente meteórico parece la hipótesis genética más probable.

En el caso de niveles concretos de yeso macrocristalino, limitados a base y techo por otras litologías y/o litofacies yesíferas distintas, interpretamos procesos de alteración temprana (disolución-reprecipitación) de tramos con litofacies evaporíticas solubles, mediante la entrada de aguas meteóricas diluidas a la cuenca.

3. 5. LITOFACIES DE NÓDULOS COLUMNARES DE YESO (A_p)

3. 5. 1. DESCRIPCIÓN

Una de las principales características de la Subunidad Y_{LM}-INT, incluida en la Unidad Intermedia, es la presencia de una marcada ciclicidad sedimentaria, con la intercalación de tramos complejos de unos 2 m de potencia, que comprenden niveles formados por yeso nodular con disposición vertical. En las secuencias evaporíticas de la sección *Mar-3*, se han localizado hasta tres niveles distintos con esta atípica disposición nodular; del mismo modo, tanto las secciones *Mar-4* y *Mor* y en las diversas observaciones realizadas en este área, se muestra que la aparición de niveles con nódulos de elongación vertical comienza a partir del tránsito vertical entre las subunidades Y_L-INF y Y_{LM}-INT. Niveles similares han sido localizados al SE de la sección *Mor*, en las subunidades M_D-INT y Y_{MB}-INT, hasta la localidad de Fuentes de Jiloca, siguiendo los cambios de facies de subunidades que se describieron en el capítulo precedente.

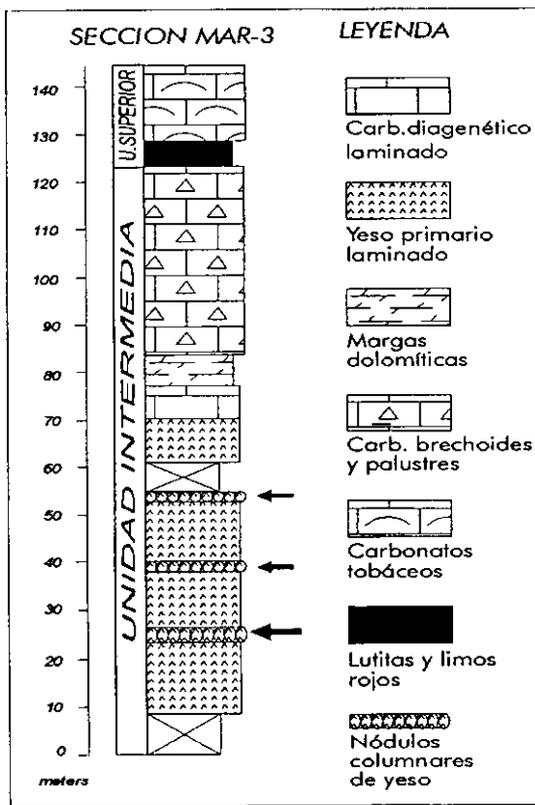


Figura 4.53. Sección estratigráfica *Mar-3* con la ubicación de los tramos con aparición de nódulos columnares de yeso.

Para la descripción de estos niveles nodulares, se eligieron los tramos mejor conservados y que presentan las mejores condiciones de afloramiento de la sección *Mar-3* (144 m), que se encuentran intercalados en una monótona serie de yeso laminado que forma la parte inferior-media de la sección. Dicha parte se encuentra compuesta por yesos primarios (microselenitas, lenticulares y detríticos) con evidencias de una fuerte anhidritización sinsedimentaria, interlaminados con arcillas y/o magnesitas (Subunidad Y_{LM}-INT). Hacia techo, la sección de *Mar-3* se completa con tramos de las subunidades M_D-INT, CB_{PY}-INT, L_R-SUP y T_A-SUP (Fig. 4.53). La secuencia tipo de los tramos, en que se presentan los niveles nodulares posee unos 2 m de potencia, y se encuentra compuesta por cuatro niveles diferentes que se caracterizan por la existencia de un carbonato encajante (magnesita) con un porcentaje minoritario de siliciclásticos (principalmente arcillas). Cada tramo posee una continuidad lateral que alcanza centenares de metros.

DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA TIPO

En la secuencia tipo se han distinguido un total de 5 niveles litológicos (Fig. 4.54 y 4.55):

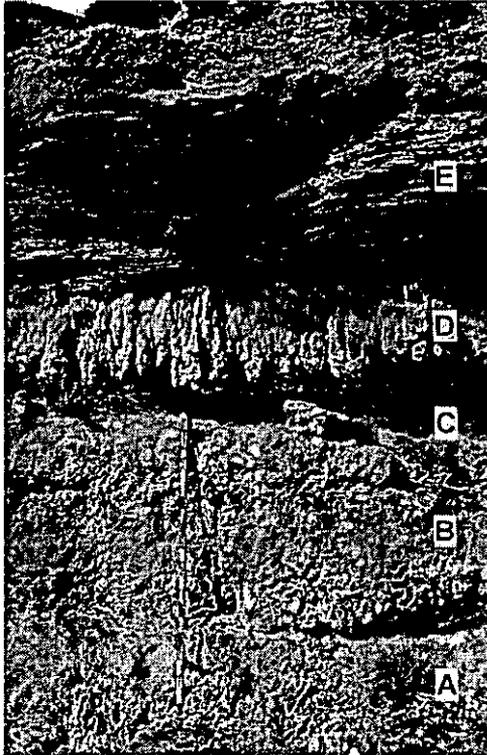


Figura 4.54. Vista del afloramiento en el que se encuentran los depósitos que presentan los nódulos columnares de yeso. La sección detallada se encuentra en la figura (las letras B y D marcan los niveles donde el desarrollo de los nódulos elongados es más acusado).

Escala = 1 m.

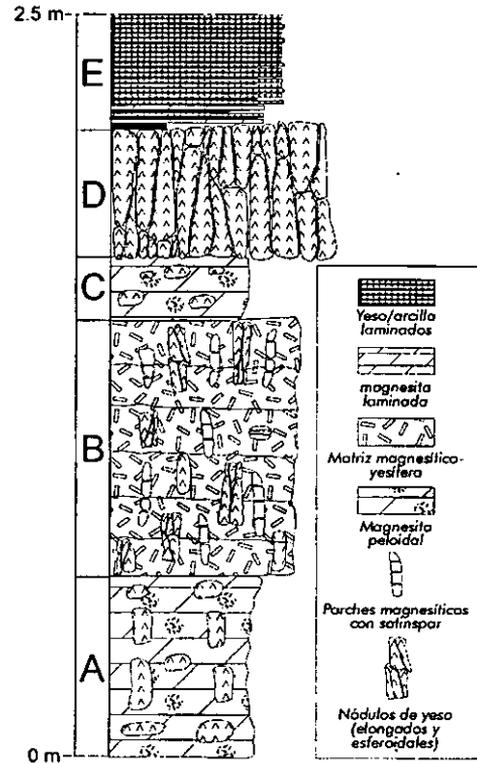


Figura 4.55. Sección estratigráfica esquemática que muestra los principales términos litológicos reconocidos en el afloramiento de la figura 4.54.

A) La base de la secuencia queda definida por un nivel irregular de unos 50 cm con laminación difusa, que se compone de un material grisáceo magnesítico heterogéneo con algunos nódulos de yeso; la magnesita contiene un porcentaje bajo de arcillas (<5%) y presenta textura micrítica peloidal cementada por yeso poiquilotópico que presenta morfologías rectangulares-ortorrómbicas relictas de anhidrita interpenetradas en los peloides (Fig. 4.56). Los peloides son muy variables en talla (0,1 a 0,8 mm) y se diferencian de otras masas magnesíticas mayores que presentan rasgos de desecación y trazas de raíces. Los nódulos de yeso, de tonalidades amarillentas, oscilan entre 3 y 30 cm de diámetro, y quedan distribuidos de forma irregular en la matriz magnesítica. Los nódulos presentan morfología sub-esférica a elongada en la vertical. El estudio petrográfico de los nódulos de yeso

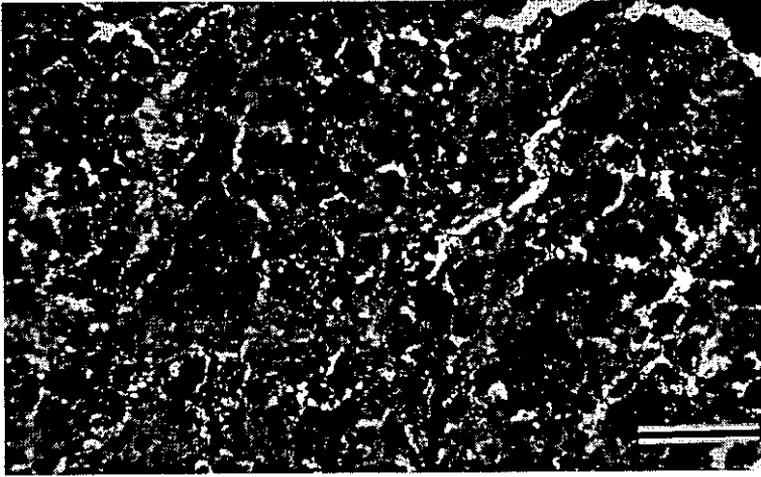


Figura 4.56. Microfotografía de la matriz magnesítica con una textura peloidal y las fisuras debidas a pequeñas huellas de raíces y grietas de desecación irregulares (nícoles paralelos; escala = 0,3

muestra una clásica micro-textura alabastrina formada por componentes cristalinos de morfología ameboide y extinción ondulante con bordes cristalinos interpenetrados, similar a las descritas por Holliday (1970) y Ortí (1977).

B) Nivel muy irregular, de unos 90 cm de potencia que se encuentra dividido de

forma difusa en subniveles de 10-15 cm. A macroescala, el rasgo principal es la existencia de parches residuales de magnesita con orientación vertical preferente (Fig. 4.57), que se encuentran inmersos en una matriz heterogénea yesífero-magnesítica de color grisáceo-blancuecino. La base de este nivel es transicional con el nivel magnesítico infrayacente, mientras que, por el contrario, el contacto con el nivel suprayacente, es neto. Los parches de magnesita tienen dimensiones variables, con longitudes que oscilan entre 1-15 cm y, con una anchura comprendida entre 1-3 cm (Fig. 4.58), encontrándose caracterizados por la existencia de una fisuración horizontal rellena de *satinspar vein*, cuya estructura fibrosa se pierde en la matriz.

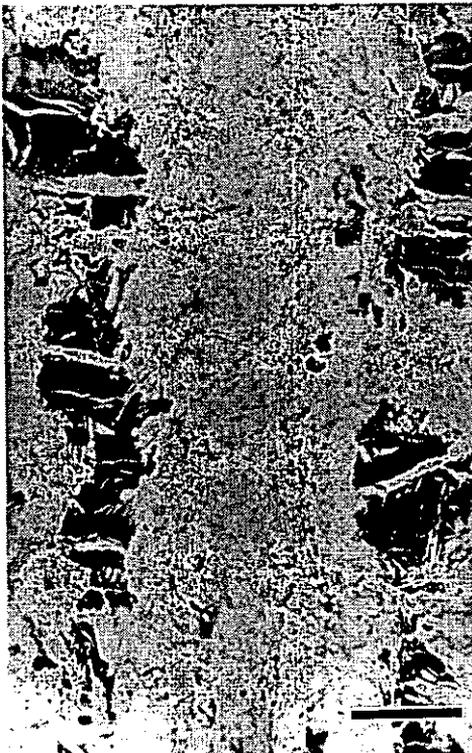


Figura 4.57. Rellenos de raíces con magnesita densa y masiva (en color oscuro) que muestran unas fisuras horizontales a ligeramente oblicuas rellenas por yeso fibroso precipitado después de la hidratación de la anhidrita. Las áreas más claras paralelas o penetrando dentro de los parches de magnesita corresponden a nódulos de yeso con abundantes pseudomorfos prismáticos de anhidrita en la parte inferior derecha de la fotografía (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

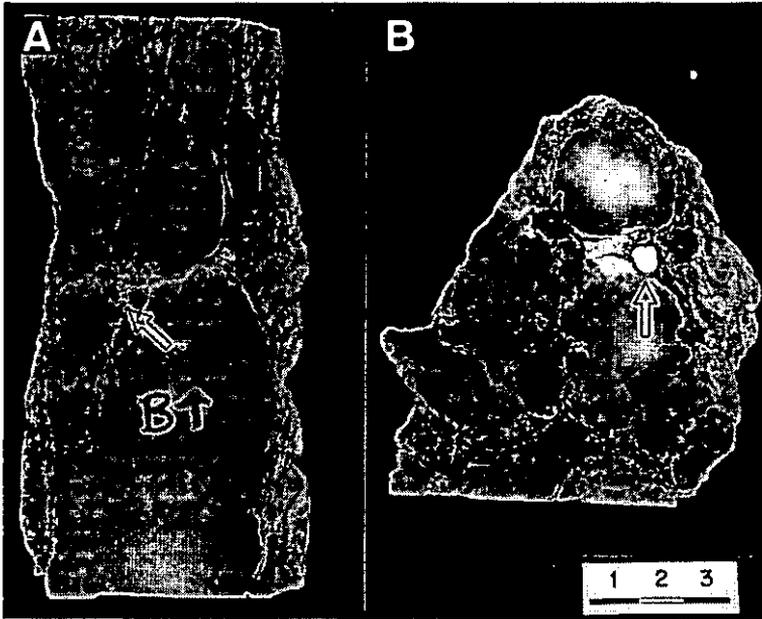


Figura 4.58. Muestras de mano de los nódulos columnares de yeso. Las flechas señalan la presencia de magnesita entre los nódulos. a) Sección longitudinal b) Sección transversal.

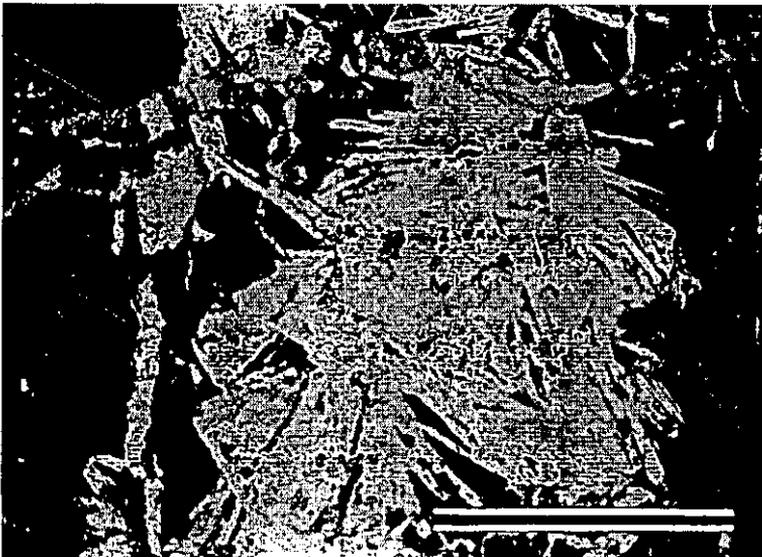


Figura 4.59. Detalle de los microneodulos que guardan morfologías pseudomorfas de anhidrita.

dispuestos formando micronódulos con fábricas "felted" constituye una evidencia de que el yeso es secundario (Fig 4.59), formado a partir de anhidrita primaria (Shearman, 1983). Esta fábrica presenta evidentes similitudes con la "fábrica en islotes" descrita por Herrero y Porta (1987) en suelos yesíferos recientes de la Cuenca del Ebro.

C) Nivel de morfología muy irregular, con una potencia que oscila entre los 15-20 cm, que presenta evidentes semejanzas con el primer nivel descrito. Se compone de magnesita blanquecina con una laminación difusa, que contiene nódulos de yeso aislados o coalescentes, que presentan morfologías esféricas-subesféricas. El tamaño de los nódulos oscila entre pocos centímetros hasta cerca de 40 cm de diámetro. Los

nódulos de yeso contienen relictos de cristales de anhidrita de morfologías tabulares y ortorrómbicas, mientras que, por su parte, la magnesita consiste de texturas peloidales abiertas cementadas por yeso poiquilotópico. Se distingue una red de rizotúbulos a pequeña escala dentro de la magnesita, especialmente hacia el techo del nivel (Fig. 4.60).



Figura 4.60. Rizotúbulos en matriz magnesítica a techo del nivel C.

D) Este nivel posee una estructuración muy destacable compuesta de nódulos de yeso con una elongación vertical, que se encuentran adosados lateralmente, proporcionando al conjunto un aspecto columnar (Fig. 4.61). Los contactos con los niveles infra y suprayacentes son irregulares, aunque mientras que la superficie inferior está marcada por las diferencias en el desarrollo hacia abajo de los nódulos, la superior

está definida por una superficie neta, en que el techo de los nódulos se encuentra erosionado. Cada nódulo puede alcanzar una longitud equivalente al espesor completo del nivel (unos 40-45 cm), y está formado por nódulos adosados de menor tamaño,

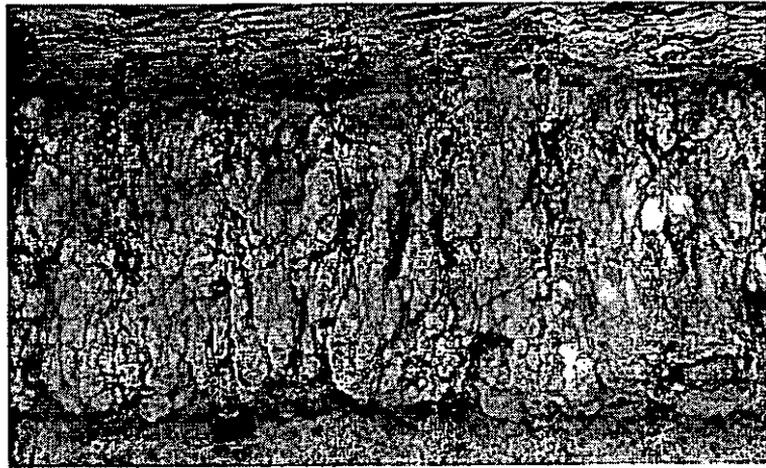


Figura 4.61. Detalle de los nódulos columnares de yeso.

que presentan la misma elongación vertical, recordando en apariencia a la clásica estructura *chicken-wire*. En este caso, la dimensión de los nódulos individuales puede ser hasta 3-4 veces la anchura. De la misma forma que en el nivel B, los nódulos de yeso poseen una textura alabastrina característica y contienen abundantes relictos de "laths" y cristales ortorrómbicos de anhidrita. También, se distinguen parches magnesíticos con fisuración horizontal rellena de yeso fibroso, que se localizan irregularmente, como material residual entre los nódulos columnares de yeso. El volumen ocupado por la magnesita es muy reducido en

comparación con el yeso, dando la apariencia de que los parches de magnesita son productos residuales después de un fuerte crecimiento lateral de los nódulos.

E) La secuencia descrita finaliza con niveles de yeso laminado que forman el grueso de los tramos inferiores-medios de la sección *Mar-3*. El ciclo sedimentario que se encuentra sobre la secuencia anteriormente establecida, representa un cambio en las condiciones ambientales. Después de un contacto neto, existe una alternancia de arcillas y magnesita con niveles ocasionales de yeso, que pasan transicionalmente a secuencias constituidas a escala centimétrica, por una alternancia de yeso primario y arcilla (\pm magnesita). El yeso presenta rasgos propios de una anhidritización sinsedimentaria (Rouchy *et al.*, 1994), con desarrollo de micronódulos coalescentes sobre unas facies de yeso primario (microselenita, lenticular, detritico).

3. 5. 2. INTERPRETACIÓN

La existencia de morfologías nodulares compuestas de sulfato cálcico constituye un rasgo muy frecuente en secuencias evaporíticas antiguas y en ambientes deposicionales salinos modernos. La formación de nódulos de yeso y/o anhidrita ha sido descrita en una amplia variedad de ambientes deposicionales, tanto marinos como continentales. En este sentido, existe una controversia en la interpretación de las facies deposicionales y fases cristalinas primarias que originan morfologías nodulares. Desde hace algunas décadas, el estudio de sedimentación evaporítica y crecimiento de nódulos de yeso-anhidrita, incluyendo las transformaciones diagenéticas tempranas, se ha concentrado en ambientes marinos actuales de *sabkha* y *lagoon* en la costa del Golfo Árabe, donde la mayoría de la anhidrita existente es atribuida a un reemplazamiento secundario de yeso (Butler, 1969, 1970; Bush, 1973; Perthuisot, 1977; Gunatilaka *et al.*, 1980; Shearman, 1983), mientras que la aparición de anhidrita primaria en condiciones superficiales ha sido citada por Shearman (1966, 1983) y Bush (1973). Por otra parte, Shearman (1966) y Kinsman (1966) describieron la existencia de nódulos de yeso secundarios formados a partir de anhidrita primaria, y West *et al.* (1979, 1985) han constatado el crecimiento de nódulos de yeso primario en *sabkhas* egipcias.

Las morfologías nodulares más características del yeso y anhidrita descritas en ambientes deposicionales evaporíticos antiguos y modernos consisten en formas esféricas aisladas, masas de nódulos coalescentes, estratiformes, estructuras enterolíticas, y *chicken-wire*; sin embargo, morfologías distintas a éstas, no son usualmente citadas en la literatura científica, y su aparición trae consigo problemas de tipo genético, cuya interpretación se basa usualmente en la existencia de improntas diagenéticas tempranas o post-enterramiento.

La disposición vertical-subvertical de nódulos de sulfato cálcico, como los descritos con anterioridad, constituye un rasgo poco común en secuencias evaporíticas antiguas y

ambientes deposicionales actuales. Este tipo de morfologías puede originarse en dos contextos diagenéticos distintos:

1) Durante la diagénesis temprana, pueden formarse nódulos de sulfato con una disposición vertical en ambientes supramareales y de *sabkha*, tal como se observa en ambientes actuales del Golfo Árabe (Purser, 1985). Por otra parte, la formación y desarrollo de nódulos de sulfato cálcico en diagénesis temprana, puede ser controlada por el hábito cristalino, que presenta el yeso primario. Así, Rouchy (1976, 1980) ha realizado importantes observaciones en masas nodulares de anhidrita (actualmente transformadas a yeso secundario) formadas por alteración sindeposicional en superficie de facies de yeso primario selenítico en el Messiniense de Sicilia y España. Posteriormente, Shearman (1983) estudió los diferentes factores que controlan las morfologías de los nódulos, utilizando como base las observaciones de Rouchy, como son la separación de los centros de individuos cristalinos a partir de los cuales se inicia la alteración, la distribución de las inclusiones sedimentarias, o las discontinuidades entre los "brazos de Siva" de cada cristal selenítico.

2) Durante el enterramiento de secuencias evaporíticas, dando lugar a nódulos de anhidrita verticales o, preferentemente, en disposición alineada según la vertical, tal como se reconoce mediante sondeos profundos. Diversos autores, como Loucks y Longman (1982) en la *Ferry Lake East Basin* del Cretácico Inferior, Schreiber *et al.* (1982) en la *Fm. Mission Canyon* missisipiense, Lowenstein (1987) en la *Fm. Buckner* jurásica de Alabama, o Putter *et al.* (1993) en el Viseense Superior de la cuenca carbonífera Franco-Belga, han interpretado la existencia de estas morfologías como relictos de grandes cristales seleníticos subacuáticos originados en ambientes hipersalinos submareales, que pueden permanecer en profundidad como nódulos anhidríticos. El proceso de reemplazamiento o deshidratación que convierte el yeso en anhidrita con el enterramiento, puede preservar, de forma parcial, las morfologías cristalinas deposicionales definidas por inclusiones sedimentarias, o por el contrario, puede borrar cualquier evidencia de los precursores al ser transformados éstos en facies nodulares o mosaicos anhidríticos, con una estructura muy similar a la de la anhidrita diagenética temprana.

Los nódulos de elongación vertical de sulfato cálcico constituyen un rasgo muy poco frecuente en formaciones evaporíticas, sean éstas de origen continental o marino. Purser (1985) describió nódulos subredondeados dispuestos según un patrón vertical en ambientes supratidales del Golfo Árabe, interpretándolos como formados en condiciones diagenéticas muy tempranas. Por otra parte, también se han descrito morfologías con una disposición vertical en ambientes pedogenéticos actuales o recientes relacionados con la movilización de sulfatos; así, Watson (1985) observó una disposición columnar de yeso alabastrino y mesocristalino en relación con el desarrollo reciente de costras yesíferas subsuperficiales y superficiales en el Sur de Túnez y el Desierto Central de Namibia, donde se disponen formando columnas de sección más o menos hexagonal de diámetro 0,25-0,75

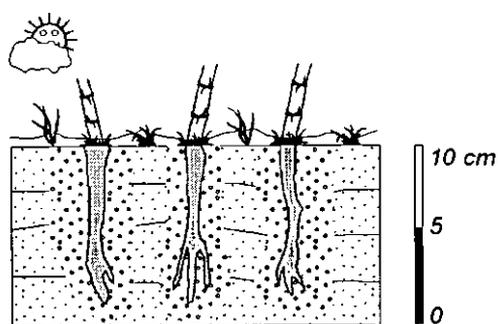
y longitud entre 1-2 m. Del mismo modo, Magee (1991) cita la existencia de formaciones de yeso tubulares que crecen desplazativamente en depósitos permeables del Cuaternario más tardío de los Lagos Prungle, una parte del sistema de lagos salinos de Willandra localizados en el SE de Australia. Magee (1991) sugiere que la génesis de esta tipología de yeso fue controlada por la fluctuación de aguas subterráneas favorecida por un substrato con desarrollo de biotúbulos que permite la movilización del sulfato.

Además de estas citas, los nódulos de anhidrita y/o yeso de elongación vertical son un producto relativamente abundante atribuido a una transformación de yeso primario (básicamente selenita) tanto cerca de la superficie (Rouchy, 1976, 1980; Shearman, 1983) como en condiciones de enterramiento profundo (Loucks y Longman, 1982; Lowenstein, 1987; De Putter *et al.*, 1993). En estos ambientes, la morfología elongada de los nódulos secundarios queda generalmente controlada por la geometría primaria vertical de los selenitas (Rouchy, 1980).

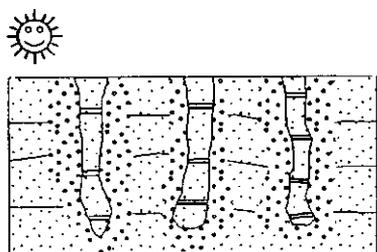
Los yesos nodulares con elongación vertical que hemos descrito en la sección Mar-3 no han estado sujetos a un enterramiento significativo y no muestran evidencia alguna de fábricas de un precursor macrocristalino yesífero, eliminando así la posibilidad de un origen en condiciones de enterramiento profundo. Todas las evidencias observadas en la sección son indicativas de un origen sindeposicional o de una génesis en diagénesis temprana.

La acumulación inicial de sulfato cálcico tuvo lugar en un encajante magnésítico laminado que fué probablemente depositado en períodos de relativa dilución del lago salino. La deposición de magnesita, tanto como precipitado primario como a partir de carbonatos hidratados magnésíticos ha sido descrita en lagos evaporíticos continentales y costeros (ver capítulo 5). La magnesita constituye un componente común en las formaciones evaporíticas de Unidad Inferior e Intermedia de la Cuenca de Calatayud, donde generalmente ocupa posiciones paleogeográficas marginales de ambientes lacustres salinos. Las texturas peloidales que caracterizan a los depósitos de magnesita se interpretan como el resultado de un proceso de modificación pedogénica incipiente del substrato carbonático (Braithwaite, 1975; Freydet y Plaziat, 1982) que en este caso es inducido por la colonización episódica llevada a cabo por vegetación freatofítica y desecación del substrato. En el mismo sentido, Bowler (1973, 1983) ha descrito los efectos de la cristalización de sales a partir de salmueras intersticiales dentro de sedimentos cercanos a la superficie o suelos periódicamente expuestos que pueden romper los sedimentos desecados lacustres y formar agregados peloidales, los cuales pueden ser removilizados por acción del agua o viento.

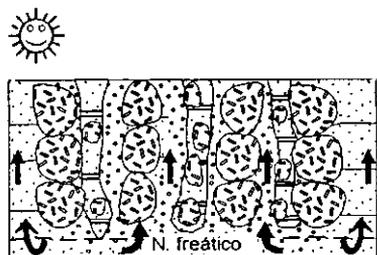
La penetración de las raíces en el substrato magnésítico causa una fuerte alteración-disgregación del carbonato produciendo una anisotropía muy marcada del sedimento (Fig 4.62; etapa 1). Tras la descomposición de las plantas, las trazas de las raíces son rellenas por magnesita, que es texturalmente diferente al encajante, presentándose de forma masiva con una típica fisuración horizontal. Esta estructura, que está relacionada con desecación



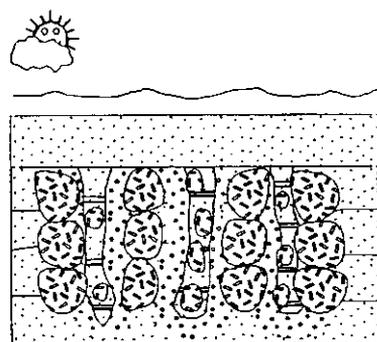
Etapa 1



Etapa 2



Etapa 3



Etapa 4



Etapa 5

Figura 4.62. Ciclo completo en la génesis de los nódulos columnares de yeso (explicación en el texto).

del sustrato, (Fig. 4.62; etapa 2), constituye un rasgo frecuentemente desarrollado en rellenos de huellas de raíces (Calvo *et al.*, 1985; Retallack, 1990).

El análisis petrográfico de los niveles yesíferos muestra claras evidencias de que el crecimiento de nódulos de sulfato cálcico estuvo fuertemente condicionado por la estructuración vertical del sustrato. La precipitación de sulfatos cálcico tuvo su inicio en forma de pequeños nódulos desplazativos de anhidrita, que además, reemplazaban la masa magnésica-peloidal, aunque afectaban en menor grado a la magnesita de relleno de trazas de raíces. El crecimiento de estos nódulos primarios de anhidrita puede ser interpretado como resultado de un intenso proceso de evaporación capilar en períodos de caída del nivel freático en relación con condiciones de mayor aridez (Fig. 4.62; etapa 3).

La sucesión en el tiempo de los procesos citados (deposición de magnesita, modificación pedogénica, y crecimiento de nódulos de anhidrita), puede explicarse por la alternancia de períodos humedad/aridez (Fig. 4.62; etapa 4), produciendo la formación de perfiles compuestos por la superposición de procesos. La secuencia estudiada se caracteriza por la presencia de dos episodios diferentes, representados respectivamente por los niveles B y D, en que fueron especialmente activos los citados procesos. La distinción fundamental entre los dos niveles estriba en el grado de desarrollo de los procesos de nodulización, que son mucho más activos en el nivel D, donde los nódulos adosados verticalmente forman el mayor volumen del mismo. Aunque el patrón de formación de ambos niveles es muy similar, esta diferencia en el grado de desarrollo, puede ser explicada mediante un período mayor y más drástico de exposición subaérea bajo

condiciones climáticas de gran aridez, para la génesis del nivel D. Así, el mecanismo de bombeo evaporítico por capilaridad debería ser suficientemente efectivo para el aporte continuo de salmueras concentradas desde el nivel freático, que alimentarían el desarrollo de nódulos en el encajante magnesítico (Fig. 4.62; etapa 5).

Uno de los problemas aún no resueltos, es el momento en que los nódulos de anhidrita sindeposicionales, o de diagénesis temprana, son transformados en yeso secundario dentro del carbonato modificado pedogénicamente. La rehidratación de la anhidrita es un proceso común en series evaporíticas que son exhumadas o quedan expuestas a condiciones superficiales (Holliday, 1970; Rouchy *et al.*, 1994), aunque también la hidratación de anhidrita a yeso puede tener lugar en ambiente evaporítico por el contacto con aguas dulces continentales (Tucker, 1991). En este caso, todos los rasgos observados evidencian una transformación diagenética temprana de la anhidrita en yeso secundario, como parece indicar la buena preservación de la estructura interna de los niveles y el contexto sedimentológico de la sección en que se encuentran. Este rasgo parece claro en la presencia de fisuras horizontales, desarrolladas en moldes de trazas de raíces en magnesita que, se encuentran rellenas por yeso fibroso ("satinspar"), siendo interpretado como el producto del exceso de volumen de la propia rehidratación de la anhidrita (Shearman *et al.*, 1972).

El significado de la existencia de yeso nodular de elongación vertical

El patrón de disposición vertical del yeso nodular en algunos niveles de la Subunidad de Y_{LM}-INT constituye un rasgo muy destacable, que no se ha estudiado previamente en detalle. El patrón columnar de costras de yeso del Sur de Túnez y el Desierto de Namibia descrito por Watson (1985), está, según este autor posiblemente relacionada con la desecación, que causa "stress" tensional en el sedimento encajante o, una deshidratación parcial de yeso a basanita. Las costras de yeso ("gypcretas") han sido descritas por Tucker (1978) en depósitos aluviales recientes del Norte de Irak, aunque su descripción estuvo restringida al patrón poligonal que presentan en planta las fracturas de las costras. Magee (1991) realiza una descripción somera de una tipología de yeso que denomina "*groundwater gypsum*" en sedimentos recientes de los Lagos Prungle del SE de Australia. Este autor indica que este tipo de yeso está ocasionalmente asociado con biotúbulos y, localmente los perfiles contienen nódulos, que muestran similitud con formaciones nodulares o globulares edáficas; sin embargo, el mecanismo para la localización preferencial de los nódulos de yeso no fue determinado.

Los nódulos de yeso reconocidos en la Cuenca de Calatayud presentan algunas características que son claramente distintas de las estructuras citadas con anterioridad. Primeramente, el desarrollo inicial de morfologías nodulares de sulfato cálcico fué en forma de anhidrita, como queda evidenciado por la considerable abundancia de relictos de la misma en el yeso secundario. Un segundo aspecto es que el sedimento encajante, en el que se desarrollaron estos nódulos, corresponde a un depósito carbonático lacustre que se extendía hacia la parte central de una cuenca lacustre evaporítica de salinidad moderada.

El desarrollo de rizolitos y texturas peloidales-grumosas dentro del carbonato puede ser debido a una incipiente pedogénesis del sedimento lacustre, de forma similar a lo observado en sedimentos carbonáticos palustres (Freytet y Plaziat, 1982; Platt y Wright, 1992; Alonso-Zarza *et al.*, 1992; Armenteros *et al.*, 1997). De esta forma, la presencia de estas morfologías nodulares, puede servir como rasgo diagnóstico de condiciones palustres, desarrolladas en ambientes lacustres evaporíticos, quedando fuertemente condicionada por la estructura interna de un substrato modificado pedogénicamente.

4. PRESENTACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS DE $\delta^{18}\text{O}$ Y $\delta^{34}\text{S}$ EN LAS FASES SULFATADAS

4. 1. PRESENTACION DE LOS DATOS ISOTÓPICOS

Hasta el presente momento, no se han aplicado estudios isotópicos sistemáticos a los materiales yesíferos de la Cuenca de Calatayud, si bien los escasos trabajos realizados han servido para establecer una primera discriminación. Utrilla (1989) indica las diferencias entre la señal isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ Y $\delta^{34}\text{S}$) de los yesos secundarios y primarios de la cuenca, señalando un gradiente de concentración en función del contenido en $\delta^{18}\text{O}$. Los valores isotópicos del oxígeno son relativamente bajos (entre 13, 5 y 13, 9 ‰) en la zona marginal de Fuentes y relativamente altos en la zona más central de Maluenda-Calatayud (18,3-19,7 ‰).

Ortí *et al.* (1994) completaron el perfil isotópico de Utrilla (1989) con muestras pertenecientes a 6 series estratigráficas realizadas entre la Sierra de Armantes y la localidad de Fuentes de Jiloca, observando un incremento de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ Y $\delta^{34}\text{S}$ respecto de los valores de los sulfatos triásicos (valores medios de 11,8‰ para el ^{18}O y de 13.5‰ para el ^{34}S). Estos autores observaron una ordenación casi perfecta de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ para las distintas columnas estratigráficas.

En el transcurso de esta Tesis Doctoral, se realizaron nuevas determinaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$ de una selección de materiales yesíferos, eflorescencias salinas y pátinas amarillentas de la Unidad Inferior la cuenca (Tabla 4.1). En algunos casos, sólo se realizó determinación del $\delta^{34}\text{S}$. Los materiales yesíferos muestreados pertenecen a la sección Asr, mientras que las eflorescencias pertenecen tanto a sucesiones de yeso secundario de la misma sección como a tramos lutíticos intercalados con las evaporitas en el sector del Castillo de Calatayud. De la misma forma, las pátinas amarillentas se muestrearon en tramos lutítico-margosos de este último área.

Tabla 4.1. Relaciones isotópicas de S y O en las muestras tomadas de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud

Siglas	Descripción	Mineralogía	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{18}\text{O}$
C.Asr-1b	yesos sacaroides	yeso (100)	+16.9	-
C.Asr-1c	yesos sacaroides	yeso (100)	+16.75	25.3
C.Asr-12b	Nódulo de yeso	yeso (100)	+16.9	-
C.Asr-12c	Nódulo de yeso	yeso (100)	+16.63	23.7
Glaub	Pseudomorfo glauberita	yeso (100)	+16.4	-
Glaub-c	Pseudomorfo glauberita	yeso (100)	+14.85	23.3
E1	Eflorescencias	Hex (78) Ca (13) Yes (4) Fil (4)	+13.6	-
E6	Eflorescencias	Hex (74) Ca (11) Q (8) Yes (7)	+13.3	-
CC-3	Eflorescencias	Hex (67) Pent (33)	-13.59	8.5
CC-4	Eflorescencias	Eps (93) Hex (7)	-25.2	-
CC-7	Eflorescencias	Eps (91) Hex (9)	-27.8	21.1
CC-9	Eflorescencias	Eps (100)	-23.6	-
CM	Eflorescencias	Eps (88) Hex (12)	-22.79	5.5
T-3	Pátina amarillenta	Fil (59) Natrj (22) Jar (16) Mohr (3)	-25.09	10.7
CII-2	Pátina amarillenta	Fil (64) Jar (32) Q (4)	-23.55	-

La serie evaporítica Asr se compone íntegramente de yeso secundario, aunque posee numerosas evidencias macroscópicas y petrográficas que indican una paragénesis deposicional formada por anhidrita, glauberita y yeso. En esta sección, se tomaron muestras de yeso secundario con diferente precursor, que proporcionaron unos valores isotópicos muy similares; en comparación con los datos isotópicos de Utrilla (1989) y Ortí *et al.* (1994), existen diferencias en el contenido en $\delta^{18}\text{O}$, obteniéndose valores superiores a los más altos del perfil (Calatayud y Armantes) de Ortí *et al.* (1994), con una

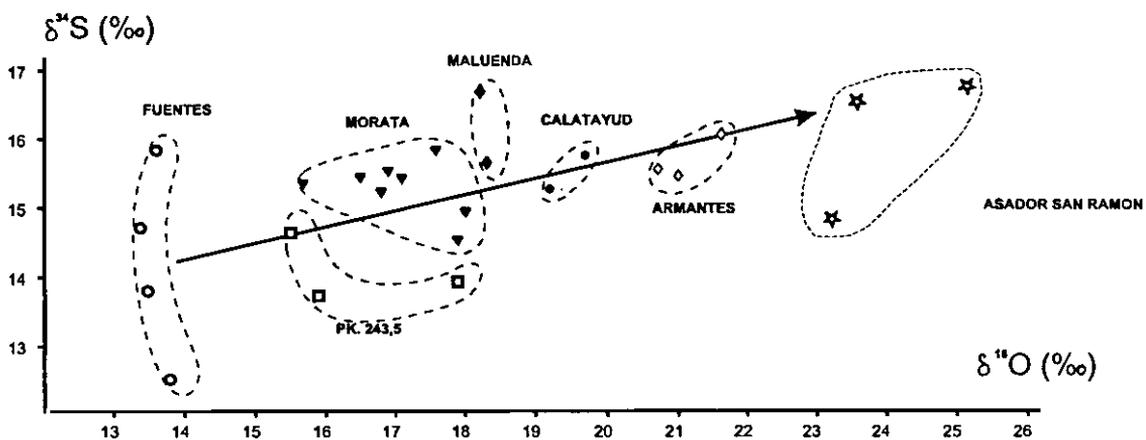


Figura 4.63. Representación de los valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$) de los yesos de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud junto con los datos isotópicos de Ortí *et al.* (1994).

media de $\delta^{18}\text{O}$ de 24.1‰. Por otra parte, los valores de $\delta^{34}\text{S}$ (media=16.41) se corresponden con el rango isotópico que presentan Ortí *et al.* (1994). En la figura (Fig. 4.63), se representan de forma conjunta los valores de Ortí *et al.* (1994) y los aportados durante la realización de este trabajo.

Por otra parte, los valores isotópicos obtenidos en eflorescencias de carácter sulfato-magnésico (epsomita, hexahidrita, y pentahidrita) y, en las pátinas amarillentas que se encuentran a través de fisuras en materiales margosos (formadas por natrojarosita, jarosita y mohrita) presentan notables diferencias con los resultados obtenidos en materiales yesíferos, como se puede ver en la figura 4.64; por lo general, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$ son mucho más ligeros que los obtenidos para los sulfatos cálcicos. En las eflorescencias de sulfato magnésico (hexahidrita) de la sección de Asr (E1 y E6), los valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ (media=13.45‰) son sensiblemente inferiores a los obtenidos en los yesos de la misma sección, pero en las eflorescencias obtenidas en tramos lutíticos de la Unidad Inferior, se presentan grandes diferencias, con valores muy negativos de $\delta^{34}\text{S}$, comprendidos entre -13.59 y -27.8‰; los valores de las muestras en que se analizó el $\delta^{18}\text{O}$ ofrecieron resultados muy dispares, aunque en todo caso sensiblemente menores que los de las fases sulfatado-cálcicas. Como puede apreciarse en la Tabla 4.1, las muestras obtenidas de pátinas amarillentas, se caracterizan por valores muy similares a los de las eflorescencias.

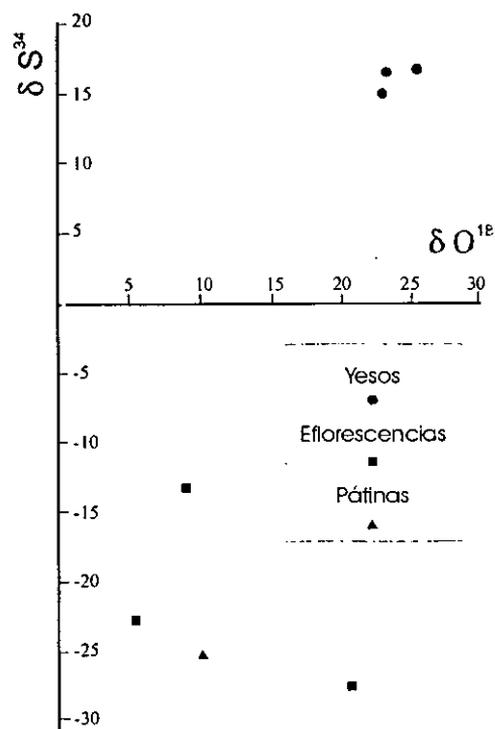


Figura 4.64. Representación conjunta de los valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$) en niveles de yeso, eflorescencias de carácter sulfato-magnésico (epsomita, hexahidrita, y pentahidrita) y pátinas amarillentas que se encuentran a través de fisuras en materiales margosos (formadas por natrojarosita, jarosita y mohrita).

4. 2. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS.

El estudio de la señal isotópica en sulfatos resulta bastante complejo, ya que debido a su alta solubilidad, son muy probables los efectos de autodigestión y reciclaje a lo largo de una sedimentación evaporítica continua. Otra dificultad añadida en estos estudios isotópicos realizados en formaciones sulfatadas, son las reacciones de transformación en yeso secundario. Sin embargo, la composición isotópica del ión

sulfato, proveniente de la disolución de evaporitas, se mantiene constante a lo largo del transporte en solución, siempre que no sufra procesos de cristalización fraccionada o, de reducción-oxidación por bacterias.

En un proceso de disolución-precipitación fraccionada de una solución, sólo una parte es precipitada, y la composición isotópica del sulfato precipitado se enriquece en 1.65‰ en ^{34}S y en un 3.5‰ en ^{18}O en relación con el sulfato existente en solución (Utrilla, 1989). En cambio, el sulfato en solución queda empobrecido, con lo que si el proceso continúa, los sulfatos precipitados estarán cada vez más empobrecidos en relación con el primer sulfato precipitado (Utrilla, 1989). Cuando intervienen los procesos de reducción-oxidación bacteriana (especialmente en cuencas con gran acumulación de carbono orgánico) se puede introducir un valor de fraccionamiento máximo del 50‰ entre el sulfato y el sulfuro producido. Este proceso provoca las variaciones más grandes de $\delta^{14}\text{S}$, ya que los microorganismos seleccionan preferentemente las especies isotópicas ligeras.

4. 2. 1. LOS YESOS DE LAS UNIDADES EVAPORÍTICAS DE LA CUENCA

En las formaciones evaporíticas de la Cuenca de Calatayud, Utrilla (1989) ha reconocido, en función de la señal isotópica obtenida, un origen por reciclaje a partir de los sulfatos triásicos. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ presentan un enriquecimiento respecto de los materiales triásicos. Este fenómeno es explicado en Ortí *et al.* (1994) mediante un reciclaje parcial del sulfato sedimentado en las zonas de borde de la cuenca, hacia zonas más centrales, en episodios de dilución debido al fraccionamiento producido en la disolución-cristalización del sulfato cálcico, que se traduce en un enriquecimiento en isótopos pesados en el precipitado respecto al sulfato disuelto; otro de los factores posibles que explicarían este hecho, podría ser la existencia de actividad sulfato-reductora en las aguas, que provoca la reducción y posterior oxidación del ión sulfato (Pierre, 1982). En este caso, el enriquecimiento en ^{18}O reflejaría la existencia de aguas más evaporadas.

Como se ha comentado previamente, que Orti *et al.* (1994) atribuyeron las tendencias generales en los valores isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ a una ordenación, desde las columnas de borde (Fuentes de Jiloca) hasta las de centro de cuenca (Calatayud-Maluenda). En depósitos similares, en las formaciones evaporíticas terciarias de la Cuenca del Ebro, también se han localizado tendencias semejantes, con un enriquecimiento en ^{18}O y un empobrecimiento en ^{34}S desde los sistemas marginales a los centrales (Utrilla *et al.*, 1992).

Las diferencias en los valores isotópicos entre la zona marginal de Fuentes de Jiloca y los de zonas centrales de Maluenda-Calatayud, han sido interpretadas por Utrilla (1989) como debidas a que probablemente las condiciones de aquel sector de la cuenca eran diferentes y se producían procesos de sulfato-reducción bacteriana significativos.

Por su parte, Orti *et al.* (1994) relaciona los altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la columna de la Sierra de Armantes con la existencia de procesos de anhidritización sinsedimentaria, que tuvieron lugar en presencia de salmueras intersticiales de alta concentración, cuyo sulfato disuelto ha podido incorporar parcialmente la anhidrita. En conjunto, Ortí *et al.* (1994) interpretaron que su perfil isotópico revela una cierta distribución asimétrica de la salinidad, con la zona de mayor concentración desplazada hacia el extremo NW, generador de salmueras muy concentradas que han podido afectar al estrecho cinturón de la Sierra de Armantes.

Como complemento a los datos isotópicos de Utrilla (1989) y Ortí *et al.* (1994), hemos aportado un conjunto de determinaciones isotópicas de yeso secundario procedente del sector del Asador San Ramón, así como de eflorescencias salinas de carácter sulfatado magnésico y, otros sulfatos hidratados más complejos (jarosita, natrojarosita y mohrita). De esta forma, se cubre el espectro de las formaciones evaporíticas de la cuenca, así como la mecánica de los procesos de reciclaje interno de sulfatos, que son aún activos en la cuenca.

Utilizando los valores isotópicos de ^{18}O en el mismo sentido que lo han hecho los autores anteriormente citados, es decir como un indicador de evaporación, los valores que hemos obtenido para los niveles yesíferos secundarios (a partir de facies anhidrítico-glauberíticas) de la Unidad Inferior, en la serie Asr (Asador San Ramón), se corresponderían con los mayores niveles de evaporación. Sin duda, el gradiente de salinidad entre los diferentes sectores de la cuenca queda muy bien definido; sin embargo, y aunque se desconocen los diferentes puntos de muestreo en las secciones estratigráficas a partir de las cuales se han extraído los datos isotópicos de Ortí *et al.* (1994), este gradiente de salinidad parece tener mayor cabida dentro de una tendencia vertical que en un sentido horizontal, como el propuesto por estos últimos autores.

Según la organización crono y litoestratigráfica que hemos presentado este trabajo, teniendo en cuenta la actual configuración de la cuenca y el juego de los diferentes bloques tectónicos de la cuenca, las secciones de Calatayud y Sierra de Armantes de Ortí *et al.* (1994) se realizan dentro de la Subunidad $Y_{\text{LN}}\text{-INF}$, que forma parte de la Unidad Inferior de la cuenca; esta unidad se corresponde con las facies de transición de mudflat-lago salino de un sistema evaporítico hipersalino, como se ha demostrado en capítulos previos mediante las descripciones realizadas y los sondeos aportados. El alto carácter diagenético de la sección de Armantes no puede atribuirse solamente a un proceso de anhidritización sinsedimentaria de facies de yesos bioturbados (ver Ortí *et al.*, 1994), cuando existen evidencias de la existencia a baja profundidad de facies de glauberita-thenardita y anhidrita, indicativas de una alta salinidad (muy diferente de la salinidad de formación de los yesos bioturbados). La génesis de fluidos hipersalinos concentrados por evaporación capilar de un freático somero, capaces de producir una anhidritización de gran parte de las facies de yeso bioturbado, parece complejo de explicar en un ambiente deposicional que se corresponde con bajas-moderadas salinidades.

De la misma forma, a lo largo de este estudio se ha puesto de manifiesto la existencia de una tendencia evolutiva hacia el techo de la Subunidades Y_L-INF en los sectores centrales de cuenca, así como de una evolución en la vertical desde facies de yeso secundario de Unidad Inferior a facies primarias de Unidad Intermedia en el sector SE (ver sección *Mor*). Por esta razón, la ausencia de una localización de los puntos de muestreo en las secciones de Ortí *et al.* (1994) impide establecer una relación entre su posición estratigráfica, el tipo de yeso, y su señal isotópica.

En general, la reinterpretación de los datos isotópicos de Ortí *et al.* (1994) y los propiamente nuestros, ofrece, sin lugar a dudas, la existencia de una tendencia muy marcada en los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, como probable reflejo de un gradiente de salinidad vertical (y a veces horizontal), es decir, representaría la evolución desde sistemas hipersalinos de Unidad Inferior (con afloramiento al Norte de Calatayud, y en los tramos inferiores de los sectores centrales de la cuenca) a sistemas evaporíticos de salinidad moderada de Unidad Intermedia (con afloramiento en gran parte del sector SE de la cuenca). De esta forma, las muestras de Calatayud-Armantes de Ortí *et al.* (1994), unidas a las de Asr, reflejan la composición isotópica de las facies aflorantes de mayor concentración de Unidad Inferior, con altos valores de $\delta^{18}\text{O}$, si bien las diferencias existentes en este grupo pueden corresponderse tanto, a variaciones en la lateral de los rangos de salinidad que caracterizan las facies (Calatayud-Armantes), como a diferentes tramos en la vertical que representan episodios de mayor o menor marginalidad y evaporación de las facies lacustres salinas.

Por otra parte, en el Bloque Sur-Páramo, los valores isotópicos son distintos, ya que, probablemente pertenecen a muestras de facies evaporíticas de Unidad Intermedia, o la transición Unidad Inferior-Intermedia. Las diferencias en los valores isotópicos de Fuentes y Morata-PK 243.5, sí definen aparentemente un gradiente de salinidad en la lateral (a falta de datos de localización de muestras) como el descrito en Ortí *et al.* (1994), en el que las facies características de menor evaporación se corresponden con los yesos de Fuentes. La ubicación de las muestras de Maluenda aportaría datos de gran interés en la reconstrucción de la evolución vertical de los cuerpos salinos en sectores centrales de la cuenca.

4. 2. 2. LAS EFLORESCENCIAS SALINAS Y OTROS SULFATOS ASOCIADOS

La abundante presencia de eflorescencias salinas en buena parte de la cuenca constituye una evidencia de la circulación actual de fluidos salinos asociados a las facies evaporíticas, y que, son el producto de disoluciones y reacciones minerales de los materiales que las componen. Cuando los fluidos salinos existentes en las formaciones evaporíticas consiguen alcanzar la superficie roca-aire, sufren un proceso de evaporación que provocan su precipitación en forma de eflorescencia pulverulenta formada por microcristales, o en determinados casos, como grandes cristales aciculares.

Por otra parte, los minerales sulfatados que componen las pátinas amarillentas (formadas por natrojarosita, jarosita y mohrita) que se encuentran a través de fisuras y discontinuidades en materiales margosos, presentan valores isotópicos similares a los de las eflorescencias sulfatado-magnésicas. La jarosita (y fases similares) sólo se ha localizado en facies margosas de margen de lago salino de la Unidad Inferior. En la Cuenca del Duero, la jarosita tapiza grietas, fisuras y rellena bioturbaciones en asociación con encostramientos ferruginosos y yeso, en la transición desde facies aluviales-fluviales a lacustres (Pozo y Leguey, 1987). Estos autores han indicado que la formación de paleosuelos pseudoácidos sulfatados con abundante materia orgánica y condiciones reductoras propicia la génesis de sulfuros de hierro, que una vez oxidados (de forma bacteriana) producen el hierro y sulfato necesario para la formación de las fases de hierro, jarosita, y yeso. En el mismo sentido, la jarosita de la cuenca siempre se encuentra asociada a fisuras y muy frecuentemente en relación con la presencia de óxidos de hierro y yeso.

Los bajos valores isotópicos de las eflorescencias magnésicas y jarositas pueden deberse a dos procesos diferentes:

- a) Existencia de procesos de reciclaje de sulfatos a nivel intraformacional. Las fases precipitadas pueden ser el producto de fluidos salinos muy evolucionados, que implican la acumulación de abundantes fases de reciclaje y disolución de otros sulfatos existentes en las formaciones evaporíticas de la cuenca. Los bajos valores isotópicos pueden deberse a un proceso de disolución-precipitación fraccionada de una solución, en que el sulfato en solución queda empobrecido en ^{34}S y ^{18}O . La continuidad del proceso posibilita que los sulfatos precipitados estén cada vez más empobrecidos en relación con el primer sulfato precipitado (Utrilla, 1989).
- b) Sulfato-reducción bacteriana. La reducción bacteriana de sulfatos ha sido ampliamente tratada en la literatura científica como inductor de la formación de carbonatos diagenéticos y causante de las variaciones más grandes de $\delta^{34}\text{S}$ (Pierre y Rouchy, 1986; Rouchy y Pierre, 1987; Pierre y Rouchy, 1988, entre otros), ya que los microorganismos seleccionan preferentemente las especies isotópicas ligeras durante su actividad metabólica. Por tanto, el fraccionamiento isotópico máximo se producirá cuando las bacterias disponen de condiciones óptimas. La reducción bacteriana es una reacción múltiple en la que cada paso es afectado por un fraccionamiento isotópico individual, cuya amplitud queda controlada por la cinética de reacción (Utrilla, 1989)

El comportamiento isotópico del azufre en la transformación sulfato-sulfuro ha sido descrito por Rees (1973). En un primer paso, la incorporación de sulfato a la célula bacteriana, implica un enriquecimiento del 3‰ en ^{34}S . El segundo paso, con formación de un complejo enzimático de sulfato, no implica un fraccionamiento isotópico del azufre. En el tercer y cuarto paso, se rompen los enlaces covalentes S-O, siendo responsables de la mayoría de los efectos de fraccionamiento isotópico. El sulfito y sulfuro quedan empobrecidos en un 25‰, como máximo, en relación con su productor.

