



ABRIR CAPÍTULO 2

2.3 Análisis Estratigráfico

2.3.1 Introducción y establecimiento de las unidades

2.3.2. Descripción de las unidades

2.3.2.1. Secuencia de la Rambla de las Cruces I

Nombre
Equivalencias y Antecedentes
Puntos óptimos de observación
Límites estratigráficos, extensión, espesor y geometría
Descripción
Contenido paleontológico y edad

2.3.2.2. Secuencia de la Rambla de las Cruces II

Nombre
Equivalencias y Antecedentes
Puntos óptimos de observación
Límites estratigráficos, extensión, espesor y geometría
Descripción
Contenido paleontológico y edad

2.3.2.3 Secuencia del Pocillo del Pozuelo

Nombre
Equivalencias y Antecedentes
Puntos óptimos de observación
Límites estratigráficos, extensión, espesor y geometría
Descripción
Contenido paleontológico y edad

2.3.2.4 Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas

Nombre
Equivalencias y Antecedentes
Puntos óptimos de observación
Límites estratigráficos, extensión, espesor y geometría
Descripción
Contenido paleontológico y edad

2.3.3 Correlación / Comparación estratigráfica

Sector Occidental
Sector Septentrional
Sector Oriental
Sector Meridional

2.3.1 Introducción y establecimiento de las unidades

La división del registro sedimentario en unidades estratigráficas es un requisito y, a la vez, una herramienta indispensable en el análisis de una cuenca sedimentaria para poder llegar a comprender adecuadamente la evolución de la misma a lo largo del tiempo. Quizás debido a su gran importancia, la nomenclatura y los criterios para definir unidades estratigráficas es un tema complejo y extenso en extremo. Existe una gran variedad de términos, criterios y sistemas de clasificación encaminados al establecimiento de unidades estratigráficas aplicables en función de las características del registro que se pretende dividir y las de la cuenca sedimentaria concreta en la que éste se encuentra.

En principio, cualquiera de los sistemas aceptados y utilizados en la literatura a lo largo de la historia de la estratigrafía y el análisis de cuencas es válido, siempre y cuando

se establezca con claridad qué sistema y qué criterios se están empleando. Sin embargo, es deseable tender a utilizar sistemas lo más simples y claros posibles, aceptados por la comunidad estratigráfica y los códigos vigentes al respecto, teniendo en cuenta el objetivo con el que se realiza la división.

En este sentido, Vera (1989, p. 172) apunta que los criterios de división de unidades estratigráficas han de ser aquellos que “se reconozcan de una manera más clara en las series estratigráficas y que constituyan el reflejo de eventos alocíclicos que afecten a la cuenca en su totalidad”. El estratigrafo debe decidir y adaptar a cada caso particular la definición de la naturaleza de los límites entre unidades. Según la escala de trabajo estos límites pueden reflejar no solo eventos alocíclicos, sino también eventos autocíclicos que condicionan y controlan algunos tipos de secuencialidad y ciclicidad.

Las recomendaciones indicadas sintetizan, de forma sencilla, las tendencias actuales en estratigrafía y análisis de cuencas hacia la división en unidades genéticas cuyos límites están relacionados con fenómenos alocíclicos a gran escala, ya que presentan la enorme ventaja de facilitar las correlaciones tanto a escala global, como regional o local. Esta tendencia se inició en 1977 con la publicación de la Memoria 26 de la A.A.P.G. (Payton, 1977) en la que se sientan las bases de la Estratigrafía Secuencial y se definen las Secuencias Depositionales como “unidades estratigráficas compuestas por una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados, limitados a base y a techo por discontinuidades y sus conformidades relativas” (Mitchum *et al.*, 1977).

En el presente trabajo se plantea la necesidad de realizar un análisis y división del registro estratigráfico de un área que forma parte de una cuenca sedimentaria con una envergadura mucho mayor, es decir, se trata de un estudio de escala local.

En casos de este tipo las recomendaciones apuntan a no definir unidades formales de ningún tipo si no se posee la seguridad de poder correlacionarlas y establecerlas a escala de cuenca. Además, en todos los casos se deben utilizar las unidades definidas y aceptadas para la cuenca en su totalidad que puedan reconocerse en el sector de la misma explorado.

En el apartado 2.1.1 se ha realizado una exposición del contexto estratigráfico a escala de cuenca en el que se inscribe el área de estudio. Ahí queda reflejado cómo el Cretácico de la Cuenca Ibérica Suroccidental ha sido dividido utilizando como criterios las Unidades Litoestratigráficas, los Ciclos Sedimentarios o las Secuencias Depositionales y las Unidades Tectosedimentarias. Los materiales objeto de este estudio se encuentran dentro de las unidades citadas reconocibles en toda la cuenca: en la Formación Calizas de La Huérguina, dentro del Ciclo o Secuencia II y en la Unidad Tectosedimentaria I.

Hasta el momento no se han considerado, ni ha sido necesario, realizar divisiones de menor rango (entendiendo rango en un sentido amplio y no ceñido a ninguno de los sistemas de clasificación concreta) para explicar esta parte del registro de la Cuenca Ibérica. Sin embargo, el área de Las Hoyas ha planteado cierta problemática al respecto, ya que la mera observación en campo muestra que el registro sedimentario de la Formación La Huérguina en ese punto es susceptible de división. En una primera aproximación, esta división podría consistir en, al menos, tres conjuntos litológicos sucesivos, no habiendo sido observada esta sucesión en ningún otro punto de la cuenca.

Los primeros acercamientos al estudio del área ponen, además, de manifiesto que la evolución del relleno fue paleogeográficamente compleja, de forma que una jerarquización y división del mismo son necesarias para poder aproximarse mejor a una comprensión y explicación de la evolución de este sector de la Cuenca Ibérica.

No obstante esta división debe reunir varios requisitos:

- Los criterios y el sistema de división deben ajustarse a las tendencias y los códigos estratigráficos vigentes.

- Las unidades creadas no deben entrar en conflicto con las unidades establecidas a nivel de cuenca y no deben inducir ningún tipo de confusión al respecto.

- Deben ser fácilmente reconocibles, útiles para explicar la evolución local observada y correlacionables en el área local para la que se establecen.

Un problema del tipo del que se plantea en el área de Las Hoyas es relativamente frecuente en cuencas compartimentadas, en las que estructuras y eventos tectónicos locales imprimen señales diferenciales en el registro sedimentario de las distintas subcuencas, cubetas, bloques o sectores de sedimentación.

Sin embargo, este problema en la zona estudiada va, aún, un paso más allá. Se reconocen en total nueve áreas de afloramiento de la Formación La Huérguina en todo el sector. En ocho de estas áreas no se plantea, en principio, la necesidad de subdividir el registro y la jerarquía a nivel de unidades litoestratigráficas es, o al menos ha sido hasta el momento, suficiente para la identificación de la unidad, su interpretación y correlación a escala regional. No obstante, uno de estos afloramientos, el que en este trabajo se denomina Sinclinorio de Las Hoyas, presenta un registro más potente que debe ser dividido. Los objetivos de realizar esta división estratigráfica son:

-En primer lugar facilitar una descripción lo más objetiva posible de una sucesión local compleja debido a la

cantidad de cambios laterales de facies que muestra y a la presencia de discontinuidades internas.

-Como consecuencia de lo anterior y en un paso posterior, facilitar la interpretación de su evolución.

Es importante también recalcar que lo que se va a establecer es la división estratigráfica de una de las áreas de afloramiento estudiadas, el Sinclinorio de Las Hoyas, y que lo que se realizará con el resto de las áreas de afloramiento será una comparación, ya que no es siempre posible realizar una correlación directa, en sentido estricto.

Este no es el primer trabajo en el que se lleva a cabo un ensayo de división

				Este trabajo	
				Fregenal Martínez (1991)	
			Gómez Fdez y Meléndez (1991)		<i>S. Hoya de la Madre de las Latas</i>
Sanz et al. (1988)		Unidad Superior Episodio 3	Episodio 3		<i>Secuencia Pocillo del Pozuelo</i>
Unidad IV		Unidad Intermedia Episodio 2	Fase 5	Episodio 2	<i>Secuencia Rambla de las Cruces II</i>
Unidad III			Fase 4		
Unidad II			Fase 3		
Unidad I		Fase 2	Fase 1		<i>Secuencia Rambla de las Cruces I</i>
		Episodio 1			

Fig. 2.3.1. Cuadro de comparación de la división en unidades estratigráficas, y de la nomenclatura asociada, realizada por distintos autores para el relleno sedimentario del área del Sinclinorio de Las Hoyas.

estratigráfica para la zona del Sinclinorio de Las Hoyas (Fig. 2.3.1) y que las unidades establecidas son cartografiadas. Las divisiones realizadas hasta el momento han seguido criterios fundamentalmente litológicos, similares a los empleados para la definición de unidades litoestratigráficas.

En el trabajo de Sanz *et al.* (1988b) se divide el registro de una columna tipo del Sinclinorio de Las Hoyas en cuatro unidades:

Unidad I: Arcillas rojizas y limos con pasadas de calizas.

Unidad II: Limolitas verdosas y limos alternando con calizas y delgadas intercalaciones carbonosas.

Unidad III: Calizas con laminitas.

Unidad IV: Calizas con intercalaciones margosas en la parte superior.

Gómez Fernández y Meléndez (1991) dividen la columna más potente del sector central de Las Hoyas en tres unidades:

Unidad Inferior: Compuesta por limos rojos, calizas masivas, margas gris verdosas y cuerpos lenticulares de ruditas calcáreas.

Unidad Intermedia: Compuesta por calizas finamente laminadas alternando con calizas lajosas irregulares y calizas masivas al techo de la unidad.

Unidad Superior: Compuesta por calizas masivas, margas gris verdosas y cuerpos lenticulares de ruditas calcáreas.

A partir de estas tres unidades se interpretan tres estadios o tres episodios paleogeográficos evolutivos equivalentes a cada una de las unidades y nombrados como Episodio 1, Episodio 2 y Episodio 3. Esta misma terminología y división del registro es la que se ha continuado utilizando, con algunas modificaciones y matizaciones, en todos los trabajos posteriores (Fregenal Martínez, 1991; Fregenal Martínez y Meléndez, 1993, 1994 y 1995a) en los que se definen las tres unidades o episodios de la siguiente forma:

*Episodio 1: Sistema de llanura aluvial distal con sedimentación mixta terrígeno-carbonática.

*Episodio 2: Sistema lacustre carbonatado. Subdividido, a su vez, en cinco fases:

-Fases 1, 3 y 5: Sistemas lacustres carbonatados someros.

-Fases 2 y 4: Sistemas lacustres carbonatados profundos.

*Episodio 3: Sistema aluvial-lacustre marginal con sedimentación mixta terrígeno-carbonática.

Estas unidades están basadas en criterios litológicos objetivos y en criterios interpretativos de las asociaciones de facies que contienen. Están dirigidas a expresar la evolución paleogeográfica de los ambientes sedimentarios a lo largo del tiempo en el área de Las Hoyas y a explicar los factores involucrados en la evolución paleogeográfica. Aparecen cartografiados a escala 1:10.000 en Fregenal Martínez (1991).

No se pretende ahora invalidar estas unidades, que resultaron útiles en el momento de su establecimiento, pero diversas razones han llevado a replantear nuevamente en este trabajo la división del registro estratigráfico del Sinclinorio de Las Hoyas.

Los motivos que han conducido a esto están fundamentalmente relacionados con problemas respecto a la metodología que se utilizó para realizar las sucesivas divisiones estratigráficas, especialmente en cuanto a la definición de los límites entre unidades y a las dificultades para interpretar las unidades como ciclos completos de sedimentación cuyos límites corresponden con eventos de igual categoría, que afectan a todo el área e inducen cambios paleogeográficos sustanciales. Es decir, estas divisiones previas no reúnen los requisitos de las recomendaciones de Vera (1989) explicadas al comienzo de este apartado de utilizar criterios que se reconozcan de forma clara y constituyan el reflejo de eventos que afecten a la cuenca en su totalidad.

La primera división (Sanz *et al.* 1988b) realizada utilizó criterios descriptivos de tipo litoestratigráfico. Teniendo en cuenta que la abundancia de cambios laterales de facies que se observa en el área, la utilidad de esta división para explicar, con precisión, la evolución local e identificar los eventos evolutivos más significativos era, en cierto modo, limitada.

Partiendo de este problema tanto la división de Gómez Fernández y Meléndez (1991) como la de Fregenal Martínez (1991) consideró como unidades estratigráficas básicas separables los distintos sistemas deposicionales descritos e interpretados que se sucedían a lo largo del registro (entendiendo sistema deposicional como una asociación tridimensional de litofacies genéticamente ligadas por procesos y ambientes). Las subdivisiones se hicieron teniendo en cuenta variaciones sustanciales a lo largo del tiempo en las características ambientales para un mismo sistema deposicional, por ejemplo el Episodio 2 de Fregenal Martínez (1991) se corresponde con el desarrollo de un sistema deposicional lacustre y está subdividido en cinco fases que corresponden alternativamente a sistemas lacustres someros y profundos. Esta división permitía, posteriormente, aproximarse de una forma mucho más correcta a la reconstrucción de la evolución paleogeográfica del área. Sin embargo, los límites entre las unidades establecidas varían de naturaleza de unos a otros (cambios laterales, discordancias cartográficas...) se corresponden con eventos de distinta categoría y algunos de ellos no son observables en toda la cuenca. Si bien las unidades establecidas facilitaron enormemente la tarea de reconstruir la evolución paleogeográfica, las unidades separadas no corresponden estrictamente a ciclos de sedimentación completos e individualizables en el tiempo, así por ejemplo el Episodio 1 de Fregenal Martínez (1991) es, en su porción terminal, contemporáneo con la Fase 1 del Episodio 2.

Por último, existían algunas problemas marginales puramente formales. Los términos Episodio y Fase están definidos por el Código Estratigráfico Norteamericano

(N.A.S.C., 1983) como rangos jerárquicos dentro de las Unidades Diacrónicas, no respondiendo las unidades establecidas en Las Hoyas a la definición del mencionado código. Por otro lado las unidades diacrónicas no son aceptadas por la I.S.S.C (Reguant, 1989), que en cualquier caso recomienda, en la última edición de la Guía Estratigráfica Internacional (Salvador, 1994), evitar el término Fase en la nomenclatura estratigráfica por haber sido usado con “significados estratigráficos numerosos, diversos y, a menudo, vagos”. Este problema de purismo formal podría ser evitado utilizando simplemente el término “Unidad”, entendido en un sentido amplio, seguido del número arábigo correspondiente. Sin embargo no se subsanarían los problemas expuestos con anterioridad y no se cumplirían los objetivos que se han propuesto para esta parte del trabajo.

Debido a lo expuesto se ha explorado cuáles son los criterios y el sistema de clasificación más adecuados para realizar la división del registro de Las Hoyas, teniendo en cuenta todos los condicionantes, requisitos, recomendaciones y objetivos que se han explicado anteriormente.

Como ya se introdujo al comienzo del apartado, las tendencias actuales en la materia que nos ocupa derivan de la aparición de la Estratigrafía Secuencial. Aunque la Estratigrafía Secuencial ha tropezado con numerosas críticas, especialmente en cuando a la validez de la Curva Exxon como patrón de correlación global y a la dificultad de separar las señales tectónicas de las eustáticas (Aubrey, 1991; Miall, 1991, 1992, 1997; Emery y Myers, 1996), su utilidad y su valía, especialmente en cuanto a sus aspectos metodológicos, en el análisis de cuencas es, hoy por hoy, indudable.

La potencial utilidad del uso de la metodología de la Estratigrafía Secuencial en el caso contemplado en este trabajo, ha llevado a revisar los principales conceptos aceptados actualmente, así como algunas aplicaciones alternativas de estos conceptos, tales como la definición de cortejos sedimentarios tectónicos y climáticos (Prosser, 1993; Scholz *et al.*, 1990), y las

relaciones del método de la Estratigrafía Secuencial con el método alostratigráfico, que algunos autores recomiendan como una herramienta descriptiva muy relacionada con la metodología de la Estratigrafía Secuencial y que permite una aproximación general al estudio de secuencias estratigráficas (Walker, 1992; Miall, 1997).

Una vez realizada esta revisión conceptual y metodológica se expondrán los criterios que finalmente se han elegido para realizar la división estratigráfica del registro sedimentario del Sinclinorio de Las Hoyas, así como la nomenclatura utilizada.

Propuesta a finales de los años 70 (Payton, 1977), la Estratigrafía Secuencial se ha venido desarrollando progresivamente desde entonces en numerosos trabajos (Vail *et al.*, 1977; Mitchum *et al.*, 1977; Haq *et al.*, 1987, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Haq, 1991; Vail *et al.*, 1991; Mitchum y Van Wagoner, 1991; Posamentier *et al.*, 1992; Posamentier y Allen, 1993; Posamentier y James, 1993) y se ha revelado como una de las herramientas más potentes utilizables en el análisis de cuencas.

Actualmente se entiende que la Estratigrafía Secuencial es una subdisciplina de la Estratigrafía que consiste en “el estudio de las relaciones entre los cuerpos sedimentarios dentro del marco cronoestratigráfico de las sucesiones repetitivas de rocas sedimentarias, genéticamente relacionadas y limitadas por superficies de erosión o no deposición y sus concordancias correlativas” (Van Wagoner *et al.* 1988) o de forma más sencilla, “la división del relleno de una cuenca sedimentaria en paquetes genéticos limitados por discontinuidades y sus conformidades correlativas” (Emery y Myers, 1996).

La idea inicial de que los límites entre los paquetes genéticamente ligados o secuencias deposicionales estaban directamente relacionados con variaciones eustáticas y que los mismos paquetes correspondían siempre con los depósitos de un ciclo completo de subida y bajada del nivel del mar, ha sido, en cierta medida,

abandonada; actualmente se considera que una secuencia deposicional representa un ciclo completo de sedimentación, cuyas discontinuidades limitantes reflejan los eventos que controlan la creación y destrucción del espacio de acomodación en el que se forma la secuencia, es decir, variaciones de la subsidencia tectónica y/o variaciones eustáticas (Emery y Myers, 1996).

El término discontinuidad (*unconformity* en la definición original) se define en el Código Estratigráfico de la I.S.S.C. (Salvador, 1994) como “una superficie de erosión entre dos cuerpos de roca que representa un hiato o salto significativo en la sucesión estratigráfica”. En ese sentido, en Estratigrafía Secuencial, actualmente se entiende que el término discontinuidad se refiere a “una superficie que separa estratos más modernos de otros más antiguos y a lo largo de la cual hay evidencias de erosión subaérea y truncación (y en algunas áreas erosión submarina correlativa), que indica un hiato significativo” (Van Wagoner *et al.* 1988); la definición de “significativo” debe realizarse en función de la escala del caso particular de aplicación. Según esta definición se entiende que las superficies marinas de condensación, las superficies de transgresión y las superficies marinas de *onlap* no son límites de secuencias deposicionales y los paquetes de estratos limitados por las mismas no pueden considerarse, por tanto, secuencias deposicionales (Emery y Myers, 1996).

Desde el comienzo de la aplicación de la Estratigrafía Secuencial se observó que las secuencias deposicionales están compuestas por paquetes de estratos diferenciables por su geometría interna y la naturaleza de sus límites, estos paquetes se denominaron Cortejos Sedimentarios (*System Tracts*). Cada cortejo sedimentario contiene un conjunto de sistemas deposicionales ligados que presentan una paleogeografía coherente y una polaridad deposicional definida (Emery y Myers, 1996). Cada cortejo corresponde, en su formulación original, al conjunto sedimentario depositado en un momento concreto de un ciclo completo de subida y

bajada del nivel del mar, si bien actualmente se entiende que cada cortejo sedimentario, al igual que la secuencia deposicional está controlado por la relación entre eustatismo, tectónica y aporte de sedimentos. Cada uno de los cortejos posee una geometría interna y una posición en la secuencia deposicional definida.

Los cortejos sedimentarios constituyen las divisiones mayores que pueden establecerse dentro de una secuencia deposicional, mientras que la división menor es la parasecuencia, definida por Van Wagoner *et al.* (1988) como “una unidad genética básica, limitada en su base y techo por superficies de inundación marina o sus equivalentes costeros”. Las parasecuencias son progradacionales y por tanto cada una de ellas presenta tendencia a la somerización hacia el techo. A escala de parasecuencias los controles autocíclicos, tales como la avulsión o la migración de lóbulos, juegan un importante papel (Emery y Myers, 1996; Miall, 1997).

Aunque durante la mayor parte del desarrollo de la Estratigrafía Secuencial se ha usado y se sigue usando una jerarquización de las secuencias en órdenes, las recomendaciones actuales apuntan a no utilizar esta jerarquización, debido a los desfases de periodicidad que muestran los principales mecanismos capaces de generar y controlar ciclos o secuencias, sino a caracterizar las secuencias definidas en cada caso en función de su rango temporal de duración (Miall, 1997), reconociéndose en el registro, básicamente, tres tipos de ciclos: los que muestran periodicidades largas, mayores de 10 m.a.; los ciclos con periodicidades en el rango de 1 m.a.; y ciclos con periodicidades menores de 1 m.a. (Miall, 1997).

El uso de la metodología de la Estratigrafía Secuencial tiene enormes ventajas ya que permite establecer un marco cronoestratigráfico de correlación para la escala del trabajo que se está realizando. En este sentido es importante poseer un buen control temporal a partir de dataciones, fundamentalmente bioestratigráficas o magnetoestratigráficas.

En los primeros momentos del desarrollo de la Estratigrafía Secuencial el establecimiento de secuencias deposicionales parecía restringido a cuencas marinas o con una clara conexión marina. Sin embargo, su aplicación en cuencas continentales ha ido creciendo progresivamente, especialmente en aquellos casos en que se dispone del registro temporal equivalente en áreas costeras y de plataforma de la misma cuenca. En estos casos se supone, explicado de forma simple, que si existe una conexión física entre las áreas continentales y marinas, las variaciones del nivel del mar afectan a la distribución de los sistemas deposicionales continentales y a su evolución induciendo cambios en el nivel de base del área continental (Shanley y McCabe, 1991, 1994; Wright y Marriot, 1993). Esta asunción ha tropezado con fuertes críticas que consideran que si bien la influencia de los cambios del nivel de base puede ser importantes en los tramos próximos a la costa de los sistemas fluviales, aguas arriba son factores autocíclicos y los factores tectónicos y climáticos los que controlan la organización y evolución de las secuencias o ciclos sedimentarios y que los ciclos inducidos por la variación de estos factores controladores se encuentran, normalmente, desfasados con respecto a los ciclos exclusivamente controlados por cambios del nivel de base (Schumm, 1993; Miall, 1996, 1997).

Algunos autores han aplicado con notable éxito la metodología de la Estratigrafía Secuencial al estudio de series lacustres (Scholz *et al.*, 1990; Dam y Surlyk, 1993). En estos estudios, se parte de considerar como referencia las variaciones relativas del nivel del lago.