Lámina I. *A) Láminas de yeso detrítico y costras cristalinas (nícoles cruzados; escala = 2 mm). B) Yesos macrocristalinos en matriz dolomicrocristalina. C) Aspecto de los yesos mesocristalinos bioturbados donde se aprecian estriotúbulos con orientaciones preferentes subverticales. D) Sección longitudinal de un estriotúbulo con cristales mesolenticulares de yeso (nícoles cruzados; escala = 2 mm).*

Lámina II. *A) Pseudomorfos de glauberita formados por macrocristales de yeso que presentan abundantes relictos de anhidrita (nícoles cruzados; escala = 2 mm). B) Textura alabastrina con finas venas que forman halos curvos y fluidales, que quedan marcados por una diferencia en tamaño de los cristales de yeso (nícoles cruzados; escala = 2 mm). C) Detalle de la zona de contacto entre cristales porfiroblásticos con abundantes relictos de anhidrita y la matriz alabastrina (nícoles cruzados; escala = 2 mm). D) Diques de yeso fibroso del área de Velilla de Jiloca.*

Lámina I

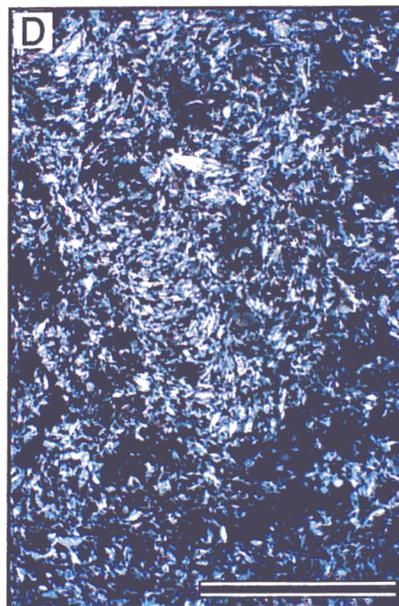
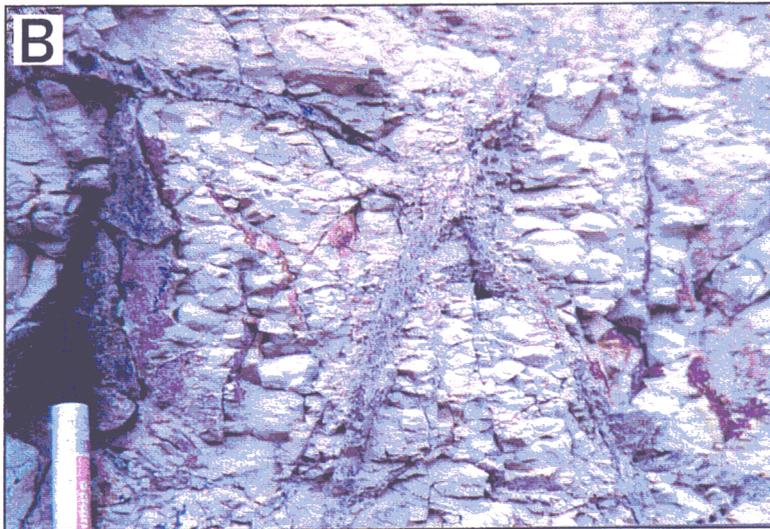
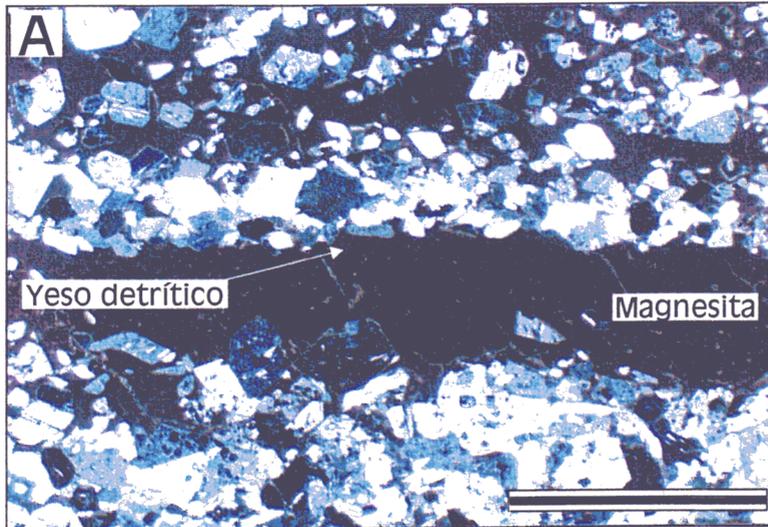
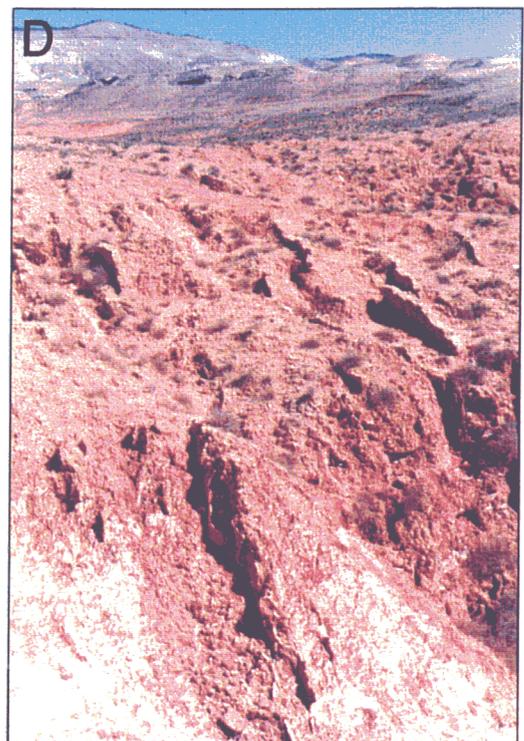
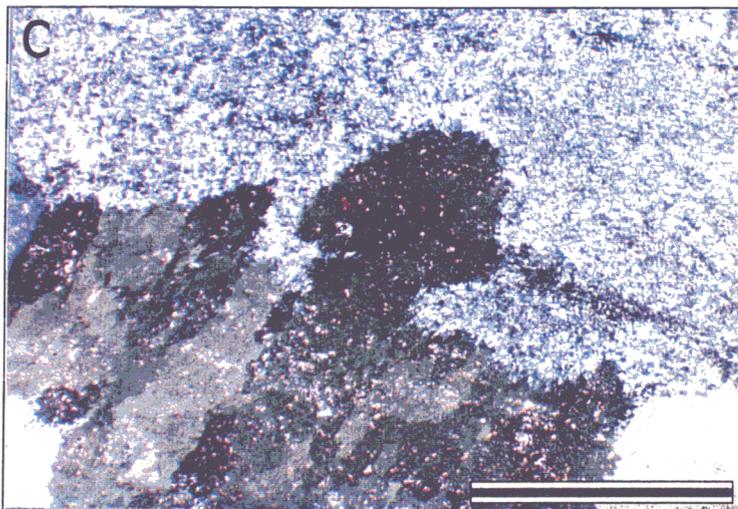
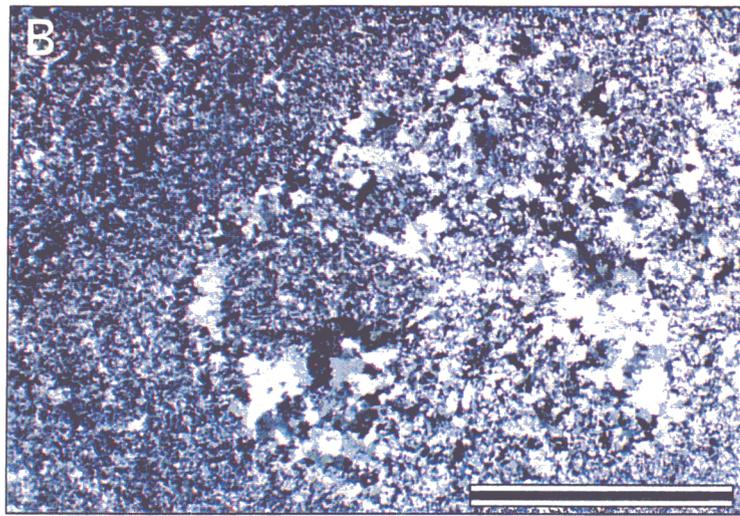
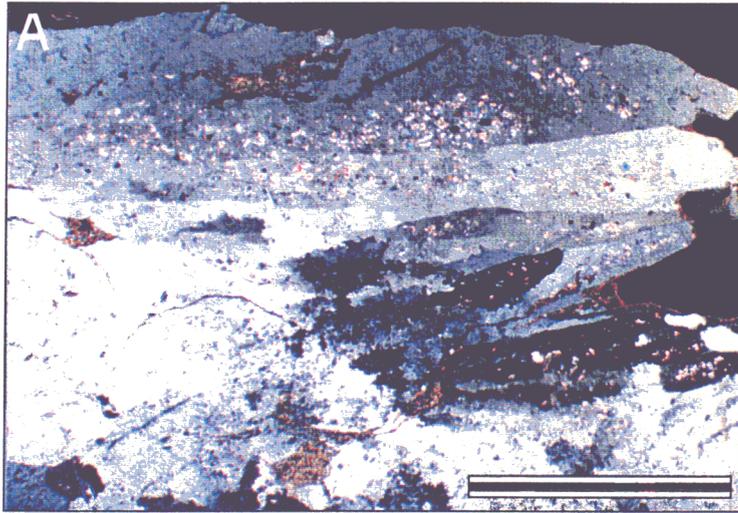


Lámina II



CAPÍTULO 5

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES CARBONÁTICAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE CALATAYUD

Una de las características fundamentales de las litofacies carbonáticas del registro Mio-Plioceno de la Cuenca de Calatayud es su gran heterogeneidad composicional, con un complejo establecimiento de las relaciones de facies. La variabilidad composicional se refleja en litofacies calcíticas, dolomíticas, magnesíticas y aragoníticas, surgiendo la necesidad de clarificar las diferencias entre litofacies carbonáticas deposicionales y no deposicionales (diagenéticas).

Dentro de las litofacies deposicionales, se ha considerado oportuno incluir las litofacies dolomíticas y magnesíticas, si bien su origen primario o secundario permanece como un tema de debate en la literatura científica. Las facies dolomíticas y magnesíticas, como se verá más adelante, cumplen todos los criterios estratigráficos y sedimentológicos para ser considerados de índole primaria. Por otra parte, no se han reconocido evidencias geoquímicas que justifiquen la existencia de precursores de estas fases carbonáticas. Por último, se describirán todas las litofacies calcíticas no diagenéticas asociadas preferentemente a los sectores más periféricos de Unidad Intermedia, y de forma muy amplia en la Unidad Superior.

En este trabajo se consideran litofacies diagenéticas aquellas que suponen un marcado cambio composicional asociado a transformaciones evidentes (texturales, volumétricas,...) de los rasgos de la fase precursora. En la cuenca, se han reconocido las siguientes transformaciones diagenéticas entre carbonatos:

Dolomita-----> Calcita (Dedolomitización)
Magnesita-----> Calcita (Demagnesitización)
Aragonito-----> Calcita
Calcita-----> Dolomita (dolomitización)

Por otra parte, también se han reconocido litofacies diagenéticas que consisten en transformaciones de sulfato cálcico a calcita y aragonito. Las litofacies diagenéticas pueden ser encontradas de forma local en asociación con áreas marginales de Unidad

Inferior, pero encuentran su máxima expresión en la Unidad Intermedia, donde se llegan a alcanzar potencias decámétricas de cuerpos diagenéticos.

1. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES DOLOMÍTICAS (D_A , D_B y D_V)

1. 1. DESCRIPCIÓN

En la Cuenca de Calatayud, se distinguen básicamente tres litofacies dolomíticas, que se encuentran representadas de forma abundante en las distintas subunidades de la Unidad Intermedia (subunidades M_D -INT, DM_D -INT, LM_{DB} -INT, Y_{MB} -INT), aunque también aparecen de forma menos importante en la Unidad Inferior (L_C -INF, Y_{LN} -INF).

La Subfacies de dolomías arenosas (D_A) se extienden por áreas marginales, adyacentes a las facies terrígenas que se presentan en los bordes actuales de cuenca. Se encuentra representada en las subunidades L_C -INF y DM_D -INT.

La Subfacies de dolomías fenestrales, brechoides, y bioturbadas (D_B), comprende una gran variedad de texturas dolomíticas. Los materiales incluidos en esta subfacies se extienden por toda la cuenca, en especial en áreas preferentemente marginales (subunidades DM_D -INT y LM_{DB} -INT).

La Subfacies de dolomías/margas con yeso (D_V), se presenta de forma restringida en el sector SE de la cuenca, en asociación con facies de yeso laminado, yeso mesocristalino bioturbado, macrolenticular y rosas del desierto (subunidades M_D -INT y Y_{MB} -INT) y, yeso disuelto o pseudomorfizado por calcita en la Subunidad CB_{PV} -INT.

1. 1. 1. SUBFACIES DE DOLOMÍAS ARENOSAS (D_A)

Esta subfacies se reconoce en estrecha relación con rápidos cambios de facies desde materiales terrígenos de borde hacia materiales evaporítico-carbonáticos más centrales, tanto en la Subunidad L_C -INF, como en la Subunidad DM_D -INT.

El rasgo fundamental de esta subfacies es el elevado porcentaje de terrígenos que presentan los carbonatos dolomíticos, que se encuentra estrechamente relacionado con la proximidad a las áreas de borde de cuenca. Así, en sectores del margen occidental (La Vilueña-Valtorres), se observa un rápido tránsito desde facies clásticas (brechas y conglomerados) hacia areniscas-areniscas dolomíticas adyacentes, que hacia sectores más internos pasan progresivamente a dolomías con pequeños porcentajes de terrígenos (Fig. 5.1) y, localmente a tramos margo-dolomíticos.

Las areniscas dolomíticas y dolomías arenosas poseen morfologías muy irregulares, con bases en ocasiones canalizadas y *lags* conglomeráticos, así como frecuentes evidencias de bioturbación de raíces. Hacia sectores más centrales de la cuenca, pierden rápidamente su contenido en terrígenos, a la vez que disminuye el grado de bioturbación. Los niveles presentan límites netos a base y techo, y su espesor se reduce rápidamente hacia áreas centrales. Usualmente, estos niveles son favorables para la localización de restos de micro y macromamíferos, como los yacimientos de Valtorres (De Bruijn, 1967) y La Vilueña.

Bajo microscopio óptico de luz polarizada, las texturas de los carbonatos presentan alta heterogeneidad, distinguiéndose moldes de raíces y frecuentes cantos blandos arcilloso-carbonáticos de morfología circular-cilíndrica, de diámetros entre 40-100 μm , además de términos arenosos o, con menor grado de pureza en dolomita (Fig. 5.2). Los filosilicatos asociados son mayoritariamente illitas heredadas, aunque con un porcentaje elevado de esmectitas, caolinita, y sepiolita-paligorskita. No presentan de restos fósiles de fauna dulceacuícola y, pese a su proximidad con las facies evaporíticas, no se encuentran vestigios de crecimiento de yeso intrasedimentario.



Figura 5.1. Niveles de areniscas dolomíticas y dolomías arenosas (La Vilueña-Valtorres).

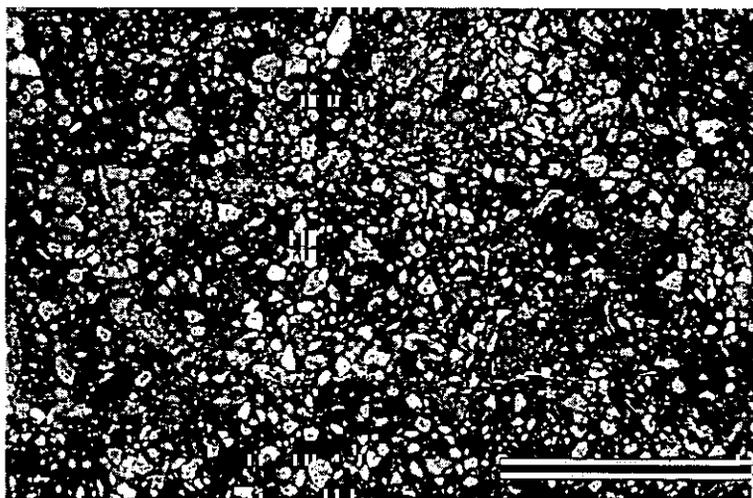


Figura 5.2. Microtextura de arenisca dolomítica, donde se aprecian tanto granos de cuarzo como componentes clásticos carbonáticos (nícoles paralelos; escala = 1mm).

1. 1. 2. SUBFACIES DE DOLOMIÁS FENESTRALES, BRECHOIDES Y BIOTURBADAS (D_B).

Como se ha indicado previamente, esta subfacies encuentra su mayor representación en áreas de margen de los complejos lacustres de Unidad Intermedia. Así, aunque estos materiales pueden localizarse como niveles aislados, de una potencia variable entre 0,5-1 m, hacia techo de la Unidad Inferior, dentro de la Unidad Intermedia forman potentes secuencias, en ocasiones con una ciclicidad sedimentaria marcada por la alternancia de niveles dolomíticos con limos, lutitas, y margas dolomíticas.

En la Unidad Inferior, se reconoce en relación con facies lutíticas de amplia extensión que pasan a evaporitas hacia zonas centrales (transición L_R -INF--> Y_{LN} -INF), en el sector Sur de Armantes y en Olvés. En el sector más meridional de la cuenca (Bloque Sur-Páramo) no se han localizado estas subfacies.

Asociada al techo de la Unidad Inferior, esta subfacies dolomítica se organiza en niveles que usualmente alcanzan hasta 0,5-1 m de potencia y que, en algunos casos pueden llegar a alcanzar 2 m. Existen niveles carbonáticos con cementación yesífera asociada en forma de grandes cristales poiquilotópicos que asemejan el crecimiento de nódulos de sulfato cálcico en matriz dolomítica (Fig. 5.3). Los bancos dolomíticos presentan morfologías irregulares, con notables variaciones de potencia en la lateral (Fig 5.4). Se caracterizan por un marcado color blanco a blanco-grisáceo que destaca entre las series lutítico-limosas rojas de la Subunidad L_R -INF. Pueden distinguirse a menudo subniveles separados por finas intercalaciones de margas dolomíticas blanquecinas, verdes o grises. Generalmente, los niveles dolomíticos tienen una definida estructuración vertical debida a bioturbación de raíces, cuya intensidad determina la heterogeneidad de la roca. En ocasiones, puede apreciarse una textura laminada fenestral irregular, una estructuración planar a techo de los niveles, así como una microbrechificación.



Figura 5.3. Nivel dolomítico con cementación yesífera.

En la Unidad Intermedia, esta subfacies encuentra su máxima expresión en la Subunidad DM_B -INT, reconociéndose de forma amplia en dos áreas concretas:

- a) Sur y Noreste de los relieves que forman la Sierra de Armantes, extendiéndose hasta la localidad de Torralba de Ribota.
- b) Area de Orera-Ruesca adyacente al margen oriental de la cuenca.

Las características petrológicas de estos materiales son muy similares a los descritos anteriormente en la Unidad Inferior, aunque se observa una gran variabilidad de litologías petrográficas en función de su proximidad a los márgenes de cuenca, dada la variación en el contenido en terrígenos (filo-silicatos y cuarzo); el contenido máximo en dolomita alcanza valores superiores al 90%.



Figura 5.4. Aspecto de la irregularidad de potencia de los niveles dolomíticos.

En áreas como el Sur de Armantes y Cristo de Ribota, los niveles dolomíticos son de color blanco-grisáceo, lateralmente continuos, y presentan potencias que oscilan entre 0,5-1,5 m. Las morfologías que caracterizan estos niveles se asimilan a grandes cuerpos lenticulares de base bien definida y recta, pero de techo sinuoso y alabeado (Fig 5.4). Estos niveles presentan una textura porosa con una laminación fenestral de escala milimétrica que se ordena en tábulas de hasta 2 cm. Es frecuente encontrar cantos blandos margoso-lutíticos incluidos en la textura, así como una brechificación (a veces microbrechificación intensa) asociada con huellas de raíces (Fig. 5.5) en las que los componentes de la brecha pueden quedar incipientemente cementados por la misma dolomita. Se reconocen también concentraciones de óxidos de hierro, ligadas especialmente a los materiales brechificados, así como rellenos arcilloso-margosos.



Figura 5.5. Brecha dolomítica muy poco cementada. La orientación vertical de las estructuras obedece a la acción de raíces.

En el sector oriental de la Sierra de Armantes, los materiales dolomíticos se ven afectados por una silicificación estratiforme muy importante que en determinadas secciones (Vcñ) afecta a capas que suman espesores superiores a 20 m. Las laminaciones fenestrales se encuentran ocasionalmente deformadas presentando antiformas de

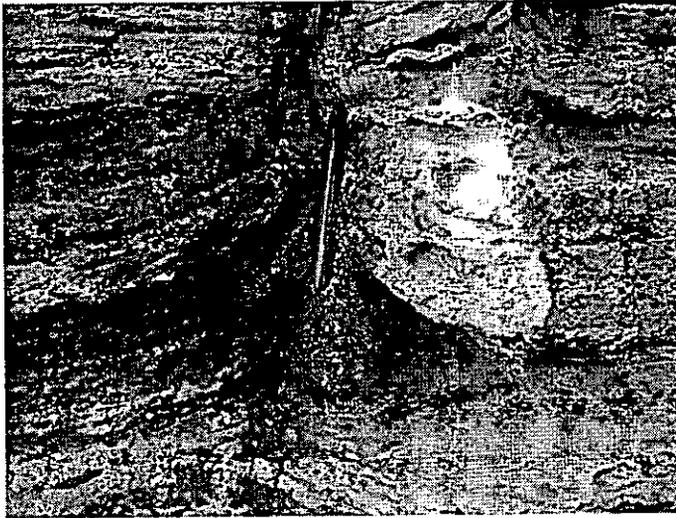


Figura 5.6. Detalle de antiformas de pequeña escala marcadas por las laminaciones fenestrales.

pequeña escala y orden centimétrico (10-15 cm de alto) (Fig. 5.6) que se atenúan hacia el techo de los niveles y se asocian con una red de fracturación vertical. Lateralmente, no se observa una repetición sistemática de estas pequeñas antiformas, aunque pueden quedar asociadas verticalmente a distintos niveles en una estrecha banda. Frecuentemente, en especial hacia techo de los niveles, las laminaciones pueden quedar enmascaradas por una fuerte

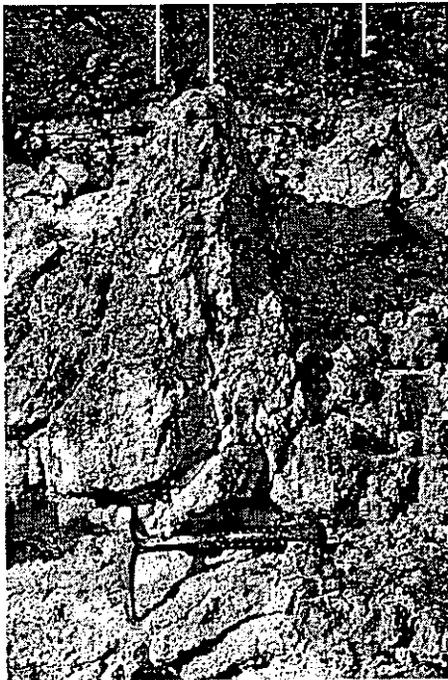


Figura 5.7. Sección transversal de una "estructura pseudoanticlinal".

bioturbación inducida por raíces, además de una intensa microbrechificación. Como rasgo sobresaliente, se pueden encontrar localmente grandes antiformas (hasta 1,2 m de altura), descritas por Sanz-Rubio *et al.* (1995) como "estructuras pseudoanticlinales", que suelen concentrarse en un mismo nivel en la horizontal (Fig. 5.7). En planta, estas estructuras dibujan un patrón megapoligonal (Fig. 5.8) La flexión de capas que originan estas estructuras deforma los materiales de niveles suprayacentes, donde la deformación, queda a menudo marcada por finas intercalaciones margosas. Dentro de los pseudoanticlinales descritos, se diferencian:

- a) Estructuras con flexión antiforme de niveles, manteniéndose la continuidad de los mismos en la cresta.
- b) Estructuras con base flexurada bien definida. Hacia la cresta del pseudo-anticlinal los niveles deformados pierden su continuidad, encontrándose en su lugar una textura caótica y microbrechificada.

En ocasiones, acompañando a estas estructuras de deformación, pueden encontrarse estructuras de tipo *dish*, similares a las ampliamente descritas por Wentworth (1967) y Lowe y Loppiccolo (1974), donde los materiales margosos interlaminados con los niveles dolomíticos marcan estas morfologías. Así, se produce flexión, ruptura e individualización de unidades margosas sinformes de hasta 1 m de longitud, con existencia de antiformas difusas entre dos estructuras (Fig 5.9 y 5.10).

La observación en lámina delgada de niveles dolomíticos con laminación fenestral permite reconocer texturas dolomícriticas con bajos contenidos en terrígenos (1-5%), que consisten principalmente en cuarzo, e illitas-esmectitas de forma subordinada. Los granos de cuarzo, de morfologías subredondeadas, suelen encontrarse

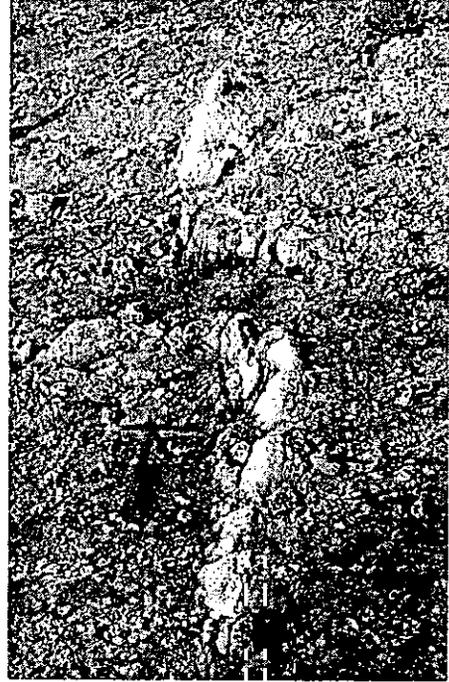


Figura 5.8. Patrón megapoligonal de las "estructuras pseudoanticlinales".



Figura 5.9. Estructuras tipo "dish" que afectan al nivel dolomítico superior de la fotografía.

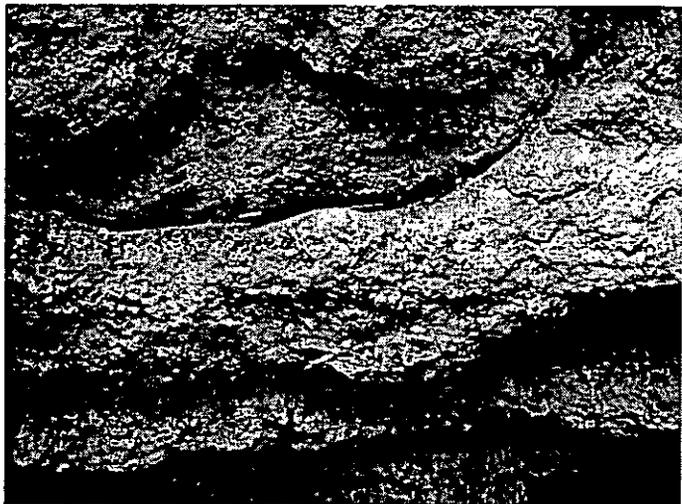


Figura 5.10. Detalle de estructura tipo "dish".

con los bordes corroídos. La porosidad media es de aproximadamente un 15-20% del total de la muestra, aunque localmente se alcanza un 50%. La morfología de los poros suele ser oval-elongada e irregular, con una orientación horizontal-subhorizontal, a menudo contorneada, característica de laminación fenestral de origen algal. En determinadas muestras, la morfología de los poros puede ser circular, alveolar, o incluso arborescente (Fig. 5.11). El análisis en detalle de la dolomicrítica muestra una marcada heterogeneidad en gran parte de los materiales estudiados, ya que se diferencia un gran

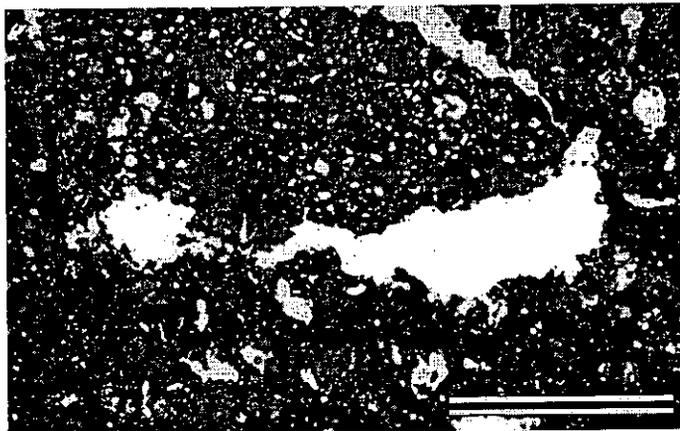


Figura 5.11. Poros de morfología irregular y arborescente (nícoles paralelos; escala = 2 mm).



Figura 5.12. Microtextura brechoidea dolomítica (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

número de cantos de naturaleza arcilloso-dolomítica a menudo definidos por grietas circungranulares (*oid-cracks*). La presencia de posibles vestigios de colonización por raíces se manifiesta en alineaciones circulares-bulbosas concéntricas de materia orgánica alrededor de poros circulares. Localmente, se reconocen texturas cementantes microcristalinas entre la dolomicrita y fantasmas de posibles gasterópodos. La observación en lámina delgada de términos brechoideos muestra las texturas dolomicríticas (Fig. 5.12) brechificadas de forma preferentemente poligonal, con poros de morfologías circulares agrandados por disolución. Los intersticios existentes entre los diferentes componentes de la brecha son rellenos por un material dolomítico microcristalino con un mayor porcentaje de arcillas.

Bajo microscopio electrónico de barrido, las dolomías de Armantes (Fig. 5.13a y b) presentan texturas dolomicríticas que aparecen constituidas por cristales subidiomorfos de unas 4 μm formando apilamientos de cristales planares. Uno de sus rasgos principales es la existencia de túbulos elongados aparentemente recubiertos por un mucus orgánico. La longitud de estos túbulos es de unos centenares de micras, mientras que la anchura es de

unas 25 μm , constituyendo un tamaño demasiado pequeño para ser el molde de raíces. Estos moldes pueden más bien ser producidos por algas cianofíceas o hifas de hongos.

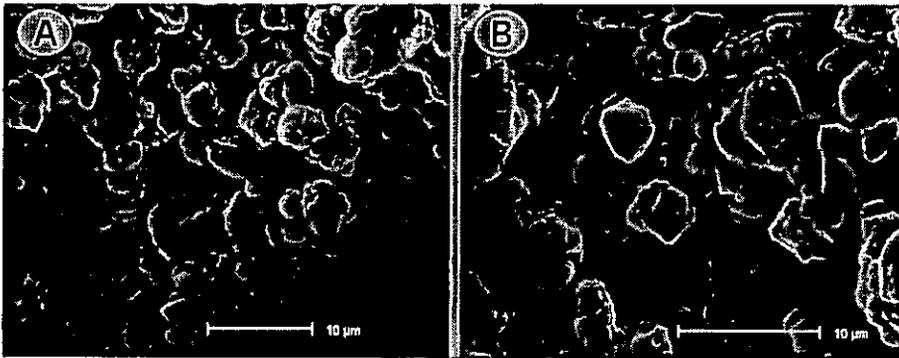


Figura 5.13. Microfotografías de MEB de las dolomías de la Sierra de Armantes, donde puede apreciarse el carácter subidiomorfo de los cristales de dolomita. A) aspecto general. B) detalle.

En otro de los sectores con mejor representación de este tipo de dolomías (área de Orera-Ruesca), las secuencias sedimentarias están formadas por niveles dolomíticos masivos o bioturbados que alternan con arcillas y margas dolomíticas fuertemente bioturbadas. Estos materiales forman parte de una sucesión sedimentaria cíclica que será objeto de estudio en próximos capítulos. Los materiales dolomíticos se presentan aquí en un sector muy limitado, coincidente con un rápido cambio de facies entre las subunidades DM_D -INT a LM_{DB} -INT que se produce en el espacio de unos centenares de metros. Los niveles dolomíticos presentan mayor potencia hacia los sectores más marginales, donde son más arenosos (Subfacies D_A), en relación con materiales terrígenos del borde de cuenca, mientras que disminuyen de espesor hacia sectores centrales, en relación con la Subunidad LM_{DB} -INT, a la vez que disminuye el porcentaje de terrígenos.

En general, los niveles dolomíticos se distinguen por una gama de tonalidades blancas a grisáceas, y por presentar un porcentaje de terrígenos (cuarzo+filosilicatos) muy variable. La pureza en dolomita oscila entre términos con contenidos superiores al 90% y términos con valores inferiores al 50%. La potencia de los niveles oscila entre 0,5 y 1 m, y las capas se caracterizan por bases y techos usualmente planoparalelos, aunque en contadas ocasiones presentan base canalizada laxa. En estos casos, el depósito dolomítico puede presentar estratificación cruzada de bajo ángulo o laminación paralela. Se pueden reconocer subniveles de espesor decimétrico con tendencia estratodecreciente generalizada. Hacia la localidad de Orera, se reconocen, en algunos niveles, estructuras pseudoanticlinales similares a las del Cristo de Ribota.

En lámina delgada, las texturas descritas en estos materiales presentan alta heterogeneidad, con abundantes texturas clásticas, brechoideas, y bioturbadas que dificultan el reconocimiento de las texturas deposicionales. Los componentes terrígenos consisten en granos de cuarzo de morfología fundamentalmente subangulosa, de tamaño limo-arena fina y bordes corroidos, que se acompañan de feldespatos sericitizados,

fragmentos de roca metamórfica (pizarra y cuarcita) y filosilicatos. Estos últimos son básicamente illitas-esmectitas y de forma secundaria, caolinita, paligorskita y clorita. El contenido fosilífero de estos materiales es muy reducido, limitado a posibles fragmentos de ostrácodos o bivalvos y vestigios de tallos de caráceas. Las texturas más características de estos materiales presentan algunas similitudes con aquellas del sector de Armantes-Torralba de Ribota, siendo el principal rasgo la abundancia de cantos blandos de morfología esférica-oval incluidos en un material dolomicrítico; éste posee abundantes restos vegetales y residuos de materia orgánica dispersos y porosidades de aproximadamente un 20% con poros de morfología circular o elongada, pertenecientes a diferentes secciones de huellas de raíces. En general, se distinguen dos tipos de dolomicritas, muy similares aunque diferenciables por su color; un tipo es de color marrón-ocre a rojizo, que bajo nicoles paralelos se corresponde con el material encajante, y otro tipo es de tonos amarillentos con mayor abundancia de filosilicatos y aparentemente, con un tamaño cristalino superior a la anterior. Este último tipo de dolomicrita se presenta de forma preferente rellenando huellas de bioturbación de raíces o en los intersticios existentes entre los componentes brechoideos. Los cantos blandos tienen un tamaño medio comprendido entre las 100-200 μm de diámetro y pueden encontrarse con una distribución irregular (Fig. 5.14a) o, por el contrario, granoseleccionados formando finas laminaciones que se entremezclan con terrígenos (Fig. 5.14b). Así mismo, se identifican intraclastos de morfología redondeada con texturas micríticas diversas que se encuentran mezclados con los citados cantos blandos (Fig. 5.15).

En ocasiones, se han observado texturas de recristalización de un material precursor formadas por lineaciones de dolomicrita densa y homogénea que limitan pseudomorfos de morfologías

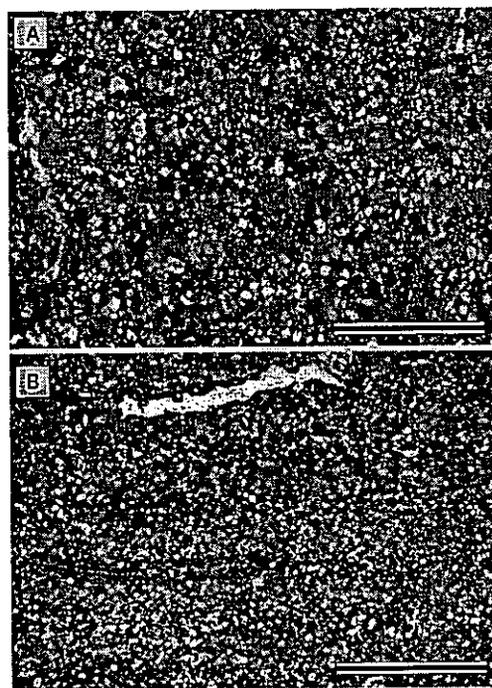


Figura 5.14. Texturas de las dolomías de Orera-Ruesca. A) Cantos blandos de distribución irregular (níc. paralelos; escala = 1 mm). B) cantos blandos seleccionados con intercalaciones de terrígenos (níc. paralelos; escala = 2 mm).

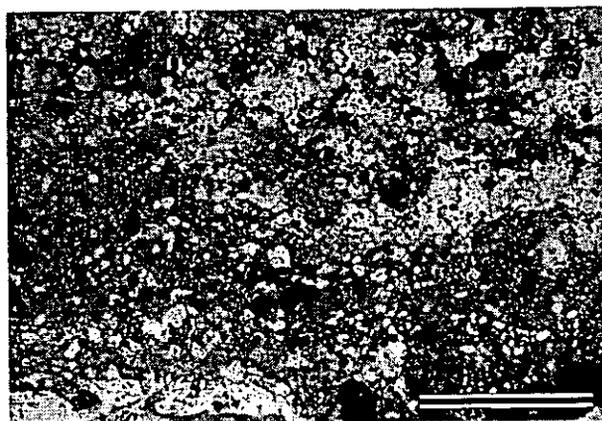


Figura 5.15. Microtextura con intraclastos y cantos blandos arcilloso-carbonáticos (níc. paralelos; escala = 2 mm).

crystalinas cuadradas y rectangulares en un cemento microcristalino dolomítico/arcilloso, que interpretamos como anhidríticas (Fig. 5.16). La existencia de estas morfologías anhidríticas (long. med.=250 μm y anch. med.=125 μm) es una constante en numerosas muestras de niveles dolomítico-arcillosos, presentándose en asociación con rellenos de raíces. En un número reducido de muestras se detecta la existencia de morfologías relictas de yeso lenticular.

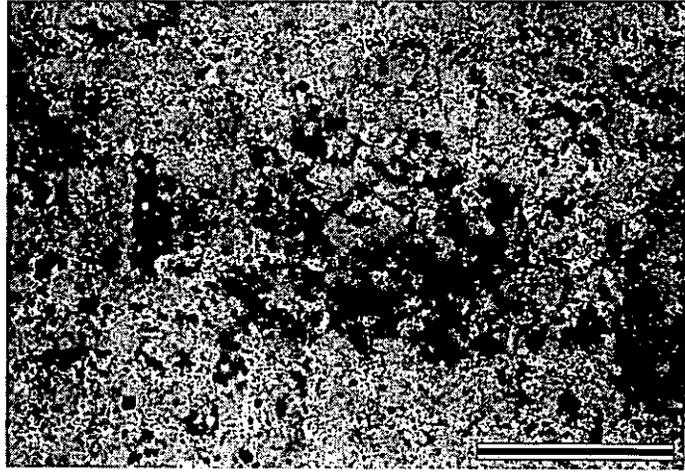


Figura 5.16. Pseudomorfos de morfologías cristalinas cuadrado-rectangulares (anhidritas) en un cemento microcristalino dolomítico (níc. paralelos; escala = 1 mm).

La observación de las dolomicritas de Orera-Ruesca bajo microscopía electrónica de barrido permite diferenciarlas de las de Armantes por su mayor grado de cristalinidad. En las (Fig. 5.17a y b) se aprecia una textura formada por un mosaico de cristales romboédricos de dolomita de 2-3 μm , acompañado de otros agregados de morfología planar, con arcillas en posición intercristalina. En estas texturas, resulta frecuente encontrar restos vegetales flotados, así como cantos blandos arcilloso-carbonáticos que presentan tanto morfologías esféricas, como cilíndricas (Fig. 5.17c y d).

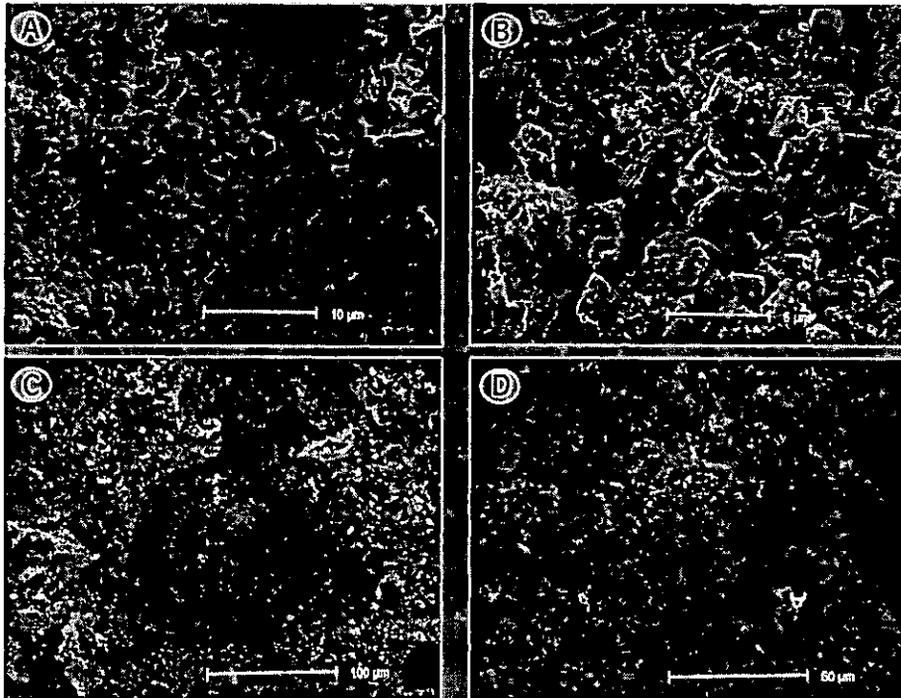


Figura 5.17. Dolomías de Orera-Ruesca en MEB. a y b) cristales romboédricos de dolomita con abundantes arcillas en posición intercristalina c y d) detalle de cantos blandos arcilloso-carbonáticos.

1. 1. 3. SUBFACIES DE DOLOMIÁS/MARGAS CON YESO (D_Y)

Esta subfacies encuentra su máxima representación en el sector SE de la cuenca, en especial en el interfluvio de los ríos Jiloca y Perejiles (Bloque Sur-Páramo), en asociación con la Subunidad M_D-INT y en parte, en la Subunidad Y_{MB}-INT, propias de un contexto y ambiente sedimentario muy particular de la Cuenca de Calatayud.

La subfacies se compone de dolomías, margas y arcillas dolomíticas, que se encuentran frecuentemente interlaminadas con finos niveles de yeso lenticular y microselenítico. El carácter de esta alternancia puede variar en función de la relación carbonato/yeso, que es más alta hacia el techo de la Subunidad M_D-INT. Se caracteriza por niveles de espesor comprendido entre los 10-15 cm, que a su vez se encuentran subdivididos en capas de 2-3 cm con una fina laminación. Los carbonatos presentan colores blancos a grises en función del grado de pureza en dolomita, y contienen abundantes restos vegetales flotados

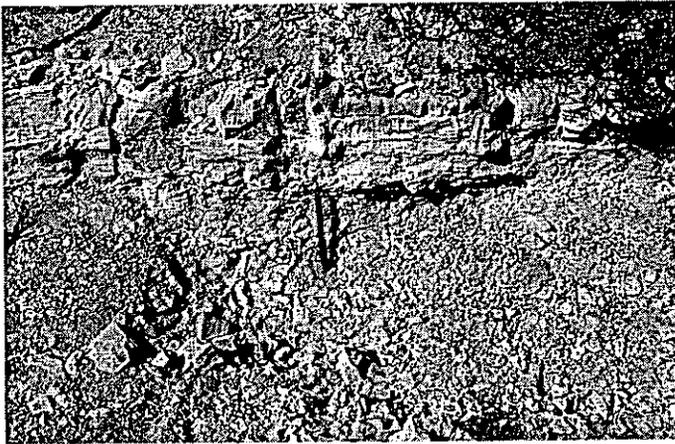


Figura 5.18. Aspecto de campo de niveles dolomíticos finamente laminados.

restos vegetales flotados (Fig. 5.18). Se han observado en algunos casos *mud-cracks* y nodulizaciones, pero carecen casi completamente de trazas de bioturbación y restos bioclásticos. Se intercalan con niveles centimétricos de yeso lenticular y costras microseleníticas de 1-2 cm de espesor. Dichas costras presentan un aspecto muy similar a las descritas en el capítulo precedente, estando formadas por cristales yesíferos prismáticos

en una disposición en empalizada, que pueden presentar pliegues y deformaciones producidos por competición en el crecimiento cristalino. Hacia el techo de la Subunidad M_D-INT, progresivamente desaparecen las costras microseleníticas quedando solamente láminas de yeso lenticular intercaladas con materiales calcáreos dolomíticos y, en ocasiones, agregados de lenticulas de yeso (rosas del desierto), o grandes cristales lenticulares aislados en el encajante (de hasta 50 cm de longitud). En la Subunidad Y_{MB}-INT, la dolomita forma la matriz de la litofacies de yeso mesolenticular bioturbado.

El estudio en lámina delgada de los materiales de esta subfacies muestra generalmente texturas dolomicríticas homogéneas, presentando sólo en algunos casos texturas peloidales. La dolomicrita es densa, con escasa porosidad (<10%) y con un porcentaje muy variable de terrígenos, existiendo términos margoso/arcilloso-dolomíticos. Las texturas dolomicríticas presentan a menudo una laminación submilimétrica marcada por el porcentaje relativo de carbonato, por entradas de limos,

existencia de restos vegetales flotados y micas orientadas de forma paralela a la laminación. En algunos casos, se presenta una porosidad fenestral marcada por poros de morfología irregular elongados según la horizontal. Se encuentran silicificaciones, que por lo general, no forman niveles continuos. A escala microscópica, se reconocen rosetas de sílice, calcedonias, y cristales idiomorfos de cuarzo en estrecha relación con niveles de yeso o niveles pseudomorfizados por calcita (Fig. 5.19).

Hacia techo de la Subunidad (M_D -INT), se encuentra un tramo en el que las litofacies yesíferas se encuentran disueltas, quedando sólo moldes de cristales. Sobre este tramo, y en relación con la inmediata proximidad a techo de los materiales de la Subunidad CB_{PY} -INT, dejan de localizarse moldes de cristales de yeso lenticular, encontrándose por el contrario pseudomorfizados por calcita acaramelada, de color ámbar, que puede formar diques centimétricos con disposición preferente subvertical.

La figura 5.20 muestra las dolomías/margas de esta subfacies, y permite comprobar las similitudes texturales con la anterior subfacies descrita, tratándose básicamente de cristales romboédricos de dolomita con gran cantidad de arcillas intercrystalinas.



Figura 5.19. Microfotografía. Zona inferior: textura de dolomicrita. Zona superior: silicificaciones (calcedonias) en relación con niveles de yeso pseudomorfizados por calcita (nícoles cruzados; escala = 1 mm).

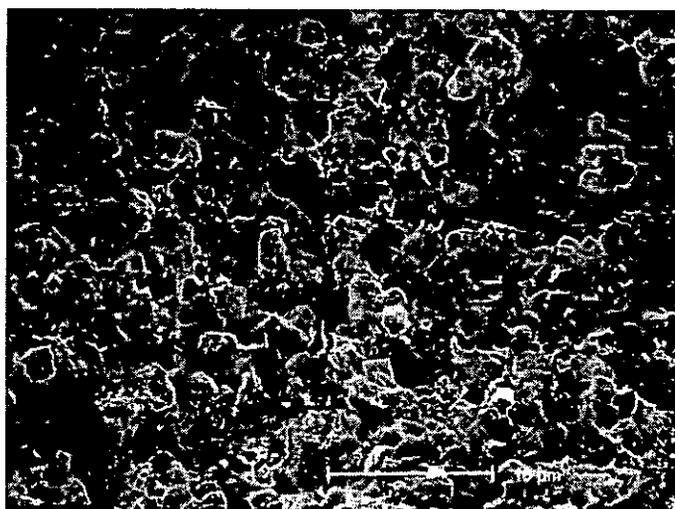


Figura 5.20. Aspecto al MEB de las dolomías de esta subfacies, apreciándose las similitudes con la anterior.

1. 2. INTERPRETACIÓN

El origen y localización de dolomita en ambientes sedimentarios ha sido el objeto de interés de un amplio número de investigadores, constituyéndose en una de las problemáticas más estudiadas de la geología moderna ya que se ha comprobado que

aunque muchos sistemas marinos y lacustres actuales presentan sobresaturación en dolomita, la precipitación de ésta no se produce, echo que en la literatura es clásicamente conocido como “el problema de la dolomita” (Hardie, 1987; Last, 1990). De la misma forma, la dolomita no puede ser sintetizada con facilidad en laboratorio a bajas temperaturas y presiones representativas de los ambientes deposicionales más comunes. La presencia de materiales dolomíticos en ambientes deposicionales actuales puede ser considerada relativamente abundante, aunque, en comparación con su aparición sistemática en grandes cantidades en el registro sedimentario, podría parecer no relevante y escasa. Los estudios sobre precipitación de dolomita en ambientes actuales se han constituido en herramienta fundamental para la comprensión de su existencia en sistemas lacustres continentales del registro sedimentario.

En este trabajo han sido adoptados los términos primario y secundario en el sentido de Last (1990). Según este autor, una dolomita puede ser considerada primaria cuando procede de nucleación directa bajo lámina de agua, o cuando precipita en los poros de un sedimento a partir de soluciones intersticiales; el término secundario se usará para aquellas dolomitas que presenten claras evidencias de reemplazamiento de un material sólido preexistente. Estos mismos criterios pueden ser aplicados con idéntico sentido en el estudio de las litofacies magnesíticas.

La mayoría de los investigadores citan la incidencia combinada de: 1) relaciones Mg/Ca elevadas 2) alta alcalinidad y 3) baja concentración de ión sulfato, en la precipitación de dolomita sedimentaria (Hardie, 1987). Last (1992) indica que la salinidad total de la salmuera puede afectar a la reacción de formación de dolomita, de tal forma que puede formarse en aguas dulces a relaciones de Mg/Ca tan bajas como 1, pero a altas salinidades esta relación debe superar un valor de 10.

En relación con las características ambientales de la deposición de dolomita en la actualidad, Last (1990) presenta las siguientes conclusiones, que constituyen una referencia necesaria en estudios de dolomita sedimentaria:

- a) Más de un 95% de la dolomita lacustre cuaternaria se encuentra asociada a lagos salinos o en sedimentos que podrían haberse depositado en una fase salina dentro de la evolución de una cuenca lacustre.
- b) La mayoría de los lagos en que se encuentra dolomita son o fueron en el momento de su deposición ambientes de *playa lake*.
- c) Más de la mitad de las dolomitas lacustres se asocian con aguas del tipo Na-Cl, en ambientes de alta alcalinidad, y con radios Mg/Ca que suelen ser mayores de 10.
- d) En contra de los datos experimentales sobre modelos de dolomitización, que indican que la precipitación de dolomita está favorecida cuando hay bajos niveles de sulfato disuelto, prácticamente la mayoría de las dolomías lacustres se asocia con altas concentraciones de SO_4^{2-} .

- e) La mayoría de la dolomita encontrada en sedimentos lacustres es rica en Ca^{2+} , y sólo un tercio de las dolomitas lacustres cuaternarias son estequiométricas, aunque la mitad de las mismas se encuentra bien ordenada.
- f) El origen de la mayoría de las dolomías lacustres puede interpretarse como primario.

Las subfacies dolomíticas D_A y D_B , con amplia representación por toda la cuenca, constituyen un claro indicador paleoambiental y de la paleogeografía de los sistemas lacustres, tanto de la Unidad Inferior, como especialmente, de la Unidad Intermedia.

Las subfacies D_A , que ocupan posiciones de mayor marginalidad en la cuenca que las subfacies D_B , en relación con facies terrígenas arenoso-limosas, son probablemente el producto de un proceso diagenético de dolocretización de depósitos siliciclásticos, similar al descrito por Khalaf (1990). Este autor defiende una precipitación-cementación de dolomita en materiales siliciclásticos en ambiente vadoso, mediante una concentración del agua de poros provocada por evaporación capilar desde un nivel freático somero. Last (1992) sugiere una rápida desgasificación de CO_2 desde aguas freáticas someras, asociada con fluctuaciones estacionales en el nivel de agua del lago, para originar agua de poros fuertemente sobresaturada en dolomita, que provoca la cementación de los sedimentos clásticos superficiales.

En el *East Basin Lake* (Australia), Last (1992) ha descrito niveles similares a las subfacies D_B , que interpreta como *hardgrounds* carbonáticos (dolomita y calcita), y que forman un perímetro discontinuo alrededor del lago, quedando sumergidos en períodos de nivel alto de las aguas, pero expuestos en momentos de estiaje. La dolomita forma costras de aspecto muy variadas, homogéneas sin estructura, con fina laminación, con contenido variable en terrígenos, porosidad fenestral, cavidades de disolución y bioturbaciones. Los denominados por este autor, “*hardgrounds* pavimentarios” constituyen la mayoría de las costras dolomíticas, dando lugar a extensas acumulaciones laterales. El tamaño cristalino de la dolomita es menor de $1 \mu\text{m}$, y se forman mosaicos dolomíticos densos con rasgos de alteración postdeposicional (fragmentación poligonal, brechificación, placas montadas y superpuestas, y génesis de *tepees*).

En este sentido, los materiales dolomíticos de la subfacies D_B presentan una serie de rasgos como son los niveles de bioturbación y brechificación intensa, de probable origen sinsedimentario, la existencia de una marcada porosidad fenestral, y estructuras pseudoanticlinales, que en conjunto, son muy similares a los que caracterizan los “*hardground* pavimentarios” de Last (1992).

Shinn *et al.* (1980) demostraron experimentalmente que una porosidad fenestral puede ser cerrada bajo la presión litostática sostenida por unos 300 m de sedimentos, de no haber sido cementada con anterioridad. Concretamente, en el área de Armantes y Cristo de Ribota (NE de Armantes), la potencia de sedimentos suprayacentes llegó probablemente a ser similar a la establecida por Shinn *et al.* (1980). La preservación de

estas porosidades induce a pensar en cementaciones tempranas, posiblemente de fases salinas asociadas. El reconocimiento de pseudomorfos y moldes de morfologías cuadrado-rectangulares de la anhidrita desarrollándose a favor de trazas de bioturbaciones previas confirma el efecto de cementación-crecimiento intrasedimentario que pueden ejercer las sales. La disolución posterior de la anhidrita puede desembocar en una cementación y pseudomorfización por microdolomita o material arcilloso-dolomítico.

Las “estructuras pseudoanticlinales” que se han descrito en esta subfacies, presentan evidentes similitudes morfológicas con los clásicos *tepees* (Adams y Frenzel, 1950), aunque carecen de los rasgos más típicos de los mismos (Warren y Kendall, 1987); la existencia del patrón megapoligonal no resulta evidente ya que la observación queda restringida a una perspectiva bidimensional. Por otra parte, la fracturación encontrada en estas estructuras es postsedimentaria y no se encuentran rellenos sedimentarios y/o cementos capaces de provocar la expansión del carbonato. Por este motivo, se ha hecho uso del término “pseudoanticlinal”, en el sentido de Asseretto y Kendall (1977), en lugar del término genético *tepee*. Sanz-Rubio *et al.* (1995) interpretaron un origen para estas estructuras en el que la cementación temprana con fases salinas de la desarrollada red de poros de los materiales dolomíticos es capaz de sostener un almacén sujeto a una creciente presión de confinamiento.

La existencia de un gradiente hidráulico dirigido puede provocar un aumento drástico de la presión de poros del sedimento no consolidado, de forma que el sedimento alcanza condiciones de licuefacción estática (Owen, 1987) en el límite del equilibrio con la presión de confinamiento. La presión acumulada puede liberarse verticalmente por medio de conductos de fluidificación, donde se produce un arrastre de componentes, y una deformación de la laminación. Así mismo, la presión de cristalización de fases salinas en la red de poros (Sanz Rubio *et al.*, 1995) o, los fenómenos de expansión térmica de los materiales dolomíticos podrían aportar una deformación inicial capaz de actuar como canalizadora de procesos de fluidificación (Fig. 5.21a).

De forma similar, el origen de las estructuras *dish* se encuentra relacionado con el ascenso de fluidos. Lowe y Loppiccolo (1974) interpretan estas estructuras como un escape de agua en sentido ascendente vertical, cuyo flujo, queda forzado a circular horizontalmente cuando se encuentra un nivel semimpermeable (un nivel margoso-arcilloso), hasta el momento en que encuentra una zona de debilidad, recuperando su componente vertical de ascenso, que deforma o arrastra los márgenes de las estructuras (Fig. 5.21b).

Todos los rasgos citados previamente, así como la distribución espacial de los materiales en la zona de transición entre facies terrígenas de borde y facies lutítico-margosas/dolomíticas más centrales (Subunidad LM_{DB}-INT), son indicativos de un ambiente deposicional ligado a la zona de oscilación del nivel de aguas del sistema

lacustre, en un contexto donde se alternarían fases de desecación periódica con otras de inundación con lámina de agua muy somera. En este sentido se pronuncia Last (1992), quien indica que el *hardground* pavimentario se formaría simplemente por una desecación periódica-precipitación evaporítica y desecación de barros carbonáticos, similares a las costras dolomíticas descritas por Von der Borch y Lock (1979) y Muir et al. (1980). Una vez formados, una bajada del freático provoca la rotura en fragmentos poligonales, con posibilidad de ser recementados en subidas posteriores del nivel de aguas del lago.

El modelo deposicional general sobre el origen de las dos subfases citadas necesita una condición previa, como es una composición sulfatado-magnésica de la salmuera capaz de dar lugar a altas relaciones Mg/Ca. La precipitación de dolomita se restringiría a una orla lacustre que comprende el *mudflat* salino y el margen lacustre. En áreas de *mudflat*, con exposición subaérea se produce precipitación-cementación de dolomita en materiales siliciclásticos en ambiente vadoso, mediante una concentración del agua de poros provocada por evaporación capilar desde el nivel freático, alcanzándose condiciones de sobresaturación en dolomita. Por otra parte, en el margen lacustre se produce precipitación de dolomita que alterna con períodos de no deposición coincidentes con etapas de avenidas, las cuales quedan marcadas por la entrada de terrígenos y removilización de materiales arcilloso-carbonáticos del litoral lacustre, dando lugar a rellenos de canales laxos con estratificación cruzada de bajo ángulo. Del mismo modo, los materiales dolomíticos del margen lacustre pueden ser fácilmente afectados por las oscilaciones del nivel de lago; en momentos de estiaje, pueden quedar expuestas grandes superficies de carbonatos dolomíticos que, en estas condiciones, pueden ser afectados por procesos de exposición subaérea

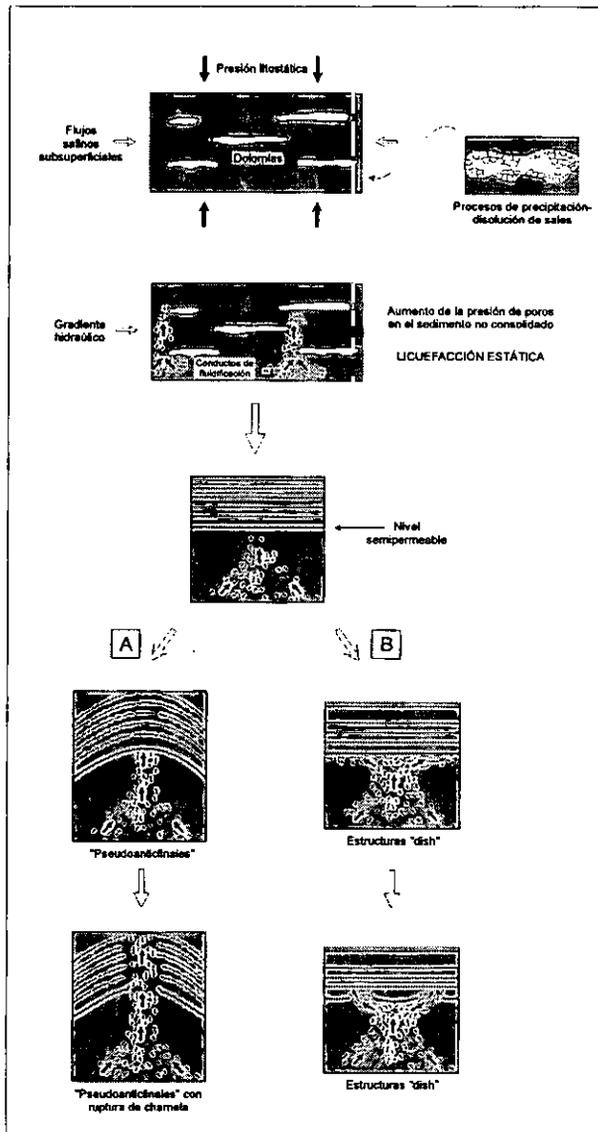


Figura 5.21. Modelo de génesis de las estructuras "pseudoanticlinales" y dish.

Determinadas estructuras con laminación fenestral estarían condicionadas por la existencia de tapices algares creciendo en el margen lacustre. La alternancia de períodos de inundación-desección, se refleja en estos barros dolomíticos por una superposición de procesos de bioturbación-brechificación, relleno y cementación de bioturbaciones (precipitación de sales, anhidrita), de génesis de peloides y de formación de estructuras pseudoanticlinales, llegándose en ocasiones a la pérdida total de las texturas deposicionales (Fig. 5.22).

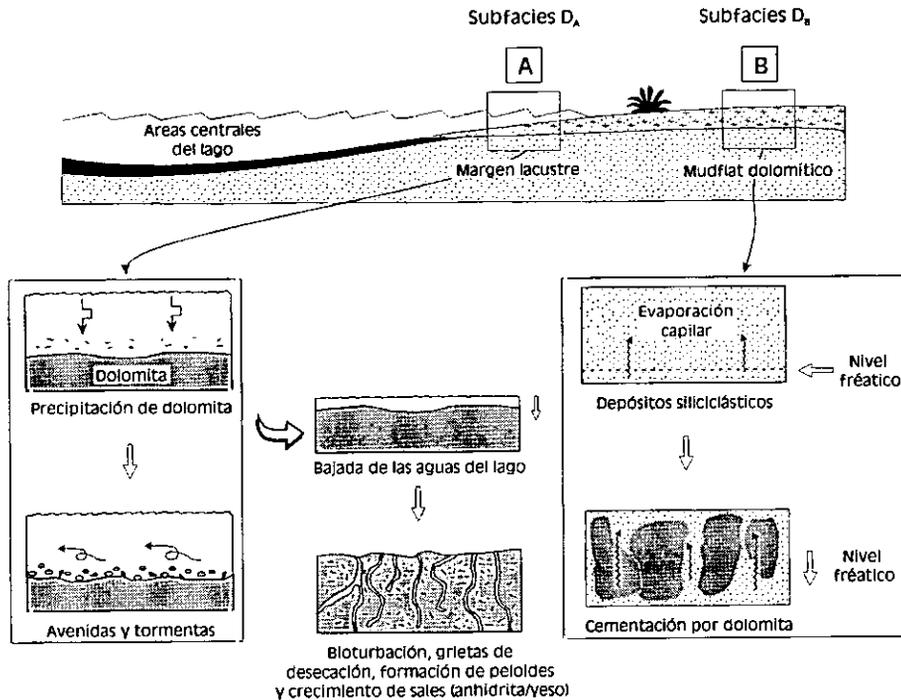


Figura 5.22. Modelo de génesis de dolomías de las subfacies D_A y D_B .

Los materiales que componen la subfacies D_y se interpretan como indicativos de un lago de salinidad moderada, márgenes de baja pendiente, baja energía, con escasa influencia terrígena, y expuesto a emersiones ocasionales. Así, pueden caracterizarse básicamente por una ausencia de rasgos indicativos de exposición subaérea, encontrándose solamente en algún caso *mud-cracks* o grietas de desecación. Por otra parte, haciendo referencia a la interpretación de la Subfacies de yeso laminado (Y_L), con la cual se asocian, se deduce el carácter subacuático y de precipitado con una lámina de agua somera aunque constante. Estas condiciones debieron dominar la deposición de gran parte de las series en que se incluye esta subfacies dolomítica.

Así mismo, la laminación presente en esta subfacies, con restos vegetales flotados y arcillas con una marcada orientación paralela al substrato, que en ningún caso se muestra alterada o distorsionada por bioturbaciones o brechificaciones, demuestra su deposición en un ambiente de margen lacustre muy somero aunque de gran estabilidad, donde las facies más centrales corresponderían a facies magnesítico-yesíferas (Subunidad Y_{LM-INT}) y yeso laminado (Y_L-INT).

De Decker y Last (1989), describieron diferentes playas evaporíticas de Victoria Occidental, Australia, en las que se registra la presencia de dolomita de grano muy fino asociada con magnesita y arcillas en las orlas lacustres, que debe ser muy similar a lo que, en origen, fueron los materiales de la subfacies D_γ. Los autores describen la dolomita como un material embebido en agua, a modo de *yoghourt*, donde no existe colonización vegetal; sin embargo, los autores desconocen si la precipitación de dolomita se produjo de forma subacuática o nucleando dentro del agua de poros de sedimentos superficiales.

2. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES MAGNESÍTICAS (MP, MS, MT)

2. 1. DESCRIPCIÓN

Básicamente, la magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud se asocia a los sectores marginales de los sistemas lacustres-evaporíticos de la Unidad Inferior e Intermedia. Se pretende aquí realizar un estudio de las litofacies magnesíticas en relación con una paragénesis mineral deposicional. Como se ha señalado en capítulos precedentes, el análisis de las litofacies magnesíticas ha tenido que ser llevado a cabo mediante observación directa en afloramiento, donde toda fase mineral salina ha sido transformada a yeso secundario.

Allí donde las litofacies magnesíticas y facies salinas asociadas no están fuertemente modificadas por diagénesis, se pueden distinguir tres grupos o subfacies fundamentales:

- a) Subfacies de magnesita en asociación con litofacies de yeso postdeposicional (MP).
- b) Subfacies de magnesita en asociación con litofacies de yeso sindeposicional (MS).
- c) Subfacies de magnesita en asociación con facies terrígenas (MT).

Estas tipologías de magnesita tienen una neta correspondencia con las distintas unidades litoestratigráficas miocenas reconocidas en la Cuenca de Calatayud. Así, el primer grupo se asocia básicamente con la Unidad Inferior, si exceptuamos las subfacies de magnesita matricial de nódulos de yeso; el segundo grupo se asocia con la Unidad Intermedia, y, finalmente, el tercer grupo se presenta tanto en términos de la Unidad Inferior como en el tránsito Unidad Inferior-Intermedia en el sector Sur de Armantes.

Dentro de la Unidad Inferior, las litofacies magnesíticas se encuentran fundamentalmente en las subunidades L_G-INF y Y_{LN}-INF, así como en la Y_{LM}-INF, es decir,

formando una aureola alrededor de las facies centrales del lago salino (Subunidad Y_L -INF) donde su presencia es más restringida. Sin embargo, se reconoce de forma escasa en áreas más marginales como son las representadas en la Subunidad L_R -INF, o incluso en las facies más proximales de la Subunidad L_C -INF. En la Unidad Inferior, se asocia fundamentalmente con litofacies de yeso postdeposicional a escala de afloramiento, aunque, sin embargo, ha sido descrita en los sondeos de MYTA en el Sur de Armantes en estrecha asociación con glauberita-anhidrita-yeso-thenardita y arcillas. Se desconoce su posible asociación con facies halíticas ya que el sondeo de Marín (1932) no ofrece un análisis detallado del testigo. Finalmente, en esta Unidad, y siempre asociados al tránsito entre las subunidades L_C -INF/ L_R -INF con la Y_{LN} -INF, se encuentran interlaminados arcilloso/magnesíticos que, a nivel de secuencia, suelen encontrarse asociados con niveles de yeso. Por otra parte, también se encuentra de forma excepcional como magnesita detrítica en niveles de conglomerados-arenas del tránsito Unidad Inferior-Intermedia al Sur de Armantes.

En la Unidad Intermedia, la magnesita sedimentaria se asocia con litofacies de yeso sindeposicional, con excepción de ciertos niveles nodulares asociados en algunos casos a niveles de paleosuelos. Está relacionada con la Subunidad Y_{LM} -INT, en una posición muy concreta en el sector meridional del Bloque Sur-Páramo. No se conoce su existencia en un contexto similar en otros sectores de la cuenca; tan sólo, en la sección Vdo (Valgalindo), aparece magnesita laminada e interrelacionada con otras fases carbonáticas en la Subunidad C_{LD} -INT.

Rasgos fundamentales de la magnesita de la Cuenca de Calatayud.

Independientemente de la existencia de diferentes subfacies magnesíticas, ésta presenta una serie de rasgos estructurales y texturales que pueden ser considerados comunes para su descripción. La magnesita sedimentaria de la cuenca se presenta fundamentalmente como material interlaminado con sulfatos o terrígenos, o como matriz entre cristales intrasedimentarios o nódulos de sulfatos.

La magnesita laminada se caracteriza usualmente por espesores de lámina que pueden alcanzar entre 1-2 cm, mientras que la magnesita presente como matriz puede reconocerse en niveles de hasta 70-80 cm. Generalmente, las láminas y niveles magnesíticos presentan buena continuidad a nivel local. En afloramiento, la magnesita se distingue por colores blancos, con tonalidades de mayor intensidad cuanto mayor sea el grado de pureza en $MgCO_3$ (Fig. 5.23). Sin embargo, los colores grises claros, grises oscuros, y verdosos indican diferentes porcentajes de mezcla con terrígenos dando lugar a términos margoso/arcilloso magnesíticos. Así mismo, se ha sido identificado magnesita asociada a niveles oscuros muy ricos en materia orgánica, que se presentan interlaminados con litofacies de yeso postdeposicional en la Unidad Inferior. Por otra parte, el contenido en materia orgánica y su estado de oxidación también influyen de forma notable en el color de los niveles magnesíticos, tomando tonalidades más blanquecinas en superficies libres, en contacto con la atmósfera, al producirse un efecto

de oxidación de la materia orgánica. Por lo general, la magnesita de la cuenca es homogénea, diferenciándose tan sólo restos vegetales flotados y orientados paralelamente a la estratificación, especialmente abundantes en la interfase entre láminas de magnesita. (Fig. 5.24).

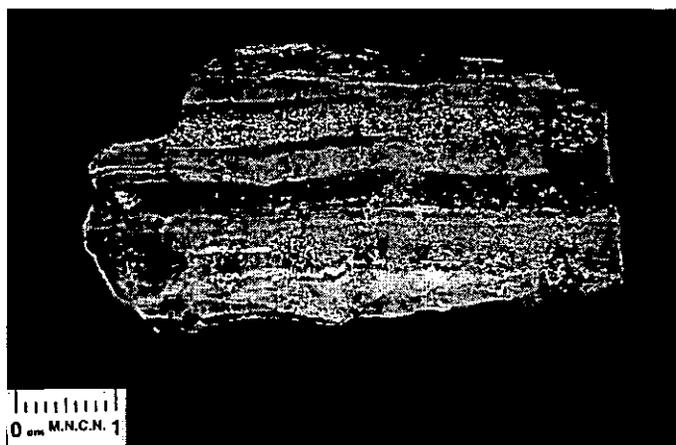


Figura 5.23. Magnesita laminada. Los colores más blancos se corresponden con los términos más puros, mientras que los más oscuros son arcillas o arcillas magnesíticas.

En condiciones meteóricas, la magnesita se encuentra sujeta a una alteración hipergénica que se traduce en un proceso de calcitización (Cañaveras *et al.*, 1998), que puede ser parcial o completa. Así mismo, se han reconocido procesos de calcitización tempranos ligados a niveles magnesíticos (ver capítulo de carbonatos diagenéticos). Los niveles de magnesita suelen contener cuarzo y fracción arcillosa compuesta por illita, esmectitas y caolinita. Además, se identifican en algunos casos pequeños porcentajes de yeso y celestina. El contenido molar ($MgCO_3$) de las magnesitas oscila entre un 87 a 94%. En niveles arcillosos, la magnesita puede presentarse en porcentajes menores de un 5%, mientras que los términos con mayor pureza en magnesita alcanzan el 90-95%. Comúnmente, los niveles de magnesita no presentan rasgos de exposición subaérea, tales como bioturbaciones o grietas de desecación, y en ellos no se han encontrado restos de fósiles. En algún caso, se han observado niveles con grietas de desecación difusas dentro de secuencias magnesita/yeso laminado, así como evidencias de bioturbación en niveles de paleosuelos (Subunidad Y_{LM} -INT).

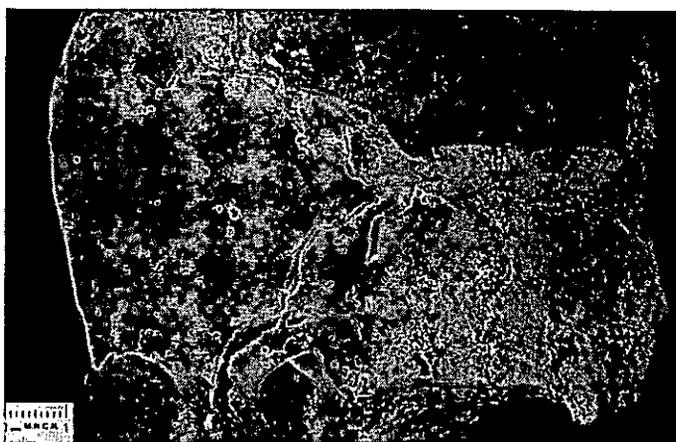


Figura 5.24. Sección en planta de un nivel magnesítico. En detalle pueden apreciarse restos vegetales.

Descripción textural de la magnesita sedimentaria

La observación de magnesitas composicionalmente con alto grado de pureza bajo microscopio petrográfico convencional, muestra texturas micríticas homogéneas y densas, con ausencia de estructuras, y formadas por un mosaico hipidiotópico-

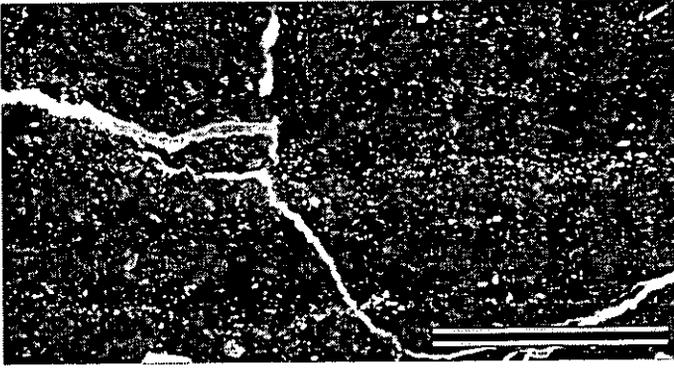


Figura 5.25. Textura magnesítica con abundantes restos vegetales orientados (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

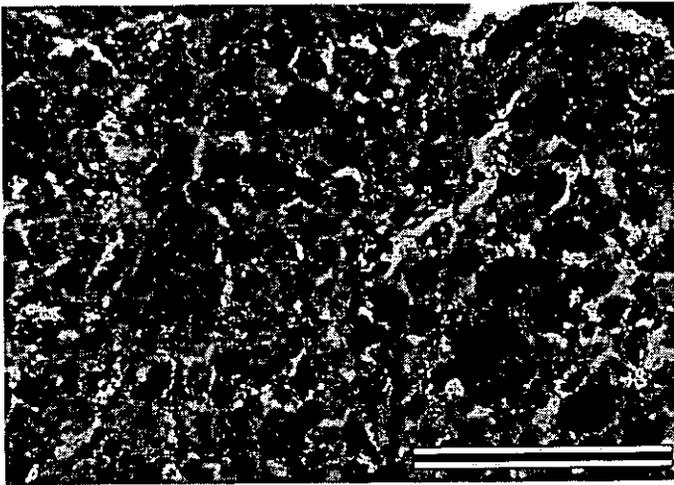


Figura 5.26. Magnesita de textura peloidal (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

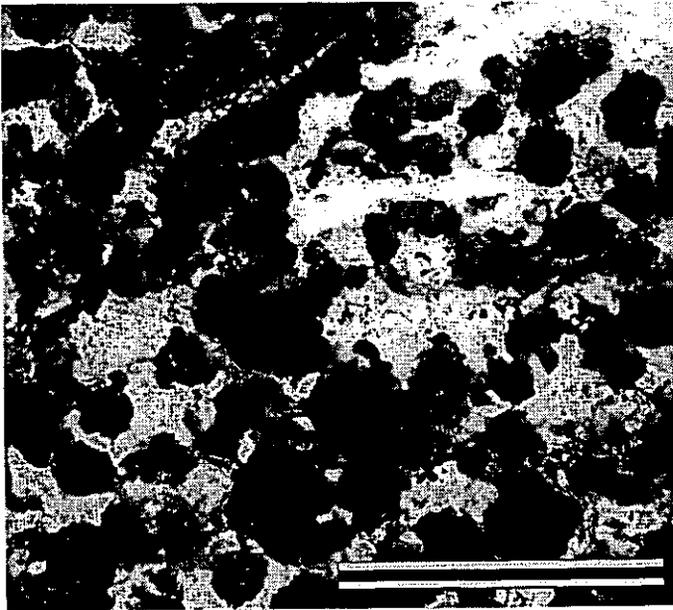


Figura 5.27. Texturas flotantes de peloides de magnesita (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

xenotópico, con un tamaño cristalino comprendido entre 1-3 μm . Localmente, se distinguen laminaciones difusas formadas por limos y arcillas, además de abundantes restos vegetales flotados orientados de forma paralela a la laminación (Fig. 5.25). La porosidad en las magnesitas es reducida (<10%) y de carácter intercrystalino.

Una variante a las texturas densas y homogéneas es la magnesita de textura peloidal. Los peloides de magnesita (50-200 μm) presentan morfologías sub-circulares que quedan definidas por grietas circungranulares (Fig. 5.26). Esta textura magnesítica peloidal se ha encontrado en todos los casos cementada por yeso, aunque en los espacios existentes entre los diferentes peloides pueden diferenciarse morfologías cuadradas y rectangulares correspondientes a anhidrita (actualmente yeso secundario). Existe una relación directa entre la abundancia de peloides y la de pseudomorfos de anhidrita, encontrándose las texturas más peloidales en asociación con el crecimiento de nódulos de anhidrita, o con un crecimiento de cristales anhidríticos entre peloides. En el primero de los casos, el crecimiento de la anhidrita parece dominado por un carácter reemplazativo, pero

en el segundo, el crecimiento de cristales cuadrado-rectangulares entre los nódulos provoca un desplazamiento y genera texturas flotantes de la magnesita, donde los peloides se encuentran aislados inmersos en una masa de yeso secundario (Fig. 5.27).

De forma ocasional, pueden encontrarse fábricas en "islotos" (Herrero y Porta., 1987) en paleosuelos desarrollados sobre soportes magnesíticos. La organización en islotos se visualiza como relictos de una matriz magnesítica que ha sido parcialmente reemplazada en un proceso de crecimiento de nódulos de anhidrita. El avance del proceso se encuentra favorecido por una estructuración vertical previa del substrato y lleva a la génesis de islotos cada vez más residuales y de menor tamaño (Fig. 5.28). En realidad, las texturas peloidales descritas y la organización en islotos, responden a una alteración-transformación de un barro magnesítico, que en origen, posee una textura densa y homogénea. El examen



Figura 5.28. "Islotos" de magnesita que son el resultado de un desarrollo reemplazativo de nódulos de anhidrita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

de magnesita sedimentaria en el Microscopio Electrónico de Barrido (Fig. 5.29) muestra diferentes tipologías en función del grado de alteración e historia diagenética (sobre todo

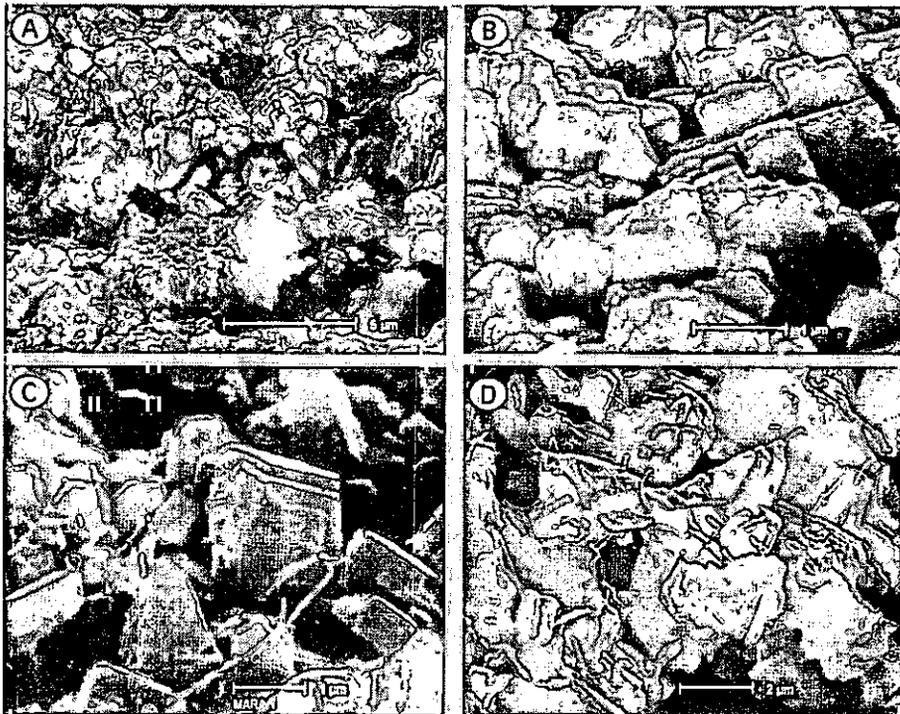


Figura 5.29. Microfotografías de MEB de magnesita. A, B y C) mosaicos densos y homogéneos de cristales romboédricos y tabulares de magnesita con un tamaño menor de $2 \mu\text{m}$ D) magnesita con elevada proporción de terrígenos.

calcitización meteórica) de las magnesitas. En muestras con una pureza en magnesita superior al 90%, el grado de cristalinidad de la magnesita es alto, diferenciándose mosaicos densos y homogéneos de cristales romboédricos y tabulares con un tamaño menor de 2 μm (Fig. 5.29a, b, y c). La alterabilidad de los cristales de magnesita es bastante alta, como puede comprobarse por la elevada proporción de facetas de corrosión-disolución en las caras de cristales individuales. En muestras con alto porcentaje en componentes terrígenos, se ha observado una menor cristalinidad de la magnesita, presentándose en forma de agregados cristalinos de morfología planar (10 μm de diámetro) rodeados por masas arcillosas (Fig. 5.29d).

2. 1. 1. SUBFACIES DE MAGNESITA EN ASOCIACIÓN CON LITOFACIES DE YESO POSTDEPOSICIONAL (MP).

La mayor parte de la magnesita de la cuenca se encuentra asociada a litofacies de yeso postdeposicional. El estudio de esta subfacies se llevó a cabo en afloramientos que constan íntegramente de yeso secundario, distinguiéndose varias asociaciones de la magnesita con diferentes litofacies de yeso postdeposicional. La interpretación de los siguientes grupos o asociaciones resulta importante en la determinación de la paragénesis mineral en que se depositó la magnesita:

- 1) Magnesita en forma de matriz entre nódulos de sulfato cálcico (MP_N)
- 2) Magnesita intercristalina (MP_I)
- 3) Magnesita laminada (MP_L)

Magnesita en forma de matriz entre nódulos de sulfato cálcico (MP_N)

Este grupo de magnesita se representa fundamentalmente en la Subunidad Y_{LN} -INF y de forma menos importante, en la Subunidad Y_{LM} -INT. La magnesita se caracteriza por presentarse en niveles irregulares de espesor centimétrico a decimétrico (hasta 70-80 cm) constituidos por magnesita y/o margas-arcillas magnesíticas, que son el encajante de nódulos de sulfato cálcico, que en su gran mayoría hemos reconocido como de precursor anhidrítico (Fig. 5.30). Los nódulos, de morfologías esféricas-subesféricas o cilíndricas de elongación vertical, pueden tener diámetros máximos de unos 30-40 cm, apareciendo aislados, coalescentes e incluso, en niveles enterolíticos.

La magnesita presenta una estructura homogénea solamente modificada por alineaciones de restos vegetales flotados, ya que su posible estructuración inicial ha sido deformada y distorsionada por el desplazamiento efectuado por los nódulos en su desarrollo. Por esta razón, se hace difícil distinguir si la potencia actual de los niveles se corresponde con el espesor original del nivel magnesítico encajante, o si por el contrario, el intervalo en que se desarrollan los nódulos enmascara diferentes subniveles de naturaleza magnesítica.

El crecimiento de los nódulos de sulfato cálcico en el encajante magnesítico puede tener un carácter desplazativo y/o reemplazativo. En el primero de los casos, se produce una deformación de la estructura deposicional, siendo no incorporativo el desarrollo de nódulos. Por otra parte, el carácter reemplazativo de algunos nódulos puede ser distinguido a microescala, en lámina delgada, observándose morfologías cristalinas de los precursores anhidríticos (ahora transformados a yeso secundario) penetrando en una matriz magnesítica masiva. Así, en la Fig. 5.31 se puede observar el efecto reemplazativo del crecimiento de micronódulos en una matriz magnesítica.

Magnesita intercrystalina (MP_i)

La magnesita intercrystalina se localiza entre agregados policristalinos de morfología euhedral-discoide (pseudomorfos de glauberita, ver capítulo 4), de forma similar a los descritos por Menduñá et al. (1984) y Ordóñez y García del Cura (1994). La asociación entre pseudomorfos de glauberita y magnesita es una constante de toda la Subunidad Y_{LN}-INF. De la misma forma, la magnesita intercrystalina también ha sido encontrada en asociación con niveles masivos de unos 30-40 cm (paleosuelos de la Subunidad Y_{LM}-INT) en donde actúa como encajante de macrolentículas de yeso de unos pocos centímetros de longitud que, en ocasiones, se encuentran entrecruzadas y soldadas.



Figura 5.30. Nódulos de sulfato cálcico en una matriz magnesítico-arcillosa.

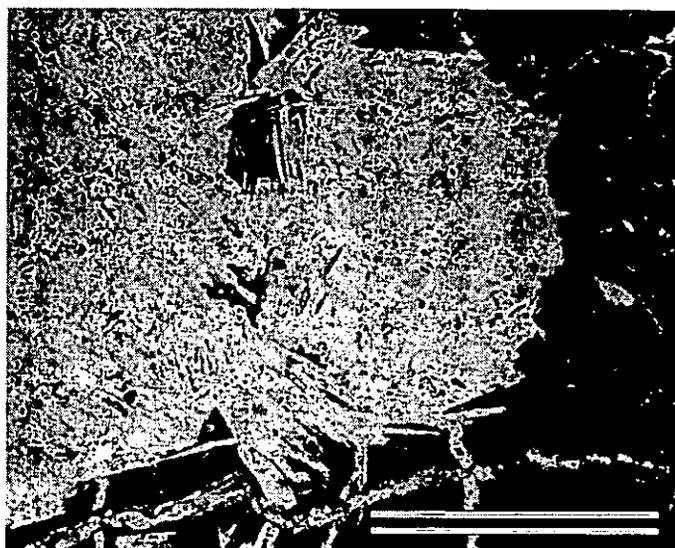


Figura 5.31. Micronódulo de yeso secundario con pseudomorfos de cristales tabulares o "laths" de anhidrita con disposición tangencial a la superficie externa del nódulo reemplazando un encajante magnesítico (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

Magnesita en asociación con yeso laminado (MP_L)

Este grupo de magnesita queda representado en las subunidades de Y_{LN}-INF y Y_L-INF, y se caracteriza por finos niveles o láminas (< 2 cm) de magnesita o arcillas/margas magnesíticas que se encuentran en alternancia con:

- a) Niveles de yeso nodular enterolítico
- b) Niveles de yeso mesocristalino

En el primero de los casos, la magnesita alterna (no de forma cíclica) con niveles de potencia centimétrica constituidos por yeso nodular alabastrino, de carácter secundario, con frecuente precursor anhidrítico o glauberítico (Fig. 5.32). En el segundo de los casos, la magnesita se presenta formando una sucesión cíclica con niveles de yeso mesocristalino secundario translúcido, procedente de anhidrita y/o glauberita. El carácter de esta alternancia es subcentimétrico y la magnesita se encuentra enriquecida en materia orgánica. Las láminas de yeso poseen un espesor variable entre 2-3 mm a 1 cm, mientras que las láminas magnesíticas son de 1-2 mm. Pueden encontrarse niveles nodulares intercalados, de potencia centimétrica y poca continuidad lateral. En el microscopio petrográfico, se observa el carácter extremadamente laminado de la magnesita, con restos vegetales flotados y finas intercalaciones de limos que definen una laminación de menor escala (ver capítulo 4).

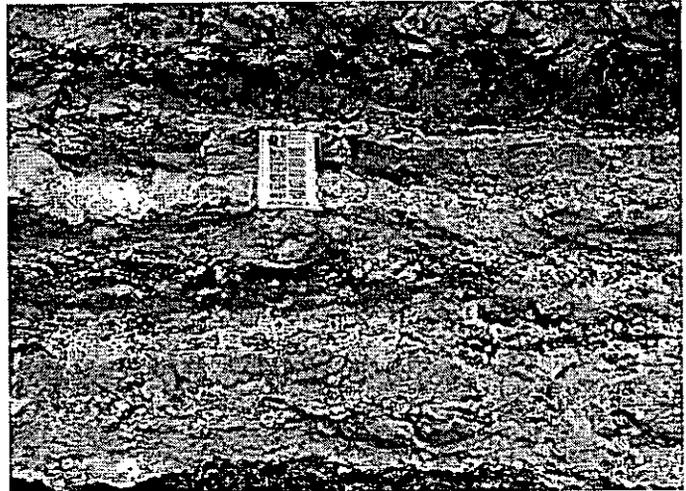


Figura 5.32. Niveles de magnesita alternantes con niveles de yeso nodular alabastrino. En la parte superior se observan agregados de pseudomorfos de glauberita de desarrollo intrasedimentario en magnesita (magnesita intercrystalina).

2. 1. 2. SUBFACIES DE MAGNESITA EN ASOCIACIÓN CON LITOFACIES DE YESO SINDEPOSICIONAL (MS)

La presencia de magnesita asociada con yeso sindeposicional o de precipitación primaria queda principalmente restringida a la Subunidad Y_{LM}-INT y a la Y_{LM}-INF, limitándose a un área muy concreta de la cuenca; siempre se reconoce en asociación con facies de yeso laminado primario.

Se compone de una alternancia de niveles magnesíticos y arcilloso/margoso-magnesíticos con niveles de yeso primario (microselenita, lenticular, y detrítico) (ver

capítulo 4). Las láminas de yeso presentan un tamaño menor o próximo a 1 cm, mientras que las magnesíticas son submilimétricas. En ambos casos, se reconoce una laminación a menor escala. Son abundantes los restos vegetales flotados y orientados. En esta alternancia, se observan truncaciones erosivas a pequeña escala y en el yeso primario, pliegues formados por una competición en el crecimiento de los cristales. Las láminas de magnesita sólo se ven deformadas en ocasiones por el crecimiento desplazativo intrasedimentario de algunos cristales de yeso. En algunos casos, en la magnesita de textura densa y homogénea han podido identificarse grietas de desecación verticales-subverticales.

2. 1. 3. SUBFACIES DE MAGNESITA EN ASOCIACIÓN CON FACIES TERRÍGENAS (MT)

Este tipo de magnesita se encuentra en la transición entre las subunidades L_R-INF/L_C-INF y la Subunidad Y_{LN}-INF, o en el tránsito vertical entre las subunidades L_R-INF y DM_D-INT en la vertiente Sur de Armantes. Se han diferenciado grupos fundamentales:

Magnesita interlaminada con arcillas (MT_A)

La presencia de magnesita sedimentaria va ligada a un contenido siliciclástico variable (cuarzo+arcillas). Una de las particularidades de este grupo es la presencia de una alternancia de niveles de magnesita/arcillas en diferentes proporciones, formando verdaderos bandeados composicionales (Fig. 5.23 , 5.33 y Lámina I.A), donde la pureza en magnesita puede oscilar entre 0 y 85%. El espesor de láminas es usualmente subcentimétrico y, los colores oscilan desde los blancos y grises claros en términos enriquecidos en magnesita, hasta colores verdes y ocre en términos empobrecidos en magnesita. Se encuentra raramente asociada con niveles finos de arcillas rojas. Este bandeado composicional centimétrico llega a formar niveles de unos 20-30 cm, que se incluyen en secuencias que, a base, tienen tramos métricos de arcillas verdes-grises y, a techo, niveles de yeso cristalino a nodular (Lámina I.B), o niveles calcítico-aragoníticos.

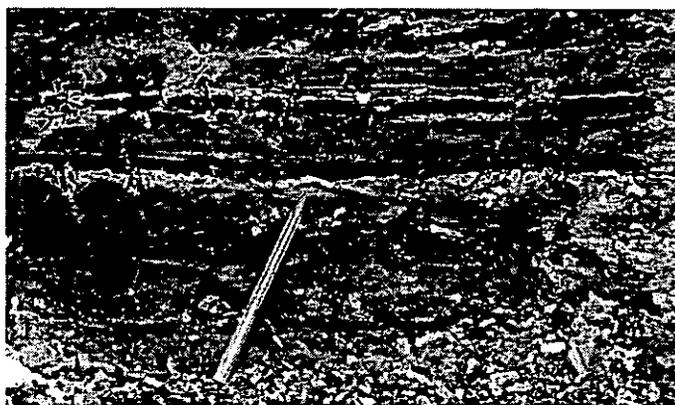


Figura 5.33. Magnesita y arcillas negras-pardas interlaminadas.

Magnesita detrítica (MT_D)

Se encuentra en la zona de tránsito entre la Unidad Inferior e Intermedia en el sector Sur de Armantes, de dos formas principales:

- Asociada a niveles pulverulentos, no cementados, formados por magnesita, filosilicatos y yeso secundario.
- Asociada a niveles arenosos de color ocre.

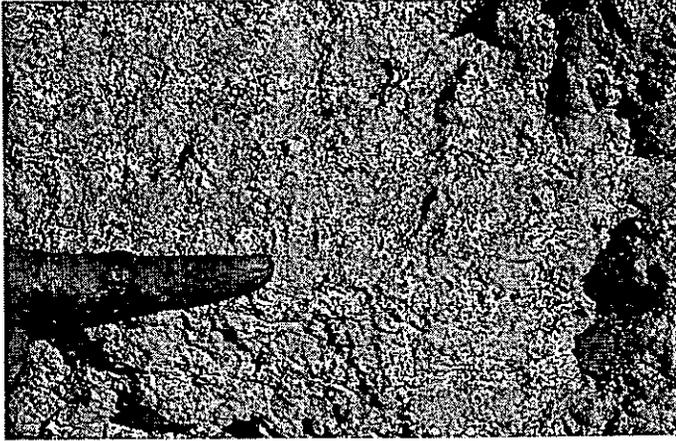


Figura 5.34. Detalle de la textura de los niveles pulverulentos, no cementados, formados por magnesita, filosilicatos y yeso secundario.

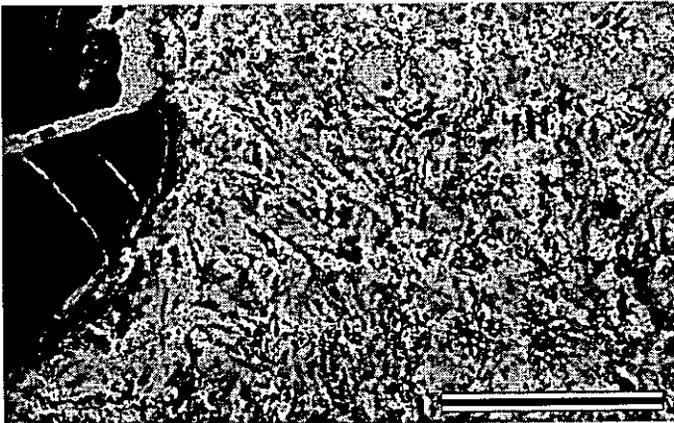


Figura 5.35. Microtextura con clastos magnesíticos en una matriz formada por yeso secundario, donde se aprecian abundantes pseudomorfos de cristales tábulo-rectangulares de anhidrita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

En el primero de los casos, el aspecto en campo de estos niveles resalta por su pulverulencia y pobre consistencia formando niveles irregulares de hasta unos 70-80 cm de potencia (Fig. 5.34) de textura heterogénea y de color blanco-ocre. En lámina delgada, se observan clastos magnesíticos con *oid-cracks*, de tamaño submilimétrico, que se encuentran incluidos en una matriz de yeso secundario que pseudomorfa cristales tábulo-rectangulares de anhidrita, que poseen abundantes relictos arcillosos, terrígenos y/o carbonáticos en posición inter-cristalina (Fig. 5.35).

En el segundo de los casos, se encuentran niveles tabulares de arenisca rojiza cementados por yeso, con unos 20-30 cm de potencia, así como niveles de potencia métrica de hasta 1,80 m, de morfología canalizada y color ocre (Lámina I.C). La magnesita

en ambos niveles es clástica, alcanzando entre un 10-15% del total de los componentes, pudiendo ser diferenciada a macroescala, y acompañándose de abundante carga terrígena (Fig. 5.36).

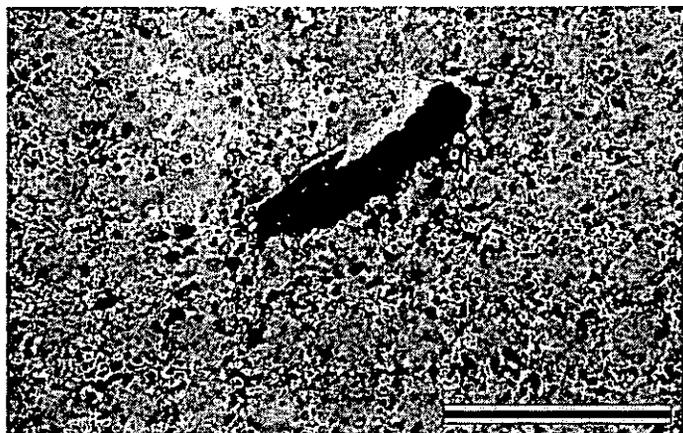


Figura 5.36. Grano de magnesita en una textura arenosa, apreciándose una notable diferencia entre su tamaño y el del resto de componentes clásticos (nícoles paralelos; e. = 2 mm).

2. 2. INTERPRETACIÓN

La magnesita sedimentaria se caracteriza por su presencia en una gran variedad de ambientes deposicionales. Sin embargo, no se han encontrado acumulaciones o depósitos importantes de magnesita asociada a medios actuales o al registro sedimentario, exceptuando los grandes yacimientos magnésíticos de carácter hidrotermal-ultramáfico-metasomático.

La presencia de magnesita en ambientes sedimentarios ha dado lugar a la realización de numerosos trabajos de investigación que han tratado de llevar a cabo una caracterización de medios deposicionales o extraer conclusiones sobre el origen primario o secundario de este carbonato. Entre los trabajos más destacados realizados en medios sedimentarios actuales, cabe resaltar los de Alderman y Von der Borch (1961), Warren (1990) y Last (1992) para lagos costeros salinos, o los de Irion y Müller (1968a), Pueyo e Inglés (1987) y Renaut (1993) en medios continentales lacustres. Del mismo modo, se ha reconocido la existencia de magnesita en series estratigráficas antiguas, tanto pertenecientes a medios marinos (Garber *et al.*, 1990) como continentales (Ilic, 1968; Petrov *et al.*, 1980; Zachmann, 1989; Ordóñez y García del Cura, 1994; Salvany y Ortí, 1994; Spötl y Burns, 1994).

Todos los estudios teóricos y experimentos de laboratorio indican que la precipitación directa de la magnesita se encuentra cinéticamente inhibida en condiciones superficiales, precipitándose en cambio carbonatos magnésicos hidratados termodinámicamente metaestables (Christ y Hostetler, 1970). En la actualidad, no se ha establecido con certeza si la magnesita se genera a partir de carbonatos magnésicos hidratados previos (hidromagnesita y nesqueonita), mediante un reemplazamiento de protodolomita o huntita (Irion y Müller, 1968a; Warren, 1990; Last, 1990), o a partir de dolomita (Zeki y Mutlu, 1996).

Los estudios realizados en ambientes deposicionales actuales con precipitación de carbonatos (Müller *et al.*, 1972; O'Neil y Barnes, 1977; Botz y Von der Borch, 1984; Aharon, 1988) indican que tanto la magnesita, huntita, como carbonatos magnésicos hidratados asociados, como la, nesqueonita, o hidromagnesita, precipitan fundamentalmente a partir de fluidos ricos en Mg y CO_3^{2-} , con una relación molar de Mg/Ca superior a 40.

La identificación de magnesita ligada a facies evaporíticas en diversas cuencas terciarias de la Península Ibérica, como es el caso de Ordóñez y García del Cura (1994) en la Cuenca de Madrid, y Salvany y Ortí (1994) en la Cuenca del Ebro, no ha supuesto la elaboración de estudios de detalle, ni descriptivos, ni genéticos. La presencia de niveles de magnesita en las facies evaporíticas de la Cuenca de Calatayud había sido citada con anterioridad por Rosell y Ortí (1992) y Sánchez-Moral *et al.* (1993). El reconocimiento durante el transcurso de la presente Tesis Doctoral de la magnesita como componente importante de las facies de carácter evaporítico de la cuenca, ha impulsado la realización del estudio particular de las características deposicionales y genéticas.

Magnesita en asociación con yeso postdeposicional.

Como se ha comentado previamente, existen un gran número de referencias sobre la asociación de magnesita sedimentaria (en ambiente marino o continental) en una paragénesis mineral característica de moderada-alta concentración, cuya identificación ha sido usualmente realizada mediante sondeos. En la Península Ibérica, en secuencias sedimentarias muy similares a las de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud, Ordóñez y García del Cura (1994), han descrito en sondeos de la Unidad Inferior Salina de la Cuenca de Madrid la asociación de magnesita (en láminas continuas o intercrystalina) con anhidrita y glauberita. La anhidrita presenta fábricas nodulares-enterolíticas y laminares con una gran variedad de hábitos cristalinos diferentes, mientras que la glauberita, que es la fase salina más abundante de la Unidad, se presenta como cuerpos masivos asociados con magnesita y agregados de cristales de morfología euédral-discoide inmersos en matriz magnésica. Por otra parte, Salvany y Ortí (1994), en su estudio de los depósitos glauberíticos de Alcanadre, encuentran magnesita en niveles masivos o laminados, de pocos centímetros de potencia, en asociación directa con glauberita y polihalita.

La interlaminación de magnesita con halita/anhidrita ha sido descrita en numerosas ocasiones en la literatura científica, destacando el trabajo de Lowenstein (1982), donde se describen finas laminaciones de anhidrita-magnesita (1 mm-2 cm) en la Fm. Salado de Nuevo México, o el trabajo de Garber *et al.* (1990), que citaron en la Fm. Tansill y Yates de la Cuenca de Delaware (Nuevo México), interlaminados de anhidrita/magnesita en los que la magnesita se da sólo donde la anhidrita abunda, siendo excluyente la presencia de magnesita y dolomita.

Como en otras cuencas ibéricas, nosotros hemos descrito la aparición de magnesita con yeso postdeposicional (procedente de anhidrita-glauberita), apareciendo como facies laminadas, intercrystalinas, o como matriz de nódulos de sulfato cálcico. En la Cuenca de Calatayud, la asociación de anhidrita-glauberita con magnesita, y en especial las interlaminaciones finas de anhidrita/magnesita, destacan, por su importancia y presencia en la Unidad Inferior. Laminaciones similares de anhidrita/magnesita han sido descritas por Lowenstein (1982), Ordóñez y García del Cura (1994) y Garber *et al.* (1990).

Magnesita en asociación con yeso sindeposicional.

Mientras que abundan las descripciones de magnesita en asociación con yeso secundario o fases salinas como, anhidrita, glauberita, halita, polihalita, etc..., por contra, las citas sobre la asociación entre yeso primario y magnesita son escasas.

En este sentido, Lowenstein (1982) describió finas alternancias de anhidrita-magnesita en la Fm. Salado de Nuevo México, en las que la anhidrita pseudomorfa yeso primario que presenta una fábrica verticalmente orientada, con cristales prismáticos o, con evidencias de un retrabajamiento mecánico, dando lugar a ripples. Quizás, una de las descripciones más relevantes de magnesita, con importantes connotaciones de tipo genético, es la realizada por Ergun (1977) en la Cuenca terciaria de Cankiri-Corum (Turquía). Se trata de secuencias rítmicas compuestas de carbonatos (magnesita y dolomita) y yeso interlaminado, tanto de precipitación primaria como secundaria. Cuando el yeso es primario, el carbonato asociado es dolomita, mientras que si el yeso es secundario (procedente de anhidrita), el carbonato asociado es magnesita. En casos en que el yeso primario ha sido alterado sólo de forma parcial a anhidrita, el carbonato asociado es una mezcla de magnesita-dolomita. Ergun (1977) asocia la transformación de yeso a anhidrita con el de dolomita a magnesita, que debe producirse por desecación periódica y anhidritización sinsedimentaria. Así mismo, el yeso secundario tiende a ser nodular, pero las morfologías lenticulares son dominantes, presentando el anubarramiento blanquecino clásico de los procesos de anhidritización. En este sentido, Bush (en com. personal a Ergun) también encuentra en la sabkha costera de Abu-Dhabi, que la magnesita se asocia característicamente con anhidrita de probable origen secundario, mientras que los cristales inalterados de yeso están asociados con dolomita.

Recientemente, Ergun (1988), en el lago salino de Tuz Gölü (Turquía), ha interpretado que la deshidratación de yeso a anhidrita añade fluidos al ambiente que son causantes de la alteración de dolomita, a magnesita y huntita, tal y como ha sido demostrado experimentalmente por Sayles y Fyfe (1973). Ergun (1988) observó a) la existencia de una correlación positiva entre el contenido en anhidrita del yeso, y la cantidad de magnesita, b) cuando la magnesita estaba ausente en los sedimentos, el yeso no incluía anhidrita y c) la presencia de huntita en los sedimentos se correlaciona positivamente con la presencia de magnesita.

INTERPRETACIÓN DE LAS FACIES MAGNESÍTIAS DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

Sin duda, como en el caso de la propia dolomita, los mayores interrogantes planteados sobre la genesis de la magnesita sedimentaria recaen en su carácter primario o secundario. Como primera aproximación, recogiendo los criterios de Garber *et al.* (1990), se puede inferir un origen sindeposicional para la magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud, ya que los depósitos se confinan en niveles estratigráficos particulares y continuos, que poseen contactos netos con niveles supra e infrayacentes.

Además de estos criterios estratigráficos, no se han encontrado evidencias o vestigios de una fase precursora como dolomita, calcita HMC, u otros carbonatos magnésicos. Las texturas magnésicas carecen de indicios de recristalización, consistiendo, por lo general, en mosaicos de cristales romboédricos-tabulares densos y homogéneos $< 2 \mu\text{m}$, que reafirman su probable origen primario.

La interpretación sobre el origen de la magnesita en la cuenca es independiente de las texturas descritas, ya que, como en los casos citados, las magnesitas peloidales o con fábricas en islotes constituyen evidencias de la diagénesis temprana de un barro magnésico, que probablemente poseía una textura densa y homogénea en origen.

Las texturas peloidales pueden tener un origen producido por el efecto de cristalización de sales (Bowler, 1973, 1983), anhidrita en este caso, a partir de la evaporación de aguas freáticas salinas que afectan a un sedimento magnésico en un margen lacustre, periódicamente expuesto a una desecación. El crecimiento de sales solubles rompe y disgrega el barro magnésico seco y forma pequeños gránulos que pueden ser posteriormente retrabajados en la zona litoral por el agua o viento, o en épocas de subida del nivel del lago (Renaut, 1993), volviéndose subredondeados y generando peloides (Fig. 5.37). Así, las texturas peloidales se han encontrado asociadas a niveles magnésicos con rasgos edáficos, como huellas de bioturbación, *mud-cracks* y grietas circungranulares. Estos rasgos indican un descenso del nivel freático, que implica la exposición, bioturbación y desecación del barro magnésico, con el consiguiente efecto de génesis de peloides. La cristalización y el desarrollo de nódulos de anhidrita entre los peloides, por evaporación capilar desde el freático somero, desplaza de forma centrífuga la fábrica.

La génesis de "fábricas en islotes" (Herrero y Porta, 1987) está simplemente en relación con el desarrollo de nódulos de anhidrita, favorecido por la circulación preferente de aguas a través de poros preexistentes (bioturbación de raíces) en condiciones de flujo no saturado. El carácter reemplazativo del crecimiento de estos nódulos provoca la progresiva eliminación y reducción de los "islotes" magnésicos conforme el proceso avanza.

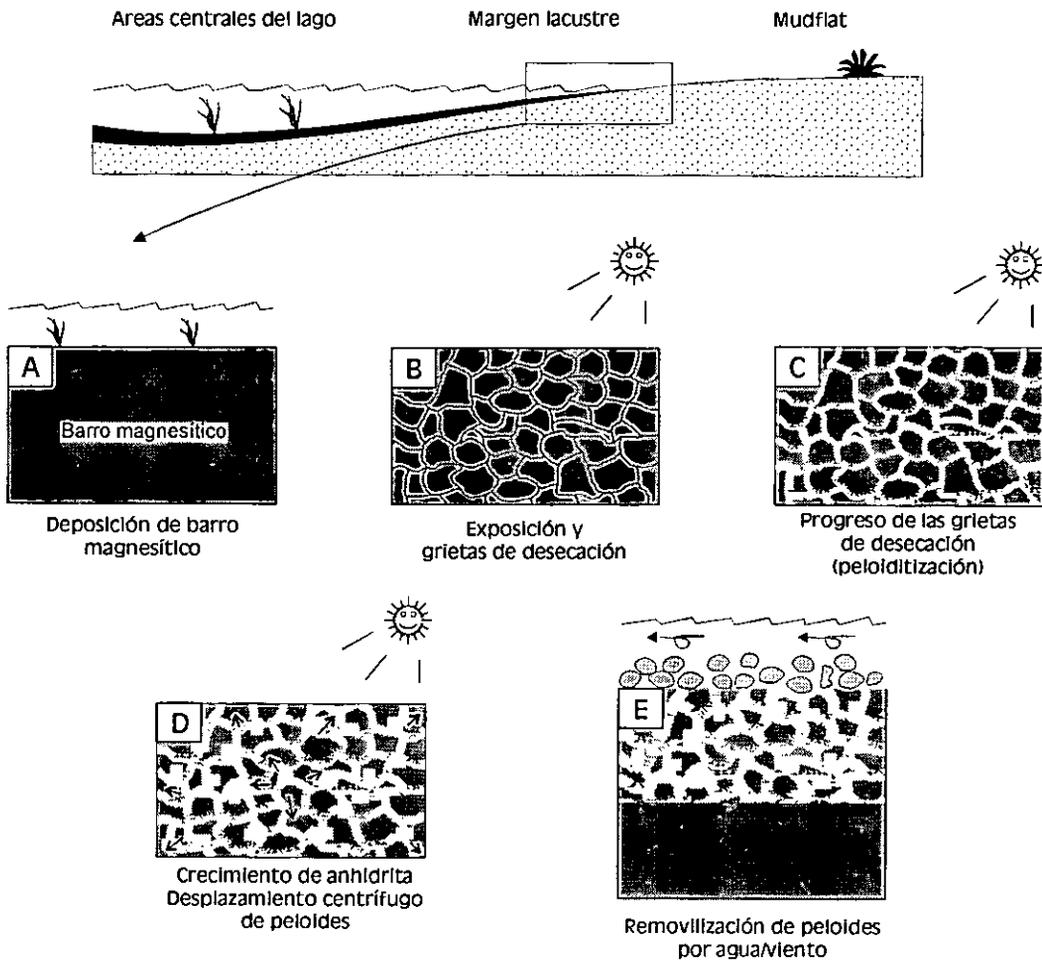


Figura 5.37. Esquema de génesis de las texturas peloidales en la magnesita.

Los materiales magnésíticos en relación con yeso postdeposicional dentro de la Cuenca de Calatayud forman parte de una estrecha asociación anhidrita ± glauberita/magnesita, común en otras cuencas sedimentarias, donde la propia anhidrita posee, en la mayoría de los casos, un origen primario, o es el producto de procesos de anhidritización tempranos de fases salinas precursoras (glauberita).

Teniendo en cuenta las interesantes observaciones realizadas por Ergun (1977; 1988) y Garber *et al.* (1990), la presencia en la Cuenca de Calatayud de magnesita asociada a yeso sindeposicional, trae consigo una problemática genética. Todos los criterios estratigráficos y petrográficos se encuentran en consonancia con un origen primario para la magnesita, y los procesos de anhidritización sinsedimentaria del yeso (rehidratado en la actualidad) sólo parecen evidentes en los términos de techo de las secuencias de yeso primario/magnesita (Subunidad Y_{LM}-INT), donde aparecen relictos de anhidrita en algunos de los cristales que forman costras microseleníticas. De la misma forma, en estas secuencias, tampoco se encontraron composiciones mixtas dolomítico-magnésíticas, que pudieran ser testigo de un reemplazamiento diagenético dolomita-magnesita. Por todas estas razones, interpretamos un origen primario para la magnesita en asociación con el yeso primario.

Con estos rasgos, la magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud puede ser considerada de precipitación primaria o formada en diagénesis muy temprana a partir de precursores hidratados magnésicos y/o un reemplazamiento de protodolomita o huntita (Irion y Müller, 1968a; Warren, 1990; Last, 1992). El ambiente deposicional de la magnesita es de margen lacustre, bajo lámina somera de agua y sólo sujeto a exposiciones periódicas que originan ciertas texturas peloides y/o detríticas.

Uno de los factores que indudablemente más influyen en la deposición de la magnesita es la composición de la salmuera. Anteriormente hemos indicado la necesidad de una alta relación Mg/Ca para la precipitación de magnesita, así como una alta concentración en bicarbonatos. Una gran parte de los depósitos con magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud consiste en interlaminações con yeso secundario (anhidrita-glauberita), yeso primario, y arcillas, a escala milimétrica-centimétrica. La laminación es controlada por cambios en la concentración del lago salino que, en el caso de las laminaciones finas de anhidrita/magnesita, puede corresponderse incluso con cambios estacionales de la concentración de un lago perenne (Ordóñez y García del Cura, 1994). La precipitación de magnesita es seguida

por un aumento en la concentración del Ca^{2+} , que es retirado en verano por la precipitación de yeso. La hidroquímica de partida de las salmueras, a partir de las cuales se depositaron de forma continua (a menudo cíclicamente) sulfatos cálcico-sódicos y magnesita, debe ser de composición sulfatado sódico-magnésica para el conjunto de Unidad Inferior, con una evolución en la vertical hacia composiciones sulfatado-magnésicas en Unidad Intermedia.

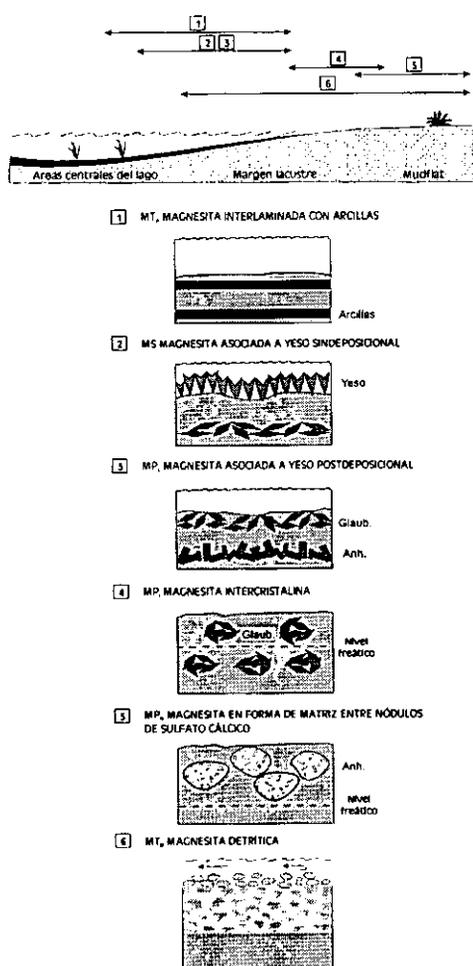


Figura 5.38. Modelo de génesis de los diferentes grupos de magnesitas.

Para la interpretación de las subfacies magnésicas anteriormente descritas, se asume en todos los casos la precipitación de magnesita de forma subacuática en márgenes lacustres (Fig. 5.38) Su asociación en secuencias laminadas con yeso secundario procedente de anhidrita/glauberita (Unidad Inferior), o con yeso primario (Unidad Intermedia), se encuentra posiblemente controlada por un carácter estacional, y variaciones en la hidroquímica de la salmuera. Por otra parte, la asociación de magnesita con agregados cristalinos de pseudomorfos de glauberita, o con nódulos de yeso secundario (procedentes de anhidrita), responde a una evolución del sedimento magnésico en

relación con las oscilaciones del nivel de agua del lago en los márgenes, y por tanto de la zona vadosa y freática. En este caso, la influencia estacional no es tan marcada, alcanzando una notable importancia las oscilaciones climáticas mayores y los cambios en la paleogeografía del lago salino.