En general se ha utilizado en el análisis de registros de cuerpos lacustres de gran envergadura, paleolagos de gran profundidad y extensión superficial. En estos casos se han identificado varios tipos de discontinuidades internas ligadas al tipo de caída del nivel del lago equivalentes a las definidas por Vail *et al.* (1984), de forma que ha sido posible establecer una jerarquía de cortejos sedimentarios y definir las parasecuencias presentes. En los dos trabajos mencionados

antes se relacionan los ciclos deducidos y las fluctuaciones del nivel del lago con variaciones climáticas. Así, Scholz *et al.*, (1990) llegan a proponer el establecimiento y definición de "cortejos sedimentarios climáticos" (*climatic system tracts*). En el trabajo de Dam y Surlyk (1993) si bien se correlaciona la secuencialidad descrita con variaciones climáticas, también se observa una secuencialidad de menor frecuencia que parece correlacionarse con la Curva Exxon.

Existen, sin embargo, diferencias sustanciales en los mecanismos de funcionamiento de cuencas lacustres y en los mecanismos que inducen variaciones de su nivel lacustre que se reflejan en la sedimentación. En primer lugar las variaciones del nivel lacustre están, habitualmente, muy relacionadas con variaciones climáticas y suelen implicar una variación de magnitud relativa mucho mayor que la experimentada en la variación del nivel eustático. En segundo lugar, las variables que controlan la sedimentación, es decir, tectónica, clima, nivel lacustre y aporte de sedimentos muestran relaciones de interdependencia mucho más estrechas que en los sistemas marinos. La modificación de una de las variables, induce cambios en las relaciones entre las variables y las variables mismas de una forma mucho más inmediata y notable, de forma que los cambios secuenciales suelen mostrar una frecuencia mucho mayor y, habitualmente, una mayor complejidad de facies (Galloway y Hobday, 1996). En cuanto a la geometría de las secuencias, las dimensiones de los sistemas lacustres, incluso de los de mayor envergadura son siempre limitadas, por lo que las transiciones de facies tienden a aparecer comprimidas lateralmente y es habitual reconocer una tendencia mayor a la agradación vertical (Rosendahl y Livinstone, 1983).

A pesar de ello, los estudios realizados hasta el momento parecen evidenciar la existencia de numerosos paralelismos y la aplicabilidad de la metodología a registros lacustres.

Xue y Galloway (1993) han aplicado el concepto de Secuencia Genética (*Genetic Stratigraphic Sequence*) de Galloway (1989)

al estudio de series lacustres. Este concepto de secuencia está basado en la terminología propuesta por Frazier (1974) y se diferencia, fundamentalmente, del concepto de secuencia deposicional en la posición del límite de secuencia. Galloway (1989) sostiene que, en la práctica, si la sedimentación es muy continua el límite de la secuencia deposicional puede ser difícil de identificar resultando más simple tomar como límite de secuencia la superficie de máxima inundación o superficie de *downlap* del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. De esta forma, en la secuencia genética de Galloway se reconocería en primer lugar el cortejo de alto nivel, a continuación el cortejo de bajo nivel y por último el cortejo transgresivo.

Utilizando estos conceptos Xue y Galloway (1993) dividen el registro de la cuenca lacustre de Songliao en China en secuencias genéticas constituidas por tres cortejos sedimentarios: un cortejo progradacional o de alto nivel lacustre, un complejo de bajo nivel lacustre y un cortejo sedimentario retrogradacional o transgresivo.

La metodología de la Estratigrafía Secuencial ha sido aplicada también a cuencas en las que el factor tectónico domina claramente sobre los demás controles alocíclicos y en las que la sedimentación ocurre en ambiente continental durante una parte importante del relleno de la cuenca. Esta aplicación parte fundamentalmente de la utilización del concepto de cortejo sedimentario. Aunque la propuesta original (Prosser, 1993) parte de considerar inaplicable la metodología de la Estratigrafía Secuencial a cuencas en las que el factor controlador dominante de la sedimentación es la tectónica, los conceptos y métodos que emplea proceden del campo de la Estratigrafía Secuencial, proponiendo en realidad una interpretación alternativa a la consideración de que las secuencias reflejan ciclos completos de subida y caída del nivel del mar, perspectiva desde la que, realmente, la Estratigrafía Secuencial es inaplicable en cuencas controladas por el factor tectónico y fundamentalmente rellenas por sedimentos continentales. Esta aplicación pone en evidencia que la Estratigrafía Secuencial es aplicable, en sus aspectos metodológicos y

en sus conceptos básicos a cuencas en las que la señal eustática es un factor de control menor e incluso inexistente.

Al igual que Vail *et al.* (1977), Prosser (1993) utiliza la estratigrafía sísmica para constatar que cada etapa de la evolución de un *rift* continental se asocia a un conjunto de sistemas deposicionales característicos que presentan un patrón geométrico típico, con límites característicos, reconocible en los perfiles sísmicos. De esta forma la definición de Mitchum y Van Wagoner (1991) de cortejo sedimentario como “el depósito correspondiente a una fase o porción específica de un ciclo completo de caída o subida relativa del nivel del mar” podría modificarse para los casos de cuencas controladas por el factor tectónico, conservando la esencia de la definición de la siguiente manera: “un cortejo sedimentario tectónico (*tectonic system tract*) es el depósito correspondiente a una fase o porción de desarrollo tectónico”. Así se pueden definir:

-Un cortejo sedimentario de comienzo del *rift*.

-Unos cortejos sedimentarios de apogeo o clímax del *rift*: temprano, medio y tardío.

-Un cortejo sedimentario *post-rift* temprano o inmediato al *rift*.

-Un cortejo sedimentario *post-rift* tardío.

Al contrario que en el caso de las secuencias eustáticas, las unidades genéticas tectónicas pueden tener una duración muy variable, dependiendo de la tasa de fracturación y la velocidad de apertura de la cuenca.

Aunque la mayor parte de los casos estudiados en el trabajo provienen de la interpretación de los perfiles sísmicos, se contempla la utilización de esta metodología en estudios de superficie, siempre y cuando se reconozcan las geometrías típicas de cada cortejo.

En cuanto al método aloestratigráfico, éste surgió como una aproximación alternativa a la división en unidades del

registro sedimentario que simplificaba los métodos litoestratigráficos tradicionales y evitaba la confusión que en determinados casos inducía el método tradicional, al adjudicar distintos nombres, en áreas separadas de una misma cuenca, a unidades equivalentes. Las Unidades Aloestratigráficas fueron propuestas por la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica en el Código Estratigráfico Norteamericano (N.A.S.C., 1983), en el cual se definen, en su Artículo 58, como “un cuerpo de rocas sedimentarias cartografiable y estratiforme definido e identificable en base a sus discontinuidades limitantes”. El método contempla la jerarquización de las unidades en Alogrupos, Aloformaciones y Alomiembros y establece una serie de reglas para nombrar y definir estas unidades.

Varios autores han defendido este método como una herramienta útil para la aproximación a la división del registro de una cuenca en secuencias deposicionales y han comparado los resultados de la utilización de ambos métodos (Walker, 1992; Martinsen *et al.*, 1993; Miall, 1997).

Aunque las definiciones de unidad aloestratigráfica y de secuencia deposicional poseen numerosas diferencias intrínsecas, en su aplicación a casos concretos han resultado ser equivalentes.

En primer lugar, una unidad aloestratigráfica no necesariamente debe contener un paquete de estratos genéticamente relacionados organizados en conjuntos o cortejos que presenten una polaridad secuencial definida.

En segundo lugar, la propuesta del concepto de unidad aloestratigráfica define los límites entre ellas como discontinuidades, entendiéndose en toda la extensión del límite, mientras que los límites entre secuencias deposicionales se contemplan como discontinuidades o sus paraconformidades relativas. Walker (1992) recomendó que el concepto de conformidad correlativa a las discontinuidades fuese incluido en la definición del código de la N.A.S.C., aunque el reconocimiento cartográfico de estas paraconformidades o conformidades relativas puede resultar bastante complejo en la práctica.

Por último, no existe una equivalencia generalizable entre las jerarquías de unidades aloestratigráficas y los órdenes de secuencias deposicionales. Aunque como ya se explicó con anterioridad se desaconseja la utilización de jerarquías y órdenes que vayan más allá del establecimiento del rango temporal de duración en el establecimiento de secuencias deposicionales (Miall, 1997), este mismo autor propone el método aloestratigráfico como un sistema de nomenclatura estratigráfico no genético, alternativo a la ausencia de una base genética para el establecimiento de una jerarquía formal de órdenes secuenciales. En este sentido sugiere una relación tentativa en la que las secuencias con una duración de 10^6 años (tercer orden) equivaldrían a aloformaciones, las secuencias con duración de 10^5 años (cuarto orden) a alomiembros, las secuencias con duración de 10^4 años (quinto orden o set de parasecuencias) a alomiembros o submiembros y las secuencias con duración de 10^{3-4} años o parasecuencias equivaldrían a sucesiones de facies.

A pesar de los problemas planteados y la necesidad de esperar a que el progreso de las investigaciones al respecto arrojen luz sobre las incógnitas que rodean este tema y otros muchos que atañen a la Estratigrafía Secuencial, las evidencias apuntan a que, en la práctica, existen muchos puntos en común entre el método aloestratigráfico y el método de la Estratigrafía Secuencial o, al menos, a que ambos son complementarios, el primero puede resultar útil en la aproximación descriptiva inicial, pudiendo en cada caso discutirse en etapas interpretativas del análisis de cuenca la coincidencia entre las unidades limitadas por discontinuidades o unidades aloestratigráficas descritas y las secuencias deposicionales.

Realizada esta revisión metodológica y conceptual, se explorará a continuación cuales son las posibilidades de aplicación de la Estratigrafía Secuencial y metodologías relacionadas en el caso de Las Hoyas.

En una primera aproximación la aplicación estricta de la Estratigrafía

Secuencial resulta inviable para el relleno de sedimentos continentales del área de Las Hoyas.

A escala de la Cuenca Ibérica los materiales de la Formación Calizas de La Huérguina estudiados en este trabajo forman parte de un ciclo tectonoestático mayor de 2º orden (Alonso *et al.*, 1991), la Secuencia Hauteriviense terminal - Barremiense, sin embargo varios problemas impiden la subdivisión en secuencias deposicionales de rango menor del registro de Las Hoyas:

a) En primer lugar, tal y como se ha explicado en el apartado 2.1.2, no existen evidencias paleogeográficas claras y directas de conexión marina de este área de la actual Serranía de Cuenca con el Tethys, aunque sí en áreas más meridionales de la misma (Mas, 1981; Meléndez, 1983). Las evidencias apuntan más bien a la compartimentación tectónica de la cuenca y a la individualización en pequeñas cubetas, así como a una creciente continentalización de los ambientes en sentido SE-NO. Es decir, que nos encontraríamos en un contexto en el que habría que asumir que las variaciones eustáticas inducen cambios en el nivel de base que quedan reflejados en los registros continentales, asunción que como ya se ha explicado ha encontrado numerosas críticas. En cualquier caso, se requeriría cambiar el enfoque del trabajo para constatar la existencia de secuencias deposicionales equivalentes en las distintas áreas de la cuenca. Tampoco existe un trabajo realizado en este sentido utilizando la metodología de la Estratigrafía Secuencial para las áreas costeras y marinas más próximas de la cuenca, que facilitase las correlaciones.

b) Como también se ha explicado en el apartado 2.1.2 el factor tectónico parece haber jugado un papel fundamental en la creación y relleno de las cubetas de edad Cretácico Inferior de la Cuenca Ibérica. Trabajos previos han constatado también este extremo en el área de Las Hoyas (Gómez Fernández y Meléndez, 1991; Fregenal Martínez y Meléndez, 1993). Esta circunstancia podría complicar aún más el problema, en especial, si la tectónica fue el

control genético dominante y, por tanto, su señal la mejor registrada en los sedimentos.

Desde el punto de vista estricto y tradicional, la Estratigrafía Secuencial es, efectivamente, inaplicable en Las Hoyas. Queda por tanto descartada la posibilidad de utilizar algunos conceptos tales como los cortejos sedimentarios y los límites de los mismos (superficie transgresiva, superficie de máxima inundación...), en su sentido clásico.

Enlazando con el concepto de cortejo sedimentario se rechazan, en este caso, también las aplicaciones alternativas que se derivan del mismo, es decir la definición de cortejos sedimentarios tectónicos y climáticos, por razones que no están relacionadas con el concepto de cortejo en sí mismo sino con problemas que plantearían estas aplicaciones en el caso de Las Hoyas y que se exponen a continuación.

La metodología secuencial en su utilización para definir cortejos sedimentarios climáticos en rellenos de sistemas lacustres no es aplicable en Las Hoyas por que no se trata del registro de un paleosistema lacustre de gran envergadura en el que las variaciones del nivel del cuerpo de agua lacustre puedan ser utilizadas como referencia, sino de un área rellena con materiales aluviales y lacustres someros, depositados en cuerpos de pequeña a media extensión. Por otra parte, el único sistema lacustre de envergadura media presente, que podría haber sido utilizado como referencia, tuvo un tiempo de residencia corto en la cuenca.

Las mismas razones invalidan la utilización de las secuencias genéticas de Galloway (1989) en una aplicación a sistemas lacustres como la presentada por Xue y Galloway (1993).

Teniendo en cuenta que la sedimentación se produjo en un contexto tectónicamente activo y distensivo, durante una etapa de *rifting* continental, se puede valorar la propuesta de Prosser (1993) de jerarquizar el relleno de estas cuencas mediante la identificación de cortejos sedimentarios tectónicos.

La aplicabilidad de esta metodología al registro de Las Hoyas tropieza con varias dificultades que la desaconsejan:

a) La evolución y distribución de los sistemas deposicionales interpretables en el registro de Las Hoyas corresponde aparentemente con la distribución explicada por Prosser (1993), así como con la de otros autores para el relleno de un segmento de *rift* continental (Watson *et al.*, 1987; Frostick y Reid, 1987). Sin embargo, tal y como Prosser (1993) advierte explícitamente, esto no es suficiente para establecer la presencia y límites de los cortejos sedimentarios tectónicos, siendo fundamental el reconocimiento de las geometrías.

En Las Hoyas, la disposición del afloramiento permite observar la geometría interna de los depósitos en un corte longitudinal de la cuenca, no existiendo un corte transversal, perpendicular a la fractura principal. Las dificultades para observar tridimensionalmente las geometrías del semigraben, impiden el reconocimiento seguro de los patrones geométricos descritos por Prosser (1993).

b) Sólo cuando exista la certeza de que se trabaja sobre materiales depositados en una cuenca del mismo tipo que la que describe Prosser (1993), la metodología propuesta puede servir a fines puramente descriptivos.

En trabajos previos (Fregenal Martínez, 1991; Fregenal Martínez y Meléndez, 1993) se expone la hipótesis de que el sector de Las Hoyas pudo haber sido un segmento de *rift* con geometría de semigraben. Sin embargo, asumir esto de forma absoluta y como consecuencia adoptar la división del registro en cortejos sedimentarios tectónicos, supondría comenzar el trabajo desde un planteamiento, en cierto modo, ya interpretativo. No se debe olvidar que el fin perseguido, al plantear la elección de un sistema de división en unidades estratigráficas para este trabajo, es encontrar un sistema, lo más descriptivo posible, que facilite el análisis y las interpretaciones posteriores.

Además, el *rift* cretácico inferior ibérico no se conoce bien en cuanto a la disposición y geometría de las principales fracturas y posibles segmentos de *rift* individualizados a media y pequeña escala, aún asumiendo que se trata de un sistema tectónico similar al del *rift* africano actual descrito por Rosendahl *et al.* (1986); Frostick y Reid (1987) y Morley *et al.* (1990). No existe ningún estudio paleotectónico detallado de este área, por lo que dar por sentado que el

área de Las Hoyas es un segmento de *rift* asimétrico, individualizado y controlado por una fractura lítrica normal de planta semicircular es algo arriesgado como punto de partida, a pesar de que existan evidencias que apoyen la hipótesis.

Por tanto, si se asumiese directamente el modelo de Prosser (1993) como punto de partida se podría generar un problema metodológico, al crear un aparato en el que

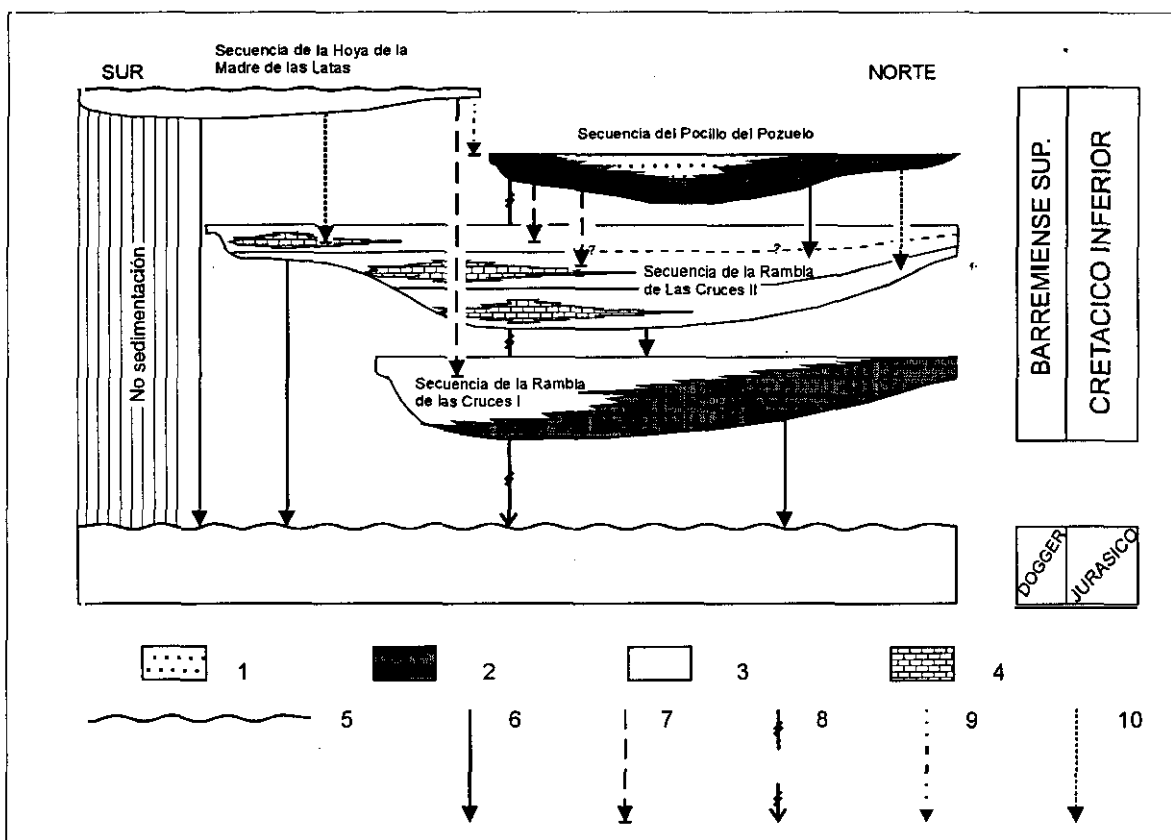


Fig. 2.3.2. Unidades estratigráficas identificadas en el Sinclínorio de Las Hoyas y relaciones de yacencia entre ellas y con el sustrato jurásico, dispuestas en corte ideal realizado en dirección N-S. La geometría externa del extremo norte de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I no es observable en campo por lo que ésta ha sido inferida y es, por tanto, interpretativa. En el cuadro se ha representado también la disposición y geometría de los principales sistemas deposicionales identificados dentro de cada secuencia.

1. Sistemas de llanura aluvial distal mixta con desarrollo de zonas lacustres marginales, y con predominio de los materiales siliciclásticos frente a los carbonáticos en las facies canalizadas.
2. Sistemas de llanura aluvial distal mixta con desarrollo de zonas lacustres marginales, y con predominio de los materiales carbonáticos frente a los siliciclásticos en las facies canalizadas.
3. Sistemas lacustres marginales y someros, carbonáticos.
4. Sistemas lacustres permanentes, carbonáticos, de envergadura media.
5. Discordancia erosiva y angular de carácter regional.
6. Relación de yacencia más común.
7. Relación de yacencia en aquellos casos en los que una unidad se apoya sobre sucesivos y múltiples niveles de la/s unidad/es infrayacentes.
8. Relación de yacencia de la Secuencia del Pocillo del Pozuelo directa sobre el sustrato jurásico, por ausencia local, debida a no sedimentación, de las unidades precedentes en la zona sur y sureste del sinclínorio.
9. Relación de yacencia supuesta, previa a la erosión parcial de la unidad suprayacente.
10. Relación de yacencia observada puntualmente.

la descripción ya está previamente condicionada por la interpretación, corriéndose el riesgo de caer en razonamientos circulares a lo largo del trabajo.

En este caso parece aconsejable descartar la definición de cortejos sedimentarios tectónicos como herramienta descriptiva, pudiendo ser retomado el modelo en apartados interpretativos, posteriores a la descripción y el análisis de los datos.

A pesar de todos los problemas e inconvenientes que se acaban de exponer, de los cuales quizás el más importante es que se trata del relleno sedimentario de un área continental sin evidencias de conexión marina, se considera que para este trabajo la Estratigrafía Secuencial es aplicable en sus aspectos metodológicos básicos.

Las tendencias más recientes apuntan a utilizar los conceptos y modelos de la Estratigrafía Secuencial con mayor flexibilidad, así Walker (1992) y Miall (1997) afirman que los conceptos y métodos pueden usarse sin hacer uso de la terminología de “secuencias genéticas” de los primeros trabajos del grupo Exxon (entendiendo que secuencias genéticas se refiere estrictamente al conjunto de materiales depositados durante un ciclo completo de subida y caída del nivel del mar o durante una porción de dicho ciclo). Estos mismos autores recomiendan “la cartografía de secuencias limitadas por discontinuidades y el uso de los términos y métodos aloestratigráficos como la base que puede aportar el marco necesario para la definición y clasificación de secuencias”.

Siguiendo estas recomendaciones, la aplicación en el caso de Las Hoyas ha consistido en lo siguiente:

En una primera etapa se ha utilizado el método aloestratigráfico y se han cartografiado cuerpos de rocas estratiformes identificables en base a sus discontinuidades limitantes. El método ha resultado, efectivamente, una herramienta útil en la aproximación a la división del registro y análisis estratigráfico secuencial. Esta primera aproximación permitió una división

inicial en tres cuerpos o tres unidades limitadas por discontinuidades que conllevan exposición subaérea y erosión y que se manifiestan como discordancias cartográficas en toda su extensión.

En un paso posterior se utilizó la metodología de la Estratigrafía Secuencial en cuanto al análisis de la geometría interna de cada unidad, polaridad sedimentaria observada y tendencia secuencial interna para establecer la equivalencia entre estas unidades aloestratigráficas y posibles secuencias. Este análisis se ha realizado teniendo en cuenta los siguientes conceptos:

a) Se entiende el término “Secuencia” en el sentido de “Secuencias Geométricas” de Vail *et al.* (1977) y en el sentido de Emery y Myers (1996) como “ciclo completo de sedimentación, cuyas discontinuidades limitantes reflejan los eventos que controlan la creación y destrucción del espacio de acomodación en el que se forma la secuencia, es decir, variaciones de la subsidencia tectónica y/o variaciones eustáticas”.

b) Los depósitos contenidos en las secuencias se encuentran “genéticamente ligados”. Este concepto no se entiende aquí como generados durante un ciclo completo de subida y caída del nivel de mar o una porción de dicho ciclo. En este caso se entiende como genéticamente ligados, al conjunto de depósitos generados durante un ciclo sedimentario controlado por un conjunto de factores auto y alocíclicos que muestran unas relaciones entre ellos y una evolución a lo largo del ciclo determinables, caracterizables y claramente diferenciables de las relaciones y evolución que se deducen en los ciclos anteriores y posteriores de sedimentación, estando representado el evento de variación de la combinación de factores controladores por las discontinuidades que limitan los ciclos o secuencias. Cada uno de estos límites está asociado asimismo a la modificación de la geometría del espacio de acomodación y a la generación del espacio de acomodación de la secuencia suprayacente.

Derivada de este análisis se ha establecido la presencia de cuatro

secuencias que se nombran y describen en el siguiente apartado. Dada la fuerte componente genética que en el sentido explicado anteriormente poseen estas unidades, y la imposibilidad de adjudicarles un rango jerárquico se ha optado por describirlas como "Secuencias" y no como "Unidades Aloestratigráficas", reservando para posteriores apartados interpretativos la discusión acerca del rango de duración de cada unidad y su posible jerarquía.

2.3.2 Descripción de las unidades

Las cuatro secuencias identificadas en este trabajo son nombradas y descritas a continuación. En la primera aproximación con métodos aloestratigráficos se identificaron tres unidades uniformes y cartografiadas separadas por discordancias cartográficas, en toda la extensión del límite entre ellas. El análisis secuencial llevó a dividir la primera unidad en dos unidades o secuencias cuyo límite se manifiesta como una discontinuidad en el borde del área de sedimentación y como concordancia o paraconformidad relativa en las partes centrales de dicho área. La naturaleza geométrica de este límite impidió en la aproximación inicial la división en dos unidades cartográficas, de modo que la cartografía de estas dos secuencias tuvo que ser realizada con posterioridad al análisis secuencial. Las secuencias tercera y cuarta se corresponden con la segunda y tercera unidad aloestratigráfica, respectivamente. En el apartado 2.2.1 se puede encontrar el mapa del Sinclinorio de Las Hoyas en el que las cuatro secuencias aparecen cartografiadas (Fig. 2.2.2).

En la Fig. 2.3.2 se ha realizado un esquema de la disposición de estas secuencias, que muestra las relaciones de yacencia entre ellas y con respecto al sustrato jurásico, su geometría externa e interna general, extensión relativa y la posición y naturaleza de las discontinuidades limitantes.

Para realizar la tarea de describir las unidades establecidas, en este caso secuencias, se ha escogido un patrón similar al utilizado

para la definición formal de unidades estratigráficas, tanto litoestratigráficas como aloestratigráficas (Salvador, 1994; N.A.S.C., 1983). Debe quedar claro que no se pretende una descripción formal en el sentido clásico, ya que estas unidades o secuencias tienen, hasta el momento, una validez exclusivamente local. Por otra parte, aunque no es habitual una práctica como esta para el establecimiento de secuencias deposicionales, dada la correspondencia directa que estas secuencias presentan con unidades aloestratigráficas y los fines descriptivos que se persiguen en esta parte del trabajo, utilizar un patrón de este tipo es la solución descriptiva más pragmática para facilitar el acercamiento y seguimiento de los pasos posteriores del análisis de cuenca.

En primer lugar se exponen cuales son los contenidos de cada uno de los apartados que contempla esta definición, para pasar a continuación a la descripción de cada secuencia propiamente dicha.

Nombre

Cada secuencia se ha nombrado utilizando el topónimo del área en la que aparece mejor expuesta y reúne la mayor parte de las características observadas y que la diferencian claramente de las secuencias infra y suprayacente.

Equivalencias y Antecedentes

Se incluyen todas las equivalencias con las unidades establecidas en trabajos antecedentes realizados en el área de estudio. En la Fig. 2.3.1 se puede encontrar un cuadro de comparación de las nomenclaturas utilizadas previamente y en este trabajo.

Puntos óptimos de observación

Se enumeran el/las área/s en la/s que las secuencias pueden observarse con mayor detalle y mejores condiciones de afloramiento. En todos los puntos óptimos de observación han sido realizadas columnas y cortes estratigráficos que pueden encontrarse descritos en el apartado 2.2.2 de este trabajo. En el mencionado apartado



se encuentran también los detalles acerca de la posición geográfica exacta y coordenadas de localización correspondientes de cada sección estratigráfica descrita.

Límites estratigráficos, extensión, espesor y geometría

Caracterización de las discontinuidades que limitan cada secuencia en cuanto a su extensión, geometría y procesos que implican, a grandes rasgos (erosión, no sedimentación...).

Se incluyen también los datos acerca de la extensión de afloramiento de la secuencia, el espesor y las variaciones laterales de espesor observadas, así como la geometría externa que muestra.

Las condiciones de afloramiento no han permitido disponer de datos suficientes para realizar mapas de isopacas, que indudablemente habrían sido muy útiles como herramienta de interpretación posterior y para caracterizar la geometría externa de cada secuencia, por lo que édiéguesta ha sido deducida por procedimientos cartográficos.

Descripción

La descripción de las secuencias incluye sus principales rasgos en cuanto a litología, algunas características generales de su arquitectura interna, sistemas deposicionales que contiene y variaciones geográficas de los aspectos descritos a lo largo de su extensión de afloramiento.

Contenido paleontológico y edad

Lista de contenido paleontológico encontrado en la secuencia. En cuanto a la edad, es necesario aclarar que se ha asignado a todas ellas el mismo rango cronológico: Barremiense superior. No se dispone de datos en este área que permitan adjudicar una edad más precisa, por lo que asumimos aquí el consenso que se estableció en Diéguez *et al.* (1995a) sobre la asignación cronoestratigráfica del yacimiento de Las

Hoyas y del relleno sedimentario del área del Sinclinorio de Las Hoyas. Esta asignación se realizó a partir de la contrastación de datos bioestratigráficos aportados por el análisis de carófitas, ostrácodos, polen y macroflora y es coherente con la edad que regionalmente se admite para la Formación Calizas de La Huérguina.

En apartados posteriores se realizará una discusión puramente interpretativa sobre el posible rango de duración de cada secuencia dentro del rango temporal asumido para el total del registro de las cuatro secuencias.

2.3.2.1 Secuencia de la Rambla de las Cruces I

Nombre

Deriva del topónimo del punto de afloramiento en el que muestra las condiciones más adecuadas para su observación.

Equivalencias y Antecedentes

Es equivalente a las Unidades I y II de Sanz *et al.* (1988b), a la Unidad Inferior o Episodio 1 de Gómez Fernández y Meléndez (1991) y al Episodio 1 y a la Fase 1 del Episodio 2 de Fregenal Martínez (1991).

Puntos óptimos de observación

El punto en el que esta secuencia se encuentra mejor expuesta es la Rambla de las Cruces, en la que aflora en el primer tramo del recorrido de dicha rambla en dirección, aproximadamente, Norte-Sur y en ambos márgenes. Corresponde con la parte inferior de la Columna de la Rambla de las Cruces (ver Fig. 2.2.17 en el apartado 2.2.2.4 de este trabajo).

Se propone además un punto complementario de observación en los alrededores de la casa forestal del Pozo Coronado. Las observaciones realizadas en este punto pueden encontrarse en las Fig. 2.2.14 y Fig. 2.2.15 del apartado 2.2.2.4.

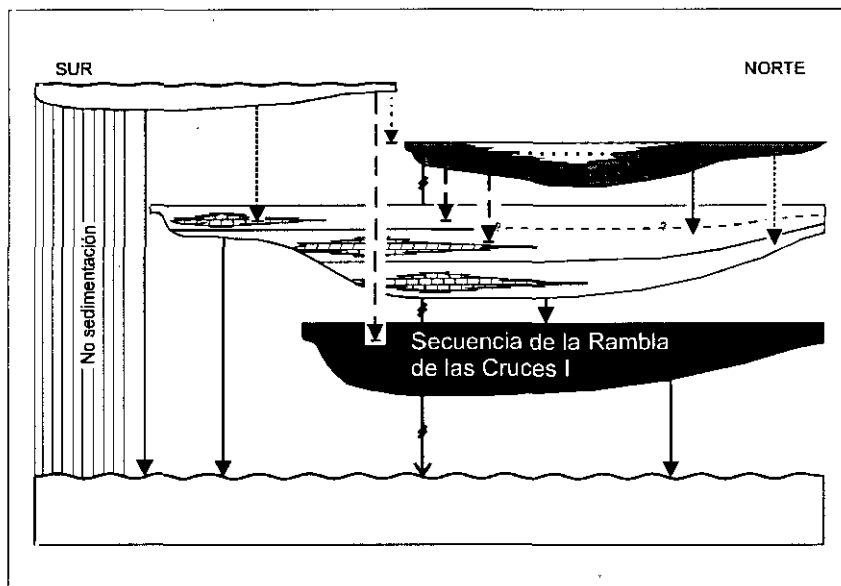


Fig. 2.3.3. Cuadro que muestra la distribución de las unidades estratigráficas y las relaciones de yacencias identificadas en el Sinclinorio de Las Hoyas, y en el que se ha resaltado la posición de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I. La geometría externa del extremo norte de esta secuencia no es observable en campo y ha sido inferida, siendo, por tanto, interpretativa. Para leyenda ver Fig. 2.3.2.

Límites estratigráficos, extensión, espesor y geometría

La secuencia se encuentra limitada en su base por una discordancia angular y erosiva de carácter regional (Figs. 2.3.3 y 2.3.4). Esta discordancia separa el Jurásico del Cretácico Inferior y comprende aquí el lapso temporal Bathoniense-Barremiense. Entre el final de la sedimentación jurásica y el comienzo de la sedimentación cretácica, tuvo lugar la formación de paleorelieve mediante el plegamiento, fracturación, erosión y el desarrollo de un sistema kárstico. En el área de estudio se conservan facies paleokársticas que constituyen el sustrato sobre el que se apoya esta secuencia.

Este límite inferior de la secuencia sólo es observable en el borde norte del Sinclinorio de Las Hoyas, ya que en el borde sur la secuencia no aflora (Fig. 2.3.4).

El contacto aparece difuso en algunos puntos debido a que las facies lutíticas de relleno del paleokarst son difícilmente distinguibles de las facies lutíticas de llanura de inundación que caracterizan el comienzo de la sedimentación de esta secuencia.

La geometría del contacto muestra que el paleorelieve desarrollado sobre la serie jurásica presentaba, en este punto, una topografía subhorizontal.

La secuencia aflora a lo largo del borde norte del sinclinorio, siendo su extensión lateral de afloramiento de, aproximadamente, 7 km (Fig. 2.3.4). El máximo espesor se registra en la zona central de esta extensión, en los alrededores de la Rambla de las Cruces, donde llega a tener 150 m, perdiendo espesor de forma progresiva lateralmente en ambos sentidos (ONO y ESE). Hacia el extremo oeste se acuña, encontrándose, en parte, erosionada y llegando a apoyarse sobre ella la Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas (Figs. 2.3.3 y 2.3.4). Hacia el extremo oriental se acuña también progresivamente, llegando a estar representada por 25 m de depósitos, y finalmente desaparece. En esta zona se puede observar que la secuencia mantiene una relación *de onlap* muy tendido sobre el sustrato jurásico.

La geometría que presenta en la dimensión perpendicular (NNE-SSO) no es observable en campo, ya que la mitad meridional de la secuencia no aflora en superficie. A partir de la reconstrucción de la geometría, tanto del sustrato como del conjunto del relleno del Sinclinorio de Las Hoyas se puede inferir que, probablemente, presenta una geometría lantejonar asimétrica, encontrándose los mayores espesores en el tercio sur (Fig. 2.3.3).

El techo de la secuencia es plano, aunque, como ya se ha mencionado, en el

extremo occidental se encuentra parcialmente erosionada, llegando a apoyarse sobre ella la Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas. Sobre la mayor parte de su extensión se apoya concordantemente la Secuencia de la Rambla de las Cruces II mediante una paraconformidad.

Descripción

Desde el punto de vista litológico, la secuencia presenta un carácter mixto siliciclástico y carbonático con predominio neto de los materiales carbonáticos.

Puede ser subdividida en dos conjuntos litológicos diferentes, uno mixto y uno carbonático que muestran una relación de cambio lateral de facies, siendo el conjunto carbonático expansivo sobre el conjunto mixto (Fig. 2.3.1).

El primer conjunto presenta un carácter litológico mixto y en él se ha identificado una gran variedad de facies que puede sintetizarse de la siguiente forma: calcarenitas y calcarenitas arenosas, conglomerados calcáreos y oncolíticos y areniscas en cuerpos lenticulares; y niveles, también lenticulares, de calizas masivas con carófitas y ostrácodos que muestran rasgos edáficos sobreimpuestos. Las distintas facies aparecen separadas por lutitas rojas y lutitas margosas ocre y grisáceas, frecuentemente edafizadas.

El conjunto se reconoce en casi toda la extensión de afloramiento de la secuencia, al menos en su base, constituye la mayor parte del registro en el área oriental y nororiental y es el único reconocible en el extremo oriental. La sucesión típica de este conjunto se encuentra recogida en la Fig. 2.3.5. En la parte superior de la sucesión se puede observar también el paso transicional entre el conjunto mixto y el conjunto carbonático.

El segundo conjunto es carbonático en su totalidad, siendo las calizas la litología dominante, aunque se reconocen también margas. Las facies observadas con mayor frecuencia son: calizas masivas con abundantes carófitas que muestran, en muchos casos, sobreimposición de rasgos edáficos, y calizas oncolíticas. Se observan tanto cuerpos tabulares con gran extensión lateral como cuerpos con geometría lenticular.

Este conjunto se reconoce en la parte más alta del registro de la secuencia en la mayor parte de la extensión de afloramiento de la misma, está mejor representado en la zona occidental y suroccidental, y es el único reconocible en el extremo occidental. La Fig. 2.3.6 muestra una sucesión representativa de este conjunto, en la que el primer conjunto aparece en la mitad inferior de la misma observándose un paso transicional en la vertical entre ambos conjuntos.

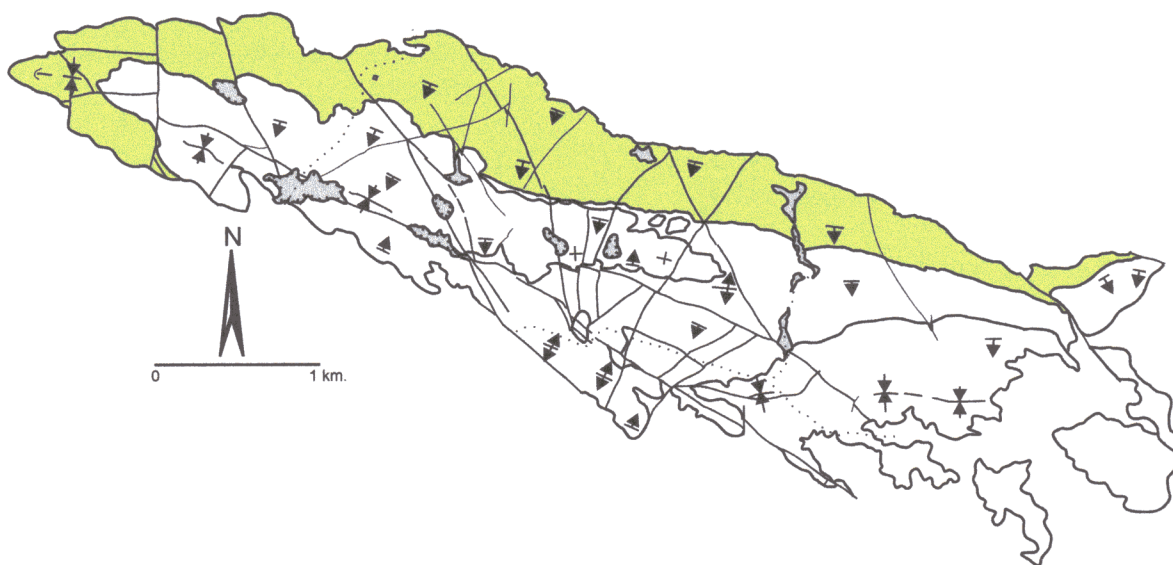


Fig. 2.3.4. Mapa del Sinclinorio de Las Hoyas en el que se puede observar la distribución de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I.

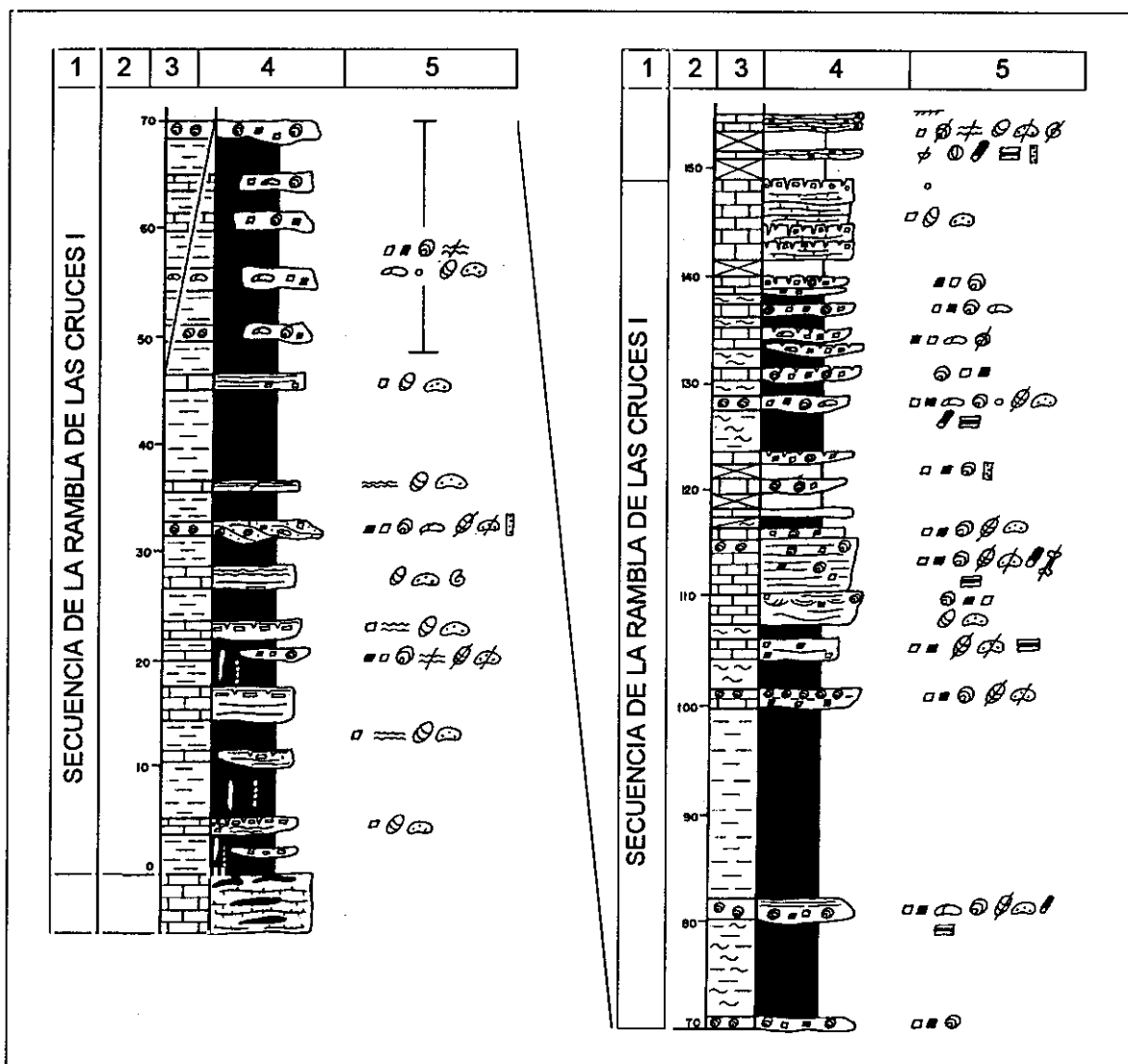


Fig. 2.3.5. Sucesión de la Secuencia en la Rambla de las Cruces I, en el área de la que deriva su nombre. En esta sección se encuentra representado, mayoritariamente, el conjunto litológico mixto de los dos que se han distinguido dentro de la secuencia. El conjunto carbonático aparece restringido a los términos más altos de la columna.

Contenido paleontológico y edad

Esta secuencia contiene abundantes algas carófitas y ostrácodos, habiéndose encontrado y reconocido también colonias de algas cianofíceas, gasterópodos, bivalvos y fragmentos de huesos de vertebrados.

Tanto el análisis bioestratigráfico de las asociaciones de carófitas como de ostrácodos realizados con objeto de determinar la edad de la unidad Calizas de La Huérguina en el área del Sinclinorio de Las Hoyas se basa en muestras recogidas, mayoritariamente, en la secuencia que se está describiendo.

El análisis de un total de doce muestras recogidas a lo largo de la secuencia en la Columna de la Rambla de las Cruces por el Dr. Martín Closas ha resultado en la identificación de dos familias distintas de algas carófitas (Diéguez *et al.* 1995b): la familia Clavatoraceae representada por las especies: *Atopochara trivolvis* var. *triquetra*, *Globator maillardi* var. *trochiliscoides*, *Clavator harrisii* var. *reyi* y *Asciidiella cruciata*; y la familia Characeae, representada por la especie *Mesochara* gr. *harrisii*. El estudio bioestratigráfico identifica esta asociación como perteneciente a la biozona Crucyata de edad Barremiense superior a Aptiense inferior (Diéguez *et al.*, 1995a).