En períodos con escasa estacionalidad, en que la sobresaturación en sulfato cálcico no llega a alcanzarse, se forman bandedos composicionales (magnesita interlaminada con arcillas, MT_A), donde las arcillas representan fases de avenida-dilución y la magnesita fases de concentración de la salmuera.

En períodos con una estacionalidad más marcada, se originan alternancias de fases en que tiene lugar la precipitación de magnesita, con períodos caracterizados por la precipitación de anhidrita y/o glauberita, cuando se alcanza la sobresaturación en la fase mineral respectiva. La precipitación de estas fases salinas (ver capítulo 4) se produce de forma subacuática preferentemente en la interfase sedimento-agua (magnesita laminada asociada a yeso postdeposicional MP_L). Una variante a este modelo es la precipitación alternante de yeso primario (microselenita y lenticular, con yeso detrítico) con magnesita (magnesita laminada asociada a yeso sindeposicional M_S) en un ambiente deposicional similar al sugerido para la MP_L , aunque con menor salinidad, como corresponde a la paragénesis descrita.

En los casos en que se produce un descenso del nivel de aguas del lago salino, un nivel magnésítico o un tramo integrado por subniveles arcillosos-magnésíticos, puede quedar temporalmente en zona vadosa muy cerca sobre el nivel freático, produciéndose el crecimiento intrasedimentario de cristales euhedrales-discoidales de glauberita (magnesita intercrystalina MP_I).

La permanencia constante en zona vadosa puede provocar una desecación del sedimento, con formación de grietas de desecación, bioturbación inducida por raíces, con fuertes procesos de evaporación capilar y concentración de salmueras intersticiales que dan lugar al crecimiento primario de nódulos de anhidrita que pueden tener un carácter desplazativo-reemplazativo (magnesita en forma de matriz entre nódulos de sulfato cálcico MP_N). En algunos casos, la intercalación de láminas magnésíticas con niveles nódulo-enterolíticos puede responder a una anhidritización temprana de fases minerales salinas precursoras, como glauberita (ver capítulo 4). Un paso más en esta evolución queda marcada por la génesis de peloides favorecida por la exposición subaérea del barro magnésítico. En este caso, los peloides pueden ser incipientemente removilizados por la acción de agua o viento, que llegan a aparecer incluso como clastos en niveles arenosos (magnesita detrítica MT_D). También, los peloides pueden ser afectados por un ligero retoque o removilización por aguas de la zona litoral lacustre, de forma que produce un agregado peloidal suelto, a través del cual, por efecto de capilaridad puede producirse un crecimiento de cristales de anhidrita en condiciones vadosas, que desplaza la fábrica peloidal, siendo posteriormente transformada a yeso secundario.

3. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES CALCÍTIAS (C_B , C_N , C_L , C_T)

3. 1. DESCRIPCIÓN

Como se ha indicado al principio de este capítulo, las litofacies calcíticas pueden tener un origen tanto deposicional como diagenético en la cuenca, siendo la descripción de estas últimas facies el objetivo del capítulo 7. Las litofacies calcíticas deposicionales carecen de representación significativa en la Unidad Inferior, pero se encuentran ampliamente representadas en las subunidades marginales de la Unidad Intermedia, en concreto agrupadas en las subunidades C_B -INT, C_{PG} -INT y en la CB_{PY} -INT, así como en la Unidad Superior (subunidades T_A -SUP y C_L -SUP).

En la Unidad Intermedia, las litofacies calcíticas deposicionales encuentran un mayor desarrollo en los sectores meridionales del área de estudio, así como en el sector central-oriental y en las cotas más altas de la Sierra de Armantes. Se componen principalmente de facies masivas, bioclásticas, tobas de caráceas, y carbonatos nodulosos. En la Unidad Superior, las litofacies calcíticas deposicionales se reconocen casi exclusivamente en el Bloque Sur-Páramo, constando de facies tobáceas autóctonas y facies de removilización o tobas de caráceas.

Las principales subfacies definidas son:

- a) Subfacies de calizas bioclásticas y calizas con gasterópodos (C_B)
- b) Subfacies de calizas nodulosas (C_N)
- c) Subfacies de calizas laminadas con gasterópodos y caráceas (C_L)
- d) Subfacies de calizas tobáceas (C_T)

3. 1. 1. SUBFACIES DE CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y CALIZAS CON GASTERÓPODOS (C_B)

Esta subfacies posee una amplia representación en toda la cuenca, en el sector SE del Bloque Sur-Páramo, se encuentra en estrecha relación con la Subunidad C_B -INT, y en el sector central-oriental (área de Los Cerrillares-Barranco de Cortasogas) en relación con la Subunidad C_{PG} -INT. La presencia de esta subfacies en otras subunidades, como la CB_{PY} -INT es meramente anecdótica.

Generalmente, consiste en niveles de morfología tabular de un color ocre-beige y de una potencia entre 10 y 50 cm, que a menudo, son ricos en gasterópodos. Los niveles se encuentran alternando con intercalaciones margosas finas. Presentan un grado de recristalización moderado, que es más intenso hacia techo de las subunidades en que se

encuentra. De visu, las texturas no recristalizadas son por lo general granudas, porosas, y pulverulentas con huellas de raíces. Se reconocen silicificaciones de escaso desarrollo, centimétricas e irregulares, o de forma más acentuada, en niveles intensamente bioturbados. En ocasiones, los niveles carbonáticos destacan por morfologías irregulares y sinuosas o geometrías de canal laxo que se rellenan con secuencias de colmatación con carbonatos nodulosos a techo. Los canales pueden presentar morfologías de acreción lateral. Los niveles poseen a menudo laminación paralela e incluso ripples de corriente. Algunas capas toman una apariencia nodulosa, e incluso brechoide cementada, con base y techo irregular.

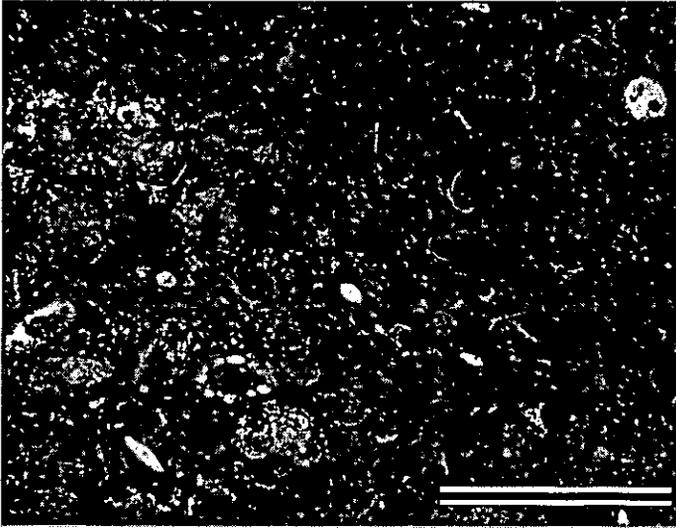


Figura 5.39. Biomicritas con bajos porcentajes de terrígenos (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

En lámina delgada, se aprecia una gran heterogeneidad textural aunque las texturas más frecuentes son biomicritas homogéneas (Fig. 5.39), con bajos porcentajes de terrígenos tamaño limo (< 2%). A menudo, las texturas micríticas presentan gradaciones, por recristalización, a microesparita. El grado de cementación es por lo general bajo. Las porosidades son usualmente bajas, siendo un factor básicamente dependiente del contenido en bioclastos (poro-

sidad moldica), o de la presencia local de huellas de raíces, pudiendo alcanzar en este caso hasta un 10-30%. El porcentaje de restos fósiles en el conjunto de la roca puede ascender hasta un 50%. En ocasiones, la micrita cobra una textura ligeramente grumoso-peloidal, e incluso arborescente, en relación con fábricas de origen algal. Los restos fósiles se presentan con diferente grado de conservación, y destaca la escasez de grupos representados: gasterópodos, ostrácodos, caráceas y estructuras algales. En algunos casos se observa a escala microscópica una estructura interna laminada en la que diferentes restos (ostrácodos y caráceas) aparecen orientados paralelamente a la laminación. Los restos fósiles identificados son:

1- Tallos y oogonios de caráceas

La acumulación preferente de restos de carófitas puede generar texturas *packstone-grainstone* con abundante porosidad interpartícula y móldica, aunque las texturas más comunes son micríticas con restos dispersos de caráceas. Se identifican secciones transversales de tallos de caráceas con un diámetro medio de 100-125 μm , así como secciones longitudinales y oblicuas, a veces con una marcada orientación paralela al substrato, acompañándose en este caso de mayor porcentaje de terrígenos.

2- Gasterópodos y ostrácodos

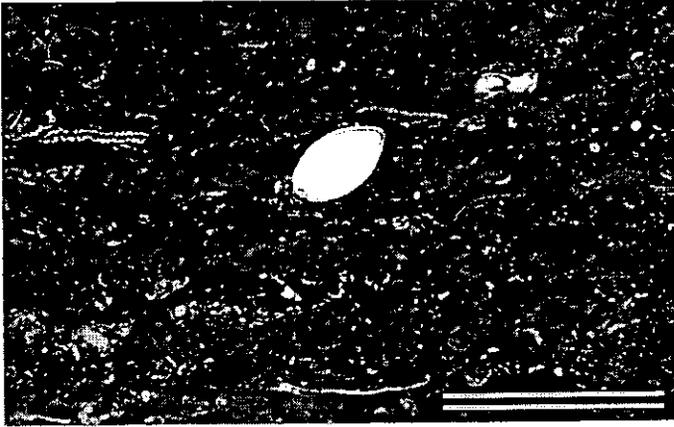


Figura 5.40. Biomicrita con ostrácodos enteros y fragmentados (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

Son componentes comunes de esta subfacies, encontrándose fragmentados o enteros con diferente grado de conservación. A menudo, los ostrácodos, de hasta $400\ \mu\text{m}$ de longitud, (Fig. 5.40) se encuentran orientados según la horizontal. Los gasterópodos presentan una gama muy variada de tamaños, y a menudo son los únicos fósiles que se pueden encontrar en asociación con texturas micríticas.

3- Formaciones tobáceas y algales

En esta subfacies, resulta común la existencia de estructuras tobáceas, es decir precipitados esparíticos generados alrededor de soportes vegetales, que frecuentemente se encuentran fragmentados, incorporándose a la matriz en forma de un agregado disperso de cristales esparíticos, mono o policristalinos con morfologías euhedrales (toba detrítica, Pedley 1990). De la misma forma se han encontrado texturas micríticas arborescentes, así como fragmentos esparíticos policristalinos de tamaños no superiores a las $500\ \mu\text{m}$, a veces formando rosetas de cristales de calcita con bordes redondeados y corroidos. El origen bioinducido de estos agregados policristalinos queda patente con la localización de trazas de tricomas algales con un diámetro menor de $10\ \mu\text{m}$ y que se disponen irradiando desde un punto central.

3. 1. 2. SUBFACIES DE CALIZAS NODULOSAS (C_N).

Esta subfacies se encuentra básicamente representada en el Bloque Sur-Páramo, y de forma secundaria en la parte alta de la Sierra de Armantes. En el primer sector citado, esta subfacies se localiza en posiciones estratigráficas muy concretas:

- 1) A techo de la Unidad Intermedia, los niveles nodulosos de esta subfacies forman un tramo muy irregular, de potencia muy variable, aunque suele oscilar en torno a los 3 m. Este tramo noduloso constituye un nivel correlacionable en buena parte de las secciones del sector central-meridional del Bloque Sur-Páramo.

- 2) A base de la Subunidad T_A-SUP de la Unidad Superior, se encuentra un nuevo tramo compuesto de niveles de carbonato noduloso, que se caracteriza por una alta irregularidad y una potencia variable entre los 5 y 10 m, siendo del mismo modo correlacionable a lo largo de una gran parte de los afloramientos del Bloque Sur-Páramo.

En campo, esta subfacies se distingue por tramos de extensión lateral muy variables, alcanzando hasta un máximo de 10 m de potencia, que se caracterizan por una estructura nodular muy marcada, que impide en muchos casos la diferenciación de subniveles (Fig. 5.41). La caliza nodulosa se encuentra altamente recristalizada y presenta tonalidades amarillentas, ocreas o blanquecinas que la hacen fácilmente distinguible. El contenido en terrígenos es muy variable, con términos muy enriquecidos en terrígenos, y en ocasiones, oncoides cementados de morfología esférica (núcleo terrígeno) y diámetros medios de 3 cm.

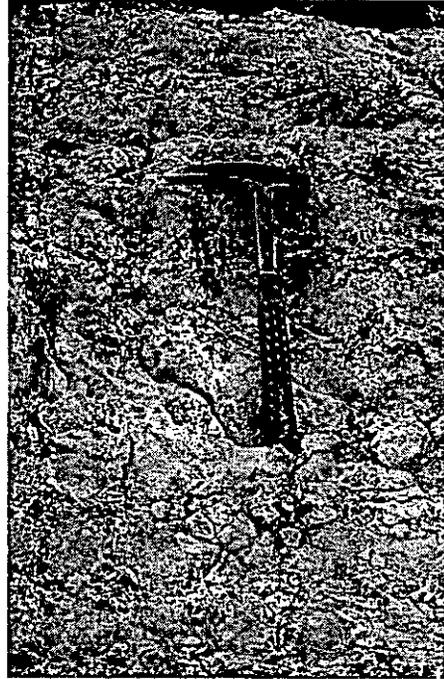


Figura 5.41. Detalle de caliza nodulosa altamente recristalizada.

En lámina delgada, las texturas son frecuentemente micríticas-grumelares, con abundantes grietas de desecación, grietas circungranulares (*oid-cracks*), y bioturbaciones de raíces que se relacionan con procesos de pseudomicrokarst, que en conjunto generan un aspecto brechoide. Son comunes los procesos de cementación esparítica microcristalina, tanto de grietas circungranulares (Fig. 5.42), como de trazas de raíces, así como la génesis de cementaciones que aportan criterios geopetales. Las huellas de raíces suelen quedar recubiertas por películas micríticas. En ocasiones, se han observado texturas micríticas con gradaciones a microesparita.

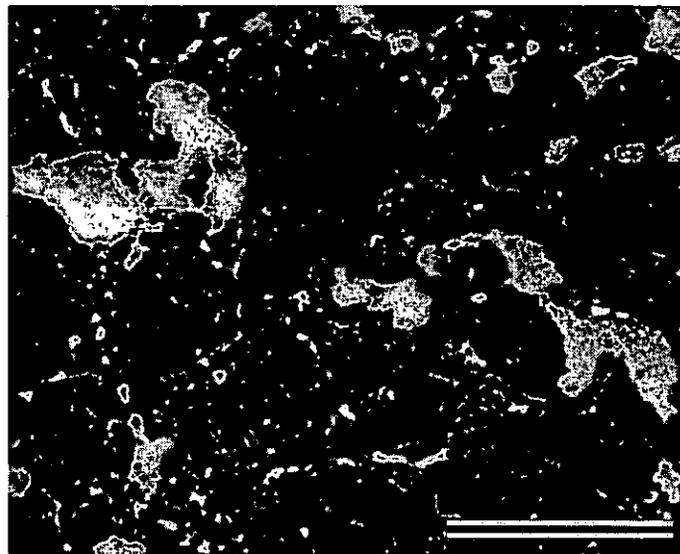


Figura 5.42. Texturas micrítico-grumelares con grietas circungranulares (*oid-cracks*) (núcleos paralelos; e. = 2 mm).

En las muestras con menor porcentaje de terrígenos (1-2%), pueden encontrarse fragmentos de gasterópodos y bivalvos. La porosidad alcanza entre un 10-25 % y está concentrada en poros de morfologías circulares y elongadas, debidos a bioturbaciones de raíces. Se observan frecuentes oxidos de hierro, así como fantasmas de yeso micro-mesolenticular. En los términos más ricos en terrígenos, asociados a algunos niveles de gravas, se llegan a reconocer oncoides de morfología esférica y núcleo terrígeno, que se acompañan de clastos algales, e incluso monocristales euhedrales esparíticos, procedentes de la disgregación de formaciones tobáceas.

3. 1. 3. SUBFACIES DE CALIZAS LAMINADAS CON GASTERÓPODOS Y CARÁCEAS (C_N)

Esta subfacies resulta fácilmente identificable, tanto por su peculiar estructura finamente laminada, como por alta disgregabilidad, abundante porosidad y escasa densidad. Es la subfacies principal de la Subunidad C_LSUP. Se observa sólomente en áreas de colapso o subsidencia sinsedimentaria de la Unidad Superior, en el Bloque Sur-Páramo, en concreto en las cercanías de las localidades de Maluenda, Velilla de Jiloca, y Belmonte de Gracián.

Esta subfacies se caracteriza por niveles de morfología tabular de unos 10-15 cm de potencia que, en ocasiones, definen morfologías canalizadas muy laxas (Fig. 5.43). Su principal rasgo es la presencia de una laminación paralela muy bien marcada (Fig. 5.44). En ocasiones, entre las diferentes capas, se localizan formaciones tobáceas autóctonas, de pobre continuidad lateral, o niveles de desarticulación tobácea. Presentan un marcado color blanco a ocre, y destacan por su fragilidad, porosidad, bajo peso, y fácil disgregación, rasgos que están ligados a una ausencia de cementación carbonática, así como de procesos de recristalización.

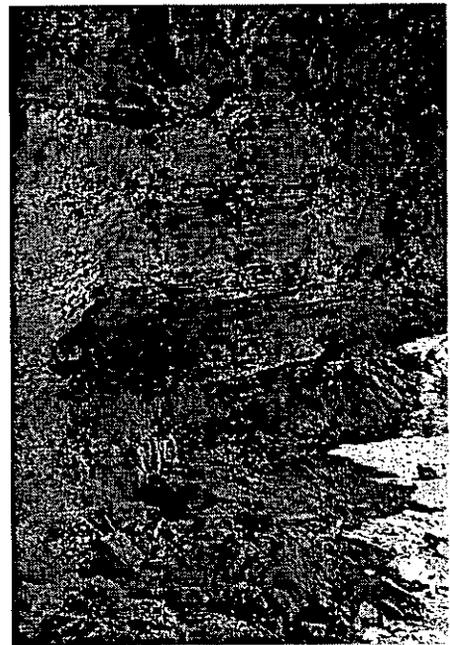


Figura 5.43. Aspecto general de los niveles tabulares con morfologías canalizadas muy laxas.

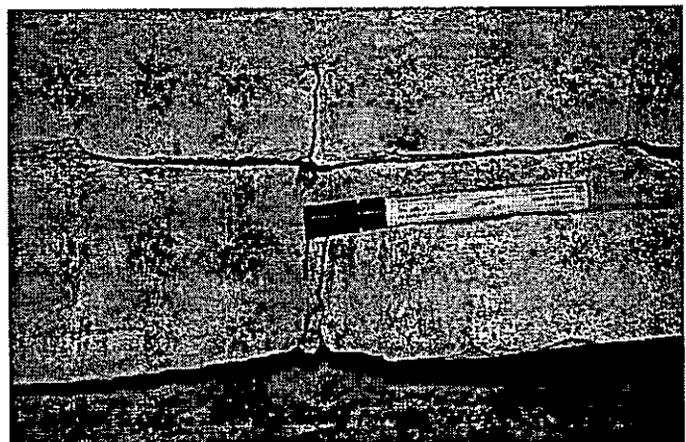


Figura 5.44. Detalle de la fina laminación paralela.

A macroescala, pueden diferenciarse gasterópodos espiralados que se conservan íntegros, y en la mayoría de los casos conservan su concha y opérculos. Del mismo modo, se aprecian una gran densidad de microtúbulos producidos por tallos de carófitas.

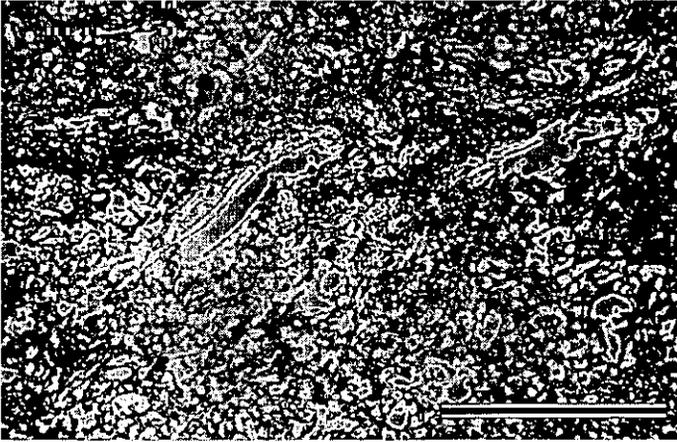


Figura 5.45. Textura packstone-grainstone compuesta básicamente por tallos y oogonios de carófitas, apreciándose secciones longitudinales (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

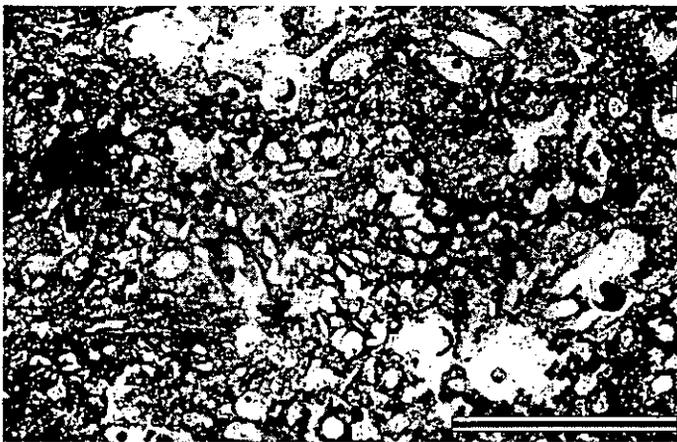


Figura 5.46. Textura packstone-grainstone con tallos y oogonios de carófitas fragmentados (nícoles paralelos; e.= 2mm).

En lámina delgada, se observa en la mayoría de los casos una textura *packstone-grainstone* (Figs. 5.45 y 5.46) bioclástica, con bajos porcentajes de terrígenos, compuesta básicamente por tallos y oogonios de carófitas, con gasterópodos y ocasionalmente ostrácodos. La abundancia de secciones longitudinales y/o transversales de carófitas marca una orientación preferencial de deposición, que generalmente es un apilamiento según la horizontal, paralelo a la estratificación. Los diámetros de las secciones de tallos de caráceas son variables, aunque su tamaño medio oscila alrededor de unas 200 μm . Las calcificaciones de tallos de caráceas se caracterizan por una cubierta interna micrítica y una externa esparítica (10-50 μm) que es fácilmente disgregable, produciendo componentes euhedrales esparíticos. La porosidad es muy abundante (preferentemente mesoporos), alcanzando en ocasiones más del 50% de la

muestra. El tipo de porosidad es mayoritariamente móldico e intrapartícula. El grado de cementación es muy bajo, reduciéndose a pequeñas acumulaciones microesparíticas-esparíticas de probable origen diagenético temprano en posición interpartícula. Se ha observado una correlación positiva entre el tanto por ciento de matriz micrítica y el grado de conservación de las secciones de carófitas.

3. 1. 4. SUBFACIES DE CALIZAS TOBÁCEAS (C_T)

La Cuenca de Calatayud contiene una serie de materiales tobáceos-fluviolacustres carbonáticos, incluidos en la Subunidad T_A-SUP de la Unidad Superior, que han carecido hasta el presente momento de un estudio particular; sólomente, se han realizado descripciones en trabajos sobre la geología general de la cuenca, como los más recientes de la J.E.N. (1980), o Tena y Mandado (1984).

Dentro del grupo de litofacies tobáceas (Subunidad T_A-SUP), hemos diferenciado dos tipologías de facies básicas en función de los criterios genéticos del depósito; el primer grupo queda definido por depósitos tobáceos autóctonos (edificios fitohermales), mientras que el segundo grupo se corresponde con los depósitos formados por la propia desarticulación de los edificios tobáceos autóctonos produciendo tobas oncolíticas, fitoclásticas, e intraclásticas.

En las siguientes descripciones, se utiliza la nomenclatura de Pedley (1990), que realiza una clasificación de las tobas calcáreas con una revisión de modelos ambientales, redefiniendo y compilando observaciones petrológicas de los trabajos previos de Buccino *et al.* (1978), Ordóñez y García del Cura (1983) y Chafetz y Folk (1984).

Edificios fitohermales o depósitos tobáceos autóctonos (C_{TA})

En las secuencias sedimentarias estudiadas, los materiales que comprenden esta subfacies presentan una amplia variabilidad textural y estructural. Los depósitos tobáceos autóctonos, fácilmente caracterizables por sus texturas porosas y esponjosas, presentan diferentes rangos de tamaños y extensión, desde pequeñas construcciones de escala centimétrica hasta grandes edificios tobáceos. En la gran mayoría de los casos, los depósitos tobáceos autóctonos se asocian lateralmente, dentro de un mismo nivel, con depósitos de desarticulación tobácea.

Esta facies se reconoce preferentemente dentro de los primeros metros de la Subunidad T_A-SUP de la Unidad Superior, con especial incidencia en la parte central-noroccidental del Bloque Sur-Páramo. Aunque la presencia de depósitos tobáceos autóctonos de pequeña y media escala es muy frecuente en la citada subunidad, los grandes edificios tobáceos sólomente han sido preservados en el área de Velilla de Jiloca-Maluenda, Fuentes de Jiloca y Belmonte de Gracián.

Las fábricas tobáceas son reconocibles por su textura porosa con morfologías de calcificación de soportes vegetales, formaciones de tipo pseudoestalactítico, o tapices algales. En afloramiento, los fitohermos se caracterizan por ser niveles de morfología canalizada muy laxa, limitados lateralmente, o en niveles tabulares de 0,5-0,8 m de potencia y gran extensión lateral que presentan un alto grado de mezcla con facies tobáceas detríticas. Los grandes edificios tobáceos siempre constituyen macroestructuras

canalizadas que pueden alcanzar entre 100 y 200 m en sección transversal, y una potencia de 11-12 m, como se observa en la localidad de Velilla de Jiloca.

En general, las formaciones tobáceas se caracterizan por la incrustación en calcita de tallos de macrofitas con diámetros usualmente menores de 1 cm, aunque se han reconocido máximos de 3-4 cm. Los tallos calcificados se distinguen generalmente dentro de un mismo nivel definiendo diferentes superficies de crecimiento vegetal. La longitud máxima de los tallos preservados es de 10-15 cm y pueden presentarse tanto en posición de vida (vertical) (Fig. 5.47) como orientados de forma paralela al substrato, marcando direcciones de flujo. En los grandes edificios tobáceos, las texturas se diferencian por su marcado color ocre-rojizo debido en muchos casos a la existencia de una matriz terrígena (cuarzo+arcillas) entre túbulos calcificados.

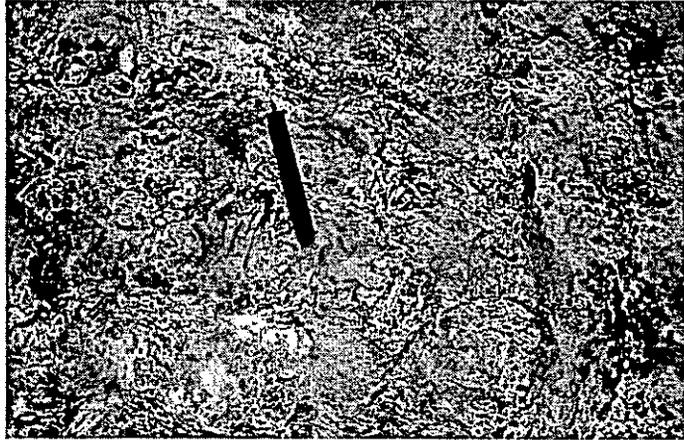


Figura 5.47. Aspecto general de tallos calcificados en posición de vida en un nivel tobáceo.

En lámina delgada, se diferencian recubrimientos calcíticos alrededor de soportes vegetales de tamaño < 1cm. Estos recubrimientos están formados por una alternancia de bandas esparíticas y films micríticos, siendo dominantes los primeros. Las morfologías externas corresponden a formas globosas caracterizadas por terminaciones romboédricas cristalinas con un tapiz externo micrítico. El soporte vegetal alrededor del cual se inició el crecimiento de calcita puede quedar hueco después de su desaparición o ser cementado (cemento microcristalino o esparítico). Las bandas esparíticas (Fig. 5.48) presentan un espesor de unas 250-500 μm , con otras bandas menores de 50 μm , impurezas y films micríticos. En ocasiones, las bandas micríticas son más anchas, reconociéndose texturas arborescentes, estructuras trombolíticas (Aitken, 1967), o microdomificaciones, en apariencia discontinua, cuyo recu-

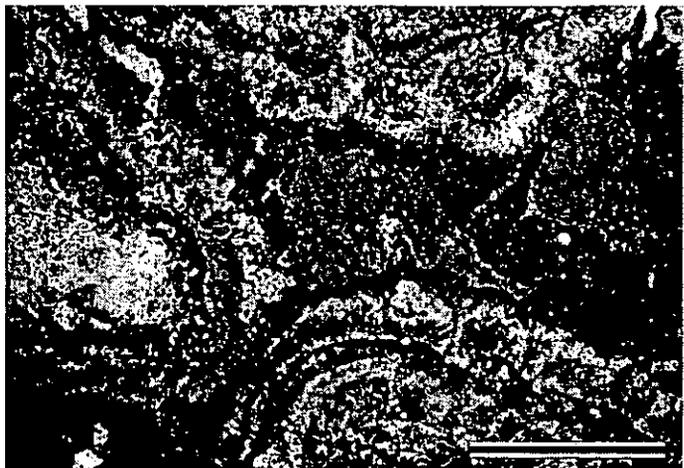


Figura 5.48. Textura tobácea. Alternancia de bandas esparíticas y micríticas en la calcificación de un soporte vegetal (nícoles paralelos; escala = 2mm).

brimiento posterior proporciona aspectos botroidales a las superficies externas. Es frecuente distinguir filamentos algales divergentes, como inclusiones en los cristales esparíticos. Las terminaciones cristalinas suelen quedar marcadas por morfologías lobuladas.



Figura 5.49. Matriz micrítica rica en terrígenos (limo y arcillas) de las texturas tobáceas, con grietas de desecación (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

La matriz se distingue por una micrita muy rica en terrígenos (limo y arcillas) con grietas de desecación que han sido posteriormente cementadas por esparita. (Fig. 5.49). Así, nuestro estudio de los edificios fitohermales se centra en los grandes depósitos de Velilla de Jiloca y Belmonte de Gracián, que se caracterizan por una amplia variedad de componentes y estructuras típicas tobáceas que son representativas del conjunto estas facies tobáceas en la cuenca.

EDIFICIOS FITOHERMALES DE VELILLA DE JILOCA

El estudio sedimentológico de estos grandes edificios tobáceos ha sido llevado a cabo con ayuda de las secciones estratigráficas *Vel-1* y *Vel-3*, así como de múltiples observaciones realizadas en el sector existente entre la primera de ellas y la sección Mal. En los afloramientos referidos, la apertura del valle hace posible la observación en sección transversal de una gran morfología canalizada, de dirección subparalela a la directriz fundamental de cuenca (NO-SE), que se extiende lateralmente por 100-200 m. y su relleno posee una potencia máxima de 11-12 m. Entre las localidades de Velilla de



Figura 5.50. Aspecto de la terminación lateral del canal de Velilla de Jiloca, apreciándose su carácter erosivo sobre los materiales infrayacentes.

Jiloca y Maluenda (paraje de la Torreta, Valle del Jiloca) puede continuarse la estructura del canal en una sección longitudinal. El edificio tobáceo de Velilla de Jiloca constituye el mayor depósito tobáceo autóctono localizado en la Unidad Superior de la Cuenca de Calatayud. Su morfología transversal es canalizada con carácter erosivo sobre los materiales infrayacentes (Fig. 5.50).

Los materiales calcáreos previos al relleno tobáceo de canal forman niveles de entre 0,5-1 m de potencia, con morfologías más o menos tabulares, aunque normalmente con techo algo sinuoso. Son niveles recrystalizados, de tonalidades ligeramente violáceas a ocres, que presentan abundantes moldes de pequeños gasterópodos y tallos de caráceas con un cierto grado de fragmentación. También, de forma difusa, se aprecian texturas típicas de crecimientos tobáceos autóctonos de tamaño centimétrico.

Como se aprecia en la columna *Vel-3*, que se ha realizado en el sector en que el edificio tobáceo presenta mayor potencia, se pueden diferenciar tres tramos de relleno de canal, siendo el inferior de predominante carácter terrígeno y los dos superiores de carácter carbonático (Fig. 5.51).

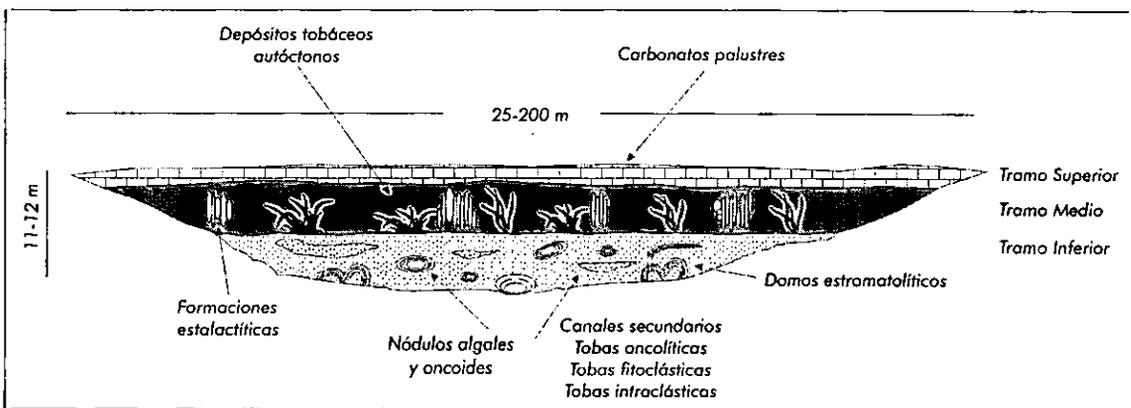


Figura 5.51. Esquema con los tres tramos de relleno del canal de Velilla de Jiloca.

Tramo Inferior

Presenta 5 m de potencia en la parte central del canal. El tránsito entre el material infrayacente, que no está recrystalizado en los últimos 80 cm, y los materiales de este tramo, es neto. Así, se diferencian diversos niveles conglomeráticos de matriz blanquecina a rojiza, con clastos angulosos-subangulosos de cuarcita y pizarra que poseen tamaños medios variables desde 1-1,5 cm hasta 4-5 cm (centil 20 cm) que se presentan mal seleccionados, clasificados y formando un depósito no estructurado, caótico. Los clastos quedan pobremente sostenidos, bien por una matriz lutítico arenosa, o bien por una matriz calcárea formada por fragmentos de desarticulación tobácea de tamaño arena. Hacia la base del canal, se han reconocido domos algales-estromatolíticos que llegan a tener una longitud próxima a 1 m, y que presentan una morfología bulbosa, marcada por laminaciones concéntricas que cierran a la base. El núcleo de los domos estromatolíticos y nódulos algales asociados consiste, por lo general, en incrustaciones en calcita de macrofitas-hidrofitas. En ocasiones, las laminaciones concéntricas engloban nódulos algales de tamaño medio.

La parte inferior de este tramo es menos carbonatada que la superior, con mayor abundancia de terrígenos. En la zona de tránsito entre ambas partes, comienzan a distinguirse terrígenos con envueltas calcíticas y finos niveles arenosos. Hacia el techo, se observa algún pequeño canal fitoclástico (Fig. 5.52) producto de la removilización de tobas autóctonas. La parte superior es muy carbonatada y la matriz es carbonática arenosa, y aparecen colonias tobáceas (in situ) de 15-30 cm, que pasan lateralmente a terrígenos, clastos algales y fitoclastos. Se aprecia una estratificación mal definida con acuñamientos y cicatrices erosivas marcada por cambios de facies entre tobáceas autóctonas y sus productos de removilización.

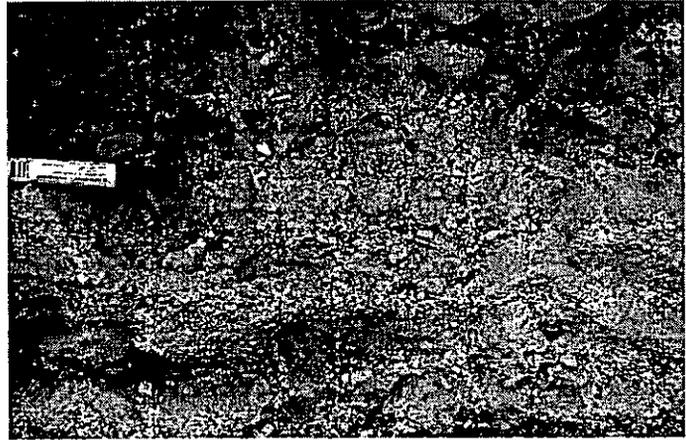


Figura 5.52. Detalle de canal fitoclástico con productos de removilización de formaciones tobáceas autóctonas en el tramo inferior.

Localmente, cuando el porcentaje en matriz carbonática es alto, el depósito queda cementado, presentándose más cohesivo, y se encuentran nódulos algales (cianoides, en el sentido de Riding, 1983) esféricos-cilíndricos dispersos que alcanzan en ocasiones tamaños superiores a los 30 cm. Estos nódulos algales presentan dos clases de tamaños (o modas): una de 20-30 cm y otra de 3-4 cm. Las concentraciones de nódulos algales llegan a desaparecer lateralmente. Hacia el techo del tramo, se reconocen niveles formados por restos de desarticulación tobácea, así como pequeños edificios tobáceos in situ de unos 20 cm, y nódulos algales aislados y fragmentados.

Tramo Medio

Presenta 4.40 m de potencia máxima, y constituye realmente el fitohermo tobáceo o las facies tobáceas autóctonas formadas por una incrustación de soportes vegetales (macrofitas e hidrofitas) con un diámetro medio de 5 mm y una longitud máxima de túbulos de 10 cm. Estos pueden encontrarse erguidos en posición de vida, o bien tumbados con orientaciones paralelas al substrato, donde localmente han podido medirse direcciones de flujo próximas a la N-S. Este tramo se separa del tramo detrítico inferior mediante una discontinuidad muy bien marcada (Fig. 5.53), que en ocasiones se encuentra recubierta por un pavimento algal formado por una

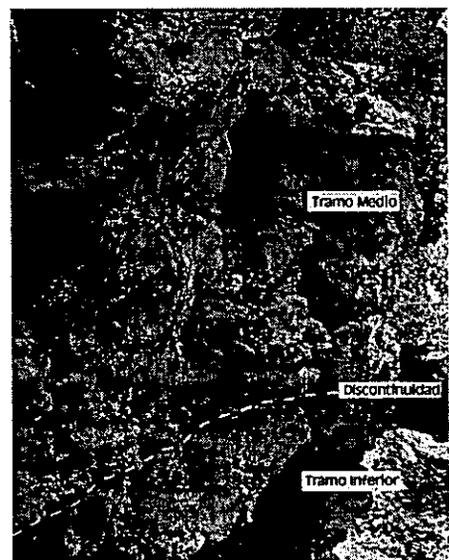


Figura 5.53. Discontinuidad que separa el tramo medio del detrítico inferior.

sucesión milimétrica de capas de calcita. En la parte más alta de este tramo se reconocen formaciones pseudoestalactíticas características de tobas en cascada, y que se extienden en gran parte del tramo (Fig. 5.54). Las pseudoestalactitas están formadas por elementos

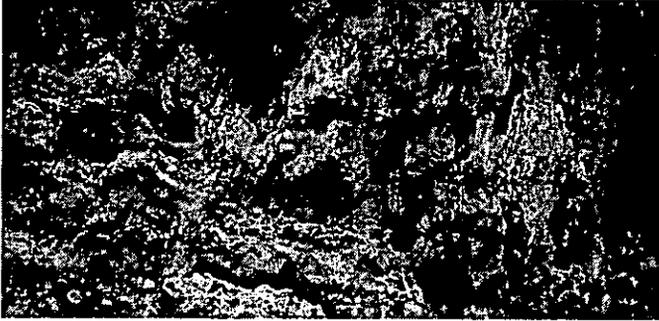


Figura 5.54. Formaciones pseudoestalactíticas del tramo medio.

individuales de crecimiento espeleotémico con un núcleo hueco perteneciente a un soporte vegetal inicial. El último metro dentro del tramo, presenta una textura más masiva, recristalizada y cementada con la parte inferior caracterizada por texturas porosas tobáceas y tonalidades rojizas-anaranjadas.

Tramo Superior

Tramo de 1,40 m de potencia que se caracteriza por una base lutítica parcialmente carbonatada. El metro superior se presenta como un nivel noduloso de morfología altamente irregular, y cuya potencia disminuye lateralmente. Este carbonato se encuentra recristalizado, presenta tonalidades amarillentas-blanquecinas, y se pueden apreciar en él, oncoides de pequeño tamaño (1-2 cm de diámetro), además de diversos fragmentos tobáceos.

EDIFICIOS FITOHERMALES DE BELMONTE DE GRACIÁN

Representado en la serie estratigráfica *Bel-4*, se encuentra en el área de colapso de Belmonte de Gracián, a techo de una secuencia estratigráfica fluvioacustre-tobácea. Se observa aquí una morfología canalizada que lleva aproximadamente la dirección longitudinal de la cuenca (NO-SE) a ambos lados del Barranco de San Roque. El canal se extiende lateralmente unos 30-40 m, con una potencia máxima de 8 m (Fig. 5.55) distinguiéndose una base marcadamente erosiva sobre niveles calcáreos tabulares

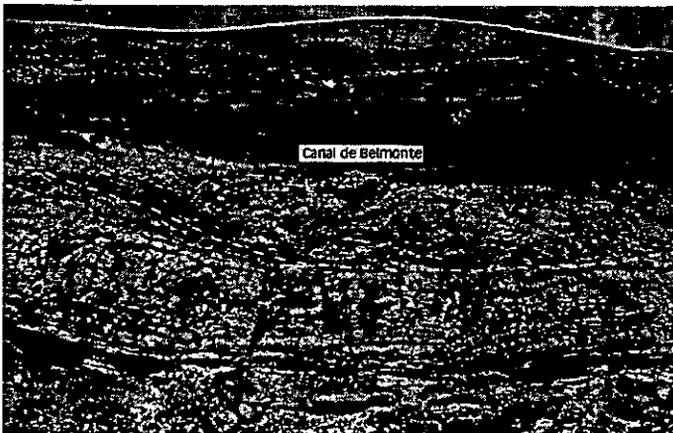


Figura 5.55. Aspecto general del canal de Belmonte de Gracián.

infrayacentes altamente recristalizados. La distribución de facies dentro del canal es bastante heterogénea, quedando uno de los sectores laterales dominado por domos algales estromatolíticos y, el otro sector, por facies de removilización tobácea, debido posiblemente a la migración lateral del canal. La base del canal está marcada de forma

neta por la presencia de carbonatos detríticos, formados por tobas fitoclásticas y oncolíticas. No existe aquí el desarrollo de edificios tobáceos autóctonos de potencia métrica, como en el caso de Velilla de Jiloca, aunque dentro de la propia secuencia de relleno de canal, se observa una evolución desde facies de marcado carácter detrítico a base, hacia una sucesión en la que alternan episodios con desarrollo de tobas autóctonas, con otras que implican el desmantelamiento de las mismas. Como se ha indicado anteriormente, la estructuración interna del relleno de canal no queda muy definida ya que la presencia hacia un margen del canal de domos estromatolíticos de grandes dimensiones (algunos superiores a 1 m) rompe con la horizontalidad inicial del depósito.

Tobas oncolíticas, fitoclásticas, e intraclásticas (C_{TO} , C_{TF} , C_{TI})

Como se indicó con anterioridad, se ha adoptado la nomenclatura de Pedley (1990) para la clasificación de tobas calcáreas, que incluye también los términos detríticos presentes en sistemas tobáceos. Así, se utilizarán, de acuerdo con este autor, los siguientes términos:

- Toba Oncolítica (C_{TO}) (término equivalente a "oncolitos" de Ordóñez y García del Cura, 1983): toba compuesta de oncoides con morfologías cilíndrico-esféricas. Las morfologías esféricas serían típicas de ríos, mientras que los cilíndricos-esferoidales son típicos de un régimen de flujo denso, o formas de crecimiento libre en condiciones estáticas.
- Toba fitoclástica (C_{TF}) (término equivalente a las "facies de tubos cruzados" de Ordóñez y García del Cura, 1983): depósito clástico que consiste en fragmentos de cementos e incrustaciones carbonáticas de material vegetal, que típicamente forma una fábrica grano-soportada. Los fitoclastos se cementan generalmente de forma posterior a la sedimentación.

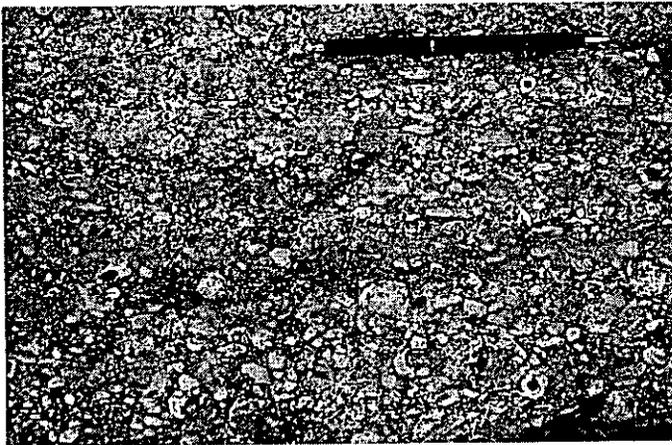


Figura 5.56. Toba fitoclástica.

- Toba Intraclástica (C_{TI}) (término equivalente a "facies de toba detrítica" de Ordóñez y García del Cura, 1983): se compone de fragmentos tobáceos de tamaño limo-arena formados por la rotura de cementos tempranos y construcciones tobáceas autóctonas.

Estos tres tipos de depósitos tobáceos representan facies clásticas de removilización de depósitos tobáceos autóctonos a partir de los cuales se alimentan. Por lo general, la eficacia de transporte es baja, exceptuando los niveles canalizados oncolíticos cuyo núcleo queda integrado por fragmentos terrígenos, que son más abundantes hacia la base de la Subunidad T_A-SUP. Estos tipos tobáceos se encuentran asociados a niveles canalizados de base erosiva de desigual potencia (desde unos cms hasta 1,5 m), o bien en niveles de base y techo planoparalelos de menor potencia (0,5-1 m) (Figs. 5.56 y 5.57). Usualmente, se observan estructuras de flujo (laminaciones paralelas, estratificaciones cruzadas, grano-selección) (Fig. 5.58). Resulta frecuente encontrar las facies clásticas ligadas lateral o

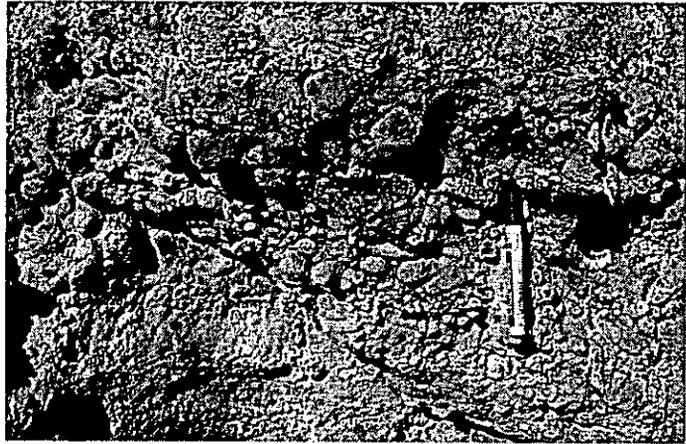


Figura 5.57. Toba oncolítica.

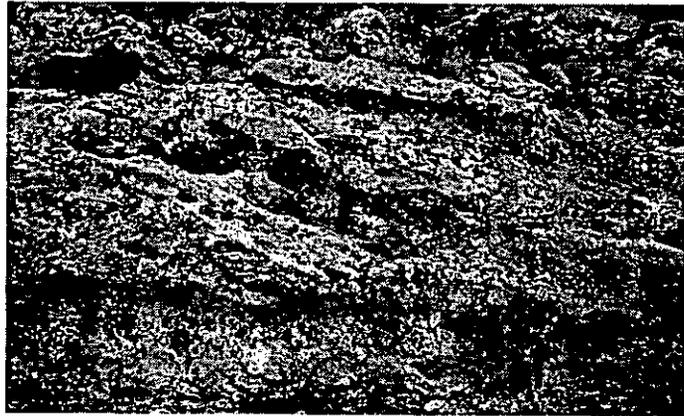


Figura 5.58. Estratificación cruzada planar en un nivel de removilización tobácea.

o verticalmente a depósitos tobáceos autóctonos de diversa entidad. No existen términos oncolíticos, fitoclásticos, o intraclásticos puros sino materiales mixtos con una amplia variedad textural (*wackestone-grainstone*), a veces con altos porcentajes de terrígenos.

Los grados de recristalización y/o cementación esparítico-microesparítica son rasgos diagenéticos que influyen determinantemente en el reconocimiento y posibilidad de análisis de procedencia de los componentes. Con frecuencia, se reconocen trazas producidas por bioturbación de raíces, en relación con los términos más ricos en matriz, identificándose en ocasiones morfologías de pseudomicrokarst. Estos depósitos se caracterizan generalmente por una mala selección de los componentes clásticos así como por su gran diversidad (oncoides, fitoclastos, intraclastos tobáceos y micríticos, clastos algales, talos y oogonios de caráceas, gasterópodos, bivalvos y ostrácodos).

A continuación, se realiza una descripción pormenorizada de los componentes tobáceos.

ONCOIDES

Las morfologías y tallas de los oncoides son altamente variables en función del medio deposicional y del objeto que ejerce de núcleo para el desarrollo de envueltas calcíticas; se distinguen dos morfologías principales de oncoides:

a) Oncoides cilíndricos y oblatos de hasta 8-10 cm de longitud, cuyo núcleo está constituido fundamentalmente por soportes vegetales (tallos y fragmentos de macrofitas), (Fig. 5.59) o fragmentos de encostramientos tobáceos previamente removilizados (Fig. 5.60). Dado que, en la mayoría de los casos, el núcleo orgánico de estos oncoides es susceptible de ser degradado, suele quedar un hueco o molde que es raramente cementado.

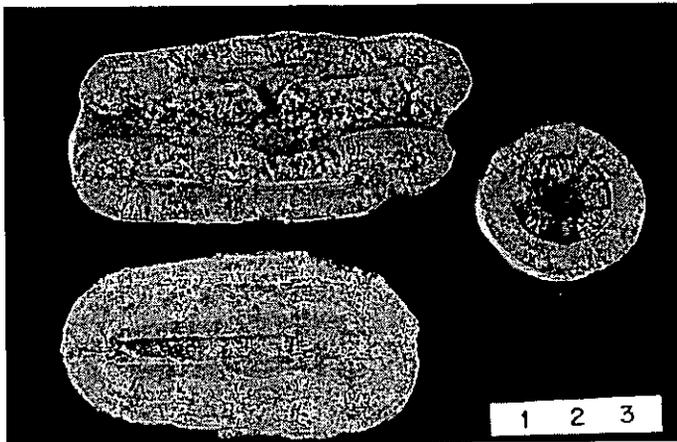


Figura 5.59. Oncoides cilíndricos.

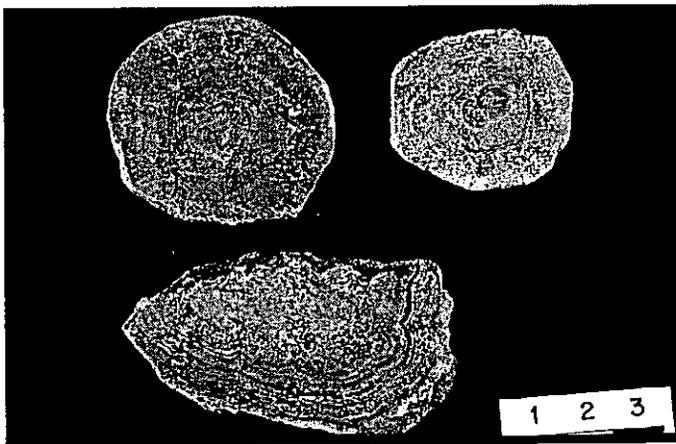


Figura 5.60. Oncoides oblatos.

En las morfologías cilíndricas, se han observado tanto recubrimientos de calcita restringidos al exterior del soporte vegetal, como recubrimientos continuos de calcita que se desarrollan tapizando de forma continua la superficie externa e interna del tallo macrofítico, de modo que pueden observarse una serie de invaginaciones apicales de la laminaciones. Este morfotipo de oncoide plantea algunos problemas en cuanto al mecanismo de calcificación que ha llevado consigo la génesis de recubrimientos continuos, externa e internamente y de manera sincrónica.

Los oncoides con morfologías cilíndricas y ovoides se relacionan estrechamente

con depósitos tobáceos autóctonos, que se extienden por toda la Subunidad T_A-SUP disponiéndose preferentemente hacia la base de canales de muy diferente envergadura, desde unos decímetros de anchura con base perfectamente canalizada y erosiva, hasta grandes morfologías canalizadas laxas con varios metros de anchura. En muchos casos, los rellenos de canal son secuencias en que los mayores tamaños de los oncoides se disponen en la base de canal, a veces acompañándose de un lag de cantos, y

el resto del relleno presenta una tendencia de tamaño decreciente hacia el techo (Fig. 5.61).

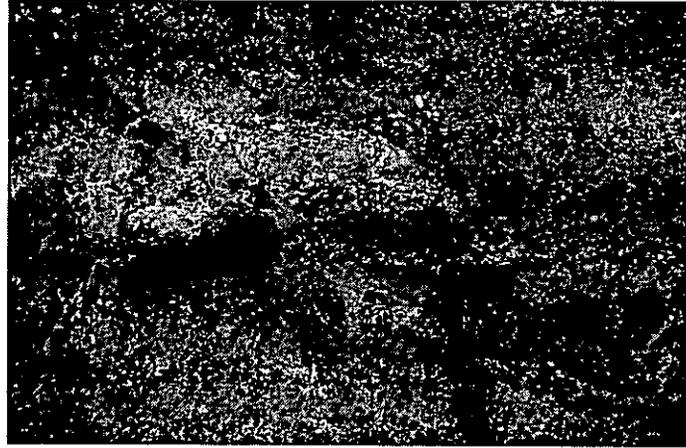


Figura 5.61. Relleno de canal oncolítico con un tamaño decreciente hacia su techo.

b) Oncoides de morfologías esféricas, cuyo núcleo está fundamentalmente compuesto por terrígenos, intraclastos carbonáticos y fragmentos de encostramientos tobáceos. (Fig.5.62). Por lo general, las mayores esfericidadades se corresponden con oncoides compuestos por núcleos terrígenos (cantos de cuarcita, secundariamente de pizarra). Los diámetros máximos oscilan entre los 3-4 cm. Por otra parte, los oncoides con núcleos formados por fragmentos de encostraciones tobáceas, o cúmulos de macrofitas calcitizadas, adoptan morfologías esféricas-esferoidales, como reflejo del grado de redondez de los núcleos anteriormente a su incorporación en los oncoides.

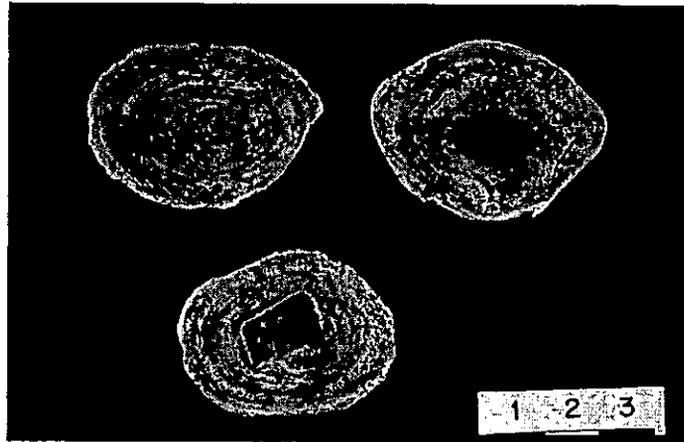


Figura 5.62. Oncoides esféricos.

Los oncoides esféricos con núcleo terrígeno suelen localizarse a la base de la Subunidad T_A-SUP, asociados a morfologías canalizadas con importante carga terrígena y nódulos algales de gran tamaño. En ocasiones, se han reconocido canales oncolíticos con importante carga terrígena asociados al techo de la Unidad Intermedia, desde la localidad de Mara hacia el NO de la cuenca. A menudo, en canales de gravas y arenas del techo de la Subunidad L_R-SUP, se han observado finos encostramientos discontinuos de calcita sobre cantos terrígenos de gran tamaño (6-10 cm), de modo que el diámetro del objeto que hace de núcleo, es mayor que la potencia del conjunto de láminas de calcita que lo envuelven. Este morfotipo podría describirse como un crecimiento oncolítico abortado en fases iniciales de su desarrollo.