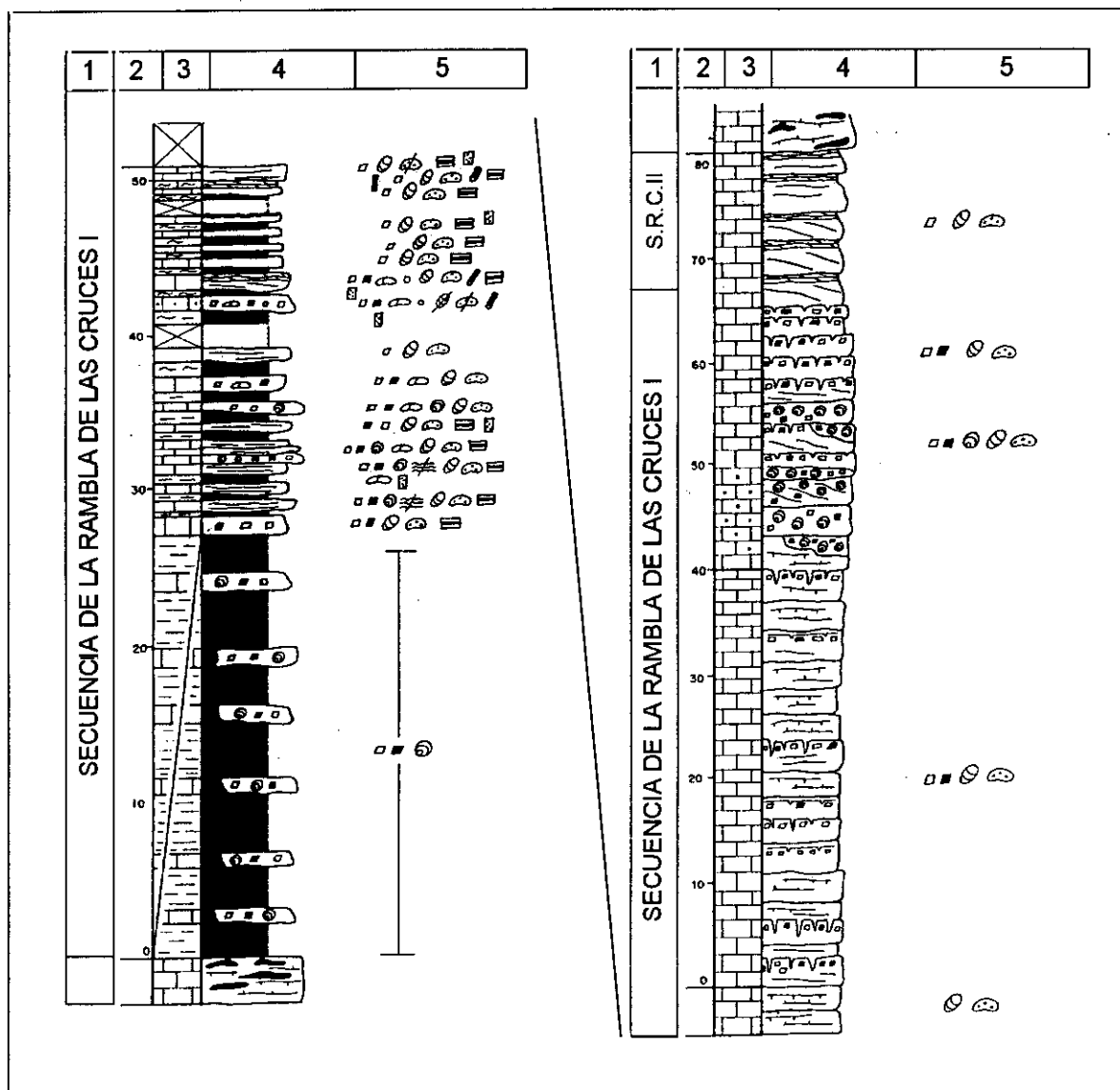


Fig. 2.3.6. Sucesión de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I en el área de la Casa del Pozo Coronado. La sucesión total ha sido compuesta a partir de la Columna de la Casa del Pozo Coronado y del Corte de la Casa del Pozo Coronado I y en ella se encuentran representados, el conjunto litológico mixto, en la mitad inferior, y el conjunto litológico carbonático, en la parte superior de la columna.

El estudio de un total de siete muestras, procedentes también de la rambla de las Cruces ha revelado la presencia de nueve especies de ostrácodos pertenecientes a la asociación de *Cypridea* (Rodríguez Lázaro, 1995): *Cypridea gr. demandae*, *Cypridea gr. clavata*, *Cypridea gr. insulae*, *Theriosynoecum sp. 1*, *Theriosynoecum sp. 2*, *Bisulcocypris gr. striata*, *Bisulcocypris aff. forbesii*, *Damonella denticulata* y *Scabriculocypris sp.* El análisis bioestratigráfico de esta asociación concluyó en asignar un intervalo de edad Barremiense, muy probablemente Barremiense superior, para los sedimentos en los que dicha asociación ha sido registrada (Diéguez *et al.*, 1995a).

Junto con el análisis bioestratigráfico de restos de carófitas y ostrácodos, el análisis de palinomorfos y restos de macroflora y la contrastación de los resultados de estos análisis con otras dataciones regionales de la Formación Calizas de La Huérguina, permitió establecer un consenso en cuanto a la edad de esta formación en el área en la que se lleva a cabo este estudio que le adjudicaba una edad Barremiense superior (Diéguez *et al.*, 1995a). Por tanto y tal y como ya se indicó en la introducción a la descripción de las secuencias, se asigna a todas ellas una edad Barremiense superior, a partir del mencionado consenso.

2.3.2.2 Secuencia de la Rambla de las Cruces II

Nombre

Deriva del topónimo del punto de afloramiento en el que muestra las condiciones más adecuadas para su observación.

Equivalencias y Antecedentes

En su parte inferior es equivalente a las Unidades III y IV de Sanz *et al.* (1988b) y a la Unidad Intermedia o Episodio 2 de Gómez Fernández y Meléndez (1991). También es equivalente, en su totalidad, a las Fases 2, 3, 4 y 5 del Episodio 2 de Fregenal Martínez (1991).

Puntos óptimos de observación

La secuencia se encuentra bien expuesta en la Rambla de las Cruces, en el tramo del recorrido de la rambla en dirección Norte-Sur, una vez pasado el afloramiento de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I, en la parte superior de la Columna de la Rambla de las Cruces (ver Fig. 2.2.17 del apartado 2.2.2.4).

Los dos tercios inferiores de la sucesión se pueden observar en ambos márgenes de la Rambla. El tercio superior se observa en la zona del yacimiento de Las Hoyas,

desviándose hacia el oeste del curso de la rambla, en el punto en que ésta cambia de dirección.

La parte más alta de la secuencia no aflora en esta zona, pudiendo reconocerse en la zona de La Radilla, situada en el extremo suroeste de la zona de afloramiento de la secuencia, que coincide con el límite suroccidental del Sinclinorio de Las Hoyas.

Límites estratigráficos, extensión, espesor y geometría

Estratigráficamente, esta secuencia se apoya en su base sobre la Secuencia de la Rambla de las Cruces I por medio de un contacto concordante, llegando a apoyarse directamente sobre el sustrato jurásico en el extremo oriental. Los términos más altos de la secuencia, reconocibles en el borde meridional y suroccidental del sinclinorio, muestran una relación de yacencia directa sobre los materiales jurásicos (Fig. 2.3.7). Esta relación es debida a la topografía irregular que presenta, en el borde sur del sinclinorio, el paleorelieve desarrollado sobre el jurásico, de forma que los niveles estratigráficamente más altos de la secuencia, muestran una relación geométrica de solapamiento expansivo u *onlap*. Es probable que esta relación o geometría de *onlap* sea extrapolable a la secuencia completa, a lo largo de todo el borde sur del sinclinorio en el que solamente los

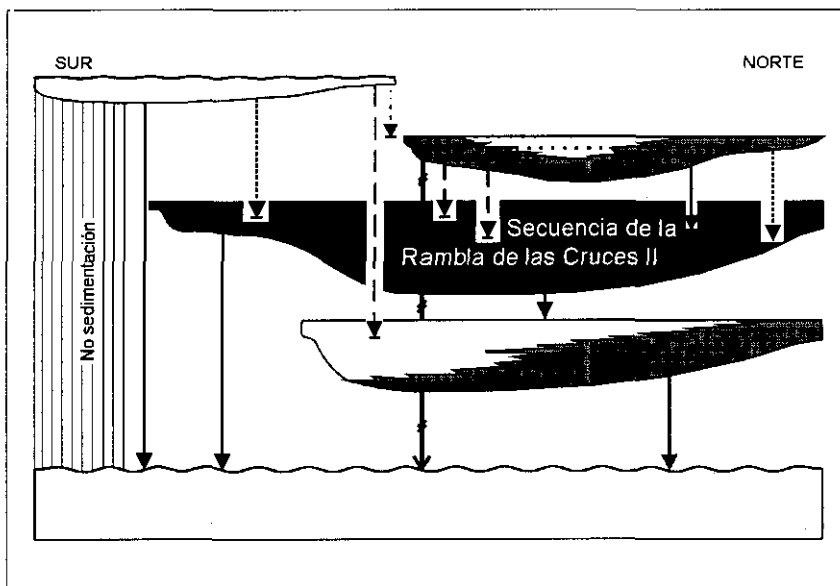


Fig. 2.3.7. Cuadro que muestra la distribución de las unidades estratigráficas y las relaciones de yacencias identificadas en el Sinclinorio de Las Hoyas, y en el que se ha resaltado la posición de la Secuencia de la Rambla de las Cruces II. Obsérvese la geometría lantejonar marcadamente asimétrica que presenta la secuencia y la posición de los tres litosomas laminados que se han identificado. Para leyenda ver Fig. 2.3.2.



Fig. 2.3.8. Mapa del Sinclinorio de Las Hoyas en el que se puede observar la distribución de la Secuencia de la Rambla de las Cruces II.

primeros niveles se apoyarían sobre la Secuencia de la Rambla de las Cruces I, aunque las condiciones de afloramiento sólo permiten la observación directa y descripción de su parte más alta.

La secuencia sólo aflora en la mitad oriental del Sinclinorio de Las Hoyas, encontrándose en su mitad occidental cubierta por la Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas (Fig. 2.3.8).

La extensión de afloramiento en la que la secuencia puede observarse es de, aproximadamente, 3,8 km en sentido longitudinal paralelo a la dirección de la serie y de 1,5 km en sentido transversal según la dirección de buzamiento (Fig. 2.3.8).

El espesor máximo estimado de sedimentos acumulados es de 170 m, una vez sumados todos los incrementos genéticos de depósito, no encontrándose este espesor apilado de forma continua en ningún punto del área. La secuencia se adelgaza hacia el extremo oriental, donde llega a estar representada solamente por 30 m de serie. Aunque cabe esperar que se produzca también un notable adelgazamiento hacia el extremo occidental este no es observable, debido al recubrimiento por la Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas.

Como se puede deducir de lo que se acaba de exponer acerca de las características de la secuencia en cuanto a sus relaciones de yacencia, extensión y variaciones de espesor, la geometría de esta secuencia es, en detalle, compleja. La geometría completa de la secuencia no puede ser observada completamente en campo y, por tanto, ha sido interpretada. A grandes rasgos, presenta geometría lentejona tanto en sección longitudinal como transversal, con un perfil marcadamente asimétrico en sentido transversal o NNE-SSO (Fig. 2.3.7).

Sobre esta unidad se apoyan, mediante una discordancia cartográfica muy suave, la Secuencia del Pocillo del Pozuelo, en el área oriental, y la Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas, en el área occidental, donde además la unidad se encuentra parcialmente erosionada.

Descripción

Desde el punto de vista litológico, la secuencia está compuesta casi exclusivamente por calizas y, de forma subordinada, margas.

A grandes rasgos puede dividirse en tres subunidades que corresponderían con tres sucesiones de facies que representan cada una de ellas un ciclo completo de

somerización y colmatación de un sistema lacustre permanente de envergadura media. De estas tres las dos primeras presentan un espesor máximo de 60 m mientras que el espesor de tercera es de 40 m.

Cada una de estas sucesiones de facies consiste, a grandes rasgos, en (Fig. 2.3.9): calizas rítmicamente laminadas, muy ricas en flora y fauna excepcionalmente preservadas, que pasan de forma gradual, tanto lateral como verticalmente, a calizas lajosas irregulares con ostrácodos y restos vegetales, o a calizas tableadas, laminadas internamente con ocasionales ostrácodos, que a su vez pasan a calizas masivas con abundantes carófitas y ocasionalmente oncolitos, que pueden presentar sobreimposición de rasgos edáficos, o bien pasan a calizas bioclásticas con estratificación cruzada.

El conjunto formado por las facies de calizas finamente laminadas, junto con las facies de calizas lajosas irregulares y calizas tableadas constituyen un cuerpo lentejónar ligeramente asimétrico, reconociéndose a lo largo de la secuencia tres cuerpos lentejónares o litosomas laminados, cada uno de los cuales forma parte de una de las tres subunidades distinguibles, y que pueden observarse en la Fig. 2.3.7. Los tres litosomas se encuentran en la zona central del Sinclinorio de Las Hoyas y cada uno se encuentra desplazado respecto al anterior hacia el borde meridional del sinclinorio, al que se adosan.

Contenido paleontológico y edad

Respecto al contenido paleontológico, como ya se ha mencionado en la descripción, cada litosoma laminado contiene una abundante y diversa flora y fauna fósil excepcionalmente preservadas.

Una exhaustiva y extensa lista del contenido florístico y faunístico puede encontrarse en el apartado 1.4 de este trabajo, por lo que aquí se limitará a una aproximación muy general a los principales grupos registrados.

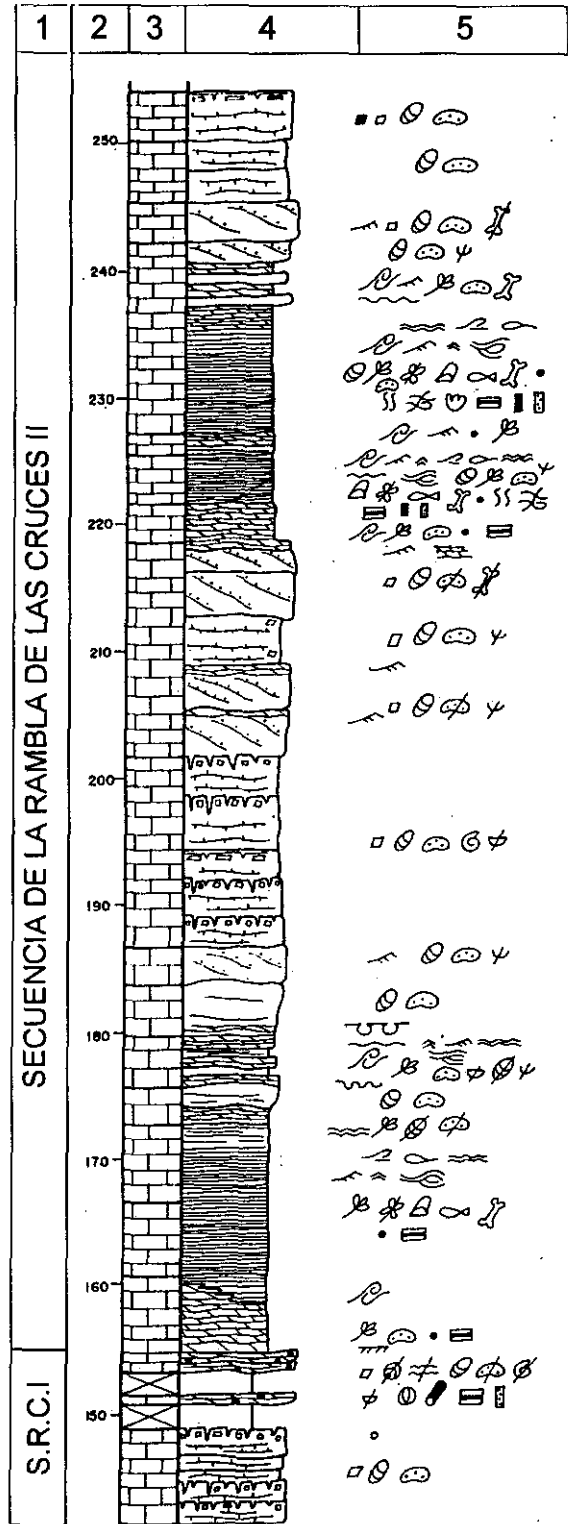


Fig. 2.3.9. Sucesión de la Secuencia de la Rambla de las Cruces II en la Columna de la Rambla de las Cruces. En esta columna se encuentran recogidas las dos primeras subunidades de las tres que se pueden distinguir a lo largo de la secuencia y que representan, cada una de ellas, la somerización de sistemas lacustres permanentes de envergadura media.

Respecto a la flora, se han recogido restos de algas carófitas y pólenes y esporas de diversos grupos además de restos de macroflora de briófitos, filicales, cicadofitos, gnetales, coniferales y angiospermas.

En cuanto a la fauna se reconocen restos de gasterópodos y bivalvos, abundantes artrópodos (crustáceos e insectos), restos de varios grupos de peces holósteos y teleósteos, que constituyen el grupo de vertebrados mejor representados, anfibios, escamosos, tortugas, cocodrilos, dinosaurios no avianos y aves. Son también notables las huellas y trazas de actividad orgánica.

Aparte del excepcional contenido fósil de los litosomas laminados, en las facies de calizas masivas o con estratificación cruzada se reconocen fundamentalmente restos de talos y oogonios de carófitas y restos de ostrácodos, que no han sido clasificados, y en menor proporción colonias de algas cianofíceas, restos de bivalvos y gasterópodos y fragmentos de huesos de gran tamaño, no determinables, que llegan a formar brechas.

Como para el resto de las secuencias se considera que la edad de ésta es también Barremiense superior.

2.3.2.3 Secuencia del Pocillo del Pozuelo

Nombre

El nombre deriva del topónimo de la zona en la que la secuencia puede observarse en buenas condiciones y en la que se presenta, con mayor claridad, uno de los rasgos que singulariza, desde el punto de vista litológico, esta secuencia respecto al resto de las unidades estratigráficas del Sinclinorio de Las Hoyas, la abundancia relativa de materiales siliciclásticos.

Equivalencias y Antecedentes

Es equivalente al Episodio 3 de Fregenal Martínez (1991).

Puntos óptimos de observación

En general la secuencia presenta malas condiciones de afloramiento. La sucesión más potente y completa de la secuencia es la recogida en la Columna de la Tinada del Tío Valentín (ver Fig. 2.2.19 del apartado 2.2.2.4), que corresponde al registro del flanco sur del sinclinorio, mientras que en flanco norte pueden observarse características relevantes de la unidad en el área del Pocillo del Pozuelo, en la que se realizó un corte cuya descripción puede encontrarse en el apartado 2.2.2.5.

Límites estratigráficos, extensión, espesor y geometría

Esta secuencia se apoya por medio de una discordancia cartográfica sobre la Secuencia de la Rambla de las Cruces II, llegando a yacer sobre niveles estratigráficamente más bajos de esta secuencia hacia el este. Hacia el extremo occidental de su extensión de afloramiento se apoya sobre términos de la última de las tres subunidades que constituyen la Secuencia de la Rambla de las Cruces II (Fig. 2.3.10). En el borde sur y en el extremo oriental del sinclinorio se apoya directamente sobre el sustrato jurásico, con el que mantiene una relación de *onlap*. Esta relación solamente se observa, como en el caso de la secuencia descrita anteriormente, para los términos más altos de la secuencia, ya que los términos inferiores no afloran en superficie y, por tanto, su relación con los materiales jurásicos, en el límite sur del área, no puede ser establecida.

Es la secuencia que muestra la extensión de afloramiento más reducida de las cuatro definidas en el área de estudio. Solamente aflora en el tercio oriental del sinclinorio, donde ocupa la mitad meridional del mismo, adosada al borde sur. Su extensión total de afloramiento continuo es de 2 km en sentido longitudinal o E-O, no considerando los retazos de afloramientos aislados reconocidos hacia el este y sureste y 500 m en sentido transversal o N-S (Fig. 2.3.11). La inclusión de los afloramientos aislados permite estimar que la unidad pudo tener

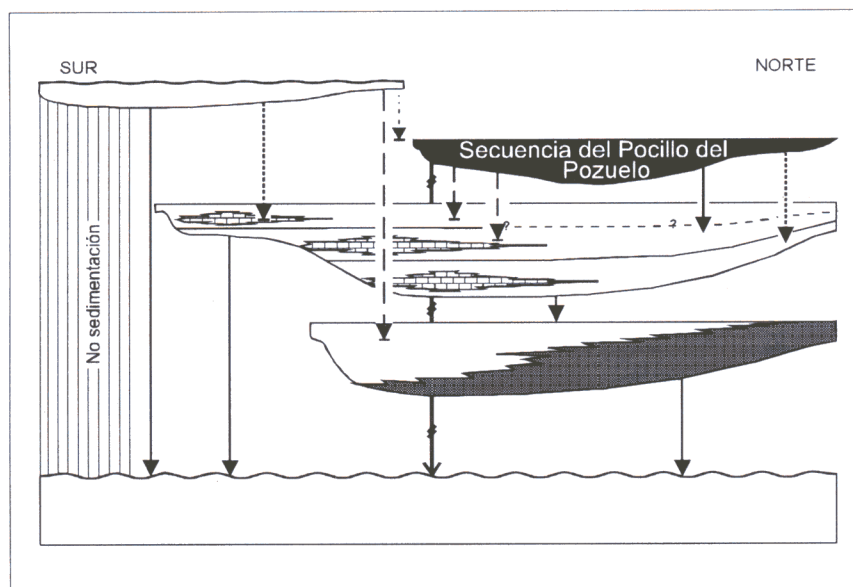


Fig. 2.3.10. Cuadro que muestra la distribución de las unidades estratigráficas y las relaciones de yacencias identificadas en el Sinclinorio de Las Hoyas, y en el que se ha resaltado la posición de la Secuencia del Pocillo del Pozuelo. Para leyenda ver Fig. 2.3.2.

una extensión mínima original de 3 km en sentido longitudinal.

El espesor máximo registrado es de 100 m adelgazándose, de forma prominente y brusca, hacia su extremo occidental y, de forma progresiva, hacia su extremo oriental.

En cuanto a la geometría, presenta forma lentejona asimétrica tanto en dirección E-O, como puede deducirse de la variación de espesor que se acaba de describir, como en dirección N-S, encontrándose más engrosada en su extremo meridional que en el

septentrional y presentando los mayores espesores en la zona central (Fig. 2.3.10).

Sobre toda la extensión de afloramiento se encuentra la superficie de erosión actual, no observándose una relación de yacencia directa de la Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas sobre esta secuencia. No obstante, cabe esperar que esta relación existiera, al menos en el extremo occidental del área actual de afloramiento de la Secuencia del Pocillo del Pozuelo y sea debido al retroceso erosivo de la secuencia suprayacente la razón que impide la



Fig. 2.3.11. Mapa del Sinclinorio de Las Hoyas en el que se puede observar la distribución de la Secuencia del Pocillo del Pozuelo.

observación de esta posible relación (Figs. 2.3.10 y 2.3.11).

Descripción

Desde el punto de vista litológico la secuencia se caracteriza por presentar carácter mixto, carbonático y siliciclástico, siendo los materiales siliciclásticos mucho más abundantes hacia los niveles más altos de la secuencia, de modo que se puede llegar a individualizar un conjunto que mantiene relación de cambio lateral de facies respecto a la porción estratigráfica de la secuencia en la que predominan, de forma neta, las litologías carbonáticas (Fig. 2.3.2).

Se reconoce una gran variedad de facies. En la parte o conjunto inferior predominan las calcarenitas, en ocasiones arenosas, bioclásticas y oncolíticas y los conglomerados calcáreos de oncolitos y litoclastos, mientras que hacia el techo, en el conjunto superior, son más abundantes las calcarenitas y calizas arenosas, las areniscas de grano grueso a fino, los conglomerados arenosos de oncolitos y los conglomerados de cantos cuarcíticos y calcáreos (Fig. 2.3.12). Se suelen presentar en cuerpos lenticulares de escaso espesor, que aparecen separados entre sí por niveles de margas grises, lutitas margosas ocre y grisáceas y lutitas rojas, más potentes hacia la parte inferior de la secuencia. Son muy abundantes también, a lo largo de toda la secuencia, los niveles de calizas masivas con carófitas que suelen mostrar sobreimposición de rasgos edáficos. Estos cuerpos no suelen exceder espesores de 1 m y pueden presentar tanto geometría lenticular como tabular.

Contenido paleontológico y edad

El contenido paleontológico de la secuencia no ha sido estudiado en detalle, aunque se ha reconocido en las calizas la presencia abundante de colonias de algas cianofíceas y tanto en las calizas como en las margas restos de algas carófitas, tanto oogonios como talos, algunos restos vegetales, gasterópodos, bivalvos y abundantes ostrácodos.

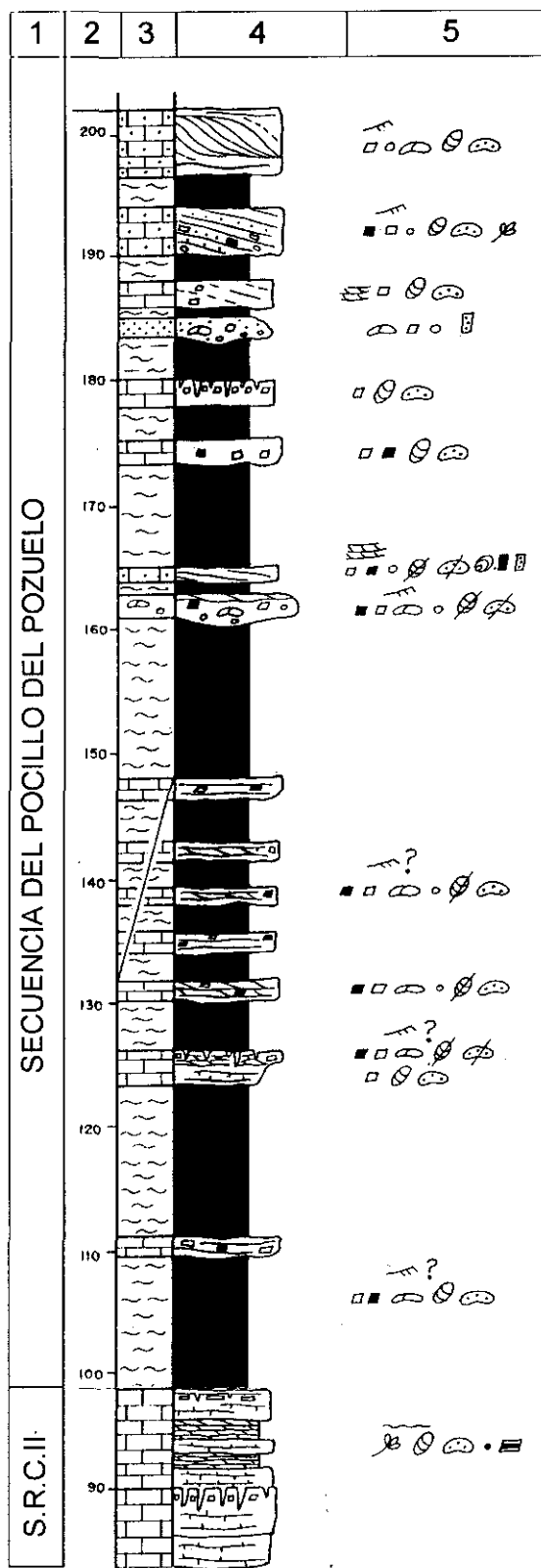


Fig. 2.3.12. Sucesión de la Secuencia del Pocillo del Pozuelo en la Columna de la Tinada del Tío Valentín

Se asigna a esta secuencia una edad Barremiense superior, al igual que para el resto de las secuencias descritas.

2.3.2.4 Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas

Nombre

Deriva del topónimo del área en el que se puede observar la secuencia en condiciones óptimas.

Equivalencias y Antecedentes

Esta unidad no tiene equivalentes previos y es nombrada y descrita por primera vez en este trabajo.

Puntos óptimos de observación

Las condiciones de afloramiento de esta unidad son de calidad excepcionalmente baja, comparadas con las del resto de las unidades del sinclinorio. Toda la unidad ha sufrido, en buena parte, un importante proceso de karstificación posterior a su depósito, que dificulta la observación de las facies originales y su distribución, así como de la arquitectura deposicional interna. A esto hay que sumar que sobre ella, en buena parte de su extensión, hay desarrollado un extenso suelo forestal. Solamente existen dos puntos en los que se pueden observar las facies originales, sin que en ellos se haya podido realizar un corte estratigráfico, tratándose de afloramientos aislados, la zona

de La Muela y la zona de la Hoya de la Madre de las Latas, siendo esta última en la que se puede observar una mayor extensión de afloramiento mínimamente alterado. La descripción de este afloramiento se puede encontrar en el apartado 2.2.2.5. Debido a las características de afloramiento que presenta esta unidad el análisis fotogeológico ha sido la herramienta que definitivamente ha permitido separar esta secuencia independientemente del resto del registro estratigráfico del sinclinorio de Las Hoyas.

Limites estratigráficos, extensión, espesor y geometría

Esta secuencia se apoya mediante una discordancia cartográfica sobre distintos niveles estratigráficos de las secuencias de la Rambla de las Cruces I y II. Aunque no llega a observarse su relación de yacencia con respecto a la Secuencia del Pocillo del Pozuelo, cabe esperar que, al menos en su extremo oriental, se hubiese apoyado también sobre ésta. En su mitad meridional se apoya directamente sobre el sustrato (Fig. 2.3.13).

La secuencia aflora en toda la mitad occidental del Sinclinorio de Las Hoyas. Su extensión total de afloramiento es 3,5 km en sentido longitudinal o E-O y de 1 km en sentido transversal o N-S (Fig. 2.3.14).

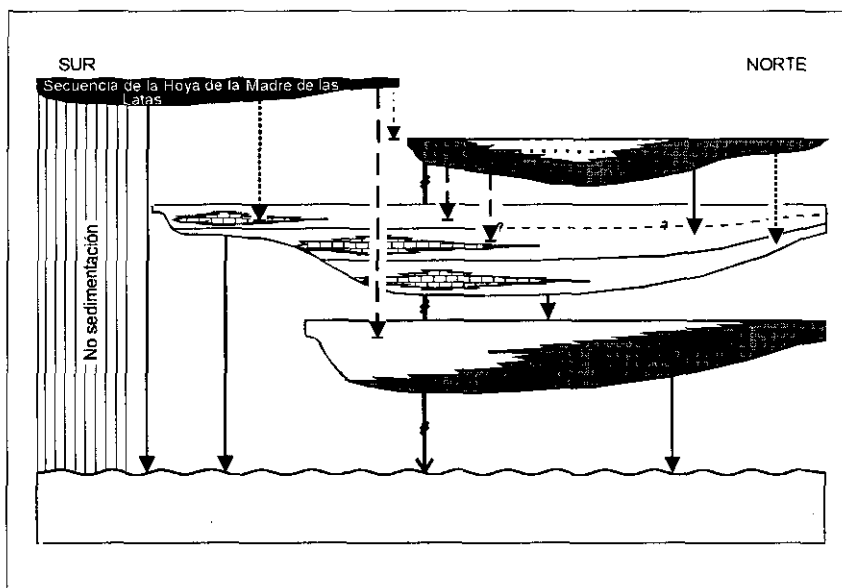


Fig. 2.3.13. Cuadro que muestra la distribución de las unidades estratigráficas y las relaciones de yacencias identificadas en el Sinclinorio de Las Hoyas, y en el que se ha resaltado la posición de la Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas. Para leyenda ver Fig. 2.3.2.

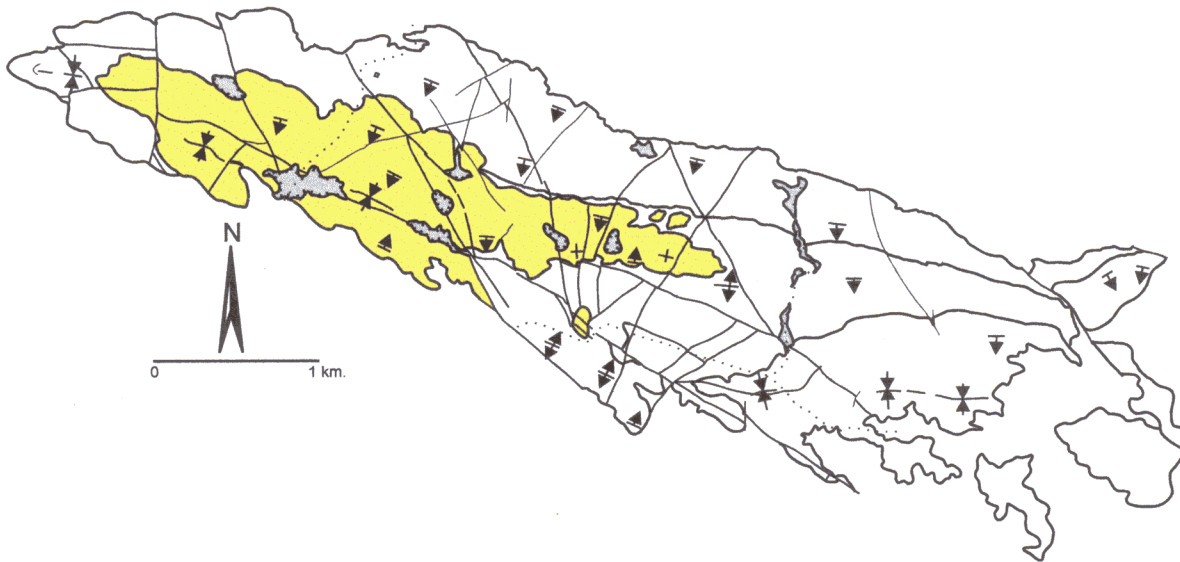


Fig. 2.3.14. Mapa del Sinclinorio de Las Hoyas en el que se puede observar la distribución de la Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas.

El espesor actual no ha podido ser medido directamente en campo, pero a partir de la estimación realizada sobre la fotografía aérea se puede establecer que no excede los 20 m en la zona de máxima acumulación, que se corresponde con el borde sur del sinclinorio.

Respecto a su geometría, se presenta como un cuerpo lentejónar ligeramente asimétrico (Fig. 2.3.13), que se adelgaza, de forma progresiva desde el punto de máximo espesor hacia sus extremos meridional, occidental y oriental.

Los niveles más altos de la unidad constituyen la superficie de erosión actual, no apoyándose sobre ella ninguna unidad estratigráfica más moderna.

Descripción

Desde el punto de vista litológico, se trata de una unidad totalmente carbonática. Se reconocen dos grupos de litofacies diferentes. El primer grupo corresponde a las facies primarias, mientras que el segundo está constituido por las facies resultantes de

la alteración y karstificación de las facies primarias.

El primer grupo está constituido por calizas masivas con carófitas y ostrácodos que suelen presentar evidencias de exposición subaérea. Se presentan en cuerpos tabulares o ligeramente lentejónares, con extensión lateral reducida y espesores que no suelen exceder los 0,5 m. En el segundo grupo, que se encuentra mucho más extensamente representado, se reconocen, fundamentalmente calizas cristalinas esparíticas blancas, amarillentas y rosáceas con textura sacaroidea.

Contenido paleontológico y edad

Dadas las peculiares características de esta unidad, los restos fósiles encontrados e identificados son muy escasos. Solamente se han reconocidos restos de carófitas, tanto talos como oogonios, bivalvos y ostrácodos.

Se asume, como para el resto de las unidades que la edad de ésta es Barremiense superior.

2.3.3 Correlación / Comparación estratigráfica

Como se indicó en el apartado de introducción al análisis estratigráfico, se reconocen un total de nueve áreas de afloramiento en la zona que abarca este estudio que han sido agrupadas en cinco sectores, Occidental, Septentrional, Oriental, Central y Meridional. De estos cinco sectores solamente en uno de ellos, el Sector Central o Sinclinorio de las Hoyas, ha sido necesario llevar a cabo una división en unidades estratigráficas del registro correspondiente a la Formación Calizas de La Huérguina. En los sectores restantes no es posible encontrar, en principio, criterios de subdivisión interna, de la misma forma que hasta el presente esta unidad litoestratigráfica nunca ha sido subdividida en ningún otro área del Dominio Ibérico Suroccidental, ya que exceptuando el Sinclinorio de Las Hoyas nunca se han descrito discontinuidades internas relevantes.

No obstante, se plantea, una vez realizado el análisis estratigráfico del Sinclinorio de Las Hoyas, la necesidad de llevar a cabo un análisis de las posibles correlaciones que se puedan establecer entre todas las áreas o sectores de afloramiento estudiados.

En su acepción general “correlación” significa “correspondencia o relación recíproca entre dos o más cosas”. En Geología se entiende como “la demostración de la equivalencia de dos o más fenómenos geológicos en diferentes áreas” (Bates y Jackson, 1987) y tiene una connotación temporal. En Estratigrafía correlacionar es “establecer la correspondencia en carácter y posición estratigráfica” (Hedberg, 1976) y consiste en “comparar dos o más secciones estratigráficas, de un intervalo de tiempo semejante, estableciendo las equivalencias entre los niveles o superficies de estratificación reconocibles en cada una de ellas” (Vera, 1994). Existen tres tipos básicos de correlación estratigráfica: las correlaciones litológicas o litoestratigráficas, las bioestratigráficas y las cronoestratigráficas; aunque las correlaciones litoestratigráficas

y bioestratigráficas se usan y son útiles, actualmente se entiende que la correlación estratigráfica está encaminada a establecer equivalencias temporales (Vera, 1994).

Puesto que en el caso que nos ocupa la correlación litoestratigráfica de escala regional se encontraba ya establecida antes de comenzar este trabajo, se trataría de correlacionar distintas unidades o superficies estratigráficas dentro de la Formación Calizas de La Huérguina.

Cabe, por tanto, preguntarse, a continuación y en función de los objetivos que se persiguen, qué tipo de correlación se va a realizar y con qué criterios, además de valorar tanto la viabilidad de la realización de la misma como su utilidad y fiabilidad.

Obviamente, el ejercicio de correlación que se pretende realizar tiene como objetivo facilitar la reconstrucción de la evolución paleogeográfica para el área de estudio, lo cual implica, necesariamente, correlacionar unidades temporalmente equivalentes. En un paso posterior se debe examinar la coherencia de la evolución paleogeográfica deducida para el área de estudio con la evolución paleogeográfica a escala regional, de modo que se puedan llegar a discriminar en el análisis final de cuenca los factores de control paleogeográfico puramente locales, de los que operan a escala regional.

Antes de decidir cuales son los criterios a emplear y el tipo de correlación que se puede realizar es conveniente analizar las características que la unidad objeto de estudio presenta y que pueden resultar problemáticas para la tarea de correlación.

- Tanto la base como el techo de la unidad son heterócronos. La base de la unidad es una discontinuidad regional que puede abarcar un lapso temporal variable, aunque en general se asume que dicho lapso aumenta hacia el noroeste de la Cuenca Ibérica, de modo que la base de la unidad es más antigua hacia el sureste. En cuanto al techo viene definido por una discordancia erosiva, la Discordancia Intrabarremiense (Meléndez, 1982). Debido a esto, cuando se trata de realizar una correlación dentro

de la unidad se carece de la seguridad de que los registros completos de todas las secciones descritas local o regionalmente sean correlacionables entre sí en su totalidad.

-La unidad se depositó en una cuenca que se encontraba compartimentada tectónicamente, constituida por cubetas o sectores más subsidentes, separados por zonas con baja subsidencia. A este respecto, se desconoce si todas las áreas de sedimentación estuvieron realmente conectadas, si lo estuvieron durante todo el tiempo de sedimentación activa o solamente en momentos concretos, y cuales no llegaron a estarlo nunca. Dada la configuración general de la cuenca, cabe esperar que la tectónica u otros factores de control puramente locales hayan dejado señales en el registro sedimentario de las cubetas o áreas de sedimentación individualizadas que enmascaren la secuencialidad o el ordenamiento interno relacionado con factores de control de escala regional. Enlazando este problema con el planteado en el punto anterior referente a la heterocroneidad del comienzo de la sedimentación, cabe la posibilidad de que, aunque a escala general el comienzo de la sedimentación sea más antiguo hacia las áreas surorientales de la cuenca y se propague progresivamente hacia las áreas noroccidentales, a escala local se registren heterocronías en el comienzo de la sedimentación en las pequeñas áreas o cubetas de sedimentación desconectadas, a menor escala temporal, de menor rango y que contradigan o violen la tendencia general.

-Existe además un tercer problema relacionado con la naturaleza de los sistemas deposicionales desarrollados que constituyen la unidad. Básicamente podemos reducir estos sistemas a dos diferentes, sistemas lacustres-palustres y sistemas de llanura aluvial. Intrínseca a la naturaleza y dinámica sedimentaria de estos sistemas es la gran variedad de litofacies que contienen y que complican enormemente cualquier intento de realizar una correlación de tipo litológico.

Ambos sistemas, pero en especial los sistemas de llanura aluvial están sujetos en su evolución a un fuerte control de factores puramente autocíclicos muy locales, de modo que el ordenamiento espacial y la secuenciación temporal de los depósitos de estos sistemas dibuja una arquitectura deposicional bastante compleja. Esto remite nuevamente a la posibilidad de generar sucesiones completamente diferentes, en cubetas separadas, en las que las tendencias regionales aparezcan enmascaradas.

Ambos sistemas deposicionales pueden y suelen aparecer frecuentemente mostrando relaciones de cambio lateral de facies, reconociéndose secuencialmente tendencias de expansión o retracción del sistema lacustre frente al aluvial. La separación vertical en una sección entre las facies de llanura aluvial de las facies lacustres podría constituir un límite entre dos subunidades ya que además, habitualmente, es un límite litológico, sin embargo la correlación de este límite en una sección cercana en la que la subunidad lacustre tuviese su equivalente en facies de llanura aluvial requeriría disponer siempre de registros lateralmente muy continuos, como en el caso del Sinclinorio de Las Hoyas, para poder extrapolar el límite con total fiabilidad. Si este límite no viene marcado por una discontinuidad fácilmente identificable, la correlación será inviable o simplemente una hipótesis de trabajo difícilmente contrastable. Tal y como ya se ha mencionado, hasta el momento sólo se han detectado discontinuidades internas relevantes, en el Sinclinorio de Las Hoyas.

Es frecuente encontrarse también en casos en los que en áreas de afloramiento cercanas y actualmente desconectadas, la sedimentación comienza en una con una sucesión lacustre, mientras que en la contigua lo hace con una sucesión de llanura aluvial. En estos casos es necesario disponer de una gran cantidad de datos de diversa índole para poder llegar a establecer si ambas sucesiones son lateralmente equivalentes y están relacionadas por medio de un cambio lateral de facies, si son equivalentes temporalmente aunque en cada una de las áreas de sedimentación se

desarrolló un sistema deposicional diferente o si simplemente son dos unidades heterócronas, por que el comienzo de la sedimentación en ambas áreas es heterócrono.

-No resulta posible realizar una correlación bioestratigráfica a la escala de este trabajo, puesto que la resolución que los marcadores bioestratigráficos disponibles pueden facilitar es menor de la que sería necesaria en este caso. Dado que los criterios bioestratigráficos son los únicos de los que se puede disponer para establecer unidades cronoestratigráficas, este tipo de correlación también queda descartado.

Mientras que en un trabajo de escala regional y de mayor escala estratigráfica todos estos problemas podrían verse amortiguados, y de hecho hasta el momento no se ha precisado una correlación de detalle para establecer los patrones generales secuenciales y de evolución paleogeográfica a escala regional, cuando se trata de realizar un trabajo a menor escala geográfica y estratigráfica, considerar esta problemática es fundamental.

No obstante, no es la primera vez que se aborda este problema y en estudios realizados en otras áreas de la Serranía de Cuenca se han propuesto hipótesis de correlación dentro de la Formación Calizas de La Huérguina, en función de las asociaciones de facies presentes y su posible equivalencia lateral (Meléndez *et al.*, 1989; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991).

Como se desprende de toda la discusión anterior son muchos los factores que habría que tener en cuenta para realizar la correlación que se pretende, de manera que el trabajo entraría prácticamente en el ámbito del análisis paleogeográfico. En este caso la metodología adecuada sería generar un sistema de retroalimentación entre el análisis paleogeográfico y los trabajos de correlación, que permitan generar una hipótesis final a ambos respectos. Este es el caso de los trabajos que se acaban de mencionar y en los que se han llevado a cabo correlaciones en distintas áreas de la

Serranía de Cuenca (Meléndez *et al.*, 1989; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991). Estas correlaciones entran más bien en el terreno de la interpretación de la evolución paleogeográfica que en el terreno del puro ejercicio de análisis estratigráfico.

Resulta, por tanto, imposible realizar, por el momento, una correlación en el sentido más estricto de su definición.

Esto, sin embargo, no impide poder llevar a cabo una primera "comparación descriptiva", como alternativa a la correlación tradicional, de las secciones estratigráficas estudiadas teniendo siempre presentes las condiciones en que se realiza el trabajo y los problemas que se acaban de enumerar. Se entiende por comparación el establecimiento de las semejanzas y diferencias entre los registros de las distintas áreas de afloramiento estudiadas. Esta comparación puede generar preguntas e hipótesis cuya contestación y contrastación pueden ser realizadas con posterioridad, en la fase de análisis paleogeográfico.

No obstante es necesario establecer los criterios con los que esta comparación se va a realizar, establecer qué es lo que se va a comparar, así como discutir la posible elección de un patrón de comparación.

A pesar de todas las dificultades expuestas con anterioridad, a esta altura del trabajo, cuando aún no se ha expuesto el análisis de facies, los únicos elementos que pueden ser comparados, de la forma más objetiva y descriptiva posible, son los distintos conjuntos de litofacies que se pueden distinguir en cada uno de los registros estudiados.

Se tomarán como unidades básicas comparables los distintos sectores en los que ya se han agrupado las áreas de afloramiento para su descripción. Estos sectores contienen áreas de afloramiento continuas o casi continuas que, en la mayor parte de los casos presentan una uniformidad notable en la disposición estratigráfica de los distintos conjuntos de litofacies reconocidos en cada una de las secciones estudiadas. Esto

ha llevado a que, en concreto en los casos de los sectores central, septentrional y oriental haya sido posible realizar un ejercicio de comparación y correlación interno previo, que ha permitido obtener una síntesis de todas las secciones estudiadas y reducirlas a un único registro que será el que finalmente se compare. En el caso de los sectores occidental y meridional esto no ha sido posible dada la diversidad que presentan las distintas sucesiones descritas.

Este mismo planteamiento preliminar derivado del análisis por separado de cada uno de los registros permite ya aventurar una primera hipótesis a discutir en el capítulo de análisis paleogeográfico y que puede plantearse de la siguiente manera: Cada uno de los sectores en principio definidos con criterios descriptivos pudo pertenecer a un único área de sedimentación, aunque esto no implica que cada sector equivalga, necesariamente, a un área de sedimentación diferente.

Cabría realizar una combinatoria múltiple de comparaciones de cada uno de los sectores con todos los demás. Sin embargo se ha optado por llevar a cabo un análisis más simple que consiste en comparar cada uno de los sectores con el Sector Central o Sinclinorio de Las Hoyas, cuyo registro pasa a ser por tanto el patrón de comparación. Son varias las razones que han llevado a tomar esta decisión.