La microestructura general de los oncoides responde usualmente a una alternancia de bandas esparíticas-microesparíticas claras y láminas micríticas oscuras que se disponen alrededor de un núcleo (Fig. 5.63), mostrando frecuentes ondulaciones con desarrollo de porosidad fenestral circular-oval (posibles huellas de chironómidos), que

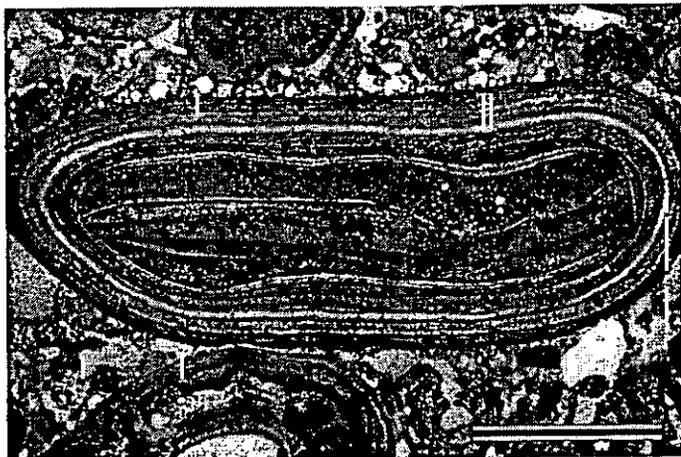


Figura 5.63. Microestructura de un oncoide. Alternancia de bandas esparíticas-microesparíticas claras y láminas micríticas oscuras alrededor de un núcleo. Se aprecian discontinuidades erosivas producidas en diferentes etapas de crecimiento.

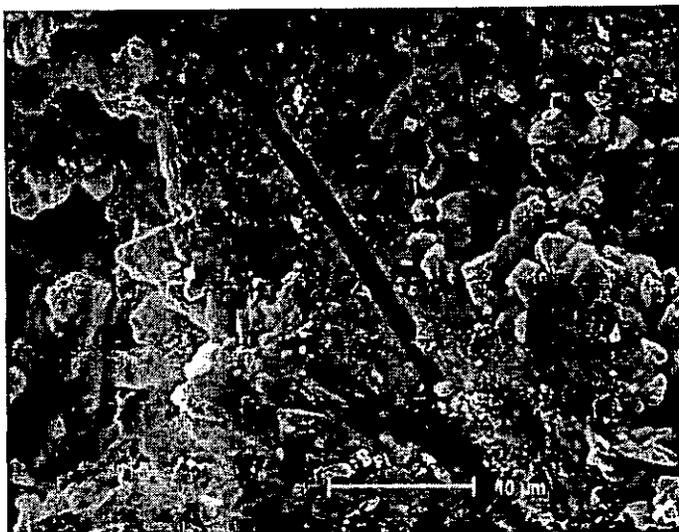


Figura 5.64. Detalle al MEB de un molde de filamento algal.



Figura 5.65. Domo estromatolítico de morfología bulbosa-bilobulada.

confieren un aspecto botroidal a la superficie externa del oncoide. La alternancia de láminas esparítico-microesparítico/micríticas son similares a las descritas por Monty y Mas (1979) donde las franjas micríticas con filamentos algales son atribuidas a *Schizothrix* (Fig. 5.64) mientras que a las esparíticas, que carecen de trazas algales, resulta más complejo atribuirles un origen determinado, aunque pueden relacionarse con actividad algal semejante a la actual asociación *Phormidium Incrustatum* o *Dicothrix-Calothrix* (Anadón y Zamarreño, 1979; Ordóñez y García del Cura, 1983).

DOMOS ESTROMATOLÍTICOS Y NÓDULOS ALGALES

Los domos estromatolíticos solo se encuentran en la base de las grandes formaciones canalizadas, como es el caso de los sistemas de relleno activo con edificios fitohermales de Velilla de Jiloca y Belmonte de Gracián (Fig. 5.65). Aparecen de forma discontinua ligados al substrato del canal, y se encuentran relacionados con tramos de relleno terrígeno del mismo. Se han encontrado pavimentos estromatolíticos o superficies planares recubiertas por láminas finas de calcita formando el substrato de los canales. Las dimensiones de

los domos llegan a alcanzar 1 m de longitud y hasta medio metro de altura, y poseen morfologías bulbosas o bilobuladas que tienden a cerrarse a su base, lo cual indica una fijación permanente al substrato. Estos domos se caracterizan por una laminación estromatolítica desarrollada sobre un núcleo formado por fitohermos de macrofitas encostradas, nódulos algales y componentes terrígenos (Fig. 5.66). El desarrollo de la laminación estromatolítica es asimétrico hacia la parte superior del domo. En ocasiones, se encuentran grandes fragmentos de domos estromatolíticos asociados a la base de los canales.

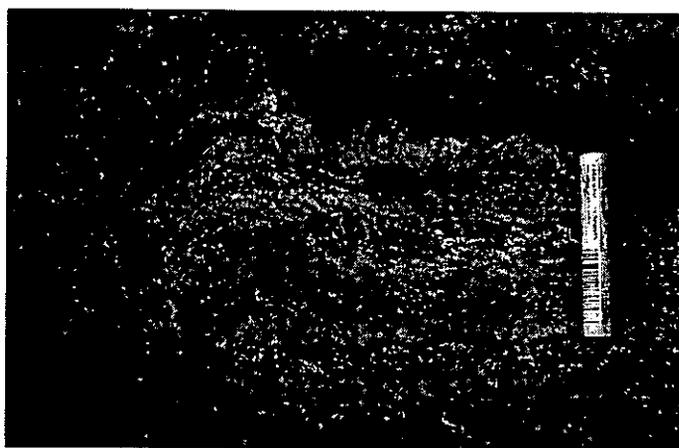


Figura 5.66. Detalle de la estructura interna de un domo estromatolítico.

En la descripción de los nódulos algales, con gran similitud con los oncoides, hemos creído conveniente diferenciarlos como aquellas formaciones pseudoesféricas, globosas, o generalmente discoides que pueden llegar a alcanzar más de 30 cm de diámetro, y que se asocian de forma aislada con tramos canalizados detríticos (Fig. 5.67) de base de la Subunidad T_A-SUP. Generalmente, se reconocen a la base de canales con importante carga terrígena de tendencia granodecreciente, que puede pasar hacia techo a una toba calcárea detrítica (Fig. 5.68). Se asocian directamente con niveles terrígenos formados por cantos de cuarcita y pizarra, de tamaños mucho menores que los de los nódulos, que presentan a menudo un fino recubrimiento de calcita de origen algal. Como en el caso de los domos estromatolíticos, son frecuentes los nódulos algales fragmentados en los niveles de carga terrígena, así como la presencia de cortezas estromatolíticas.



Figura 5.67. Nódulo algal de morfología discoide asociado a un canal.



Figura 5.68. Nódulos algales en la base de un canal con importante carga terrígena.

Los núcleos sobre los que se desarrollan estos nódulos están formados por fragmentos de fitohermos (encostraciones calcáreas de macrofitas).

FITOCLASTOS E INTRACLASTOS TOBÁCEOS

Son componentes usuales de facies de removilización tobácea; las tobas fitoclásticas corresponden a macrofitas (frecuentemente carófitas) incrustadas por capas finas de calcita y removilizadas en canales, que son generalmente de pequeña envergadura. Suelen encontrarse en estrecha asociación con otras facies detríticas tobáceas, tales como oncoides cilíndrico-oblatos (Fig. 5.69), ya que, a menudo, los fitoclastos forman su núcleo o, componen una matriz formada por pequeños intraclastos tobáceos. También se presentan en relación con depósitos tobáceos autóctonos, porque su disgregación constituye la fuente de alimentación para la génesis de estos depósitos. Generalmente, el tamaño de estos componentes es muy variado, oscilando desde tamaños inframilimétricos hasta longitudes de entre 1-2 cm. Los depósitos de fitoclastos-intraclastos tobáceos forman



Figura 5.69. Canal con fitoclastos y oncoides cilíndrico-oblatos de pequeño tamaño.

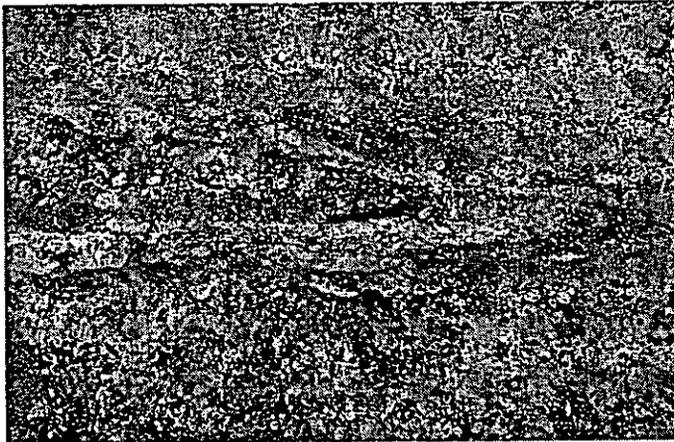


Figura 5.70. Estratificación cruzada planar en canal de fitoclastos-intraclastos tobáceos.

acumulaciones en canales bien definidos o, de morfología laxa, dando lugar a barras longitudinales, con grano-selección vertical, estratificación cruzada planar (Fig. 5.70), y orientación de los ejes longitudinales de los componentes tobáceos según la dirección del flujo. Asociados a depósitos de este tipo, se han reconocido restos de macro-mamíferos (proboscídeos, bóvidos, équidos,...).

Las facies fitoclásticas e intraclásticas componen gran parte de los depósitos calcáreos de la Unidad Superior formando niveles de potencia métrica y morfología tabular, o a pequeña escala formando canales de unos 20 cm de anchura. Usualmente, presentan una matriz de composición terrígeno-carbonática. El reconocimiento de

componentes fitoclásticos bajo microscopio petrográfico convencional resulta sencillo, ya que se distinguen componentes formados por un núcleo de macrofitas-hidrofitas, rodeados por cementos isópacos de esparita (Fig. 5.71). En MEB, se aprecia el encostramiento de calcita alrededor de un soporte o tallo vegetal, posteriormente descompuesto (Fig. 5.72). Por otra parte, las tobas intraclásticas suelen reconocerse en la fracción más fina de estos depósitos como fragmentos de los cementos isópacos, o como agregados de monocristales esparíticos distribuidos en una matriz micrítico-terrígena.

CLASTOS ALGALES

En gran parte de los depósitos procedentes del desmantelamiento de fitohermos tobáceos, se pueden reconocer clastos algales re-trabajados de colonias de cianofíceas (Fig. 5.73). Son frecuentes los clastos algales en que solamente llega a reconocerse una textura arborescente, así como componentes clásticos, con estructuras calcíticas alrededor de filamentos algales de crecimiento radial-centrífugo similares a las producidas por *Rivularia haematites* (Fig. 5.74), y a las descritas por Schneider *et al.* (1983) en el lago Atersee (Austria), donde diferenciaron clastos de colonias de *Rivularia haematites* en



Figura 5.71. Microfotografía de facies fitoclásticas, donde se observan las cementaciones isópacas llevadas a cabo sobre tallos y soportes vegetales (nícoles paralelos; escala = 2 mm).



Figura 5.72. Aspecto al MEB de las capas de encostramiento-cementación de calcita de los fitoclastos.

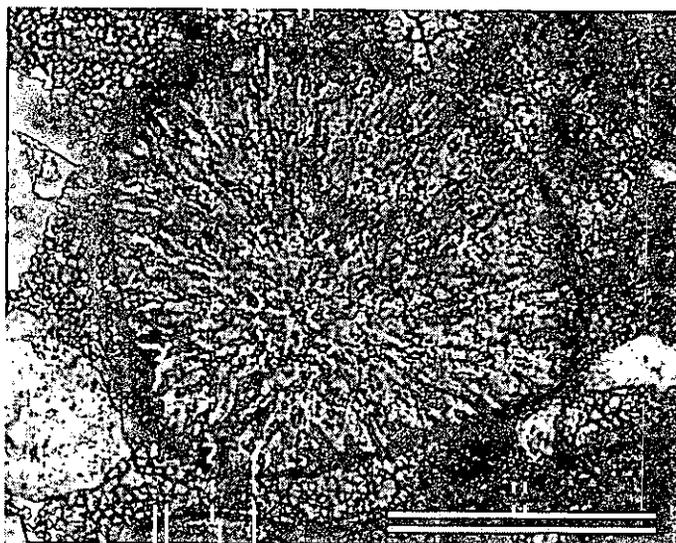


Figura 5.73. Clasto algal formado por filamentos algales de crecimiento radial (nícoles paralelos; escala = 400 μ m).

la fracción mayor de 63 μm de un material detrítico.

Del mismo modo, se han localizado clastos y colonias "in situ" formadas por monocristales calcíticos con diámetros próximos a 1 mm y terminaciones cristalinas lobuladas que proporcionan estructuras muy similares a las descritas como calcificación de briofitas por Frey et y Plet (1991).

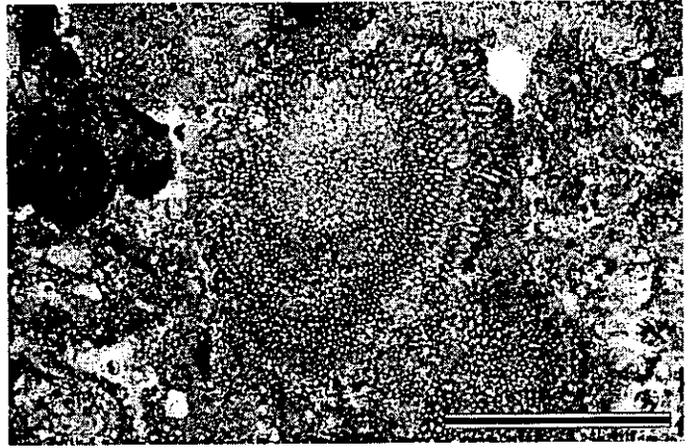


Figura 5.74. Aspecto de clasto de Rivulariaceae (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

BIOMICRITAS, MICRITA CON TERRÍGENOS Y TOBAS DE CARÁCEAS

Componen normalmente la matriz de los materiales de removilización tobácea junto con la fracción más fina de las tobas intraclásticas. Petrográficamente, se distingue con frecuencia una matriz micrítica con gran contenido en terrígenos (Fig. 5.75) y fragmentos de moluscos y ostrácodos, así como componentes monocristalinos calcíticos procedentes de la desarticulación de tallos y oogonios incrustados de caráceas, o bien cementos isopacos desarrollados sobre soportes vegetales.

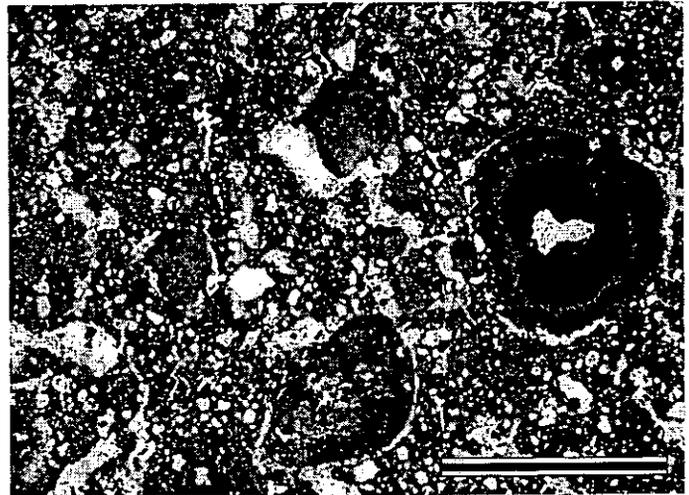


Figura 5.75. Matriz micrítico-terrígena (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

3. 2. INTERPRETACIÓN

SUBFACIES DE CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y MASIVAS CON GASTERÓPODOS (C_B)

Los materiales que componen la Subfacies de calizas bioclásticas y masivas con gasterópodos (C_B) forman un grupo heterogéneo que caracteriza principalmente ambientes de margen lacustre a ambiente lacustre litoral somero. Dentro de esta subfacies, se puede realizar una diferenciación básica en el ámbito interpretativo, entre

niveles con gasterópodos de estructura masiva con huellas de raíces, y niveles bioclásticos, si bien, en ocasiones, las diferencias no son relevantes.

La existencia de niveles de esta subfacies con numerosos rasgos asociados a procesos de exposición periódica (como brechificación, nodulización, grietas de desecación, génesis de pseudomicrokarst, y ciertas texturas fenestrales) indican por lo general lagos poco profundos de márgenes fluctuantes, con períodos de emersión notables. Del mismo modo, el aspecto masivo de estos carbonatos, así como la falta de laminaciones definidas sugieren aguas no estratificadas del lago. Los niveles con escasa diversidad de fauna, prácticamente basada en gasterópodos, en ocasiones fragmentados, están reflejando unas condiciones poco propicias para la colonización biológica.

Así, la lámina de agua debió ser muy somera y sujeta a oscilaciones periódicas, que pueden provocar la removilización de componentes, generalmente gasterópodos o pequeñas formaciones tobáceas que generan tobas detríticas. De cualquier forma, estos carbonatos se acompañan de un mayor porcentaje de terrígenos que los términos más bioclásticos, lo cual indica una posición más marginal dentro de los sistemas lacustres, o aguas muy someras dentro de un sistema efímero.

Por otra parte, la formación de microtexturas grumosas y peloidales está en relación con procesos de carácter físico y/o biológico. La desecación de un sedimento puede provocar la formación de intraclastos que son susceptibles de ser removilizados en nuevas subidas del nivel de aguas del lago y arrastrados hacia áreas más profundas. Cuando todo este proceso es subacuático, tienden a formarse texturas grumoso-peloidales, que son frecuentemente cementadas por esparita, mientras que, si el proceso es subaéreo, los intraclastos tendrán morfologías angulosas y serán reconocidos nuevamente en el seno de una matriz. En muchos casos, el proceso de brechificación no supone una removilización efectiva, sino una alteración *in situ* del material. Por otra parte, en un gran número de ocasiones, las texturas grumoso-peloidales pueden ser inducidas por procesos de bioturbación.

Las calizas bioclásticas resultan indicativas de sedimentación bajo lámina de agua somera, siguiendo la línea de margen lacustre (Platt y Wright, 1991). Las calizas bioclásticas, que carecen de los rasgos más típicos de etapas de exposición subaérea, ratifican su condición de facies subacuática, si bien la presencia de niveles bioturbados puede ser indicativa de colonizaciones por parte de vegetación freatofítica, o eventuales exposiciones subaéreas del sedimento. La asociación faunística es claramente límnic (gasterópodos, ostrácodos, y caráceas). El grado de conservación de los restos fósiles indica el ambiente energético de deposición, encontrándose completos cuando la sedimentación se realiza en ambiente tranquilo, con baja energía en el fondo de lagos de agua dulce. La presencia habitual de caráceas lleva a pensar en profundidades someras (Murphy y Wilkinson, 1980) por lo general, inferiores a 10 m (Flügel, 1982) o 15-20 m (Cohen y Thouin, 1987). La ausencia de restos carbonosos o laminaciones destacables, indica que se trata de lagos holomícticos sin estratificación temporal o permanente de

aguas. A escala microscópica, las laminaciones encontradas en niveles ricos en ostrácodos pueden ser producto de un efecto de compactación, con reorientación horizontal de las valvas. La buena oxigenación del fondo del lago viene reflejado en una ausencia de restos de pirita. La baja proporción o ausencia de terrígenos indica que los aportes externos quedarían atrapados a modo de filtro por la vegetación desarrollada en un cinturón pantanoso (Freytet y Plaziat, 1982).

SUBFACIES DE CALIZAS NODULOSAS (C_N)

Las subfacies de calizas nodulosas (C_N) se caracterizan por una serie de rasgos postsedimentarios que se encuentran ligados a la evolución edáfica de un depósito calizo previo. La emersión subaérea de un sedimento calcáreo lacustre lleva consigo la desecación-brechificación, así como la bioturbación del mismo, erigiéndose éstos en los principales procesos modificadores de la texturas deposicionales.

La interpretación de las litofacies de calizas nodulosas queda así ligada a la oscilación del nivel de aguas de un lago somero. Las caídas del nivel de aguas se reflejan en la intensificación de los procesos modificadores de las texturas deposicionales. La nodulización y la brechificación representan dos procesos estrechamente asociados en un mismo ambiente por la evolución diagenética de depósitos lacustres sometidos a exposición subaérea (Sanz-Montero, 1994).

SUBFACIES DE CALIZAS LAMINADAS CON GASTERÓPODOS Y CARÁCEAS (C_L)

Las subfacies de calizas laminadas con gasterópodos y caráceas (C_L) es característica de un ambiente deposicional típicamente lacustre, en zona litoral-sublitoral. Presenta una serie de rasgos fundamentales que reafirman su génesis lacustre somera:

- a) Ausencia de rasgos de exposición subaérea, como bioturbaciones, brechificaciones, nodulizaciones, etc...
- b) Existencia de una marcada y fina laminación.
- c) Presencia de fauna-flora límnic: caráceas, gasterópodos, ostrácodos que normalmente se presentan completos o en excelente estado de conservación. En la mayoría de los casos pueden llegar a encontrarse los opérculos de los gasterópodos, como evidencia del bajo grado energético de la deposición de esta facies.
- d) Ausencia de terrígenos, o presencia en escasos porcentajes.
- e) Ausencia de procesos de cementación o recristalización.

Todos estos rasgos reafirman una génesis de estos depósitos bajo lámina de agua permanente y estable, aunque somera, donde las fluctuaciones del nivel del agua han sido escasas. La presencia de depósitos tobáceos autóctonos de poca entidad así como depósitos de removilización tobácea, incluyendo fitoclastos y oncoides, puede ser

indicativo de desembocaduras de canales o momentos con una leve fluctuación del nivel de aguas del lago, que permite el establecimiento de un flujo laminar en aguas muy someras que favorece la formación de pequeños edificios tobáceos. Litofacies similares a las descritas han sido estudiadas por Buccino *et al.* (1978) en el complejo tobáceo Pleistoceno del Valle Tanagro (Italia), donde los carbonatos laminados se encuentran ligados a diferentes litofacies de ámbito tobáceo, como en esta subfacies.

SUBFACIES DE CALIZAS TOBÁCEAS (C_T)

La interpretación de las subfacies de calizas tobáceas (C_T) presenta un especial interés dentro del conjunto de litofacies calcíticas deposicionales, ya que son volumétricamente muy importantes en la Unidad Superior.

La interpretación y análisis sedimentológico de facies carbonáticas tobáceas y fluviolacustres en el registro sedimentario del Terciario continental de diversas cuencas de la Península Ibérica se ha plasmado en notables trabajos como los de Ordóñez y García del Cura (1977), Nickel (1983), Anadón y Zamarreño (1979) o Anadón y Utrilla (1993). Una de las bases más importantes para el estudio de sistemas tobáceos del pasado es el análisis detallado de los sistemas tobáceos actuales, como los realizados por Irion y Müller (1968b), Buccino *et al.* (1978), Ordóñez y González (1979), Ordóñez *et al.* (1980), Ordóñez y García del Cura (1983), Emeis *et al.* (1987), Freydet y Plat (1991), o Pedley (1993). Estos estudios proporcionan una herramienta fundamental para la reconstrucción paleogeográfica, paleoambiental, así como para la modelización del funcionamiento de complejos tobáceos existentes en secuencias sedimentarias semejantes, en un contexto estratigráfico y con edades similares de gran parte de las cuencas terciarias ibéricas.

La caracterización de todo sistema tobáceo requiere modelos de clasificación de estos depósitos. Irion y Müller (1968b), Schneider *et al.* (1983), o Pentecost y Lord (1988) han realizado clasificaciones tobáceas desde un punto de vista botánico denominando los depósitos en función de la vegetación asociada; Geurts (1976) propone una clasificación basada en parámetros físicos y bioquímicos. Para la realización de la presente Tesis Doctoral, se ha adoptado la nomenclatura de Pedley (1990), quien realiza una clasificación de las tobas calcáreas con una revisión de modelos ambientales, redefiniendo y compilando observaciones petrológicas de los trabajos de Buccino *et al.* (1978), Ordóñez y García del Cura (1983) y Chafetz y Folk (1984).

Los edificios tobáceos pueden generarse a favor de surgencias kársticas, canales fluviales, zonas pantanosas, y zonas someras de lagos (Pedley, 1990). Básicamente, las facies tobáceas reflejan la incrustación de hidrofitas y macrofitas semiacuáticas (caráceas y briofitas, fundamentalmente) mediante cementos esparíticos isópacos constituidos por calcita (LMC) y/o biofilms micríticos cuyo desarrollo es función de la dinámica de flujo y de la biota asociada (Pedley, 1992). Asociados a los depósitos tobáceos autóctonos

existen una serie de estructuras, cuya interpretación es básica para la comprensión del funcionamiento de un sistema tobáceo.

Interpretación de la génesis de oncoides, nódulos algales y domos estromatolíticos asociados a sistemas tobáceos.

Los oncoides constituyen un elemento común en el registro sedimentario, tanto en medios marinos como continentales. Las interpretaciones genéticas más clásicas indican que los oncoides son representativos de un cierto nivel de turbulencia de aguas, necesario para un periódico volteo que permite un crecimiento cianobacteriano por todas las caras del oncoide (Dahayanake, 1977, 1983; Flügel, 1978; Leinfelder y Hartkopf, 1990). Sin embargo, otros autores han descrito crecimientos *in situ*, sin ningún tipo de movilización de las partículas, tanto en lagos, márgenes lacustres o sabkhas (Jones y Wilkinson, 1978; Casanova y Lafont, 1985; Dahanayake *et al.*, 1985), como en ríos (Golubic y Fischer, 1975).

Los componentes oncolíticos se encuentran, a menudo, en estrecha relación genética con la formación de estructuras estromatolíticas en corrientes fluviales saturadas a sobresaturadas en calcita, debido a la existencia de áreas fuente carbonatadas. La génesis de los oncoides se encuentra así mismo, en estrecha relación con las condiciones medioambientales necesarias para el desarrollo de cianobacterias; así, la luz diurna y una adecuada oxigenación de las aguas son necesarias para el crecimiento de estas últimas (Ordóñez y García del Cura, 1983). La turbidez del agua, que es función de la cantidad de sólidos disueltos, impide la penetración de la luz diurna y la actividad fotosintética de las algas (Ordóñez y García del Cura, 1983). Esta característica, junto con la aireación a través de la superficie del agua, constituyen dos importantes mecanismos de reposición del oxígeno que se consume en los procesos de respiración. En condiciones de flujo laminar, los procesos de aireación son insignificantes comparados con la actividad fotosintética algácea. Por ello, la ausencia de sólidos en suspensión es necesaria para asegurar la luz diurna y los aportes de oxígeno (Ordóñez y García del Cura, 1983).

En medios continentales, los oncoides han sido descritos asociados tanto a márgenes lacustres (Ordóñez y García del Cura, 1977; Osborne *et al.*, 1982; Dean y Fouch, 1983; Sanz-Montero, 1994) como a cauces fluviales (Ordóñez y García del Cura, 1977; Ordóñez *et al.*, 1980; Anadón y Zamarreño, 1979; Ordóñez y García del Cura, 1983; Nickel, 1983, Sanz-Montero, 1994). Como se ha reflejado en las descripciones anteriores, las formas con laminaciones estromatolíticas asimilables a cianobacterias, no están restringidas a los oncoides en sus distintas morfologías, sino que, además hay también nódulos algales, domos y tapices estromatolíticos.

Las morfologías estromatolíticas se han relacionado con su aparición en diferentes medios deposicionales; de este modo, generalmente las morfologías globosas son descritas en el centro de canales fluviales (Freytet y Plaziat, 1965; Nickel, 1983), mientras que las formas cilíndricas, masivas, planares, quedan en los márgenes de canal (Freytet y

Plaziat, 1965), y las de laminación abierta ligadas a un sustrato corresponden a llanura de inundación (Nickel, 1983).

Edificios estromatolíticos con morfologías globosas, en forma de coliflor, o domos de 0.2-1 m de diámetro, a menudo coalescentes, similares a los distinguidos en los depósitos tobáceos de Unidad Superior, han sido descritos en carbonatos lacustres del Oligoceno de la Cuenca de Campins (Anadón y Utrilla, 1993). Uno de los mejores ejemplos de la amplia distribución y gran variabilidad morfológica de depósitos algales en secuencias sedimentarias aluviales ha sido descrito por Anadón y Zamarreño (1979) en el Paleógeno de la Cuenca del Ebro; los mayores oncoides y estromatolitos se dan en ambiente aluvial, donde los domos estromatolíticos pueden alcanzar algunos metros de largo distribuidos en márgenes de canales fluviales en áreas distales de abanico, probablemente en relación con la constante renovación de nutrientes en el agua. Por el contrario, en ambientes lacustres y palustres sólo encontraron pequeños oncoides y envueltas estromatolíticas.

Nuestras observaciones en los materiales fluviolacustres de la Unidad Superior relacionan la aparición de estructuras algales con morfologías canalizadas de escala muy variable. En general, exceptuando los canales fluviales con carga terrígena de techo de la Subunidad L_R-SUP, gran parte de las formaciones algales se encuentran en estrecha asociación con los sistemas tobáceos (edificios fitohermales o autóctonos y sus depósitos de removilización tobácea) de la Subunidad T_A-SUP, fundamentalmente ligadas a corrientes de carácter fluvial.

Los domos y pavimentos estromatolíticos, corresponden a morfologías de necesario desarrollo sobre un sustrato ligado a un canal. Sólo se han localizado estas estructuras asociadas a canales principales dentro del drenaje del sistema tobáceo, de gran envergadura, como los descritos en el área de Velilla de Jiloca y Belmonte. La formación de sustratos estables en canales con secuencias de relleno clásticas, se encuentra necesariamente ligado a la génesis de un sistema de fitohermos y barreras tobáceas capaces tanto de colonizar y estabilizar un sustrato en el fondo del canal, como de actuar a modo de represa, formando pequeñas lagunas donde existe un estancamiento de aguas o un flujo en régimen laminar. La rareza con que aparecen las formas estromatolíticas con desarrollo laminar, puede responder tanto, a la ausencia de un sustrato duro con la suficiente extensión como para ser colonizado, como a la dificultad para preservar una costra estromatolítica en caso de ser removilizada, ya que son morfologías que no se prestan a un transporte fácil (Arribas, 1985).

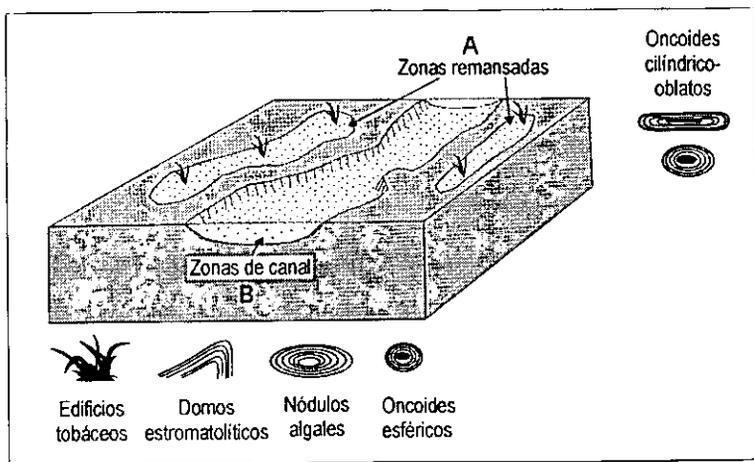
Las estructuras algales no ligadas al sustrato, como los oncoides y nódulos algales, se caracterizan porque en origen presentan texturas esponjosas y baja densidad, de modo que su tamaño no refleja exactamente las condiciones hidráulicas, es decir, su tamaño hidráulico equivalente se encuentra muy desproporcionado respecto al diámetro de los clastos terrígenos en las formaciones canalizadas; de este modo, la energía de flujo

sería menor de la que en un principio pudiera deducirse por los tamaños de oncoides y nódulos algales.

En lo que se refiere a las morfologías de oncoides y nódulos algales, existe una clara relación entre las morfologías de mayor esfericidad y canales bien definidos, con importante carga terrígena adecuadamente seleccionada, que usualmente hace funciones de núcleo en los oncoides. La alternancia de períodos de alta energía en el canal, con períodos de eventual descenso de la energía del medio, que permite la colonización de soportes por algas cianofíceas, debe estar relacionada con la génesis de estas morfologías. En gran parte, las morfologías se corresponden con un carácter heredado a partir de la propia morfología del núcleo clástico. Aunque usualmente se trata de componentes terrígenos, también puede tratarse de componentes carbonáticos detríticos arrastrados a través del propio canal, alcanzando niveles de alta esfericidad por la gran eficacia de transporte de los canales.

Las morfologías cilíndrico-ovoides se encuentran en estrecha relación con soportes vegetales, como fragmentos de ramas, tallos y hojas de plantas, como han indicado Freydet y Plaziat (1965), Pedley (1990), o Anadón y Utrilla (1993) en ambientes lacustres y fluviales. En este caso, la génesis de estos morfotipos no implica necesariamente un alto grado de transporte, ni unas condiciones de alto régimen de flujo, sino un flujo laminar (en ocasiones estancamientos) estrechamente ligado a depósitos tobáceos autóctonos, de cuya disgregación se alimenta. En el mismo sentido, la génesis de las tobas intraclásticas y fitoclásticas se encuentra en relación con eventuales avenidas capaces de fragmentar los fitohermos incipientemente cementados, con la consiguiente acumulación de los depósitos de removilización tobácea a favor de barras longitudinales o canales de pequeña envergadura.

En todo caso, tanto para las morfologías oncolíticas esféricas como para las cilíndrico-ovoides, la talla puede ser altamente variable, así como su carácter clasto o matriz soportado. La matriz de los niveles oncolíticos puede presentar alta variabilidad, aunque en la mayoría de los casos tiene un origen detrítico, con acumulación de terrígenos, o fragmentos tobáceos, bioclásticos. Esta matriz tiene su origen en un probable efecto de tamizado producido por los componentes de tipo oncolítico, ya que



en el fondo de canal, los oncoides se desplazan por volteo, mientras que la fracción fina, se moviliza por suspensión o saltación. Cuando la energía del medio decrece, los componentes de la fracción fina ocupan los intersticios

Figura 5.76. Ambiente genético de las diferentes formas algales.

existentes entre oncoides. Los términos más enriquecidos en matriz micrítica (*wackestone-packstone*) pueden corresponderse con eventuales desembocaduras de canales oncolíticos en pequeñas lagunas con aguas estancadas o en régimen de flujo muy lento que pueden generarse por un efecto de barrera producido por fitohermos y depósitos tobáceos autóctonos.

Así, a modo de resumen sobre la génesis de estructuras algales, se pueden distinguir dos ambientes deposicionales básicos (Fig. 5.76):

- a) Canales activos; en ellos, la colonización de soportes por algas cianobacterias, dando lugar a oncoides y nódulos algales, se produce durante períodos de bajo régimen de flujo, con removilización las estructuras formadas en momentos de gran descarga. En momentos de régimen de flujo lento, se produciría un movimiento suave periódico del material que ejerce de núcleo, desarrollándose tejidos algales concéntricos. En episodios de crecida, se produce el arrastre masivo de los oncoides a lo largo del canal, pudiendo generarse barras longitudinales. La formación de domos algales y estructuras laminares estromatolíticas en el fondo de canales activos requiere substratos más o menos firmes, o la existencia de un fitohermo previo sobre el que desarrollarse en un momento de baja energía relativa, que en algunos casos puede deberse a la deceleración del flujo en relación con la presencia de barreras tobáceas.
- b) Zonas de aguas remansadas en márgenes de canal, o en relación con superficies donde predomina un régimen de flujo laminar. En nuestras observaciones, descartamos un origen en ambiente de aureola-margen lacustre ya que, las relaciones de facies muestran en todo momento su asociación con depósitos sedimentarios formados en un régimen de flujo laminar. En momentos de avenidas episódicas, la corriente puede llegar a arrastrar y acumular los oncoides hacia zonas deprimidas, o bien acumularlos sobre el substrato en forma de manto.

Interpretación de los procesos de calcificación en sistemas tobáceos

Mecanismos de calcificación

Uno de los principales temas de debate en la génesis de las calcificaciones y encostramientos sobre diferentes soportes en sistemas tobáceos se centra en el origen orgánico-inorgánico del proceso de precipitación de calcita.

Como evidencia de un origen básicamente inorgánico, Pentecost (1978) demostró experimentalmente que menos de un 3% de todo el carbonato cálcico precipitado dentro de sistemas tobáceos se relaciona directamente con un cambio en el equilibrio asociado con el CO₂ tomado durante la fotosíntesis cianobacteriana. Lorañ y Herman (1988)

destacan que el CO_2 tomado por organismos como algas o musgos tiene un efecto insignificante en la génesis de depósitos tobáceos en comparación con la desgasificación inorgánica de CO_2 producida por la agitación de las aguas, que incrementa la sobresaturación en calcita lo suficiente como para superar las barreras cinéticas para la nucleación y crecimiento de cristales de calcita.

Sin embargo, existen abundantes evidencias procedentes de sistemas tobáceos activos y fósiles (Golubic, 1973; Casanova, 1981; Chafetz y Folk, 1984; Kempe y Emeis, 1985; Weijermars *et al.*, 1986) que muestran que la precipitación de carbonato cálcico es más rápida e intensa en las proximidades de cúmulos de vegetación fotosintética, especialmente musgos (Weijermars *et al.*, 1986), cianobacterias (Monty y Mas, 1979) y algas cocoides en relación con aguas hidrotermales (Chafetz y Folk, 1984).

Emeis *et al.* (1987) realizaron un balance entre el control químico y biológico en la deposición de travertino en lagunas interconectadas por saltos de agua en el Parque de Plitvice (Croacia), indicando que el peso mayoritario de la precipitación de calcita recae en factores biogénicos. Las investigaciones micromorfológicas de estos autores sugieren la existencia de un efecto "pegamento" en el inicio de la precipitación de calcita en el área de Plitvice. Las diatomeas epifíticas y las cianobacterias segregan un mucus enriquecido en ácido aspártico como respuesta a las altas concentraciones de Ca^{2+} . Este mucus atrapa partículas micríticas que están suspendidas en aguas turbulentas y que actúan como núcleos para una consiguiente precipitación inorgánica (Fig. 5.77).

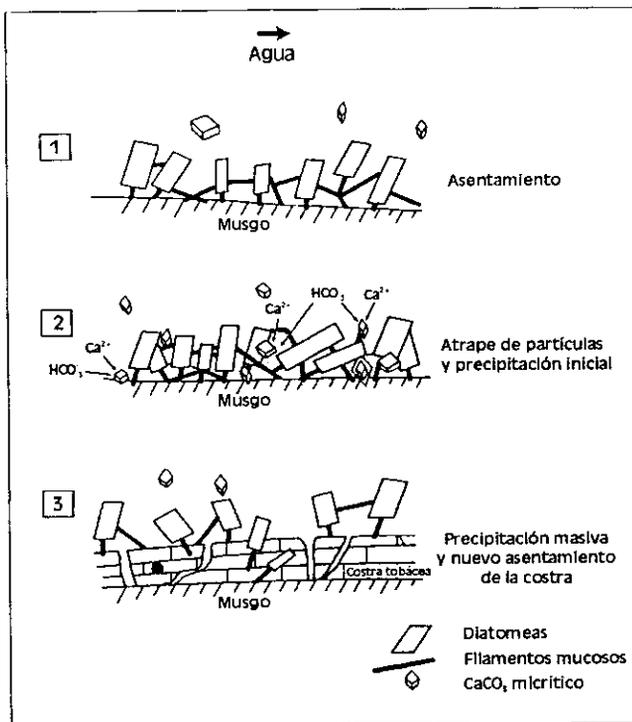


Figura 5.77. Fases de encostramiento de musgo por procesos orgánicos e inorgánicos durante la formación de carbonatos tobáceos (modificado de Emeis *et al.*, 1987).

Las algas cianofíceas son habitualmente reconocidas como flora epifítica que participa en los procesos de calcificación en sistemas tobáceos; de acuerdo con Pentecost y Riding (1986), *Phormidium incrustatum*, *Schizothrix Calcicola*, y en menor proporción, *Rivularia*, son encontrados usualmente en capas superficiales de los soportes que integran las tobas calcáreas. Pentecost y Riding (1986) concluyen que algunas cianobacterias poseen especificidad para la calcificación, aunque ninguna constituye necesariamente un organismo calcificante; así, encuentran que la mayoría de las cianobacterias calcificantes poseen vainas mucilaginosas (2-10 μm de diámetro), con las excepciones de

Scytonema y *Plectonema* que poseen vainas no mucilaginosas. La mayoría de las formas calcificantes pertenecen al grupo de las *Oscillatoriaceae*, como *Plectonema*, *Schizothrix calcicola*, y *Phormidium incrustatum*, aunque hay otros grupos importantes como las *Scytonemataceae* y *Rivulariaceae*, que incluyen respectivamente *Scytonema hoffmanii* y *Rivularia haematites* (Monty, 1976; Pentecost y Riding, 1986).

La calcificación de algas cianofíceas puede dar lugar a una amplia variedad de formas cristalinas, como son cristales pseudorrómbicos dentro y sobre la vaina, cristales planares sobre la superficie, o cristales dendríticos dentro y fuera de la vaina (Fig. 5.78). La calcificación puede consistir en la impregnación de la vaina por los cristales de calcita, o en la encostración de la misma para formar una corteza externa (Burne y Moore, 1987). Generalmente, se ha relacionado la actividad fotosintética de las cianobacterias que toman CO₂ de aguas saturadas en calcita con la elevación del pH y subsiguiente precipitación de carbonato cálcico. Aunque este proceso se encuentra controlado biológicamente, el mecanismo de mineralización es en todo caso inorgánico.

Raven (1980) ha demostrado que la calcificación puede ser inducida por la facultad de algunas plantas para transportar HCO₃⁻ dentro de su estructura, en ambientes de bajo pH y liberar iones OH⁻. Sin embargo Pentecost y Riding (1986), indican que aunque la actividad fotosintética puede formar parte importante de la calcificación de algas eucariotas, no es tan importante en la calcificación de cianobacterias porque no poseen rasgos anatómicos especiales para inducir la calcificación, y porque las tasas de crecimiento son generalmente bajas. Pentecost (1985) considera que la calcificación puede ser debida a un proceso de nucleación heterogénea de cementos carbonáticos en el interior y sobre la vaina. Los grupos ionizables carboxílicos que existen en las vainas de polisacáridos pueden atraer iones calcio y proveer lugares favorables para la nucleación de cristales de carbonato. Así, la calcificación depende sólo parcialmente de los microorganismos ya que requiere condiciones ambientales que favorezcan tanto la precipitación de calcita como presencia de materia orgánica (vainas de polisacáridos) que aporte lugares para la nucleación cristalina.

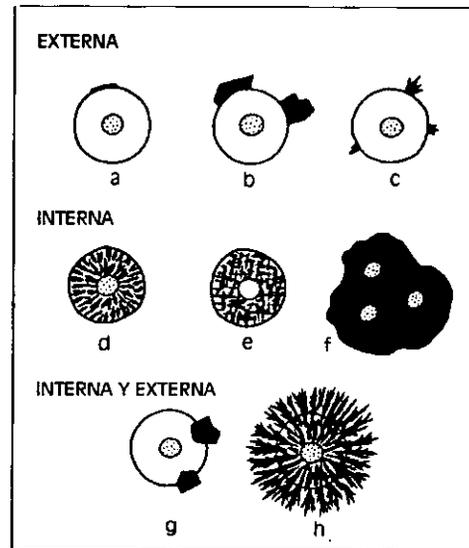


Figura 5.78. Estilos de calcificación en cianobacterias en sección transversal. (a-c) Externa, parcial; (d-f) Interna, relativamente completa; (g-h) Interna y externa (modificado de Pentecost y Riding, 1987).

Mecanismos de cementación de los depósitos tobáceos

En un depósito tobáceo, la cementación que se desarrolla sobre todas las superficies expuestas de un fitohermo proporciona una acumulación de capas de calcita

con bajo contenido en Mg que forman encostramientos de hasta varios centímetros de espesor, interconectando los diferentes elementos soportes de la toba. La porosidad que queda ubicada entre los diferentes elementos encostrados es a menudo rellena con carbonato detrítico, terrígenos o peloides (Pedley, 1992).

El desarrollo de cementos isópacos de calcita alrededor de soportes macrofíticos en sistemas tobáceos actuales de aguas continentales dulces se encuentra estrechamente relacionado con la presencia de microflora epifítica, en concreto con cianobacterias (*Oscillatoria*) (Pedley, 1992) y bacterias heterotróficas (Fig 5.79). Existen un gran número de estudios desarrollados en tobas calcáreas recientes y cuaternarias (Irion y Müller, 1968b; Pentecost, 1978; Monty y Mas, 1979; Pedley, 1980, 1987) que indican que los principales géneros de cianobacterias implicados en estos procesos son *Schizothrix* y *Phormidium* cuyas vainas de mucosa de polisacáridos son capaces de adherir y precipitar partículas de carbonato (Pentecost y Riding, 1986). Sin embargo, otras cianobacterias calcificantes, como *Rivularia*, representan otro mecanismo de calcificación mediante el cual el carbonato cálcico es asimilado de forma pasiva durante el metabolismo, y el excedente es eliminado del sistema por precipitación intracelular en las vainas mucilaginosas externas (Pedley, 1992). Por otra parte, la relación de las bacterias heterotróficas con la cementación de carbonato parece evidente (Krumbein y Cohen, 1977; Krumbein, 1979) proporcionando la cobertera mucilaginosa bacteriana un substrato susceptible para la precipitación de carbonato hasta cubrir completamente las células bacterianas, de morfología comúnmente esférica.

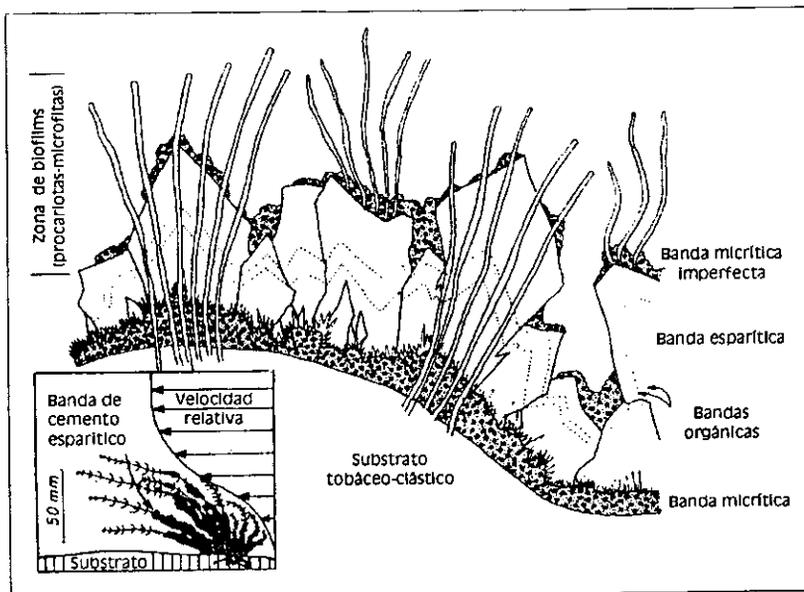


Figura 5.79. Modelo de flujo rápido en el que la generación de bandas esparíticas es dominante sobre las micríticas (modificado de Pedley, 1992).

Pedley (1992) indica que gran parte de los cementos esparíticos isópacos en empalizada presentes en los depósitos tobáceos autóctonos son producto de precipitación físico-química inorgánica. Sin embargo, estos depósitos se caracterizan por la intercalación de franjas micríticas igualmente isópacos con evidencias de presencia de cianobacterias en ellas, que parecen formarse solamente con la presencia de procariotas

y vegetación microfítica (Pedley, 1992). Cuando el flujo acuático es demasiado rápido (en cascadas y saltos del agua), la colonización biológica queda dificultada y las franjas micríticas quedan pobremente desarrolladas o ausentes. Por el contrario, si el flujo es lento (en barreras y ambientes palustres), las franjas micríticas están bien desarrolladas, mientras que los cementos esparíticos son reducidos o eliminados.

4. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LOS CARBONATOS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

Aunque en este capítulo se lleva a cabo una caracterización geoquímica isotópica de las diferentes litofacies deposicionales carbonáticas, en el capítulo 7, se ampliará el estudio geoquímico de los carbonatos deposicionales junto con los carbonatos de origen diagenético, presentándose datos de geoquímica elemental.

4. 1. PRESENTACIÓN DE DATOS ISOTÓPICOS

En este apartado se realiza una caracterización de los grupos de carbonatos deposicionales descritos en función de sus relaciones isotópicas de oxígeno y carbono. Para ello, se dispone de datos pertenecientes a dolomitas, magnesitas y calcitas deposicionales de diferentes sectores y unidades mayores de la Cuenca de Calatayud. En el capítulo 7, concerniente a la descripción e interpretación de carbonatos diagenéticos de la cuenca, se incluirán las señales isotópicas correspondientes a los mismos, en relación con los deposicionales. En algún caso, se han incluido también los datos isotópicos procedentes de Mayayo *et al.* (1998).

4. 1. 1. MAGNESITAS

Las magnesitas han sido principalmente muestreadas en secuencias evaporíticas de la Unidad Inferior (sección de Asador San Ramón, SR) donde se ha llevado a cabo un estudio isotópico de detalle entre pares de magnesita deposicional-calcita diagenética (ver capítulo 7). Por otra parte, se añaden otros datos isotópicos de magnesitas pertenecientes tanto al techo de la Unidad Inferior, como a la Unidad Intermedia, como se han reflejado en la Tabla 5.1.

Las magnesitas del Asador San Ramón (SR) poseen un δO^{18} que oscila entre -2 y 5, y un δC^{13} entre -6 y -8,2 (Fig. 5.89). Por el contrario, otras magnesitas de la cuenca, poseen un δO^{18} semejante a las de SR, pero sin embargo, son más ricas en C^{13} , presentando unos valores de δC^{13} que oscilan entre -2,5 y -4,3; en la Fig. 5.80 se puede observar con claridad las diferencias en el δC^{13} de los dos grupos.

Tabla 5.1. Relaciones isotópicas de oxígeno y carbono para las magnesitas de la Cuenca de Calatayud.

Muestra	Descripción	Cal	Dol	Mag	Yes	Cel	Fil	Q	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	
SR1-1	Lámina de magnesita entre niveles de yeso nodular			82				16	2	4,9	-7,3
SR1-2	"			88				10	2	4,4	-7,1
SR1-3	Lámina de magnesita-calcita entre niveles de yeso nodular	10		60				27	3	3,4	-6,5
SR1-4	"	24		52	2			19	3	1,8	-6,6
SR1-5	"	52		34				12	2	1,3	-6,8
SR1-6	"	61		26	1			10	2	0,1	-6,8
SR1-7	"	68		29	1				2	0,0	-6,8
SR1-8	"	81		14					5	-1,6	-7,1
SR2-1	Lámina de magnesita entre niveles de yeso nodular			93				5	2	3,6	-7,9
SR2-2	"			89				9	2	4,2	-8,1
SR2-3	Lámina de magnesita-calcita entre niveles de yeso nodular	48		40				9	3	1,0	-7,4
SR2-4	"	53		28				15	4	0,9	-7,2
Kar-3	Magnesita interlaminada con yeso			90					10	0,72	-4,28
Mar-2.3	Magnesita interlaminada con yeso			87	12	1				0,41	-1,94
Mar-3.7	Magnesita matricial de yeso nodular			97					3	3,41	-2,42

4. 1. 2. DOLOMITAS

Todos los datos de las relaciones isotópicas de oxígeno y carbono en dolomitas que se presentan, pertenecen a materiales dolomíticos de la Unidad Intermedia, principalmente de las secciones estratigráficas *Ses-2* (Sierra de Armantes), *Mar-2* y *Mar-3* (cercanas a la localidad de Mara), y finalmente *Vel-2* (cercana a Velilla de Jiloca). Las dolomitas presentan unos valores de δO^{18}

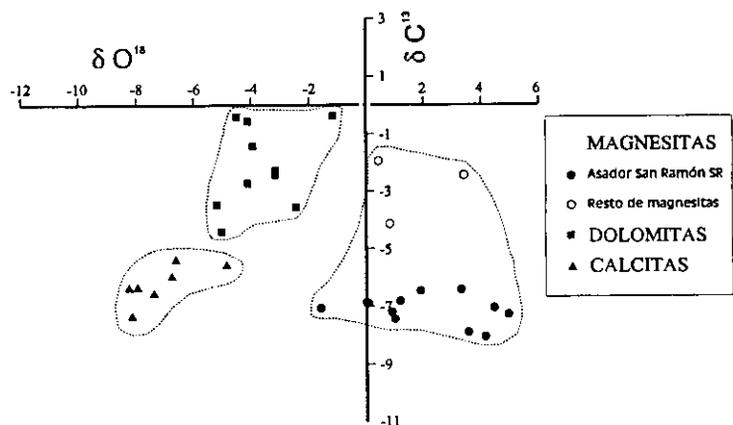


Figura 5.80. Representación gráfica de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los carbonatos deposicionales.

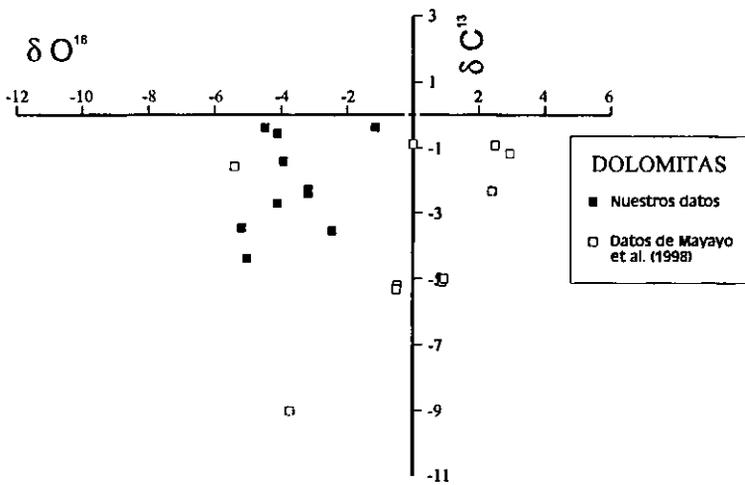


Figura 5.81. Representación gráfica de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de dolomías.

comprendidos entre -1 y -5,5, y de δC^{13} entre -0,2 y -4,5 (Tabla 5.2; Figura 5.80). En la Fig. 5.81 se comparan nuestros datos isotópicos en dolomías frente a los datos ofrecidos por Mayayo *et al.* (1998), observándose que muchas de las dolomías presentan valores netamente diferentes a los nuestros (δO^{18} : -1 a 3; δC^{13} : -0,5 a -5,5).

Tabla 5.2. Relaciones isotópicas de oxígeno y carbono para las muestras de dolomías de la Cuenca de Calatayud.

Muestra	Descripción	Cal	Dol	Mag	Yes	Cel	Fil	Q	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Mar-2.15	Carbonato laminado	77	20					3	-4,16	-0,57
Mar-2.18	Carbonato laminado	77	21					2	-4,55	-0,41
Vel-2.6	Carbonato laminado	85	13					2	-5,18	-3,46
Mar-3.3	Dolomía recristalizada		100						-3,23	-2,49
Mar-3.11	Dolomía pulvurulenta	18	80					2	-1,16	-0,19
Mar-3.12	Carbonato recristalizado	92	5					3	-5,01	-4,49
Mar-3.14	Doloesparita	17	82					1	-2,44	-3,55
Mar-3.15	Dolomicrita con pseudomorfos de yeso	56	42					1	-3,16	-0,12
Ses-2.0	Dolomicrita peloidal		100						-4,10	-2,85
Ses-2.16	Dolomía bioturbada		100						-3,90	-1,37

4. 1. 3. CALCITAS

Los datos de las relaciones isotópicas de oxígeno y carbono de las calcitas deposicionales de la cuenca pertenecen tanto a niveles de calizas del techo de la Unidad Intermedia como propiamente a la Unidad Superior. Las calcitas deposicionales presentan unos valores de δO^{18} comprendidos entre -4,8 y -8,4 y para el δC^{13} , entre -5,3 y -7,3 (Tabla 5.3. Fig. 5.80).

Tabla 5.3. Relaciones isotópicas de oxígeno y carbono en las muestras de calcita deposicional de la Cuenca de Calatayud.

Muestra	Descripción	Cal	Dol	Mag	Yes	Cel	Fil	Q	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Vel-2.9	Carbonato micrítico	97						3	-6,81	-6,94
Mar-1.7	Grainstone oncolítico	100							-7,28	-6,64
Mon-18	Canales laxos tobáceos	99						1	-8,37	-6,22
Vho-4	Grainstone oncolítico	98						2	-6,61	-5,37
Vel-1.9	Grainstone de caráceas	100							-8,18	-7,21
Mal-9	Grainstone oncolítico	98						2	-7,93	-6,23
Mal-14	Packstone de caráceas	100							-4,86	-5,49

4. 2. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS DE CARBONATOS DEPOSICIONALES

4. 2. 1. MAGNESITAS

La existencia de magnesita laminada de tamaño criptocristalino en asociación con facies salinas de la Cuenca de Calatayud, junto con los altos valores de δO^{18} sugieren un origen temprano (primario o sindiagenético) bajo condiciones evaporíticas. Los altos valores de δO^{18} están en concordancia con los datos isotópicos de otras magnesitas lacustres con texturas similares (Kralik *et al.*, 1989). Por otra parte, los bajos valores de δC^{13} sugieren un ambiente continental donde el agua se encontraría enriquecida en carbono orgánico derivado del suelo (Cañaveras *et al.*, 1998).