En primer lugar se trata del registro más completo o al menos del mejor desarrollado de todos los que se conocen en el área de estudio, el único que ha podido ser subdivido en unidades estratigráficas, y probablemente aquel en el que hay una mayor cantidad de tiempo representada por sedimentos. Por consiguiente existe una mayor probabilidad de que cualquiera de los conjuntos de litofacies reconocidos en otros sectores tenga un equivalente en el registro del sinclinorio que en cualquiera de los otros. Si esto es cierto cualquier comparación entre sectores periféricos se puede realizar automáticamente a través de la comparación previa de cada uno de ellos con el Sector Central.

Sector Occidental

Se poseen muy pocos datos de este área de afloramiento. Solamente ha sido posible obtener una sección estratigráfica completa (Columna del Arroyo Bonilla, ver apartado 2.2.2.1, Fig. 2.2.5) y un corte estratigráfico parcial de la unidad Calizas de La Huérguina (Corte de El Cerrojón, ver apartado 2.2.2.1). Ambas secciones se encuentran relacionadas lateralmente, pero dadas las significativas diferencias reconocidas entre ambas no se ha podido llevar a cabo una síntesis estratigráfica del sector.

El primero de los registros apenas sobrepasa los 20 m de espesor y está compuesto en su totalidad por calizas y margas con abundantes rasgos edáficos sobreimpuestos, estructuras prismáticas verticales, brechificación, nodulización y marmorización.

En el segundo se observa una secuencia muy parecida a cualquiera de las tres que constituyen la Secuencia de la Rambla de las Cruces II en el Sinclinorio de Las Hoyas y que consiste en calizas rítmicamente laminadas, muy ricas en flora y fauna excepcionalmente preservadas, que pasan de forma gradual, tanto lateral como verticalmente, a calizas lajosas irregulares con ostrácodos y restos vegetales y que, a su vez, pasan a calizas masivas con abundantes carófitas y ocasionalmente oncolitos, que presentan sobreimposición de rasgos edáficos.

Desde el punto de vista litológico las dos secciones estudiadas en este sector no presentan semejanza alguna. Habría que recurrir al uso de criterios derivados de la interpretación sedimentológica de los materiales estudiados para poder relacionarlas, criterios de los que por el momento se carece.

Sin embargo, si es factible relacionar la sucesión de el Corte de El Cerrojón con la sucesión de la Secuencia de la Rambla de las Cruces II del Sinclinorio de Las Hoyas, aunque no es posible determinar si la

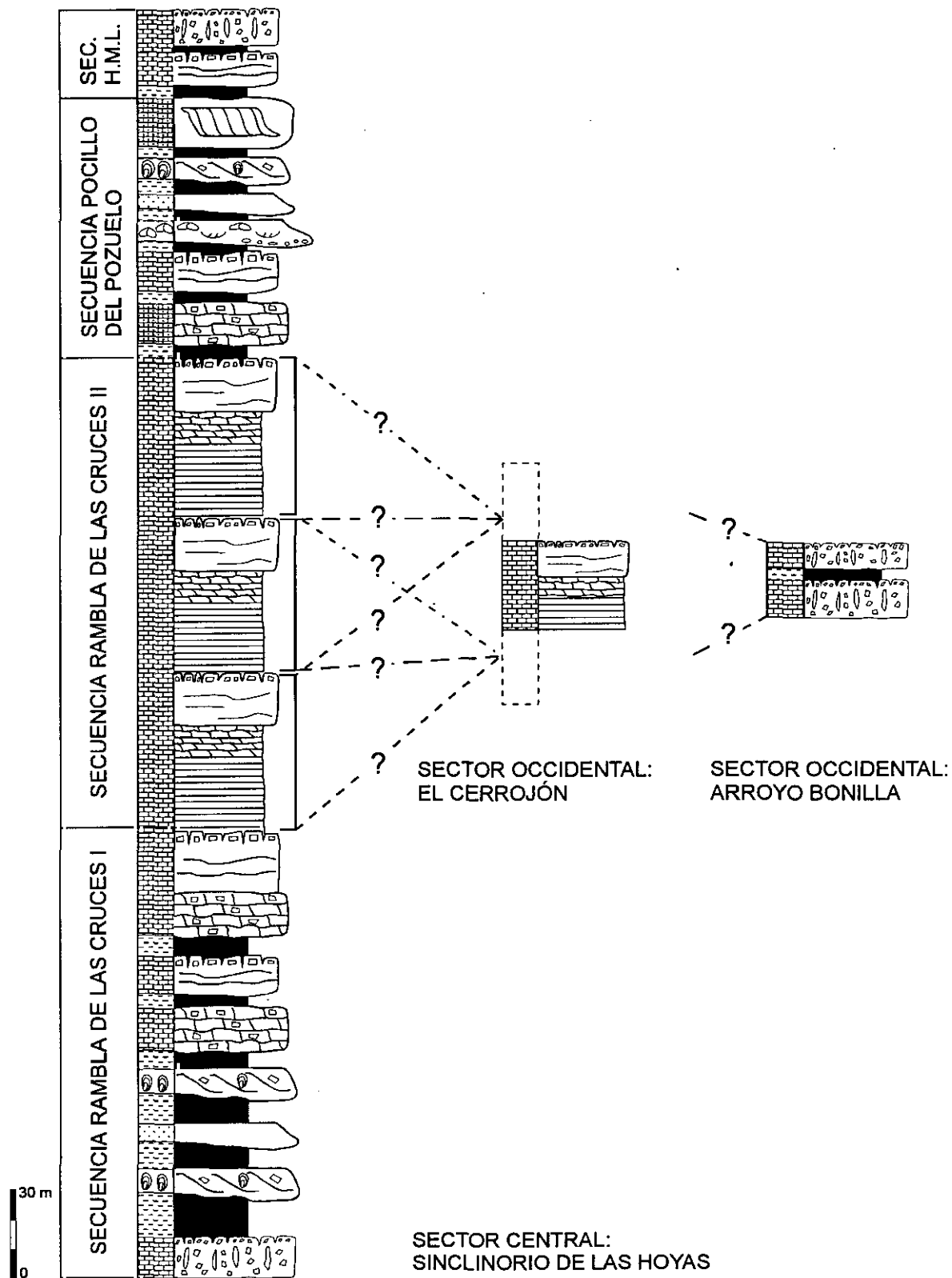


Fig. 2.3.15. Comparación de las sucesiones descritas en el Sector Occidental con el registro del Sinclinorio de Las Hoyas. Para leyenda ver Fig. 2.2.4.

sucesión observada equivale a la primera, la segunda o la tercera de las subunidades

que constituyen dicha secuencia (Fig. 2.3.15).

Sector Septentrional

De este sector se poseen más secciones analizadas que del sector anterior (ver apartado 2.2.2.2, Figs. 2.2.6, 2.2.7 y 2.2.8). El espesor de la Formación Calizas de La

Huérquina en esta zona oscila entre los 52 y los 65 m y como ya se ha mencionado ha sido posible realizar una síntesis de las distintas secciones (Fig. 2.3.16).

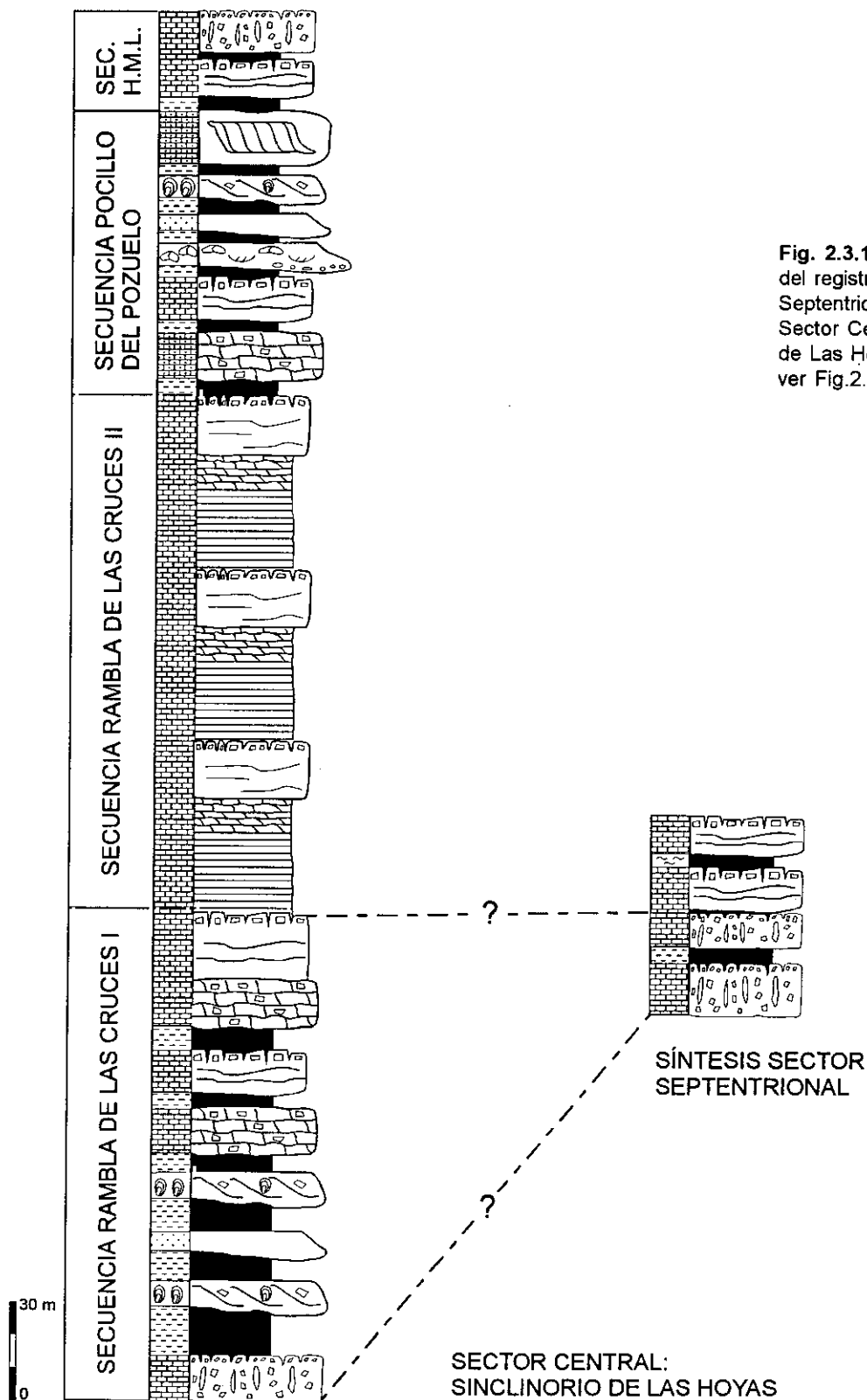


Fig. 2.3.16. Comparación del registro del Sector Septentrional con el del Sector Central o Sinclinorio de Las Hoyas. Para leyenda ver Fig.2.2.4.

Se distinguen básicamente dos conjuntos diferentes. El conjunto inferior está compuesto por margas y calizas con numerosos rasgos edáficos sobreimpuestos, estructuras prismáticas verticales, brechificación, nodulización y marmorización. El conjunto superior está compuesto por margas y calizas masivas con abundantes carófitas y ostrácodos e intraclastos, dispuestas en bancos tabulares o lenticulares, presentando al techo de algunos de estos estructuras prismáticas verticales y brechificaciones.

Es sumamente difícil establecer una hipótesis de equivalencia de este registro con el del Sinclinorio de Las Hoyas, ya que las litofacies descritas en el párrafo anterior aparecen en repetidas ocasiones en el registro del sinclinorio y con localizaciones estratigráficas diferentes.

El primer conjunto nunca aparece en el sinclinorio con el mismo desarrollo y las mismas características que en el Sector Septentrional. Aunque sí se reconocen niveles de calizas con abundantes rasgos edáficos éstas suelen aparecer asociadas a otras litofacies habitualmente más abundantes que los niveles de este tipo, que nunca forman conjuntos con la suficiente entidad como para diferenciarlos claramente del resto. Facies de este tipo se reconocen con mayor frecuencia en la Secuencia de la Rambla de Las Cruces I, aunque también aparecen en la Secuencia del Pocillo del Pozuelo y en la Secuencia de La Hoya de la Madre de Las Latas. Sin embargo dada la posición estratigráfica basal que este conjunto ocupa se podría establecer una posible relación entre este conjunto y parte de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I (Fig. 2.3.17), aunque no se poseen por el momento criterios ni argumentos para apoyar esta relación.

Respecto al segundo conjunto las dificultades para establecer una relación son aún mayores, ya que las facies que lo caracterizan son las más comunes no solo en el Sinclinorio de Las Hoyas, sino, en general, en la unidad Calizas de La Huérguina en la Serranía de Cuenca, por lo que no se propondrá en este punto ninguna posible equivalencia.

Sector Oriental

De este área se posee un único registro (Corte de la Fuente de la Nava, ver apartado 2.2.2.3. Fig. 2.2.9), aunque se considera representativo en buena medida, dadas las reducidas dimensiones del afloramiento de la unidad en este sector, no habiéndose observado variaciones laterales significativas.

Este registro tiene 75 m de espesor y es posible distinguir tres conjuntos de litofacies diferentes. El primero está formado por margas y lutitas margosas que alternan con cuerpos lenticulares de calizas masivas con carófitas y ostrácodos, calizas calcareníticas, calizas oncolíticas, conglomerados oncolíticos y conglomerados de intraclastos. El segundo está formado por margas y fundamentalmente calizas masivas con carófitas, ostrácodos e intraclastos que presentan brechificaciones y estructuras prismáticas verticales al techo de los bancos. Por último, el tercer conjunto es similar al primero y está compuesto por lutitas margosas que alternan con calizas calcareníticas, calizas oncolíticas, microconglomerados de intraclastos y algunos niveles de calizas masivas con carófitas que muestran estructuras prismáticas verticales, brechificaciones y nodulizaciones en los techos.

A pesar de las notables diferencias de espesor, el primer conjunto es similar al conjunto de litofacies que se observa en la Secuencia de la Rambla de las Cruces I en el Sinclinorio de Las Hoyas (Fig. 2.3.17), concretamente a las asociaciones identificadas en la mitad inferior de la secuencia y en la casi totalidad de la sucesión de la misma en el extremo oriental del sinclinorio.

Las equivalencias del segundo conjunto son más difíciles de establecer. Por un lado presenta una gran similitud con la sucesión que se observa en la parte superior de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I en las áreas centrales y occidentales del sinclinorio. Sin embargo, también sería posible hipotetizar que, a pesar de las diferencias que se observan en el tipo de litofacies, este conjunto fuera equivalente a

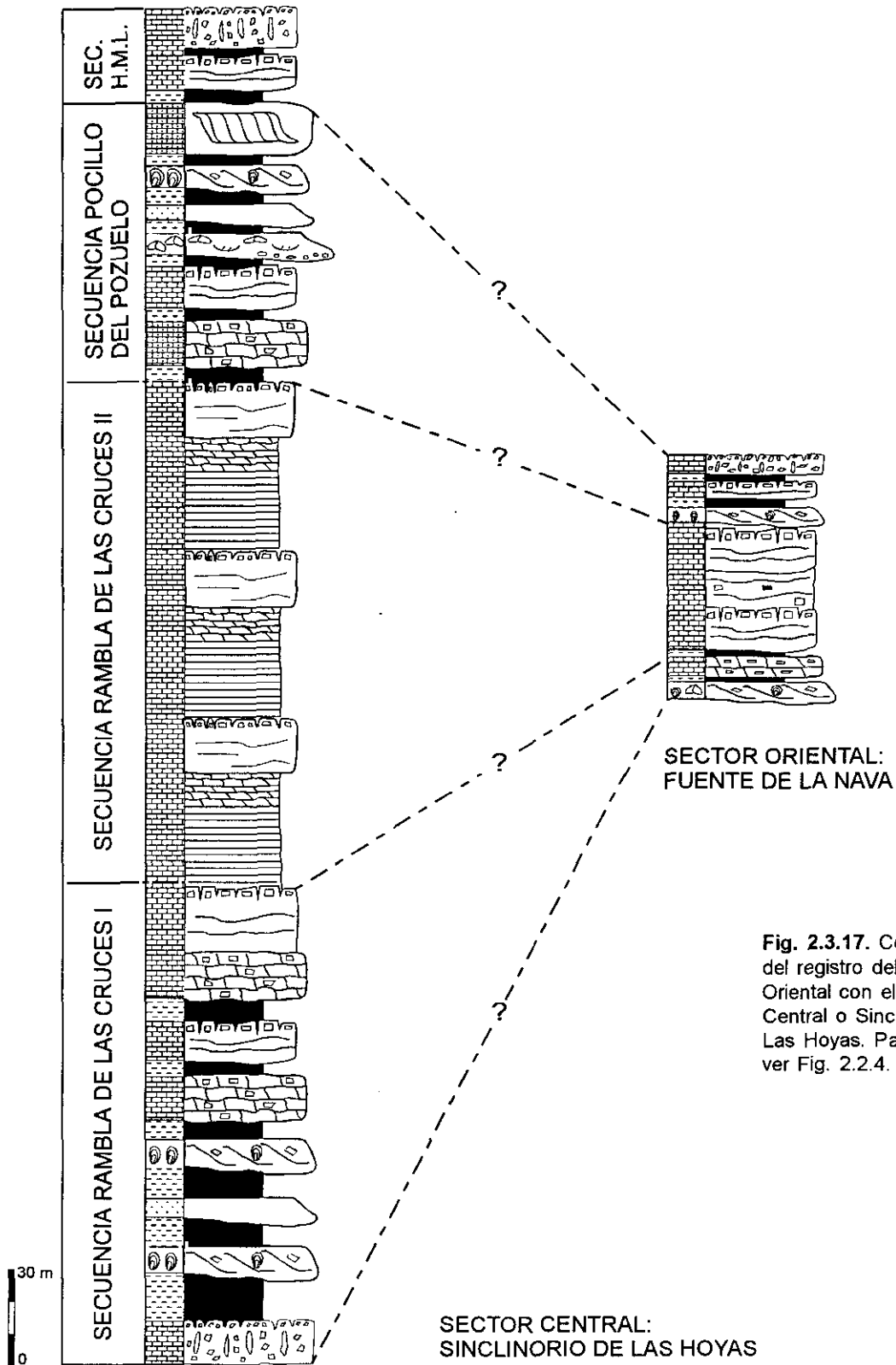


Fig. 2.3.17. Comparación del registro del Sector Oriental con el del Sector Central o Sinclinorio de Las Hoyas. Para leyenda ver Fig. 2.2.4.

la Secuencia de la Rambla de las Cruces II (Fig. 2.3.17). La constatación de esta posibilidad requiere de más datos que la simple comparación de facies aunque su planteamiento no es gratuito y se basa fundamentalmente en la posición estratigráfica que ocupa este segundo

conjunto respecto al total de la sucesión. Dado que el tercer conjunto presenta notables semejanzas con la Secuencia del Pocillo del Pozuelo (Fig. 2.3.17), que sucede en el sinclinorio a la Secuencia de la Rambla de las Cruces II, y asumiendo que ambas sucesiones fueran equivalentes, la

explicación más simple para el segundo conjunto del Sector Oriental en cuanto a sus equivalencias sería relacionarlo con la Secuencia de la Rambla de las Cruces II. Esta posibilidad es en principio más simple que suponer este segundo conjunto equivalente a la parte superior de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I y el tercer conjunto equivalente a la Secuencia del Pocillo del Pozuelo.

Sector Meridional

Son escasos los datos que se han podido obtener en este sector, exactamente los procedentes de tres columnas estratigráficas (ver apartado 2.2.2.6. Figs. 2.2.20 y 2.2.21), sumamente diferentes entre sí. Las tres secciones se disponen a lo largo de una línea de dirección ONO-ESE.

La sucesión oriental (Columna de La Cierva, Fig. 2.2.21) tiene 32 m de espesor y está compuesto en su totalidad por calizas y margas con abundantes rasgos edáficos sobreimpuestos, estructuras prismáticas verticales, brechificación, nodulización y marmorización.

La sucesión central (Corte de la Majadilla Quemada) consta de 80 m de depósitos organizados en una sucesión de facies muy similar a cualquiera de las que constituyen cada una de las 3 subunidades en que se subdivide la Secuencia de la Rambla de las Cruces II. En este caso la sucesión consta de: calizas rítmicamente laminadas, muy ricas en flora y fauna excepcionalmente preservadas, que pasan de forma gradual a calizas lajosas y tableadas, laminadas internamente con algunos

ostrácodos, que a su vez pasan a calizas masivas con abundantes carófitas.

La sucesión occidental (Columna de la Casa de Cotillas, Fig. 2.2.20) no se corresponde con el registro completo de la unidad de La Huérguina, ya que la parte inferior aparece cubierta y solamente se han descrito los últimos 27 m de la sucesión total. Esta sección está fundamentalmente constituida por margas y calizas masivas con carófitas y ostrácodos abundantes con desarrollo de estructuras prismáticas verticales y brechificaciones al techo de los bancos. También se reconocen, de forma ocasional, calizas oncolíticas.

De entrada resulta complicado relacionar las tres secciones estudiadas entre sí, aunque apoyándose en la estructura de la banda de afloramiento, es plausible pensar que la sucesión de la Columna de la Casa de Cotillas sea equivalente a la parte más alta de la sucesión de la Majadilla Quemada (Fig. 2.3.18). Existe además similitud entre las litofacies reconocidas en los términos más altos de esta última con los descritos en la primera. Respecto a la sucesión de La Cierva, ésta es completamente diferente a cualquiera de las otras dos y se precisa de otros criterios que van más allá de la simple comparación de litofacies para poder relacionarla con éstas.

En cuanto a la relación con el registro del Sinclinorio de Las Hoyas, es muy probable que la sucesión de la Majadilla Quemada equivalga a la Secuencia de la Rambla de las Cruces II, aunque resulta imposible determinar si es equivalente al total de la secuencia o a una de las tres subunidades que la constituyen (Fig. 2.3.18).