4. 2. 2. DOLOMITAS

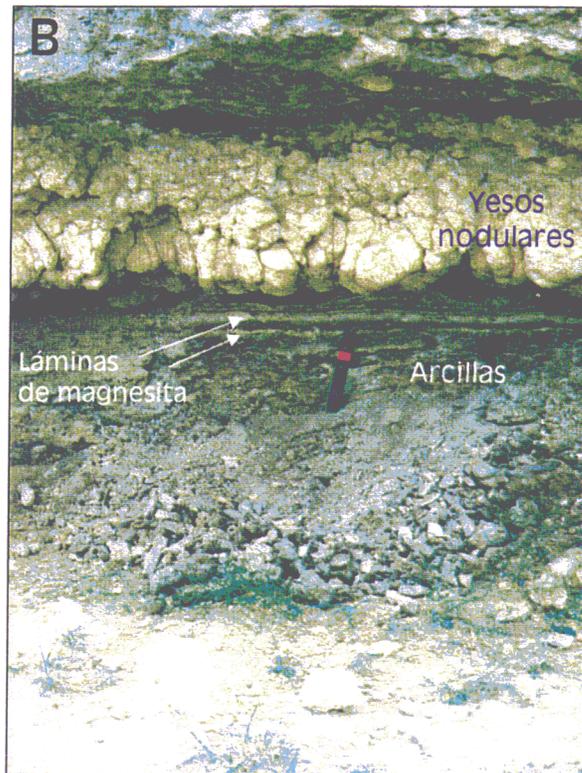
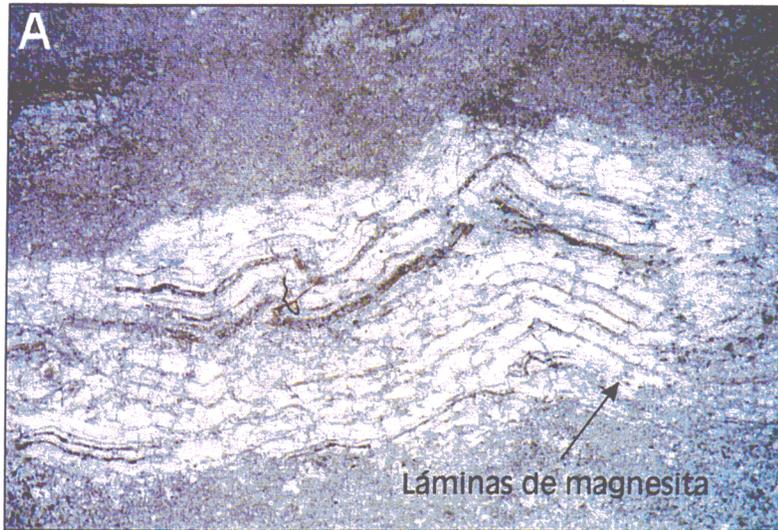
Las dolomitas de la Cuenca de Calatayud poseen una señal isotópica típica de unas condiciones de sedimentación lacustre somera (Bellanca *et al.*, 1992; Calvo *et al.*, 1995a). Un bajo contenido en O^{18} de estos carbonatos lacustres someros refleja la influencia de aguas enriquecidas en O^{16} de origen meteórico. Estas aguas suelen ir cargadas en CO_2 isotópicamente empobrecido, procedente de suelos orgánicos, lo que, de la misma forma que para las magnesitas se explicaría su δC^{13} negativo. También, el amplio rango que presentan (junto con los datos de Mayayo *et al.*, 1998) debe ser reflejo de la diversidad de microambientes y procesos que tienen lugar durante su depósito.

4. 2. 3. CALCITAS

Finalmente, las calcitas del techo de la Unidad Intermedia y de la Unidad Superior presentan señales isotópicas típicas de calizas tobáceas y palustres, es decir, de aguas enriquecidas en O^{16} con influencia del CO_2 derivado del suelo.

Lámina 1. a) Fino interlaminado de magnesita/arcillas deformadas de forma previa a su litificación. El espesor de lámina es menor que 1 cm. b) Interlaminado de magnesita/arcilla a base de niveles de yeso nodular. c) magnesita clástica asociada a un nivel arenoso de morfología canalizada y color ocre.

Lámina I



CAPÍTULO 6

ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN. RECONOCIMIENTO DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DE CALATAYUD

En este capítulo se realiza una descripción de las principales asociaciones de facies reconocidas en las distintas unidades sedimentarias del Neógeno de la Cuenca de Calatayud, destacándose el carácter secuencial de gran parte de las asociaciones de facies distinguidas. En algunos casos, la ordenación vertical de facies presenta un neto patrón cíclico que sirve de base para la realización, por primera vez, en el relleno neógeno de esta cuenca, de estudios de ciclicidad sedimentaria probablemente inducida por la variación de los parámetros orbitales (contribución alocíclica).

La descripción e interpretación de las asociaciones y secuencias de facies se lleva a cabo en función de los diferentes ambientes deposicionales de cada una de las unidades mayores del registro neógeno de la cuenca. Gran parte de los términos diferenciados en las asociaciones de facies y secuencias se corresponden con litofacies evaporíticas y/o carbonáticas descritas previamente, por lo que remitimos al lector a capítulos previos para la interpretación concreta de cada término que queda representado por su correspondiente código.

En las asociaciones de facies y secuencias se ha evitado incluir términos correspondientes a carbonatos de origen diagenético. Aunque su presencia es muy importante en la Cuenca de Calatayud, como se estudiará en los capítulos 7 y 8, el presente capítulo describe principalmente la organización en asociaciones de facies y secuencias de las facies deposicionales, en ocasiones precursoras de las diagenéticas.

Las asociaciones de facies y secuencias de este apartado han sido distribuidas de la siguiente forma:

Asociaciones de facies y secuencias de la Unidad Inferior.

- Asociaciones de facies y secuencias de la transición abanico aluvial-margen de lago salino (1-6).
- Asociaciones de facies y secuencias de margen lacustre-lago salino (7-8).

Asociaciones de facies y secuencias de la transición Unidad Inferior-Intermedia (Sierra de Armantes).

- Asociaciones de facies y secuencias de mudflat carbonático-margen lacustre (9-11).

Asociaciones de facies y secuencias de la Unidad Intermedia.

- Asociaciones de facies y secuencias de la transición abanico aluvial-margen lacustre (12-17).
- Asociaciones de facies y secuencias de la transición margen lacustre-lago salino (18-19).
- Asociaciones de facies y secuencias de ambiente palustre (20-23).

Asociaciones de facies y secuencias de la Unidad Superior.

- Asociaciones de facies y secuencias de abanico aluvial-canales fluviales (24).
- Asociaciones de facies y secuencias de ambiente fluviolacustre-tobáceo (25-28).
- Asociaciones de facies y secuencias de ambiente lacustre (29).

1. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INFERIOR.

En las asociaciones de facies de la Unidad Inferior, se han considerado dos ambientes deposicionales básicos: a) transición entre abanicos aluviales-márgenes de lago salino y b) lago salino.

1. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS

1. 1. 1. TRANSICIÓN ABANICO ALUVIAL-MARGEN DE LAGO SALINO

Asociación 1

Los dos términos que componen esta asociación de facies presentan una clara ordenación secuencial (Fig. 6.1):

a) Término inferior con potencia variable entre 4-6 m, de naturaleza siliciclástica, y está formado por lutitas y limos rojos con intercalaciones de niveles tabulares de arenisca (5-30 cm), con laminación paralela, cementada por yeso y a veces bioturbada, incluyendo clastos de magnesita (MT_D). Entre los niveles arenosos se encuentran niveles de magnesita laminada (MT_A) de baja pureza. Frecuente existencia de nódulos de yeso aislados en las arcillas.

b) Término superior de 10-80 cm de potencia, formado por yeso micronodular (A_N) (0,5-3 cm de diámetro) distribuido generalmente en subniveles difusos con una matriz arcilloso-magnesítica (MP_N).

En Fuentes de Jiloca, se reconoce una asociación de facies muy similar (Fig. 6.1) que consta de un tramo inferior (a) lutítico-limoso rojo de potencia muy variable (0,1-10 m), seguido de un tramo yesífero (b) (potencia media de 0,9-1 m), que se compone de yeso secundario con textura alabastrina masiva con cierta estructuración vertical, e individualización de nódulos a base (A_N). En ocasiones, este término es sustituido por grandes nódulos de yeso de hasta 2-3 m de diámetro.

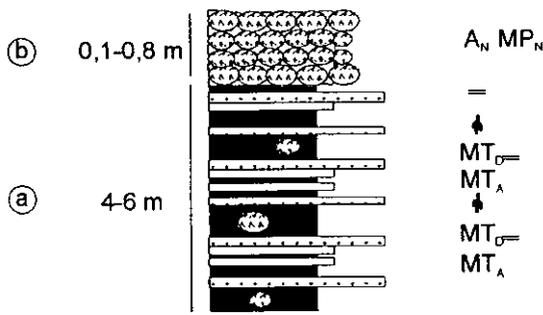
Asociación 2

Está formada por tres términos principales (Fig. 6.1) que se ordenan, de base a techo, de la siguiente forma:

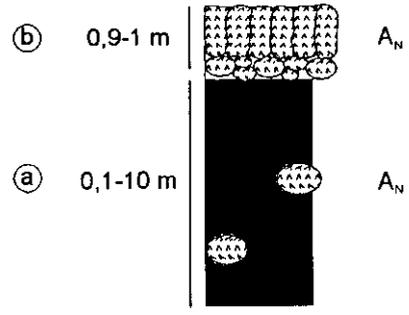
a) Término que consta de lutitas-limos de color rojo cuya potencia puede alcanzar hasta 6 m.

b) Lutitas de color verde-ocre de unos 1,3-1,5 m, que hacia techo pasan a un interlaminado arcilla/magnesita (MT_A). Este término puede presentar nódulos aislados de yeso secundario (A_N), así como venas de yeso fibroso (Y_F) en direcciones verticales-subverticales.

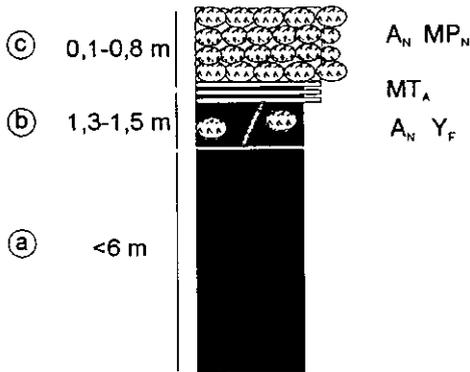
c) Término superior de esta secuencia, con espesor variable entre 10 y 80 cm, que está formado fundamentalmente por yeso micronodular secundario (A_N) en una matriz arcilloso-magnesítica (MP_N).



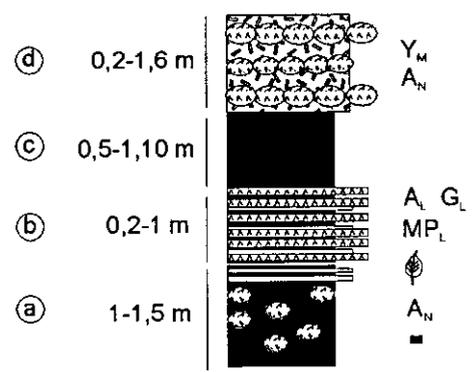
ASOCIACIÓN 1A



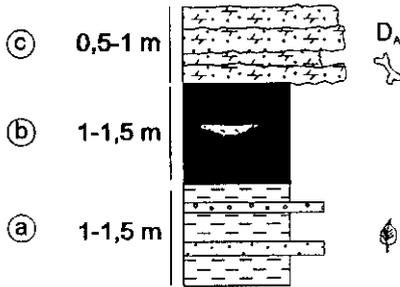
ASOCIACIÓN 1B



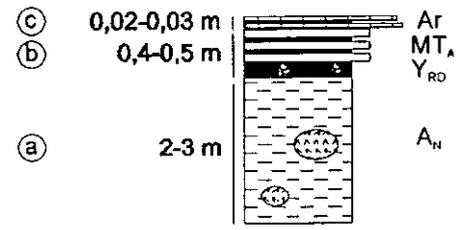
ASOCIACIÓN 2



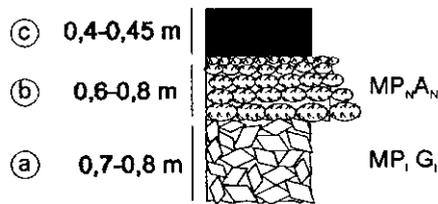
ASOCIACIÓN 3



ASOCIACIÓN 4



ASOCIACIÓN 5



ASOCIACIÓN 6

Figura 6.1. Asociaciones de facies y secuencias de la transición abanico aluvial-margen de lago salino (Unidad Inferior).

Asociación 3

No presenta carácter secuencial (Fig. 6.1). Se distingue:

- a) Un término de 1-1,5 m de potencia formado por margas-lutitas grises y verdes muy ocasionalmente bioturbadas con presencia de micronódulos de yeso (A_N) de unos 2 cm de diámetro y nódulos ferruginosos. Hacia techo de este término, se registra un cambio hacia margas magnésicas laminadas con restos vegetales.
- b) Término de potencia variable entre 0,2 y 1 m, que se compone de láminas alternantes de yeso secundario (A_L , G_L) (<0,5 cm) con láminas de magnesita y/o arcillas magnésicas (MP_L).
- c) Término de naturaleza siliciclástica formado por unos 0,5-1,10 m de arcillas verde-marrones de carácter masivo.
- d) Término final de 0,2-1,6 m compuesto fundamentalmente por niveles de yeso macrocristalino (Y_M) e intercalaciones de niveles continuos de yeso nodular (A_N) (15-20 cm).

Asociación 4

No posee carácter secuencial (Fig. 6.1), y se compone de:

- a) Término inferior de limos grises y anaranjados de aproximadamente 1-1,5 m de potencia con gran cantidad de restos vegetales, que incluyen algún nivel tabular de arenisca-conglomerado.
- b) Tramo de potencias similares, que se compone de arcillas y limos rojizos-verdes.
- c) Término final que está representado por niveles dolomítico-arenosos muy irregulares (0,5-1 m), organizados en ocasiones en subniveles de 3-4 cm, a veces con bases canalizadas (D_A). Estos niveles contienen restos de vertebrados.

Asociación 5

Esta asociación de facies, que presenta un marcado carácter secuencial (Fig. 6.1), y se compone de:

- a) Término basal de 2-3 m de lutitas-limos de colores grises claros y amarillentos, con estructura masiva y nódulos ocasionales de yeso (A_N).

b) Tramo de 40-50 cm de arcillas negras laminadas con intercalaciones de magnesita (MT_A), con agregados de yeso lenticular (Y_{RD}) y abundantes restos vegetales orientados.

c) Término final que se compone de niveles tabulares de aragonito y calcita, de hasta 2-3 cm de espesor, donde el aragonito se dispone de forma radial o con orientación oblicua.

Asociación 6

Esta asociación de facies, de carácter no secuencial (Fig. 6.1), consta de:

a) Término inferior de unos 70-80 cm de naturaleza arcilloso-magnesítica que constituye la matriz donde aparecen cristales euhedrales-discoïdales de glauberita (MP_I), en ocasiones anhidritizados.

b) Tramo de unos 60-80 cm, que está compuesto de yeso nodular secundario (A_N) de crecimiento desplazativo-reemplazativo en una matriz lutítico-magnesítica (MP_N). Existe una gradación en el diámetro de los nódulos, desde tamaños superiores a 40 cm en la base hasta micronódulos (1-2 cm) a techo.

c) Término que consiste en unos 40-45 cm de arcillas masivas gris-verdosas, si bien en ocasiones, en su lugar se encuentra otro tramo de similar espesor formado por arcillas versicolores con niveles tabulares aragonítico-calcíticos de 2-3 cm.

1. 1. 2. MARGEN LACUSTRE-LAGO SALINO

Asociación 7

Esta asociación de facies no presenta carácter secuencial (Fig. 6.2) y se compone de:

a) Tramo de unos 40-60 cm de yeso nodular secundario (A_N), donde el diámetro de nódulo alcanza los 10 cm, si bien el tamaño medio oscila entre 2 y 3 cm. Los nódulos muestran un carácter desplazativo, y en ocasiones presentan una orientación vertical.

b) Término de 1,5-2 m que consiste en yeso laminado (procedente de anhidrita y/o glauberita, A_L-G_L) que puede tomar un aspecto micronodular, y en el que aparecen intercalaciones magnesíticas (MP_L). También contiene niveles nodulares con pseudomorfo de glauberita a su base (G_N).

c) Término que se compone de unos 10-20 cm de arcillas oscuras interlaminadas con magnesita (MT_A).

d) Término final que se encuentra representado por unos 50-70 cm de niveles nodulares-masivos continuos con pseudomorfo de glauberita en su base, y con intercalaciones de magnesita y arcillas (A_N-G_N).

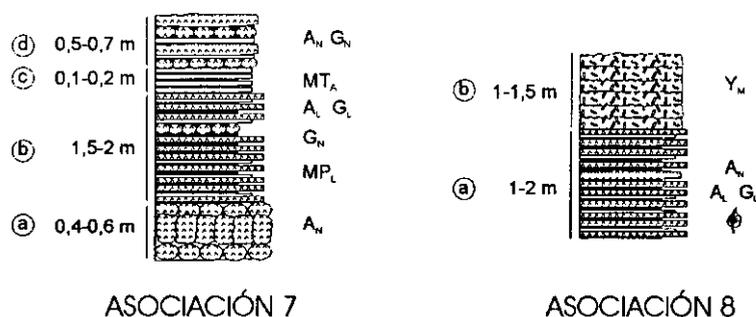


Figura 6.2. Asociaciones de facies y secuencias de margen lacustre-lago salino (Unidad Inferior).

Asociación 8

Esta asociación de facies presenta un marcado carácter secuencial (Fig. 6.2) y está formada por:

a) Término inferior, de 1-2 m de potencia, de yeso secundario laminado (procedente de anhidrita fundamentalmente y glauberita subordinada, A_L-G_L) con grosor de lámina de aproximadamente 1 cm e intercalaciones milimétricas arcillosas pardo-rojizas con algunos restos vegetales orientados. Localmente, se observan en este término niveles nodulares con continuidad lateral de 3-4 cm de espesor (A_N).

b) Término superior de 1-1,5 m de potencia que se compone de niveles irregulares de 10-15 cm formados a su vez por subniveles de aproximadamente 1 cm de potencia de yeso macrocristalino (Y_M).

1. 2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS. CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES

1. 2. 1. TRANSICIÓN ABANICO ALUVIAL-MARGEN DE LAGO SALINO

En apartados precedentes de la presente Tesis Doctoral, se ha reflejado la asimetría sedimentaria existente en los depósitos aflorantes de Unidad Inferior, con un gran desarrollo de las facies de abanico aluvial distal y amplios cambios laterales de facies según la dirección longitudinal de la cuenca, pero, sin embargo, con un pobre desarrollo de facies aluviales distales y cambios laterales de facies cortos según la

dirección transversal de cuenca. Por esta razón, realizamos un tratamiento individualizado de las asociaciones de facies y secuencias de cada sector.

SECTOR NOROCCIDENTAL-SURORIENTAL

En los sectores noroccidentales y surorientales de la cuenca, el ambiente sedimentario que definen las asociaciones de facies 1-3 corresponde a un medio de transición entre facies distales de abanico aluvial (Subunidad L_R -INF) y depósitos de margen de lago salino (Subunidad Y_{LN} -INF), reconociéndose extensas llanuras lutíticas "mudflat" (Hardie et al. 1978) formadas por depósitos de lutitas y limos rojos alimentados por sistemas canalizados de tipo braided, con presencia de nódulos de yeso.

Los canales efímeros de tipo braided caracterizan la parte media-distal de los abanicos aluviales (ver sondeos de la Junta de Energía Nuclear en el capítulo 3) haciéndose cada vez más someros hacia el pie del abanico de forma que su posición cambia rápidamente originándose un depósito sedimentario arenoso-limoso causado por corrientes laminares (Bull, 1972).

Los materiales limoso-lutíticos rojos en buena parte de las asociaciones de facies descritas corresponden al depósito de materiales finos transportados en flujo laminar (arroyada difusa) de baja energía en ambientes de llanura lutítica, con bajo gradiente, en la periferia de lagos salinos (Tunbridge, 1984). Estas áreas son rápidamente colonizadas por vegetales y hay procesos de hidromorfismo por la saturación en agua del sedimento tras un episodio de arroyada y/o lluvias intensas (Duchaufour, 1984). Las tonalidades rojizas son características de condiciones oxidantes y exposición continuada en la llanura lutítica.

El margen del lago salino quedaría representado por la existencia de facies de tipo lutítico-margoso de color verde, facies magnésicas y depósitos evaporíticos característicos de procesos de evaporación capilar o de aguas muy someras. La facies de arcillas/margas verdes y grises, a menudo con restos vegetales orientados, es indicativa de una deposición por decantación en períodos de dilución-expansión del lago salino. Los colores verdosos de estos materiales indican que han estado sometidos a condiciones reductoras, provocadas por una saturación en agua por largos períodos de tiempo (Retallack, 1988). Su deposición también puede ser característica de un encharcamiento efímero, en zonas ligeramente deprimidas entre dos lóbulos de derrame (Tunbridge, 1984). Estos encharcamientos son muy comunes en ambientes de llanura lutítica (Hardie et al., 1978, Salvany, 1990, Sanz-Montero et al., 1995). La existencia de una

estacionalidad de tipo climático se refleja en materiales interlaminados de margen de lago salino que constan de arcillas y margas (período de dilución) y magnesitas (período de concentración relativa de las aguas con ascenso de la relación Mg/Ca).

Existe una gradación zonal en las tres asociaciones de facies descritas, donde la asociación 1 es la más marginal, mientras que la asociación 3 ocupa posiciones algo más centrales dentro de este medio deposicional.

La asociación de facies 1 representa una secuencia de expansión del lago salino con una evolución en la vertical desde un ambiente de llanura lutítica representado por depósitos lutítico-limosos rojos con nódulos de yeso y niveles tabulares de arenisca hacia un ambiente de margen lacustre representado por yesos nodulares en matriz magnésítica. Los materiales magnésíticos constituyen el depósito real de margen lacustre, mientras que el desarrollo de morfologías nodulares corresponde a procesos sobreimpuestos de evaporación capilar en zona vadosa dentro del material previamente precipitado, en relación con un descenso del nivel del lago.

Los niveles tabulares de arenisca con laminación paralela corresponden a depósitos de "sheet flood" formados en períodos de avenida, que removilizan sedimentos magnésíticos previos del margen lacustre, como lo demuestra la inclusión de cantos de magnesita (MT_D) con un tamaño hidráulico equivalente bastante mayor que el tamaño arena.

En algunos casos, la existencia de una estructuración vertical previa (probablemente huellas de raíces) de los soportes margoso/magnésíticos podría condicionar el desarrollo de morfologías de elongación vertical en yeso (secundario, procedente de anhidrita)

La asociación de facies 2 representa un ciclo de expansión-retracción lacustre. La existencia de niveles de arcillas/margas verdes sobre lutitas y limos rojos constata la expansión lacustre, con un tránsito desde facies con evidencias de exposición subaérea a facies características de condiciones subacuáticas. A partir de este momento se inicia un ciclo de retracción-somerización lacustre que conlleva en primer lugar la concentración de la salmuera, ascenso de la relación Mg/Ca con precipitación de magnesita. Posteriormente, con el progresivo descenso de las aguas del lago, se produce un intenso desarrollo de nódulos de anhidrita por evaporación capilar desde un nivel freático somero.

La asociación de facies 3 representa sectores más centrales dentro de este medio deposicional constituyendo la transición a los márgenes del lago salino, donde se registran importantes oscilaciones del nivel de base del lago; se alternan períodos de expansión-dilución lacustre (tramos de lutitas y margas verdes) con fases en que se adquiere una concentración suficiente de la salmuera como para producir la precipitación primaria de anhidrita/glauberita bajo lámina de agua muy somera. La solubilidad de las fases evaporíticas favorece la génesis de procesos de disolución-reprecipitación que se traducen en yeso secundario macrocristalino.

SECTORES ORIENTAL-OCCIDENTAL

Las asociaciones de facies 4-6 de los márgenes oriental y occidental de cuenca representan el cambio lateral de facies entre las subunidades L_G -INF y Y_{LN} -INF, que se produce de forma abrupta y rápida en sólo unos centenares de metros (Bomer, 1960). En este caso, no existe desarrollo de llanura lutítica, y los abanicos aluviales son característicos de alto gradiente y pendiente deposicional. La Subunidad L_G -INF se corresponde con un estrecho cinturón de facies distales de abanico aluvial con materiales terrígenos que pierden rápidamente su eficacia de transporte pasando con rapidez a sedimentos de carácter evaporítico; en ocasiones representan depósitos de *fan delta* generados de forma subacuática en los márgenes de lago salino durante períodos de avenida. Los depósitos de la Subunidad Y_{LN} -INF representan las facies de margen salino, de forma similar a las existentes en los sectores noroccidental y suroriental.

La asociación de facies 4 representa la sedimentación en los sectores más distales de los abanicos, donde se alternan episodios de deposición lutítico-limosa por arroyada difusa con períodos en que domina la decantación de finos bajo lámina de agua con restos de plantas orientados. Son comunes los niveles de arenas dolomíticas con morfología de canal laxo y que se prolongan hasta los márgenes lacustres, como posible producto de una precipitación-cementación de dolomita de materiales siliciclásticos en ambiente vadoso, mediante una concentración del agua de poros provocada por evaporación capilar desde un nivel freático somero adquiriéndose condiciones de sobresaturación en dolomita. A base de estos niveles es frecuente encontrar restos de fauna.

La asociación de facies 5 representa una secuencia de somerización lacustre con un consiguiente incremento de la concentración de la salmuera hacia su techo; desde unos materiales lutíticos de decantación propios de una expansión-dilución lacustre se evoluciona en la vertical hacia unos materiales magnesíticos característicos de una mayor

concentración de Mg/Ca, y por último, se produce la precipitación de evaporitas (anhidrita/yeso) como término final de la secuencia. La diagénesis de estos últimos niveles provoca la sustitución temprana de las evaporitas por aragonito/calcita, como se estudiará en el siguiente capítulo.

La asociación de facies 6 es característica de facies de margen lacustre salino diferenciándose dos secuencias parciales de somerización; en un primer momento, se produce la precipitación de glauberita intrasedimentaria en la zona freática o inmediatamente sobre el mismo dentro de un sustrato magnesítico; el descenso del nivel de base del lago provocaría la precipitación de anhidrita nodular primaria en ambiente vadoso, por evaporación capilar. La segunda secuencia de somerización parte de un nuevo pulso de expansión lacustre y dilución de las aguas del lago con arcillas verdegrisáceas, que en ocasiones evoluciona a la precipitación de anhidrita/yeso bajo lámina de agua somera, que posteriormente pueden ser reemplazados por aragonito/calcita, como en la asociación de facies 5.

1. 2. 2. MARGEN LACUSTRE-LAGO SALINO

Las asociaciones de facies de margen lacustre-lago salino, representadas en las subunidades Y_{LN} -INF y Y_L -INF, caracterizan un medio deposicional lacustre salino en los sectores más centrales de la cuenca. La sedimentación salina en este medio deposicional comprende principalmente facies anhidríticas, glauberíticas y yesíferas, con magnesita como fase carbonática principal. Si bien, el registro sedimentario en las zonas centrales de cuenca es indicativo de una sedimentación lacustre evaporítica más o menos estable durante un gran período de tiempo, sólomente interrumpida por discontinuidades menores, sin relevancia en la distribución de unidades-subunidades en la cuenca, los sectores de margen de lago pueden acusar las oscilaciones del nivel de base del lago.

Así, la asociación de facies 7 caracteriza tanto la sedimentación evaporítica de ámbito lacustre como la existente hacia los márgenes del lago salino (tránsito Y_{LN} -INF- Y_L -INF). De esta forma, se alternan períodos de sedimentación evaporítica subacuática estable formados por interlaminares de anhidrita-glauberita/magnesita, con períodos de dilución relativa del lago salino en que los pareados se componen únicamente de magnesita/arcillas. En períodos de desecación lacustre se produce la restricción de la sedimentación evaporítica, acompañándose de exposiciones subaéreas prolongadas de materiales del margen lacustre. El resultado de esta exposición se traduce en el desarrollo de potentes capas de nódulos de anhidrita primarios en encajantes arcilloso-magnesíticos en la zona vadosa. La presencia de pseudomorfos de glauberita asociados a niveles

nodulares sería el producto de la disolución incongruente de glauberita en contacto con aguas meteóricas diluidas, pseudomorfización por yeso, y transformación yeso-anhidrita por deshidratación directa, en presencia de una fase acuosa (Mees, 1998). Posteriormente, se produciría una nueva rehidratación a yeso secundario.

La asociación de facies 8 constituye el reflejo de una sedimentación de ámbito más lacustre en posiciones más centrales de la cuenca (Subunidad Y_1 -INF), donde no existe un registro directo de las oscilaciones del nivel de base de las aguas del lago salino, como el existente en zonas de margen lacustre. La sedimentación evaporítica es bastante monótona dominada fundamentalmente por anhidrita laminada y glauberita subordinada, que sólomente se encuentran en alternancia con finas láminas arcillosas reflejando una deposición de control estacional. Dentro de la Subunidad Y_1 -INF, como se ha indicado previamente, existe una tendencia evolutiva hacia su techo, que supone la pérdida progresiva de glauberita, y el aumento de las proporciones de yeso sindeposicional interlaminado con anhidrita. La existencia de niveles de yeso macrocristalino cabe interpretarse como resultado de un proceso de disolución y reprecipitación temprana de fases salinas solubles primarias como glauberita y/o halita.

1. 3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INFERIOR

En función de la información de los sondeos de investigación de Marín (1932), y teniendo presente la ausencia de control de las relaciones laterales de los materiales cortados en el subsuelo, se reconoce una unidad evaporítica que llega a aflorar en superficie constituyendo la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud. Como se ha visto en el capítulo 3, la Unidad Inferior se compone en gran parte de potentes depósitos halítico-anhidríticos subsuperficiales. Aunque las descripciones de asociaciones de facies y secuencias corresponden a los tramos superficiales aflorantes de la Unidad Inferior, se incluye en este apartado una interpretación de la información de subsuelo de la cuenca, y el modelo de sedimentación tanto para los tramos inferiores, como los superiores de la Unidad Inferior.

TRAMOS INFERIORES NO AFLORANTES DE UNIDAD INFERIOR.

Los tramos evaporíticos no aflorantes la Unidad Inferior, pueden ser incluidos dentro de un modelo de sedimentación de lago salino que comprende una cuenca endorreica con un importante depocentro de sedimentación evaporítica (halita, yeso/anhidrita). Aunque se desconocen las relaciones laterales de las facies halítico-anhidríticas hacia los márgenes del lago salino, consideramos probable una paragénesis

salina continental constituida por facies sulfatadas y cloruradas, de forma muy similar a las formaciones evaporíticas que se han descrito en las cuencas del Ebro y Madrid.

Dentro de un modelo clásico, la halita intercalada con anhidrita ocupa por lo general los sectores más centrales y topográficamente deprimidos de cuencas evaporíticas continentales (Hardie et al., 1978); del mismo modo que la mayoría de las secuencias deposicionales antiguas con evaporitas marinas, gran parte de las evaporitas terciarias (y modernas) se componen de potentes y extensos depósitos de halita (Hardie, 1984), de hasta varios centenares de metros. Según éste último autor, la mayoría de los lagos salinos continentales modernos se encuentran enriquecidos en NaCl, siendo los minerales salinos más comunes la halita y el yeso.

En referencia a las cuencas del Ebro y Madrid, se han reconocido formaciones evaporíticas muy similares a las existentes en el subsuelo de la Cuenca de Calatayud. Así, en las formaciones evaporíticas no marinas del sector occidental de la Cuenca del Ebro, existen potentes, extensos y variados depósitos de facies sulfatadas-cloruradas; la potencia en el centro de la cuenca alcanza varios cientos de metros, y una extensión de 80-100 km de largo y 30-50 km de ancho quedando constituidas básicamente en este sector por yeso, anhidrita y halita con pequeños porcentajes de otros sulfatos como glauberita y polihalita. Los grandes depósitos de halita se localizan en la Fm. Falces (Salvany, 1989) y en la Fm. Zaragoza (Ortí y Pueyo, 1977). Se pueden encontrar depósitos análogos de carácter sulfatado-sódico en la Cuenca de Madrid; así, presenta halita en la Subunidad Inferior de la Unidad Salina en láminas alternantes con anhidrita-magnesita, glauberita-anhidrita, polihalita-halita, mientras que en la Subunidad Superior existe thenardita masiva con glauberita en menor proporción, sobre lutitas homogéneas rojizas con halita y/o glauberita (Ordóñez y García del Cura, 1994).

TRAMOS SUPERIORES DE LA UNIDAD INFERIOR

Para la elaboración de un modelo de sedimentación para los tramos superficiales de Unidad Inferior, se cuenta con: a) los estudios realizados a nivel de superficie, y b) con la información proporcionada por los sondeos de MYTA en el sector Sur de Armantes que alcanzan unos 100 m, además de c) los sondeos de Marín (1932), cuyos tramos superficiales comprenden entre 124-138 m de un tramo testificado como "arcilla gris yesífera", que presenta claras diferencias con los tramos halítico-anhidríticos inferiores:

a) Los estudios realizados en los afloramientos de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud durante el transcurso de esta Tesis Doctoral reflejan que prácticamente toda

la unidad se encuentra formada por facies de yeso secundario procedentes principalmente de la transformación de litofacies anhidríticas, y en menor grado glauberíticas. La presencia de yeso primario en esta unidad es minoritaria, reflejándose de forma más importante hacia los tramos de techo en los sectores centrales, a la vez que desaparece cualquier tipo de evidencia de glauberita.

b) Aunque la información procedente de los sondeos de MYTA en el sector Sur de Armantes (Bloque Norte-Armantes) es parcial, las facies evaporíticas en él representadas corresponden a sectores de relativa marginalidad dentro del lago salino de Unidad Inferior, encontrándose en cambio de facies con lutitas y limos rojos con nódulos de yeso. La mayor abundancia de tramos de carácter terrígeno en los sondeos 1 y 3 indican sectores más marginales, mientras que los sondeos 2, 4 (éste sin registro), y 5 quedan localizados en áreas algo más centrales, con menor influencia de los aportes siliciclásticos (ver capítulo 3).

Los sondeos del Permiso de Investigación Cristina de MYTA muestran la existencia de litofacies primarias anhidríticas, glauberíticas y thenardíticas bajo una cobertera de transformación a yeso secundario que oscila, por lo general, entre los 10 y 20 m de potencia. Los sondeos 2 y 5, muy cercanos entre sí, reflejan la existencia de glauberita y thenardita junto con anhidrita y yeso (ver capítulo 3). La comparación de ambos sondeos muestra que los tramos enriquecidos en glauberita se adelgazan hacia áreas más internas de la cuenca mientras que hacia sectores externos entran en cambio de facies con las lutitas y limos rojos con nódulos de yeso. Sin embargo, la glauberita se encuentra ausente de los sondeos 1 y 3 donde su carencia se suple con litofacies thenardíticas, yesíferas, y anhidríticas.

En los sondeos del Sur de Armantes, no se reconocen litofacies halíticas, aunque sin embargo, en los análisis químicos realizados en las muestras del sondeo 2 (el más interesante desde el punto de vista minero) se determinaron contenidos en cloruros en tramos glauberíticos de hasta un 2-4%, mientras que en los tramos ricos en sulfato cálcico, este contenido es bajo o inapreciable.

c) En la parte más superficial de los sondeos de Cifuentes y Paracuellos de Jiloca (Marín, 1932) se reconoce un tramo de 32-36 m de depósitos fluviales, y bajo éste, un tramo de 124-138 m, testificado como arcilla gris yesífera. En este tramo no se reconocieron facies halíticas o anhidríticas.

Es necesario realizar algunas puntualizaciones con el objetivo de ordenar toda la información existente sobre las facies evaporíticas de los tramos de techo de la Cuenca, tanto a nivel de superficie, como de subsuelo. Como se ha comentado en los capítulos previos, la cuenca se encuentra compartimentada en cuatro grandes bloques tectónicos delimitados por tres lineaciones estructurales. El Bloque Norte-Armantes representa el labio levantado respecto de los bloques tectónicos del Sur; a su vez, el Bloque Sur-Páramo se encuentra levantado respecto de los bloques marginales Sur-Oriental y Sur-Occidental. Este juego de bloques y la compleja arquitectura deposicional de unidades, determina que las facies lateralmente equivalentes a las evaporitas de Unidad Inferior del Bloque Norte-Armantes, se encuentren formando los tramos inferiores de las secuencias de Unidad Inferior en el Bloque Sur-Páramo, encontrándose hundidas en los bloques Sur-Oriental y Sur-Occidental.

Aunque se desconoce la ubicación exacta de los sondeos de Marín (1932), puede indicarse que la similitud en los tramos litológicos cortados por ambos sondeos, nos hace suponer que, al menos, se encuentran en el mismo bloque tectónico. Por esta razón, pensamos que su localización se corresponde con el Bloque Sur-Occidental de la cuenca, que representa el labio hundido respecto del Sur-Páramo mediante la fractura del Río Jiloca, y que también representa el labio hundido, junto con los otros dos bloques tectónicos del Sur, respecto del Bloque Norte-Armantes, mediante la fractura del Río Jalón.

Con esta premisa, el tramo equivalente de los 124-138 m de "arcilla gris yesífera" de los sondeos de Marín (1932) podría estar en parte representado en los tramos inferiores de serie evaporítica en el Bloque Sur-Páramo, que a su vez, se corresponde con los tramos evaporíticos del Sur de Armantes. Mediante la interpretación de estas correlaciones, pensamos que la testificación de este tramo de sondeo no fue del todo correcta, ya que posiblemente no se reconocieron facies anhidríticas, glauberíticas y/o halíticas, que en buena lógica deberían estar presentes como asociaciones de facies anhidríticas-glauberíticas o anhidríticas-halíticas laminadas; en ambos casos, el predominio de la anhidrita sería una constante en el centro de la cuenca.

Para los tramos superiores de la Unidad Inferior, interpretamos un modelo de sedimentación evaporítica en cuenca continental endorréica, donde extensas llanuras lutíticas compuestas por lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (Subunidad L_R-INF) pasan hacia el margen de lago salino, en zonas más centrales, a litofacies anhidríticas y glauberítico-thenardíticas, con yeso subordinado y magnesita como carbonato principal asociado (Subunidad Y_{LN}-INF). Estas facies formarían un cinturón marginal alrededor de

un núcleo central, cuya composición más probable sería anhidrítica-glauberítica (Subunidad Y_L -INF) (y/o halítica en profundidad). El lago salino presenta alta estabilidad, pudiendo ser considerado como lago perenne, ya que probablemente no se llegó a una desecación absoluta en los sectores centrales, aunque las variaciones climáticas repercutían en importantes fluctuaciones de los márgenes lacustres (Fig. 6.3).

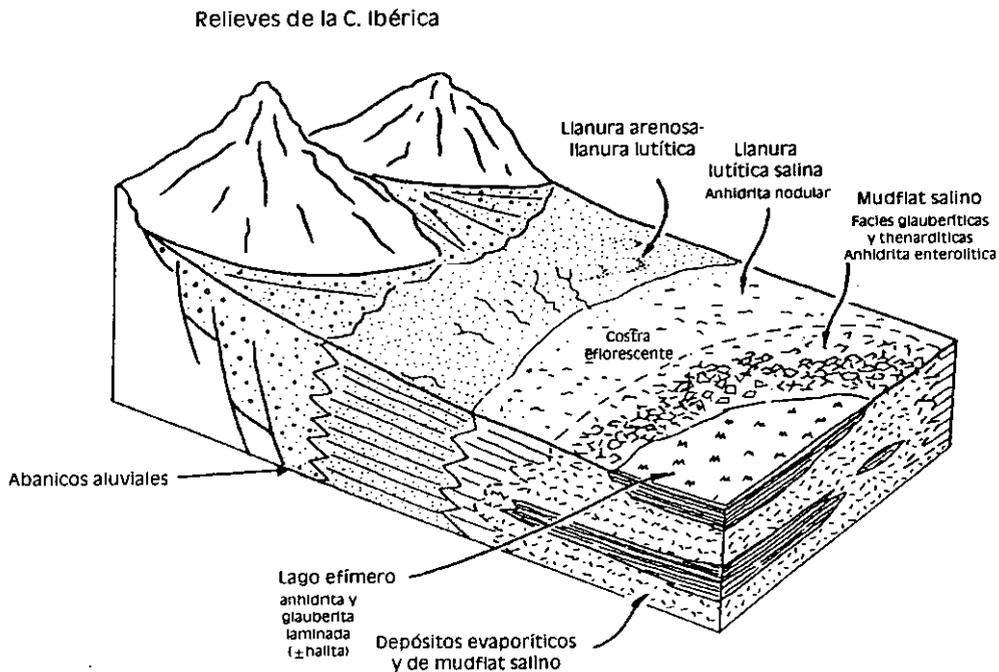


Figura 6.3. Modelo de sedimentación para los tramos superiores evaporíticos de la Unidad Inferior.

2. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. UNIDAD INFERIOR-INTERMEDIA (SIERRA DE ARMANTES)

Como caso especial, se han extraído las siguientes asociaciones de facies de la transición litológica en la vertical entre las subunidades L_R -INF/ Y_{LN} -INF a la Subunidad DM_D -INT en el NO de la cuenca, ya que son representativas de un importante cambio en el régimen sedimentario de la Unidad Inferior a la Unidad Intermedia. En este sentido, son asociaciones de facies con un carácter local para este sector de la cuenca, donde la sedimentación no se ha visto afectada por discontinuidades relevantes, que caracterizan un ambiente de mudflat carbonático-margen lacustre. El modelo de sedimentación se tratará de forma conjunta con el de la Unidad Intermedia.

2. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS

Asociación 9

Asociación que no posee carácter secuencial (Fig. 6.4) compuesta de:

a) Un término (2,5-3 m), de base erosiva, que se compone a base de gravas polimícticas heterométricas en matriz arenosa que se encuentra cementada por yeso; hacia techo del mismo tramo, se pasa a areniscas de grano fino-medio igualmente cementadas por yeso, y finalmente arcillas ocre-rojizas con carbonatos tabulares diagenéticos con aragonito.

b) Tramo de 2,5-3 m de arcillas verdes-grises que pasan a tonos anaranjados-rojizos hacia techo. El último medio metro es una alternancia de arcillas rojizo-anaranjadas y niveles de limos y areniscas de unos 3-4 cm de potencia, que se acompaña de niveles tabulares calcítico-aragoníticos diagenéticos de 1-2 cm.

c) Término con 0,5-0,7 m de niveles de yeso macrocristalino (Y_M).

d) Tramo de 1-1,2 m de arcillas ocre con pequeños nódulos (A_N) y cristales lenticulares de yeso (Y_{RD}).

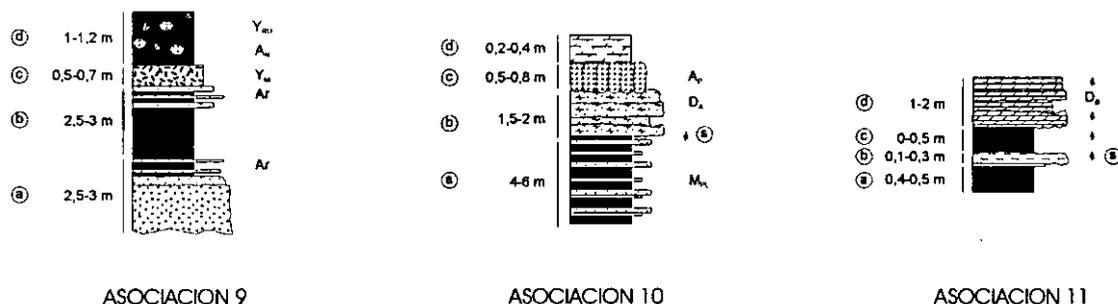


Figura 6.4. Asociaciones de facies y secuencias de mudflat carbonático-margen lacustre (transición Unidad Inferior-Unidad Intermedia).

Asociación 10

Asociación de facies que no posee carácter secuencial (Fig. 6.4), y que se compone de:

a) Un primer tramo de 4-6 m de lutitas-limos rojos con niveles tabulares de arenisca y magnesita intercalada.

- b) Un término de 1,5-2 m formado por un carbonato dolomítico noduloso (D_B) con cemento yesífero, que puede presentar a su base un nivel de turba con silicificaciones de raíces.
- c) El siguiente término es un yeso nodular de orientación vertical (A_N) con una potencia que oscila entre 0,5-0,8 m.
- d) Finalmente, existe un término margoso gris con una potencia de 0,2-0,4 m.

Asociación 11

Asociación de facies que no posee carácter secuencial (Fig. 6.4) compuesta por:

- a) Término de 40-50 cm de arcillas y margas negras que van pasando hacia techo a unos materiales peloidales magnesíticos cementados por yeso.
- b) Tramo compuesto por niveles de silex altamente irregulares de unos 10-30 cm de espesor.
- c) Tramo formado por una turba-marga oscura-ocre de unos 0-50 cm.
- d) Término final de 1-2 m de potencia que se compone de carbonatos dolomíticos subdivididos en niveles de unos 15 cm, que están bioturbados por raíces y poseen cementación yesífera (D_B). Existe una tendencia estratodecreciente de los niveles a la vez que se hacen más tabulares y recristalizados.

2. 2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS. CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES

2. 2. 1. MUDFLAT CARBONÁTICO-MARGEN LACUSTRE

Las asociaciones de facies 9 a 11 caracterizan un medio deposicional de transición entre un mudflat dolomítico con amplio desarrollo y un margen lacustre de composición mixta evaporítico-carbonática. Este medio deposicional quedaría solamente representado hacia la base de la Subunidad DM_D -INT, y techo de las subunidades L_R -INF y Y_{LN} -INF en el sector Sur de la Sierra de Armantes, y refleja una transición en la vertical desde un medio deposicional típico de lago salino con desarrollo de amplias llanuras

lutíticas (Unidad Inferior), a un medio deposicional característico de un lago somero carbonático (dolomítico) con amplios *mudflat* y ocasionales períodos de precipitación evaporítica (Unidad Intermedia).

La asociación de facies 9 registra la alternancia de períodos de expansión lacustre y dilución de la salmuera que se corresponden tanto con la existencia de tramos lutítico/margosos, con precipitación de anhidrita nodular en zona vadosa cuando hay descenso del nivel lacustre, o con algunas etapas de precipitación evaporítica (anhidrita y yeso) en períodos en que se mantiene una fina lámina de agua. En algún caso, las evaporitas se transformaron a yeso macrocristalino por disolución-reprecipitación. Los niveles tabulares de calcita-aragonito se encuentran en relación con una diagénesis temprana de niveles evaporíticos previos (anhidriticos y yesíferos) con aportes de aguas de composición meteórica. El aragonito, precipitaría en zona freática o en la interfase sedimento-agua en márgenes lacustres en los primeros centímetros de sedimento reemplazando fases evaporíticas previas, y posteriormente, se produciría la calcitización total o parcial del mismo. La existencia de canales siliciclásticos se encuentra en relación con algunos períodos anómalos con mayores aportes de agua que llegan al ámbito lacustre de forma organizada, en canales, que predominan sobre los depósitos de mantos de arroyada de arenas, limos, y arcillas.

La asociación de facies 10 caracteriza materiales de llanura lutítica intercalados con niveles tabulares arenosos típicos de mantos de arroyada que evolucionan hacia un fino nivel de turba, que indica la existencia de encharcamientos en la llanura lutítica en que se produce una acumulación de materia orgánica por una colonización vegetal, y que evolucionan hacia cuerpos de dolomías nodulosas que caracterizan un *mudflat* dolomítico. Estas dolomías son representativas de la zona de oscilación del nivel de base del lago, o de charcas marginales en la llanura lutítica; la desecación y exposición subaérea de los materiales de *mudflat* carbonático favorece su bioturbación. Estos materiales pueden ser cementados por cristales poiquilotópicos yesíferos que indican una precipitación diagenética temprana en capas superficiales (Saigal y Walton, 1988) por evaporación de aguas freáticas a través de sedimentos expuestos en ambiente subaéreo, posiblemente en zonas cercanas a la situación del freático (Watson, 1983).

Las fluctuaciones en la concentración de las aguas del lago salino pueden dar lugar a la precipitación ocasional de magnesita, que posteriormente, en un descenso del nivel de aguas del lago, puede ser bioturbada, y en condiciones de alta evaporación, el ascenso por capilaridad de aguas concentradas desde el nivel freático produce la precipitación de nódulos de anhidrita con elongación vertical. Los niveles margosos estarían en relación con una expansión-dilución lacustre.

La asociación de facies 11 caracteriza un ambiente de margen lacustre en el que existen períodos de gran acumulación de materia orgánica. Los tramos lutítico-margosos de color gris-negro indican períodos de expansión lacustre e inundación, que pueden evolucionar hacia una somerización del sistema con una concentración de la salmuera de dos formas distintas: a) precipitación muy somera de magnesita, que sufre procesos de formación de peloides y desecación por exposición efímera del barro carbonático. La intensidad de los procesos evaporativos y la posición del nivel freático puede controlar la precipitación de anhidrita entre los peloides. b) precipitación de niveles dolomíticos de forma subacuática somera, de forma que son rápidamente bioturbados y desecados cuando quedan expuestos de forma efímera.

3. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INTERMEDIA

3. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS

3. 1. 1. TRANSICIÓN ABANICO ALUVIAL-MARGEN LACUSTRE

Asociación 12

Asociación de facies de carácter no secuencial (Fig. 6.5) compuesta por:

a) Término de 1,5-2 m de potencia que se forma de una alternancia de niveles de arenisca de grano fino-medio con cantos de cuarcita, y por otra parte arcillas rojas. Se pueden localizar numerosas geodas de calcita.

b) El siguiente término (0,5-1 m) se forma de niveles de arenisca calcárea (calcita) de morfología irregular.

c) Último término, de 0,5-0,75 m, que se corresponde con limos-lutitas de color rojo.

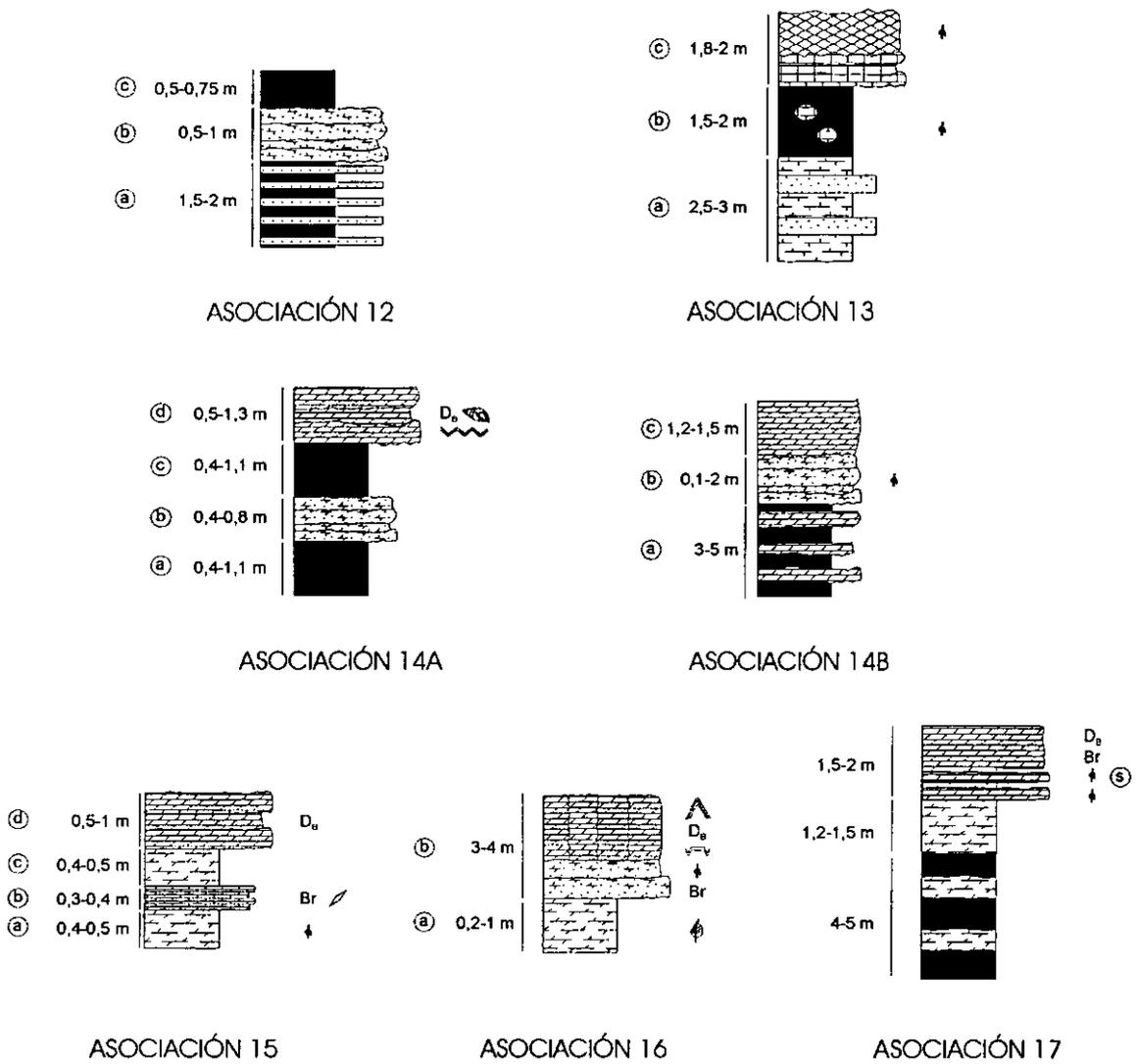


Figura 6.5. Asociaciones de facies y secuencias de la transición abanico aluvial-margen lacustre (Unidad Intermedia).

Asociación 13

Asociación de facies de carácter secuencial (Fig. 6.5) que se compone de:

- a) Un tramo de 2,5-3 m compuesto por margas laminadas blancas con importante nodulización y variaciones hacia términos más lutítico-limosos y arenosos.
- b) Un tramo de 1,5-2 m compuesto de lutitas y limos rojos bioturbados con nódulos de carbonato (calcita).
- c) Término final calizo, con una potencia media de 1,8-2 m, donde la parte basal es de marcada estructura planar con cementos de calcita, y la parte media-

superior es un carbonato noduloso con bioturbación de raíces y alta recristalización.

Asociación 14

Asociación de facies de organización no secuencial (Fig. 6.5), que consta de:

- a) Un término de lutitas y limos rojos con marmorizaciones y potencia muy irregular (0,4-1,1 m).
- b) Término formado por areniscas de grano fino algo dolomíticas (0,4-0,8 m).
- c) Término lutítico-limoso muy similar al inicial (0,4-1,1).
- d) Tramo final formado por un carbonato dolomítico (D_B) de potencia variable (0,5-1,30 m) con laminación algal bien definida y con algunos gasterópodos de pequeño tamaño.

Otra asociación de facies de carácter no secuencial muy similar a la descrita (Fig. 6.5) se compone de:

- a) Un término lutítico-limoso rojizo (3-5 m) con niveles irregulares calcáreos (dolomíticos) intercalados, que algunas veces pasan a techo a margas blancas-grises o verdes intercaladas.
- b) Término que puede estar ausente, compuesto por arenisca de grano fino a medio muy dolomítica (0-1,2 m). Presenta evidencias de bioturbación de raíces, y hacia su techo el aspecto es básicamente noduloso. Existen cementos de calcita.
- c) El último término (1,2-1,5 m) se compone de niveles dolomíticos ricos en terrígenos con cantos blandos arcillosos. Puede presentar una estructura planar o nodulosa.

Asociación 15

Asociación de facies de carácter no secuencial con cuatro términos fundamentales (Fig. 6.5):

- a) El primer término está formado por unos 40-50 cm de margas fisibles de color pardo oscuro hacia la base que pasan hacia techo a margas blancas bioturbadas.
- b) El siguiente término se corresponde con unos 30-40 cm de niveles tabulares centimétricos de calcita laminada, de textura brechoidea, que presenta a techo moldes de yeso lenticular.
- c) Término formado por margas grises a ocres (40-50 cm).
- d) Tramo formado por niveles dolomíticos homogéneos (0,5-1 m) de morfología tabular y bioturbación de raíces a techo (D_B).

Asociación 16

Asociación de facies con carácter secuencial (Fig. 6.5) que consta de:

- a) Tramo basal de unos 0,2-1 m de margas dolomíticas verde oscuras con materia orgánica y restos vegetales flotados.
- b) El siguiente tramo, de 3-4 m de potencia, es complejo, de naturaleza dolomítica (D_B) con importantes variaciones laterales de espesor. Dentro de este tramo, de forma difusa, se distinguen subniveles. Generalmente, la parte inferior es rica en terrígenos con bioturbación, brechificación, y grietas de desecación, mientras que la parte superior se caracteriza por una estructura vertical.

En ocasiones, dentro de este tramo, algunos niveles dolomíticos, con potencias entre 1,5-1,75 m, presentan laminación fenestral, con estructuras pseudoanticlinales (morfológicamente "tepees") y estructuras dish marcadas por intercalaciones margosas.

Asociación 17

Esta asociación de facies se presenta con carácter secuencial (Fig. 6.5) y se encuentra formada por:

- a) Tramo basal de unos 4-5 m de arcillas y margas dolomíticas blancas y verdes.

b) Término de unos 1,2-1,5 m de potencia compuesto por paquetes dolomítico-margosos intercalados con finos niveles de margas dolomíticas de color blanco con óxidos de hierro.

c) Un tramo superior de 1,5-2 m formado por dolomías recristalizadas y brechificadas de color negro con indicios de karstificación. Hacia su base se encuentran tábulas de unos 10 cm con huellas de raíces separadas por margas verdes. La silicificación puede llegar a presentarse de forma importante en estos niveles.

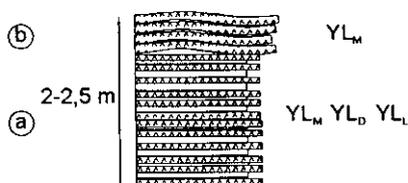
3. 1. 2. TRANSICIÓN MARGEN LACUSTRE-LAGO SALINO

Asociación 18

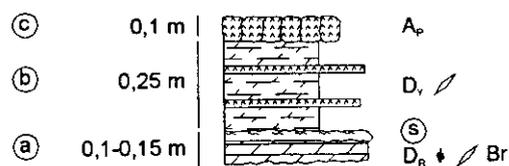
Asociación de facies (Fig. 6.6) que se compone de una alternancia rítmica centimétrica de magnesita/dolomita y yeso primario (Y_L) que forman secuencias de una potencia de 2-2.5 m. En el análisis de la secuencia tipo se puede diferenciar:

a) Un tramo inferior que generalmente presenta mayor potencia que el superior, con mayor abundancia de carbonato magnésico/arcillas frente al yeso interlaminado microselénita, lenticular y detrítico (Y_{L_M} , Y_{L_D} y Y_{L_I}).

b) Tramo superior formado esencialmente por costras microseléníticas (Y_{L_M}) de hasta 2-3 cm de potencia con un porcentaje bastante menor de arcillas y carbonato interlaminado. En ocasiones aparecen en la secuencia niveles de paleosuelos desarrollados en materiales yesíferos (de hasta 2 m).