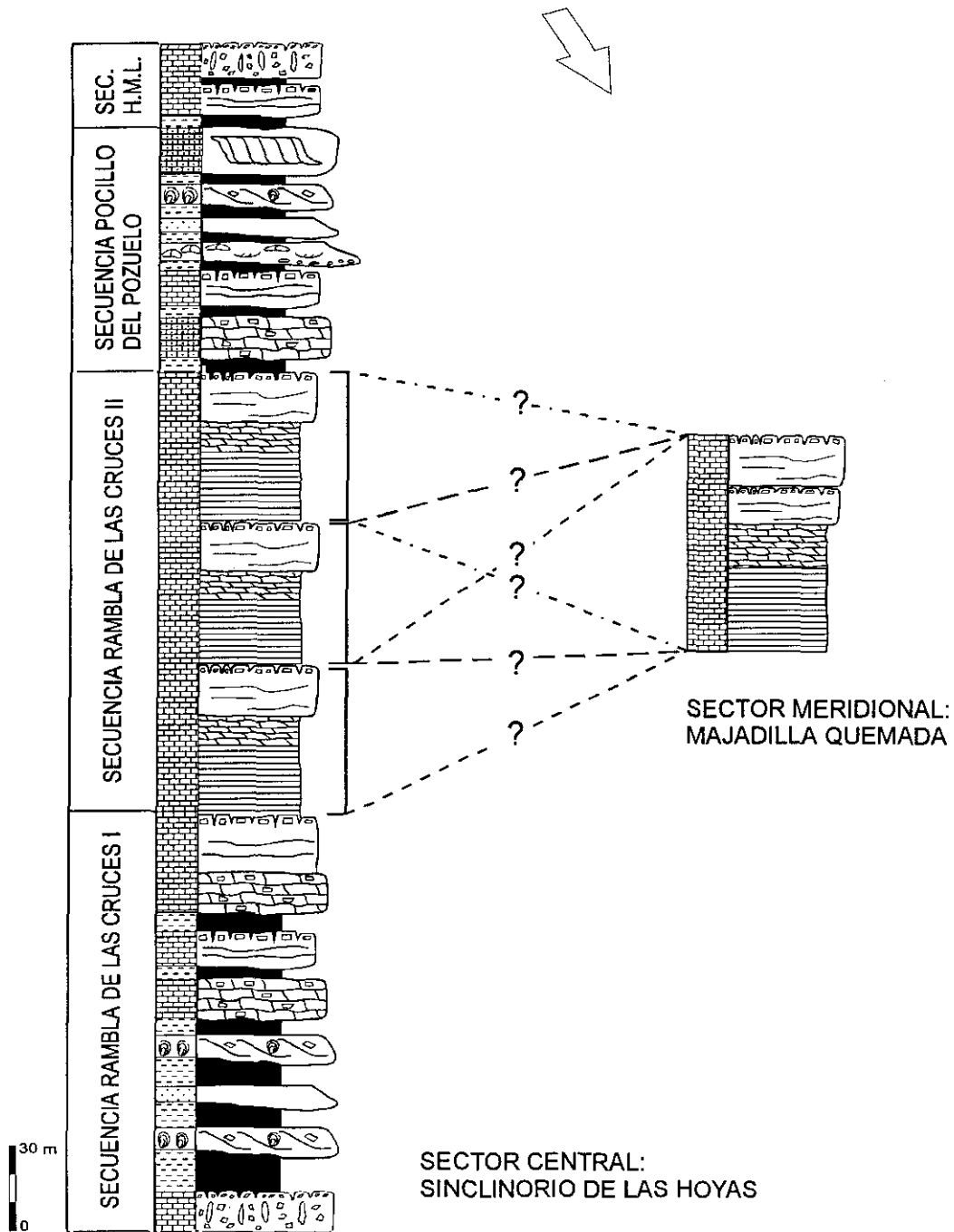
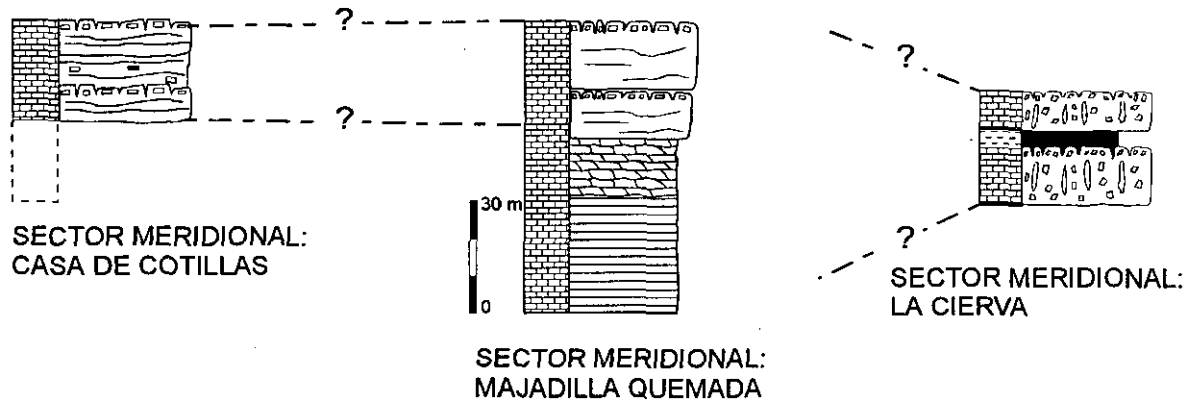


Fig. 2.3.18. En la parte superior de la figura se encuentra la comparación de las tres sucesiones estudiadas en el Sector Meridional. En la parte inferior se puede observar la comparación de la sucesión de la Majadilla Quemada con el registro del Sinclinario de Las Hoyas. Para leyenda ver Fig. 2.2.4.

2.4 Análisis Sedimentológico

2.4.1 Introducción

2.4.2. Sistema de llanuras

aluviales distales y palustres

2.4.2.1 Dominio aluvial

Llanura de inundación
Derrames en manto
Conos de deyección
Canales

2.4.2.2 Dominio mixto

Desembocaduras de canales en eulitorales lacustres
Lóbulos arenosos en eulitorales lacustres
Microdeltas

Entrada de flujos en masa en cuerpos de agua lacustres

Entrada de derrames calcareníticos en cuerpos de agua lacustres

2.4.2.3 Dominio palustre-lacustre

Charcas y lagunas
Llanuras palustres

2.4.3 Sistemas lacustres

2.4.3.1 Dominio supralitoral y eulitoral

2.4.3.2 Dominio intralitoral y sublitoral

2.4.3.3 Dominio de talud y cuenca

2.4.4 Análisis sedimentológico del yacimiento de Las Hoyas

2.4.4.1 Introducción

2.4.4.2 Descripción e interpretación de las microfácies

2.4.4.3 Modelo de facies e interpretación paleoambiental

2.4.4.4 Análisis de la ciclicidad

2.4.1 Introducción

Se presenta a continuación el análisis sedimentológico de los materiales reconocidos dentro de la Formación Calizas de La Huérguina en el área de estudio de este trabajo.

Antes de proceder al análisis y la interpretación de las facies propiamente dichos, se ha considerado conveniente realizar algunas puntualizaciones acerca de la metodología empleada para realizar el análisis de facies, así como explicar la estructura con la que se expone el mismo a lo largo de este capítulo.

Tanto los conceptos de facies (en las diferentes acepciones con las que se usa) y asociación de facies (Gressly, 1838; Moore, 1949; Collinson, 1969; Middleton, 1973; Walker, 1979, 1984, 1990; Reading, 1978, 1986, 1996; Blatt *et al.*, 1980; Hallam, 1981; Selley, 1982; Anderton, 1985) como otros

conceptos íntimamente relacionados, los elementos arquitecturales (Allen, 1983; Miall, 1985, 1988) o las sucesiones de facies (Walker, 1990) han sido ampliamente definidos, analizados y discutidos en la literatura. Por tanto y a este respecto, la única aclaración que es necesario realizar es que en este trabajo se emplea el concepto de *facies* en su sentido descriptivo, asumiendo cualquiera de las definiciones que en esa línea se han emitido (Reading, 1978; Walker, 1979; Selley, 1982), es decir que se entiende por facies «un cuerpo de roca con características específicas que lo diferencian de los adyacentes en base al color, estratificación, textura, fósiles y estructuras sedimentarias». Se utilizará también el concepto de *asociación de facies* en el sentido en que fue definido por Collinson (1969) como un conjunto de facies que se encuentran genética o ambientalmente relacionadas. Y en aquellos casos en que

puedan establecerse, el concepto de *secuencia elemental* o *secuencia de facies* como conjunto de facies que aparecen asociadas y muestran una relación de cambio gradual en la vertical entre ellas (Reading y Levell, 1996). Este concepto equivale, en cierto sentido, a lo que Walker (1990) denominó sucesión de facies para evitar posibles confusiones en el uso del término «secuencia» cuando el nacimiento y expansión de la Estratigrafía Secuencial dotó al mismo de un contenido diferente. Reading y Levell (1996) desaconsejan el uso del término sucesión de facies por razones conceptuales. En castellano el término sucesión podría resultar ambiguo, ya que es frecuente usar, por ejemplo, sucesión estratigráfica como sinónimo de columna estratigráfica, sin que ello implique que entre las facies contenidas en la misma exista una relación de cambio gradual, ni siquiera una relación genética o ambiental.

También es de sobra conocida y ha sido ampliamente tratada en la literatura la metodología del análisis de facies, existen textos que se pueden considerar clásicos al respecto (Reading, 1978, 1986; Walker, 1979) y numerosos trabajos que tratan la metodología del análisis de cuencas en los que se abordan los diversos aspectos de los métodos y técnicas del análisis de facies o del análisis sedimentológico (Miall, 1984, 1990; Einsele, 1992).

No se reproducirán a lo largo de la exposición de este capítulo todos los pasos que el análisis sedimentológico requiere de forma ortodoxa, es decir, definición y descripción de las facies, establecimiento de las asociaciones de facies, interpretación de las asociaciones, análisis de las relaciones observadas entre las asociaciones y establecimiento y modelización de sistemas deposicionales o ambientes sedimentarios, aunque, obviamente, este es el proceso metodológico que se ha seguido para su realización.

Las razones que han llevado a variar el esquema en la exposición son varias y tanto éstas como el esquema de presentación se explican a continuación.

En Fregenal Martínez (1991) se realizó un análisis sedimentológico de parte de los materiales que se contemplan en este trabajo, en concreto de los que afloran en el Sector Central o Sinclinatorio de Las Hoyas. Una parte de las facies se encuentran ya, por tanto, descritas e interpretadas en dicho trabajo. Dado que existen otros trabajos en los que se realizan análisis sedimentológicos de los materiales de la unidad de La Huérguina (Meléndez, 1983; Gómez-Fernández, 1988; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991) no se va a presentar una descripción detallada de las facies ya descritas, de manera que la misma se presenta de forma resumida en tablas en las que se ha intentado compendiar la mayor parte de las características observadas para cada facies. Solamente se dará un tratamiento diferente a aquellas facies que por no haber sido descritas, o haber sido descritas de forma muy somera o por tener una especial relevancia, en relación con los objetivos de este trabajo, lo requieran. Un buen ejemplo de este caso son las facies de calizas finamente laminadas que contienen el registro fósil del yacimiento de Las Hoyas. El análisis sedimentológico de las facies del yacimiento se realizará en un apartado diferente.

En Fregenal Martínez (1991) se abordó por separado el análisis de facies de cada una de las unidades estratigráficas establecidas. En la mayor parte de los tratados sobre metodología del análisis de cuencas (Miall, 1984, 1990; Einsele, 1992) se considera que la estructura metodológicamente correcta es ésta, es decir, realizar primero la división estratigráfica del relleno de la cuenca y a continuación analizar separadamente cada una de las unidades en cuanto a sus aspectos sedimentológicos. Sin embargo, diversas razones han llevado a estimar que en este caso no sería la estructura más adecuada:

-En primer lugar solamente se ha subdividido estratigráficamente una de las áreas de afloramiento estudiadas y esto obligaría a analizar por separado cada una de las áreas o sectores y dentro del Sector Central o Sinclinatorio de Las Hoyas cada una de las cuatro unidades estratigráficas establecidas.

-En segundo lugar gran parte de las facies observadas se repiten tanto en las distintas unidades del Sector Central como en los distintos sectores estudiados, lo cual llevaría a un gran número de reiteraciones que se consideran innecesarias y que irían en detrimento de una exposición ágil y clara tanto de los datos como de las interpretaciones.

Teniendo en cuenta estos inconvenientes la estructura que finalmente se ha adoptado está condicionada por los resultados finales obtenidos en el análisis de facies. Es decir, una vez realizado el análisis de facies e interpretados los medios sedimentarios y sistemas deposicionales, una vez vista su distribución estratigráfica y geográfica, y teniendo en cuenta las características y peculiaridades de los mismos se ha optado por dividir el capítulo en varias partes cada una de las cuales corresponde con el análisis y modelización de cada uno de los sistemas identificados.

Desde el punto de vista sedimentológico, se ha venido considerando, tradicionalmente, que en la Serranía de Cuenca la unidad Calizas de La Huérguina está constituida por una gran variedad de facies formadas en medios continentales y que, en conjunto, conforman lo que Meléndez *et al.* (1989) denominan la *superasociación de facies de llanuras de inundación relacionadas con áreas canalizadas y lacustres*. Esta superasociación caracterizaría un único sistema deposicional articulado en un complejo mosaico de ambientes o cinturones ambientales, o de dominios sedimentarios o cinturones de facies, que incluiría llanuras aluviales distales surcadas por canales, llanuras palustres pobremente drenadas, charcas, lagunas y lagos, todos ellos relacionados lateralmente y coexistentes.

En el caso del área de estudio de este trabajo se ha optado por separar dos sistemas diferentes:

-Sistema de llanuras aluviales distales y palustres.

-Sistema lacustre.

La decisión de llevar a cabo esta separación para el caso concreto de este estudio se debe a dos razones fundamentales:

-En el área de trabajo, durante las etapas en las que se desarrollan lagos de mayor envergadura las llanuras aluviales surcadas por canales se encuentran ausentes, reconociéndose exclusivamente cuerpos de agua lacustres relacionados lateralmente con llanuras palustres.

-Los lagos presentan una estructuración interna propia y compleja, siendo posible separar en ellos varios ambientes y cinturones de facies, en definitiva tienen entidad propia suficiente como para ser abstraídos del resto como un sistema de depósito en sí mismo.

El esquema de exposición del análisis sedimentológico de ambos sistemas será similar. En primer lugar se realizarán algunos comentarios generales sobre las facies. A continuación se describirán por separado cada uno de los distintos ambientes o dominios de sedimentación interpretados dentro del sistema, sus características, los procesos que tienen lugar en ellos y las asociaciones de facies y secuencias elementales identificadas. La distribución estratigráfica y paleogeográfica de cada uno de los sistemas, así como la discusión acerca de los factores que controlan su funcionamiento general y distribución se expondrán en el siguiente capítulo dedicado al análisis paleogeográfico.

Tras esta exposición se presentará el análisis sedimentológico del yacimiento de Las Hoyas. Las facies fosilíferas forman parte de uno de los dominios incluidos en el sistema lacustre. Sin embargo, se ha realizado un estudio exhaustivo y muy detallado de las mismas con el objetivo de integrar dicho estudio con el análisis de la estructura de la asociación de fósiles, por lo que se ha considerado conveniente exponerlo de forma independiente.

Conviene también realizar algunas aclaraciones sobre los conceptos y la nomenclatura que se va a utilizar para

nombrar, caracterizar y clasificar los distintos sistemas deposicionales, subambientes, cinturones ambientales, cinturones de facies etc. Esta revisión concierne exclusivamente a los términos, conceptos y clasificaciones que se refieren a los ambientes lacustres y palustres.

Existe una gran profusión de términos, una extensa «jerga limnológica» en varios idiomas, utilizados para nombrar los ambientes continentales que a grandes rasgos llamaremos palustres-lacustres y todas sus variantes, así como varios sistemas de clasificación de cuerpos de agua lacustres o lagos.

En función de su origen los lagos pueden ser tectónicos, volcánicos, glaciares, kársticos, de actividad fluvial, de actividad eólica, formados por deslizamientos, por actividad costera, orgánicos, antropogénicos, de impacto meteorítico (Hutchinson, 1957; Sly, 1978; Wetzel, 1981; Hakanson y Jansson, 1983; Cole, 1983; Burgis y Morris, 1987; Lerman *et al.*, 1995), pudiendo agruparse toda esta variedad en dos tipos fundamentales, lagos originados por actividad geológica independiente del agua y lagos originados por la actividad del agua (Margalef, 1983). Los lagos también pueden ser clasificados en función de su morfometría, es decir de su relación extensión superficial/profundidad. En función de su capacidad para estratificar la columna de agua pueden ser amícticos, monomícticos, dimícticos, polimícticos o meromícticos, permitiendo esto varias subclasificaciones dependientes de los mecanismos de mezcla o de los mecanismos que dan lugar a la meromixis en el caso de los lagos meromícticos. En función del tipo de sedimentación que tiene lugar en ellos pueden ser siliciclásticos, carbonatados, salinos u orgánicos. En función de su contenido en materia orgánica pueden ser oligotróficos, distróficos o eutróficos. Dependiendo del cinturón climático en el que se ubican pueden ser glaciares, periglaciares, templados o tropicales. Según su funcionamiento y balance hidrológico pueden ser hidrológicamente abiertos, hidrológicamente cerrados perennes o hidrológicamente cerrados

efímeros (Eugster y Kelts, 1983). El tema puede llegar a complicarse mucho más si la clasificación se realiza desde el punto de vista ecológico, teniendo en cuenta el tipo de comunidades que soporta y de las relaciones entre ellas, ya que un lago puede constituir en sí mismo un ecosistema independiente.

Cuando además se pretende clasificar sistemas lacustres antiguos la complicación es mayor y normalmente los problemas comienzan por establecer si los depósitos estudiados se sedimentaron en un lago, si se atiende a lo que en Limnología se entiende por lago en sentido estricto, o en lagunas, ciénagas, charcas o *ponds*, en contextos palustres de marismas, de zonas pantanosas, de *swamps*, de *marshes*, de *glades*, de llanuras aluviales o de inundación etc., y así hasta completar un considerable número de términos, la mayoría procedentes del uso en disciplinas como la Geografía, la Geomorfología o la Ecología y que se definen a partir de parámetros no siempre reconocibles y cuantificables en sedimentos antiguos.

Subyace también un problema secundario que nada tiene que ver con los aspectos científicos y que es puramente lingüístico. Hay términos acuñados en un idioma y que no tienen traducción a otro simplemente porque no existe el término, al no encontrarse físicamente en el área geográfica del dominio de ese idioma un ambiente actual concreto que haya sido necesario nombrar. Debido a esto y para no alterar los significados exactos de los términos, a lo largo de este trabajo se utilizarán en ocasiones términos originales en otros idiomas cuando para el concepto que se pretenda expresar no exista un equivalente en castellano.

Problemas similares surgen cuando se trata de adjudicar una localización ambiental a un conjunto de facies que se consideran formadas dentro de un lago. Términos como ambiente sublitoral, litoral, eulitoral, infralitoral, supralitoral, *nearshore*, *offshore*, zona de cuenca, de aguas abiertas, pelágica, de plataforma lacustre, de rampa lacustre, lacustre marginal, son usados con numerosos

matices en su significado por los distintos autores, dependiendo de las características que se reconocen en cada sistema lacustre estudiado.

No se pretende solventar ahora un problema que no atañe directamente a este trabajo en cuanto a su resolución, ni poner en tela de juicio nomenclaturas y sistemas de clasificación aceptados por la comunidad científica; simplemente se pretende esbozar el problema y aclarar cuáles de todos estos términos van a ser usados a lo largo del trabajo y con qué significados concretos. Ninguno de ellos es nuevo, simplemente se han extraído de la literatura aquellos conceptos y sistemas de clasificación que mejor se ajustaban a las necesidades de este estudio.

Se comenzará por revisar las definiciones del término *lago*, sus clasificaciones y la terminología de la zonación ambiental de estos.

Según Lincoln *et al.* (1982) «un lago es un cuerpo de agua estancada dulce o salina, sin corrientes apreciables, que suelen presentar una estrecha playa periférica carente de vegetación debido a la acción del oleaje.»

Según Margalef (1983) «los lagos son masas de agua que alcanzan o rebasan cierta profundidad mínima, suficiente para el establecimiento de una termoclina durante el período de estratificación».

Bates y Jackson (1987) definen lago como «cualquier cuerpo de agua continental que ocupa una depresión en la superficie de la tierra y tiene un tamaño apreciable, mayor que un *pond* y demasiado profundo como para permitir que la vegetación (excluyendo la vegetación subacuática) enraice completamente en la zona cubierta por el agua en toda su extensión.»

Por último González Bernáldez (1992) define lago como «una masa de agua continental de considerable tamaño, con menores características de flujo que el río y, a causa de su gran volumen, menor contacto relativo, y menos dependencia e

interacción con el medio terrestre que la *laguna* y otros *humedales*.»

De estas definiciones la más flexible es la de Bates y Jackson (1987) ya que establece como limitante la capacidad de la vegetación para enraizar en toda la zona cubierta de agua, lo cual en determinadas condiciones no necesariamente requiere una batimetría elevada. Este es también el criterio que tradicionalmente se emplea para separar el ambiente lacustre del ambiente palustre, en el que por contraposición la vegetación tiene capacidad para extenderse por toda la zona encharcada.

La definición más estricta sería la de Margalef (1983) ya que requiere la existencia de termoclina para considerar como lago un cuerpo de agua. La existencia de una termoclina o de estratificación en la columna de agua sí precisa de la conjunción de una serie de parámetros hidrológicos y morfométricos singular aunque, en general, bastante común. Según esta definición la mayor parte de lo que en estos momentos se consideran lagos en nuestro país no serían tales, mientras que según la primera un gran número de lagunas y charcas de reducidas dimensiones y profundidad podrían ser considerados lagos.

En este trabajo se han interpretado como depósitos de lagos aquellas secuencias de las que se infiere la existencia de un cuerpo de agua permanente cuyas dimensiones, configuración y dinámica de funcionamiento ambiental permitieron una zonación ambiental interna relativamente compleja, así como la formación y preservación de facies laminadas.

El resto de los depósitos reconocidos como formados en cuerpos de agua lacustre permanentes o semipermanentes, someros y que no presentan las características arriba explicadas se han interpretado como formados en lagunas y charcas (*ponds*). La diferenciación entre lagunas y charcas viene dada por las dimensiones relativas del cuerpo de agua. Se suele establecer que la charca tiene longitudes inferiores a los 50 m o superficies menores de media hectárea, mientras que la laguna presenta siempre

dimensiones mayores que éstas, pero no reúne las características típicas de un lago, principalmente en cuanto a la capacidad de estratificar la columna de agua (González Bernáldez, 1992). A pesar de la definición de límites cuantificables, en la naturaleza lagos, lagunas y charcas forman parte de un espectro continuo en el que puede resultar sencillo distinguir un lago de una charca, pero en multitud de ocasiones las diferencias entre el lago y la laguna no es clara, como tampoco lo es entre determinadas lagunas y charcas. En sedimentos antiguos las dimensiones del cuerpo de agua original son difícilmente cuantificables y la distinción es más bien cualitativa e inferida en función de las dimensiones que presentan en afloramiento las secuencias resultantes del relleno y las características sedimentológicas de las mismas.

Teniendo en cuenta todo lo expuesto, sólo se ha identificado un tipo de secuencia de facies interpretable como el registro del relleno y colmatación de un paleolago. Este sería el segundo de los sistemas deposicionales definidos al que se ha denominado *sistema lacustre*. No obstante el adjetivo lacustre no se utiliza solamente para referirse a estos depósitos, sino que se ha utilizado a lo largo del trabajo para los depósitos que cumplen aproximadamente los requisitos de la definición de Bates y Jackson (1987), es decir incluiría a los depósitos de lagunas y charcas.