ASOCIACION 18



ASOCIACION 19

Figura 6.6. Asociaciones de facies y secuencias de la transición margen lacustre-lago salino (Unidad Intermedia).

Asociación 19

Esta asociación de facies se compone de (Fig. 6.6):

- a) Término carbonatado compuesto por niveles dolomíticos aislados de 10-15 cm de color gris oscuro a pardo con textura granuda, desmenuzable. En ocasiones aparece brechificado, bioturbado por raíces (D_B), o con crecimiento de yeso lenticular desplazativo. A techo pueden encontrarse silicificaciones.
- b) Término que puede alcanzar hasta 25 cm, y se compone de margas dolomíticas enriquecidas en yeso lenticular (D_V).
- c) El último término, que no siempre aparece en la asociación, es siempre menor de 10 cm, y se compone de niveles de yeso interlaminado con margas dolomíticas (D_V) o niveles de yeso nodular con orientación vertical (A_p).

3. 1. 3. AMBIENTE PALUSTRE

Asociación 20

Asociación de facies sin organización secuencial (Fig. 6.7) compuesta por:

- a) Término de 0-50 cm de lutitas y limos rojos con nódulos de carbonato cálcico.
- b) Término de 0-60 cm de arcillas rojas a verdes algo arenosas con restos vegetales oxidados, fragmentos óseos e intraclastos tobáceos.
- c) Tramo formado por caliza nodulosa-brechoidea (0-1.2 m), donde la parte inferior se encuentra nodulizada (C_N) mientras que la superior es tobácea con carófitas (C_T).
- d) Tramo evaporítico (2-2.5 m), que se compone de yeso mesocristalino bioturbado (Y_B) en matriz dolomítica que usualmente se presenta con nódulos silíceos y con una tendencia a un enriquecimiento en carbonato hacia techo.
- e) El último tramo, de aproximadamente 50-70 cm, se compone de niveles tabulares dolomíticos centimétricos (D_V) que alternan con pasadas de margas

verde-oscuras ricas en restos vegetales, y en ocasiones en restos de microvertebrados.

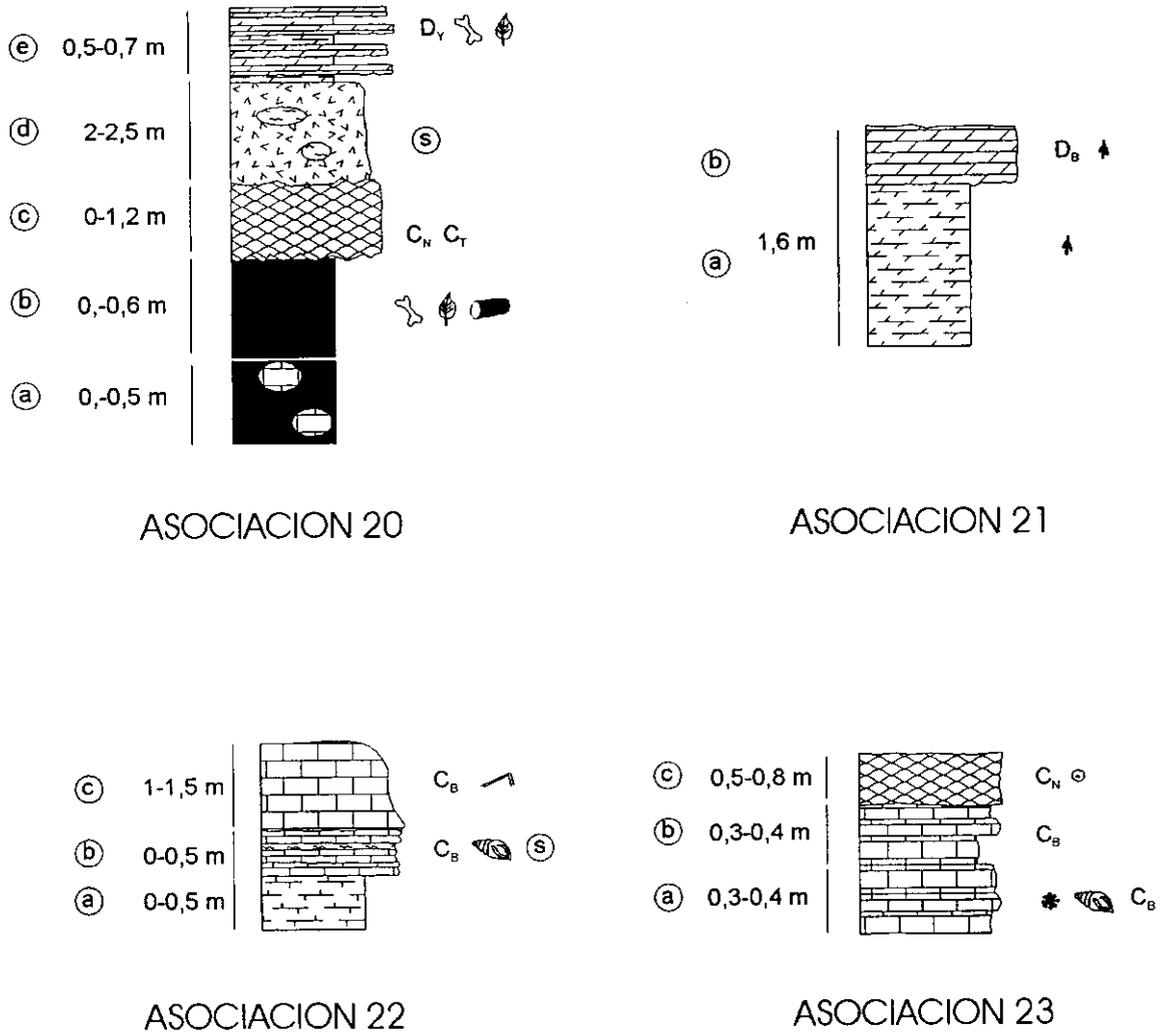


Figura 6.7. Asociaciones de facies y secuencias de ambiente palustre (Unidad Intermedia).

Asociación 21

Asociación de facies con carácter secuencial cíclico (Fig. 6.7), donde los ciclos sedimentarios, de una potencia media de 1.6 m se componen de:

a) Un tramo inferior arcilloso-margoso dolomítico muy bioturbado de color verde a gris de mayor potencia.

b) Un tramo superior compuesto por niveles dolomíticos de morfología tabular que pueden encontrarse bioturbados, laminados u homogéneos (D_B).

Asociación 22

Asociación de facies sin carácter secuencial (Fig. 6.7), formada por:

- a) Término margoso de 0-0.5 m.
- b) Término calcáreo de 0-0.5 m formado por calizas micríticas de textura peloidal con gasterópodos (C_B). La morfología de los niveles es altamente irregular y existe algún nivel de silicificación entre los diferentes tramos.
- c) El último término se encuentra formado por bancos canalizados de (1-1.5 m) de morfología laxa-convexa con ripples de corriente y canales tractivos hacia techo (C_B). A la base, se encuentra una laminación marcada por bioclastos mientras que hacia techo se presenta una estructura más nodular.

Asociación 23

Esta asociación de facies se compone de (Fig. 6.7):

- a) Un término de 30-40 cm formado por niveles tabulares calizos de base y techo más o menos rectos, que son tobas de caráceas o calizas micríticas con gasterópodos (C_B).
- b) El siguiente término, de similar potencia, se compone de niveles calizos de textura micrítica aunque bioturbados por raíces (C_B).
- c) El último término (50-80 cm) es un carbonato noduloso recristalizado con tonalidades blanco-amarillentas, que se encuentra enriquecido en terrígenos e incluso e incluso existen oncoides de pequeño tamaño (C_N).

3. 2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS. CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES

Una gran parte de las facies y asociaciones de facies de la Unidad Intermedia caracterizan una gran variabilidad de ambientes deposicionales lacustres o palustres, tanto de salinidad moderada como de aguas dulces. En este sentido, dentro de la propia

unidad, siempre se refleja una tendencia evolutiva en sus materiales hacia una progresiva dulcificación de las aguas de la cuenca.

3. 2. 1. TRANSICIÓN ABANICO ALUVIAL-MARGEN LACUSTRE

Las asociaciones de facies 12 a 14 caracterizan la transición entre abanicos aluviales (facies terrígenas de borde y Subunidad LA_C-INT) y facies de margen lacustre de Unidad Intermedia (Subunidad DM_D-INT), que se encuentra especialmente representada en los sectores de Torralba de Ribota, Norte de Armantes, y en algunos sectores del margen oriental de la cuenca.

Las asociaciones de facies 15 a 17 representan sectores más internos de la cuenca en comparación con el grupo de asociaciones de facies anterior, reflejando de forma más directa el conjunto de facies de margen lacustre o *mudflat* dolomítico. Se encuentran especialmente en el sector Sur de Armantes, Torralba de Ribota, y en algunos sectores del margen oriental de la cuenca reflejando los márgenes de un sistema lacustre evaporítico-carbonático.

La caracterización de las facies más centrales de este medio deposicional se encuentra con bastantes dificultades ya que el encajamiento del Río Jalón ha provocado un importante vacío erosional, si bien en función del análisis sedimentológico de la Subunidad DM_D-INT, interpretamos un más que probable carácter carbonático-evaporítico de la sedimentación con una creciente influencia de aportes siliciclásticos finos hacia su techo.

Las calizas y nódulos de carbonato que se encuentran en relación con facies lutítico-limosas y niveles arenosos de color rojo del pie de abanicos aluviales (Subunidad LA_C-INT) pertenecen a acumulaciones de carbonatos generados en un perfil edáfico cuyo origen implica un movimiento descendente de carbonato desde zonas altas del suelo hacia zonas más profundas donde precipitan por un proceso de evapotranspiración (Wright, 1991). En relación con las facies dolomíticas, las calizas ocupan posiciones aún más marginales, donde un probable origen por evaporación capilar estaría dificultado por la profundidad del freático. A menudo, estos carbonatos se presentan con marmorizaciones, siendo indicativas de un ambiente palustre como producto de una emersión de sedimentos y una consecuente colonización vegetal de los márgenes (Freytet y Plaziat, 1982).

Los abundantes niveles dolomítico-arenosos (D_A) y de dolomías con estructura variada, fenestral, brechificadas o bioturbada (D_B) caracterizan gran parte de este medio

deposicional (Subunidad DM_D-INT). Estos materiales constituyen un cinturón de facies más o menos continuo existente entre la parte más distal de los abanicos aluviales y facies típicamente lacustres o palustres. En general, indican un ambiente deposicional ligado a la zona de oscilación del nivel de aguas del sistema lacustre-palustre donde se alternan fases de desecación periódica con otras de inundación con lámina de agua muy somera (ver capítulo 5). En este contexto, la tipología del carbonato es muy variable en función de las relaciones de proximalidad-distalidad respecto del centro de la cuenca.

- Hacia los pies de los abanicos aluviales dominan los procesos de dolocretización-cementación de depósitos siliciclásticos que generan arenas dolomíticas y dolomías arenosas (D_A) (Khalaf, 1990). La exposición subaérea produce precipitación-cementación de dolomita en materiales siliciclásticos en ambiente vadoso, mediante una concentración del agua de poros provocada por evaporación capilar del nivel freático. En este ambiente, también se puede producir la dolomitización de niveles calizos palustres, bioclásticos o tobáceos, o recristalización de las propias dolomías.

- Los niveles dolomíticos típicamente fenestrales, brechoideos y bioturbados (D_B) se forman por una desecación periódica-precipitación evaporítica y desecación de barros carbonáticos, en alguna ocasión con tapices algares asociados, de manera similar a las costras dolomicríticas descritas por Von der Borch y Lock (1979), Muir et al. (1980) o Last (1992). El descenso del nivel freático provoca la rotura en fragmentos poligonales, con posibilidad de ser recementados en subidas posteriores del nivel de aguas del lago.

Los niveles de silicificación, son abundantes en asociación con niveles dolomíticos del tipo D_B, de modo que poseen un significado paleogeográfico-paleoambiental muy concreto, generándose en el área de mezcla de las aguas de lixiviado de materiales de los bordes cuarcíticos y pizarrosos (Bustillo, 1976b; Arribas et al., 1991) con aguas de moderada salinidad.

Las asociaciones de facies 12 y 13 representan los términos más proximales de la transición. En estas asociaciones, los carbonatos tienen composición calcítica (Subunidad LA_C-INT), mientras que hacia sectores más internos van a predominar los materiales dolomíticos, tanto por precipitación primaria como por procesos de dolomitización de calizas previas.

La asociación de facies 12 representa los depósitos limoso-lutíticos distales de abanico aluvial característicos de mantos de arroyada que se intercalan con canales de arenas y gravas efímeros de tipo *braided* de la parte media-distal de los abanicos

aluviales, cuya posición cambia rápidamente, mientras que en sedimentos de carácter arenoso en zonas topográficamente deprimidas de pie de abanico aluvial puede producirse la carbonatación-cementación de estos depósitos.

La asociación de facies 13 representa la génesis de paleosuelos en los sectores distales de abanico aluvial; los materiales lutítico-limosos de color rojo con nódulos de carbonato y afectados por una acusada bioturbación de raíces son indicadores de la existencia de procesos pedogenéticos en llanura lutítica; las margas blancas con intercalaciones limosas son probablemente el reflejo de una precipitación en márgenes lacustres o ambientes palustres marginales de la llanura lutítica durante períodos de expansión lacustre; la estructura nodulosa representa que se encuentran afectadas de forma efímera por procesos pedogenéticos. Los carbonatos, que poseen rasgos característicos de un perfil edáfico se generarían en momentos de estabilidad y exposición subaérea, por evaporación a favor de zonas deprimidas.

La asociación de facies 14, que en realidad puede subdividirse en dos subasociaciones muy similares, es representativa de sectores algo más centrales de la cuenca, donde las litologías carbonáticas son dolomíticas. En ambos casos, se registra una alternancia de períodos de retracción del lago caracterizadas por depósitos lutítico-limosos rojizos, con etapas de expansión lacustre representadas generalmente en estas asociaciones como niveles dolomíticos típicos del *mudflat* carbonático o margen lacustre. La tipología del carbonato dolomítico es muy variada, y representativa tanto de una dolocretización de niveles siliciclásticos, como de perfiles edáficos o por precipitación bajo lámina de agua somera.

La asociación de facies 15 caracteriza una alternancia entre períodos de expansión lacustre- dilución representados por los tramos margosos y niveles tabulares de carbonato diagenético, y períodos de desecación y descenso de las aguas del lago, que provocan la exposición de barros dolomíticos de origen primario, que conlleva su bioturbación y alteración diagenética. Los niveles dolomíticos bioturbados reflejan sectores de margen lacustre, en zona de *mudflat* carbonático. Los niveles de carbonato diagenético poseen moldes y pseudomorfos de yeso, y son indicativos de un ambiente lacustre somero donde precipita el yeso, y posteriormente es calcitizado mediante aportes de aguas de composición bicarbonatada-cálcica.

La asociación de facies 16 representa el paso desde un período de expansión lacustre representado por margas verdes-oscuras con abundantes restos vegetales orientados y materia orgánica hacia un período de desecación y exposición de los

márgenes lacustres, donde los *mudflat* dolomíticos sufren procesos de brechificación y nodulización. La progresiva estabilización del substrato dolomítico permite la intensificación de la colonización vegetal, como se puede observar frecuentemente a techo de los niveles dolomíticos. La exposición de materiales dolomíticos provoca de la misma forma la génesis de tepees y estructuras pseudoanticlinales (Sanz-Rubio et al., 1995).

La asociación de facies 17 caracteriza una secuencia de somerización del sistema lacustre, que pasa desde períodos de expansión-dilución lacustre, donde predominan los procesos de decantación de finos (arcillas y margas), hacia períodos de progresiva concentración de la salmuera, con una lámina de agua somera, con génesis de niveles dolomíticos de morfología más o menos tabular en alternancia con arcillas. La somerización del sistema continúa con niveles dolomíticos que poseen una importante silicificación, asociada con una brechificación, karstificación y huellas de raíces que son indicativos de eventos de exposición subaérea.

3. 2. 2. TRANSICIÓN MARGEN LACUSTRE-LAGO SALINO

Las asociaciones de facies 18 y 19 caracterizan este ambiente deposicional, que es representativo de la sedimentación evaporítica en la Unidad Intermedia principalmente en las subunidades Y_{LM-INT} y M_D-INT , y en menor grado en las subunidades CB_{PY-INT} y Y_{MB-INT} .

La asociación de facies 18 es indicativa de un ambiente deposicional lacustre somero o un margen de lago salino de baja-moderada salinidad (subunidades Y_{LM-INT} , M_D-INT , y en menor medida la CB_{PY-INT}), donde las variaciones estacionales en la concentración de la salmuera se reflejan en la alternancia de láminas de arcillas, margas y magnesita-dolomita (dilución de la salmuera) con yesos de precipitación primaria microselenita y lenticular bajo lámina de agua (concentración de la salmuera). Los períodos cortos de exposición subaérea se ven reflejados en la anhidritización sinsedimentaria del yeso primario, mientras que los períodos prolongados quedan marcados por la existencia de niveles de paleosuelos desarrollados sobre substrato carbonático. La interpretación de los interlaminados carbonato/yeso será analizada en mayor detalle en el apartado de ciclicidad sedimentaria.

La asociación de facies 19 representa las oscilaciones del nivel de base del lago en un ambiente lacustre somero o en un *mudflat* dolomítico en margen lacustre (subunidades M_D-INT , CB_{PY-INT} , y Y_{MB-INT}). Los materiales dolomíticos con silicificación, huellas de raíces y lenticulas de yeso son indicativos de una génesis muy somera, quizá

subacuática o por nucleación dentro del agua de poros de sedimentos superficiales (De Decker y Last, 1989) que se encuentran sujetos a exposiciones subaéreas temporales. Los tramos de margas dolomíticas verdes y grises, con restos vegetales flotados indican una génesis por decantación en una etapa de expansión-dilución lacustre. Sin embargo, el descenso del nivel de aguas del lago puede dejar estas facies en zona vadosa permitiendo el crecimiento de macrolenticulas de yeso. Un descenso más acusado puede provocar la colonización vegetal del sustrato y el crecimiento de nódulos de anhidrita a favor de una estructura vertical del sustrato.

3. 2. 3. AMBIENTE PALUSTRE

Las asociaciones de facies 20 a 23 son representativas de diferentes ambientes deposicionales palustres restringidos de la cuenca. Así, las asociaciones de facies 20 y 21 corresponden a medios deposicionales con cierta influencia evaporítica (subunidades Y_{MB} -INT, LM_{DB} -INT y DM_D -INT), mientras que las asociaciones 22 y 23 caracterizan ambientes deposicionales de aguas dulces (subunidades C_B -INT y C_{PG} -INT).

La asociación de facies 20 posee una gran complejidad, ya que en realidad caracteriza las relaciones entre dos ambientes deposicionales distintos, bien discriminados. Los tramos limoso-lutíticos de color rojo son característicos de facies distales de abanico aluvial, donde pueden ocurrir procesos de nodulización de carbonato en un perfil edáfico por evapotranspiración (Wright, 1991); la intercalación de niveles arenosos y niveles de removilización tobácea son indicativos de canales fluviales de morfología plana característicos de sectores algo más proximales de abanico aluvial. La naturaleza carbonática de los componentes de estos canales es indicativa de un área fuente a partir del cual se produce una digestión del carbonato. Los carbonatos nodulosos ligados a niveles laminados de tobas de caráceas indican un estancamiento de aguas a favor de depresiones o charcas que se formarían en el contexto de la llanura lutítica y que serían directamente alimentadas por canales de aguas de composición carbonatado-cálcica.

El término evaporítico de esta asociación es característico de la Subunidad Y_{MB} -INT y refleja un ambiente palustre marginal a los sistemas evaporíticos de Unidad Intermedia (Subunidad Y_{LM} -INT y M_D -INT). En períodos de dilución y expansión lacustre, dominaba una deposición dominada por carbonato magnésico (dolomita) en un ambiente de *mudflat* evaporítico en relación con las dos subunidades anteriores, mientras que en períodos de desecación, se producía una desconexión marginal de estos sistemas lacustres, favoreciéndose la progresiva concentración de la salmuera que alcanzaba la sobresaturación en yeso, con salinidades probablemente menores de 150 gr/l (Rodríguez

Aranda, 1995). En este momento, las micro y mesolentículas de yeso nuclean en el interior de la salmuera y/o en la interfase aire/salmuera cayendo con posterioridad al fondo lacustre donde son bioturbadas por insectos y anélidos (Rodríguez Aranda, 1995). Sin embargo, en ambiente vadoso, se produce también un intenso desarrollo de micro-mesolentículas de yeso reemplazando el substrato dolomítico en los primeros centímetros del sedimento, existiendo una gran variedad de texturas en función del grado de reemplazamiento alcanzado por el yeso.

La asociación de facies 21 refleja una alternancia de períodos de expansión y retracción lacustre. La expansión lacustre queda caracterizada por las arcillas y margas dolomíticas de color verde y gris, que son típicas de la Subunidad LM_{DB}-INT. La escasa profundidad de este ambiente deposicional viene reforzado por la intensa bioturbación de raíces. La retracción lacustre queda definida por los carbonatos dolomíticos (D_B), típicos de la Subunidad DM_D-INT, y que constituyen el paso intermedio entre abanico aluvial-ambiente lacustre. Estos carbonatos poseen gran cantidad de evidencias que indican una génesis en la zona de oscilación litoral lacustre. En el apartado de ciclicidad sedimentaria se realiza una interpretación más detallada.

La asociación de facies 22 refleja un ambiente palustre con facies carbonáticas típicas de aguas dulces y que es fundamentalmente característica de la Subunidad C_B-INT. Los niveles canalizados de morfología laxa, con lag de fondo, y laminación paralela se componen fundamentalmente de caráceas y representan flujos laminares de baja energía (praderas de algas carófitas) que aportan aguas dulces a los sectores centrales de la cuenca. La formación de tobas de caráceas requiere aguas someras con suficiente luz que permita su proliferación. En ocasiones, existe una alternancia de margas y niveles carbonáticos con gasterópodos, que es indicativa de un ambiente lacustre somero abierto (Freytet y Plaziat, 1982) hacia el techo de la Unidad Intermedia, en posición intermedia entre los abundantes canales de tobas de caráceas.

La asociación de facies 23 es quizás las más representativa de los ambientes deposicionales palustres de aguas dulces de la cuenca de las subunidades C_{PG}-INT y C_B-INT. Representa cierta secuencialidad, desde unos carbonatos con tobas de caráceas y gasterópodos que caracterizan ambiente palustre-lacustre subacuático, hacia carbonatos de estructura masiva y bioturbada. El descenso de la lámina de agua trae consigo la progración de los sedimentos litorales sobre áreas más internas, confiriendo al sedimento soporte rasgos edáficos y de exposición periódica (como brechificación, nodulización, grietas de desecación, génesis de pseudomicrokarst, y ciertas texturas fenestrales) que indican por lo general lagos poco profundos de márgenes fluctuantes con períodos de

emersión notables. El término final de la secuencia es un carbonato noduloso rico en terrígenos, con oncoides a la base, que representa la entrada de canales de morfología muy laxa, en un sistema fluvial de poco desarrollo. El relleno de estos canales es básicamente clástico y su colmatación se traduce en la génesis de un carbonato noduloso, que se encuentra ligado a la evolución edáfica del depósito calizo previo (Sanz-Montero, 1994). Este nivel noduloso es correlacionable en gran parte del techo de la Unidad Intermedia de la cuenca, y es representativo de un importante desarrollo de los ambientes palustres previamente al desarrollo de la red fluvial de la base de la Unidad Superior.

3. 3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INTERMEDIA

Como ha quedado patente a lo largo de este estudio, la Unidad Intermedia de la Cuenca de Calatayud se caracteriza por su gran complejidad. Por esta razón, no existe un modelo de sedimentación global para la unidad, sino un conjunto de modelos de sedimentación en función de la paleogeografía, edad, y evolución de los diferentes medios deposicionales.

En líneas generales, aunque en el apartado de evolución de la sedimentación del capítulo 9 se podrá obtener una relación entre la paleogeografía y la evolución de la sedimentación en la cuenca, pueden destacarse los siguientes modelos sedimentarios principales para la Unidad Intermedia:

MEDIOS DEPOSICIONALES RESTRINGIDOS A ZONAS MARGINALES

Tanto en las áreas de Orera-Ruesca como en Torralba de Ribota, existen depósitos dolomítico-siliciclásticos muy próximos a los actuales bordes de cuenca que son representativos de medios deposicionales en una posición relativamente marginal.

En Orera, mediante sondeo se han reconocido facies dolomítico-sepiolíticas de ambiente palustre, que se apoyan directamente sobre facies de abanico aluvial, que en cuanto a tendencias son correlacionables con un episodio de progradación de abanicos aluviales existente a techo de la Unidad Inferior. Los depósitos sepiolíticos de la cuenca, también presentes en la zona Sur de Armantes, poseen como característica común una génesis ligada a una posición marginal en la cuenca, en una posición estratigráfica definida (transición Unidad Inferior-Unidad Intermedia), asociados a series dolomítico/margoso-arcillosas (Subunidad DM_D -INT) que poseen un significado paleoambiental muy concreto. En superficie, en Orera, prácticamente desaparecen los niveles sepiolíticos, evolucionando a una sedimentación de ámbito más lacustre (Subunidad LM_{DB} -INT), como es la existente en

el sector de Valdelosterreros, donde se han descrito las facies cíclicas de tramos arcilloso-margosos y tramos dolomíticos (Abdul-Aziz et al., 1998).

El modelo sedimentario para el sector de Orera-Ruesca es el de un sistema palustre-*mudflat* carbonático (dolomítico) próximo al margen oriental de cuenca, restringido a una zona de sombra entre abanicos aluviales, y que se relacionaba lateralmente hacia el centro de cuenca con depósitos evaporítico-carbonáticos de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT. La deposición de sepiolita tendría lugar en charcas de unos cientos de metros de anchura, como puede observarse en la antigua corta de la mina de sepiolita de MYTA. En el sector Sur de la Sierra de Armantes, los materiales sepiolíticos formarían parte de un ambiente de *mudflat* dolomítico (Subunidad DM_D -INT), probablemente relacionado hacia sectores más centrales de la cuenca con facies de yeso primario/dolomías-margas dolomíticas (probablemente de la Subunidad M_D -INT), que representan en este lugar la transición entre Unidad Inferior e Intermedia. De la misma forma que en el sector de Orera, la génesis de sepiolita en ambiente de *mudflat* se produciría en charcas marginales con extensiones de cientos de metros, que quedarían desligadas de un hipotético lago somero central en períodos de descenso de las aguas del lago, y se acompañaría de la génesis de *hardgrounds* en los barros dolomíticos expuestos.

El sector de Torralba de Ribota, asociado a todo el cinturón de facies dolomíticas de la Sierra de Armantes, funcionaría como un sistema deposicional palustre con cierta independencia. El contexto sedimentológico de este sector es muy similar al de Orera, es decir, restringido en una zona de sombra entre abanicos aluviales. Este sistema deposicional posee una posición marginal respecto de las extensas facies de *mudflat* dolomítico de Armantes, siendo favorable para la localización de yacimientos paleontológicos, en concreto en materiales dolomítico-margosos que representan charcas y cuerpos someros de agua de extensión lateral limitada, típicos de condiciones palustres.

MEDIOS DEPOSICIONALES NO RESTRINGIDOS

Los depósitos sedimentarios del SE de la cuenca, representados en los sectores centrales-meridionales del Bloque Sur-Páramo, representan una aparente continuidad sedimentaria con la Unidad Inferior, se acumulan grandes potencias de facies de yeso primario/carbonato magnésico (magnesita-dolomita) (subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT) que por lo general pasan hacia el margen SE a materiales típicos de *mudflat* dolomítico (DM_D -INT), donde de forma local y aislada en la cuenca se generan sistemas lacustres-palustres marginales (Subunidad Y_{MB} -INT), que son alimentados de forma directa por aguas dulces procedentes de los relieves circundantes. Estos sistemas marginales se caracterizan por la

masiva precipitación subacuática de yeso micro-mesolenticular o un desarrollo intrasedimentario en un encajante dolomítico.

Hacia techo de la Unidad Intermedia, es cada vez más importante la aparición hacia zonas centrales de la cuenca de materiales calcáreos típicos de aguas dulces con caráceas, gasterópodos, ostrácodos, bivalvos en perjuicio de las facies de carácter evaporítico (subunidades C_{PG} -INT, C_B -INT, CB_{PY} -INT). Es necesario puntualizar, que hacia los sectores centrales-septentrionales del Bloque Sur-Páramo, los materiales de Unidad Intermedia se encuentran sobre una discontinuidad sedimentaria (superficie paleokárstica) que afecta a la Unidad Inferior, y que, se encuentran en buena parte transformados a calcita diagenética.

Los depósitos de Unidad Intermedia en este sector de la cuenca, que puede considerarse el más representativo de la unidad, pueden ser incluidos dentro de dos modelos sedimentarios, según su posición estratigráfica:

1) Los términos inferiores son característicos de un sistema evaporítico/carbonático lacustre somero que hacia su parte central precipitaba con carácter estacional tanto yeso primario (microselenita y lenticular) como carbonatos magnésicos (magnesita en la Subunidad Y_{LM} -INT, y dolomita en la Subunidad M_D -INT), donde la magnesita asociada con el yeso ocuparía los sectores más centrales. Hacia sectores más marginales se pasaría a un *mudflat* dolomítico (Subunidad DM_D -INT), con distinto desarrollo según el sector de la cuenca, y de forma local, existiría un sistema lacustre-palustre marginal, donde se producía la precipitación de yeso micro-mesolenticular (Subunidad Y_{MB} -INT). Hacia los bordes de cuenca se pasa finalmente a facies de abanico aluvial o de la Subunidad L_{AC} -INT (Fig. 6.8a).

Como ha sido indicado en capítulos previos, la existencia de nódulos columnares de yeso en las formaciones evaporíticas neógenas de la Cuenca de Calatayud se hace realmente patente en las facies de Unidad Intermedia del sector SE de la cuenca, adquiriendo su mejor desarrollo dentro de la Subunidad Y_{LM} -INT. La continuidad lateral de estos niveles nodulares puede cifrarse en unos centenares de metros a escala local; en sentido SE, pueden encontrarse niveles semejantes a los descritos o con una equivalencia en cuanto a su significado paleoambiental se refiere. Así, en la Subunidad M_D -INT, en la que el desarrollo de formaciones nodulares solamente se localiza en el Valle del Río Perejiles, pueden llegar a localizarse niveles complejos de 1-1.5 m con resalte en el conjunto de margas dolomíticas con yeso, que constan de niveles fuertemente bioturbados por raíces

con tramos con intenso desarrollo de macrolentículas de yeso. De la misma forma, se han encontrado niveles similares en la Subunidad Y_{MB} -INT. En conjunto, el significado de estos niveles en el modelo sedimentario descrito parece corresponderse con momentos generalizados de descenso de la lámina de agua del lago salino que podía traducirse en su práctica desecación. En estos momentos, sin duda bien marcados en el registro sedimentario de la cuenca, el substrato carbonático sería afectado por procesos pedogenéticos, como formación de peloides, bioturbación por raíces, crecimiento de nódulos de anhidrita debido a fuerte evaporación capilar desde el nivel freático, etc...

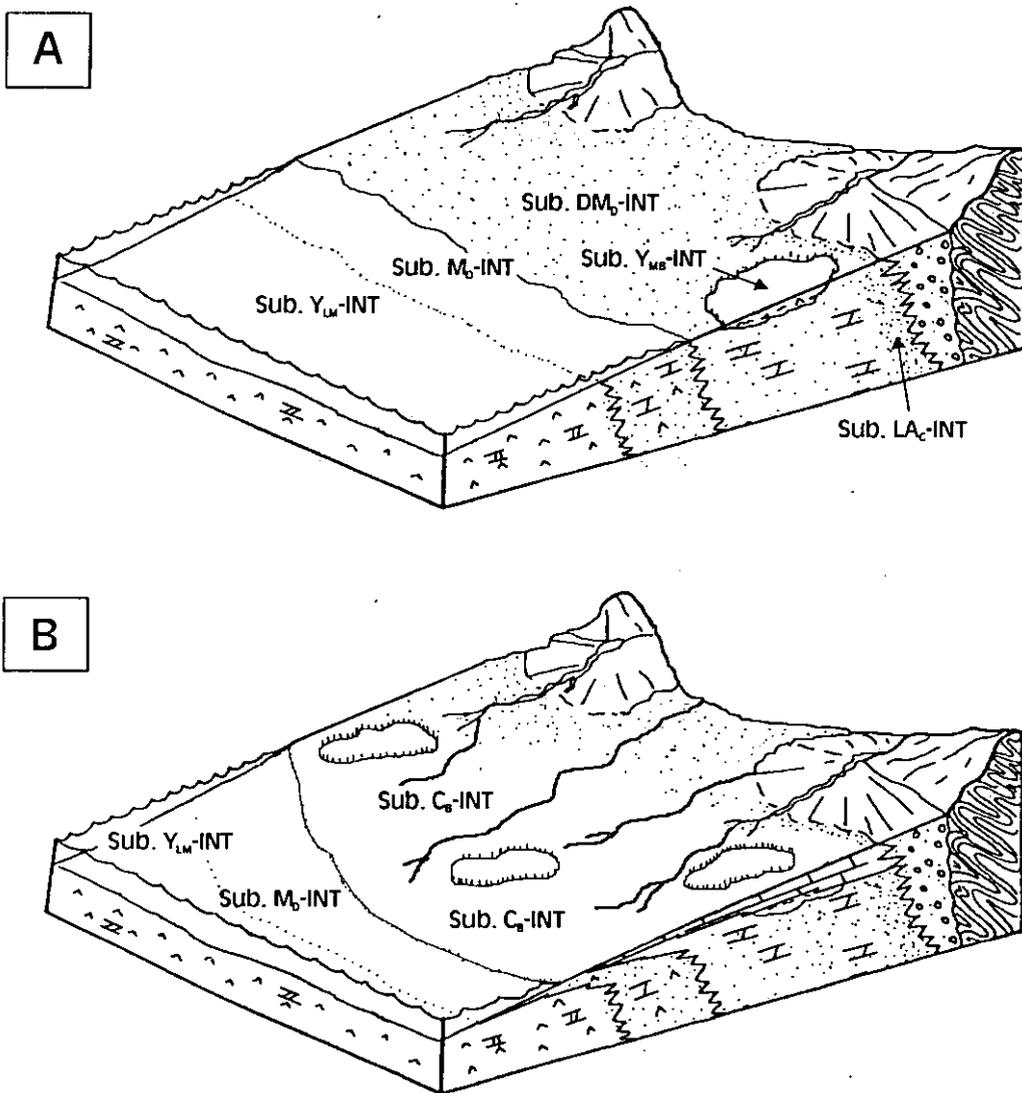


Figura 6.8. Modelo general de sedimentación para la Unidad Intermedia (medios no restringidos) para los términos inferiores (A) y superiores (B).

De la misma forma, salvando el vacío erosional producido por el encajamiento del Río Jalón, interpretamos un modelo sedimentario semejante para el sector NO de la cuenca, que probablemente funcionó en conexión (al menos, durante el inicio de la Unidad Intermedia) con los medios deposicionales descritos, donde los materiales de la Subunidad DM_D-INT representarían un ambiente de *mudflat* dolomítico que probablemente se relacionaba hacia el centro de la cuenca con materiales de la Subunidad M_D-INT.

2) Los términos superiores de la Unidad Intermedia reflejan una sedimentación típica de un ambiente palustre-lacustre, con crecientes evidencias de exposición subaérea, donde las últimas facies de carácter evaporítico (yeso primario interlaminado con dolomías y yeso macrolenticular en encajante dolomítico de la Subunidad CB_{PY}-INT) se van restringiendo a los sectores más centrales de la cuenca, a la vez que existe una progradación progresiva hacia el centro de la cuenca de facies propias de sistemas palustres y lacustres someros de aguas dulces que se reflejan en calizas bioclásticas, con gasterópodos, bioturbadas y nodulosas (C_{PG}-INT, C_B-INT, y CB_{PY}-INT), que culmina a techo de la unidad con el desarrollo generalizado por toda la cuenca de sistemas palustres de aguas dulces con gasterópodos y canales fluviales con oncooides (Fig. 6.8b).

4. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD SUPERIOR

4. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS

La Unidad Superior, debido a su afloramiento limitado a los sectores más centrales (Bloque Sur-Páramo), carece de representación en la cuenca de sus facies proximales. Por esta razón, las asociaciones de facies que se describen a continuación se corresponden con los términos centrales, presentándose las más diversas en la Subunidad T_A-SUP. Se distinguen tres grandes ambientes deposicionales:

4. 1. 1. ABANICO ALUVIAL-CANALES FLUVIALES

Se distingue una única asociación de facies, que caracteriza gran parte del Bloque Sur-Páramo representando el cambio en la vertical desde la Subunidad L_R-SUP a T_A-SUP.

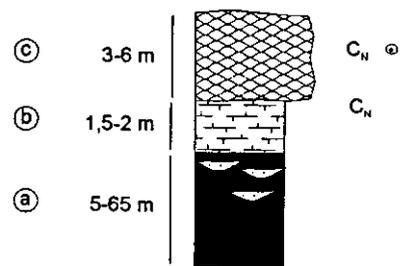
Asociación 24

Esta asociación constituye una única secuencia de gran importancia en la evolución sedimentaria de la cuenca durante la deposición de Unidad Superior (Fig. 6.9) que se compone de:

a) Término basal arcilloso-limoso rojizo de potencia muy variable (5-65 m) con intercalaciones arenosas y conglomeráticas, más abundantes hacia el techo.

b) El siguiente término es margoso-calcáreo noduloso de color blanco con una potencia de unos 1.5-2 m (C_N).

c) El último término consta de unos 3-6 m de carbonato noduloso amarillento muy recristalizado (C_N) con intercalaciones de niveles con carbonato detrítico y oncoides esféricos o ligeramente oblatos de hasta 10 cm. Hacia techo pasan a niveles tobáceos del conjunto de Unidad Superior.



ASOCIACION 24

Figura 6.9. Asociaciones de facies y secuencias de abanico aluvial-canales fluviales (Unidad Superior).

4. 1. 2. AMBIENTE FLUVIOLACUSTRE-TOBÁCEO

Se han distinguido cinco asociaciones de facies básicas en relación con los depósitos de la Subunidad T_A-SUP. Las dos primeras asociaciones se encuentran en relación con depósitos tobáceos autóctonos (Fig. 6.10):

Asociación 25

FITOHERMOS ASOCIADOS A CANALES FLUVIALES (2-3 M DE POTENCIA)

Forman secuencias de unos 2-3 m de potencia, a cuya base quedan niveles fluviales de gravas y oncoides cilíndricos y oblatos (C_{TO}) (soporte vegetal como núcleo) en

una matriz carbonática, que marcan la base del canal y que hacia techo transitan a colonias fitohermales in situ (Fig. 6.10).

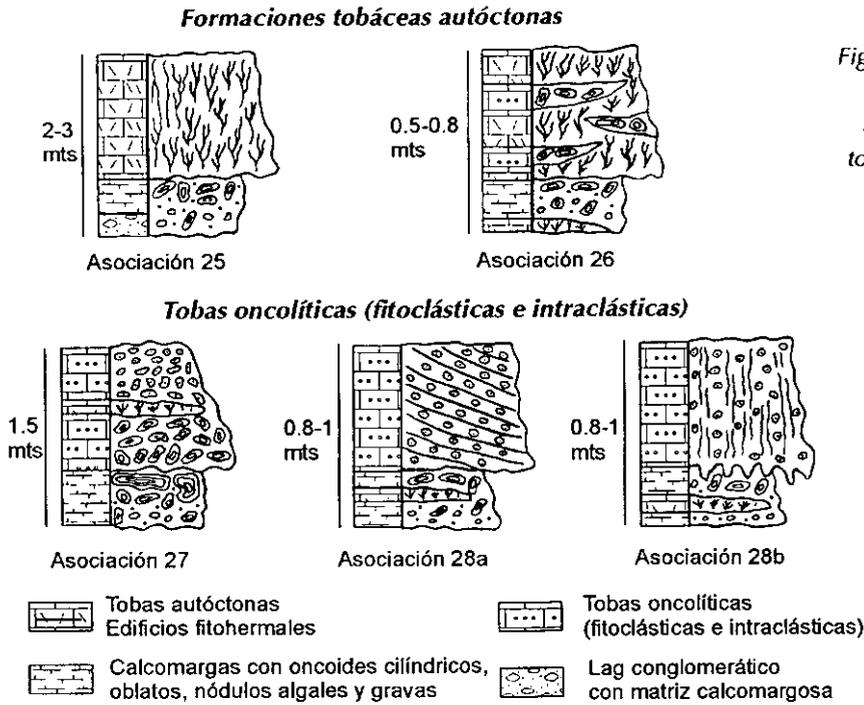


Figura 6.10. Asociaciones de facies y secuencias de ambiente fluviolacustre-tobáceo (Unidad Superior).

De la misma forma, hemos reconocido una asociación de facies que puede ser considerada una variante de esta asociación, ya que representa depósitos de relleno de canales tobáceos, aunque en este caso son de mayor escala, incluyendo morfologías de barrera tobácea (cascadas) y un término de carbonatos nodulosos como representación de la colmatación del canal (la descripción de la secuencia de relleno se encuentra en el capítulo 5).

Asociación 26

FITOHERMOS ASOCIADOS A NIVELES CONTINUOS DE 0.5-0.8 M DE POTENCIA

Es muy frecuente encontrar la existencia de depósitos tobáceos autóctonos (C_{TA}) en niveles continuos de base y techo planoparalelos de 0.5-0.8 de potencia, internamente heterogéneos y con transiciones laterales a facies de removilización tobácea (C_{TO} , C_{TF} y C_{TI}), sin existencia de superficies erosivas internas reconocibles (Fig. 6.9).

De la misma forma, se distinguen otras dos asociaciones de facies principales en relación con tobas oncolíticas (Fig. 6.10):

Asociación 27

SECUENCIAS GRANODECRECIENTES DE HASTA 1.5 M DE POTENCIA

Formadas por una base calcomargosa con terrígenos tamaño grava y oncoides cilíndricos-oblatos, así como grandes nódulos algales de hasta 40 cm de diámetro integrados por núcleos de fragmentos removilizados de colonias de macrofitas incrustadas (C_{TO}), que son tapizados por envueltas estromatolíticas muy finas similares a las descritas en canales fluviales por Anadón y Zamarreño (1979). Hacia techo se grada a packstone-grainstone de oncoides cilíndrico-oblatos con granoselección vertical en asociación con fitoclastos, intraclastos tobáceos, gasterópodos, y caráceas (C_{TO} , C_{TFr} y C_{TI}) (Fig. 6.10).

Asociación 28

SECUENCIAS DE 0.8-1 M DE POTENCIA

Base y techo planoparalelos, compuesta por una base calcomargosa con oncoides oblato-cilíndricos y/o intercalaciones tobáceas que hacia techo pasan a niveles masivos wackestone-packstone integrados mayoritariamente por oncoides esféricos de pequeño tamaño (3-4 mm) con frecuente núcleo algal, que en ocasiones se encuentran fragmentados (C_{TO}). Los fitoclastos e intraclastos son menos frecuentes. Entre los diversos componentes se localiza una matriz terrígeno-carbonatada con fragmentos de moluscos y carofitas. Son frecuentes las estructuras de flujo y la colonización por raíces (Fig. 6.10).

4. 1. 3. AMBIENTE LACUSTRE

Sólo se ha reconocido una asociación de facies en relación con los depósitos de la Subunidad C_L -SUP.

Asociación 29

Esta asociación de facies sólo se encuentra asociada a la Subunidad CL -SUP (Fig. 6.11), y se compone de:

- a) Un término de unos 20-30 cm de margas calcáreas.
- b) Nivel tabular de 10-15 cm con oncoides y fitoclastos de pequeño tamaño.

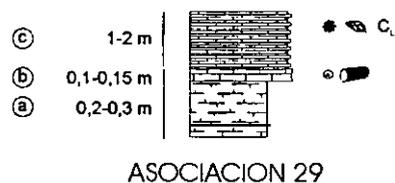


Figura 6.11. Asociaciones de facies y secuencias de ambiente lacustre (Unidad Superior).

c) El término final, de potencia muy irregular (1-2 m) se compone de niveles tabulares de caliza finamente laminada (C_L) (tobas de caráceas con gasterópodos), que en ocasiones poseen intercalaciones de niveles de morfología lenticular de tobas autóctonas (C_{TA}).

4. 2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES

En la interpretación de estas asociaciones de facies, las facies de lutitas y limos rojos representan los términos distales de abanico aluvial, o bien términos de llanura de inundación cuando el régimen es fluvial. Los canales de conglomerados y oncoides del techo de la Subunidad L_R -SUP se corresponden con el desarrollo de un importante sistema fluvial de dirección paralela al eje longitudinal de la cuenca. Las implicaciones paleoambientales de las morfologías de los oncoides fueron tratadas en el capítulo 5.

En la Subunidad T_A -SUP destaca la existencia de complejos sistemas tobáceos que comprenden básicamente dos grupos: a) edificios tobáceos autóctonos y b) depósitos de removilización tobácea.

Los edificios tobáceos autóctonos son indicadores de un flujo de agua constante en canales fluviales someros, si bien la entidad de los fitohermos es proporcional a la envergadura de los canales fluviales. Los edificios tobáceos autóctonos también pueden ser generados en sistemas lacustres muy someros semicerrados donde existe una renovación de las aguas mediante un régimen de flujo laminar.

Los depósitos de removilización tobácea (incluimos tobas oncolíticas, fitoclásticas e intraclásticas) son acumulados tanto en zonas de canal como en los márgenes de los mismos, formando en ocasiones barras longitudinales con estratificación cruzada.

4. 2. 1. ABANICO ALUVIAL-CANALES FLUVIALES

La asociación de facies 24 posee carácter secuencial en toda la cuenca y refleja el progresivo desarrollo de una red fluvial en la Subunidad L_R -SUP. El paso desde unos materiales lutítico-limosos rojos hacia canales conglomeráticos y oncolíticos a techo de la subunidad indica el paso de un ambiente deposicional de abanico aluvial distal a fluvial. Posteriormente, se pasa a un ambiente palustre generalizado en la cuenca con

encharcamientos y exposición subaérea de los depósitos fluviales previos, como queda representado por la abundancia de tramos de margas y calizas nodulosas hacia la base de la Subunidad T_A-SUP. Estos tramos pueden ser correlacionados en gran parte de la cuenca.

4. 2. 2. AMBIENTE FLUVIOLACUSTRE-TOBÁCEO

La asociación de facies 25 refleja una secuencia granodecreciente de relleno de canal. Hacia la base de los canales, como resultado de un episodio de avenida con alta energía, siempre se dispone el material siliciclástico grosero, que comprende grandes nódulos algales y oncoides, así como fragmentos de domos estromatolíticos que generalmente crecen adosados al substrato del canal. Con el progresivo relleno de canal, se adquieren unas condiciones de flujo características de menor energía, dominadas por un flujo laminar, que permiten el desarrollo de fitohermos o tobas autóctonas. Existen casos excepcionales (p.e Velilla de Jiloca) donde los depósitos tobáceos autóctonos alcanzan grandes dimensiones, y reflejan incluso la existencia de saltos de agua (cascadas). Por último, los carbonatos nodulosos reflejan una colmatación del canal y la adquisición de condiciones palustres, a la vez que los canales fluviales se desplazan lateralmente.

La asociación de facies 26 refleja un sistema tobáceo activo con un drenaje interno bien desarrollado dominado probablemente por un régimen de flujo laminar, que se relaciona con los fitohermos o depósitos tobáceos autóctonos. Lateralmente, se encuentran estrechamente ligados a todo tipo de facies de removilización tobácea, que se forman en flujos confinados (canales fluviales) que reelaboran los depósitos autóctonos adyacentes.

La asociación de facies 27 refleja una secuencia granodecreciente de relleno de canal, en el que los componentes clásticos carbonáticos representan un escaso transporte desde el área fuente (fitohermos tobáceos) ya que existe un óptimo grado de conservación de componentes. Los mayores oncoides y estructuras algáceas residen en la base de canal indicando una mayor energía de transporte, mientras que hacia techo se pasa a un menor diámetro de los componentes, aunque más diversos, quizás relacionados con la existencia de períodos de estancamiento efímero de las aguas en el propio canal.

La asociación de facies 28 refleja el desarrollo de barras oncolíticas con estratificación cruzada planar a gran escala. La base de la secuencia representa los

términos iniciales de un canal poco energético de oncoides y/o fitohermos de pobre desarrollo, mientras que los términos superiores son representativos de grandes barras oncolíticas, en que, a menudo los oncoides se encuentran clasificados por tamaños. La matriz terrígeno-carbonatada puede corresponder a un efecto de tamizado a través de un depósito muy poroso en origen, como es el oncolítico.

4. 2. 3. AMBIENTE LACUSTRE

La asociación de facies 29 es representativa de un ambiente lacustre muy somero, en que se forman extensas praderas de algas carófitas con gasterópodos. La formación de tobas de caráceas requiere aguas someras que permitan la penetración de la luz solar. Estas condiciones se dan en márgenes lacustres o en pequeños encharcamientos o lagunas de la periferia de sistemas lacustres mayores (Sanz-Montero, 1994). En ocasiones, las morfologías de los niveles calcáreos en esta asociación tienen morfología canalizada muy laxa, indicando la existencia de un flujo laminar poco energético en sistemas lacustres semicerrados muy someros, como lo demuestra el estado general de conservación de los restos de flora y fauna. Probablemente, la laminación en estos niveles se debe a diversos episodios de removilización de componentes calcáreos en régimen de flujo laminar influenciado por los aportes de agua al sistema. La escasa profundidad de este sistema lacustre viene reafirmado por la presencia de niveles tobáceos autóctonos de escaso desarrollo vertical y lateral, que actúan como simples barreras naturales frente al flujo, organizando pequeños vórtices que pueden provocar la aceleración del flujo y el arrastre de componentes tobáceos.

4. 3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD SUPERIOR

Dentro de los depósitos carbonatados de la Unidad Superior, planteamos tres modelos de sedimentación básicos para la Subunidades T_A -SUP y C_L -SUP:

MODELO DE SEDIMENTACIÓN FLUVIAL *BRAIDED* (SUBUNIDAD T_A -SUP)

Desarrollado por Ordóñez y García del Cura (1983) y Pedley (1990), este modelo de sedimentación es similar, aunque a menor escala, que el de los sistemas *braided* siliciclásticos. Dentro de este modelo, no son necesarios altos regímenes energéticos, ya que gran parte de los componentes, como los oncoides, o fragmentos de bioconstrucciones se caracterizan por un bajo peso y densidad, siendo fácilmente transportados con energía baja-moderada. De hecho, la velocidad del flujo tiende a ser más constante

en las corrientes de estos sistemas *braided*, que en los siliciclásticos, y son frecuentes profundidades de tan sólo unos pocos centímetros (Pedley, 1990).

En este modelo, se suceden en la horizontal canales activos favorables para el desarrollo de edificios tobáceos autóctonos, con canales distributarios y barras longitudinales formadas por productos de removilización tobácea, o con pequeños estancamientos o charcas donde predominan las condiciones palustres.

Los oncoides se encuentran rellenando canales de algunos metros de anchura y centímetros-decímetros de profundidad, que, a veces, presentan bases erosivas. Resultan comunes los cuerpos lenticulares de componentes fitoclásticos y se desarrollan numerosos canales distributarios que pueden diverger alrededor de aquellos o de edificios tobáceos autóctonos de pequeña talla (Fig. 6.12). Los domos estromatolíticos se desarrollan a favor de substratos estabilizados de canales con poca carga de fondo o en los márgenes de canal, y la mayor parte de estos depósitos de removilización tobácea son clasto-soportados con una matriz tobácea intraclástica.

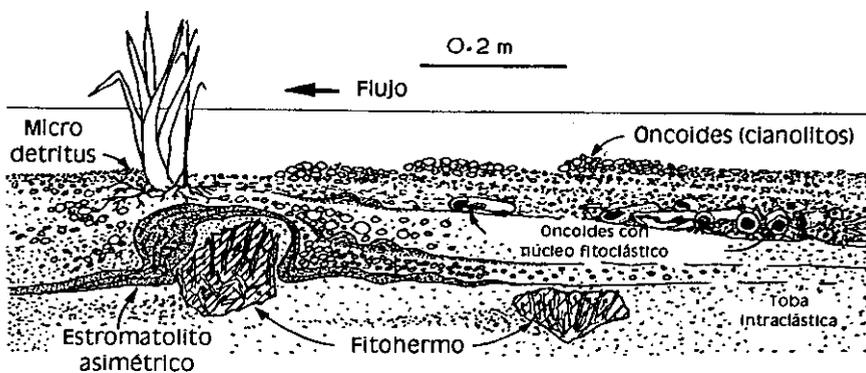


Figura 6.12. Modelo fluvial braided con los elementos más típicos (Modificado de Pedley, 1990).

MODELO DE CASCADA TOBÁCEA (SUBUNIDAD T_A-SUP)

Dentro de un sistema tobáceo, los flujos más energéticos se producen en saltos de agua y cascadas, desarrollándose cortinas de musgos en sus bordes que son tapizados por finas láminas de carbonato cálcico. Muchas de las tobas actuales europeas responden a este modelo (Pedley, 1990) (Fig. 6.13). En ocasiones, se reconocen cavidades cegadas bajo una cortina tobácea, que puede constar además de formaciones pseudoestalactíticas. Las cascadas poseen un bajo potencial de preservación en el registro sedimentario, se encuentran muy limitadas en extensión y pueden ser rápidamente eliminadas por el retroceso de las mismas. En la Subunidad T_A-SUP de la Cuenca de Calatayud, las grandes estructuras canalizadas tobáceas que alcanzan

anchura decamétrica y poseen una evidente dirección paralela al eje longitudinal de cuenca, pueden ser incluidas dentro de este modelo. La génesis de cascadas asociadas a un curso fluvial constituye un hecho local de la zona de Paracuellos - Velilla, ligado a un desnivel topográfico probablemente relacionado con subsidencia inducida por karstificación de los materiales evaporíticos infrayacentes.

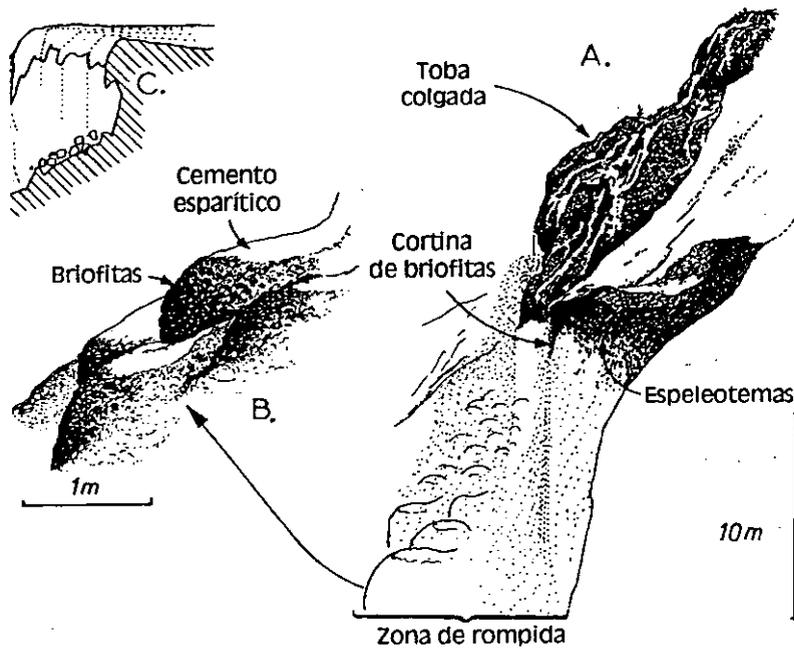


Figura 6.13. Modelo de toba en cascada. A) Disposición general de la cortina de briofitas y desarrollo de formaciones "almohadilladas" bajo las cascadas. B) Detalle de las formaciones "almohadilladas". C) Modelo generalizado de progradación en la cortina tobácea y desarrollo de fábricas subverticales, con desarrollo de cuevas con espeleotemas (Modificado de Pedley, 1990).

5. RECONOCIMIENTO DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LOS DEPÓSITOS MIOCENOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD. IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS

5. 1. ESTADO ACTUAL DE LOS ESTUDIOS SOBRE CICLICIDAD SEDIMENTARIA

En la actualidad, los estudios realizados sobre secuencialidad y ciclicidad sedimentaria han cobrado una especial relevancia; de forma genérica, una gran parte de los mismos intentan establecer una relación entre la oscilación de los parámetros orbitales terrestres y su reflejo en el clima y por tanto en el registro sedimentario.

Hasta el momento, sólo se ha conseguido un adecuado control cronológico para el Pleistoceno Superior con una resolución y precisión de miles de años. Así, recientemente, en sedimentos marinos se ha establecido una escala temporal de polaridad astronómica (APTS) que abarca completamente el Plio-Pleistoceno (Shackleton et al., 1990, 1996; Hilgen, 1991a, b; Tiedemann et al., 1994). Esta escala se basa en la calibración de ciclos sedimentarios u otras variaciones de carácter cíclico registradas en secuencias sedimentarias, con las variaciones orbitales terrestres o con curvas derivadas de las mismas. En el registro marino del sector mediterráneo, la escala temporal ha sido extendida hasta los 12 Ma (Hilgen et al., 1995). Aunque en reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales, la APTS puede considerarse fundamental, su construcción se ha fundamentado por completo en secuencias sedimentarias marinas de medio abierto.

Sin embargo, la comprensión de los cambios paleoclimáticos ha de basarse en el establecimiento de correlaciones crono-estratigráficas de alta resolución y precisión entre el registro sedimentario marino y continental. Como ventaja importante del estudio de la ciclicidad sedimentaria en ambiente continental frente al medio marino, se presenta el hecho de una mayor susceptibilidad a un reflejo de los cambios climáticos inducidos orbitalmente en el registro sedimentario terrestre, si bien la existencia de hiatos sedimentarios puede implicar la pérdida de un control directo. La existencia de ambientes deposicionales continentales en los que una subsidencia regular favorece una sedimentación continua puede favorecer un registro de los ciclos de Milankovitch salvando en lo posible los hiatos sedimentarios. Por ello, una gran parte de los esfuerzos han de concentrarse en la búsqueda de medios deposicionales específicos en los que

exista un adecuado registro de la secuencialidad sedimentaria inducida climáticamente a través de la oscilación de parámetros orbitales terrestres (ver Kent et al., 1995; Olsen y Kent, 1996); en este sentido, diferentes investigadores se encuentran actualmente trabajando en cuencas sedimentarias continentales, y en concreto en la Cuenca de Calatayud, con el propósito de llegar a una ampliación dentro del Mioceno de la APTS (Krijgsman et al., 1994; 1996; Abdul-Aziz et al., 1998).

5. 1. 1. LOS PARÁMETROS ORBITALES TERRESTRES

Desde hace algún tiempo se ha venido observando que los ciclos sedimentarios pueden reflejar oscilaciones climáticas controladas por ciclos orbitales terrestres; de esta forma, pueden ser usados para estimar la cantidad de tiempo representado en el registro sedimentario. Gilbert (1895) propuso que la deposición de ciclos carbonato-marga del Cretácico Superior eran resultado de una influencia astronómica, y basándose en este hecho, calculó la duración de una parte del Cretácico Superior. Más tarde, Bradley (1929) reconoció ciclos de precesión en secuencias varvadas de arcilla/dolomita utilizándolos como medida precisa de las tasas de sedimentación. Más tarde, Milankovitch (1941) relanzó esta temática al establecer una relación entre los parámetros astronómicos y las edades de hielo. En la actualidad, la idea de un reflejo en el registro sedimentario de las variables astronómicas, se encuentra ampliamente aceptada.

A pequeña escala, es muy probable que los cambios litológicos de marcado carácter cíclico en el registro sedimentario, se encuentren relacionados con oscilaciones climáticas inducidas por ciclos orbitales de precesión y excentricidad. Con anterioridad, la tectónica y los cambios del nivel del mar fueron considerados factores dominantes de control del relleno siliciclástico de las cuencas sedimentarias; así, usualmente, la existencia de variaciones litológicas de carácter cíclico fue atribuida a los factores citados o procesos autocíclicos, sin considerar la influencia de los cambios climáticos.

Los parámetros orbitales son climáticamente importantes porque causan variaciones en la distribución espacial de la energía solar que alcanza la superficie de la Tierra, influyendo en la distribución de zonas climáticas y en la variación de la recepción de energía solar con la latitud a lo largo del año (Berger y Loutre, 1991). Los cambios climáticos de origen astronómico, así como su representación sedimentaria dependen de la posición cambiante del eje de la Tierra en su movimiento de traslación alrededor del Sol. Estas variaciones dependen de la intensidad de las fuerzas gravitacionales en el sistema rotatorio Sol-Tierra-Luna así como de la influencia de otros planetas dentro del sistema solar (De Boer y Smith, 1994). Las perturbaciones

orbitales resultantes conllevan variaciones en la excentricidad (con períodos principales de 400.000 y 100.000 años), oblicuidad (41.000 años) y precesión (23.000 y 19.000 años) (Berger, 1977) (Fig. 6.14).

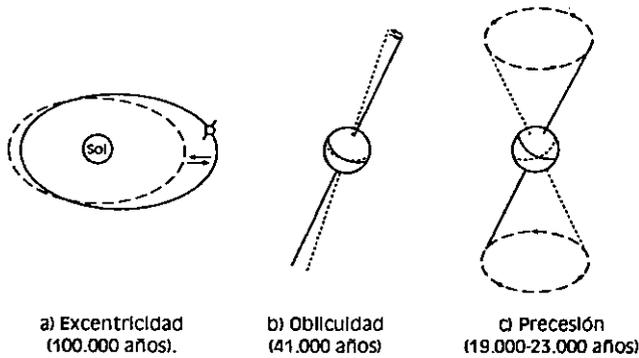


Figura 6.14. Representación esquemática de las variables astronómicas que influyen en el clima de la Tierra (Modificado de De Boer y Smith, 1994).

La *precesión* es el giro del eje rotacional de la Tierra debido a los efectos combinados de atracción lunar y solar. El período absoluto de este ciclo es del orden de 26.000 años. Sin embargo, la órbita elíptica de la Tierra también rota, siendo los principales períodos medios observados entre 19.000 y 23.000

años con extremos de 14.000 y 28.000 años (Berger, 1988). Como resultado, la precesión de los equinoccios constituye la razón de que los momentos de perihelio varíen en el tiempo. En la actualidad, en el hemisferio Norte, los inviernos se producen en el perihelio, mientras que el verano lo hace en el afelio. Este hecho provoca que existan cambios predecibles en la insolación sobre la Tierra y cambios en el contraste entre verano-invierno. El efecto de la precesión está 180° fuera de fase entre el hemisferio Norte y Sur.

La *oblicuidad* del eje de la Tierra es el ángulo de inclinación con respecto a la perpendicular de la eclíptica, el plano en que la Tierra rota alrededor del Sol. El valor de la oblicuidad varía entre $22-24,5^\circ$ con un período medio de unos 41.000 años, provocando estacionalidad, especialmente a altas latitudes.

El movimiento traslatorio de la Tierra alrededor del Sol no es un círculo perfecto sino una elipse con una *excentricidad* variable. El período en el cual varía desde un máximo (unos 0.06 en órbita elíptica) a un mínimo (próximo a 0 en órbita circular) y retorna a condiciones anteriores es de unos 100.000 años con unas componentes mayores a 99.000 y 123.000 años. Además, existen variaciones regulares de la excentricidad en unos 400.000 años, 1,3 Ma, y 2 Ma, que han sido reconocidas en diferentes sucesiones sedimentarias.

5. 2. ESTUDIOS DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DE CALATAYUD

La Fosa de Calatayud-Teruel ofrece uno de los registros sedimentarios continentales miocenos más completos de la Península Ibérica. Por esta razón, constituye un sector favorable para la realización de estudios de ciclicidad sedimentaria inducida por oscilaciones de los parámetros orbitales (Krijgsman et al., 1994; 1996), ya que además, dispone de numerosos yacimientos paleontológicos que permiten llevar a cabo una calibración cronológica.

En la Cuenca de Calatayud, Krijgsman et al. (1994) realizaron un estudio magnetoestratigráfico de dos secciones estructuradas de forma cíclica, localizadas en el sector de Villafeliche y en la falda Norte de la Sierra de Armantes; en ésta, la sedimentación aparece como continua en un período estimado entre 17-12 Ma. La sección de Armantes se compone de una secuencia de niveles rojos con una alternancia regular (a escala de 10 metros) de limos rojos y calizas rosadas/blancas. Dentro de esta alternancia existe una estratificación de menor escala (2-3 metros) caracterizada por un contenido en carbonato variable. Krijgsman et al. (1994) señalan que la correlación de la secuencia de polaridad magnética de la sección con la escala temporal de polaridad geomagnética (GPTS) sugiere una periodicidad de 111.000 años para la ciclicidad de gran escala, que es indicativa de una relación con el período de unos 100.000 años de excentricidad de la órbita de la Tierra.

Otro sector con interés para la realización de estudios cicloestratigráficos, es la zona de Orera-Ruesca donde Abdul-Aziz et al. (1998) han realizado una sección compuesta sobre la que se han aplicado métodos de estudio de alta resolución magnetoestratigráfica y cicloestratigráfica. En esta sección se han descrito ciclos sedimentarios a tres o cuatro escalas diferentes. Los ciclos de pequeña escala poseen una potencia del orden de 1.6 m y se caracterizan por la alternancia de carbonatos blancos y arcillas verdes (ciclo de precesión de unos 20.000 años). La presencia regular cada 5 o 6 ciclos de arcillas rojas en lugar de verdes en los ciclos, ha sido interpretada como el reflejo de un ciclo de excentricidad (de unos 100.000 años). Por último, observaron una ciclicidad a gran escala marcada por la alternancia de intervalos con ciclos regulares de pequeña escala e intervalos donde existe un enriquecimiento en arcilla frente al carbonato en ciclos a pequeña escala menos regulares. En este caso, se ha asociado con otro de los valores principales de los ciclos de excentricidad (400.000 años). La correlación con la escala temporal de polaridad geomagnética (GPTS) de Cande y Kent (1995; CK95) proporciona una edad de entre 10.5 a 12.5 Ma. para la sección completa.

Una vez que los investigadores citados han constatado la existencia o el reflejo de las oscilaciones orbitales terrestres en el registro sedimentario de la cuenca, como aportación de esta Tesis Doctoral a los estudios de ciclicidad sedimentaria en la cuenca, se profundiza en la interpretación sedimentológica y paleoclimática, en función de los cambios litológicos y estructuras reconocidas en cada ciclo sedimentario.

La Cuenca de Calatayud ofrece la posibilidad de un estudio del fenómeno de la ciclicidad sedimentaria en determinados sectores que interpretamos como ambientes deposicionales estables favorecidos por una subsidencia regularizada. La Unidad Intermedia de la cuenca presenta los mejores ejemplos de un registro sedimentario de las oscilaciones de los parámetros orbitales, mientras que en Unidad Inferior y Superior, las series no presentan un patrón cíclico regular de la sedimentación o, han sido en parte modificadas diagenéticamente.

Los sedimentos evaporíticos de la Unidad Inferior, característicos de alta-moderada salinidad, han quedado sujetos a transformaciones minerales penecontemporáneas, disoluciones, reprecipitaciones y procesos diagenéticos que han eliminado gran parte de los rasgos deposicionales, por lo que resulta complejo diferenciar ciclicidad sedimentaria inducida por variaciones de los parámetros orbitales. En el sector Sur de la Sierra de Armantes afloran facies salinas de relativa marginalidad dentro del lago salino que estuvieron afectadas por continuas oscilaciones del nivel de las aguas del lago; de esta forma, se puede encontrar una superposición de episodios de precipitación de fases minerales y etapas de diagénesis temprana correspondientes tanto a condiciones freáticas como vadosas. Aunque no es posible distinguir una ciclicidad sedimentaria regular, se han identificado algunas secuencias de precipitación evaporítica que se repiten a espacios irregulares y que poseen una importancia específica por su significado paleoclimático.

Por otra parte, en gran parte de la Unidad Superior no se ha favorecido el establecimiento de medios subsidentes con sedimentación regular que puedan ser susceptibles de registrar oscilaciones climáticas inducidas por las variaciones de los parámetros orbitales. Sin embargo, aunque la Subunidad C₁-SUP es característica de un ambiente lacustre somero estable, no conserva un patrón cíclico regular diferenciable a macroescala, que pueda ser relacionado con factores climáticos.

Por lo tanto, sólomente la sedimentación en la Unidad Intermedia posee las condiciones necesarias para el registro de las oscilaciones climáticas de carácter cíclico. Hacia los sectores marginales de la unidad, en diferentes medios deposicionales, la

sedimentación ha permanecido constante y regular durante largos períodos de tiempo favorecida por una subsidencia diferencial respecto del sector central de la cuenca. Como resultado, se obtienen excepcionales secuencias sedimentarias en el sector de Orera-Ruesca, en gran parte de la Sierra de Armantes, o en el sector comprendido entre las localidades de Morata de Jiloca y Mara (Sanz-Rubio et al., 1997) que reflejan ciclicidad sedimentaria; una de las peculiaridades de éste último sector es la excepcional continuidad sedimentaria que representa una evolución gradual desde unas evaporitas de alta-moderada salinidad (Unidad Inferior) a unos depósitos carbonático-evaporíticos representativos de estadios de mayor dilución de la salmuera (Unidad Intermedia).

5. 2. 1. LA RESPUESTA DE LOS AMBIENTES EVAPORÍTICOS A LAS OSCILACIONES CLIMÁTICAS

Los ambientes evaporíticos, especialmente continentales, presentan una alta sensibilidad a cualquier tipo de oscilación climática, tanto a pequeña escala (estacionalidad, estación húmeda y seca), como cambios globales de mayor orden, ya que la concentración de la salmuera puede ser rápidamente modificada, y con ello las diferentes fases minerales precipitadas. Aunque gran parte de las cuencas evaporíticas parecen reflejar un ambiente sedimentario estable, todo ambiente evaporítico se encuentra afectado por procesos de precipitación, disolución y diagénesis de fases minerales salinas. Esta clase de procesos han sido observados por numerosos autores, como Arakel y Tian Hongjun (1994), que constatan la efectividad del reciclaje de la salmuera a través de la cristalización mineral estacional, transformaciones de fase y precipitación-disolución bajo un clima árido, o Sánchez-Moral (1994) y Sánchez-Moral et al. (1998), quienes han observado frecuentes fenómenos de disolución de evaporitas precipitadas en años anteriores, así como cambios texturales y mineralógicos en los depósitos salinos de lagos actuales, relacionados con variaciones de temperatura y entrada de aguas en períodos de recarga. Por ello, es importante resaltar que aunque a gran escala la continuidad sedimentaria en las sucesiones evaporíticas de la Cuenca de Calatayud puede resultar excepcional, existen un gran número de hiatos sedimentarios de corta duración, que no deben ser considerados como un factor relevante en la interpretación sedimentológica, aunque las potencias originales pueden verse modificadas, así como la propia estructura deposicional de los ciclos.

Otro aspecto importante a tener en cuenta en el estudio de ciclos sedimentarios inducidos por oscilaciones climáticas en lagos salinos es la localización de las secuencias más completas. La interpretación de la distribución espacial de procesos variables superficiales en lagos salinos puede ser difícil o equívoca con la ausencia de un

conocimiento de las variaciones estratigráficas laterales. Los mejores registros de la evolución de un lago salino deberían encontrarse en el centro de la cuenca; sin embargo es necesario reconocer que las secciones estratigráficas allí realizadas pueden ser temporalmente incompletas, o pueden carecer de un registro de las desecaciones del lago hacia los márgenes (Vandervoort, 1997). En este sentido, en lagos salinos estables, las dificultades surgen en el reconocimiento en el centro de la cuenca de períodos de expansión o desecación lacustre que sólo van a ser registrados en los márgenes del lago, y que marcan las grandes pautas de oscilación climática. Por esta razón, como veremos más adelante, gran parte de las secuencias y ciclos sedimentarios en sedimentos evaporíticos con un significado paleoclimático en la Cuenca de Calatayud, son características de ambientes relativamente marginales dentro del lago salino.

5. 3. CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA UNIDAD INFERIOR

Como se ha comentado precedentemente, en esta unidad no se localiza un patrón cíclico de sedimentación regular, aunque en facies de margen de lago salino del sector comprendido entre la localidad de Calatayud y la vertiente Sur de Armantes, se pueden encontrar secuencias sedimentarias relevantes, cuya interpretación puede relacionarse con fluctuaciones del nivel del lago salino inducidas por oscilaciones climáticas regulares.

En Unidad Inferior pueden distinguirse tanto ciclos menores como mayores. Los ciclos menores se componen de yeso interlaminado a escala milimétrica/centimétrica con magnesita y arcillas/margas magnesíticas, mientras que los ciclos mayores, reflejan secuencias métricas evaporíticas con una marcada tendencia evolutiva.

5. 3. 1. CICLOS MENORES. INTERLAMINADOS YESO/MAGNESITA

Estas secuencias se caracterizan por una alternancia a pequeña escala (milimétrica/centimétrica) compuesta por yesos laminados ricos en materia orgánica (yeso postdeposicional procedente de anhidrita y/o glauberita, A_L - G_L) intercalados ocasionalmente por niveles de yeso micronodular (1-3 cm), que se disponen en alternancia con láminas de magnesita, margas/arcillas magnesíticas, arcillas grises y arcillas oscuras ricas en materia orgánica (Fig. 6.15).

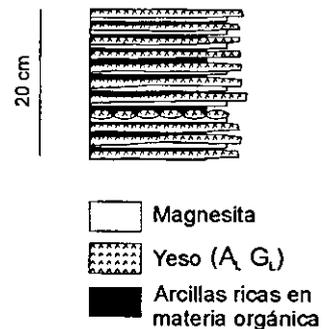


Figura 6.15. Ciclos menores. Interlaminados yeso/magnesita.

5. 3. 2. CICLOS MAYORES. SECUENCIAS DE ARCILLA Y MAGNESITA CON YESO NODULAR

Constituye el tipo de secuencia sedimentaria más común de la Unidad Inferior. Se trata de secuencias de hasta 2.3 m de potencia que constituyen la representación de la asociación de facies 2 hacia sectores más centrales en la cuenca. Las secuencias, en detalle, están compuestas de (Fig. 6.16):

a) un cuerpo masivo de aproximadamente 1.3-1.5 m de potencia de arcillas grises-verdes homogéneas, en ocasiones laminadas con restos vegetales flotados y pequeñas huellas de bioturbación de raíces; se reconocen pequeñas venas de yeso fibroso (0.5-2 cm de espesor) con orientación vertical preferente y presencia de pequeños nódulos yesíferos de hasta 2-3 cm de diámetro.

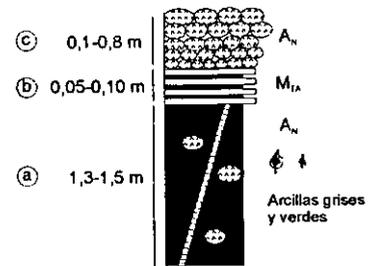


Figura 6.16. Ciclos mayores. Secuencias de arcilla y magnesita con yeso nodular.

b) 5-10 cm de alternancia de láminas de magnesita, arcillas grises y margas/arcillas magnésicas (M_{TA}).

c) 0.1-0.8 m de yesos nodulares en niveles discontinuos dentro de una matriz margosa magnésica; usualmente, se reconoce una tendencia a un aumento del tamaño de los nódulos yesíferos desde la base del nivel (2-3 cm) hacia el techo (5-20 cm). En otras ocasiones, los niveles nodulares se presentan masivos, formados por nódulos coalescentes, o nódulos de elongación vertical.

Interpretación

El origen más probable de los ciclos menores responde a variaciones de tipo estacional (alternancia de períodos húmedos y secos). Esta secuencia es característica de áreas con sedimentación lacustre de tipo somero, con una alternancia sucesiva de etapas de dilución de la salmuera (arcillas) con períodos de progresiva concentración que pueden dar lugar a precipitación de magnesita y anhidrita-glauberita (transformadas en yeso secundario) en un estadio más evolucionado, sin que se encuentren evidencias de la desecación total de la salmuera. La existencia de niveles nodulares de pequeño rango es indicativa de episodios menores de anhidritización sinsedimentaria.

Desde el punto de vista geoquímico el origen de estas secuencias en las que alternan fases minerales carbonatado-magnésicas con fases sulfatado cálcicas, sin presentarse fases intermedias carbonatado cálcicas o cálcico-magnésicas, implica unas especiales características composicionales de la solución a partir de la cual precipitan. Mediante PHRQPITZ se han realizado los cálculos necesarios para obtener una solución a partir de la cual sea termodinámicamente posible la formación de estas alternancias magnesita/yeso. Los primeros resultados indican que son necesarios altos valores de la relación Mg/Ca (superiores a 23) y una composición de tipo sulfatado-magnésico-cálcico, sin ser necesarias altas concentraciones en la solución. La evaporación de una solución de estas características, probablemente con valores de dicha relación superiores al citado, provocaría la precipitación inicial de magnesita (y/o algún precursor) con el consiguiente enriquecimiento en Ca de la solución; posteriormente, y a medida que progresara el proceso de evaporación se produciría la precipitación de yeso una vez superada la saturación en esta fase mineral. No obstante, el reconocimiento de anhidrita y/o glauberita como precursores del yeso actual, indican que la salmuera en el momento de la precipitación debería presentar elevadas concentraciones de especies en disolución. En el caso de la anhidrita, los valores necesarios de la fuerza iónica de la solución (I) son superiores a 6, y la actividad de agua inferior a 0.77, límite del campo de estabilidad anhidrita/yeso. Asimismo, en el caso de la glauberita sería necesaria la presencia de altos contenidos en Na. Todo ello parece indicar que la salmuera presente en el lago durante este período debería ser del tipo Cl-SO₄-Na-Mg-(Ca), probablemente derivada de la salmuera Cl-Na dominante durante la etapa anterior en la que se formó el cuerpo halítico central subyacente. De esta forma, parece clara la tendencia al cambio tanto en la tasa de entrada como en las características químicas de las aguas de alimentación del lago.

Los ciclos sedimentarios mayores representan secuencias de somerización de lago salino en zona de margen lacustre-*mudflat*; cada secuencia individual comienza con un tramo de terrígenos finos (arcillas), donde no existen evidencias notables de exposición subaérea, suponiendo un período estable en el que se alcanza un alto grado de dilución de la salmuera. Las intercalaciones de niveles rojizos propios de ambiente oxidante son poco abundantes y sólo, en alguna ocasión se reconocen nódulos de anhidrita que son indicativos de un crecimiento por capilaridad en zona vadosa. Posteriormente, en la vertical se pasa hacia un tramo que supone la progresiva concentración de la salmuera, traduciéndose en una alta relación Mg/Ca. Se produce sobresaturación en magnesita y su consiguiente precipitación; al mismo tiempo, se describe la existencia de pequeños pulsos de inundación y dilución de la salmuera que quedan reflejados en los finos lechos arcillosos intercalados con la magnesita. Finalmente, la existencia de potentes niveles de

yeso nodular con crecimiento en una matriz magnesítica indica el paso por un episodio de desecación en el que se intensifican los procesos de evaporación capilar que dan lugar al crecimiento de nódulos de anhidrita en ambiente vadoso. En algún caso, los términos nodulares presentan una cierta estructuración en niveles con continuidad lateral, que pueden presentar texturas alabastrinas con pseudomorfos de glauberita. En este sentido, el depósito evaporítico puede resultar bastante más complejo, llegándose a una precipitación probablemente intrasedimentaria de cristales de glauberita euhedral-discoidal que han sufrido posteriormente un proceso de anhidritización sinsedimentaria, con un paso intermedio consistente en la disolución incongruente de glauberita y pseudomorfización en yeso de la misma (Mees, 1998).

La precipitación de magnesita en zonas marginales lacustres en los primeros estadios del proceso de evaporación provocaría una disminución de la relación Mg/Ca y la posterior precipitación del yeso, sin que se alcanzara en ningún momento la sobresaturación en fases minerales carbonatado-cálcicas ni cálcico-magnésicas (calcita, aragonito, dolomita) de forma coherente con su ausencia en la series estudiadas. Sin embargo, en determinados sectores de la cuenca, comúnmente hacia los márgenes oriental y occidental pueden encontrarse secuencias a menor escala en que tras la consecución de una relación de Mg/Ca lo suficientemente alta como para inducir la precipitación de magnesita, se pasa a niveles complejos con aragonito, calcita diagenética y pseudomorfos de anhidrita.

5. 4. CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA UNIDAD INTERMEDIA

La Unidad Intermedia presenta los mejores ejemplos de series sedimentarias estructuradas de forma cíclica que pueden ser interpretados como respuesta a oscilaciones de los parámetros orbitales terrestres. Además de los depósitos palustres del área de Orera-Ruesca (ver Abdul-Aziz et al., 1998) confinados en una zona de sombra entre abanicos aluviales, uno de los sectores con mayor potencialidad para su estudio cicloestratigráfico reside en el Bloque Sur-Páramo, en la zona comprendida entre las localidades de Morata de Jiloca y Mara que se corresponde con facies lacustres someras del sistema evaporítico de Unidad Intermedia.

Aunque la naturaleza de las litologías implicadas en cada uno de los medios deposicionales es distinta (alternancia lutítico-dolomítica en Orera-Ruesca y magnesítico/dolomítica-yesífera en Morata-Mara), cronológicamente se trata de ambientes deposicionales coetáneos aunque paleogeográficamente individualizados; en

este sentido resulta interesante encontrar las relaciones entre las interpretaciones paleoclimáticas que pueden realizarse sobre los ciclos sedimentarios de cada ambiente. Por otra parte, no se profundizará en la descripción de la ciclicidad sedimentaria en el Norte de la Sierra de Armantes ya que la ciclicidad encontrada allí presenta una mayor escala que la existente en Orera-Ruesca y Morata-Mara.

5. 4. 1. SUCESIÓN CÍCLICA YESO PRIMARIO/MAGNESITA-DOLOMITA (SECTOR SE DE LA CUENCA)

Una de las mejores sucesiones cíclicas de la Unidad Intermedia quedan localizadas en el sector sureste de la cuenca entre los ríos Jiloca y Perejiles (a la altura de las localidades de Morata de Jiloca y Mara). Del mismo modo que en la Unidad Inferior, gran parte de la sedimentación evaporítica en este sector está representada por ciclos menores y mayores.

Los ciclos menores están formados por una alternancia rítmica centimétrica de materiales magnesítico/dolomíticos y yeso primario que componen ciclos mayores o secuencias de una potencia de 2-2.5 m (ver asociación de facies 11), y forman parte de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT; cada ciclo se compone de yeso primario (yeso microselenítico, detrítico, y lenticular) interlaminado con materiales magnesíticos o dolomíticos con una tendencia definida de aumento de la proporción y potencia de los niveles microseleníticos hacia el techo de la secuencia que presenta evidencias de anhidritización sinsedimentaria (ahora rehidratados a yeso) por exposición en condiciones áridas superficiales (Moiola y Glover, 1965; Shearman, 1983; Rouchy et al., 1986).

La sección estratigráfica *Mor* muestra una sedimentación evaporítica en apariencia sin discontinuidades relevantes y estructurada en ciclos bien definidos, que es característica de un ambiente de margen lacustre o lago salino somero. La sección *Mor* (nosotros hemos representado sólo el tramo más significativo) representa una excepcional serie de más de 200 m de potencia que, hacia su base refleja la transición entre facies de alta-moderada salinidad de la Unidad Inferior a unas facies carbonático-evaporíticas indicativas de menor salinidad (Unidad Intermedia). Hacia la parte media, puede distinguirse con claridad el patrón cíclico regular definido. Esta ciclicidad puede ser observada en la mayor parte de la serie exceptuando los últimos tramos de Unidad Intermedia que pertenecen a la Subunidad CB_{PY} -INT. El ascenso en la sección hacia los términos más altos representa una sustitución de las litologías magnesíticas por dolomíticas, desaparición paulatina del yeso primario frente a la proporción de carbonato magnésico, así como un aumento en la cantidad de aportes de terrígenos finos. Estas sucesiones carecen

de la presencia de hiatos sedimentarios remarcables y sólo queda interrumpida por la génesis ocasional de paleosuelos con estructura de orientación vertical.

LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS

Por otra parte, el sector de Mara, representado por la sección *Mar-2*, posee el mismo patrón cíclico para las evaporitas que en la sección *Mor*. En este sector, existe una importante discontinuidad sedimentaria (superficie paleokárstica) que afecta a los materiales de la Subunidad Y_{LM} -INF de Unidad Inferior, que aunque sólo aflora un tramo de 16 m, posee la misma estructuración cíclica que hemos descrito en las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT de la Unidad Intermedia.

De esta forma, sobre la discontinuidad existe una potente serie de carbonatos diagenéticos (Subunidad C_{LD} -INT, procedentes de la calcitización de materiales de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT, ver capítulo 7), donde puede reconocerse el mismo patrón cíclico que en los materiales yesífero-carbonáticos. Sin embargo, si en el caso anterior, la potencia de cada ciclo oscilaba entre 2-2.5 m, en este tramo diagenético oscilan entre algo más del medio metro hasta los 1.20 m. Dentro de cada ciclo también se diferencia de la misma forma una mayor potencia del tramo inferior que el superior, a la vez que se observa como los tramos basales poseen una mayor abundancia de intercalaciones arcillosas en comparación con los tramos de techo, que presentan con mayor frecuencia evidencias de sulfatos en forma de moldes o pseudomorfos de yeso, e incluso llegan a preservarse estructuras típicas como tepees y/o deformaciones de la laminación producidas en la competición del crecimiento cristalino del yeso. Hacia la parte media de la sección se reconocen abundantes *slumps*, con brechas de *slump* asociadas y una microfracturación intensa que hacen más difícil el reconocimiento de la secuencialidad.

Interpretación

El desarrollo de un yeso selenita tiene lugar usualmente en cuerpos de aguas someras, a partir de un crecimiento en la interfase sedimento/salmuera (Schreiber, 1978; Rouchy et al., 1986). La escasa profundidad del medio viene demostrada por el escaso grosor (cercano a 1 cm) de cada capa selenítica; el crecimiento de estos cristales requiere unas condiciones de estabilidad por largo tiempo en un punto cercano a la saturación en yeso de la salmuera. Sin embargo, los períodos relativamente largos de crecimiento selenítico pueden ser seguidos por fases de fuerte evaporación que causan anhidritización temprana y/o recristalización del depósito previamente formado (Sanz-Montero, 1994). Este rasgo es característico de numerosos tramos finales de los ciclos evaporíticos.

Por otra parte, el carácter laminado del yeso lenticular es indicativo de su génesis en la interfase aire/salmuera con posterior hundimiento de los cristales en un lago somero, de forma similar a lo propuesto por Schreiber (1978) y Truc (1980). Los cristales de mayor tamaño serían el producto del recrecimiento en la interfase sedimento/agua. Finalmente, el yeso detrítico sería el producto de una removilización de costras seleníticas por un descenso de las aguas del lago o por mantos de arroyada en zona litoral (Sanz-Montero, 1994).

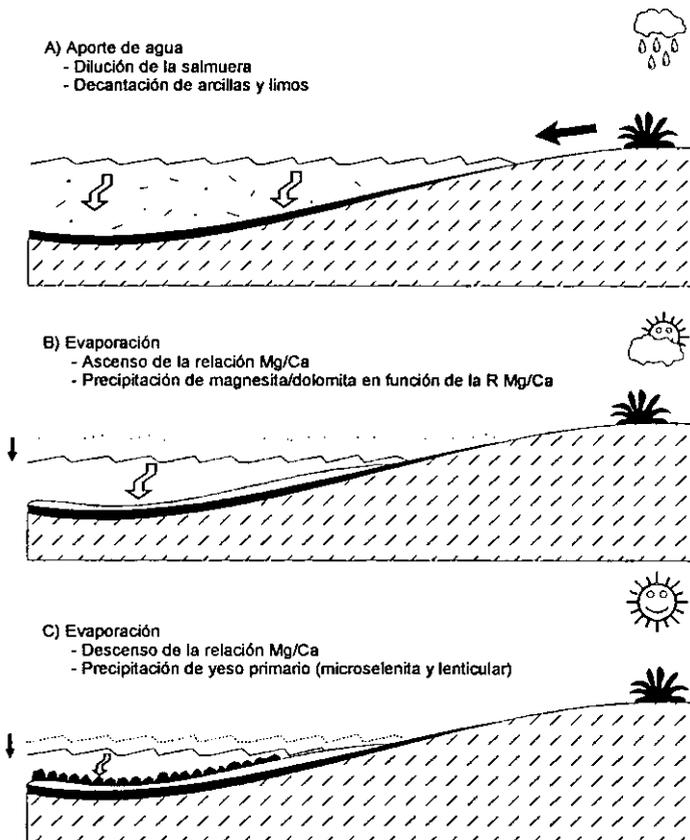


Figura 6.17. Interpretación de la génesis de las sucesiones cíclicas de yeso primario/magnesita-dolomita.

Las láminas arcillosas y margosas que aparecen normalmente intercaladas con el yeso primario representan períodos de dilución relativa de la salmuera como producto de un mayor aporte de aguas dulces que provoca una expansión lacustre. La concentración de la salmuera por evaporación produce en primer lugar una sobresaturación con respecto a magnesita/dolomita debido a la alta relación Mg/Ca, retirándose el suficiente Mg de la solución como para provocar la sobresaturación con respecto al yeso y su consiguiente precipitación (costras microseleníticas y yeso lenticular) (Fig. 6.17).

Cada tipología de yeso primario es indicativa de unas condiciones diferentes del ambiente deposicional, pero el análisis de la secuencia debe ser realizado globalmente, en función de la tendencia general; el resultado de este análisis es la mayor estabilidad del ambiente deposicional para los tramos superiores de cada secuencia que los tramos inferiores.

Por lo general, los tramos inferiores, además de su mayor potencia, se caracterizan por una sucesión de etapas con:

- a) Material fino siliciclástico (arcillas y limos) precipitado por decantación en etapas de dilución de la salmuera.
- b) Precipitación de magnesita/dolomita a medida que aumenta la concentración de la salmuera. La existencia de carbonatos magnésicos interlaminados también posee un significado de marginalidad en un ambiente de lago salino e indican moderados-altos valores de la relación Mg/Ca.
- c) Precipitación de yeso primario (microselenitas y yesos lenticulares) debido a un descenso de la relación Mg/Ca provocado por la precipitación inicial de magnesita/dolomita. Estas tipologías de yeso son indicativas de condiciones lacustres someras, si bien el yeso detrítico lo es de zonas de borde.

Esta sucesión de los tramos inferiores indican una alta estacionalidad del depósito, si bien los rasgos básicos de este medio deposicional se mantienen invariable a lo largo del tiempo. El tramo superior de las secuencias cíclicas define salmueras más evolucionadas en un medio árido, aunque lo suficientemente estable como para permitir una continua precipitación de yeso microselenita. En este tramo, las intercalaciones siliciclásticas finas son menos numerosas, al igual que los niveles con carbonatos magnésicos. Los rasgos de anhidritización del techo de la secuencia son indicativos de exposición subérea de las costras microseleníticas.

En la interpretación de la secuencia tipo yeso primario/magnesita-dolomita es importante resaltar en primer lugar que la existencia de una laminación milimétrica/centimétrica caracteriza ciclos menores indicativos de una estacionalidad definida en el lago salino por períodos de dilución y concentración. Del mismo modo que para las secuencias de yeso laminado de la Unidad Inferior, no se encuentran evidencias de exposición subaérea notable a esta escala; estas facies son características de un lago somero o de margen lacustre con una estabilidad relativa frente a cambios mayores climáticos. Sólomente, la existencia de niveles de paleosuelos a espacios irregulares cabe interpretarse como etapas marcadas por eventos generalizados de exposición subaérea.

Por todas estas razones, aunque estas secuencias se han formado por una prolongada estacionalidad de los depósitos (ciclos menores), la tendencia general es indicativa de una aridificación progresiva del medio hacia techo de secuencia (ciclos mayores).

Por otra parte, el conjunto de secuencias cíclicas a lo largo de las secciones estudiadas es indicador de un cambio progresivo en la hidroquímica de la salmuera con una disminución general de la relación Mg/Ca hacia techo (cambio litológico magnesita

a dolomita) y disminución de la precipitación evaporítica. Los cálculos geoquímicos realizados indican que son necesarios valores inferiores a 23 para la posible precipitación de magnesita/dolomita; asimismo el carácter primario del yeso de estas secuencias y por tanto la ausencia de precursores indicativos de medios de alta salinidad, confirman un mayor estado de dilución de las aguas del lago y con ello la confirmación de una tendencia a la disminución de la salinidad ya observada en secuencias subyacentes. Progresivamente las aguas lacustres serían más ricas en calcio y menos salinas como consecuencia de una mayor tasa de entrada de aguas de alimentación de carácter carbonatado cálcico. Esta particular evolución refleja las consecuencias del cambio climático del Mioceno Medio en facies de índole evaporítica con un registro que probablemente cubre gran parte del período Aragoniense Medio-Vallesiense Inferior.

Secuencias sedimentarias similares han sido interpretadas por Sanz-Montero et al. (1994) como características de un lago marginal o un ambiente de lago salino somero. El ambiente de *dry mudflat* estaría representado por niveles magnesíticos de espesor anómalo con crecimiento primario de nódulos de anhidrita que es indicativo de una sequedad excepcional de la superficie del mudflat, aunque la zona freática quedaría cercana a superficie. Por otra parte Ergun (1977) también ha descrito secuencias rítmicas compuestas de una alternancia de carbonatos (magnesita-dolomita) y yesos (primarios/secundarios) en las evaporitas terciarias de la Cuenca de Cankiri-Corum (Turquía).

5. 4. 2. SUCESIÓN CÍCLICA LUTITAS Y LIMOS/DOLOMITA (SECTOR DE ORERA-RUESCA)

La ciclicidad sedimentaria reconocida en las secciones estratigráficas realizadas en el sector de Orera-Ruesca se caracteriza por ciclos de mucha menor complejidad, ya que el efecto de estacionalidad en este ambiente deposicional no llega a ser acusado como el que queda reflejado en los materiales evaporíticos de Morata y Mara. La ciclicidad sedimentaria elemental en este sector ha sido relacionada por Abdul-Aziz et al. (1998) con ciclos de precesión terrestre.

Básicamente, se componen de un tramo potente arcilloso de color verde-gris (rojizo en ocasiones) que pasa a techo a niveles dolomíticos blancos o grises de menor potencia que se encuentran más o menos enriquecidos en carbonato dolomítico (ver asociación de facies 22).

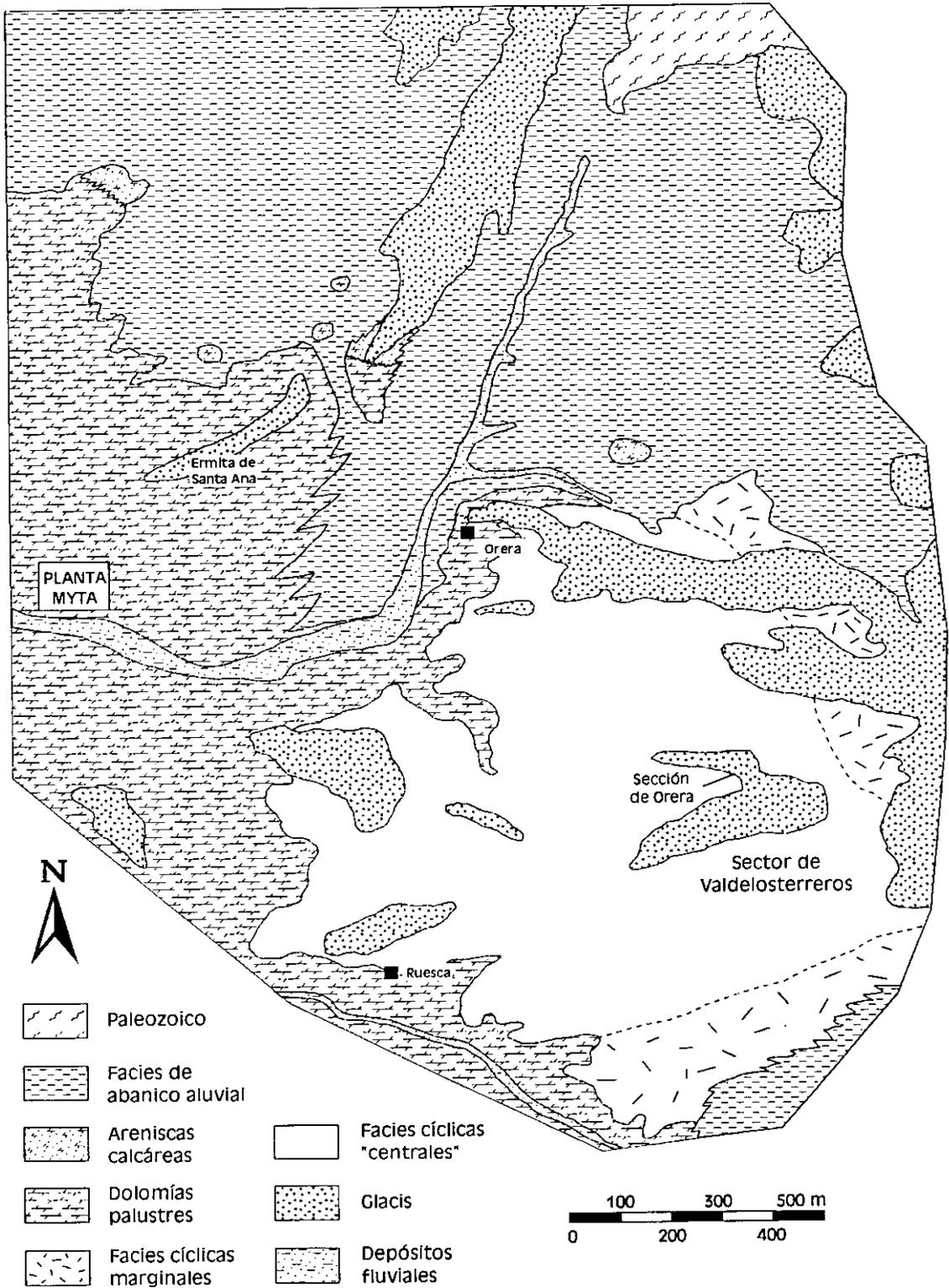


Figura 6.18. Cartografía de facies del sector de Orera-Ruesca.

Además de la sección *Ore* realizada en el término denominado Valdelosterreros, existe un adecuado control de las relaciones laterales de facies de los materiales cíclicos (Fig. 6.18). Se observa que desde facies de abanico aluvial medio-distal, se pasa

rápidamente hacia sectores más centrales a niveles dolomíticos con una potencia de entre 1-1.5 m que se separan por finas intercalaciones arcillosas (Subunidad DM_D -INT). Los niveles dolomíticos son masivos o arenoso-limosos, con laminación fenestral, bioturbados, y presentan a intervalos irregulares estructuras pseudoanticlinales (morfológicamente tepees) similares a los descritos en la Sierra de Armantes. En el mismo sentido del cambio lateral de facies, hacia el centro del sistema palustre, el espesor de los niveles dolomíticos se reduce a la vez que aumenta la potencia de arcillas intercaladas (Subunidad LM_{DB} -INT) (Fig. 6.19). En este sector es donde existe un mejor registro de la ciclicidad sedimentaria, es decir en los sectores más centrales del sistema palustre, mientras que en áreas marginales, el registro cíclico no es evidente.

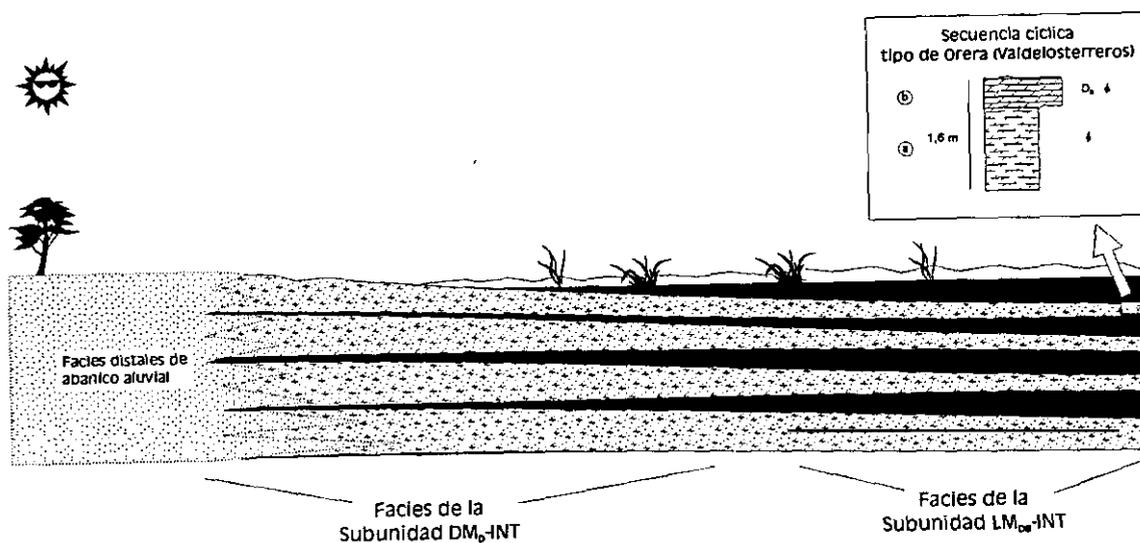


Figura 6.19. Relaciones de facies entre los materiales de la Subunidad DM_D -INT y los de la Subunidad LM_{DB} -INT en la localidad de Orera.

Los ciclos sedimentarios (ver asociación de facies 22), con una potencia media de 1.6 m, se componen de un tramo inferior arcilloso-margoso dolomítico de color verde a gris, de mayor potencia que el tramo superior, que se caracteriza por una pérdida de las estructuras deposicionales debido a una intensa bioturbación llevada a cabo por raíces. Dentro de este tramo se pueden apreciar cambios en la vertical del color de las arcillas que se encuentra relacionado básicamente con el contenido en carbonato, o en ocasiones con el carácter oxidante del medio deposicional y de las lutitas. Por lo general, no existe una tendencia marcada a un aumento paulatino del contenido en carbonato dentro del tramo arcilloso-margoso, encontrándose en ocasiones importantes variaciones en la vertical. La mineralogía de arcillas está dominada por illitas, interstratificados illita/esmectita-esmectitas, caolinita, y paligorskita.

Los niveles carbonáticos poseen mineralogía dolomítica, si bien puede tratarse de niveles con altas variaciones en el contenido en dolomita, desde niveles de arcillas

dolomíticas hasta niveles con una pureza en dolomita que supera el 90%. Generalmente, los niveles dolomítico-arcillosos poseen texturas heterogéneas, mientras que las más puras en dolomita poseen texturas homogéneas. A menudo, se han descrito texturas clásicas con laminación interna bien definida, asociadas a niveles canalizados muy laxos.

Interpretación

En la interpretación de estos ciclos, los dos tramos litológicos (arcilloso-margoso y dolomítico) son característicos de medios deposicionales diferentes:

a) Los niveles arcillosos pueden interpretarse fundamentalmente como producto de una decantación bajo lámina de agua (a excepción del porcentaje de arcillas autigénicas). Las oscilaciones de la lámina de agua son importantes pero no se producen períodos de desecación lacustre prolongada. En períodos de lámina de agua somera, los procesos de bioturbación por raíces son lo suficientemente intensos como para borrar las estructuras primarias de los depósitos. Las condiciones reductoras predominaron en este ambiente deposicional como queda patente en los colores grisáceos y verdosos de los niveles arcillosos.. El aumento de potencia de estos niveles hacia la zona más central del lago está en concordancia con la intensificación de los procesos de sedimentación clástica frente a la química.

b) Los carbonatos dolomíticos constituyen un indicador paleoambiental muy efectivo; quedan ubicados al pie de los abanicos aluviales y forman una aureola lacustre en donde dominan los procesos de evaporación capilar con formación de estructuras tepee. A nivel microscópico, se han descrito:

- Presencia de cantos blandos de naturaleza arcilloso-carbonática, intraclastos, y restos vegetales dispersos, que en ocasiones forman parte de una laminación con gradación vertical de tamaños en canales de base laxa.

-Reconocimiento de pseudomorfos y moldes de morfologías cuadrado-rectangulares de la anhidrita desarrollándose a favor de trazas de bioturbaciones previas.

- Reconocimiento de posibles texturas micríticas deposicionales (¿precursores carbonatados magnésicos?), así como vestigios de gasterópodos-bivalvos y caráceas en texturas dolomíticas, y probables texturas de dolomitización.

Todos los rasgos anteriores de los carbonatos dolomíticos están en concordancia con un origen propio en la zona de oscilación del nivel de base de las aguas del lago (Fig. 6.20). En períodos de retracción del lago, dominan los procesos de evaporación capilar desde un nivel freático próximo a superficie; en ocasiones, se produce la desecación y fracturación de barros dolomítico-arcillosos. En nuevos períodos de inundación o expansión lacustre, o por acción eólica, puede producirse la removilización de fragmentos de barro calcáreo dándose lugar a la génesis de peloides dolomíticos.

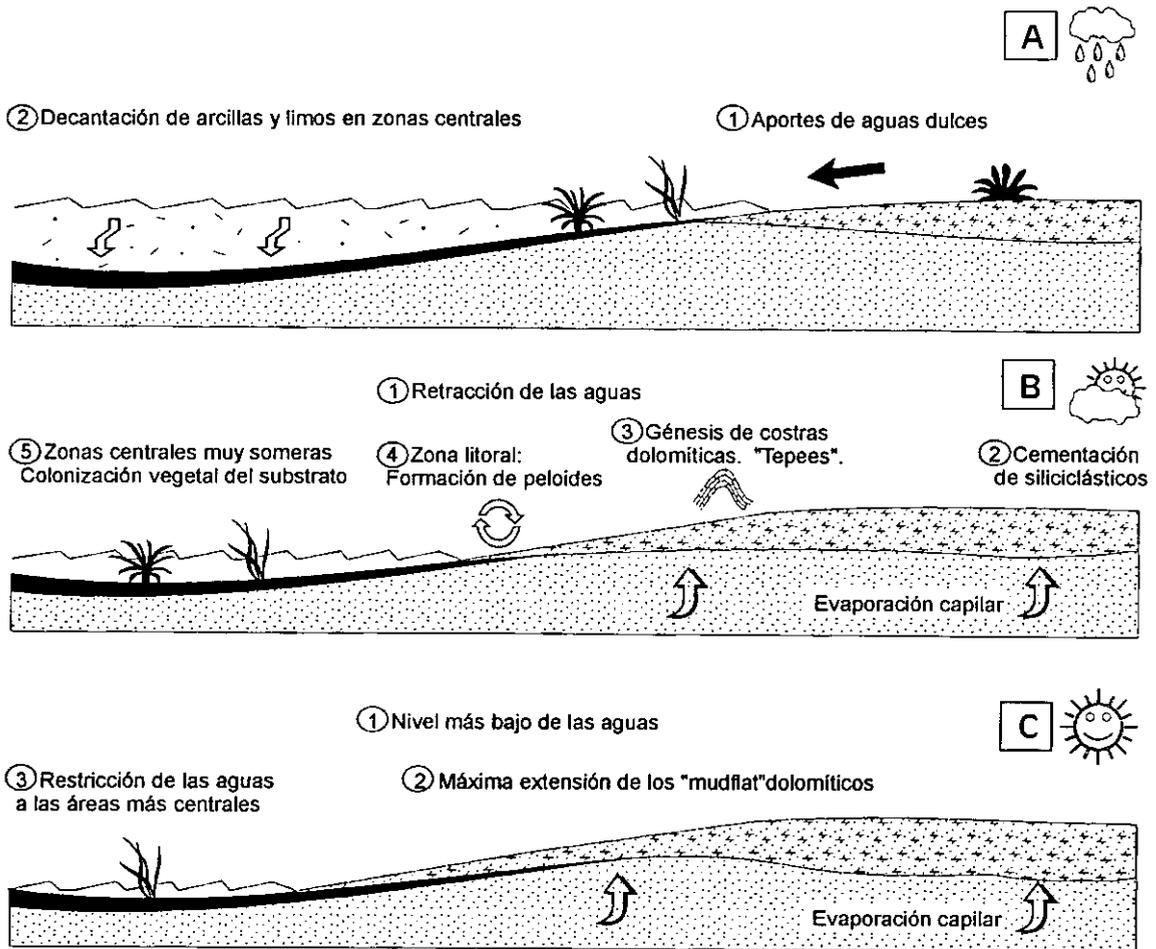


Figura 6.20. Modelo de génesis de los materiales cíclicos de Orera-Ruesca.

La precipitación de fases anhidríticas, los tepees, así como los procesos de dolomitización refuerzan una interpretación ambiental de margen lacustre con importantes oscilaciones del nivel de base del lago. Estos carbonatos son similares a los descritos por Last (1992) en el East Basin Lake (Australia) que ha interpretado como hardgrounds pavimentarios carbonáticos formando un perímetro discontinuo alrededor del propio lago, quedando sumergidos en períodos de alto nivel de las aguas, pero expuestos en momentos de estiaje. Su génesis estaría asociada con una desecación

periódica-precipitación evaporítica y desecación de barros carbonáticos, similares a las costras dolomíticas descritas por Von der Borch y Lock (1979) y Muir et al. (1980). Una vez generados, la bajada del nivel freático puede provocar la rotura en fragmentos poligonales, con posibilidad de ser recementados en subidas posteriores del nivel de aguas del lago.

En depósitos de mayor marginalidad del sistema lacustre, en relación con los depósitos de arenas dolomíticas y/o dolomitas arenosas, que del mismo modo se presentan en los sectores más proximales de las facies palustres de Orera-Ruesca, puede darse lugar a procesos diagenéticos de dolocretización de depósitos siliciclásticos similar al descrito por Khalaf (1990).

En función de estas interpretaciones, puede deducirse que los ciclos sedimentarios de este tipo indican un proceso de somerización y de restricción de las condiciones palustres-lacustres, a la vez que se transita desde un clima relativamente húmedo con continuos aportes de material siliciclástico fino al lago, a un clima de mayor aridez donde predominan los procesos de evaporación hasta el restablecimiento de las condiciones estables al comienzo de otro nuevo ciclo.

5. 4. 3. SECUENCIAS CÍCLICAS DE CALCRETAS/LIMOS, ARCILLAS Y ARENAS DE COLOR ROJO (SECTOR DE ARMANTES NORTE)

Las secuencias cíclicas del sector Noroccidental de la Sierra de Armantes poseen grandes diferencias con respecto de las secuencias previamente descritas, principalmente en la escala de la alternancia cíclica. Krijgsman et al. (1994) describieron una secuencia de niveles rojos con una alternancia regular (a escala de 10 metros) de limos rojos y calizas rosadas/blancas dentro de los cuales pueden describirse subciclos (2-3 m) definidos por variaciones en el contenido en carbonato. Esta ciclicidad ha sido atribuida a la excentricidad de la órbita terrestre mientras que los subciclos se asignan a la precesión del eje terrestre.

Interpretación

Krijgsman et al. (1994) han interpretado los niveles de carbonato del sector Norte de Armantes como calcretas en los que el aporte de carbonato fue efectuado por medio de aguas subterráneas que estuvieron sometidas a procesos de evaporación capilar en sectores topográficamente deprimidos. El estudio sedimentológico que hemos realizado sobre los carbonatos muestra la abundancia de huellas de bioturbación, evidencias de

deseccación, y generalmente un gran contenido en terrígenos. Hacia la parte más alta de la sección, se encuentra una tendencia evolutiva hacia un sistema palustre de pobre desarrollo (Subunidad C_{PG}-INT). La interpretación que puede realizarse sobre estos carbonatos coincide con la planteada por Krijgsman et al. (1994); los niveles carbonáticos corresponden a momentos de edafización del sistema con desarrollo de paleosuelos en momentos de aridez pronunciada que produce la movilización de carbonato cálcico por evaporación capilar. Sin embargo, a diferencia de lo indicado en Krijgsman et al. (1994), los niveles carbonáticos más altos en la serie presentan características típicas de un ambiente palustre con fauna de gasterópodos.

El análisis sedimentológico que hemos realizado en función de las diferentes secciones estratigráficas que se han levantado en la parte Norte de la Sierra de Armantes ha puesto de manifiesto la gran complejidad existente en cuanto a los cambios laterales de facies en este sector además de la inestabilidad sedimentaria de un sistema aluvial como el presente en este área. La litología de los carbonatos asociados a los abanicos aluviales cambia hacia el ápice Noroccidental de la Sierra de Armantes (de dolomías a calizas), y las facies son indicadoras de una abundancia de procesos diagenéticos tempranos y edafización en conexión con una exposición subaérea, lo cual puede implicar la existencia de hiatos sedimentarios de compleja cuantificación temporal ligados a la génesis de paleosuelos. Por estas razones, si bien la localización de ciclos de excentricidad de la órbita terrestre parece un argumento factible, la identificación de ciclos de precesión que pudieran equipararse a los del sector de Orera-Ruesca o los de Mara-Morata parece una meta difícil de obtener.

5. 5. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL RECONOCIMIENTO DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DE CALATAYUD

a) El reconocimiento de ciclicidad sedimentaria en los materiales neógenos de la Cuenca de Calatayud se concentra fundamentalmente en la Unidad Intermedia. La Unidad Inferior posee una especial problemática relacionada con los intensos procesos diagenéticos que afectan a las fases salinas primarias, así como a la calidad de afloramiento.

b) Tanto en Unidad Inferior como en la Unidad Intermedia se puede encontrar representación sedimentaria de ciclos menores, relacionados con la estacionalidad climática (alternancia de períodos húmedos y secos).

c) La Unidad Inferior presenta como rasgo principal la existencia de una secuencia sedimentaria tipo (ciclo mayor) que se repite a espacios irregulares en el tiempo, y que es propia de facies de margen lacustre salino. Su interpretación se corresponde con una somerización del sistema lacustre o con una restricción de las facies salinas.

d) La Unidad Intermedia presenta dos excelentes ejemplos de ciclicidad sedimentaria en materiales contemporáneos, aunque en medios deposicionales diferentes. En uno de los casos, el sistema es lacustre somero y la sedimentación es en gran parte química (yesífero/carbonático-magnésica), mientras que en el otro caso, el sistema deposicional es palustre, y la sedimentación es mixta (carbonática/siliciclástica). Las potencias de ambos ciclos son similares, y el término inferior es de mayor potencia que el superior. La interpretación de ambos ciclos es muy similar, representando una paulatina adquisición de condiciones de aridez con restricción de los sistemas palustres-lacustres. Los ciclos sedimentarios de Orera-Ruesca han sido atribuidos por Abdul-Aziz et al. (1998) a ciclos de precesión orbital. Las semejanzas con los ciclos evaporíticos de Mara-Morata, así como con los presentes en tramos de carbonatos diagenéticos, pueden indicarnos la existencia de un mismo control orbital en el registro ciclicidad sedimentaria.

ABRIR CAPÍTULO 7