Como ya se ha explicado anteriormente son numerosas las clasificaciones de lagos y modelos de facies para sistemas lacustres antiguos que existen, así como las revisiones de los mismos (Picard y High, 1972; Eugster y Hardie, 1981; Matter y Tucker, 1978; Kelts y Hsü, 1978; Dean y Fouch, 1983; Hsü y Kelts, 1984; Allen y Collinson, 1986; Talbot y Kelts, 1989; Glenn y Kelts, 1991; Tucker y Wright, 1990; Platt y Wright, 1991; Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994; Talbot y Allen, 1996). En lo referente a este tema se seguirán las sugerencias y se asumirá la línea en la que Valero *et al.* (1992) y Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994) conciben el acercamiento al estudio de sistemas lacustres antiguos o limnogeología.

Para estos autores cada sistema lacustre es un entramado o red multidimensional formada por múltiples procesos y factores de control todos ellos relacionados entre sí de forma dinámica (Fig. 2.4.1A), que evolucionan a lo largo del tiempo de existencia de un lago, de modo que el cambio de uno o varios de los factores induce cambios en otros factores de control. Esta concepción implica la existencia de un amplio espectro de sistemas lacustres diferentes, tantos como sistemas lacustres existen y han existido de modo que un mismo sistema lacustre puede a lo largo de su desarrollo variar su lugar dentro de una misma clasificación. Esto es común a todos los sistemas naturales, cada uno es único y cualquier sistema de clasificación implica siempre una simplificación, en la naturaleza nada es negro o blanco, suele ser gris, y aunque es obvia la utilidad y necesidad de los modelos, es un riesgo partir de estereotipos.

La red multidimensional de factores y procesos de Valero *et al.* (1992) y Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994) en estos sistemas dinámicos y evolutivos comprende la participación en el sedimento de clásticos y químicos, la actividad biológica, la biota, la profundidad, la energía, la composición del agua, la concentración en solutos del agua, el tiempo de residencia, la productividad, la anoxia, la estratificación, los ciclos solares o la acción del viento, entre otros, todos ellos ligados de formas diversas al régimen climático y tectónico. Por todo ello recomiendan interpretar las secuencias sedimentarias observadas en términos de los parámetros de control que participan en el origen y evolución del lago, mejor que intentando encuadrar lo observado en un modelo concreto preestablecido, porque cualquiera de estos va a presentar deficiencias si se pretende hacer una reconstrucción limnogeológica detallada.

Estos autores también piensan que los subambientes dentro de cualquier lago son esencialmente siempre los mismos y están todos ellos siempre presentes en cualquier sistema aunque se presentan con patrones de distribución y grados de desarrollo diferentes en cada uno en función de la

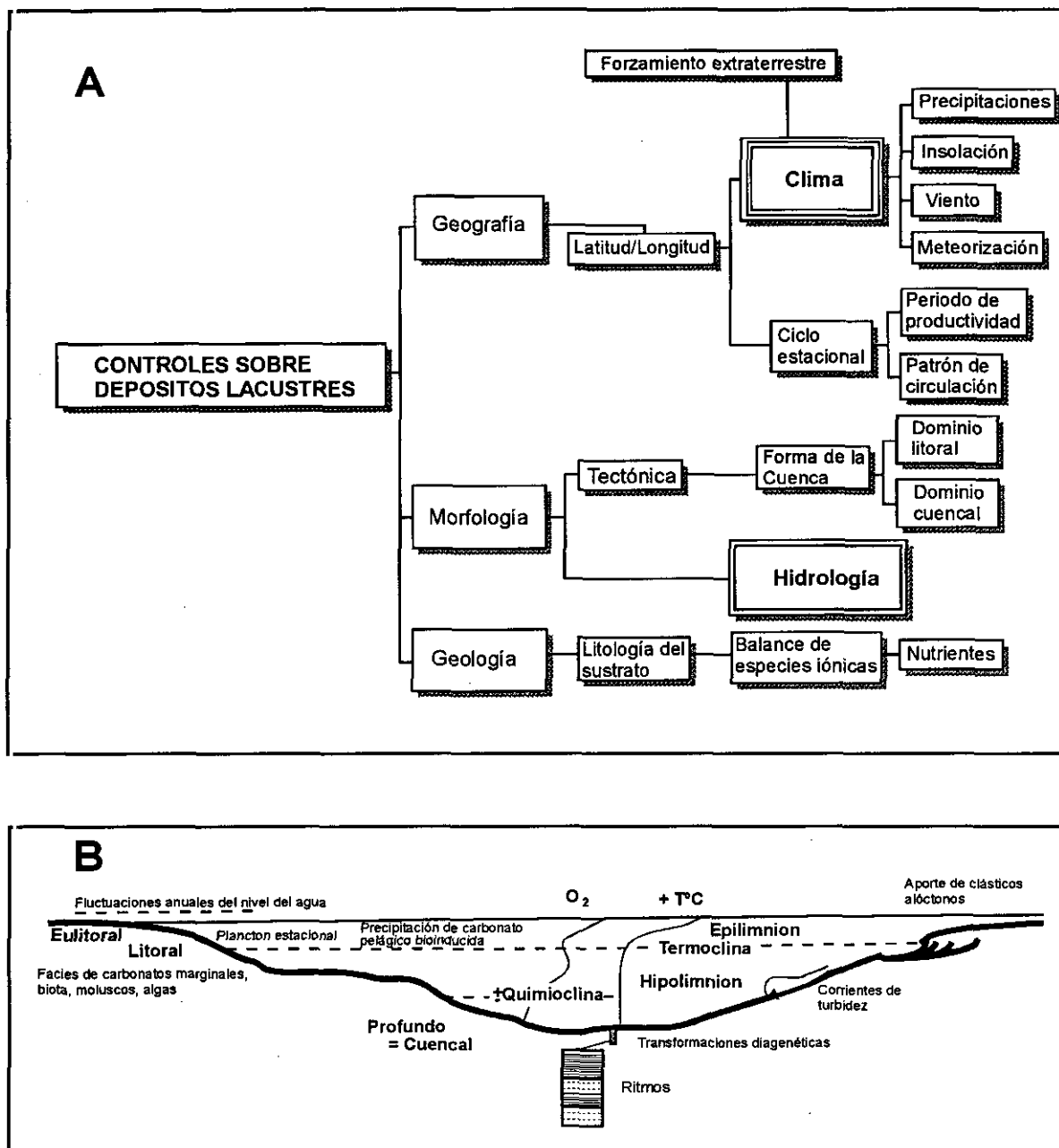


Fig. 2.4.1. A. Factores y procesos que controlan la sedimentación en sistemas lacustres y relaciones entre ellos. (Figura tomada de Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994).

B. Esquema de los elementos y zonación ambiental propuesta para lagos por Glenn y Kelts (1991) y tomada de Hutchinson (1957) y Kelts (1988). (Figura tomada de Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994).

combinación de factores y procesos enumerados. Para cada sistema dichos patrones y grados de desarrollo pueden variar a lo largo de su evolución. A partir de esto, aconsejan que en la práctica la primera aproximación se realice utilizando la subdivisión en dominios o cinturones ambientales geomorfológicos que ya aparece propuesta en Glenn y Kelts (1991) que a su vez la retoman de Hutchinson (1957) y Kelts (1988): supralitoral, eulitoral, intralitoral, sublitoral, de talud y pelágico o

cuencal (Fig. 2.4.1B). Es decir, intentando identificar estos cinturones y caracterizándolos en términos de procesos y grado de desarrollo a lo largo de toda la evolución del sistema.

En esta división ambiental la *zona supralitoral* corresponde con el cinturón frangeante del cuerpo de agua que no llega a ser nunca inundado. La *zona eulitoral* es la franja sometida a las fluctuaciones anuales de variación del nivel lacustre. La

zona intralitoral corresponde con el dominio que a una escala anual permanece siempre inundado, pero que puede quedar expuesto subaéreamente debido a variaciones del nivel lacustre de mayor período. La *zona sublitoral* corresponden al cinturón próximo a la costa que siempre se encuentra en condiciones subacuáticas. El *talud* es la zona de ruptura de pendiente y la que presenta mayor gradiente topográfico dentro del lago. El *dominio pelágico o cuencal* es la zona más profunda del lago y la que presenta el menor gradiente.

Las zonas supralitorales, eulitorales e intralitorales constituyen lo que se suele llamar ambiente lacustre marginal. Aunque también se llaman en la literatura depósitos lacustres marginales a los que presentan rasgos propios de estos subambientes lacustres y que se depositan en lagunas y charcas en las que el talud y la zona pelágica se encuentran poco o nada desarrolladas. También se denomina ambiente lacustre marginal al que comprende la zona nunca inundada y la zona sometida a las fluctuaciones del nivel lacustre. Dependiendo del tipo de sistema lacustre la zona supralitoral puede formar parte del ambiente palustre.

Los lagos, lagunas y charcas constituirían en sí mismos el ambiente lacustre y no se presentan aislados sino ligados a otros ambientes que pueden corresponderse con lo que ecólogos y limnólogos llaman, en general, *humedales* y que definen como un medio semiterrestre continental o costero o como anomalía hídrica del terreno suficientemente importante o duradera como para producir comunidades biológicas significativamente diferentes de las del entorno pero que no es ni un lago ni un río. En sentido estricto es una zona sometida a una descarga difusa de agua subterránea sin que se manifieste forzosamente un flujo copioso de agua líquida, aunque suele ser inundable y estar generalmente cubierto de vegetación freatofítica tipo soto o juncal. También puede coincidir con la definición de tabla o llanura de inundación con terrenos encharcados a causa del curso divagante de los ríos en una llanura muy plana y cuya infiltración en el terreno está impedida por la saturación de éste a causa de surgencias

de aguas subterráneas (González Bernáldez, 1992).

Esta definición es sumamente amplia y en realidad comprende cierta variedad de subambientes con características y rasgos diferentes. En su mayor parte entrarían en lo que, de forma general, se denominará en este trabajo el *ambiente palustre*.

Son también varias las definiciones que se pueden encontrar en la literatura del término palustre, aunque todas ellas muy similares. Etimológicamente procede del latín «palus» que significa pantano y González Bernáldez (1992) lo define como un terreno aluvial encharcadizo e inundable. Lincoln *et al.* (1982) definen palustre como perteneciente a hábitats húmedos o *marshy*.

El término procede del vocablo usado en francés para los adjetivos ingleses *swampy* y *marshy* y se usa como un equivalente, en cierto modo y para ambientes no marinos, del término perimareal (Platt y Wright, 1992) y en Sedimentología se usa para referirse a los depósitos de ambientes de agua dulce que muestran evidencias de sedimentación subacuática, exposición subaérea y desarrollo de procesos diagenéticos tempranos (Freytet y Plaziat, 1982; Freytet, 1984; Esteban y Kappla, 1983).

Los que en inglés se denominan ambientes de *swamp* y *marsh* se encuentran dentro del espectro del ambiente palustre y como se puede comprobar en los párrafos precedentes forman parte incluso de la definición del mismo.

Swamp es un suelo húmedo y esponjoso saturado en agua o intermitentemente inundado, típicamente dominado por plantas leñosas pero sin acumulación de *peat* superficial (Lincoln *et al.*, 1982). También se define como un área de suelo bajo embebido en agua, con arbustos y árboles, con o sin formación de *peat* o turba (Bates y Jackson, 1987). González Bernáldez (1992) lo define como un humedal sobre sustrato saturado, generalmente de naturaleza cenagosa y con vegetación leñosa, pudiendo tratarse de vegetación arbustiva o arbórea, y que suele corresponder con frecuencia a la

«terrestriificación» de un *fen* (turba alcalina) o aún a un primitivo lago en el que la materia orgánica puede ser cenagosa, dándose todo tipo de transiciones a la turba.

Marsh es un ecosistema de suelo más o menos continuamente embebido en agua dominado por plantas herbáceas emergidas, pero sin acumulación superficial de turba (Lincoln *et al.*, 1982). También se define como una zona pobremente drenada y saturada en agua, intermitente o permanentemente cubierta por agua, en la que se encuentra vegetación acuática y herbácea, esencialmente sin formación de turba (Bates y Jackson, 1987). Y como terreno pantanoso, deprimido y blando, que representa un tipo de humedal relativamente permanente y muy húmedo y que no presenta nunca vegetación arbórea (González Bernáldez, 1992).

Muy similares a los ambientes de *marsh*, son los *glades* o praderas encharcadizas caracterizadas por el crecimiento de vegetación herbácea y ocasionalmente arbustiva (Lincoln *et al.* 1982).

Como se desprende de estas definiciones la diferencia esencial entre los dos ambientes es de tipo ecológico y viene dada por el tipo de vegetación que crece en ellos. Como consecuencia la distinción entre ambos subambientes es relativamente sencilla en medios actuales y muy compleja en sedimentos antiguos, aunque el tipo de huellas de bioturbación de raíces puede ayudar a diferenciarlas. También suele ser más común la formación de turberas en áreas de *swamp* aunque esto depende en buena parte de la saturación en agua del suelo.

En castellano no se diferencia entre estos dos tipos de ambiente y la traducción de los dos términos es la misma, pantano, ciénaga o marisma son los vocablos con que se corresponden. Mientras que marisma en castellano se suele reservar para referirse al subambiente perimareal de las zonas de humedal costero periódicamente inundadas por la marea, pantano y ciénaga son términos de significado relativamente amplio y poco preciso, ya que ambos significan «terrenos amplios y bajos inundados por aguas poco

profundas», sin referencia al desarrollo de un tipo de comunidad vegetal concreta, siendo pantano el término latino del que deriva el adjetivo palustre. A pesar de esto y a muy grandes rasgos, pantano podría corresponderse con *swamp* y ciénaga con *marsh*.

A lo largo del trabajo se emplearán los términos *swamp* y *marsh* cuando sea posible inferir o interpretar las diferencias que los separan, mientras que cuando no sea posible se hablará de áreas encharcadas vegetadas o en ocasiones y en ausencia de otros subambientes que caracterizan el medio palustre se hablará, de forma general, de áreas palustres.

Forman parte también del medio palustre los subambientes de formación de turberas o *peat*, que son depósitos inconsolidados o semiconsolidados de restos de plantas semicarbonizados formados en un ambiente saturado en agua o con un contenido en humedad permanentemente alto (Lincoln *et al.*, 1982; Bates y Jackson, 1987).

Se distinguen dos contextos típicos de formación de turba, el *bog* y el *fen*. Ambos son suelos esponjosos embebidos en agua, el primero caracterizado por la presencia de musgos y el segundo por la vegetación herbácea.

También pueden encontrarse en contextos palustres *sloughs* (Platt y Wright, 1992) o canales con un flujo muy lento debido al bajo gradiente, que suelen transportar gran cantidad de restos vegetales y servir como vía de desagüe después de una etapa de avenida e inundación.

Existen en la literatura dos concepciones o modelos diferentes acerca de la formación de los depósitos palustres carbonatados.

La primera de ellas considera que los depósitos palustres son en realidad depósitos lacustres marginales o de lagos someros de agua dulce transformados por un conjunto de procesos diagenéticos tempranos que ocurren en condiciones vadosas al quedar expuestos en períodos de bajo nivel lacustre (Freytet y Plaziat, 1982; Freytet, 1984; Tucker y Wright, 1990).

La segunda considera que se forman por modificación diagenética temprana de depósitos de agua dulce durante exposición subaérea que no necesariamente corresponden a depósitos formados en ambientes lacustres previos. Durante la inundación de extensas llanuras de tipo *marsh* y *swamp* en las que los lagos, lagunas y charcas pueden constituir una parte menor del total del área de sedimentación, se pueden acumular carbonatos con rasgos típicos de sedimentación en medios lacustres y que son posteriormente modificados en condiciones subaéreas (Platt y Wright, 1992). Este modelo de acumulación de depósitos palustres ha sido elaborado por los autores que lo proponen a partir del estudio de las Everglades de Florida (Estados Unidos).

De entrada y para la elaboración de este trabajo ninguno de los dos se asumirá como único y en cada caso se valorarán ambas posibilidades en función de los datos disponibles.

2.4.2. Sistema de llanuras aluviales distales y palustres

Este sistema corresponde al desarrollo de extensas llanuras que, dependiendo de su localización y topografía, son drenadas, en cuyo caso constituyen llanuras aluviales de tipo distal, con amplio desarrollo de facies de llanura de inundación y un complejo entramado de canales de pequeña envergadura, o bien son pobremente drenadas y permanecen encharcadas, en cuyo caso constituyen llanuras palustres con desarrollo de charcas. Los ambientes palustres con charcas pueden ocupar extensas áreas, localmente independientes de los ambientes aluviales, o bien encontrarse ocupando espacios más restringidos englobados dentro de la llanura aluvial.

Por otra parte, los sistemas aluviales suelen drenar habitualmente hacia áreas de llanuras encharcadas lo que conlleva el desarrollo de ambientes de interacción mixtos, p. ej. los subambientes de desembocadura de canales.

Debido a lo expuesto se considerarán tres dominios ambientales diferentes:

- El dominio aluvial.
- El dominio mixto.
- El dominio palustre-lacustre.

Las facies que se reconocen en estos dominios o ambientes aparecen descritas en cinco tablas (Figs. 2.4.2 a 2.4.6) en las que se ha intentado reunir la mayor cantidad de características posibles de cada una de ellas: texturas, tamaño de grano, componentes deposicionales, estructuras sedimentarias, geometrías y la adscripción al dominio o dominios ambientales en los que aparecen.

El establecimiento y clasificación de las facies ha planteado varios problemas fundamentalmente de índole petrológica. En primer lugar una gran parte de las facies son de origen clástico o detrítico, siendo sus componentes mayoritariamente carbonáticos. En segundo lugar, la variedad de los componentes que las constituyen es bastante amplia (intraclastos, cantos negros, oncolitos, bioclastos, terrígenos, cantos calcáreos jurásicos, restos vegetales), y las presencias/ausencias de estos en cada facies, así como las diversas combinaciones en distintas proporciones en que estos pueden aparecer configuran finalmente un espectro de facies muy extenso. Si además se añaden a la clasificación los criterios que conciernen a las geometrías y estructuras sedimentarias, la complejidad aumenta notablemente.

Para resolver el problema se ha intentado por un lado utilizar criterios lo más sistemáticos posibles y por otro sintetizar al máximo la variedad existente.

En primer lugar se han separado las facies detríticas o clásticas (Fig. 2.4.2, 2.4.3, 2.4.4 y 2.4.5) de las no detríticas, en su totalidad calizas (Fig. 2.4.6).

Las facies detríticas se han subdividido utilizando un sistema jerárquico basado en criterios texturales y composicionales.

En el primer nivel se han separado en tres grupos texturales según el tamaño de grano: brechas y conglomerados, arenitas y lutitas.

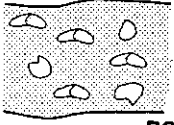
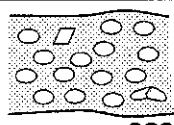
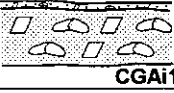
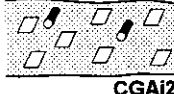

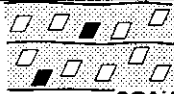
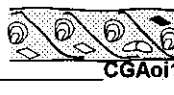

FACIES		TEXTURA	COMPONENTES DEPOSICIONALES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	
BRECHAS CALCÁREAS ARENOSAS (BC)		 BC	Mal seleccionadas Matriz-sostenidas 10-20 cms.	Grandes cantos calcáreos jurásicos flotando en matriz calcarenítica (CAi5)	Masivos Geometría no observable	DOMINIO ALUVIAL: <i>Debris flow</i>
CONGLOMERADOS CUARCÍTICOS MASIVOS (CGQ)		 CGQ	Selección media 2-15 cms.	Cantos de cuarcita, cantos calcáreos jurásicos, intraclastos Matriz: Fragmentos de cuarcita, cuarzo y pequeños cantos calcáreos	Masivos Gradación positiva Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red de drenaje externa
CONGLOMERADOS CALCÁREOS ARENOSOS (CGA)	Conglomerados calcáreos arenosos intraclásticos (CGAi)	 CGAi1	Selección media 2-10 cms.	Intraclastos, cantos calcáreos jurásicos Matriz: Calcarenita (CAi5)	Masivos y tableados al techo Gradación positiva Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red de drenaje externa
		 CGAi2	Mal seleccionados 2-10 cms.	Intraclastos, fragmentos vegetales Matriz: Calcarenita (CAi1) con fragmentos bioclásticos	Masivos Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales de drenaje interno contaminados que atraviesan áreas de swamp
		 CGAi3	Selección media-mala 2-10 cms.	Intraclastos, cantos calcáreos jurásicos, cantos negros, fragmentos vegetales Matriz: Calcarenita (CAi5)	Masivos Fragmentos vegetales alineados Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red externa que atraviesan áreas de swamp
		 CGAi4	Mal seleccionadas Matriz-sostenidas 2-20 cms.	Intraclastos, cantos negros, cantos calcáreos jurásicos, cantos de cuarcita Matriz: Arenas de cuarzo y calcarenita	Masivos Cuerpos tabulares	DOMINIO MIXTO: Entrada de <i>debris flow</i> en charcas y lagunas
	Conglomerados calcáreos arenosos oncolíticos e intraclásticos (CGAoi)	 CGAoi1	Selección media 2-5 cms.	Oncolitos, intraclastos, cantos calcáreos jurásicos, cantos negros Matriz: Calcarenita (Coi1) con cuarzo	Estratificación épsilon Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales meandriformes conectados con la red externa
		 CGAoi2	Mal seleccionados 2-15 cms.	Intraclastos, oncolitos, cantos negros Matriz: Calcarenita (Coi2) con cuarzo	Masivos Gradación positiva o negativa Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales de drenaje interno contaminados

Fig. 2.4.2. Cuadro sinóptico que muestra las principales características de las facies conglomeráticas reconocidas en los depósitos del sistema de llanuras aluviales distales y palustres.

El segundo nivel de jerarquización tiene en cuenta los principales componentes. Tanto los conglomerados como las arenitas pueden ser subdivididos en tres tipos, los que contienen mayoritariamente componentes siliciclásticos extracuencales, los que contienen mayoritariamente componentes carbonáticos, intracuencales y extracuencales, y los mixtos que contienen componentes siliciclásticos extracuencales y componentes carbonáticos intracuencales y extracuencales.

Así los conglomerados se han subdividido en cuatro tipos: conglomerados cuarcíticos, aquellos de composición mayoritariamente siliciclástica; conglomerados calcáreos arenosos (mixtos) y conglomerados calcáreos. Además se ha separado un tipo concreto de conglomerado calcáreo intracuencal por su gran abundancia e importancia en el área de estudio, los conglomerados oncolíticos.

En cuanto a las arenitas, éstas se han separado en tres grupos: las arenitas de composición siliciclástica o areniscas, las arenitas mixtas a las que se denomina calcarenitas arenosas y las arenitas carbonáticas a las que se denomina calcarenitas. Esta clasificación de las arenitas (y en general la clasificación de las facies clásticas que se presenta) está inspirada en la propuesta por Zuffa (1980 y 1985). No se han utilizado los términos propuestos por este autor porque no se ha realizado un análisis petrográfico cuantitativo de la composición modal en sentido estricto, sino una estimación semicuantitativa de las composiciones, aunque se puede establecer una equivalencia de los términos usados en este trabajo con los propuestos por Zuffa (1980 y 1985). De esta manera, las areniscas corresponden con las extrarenitas no carbonáticas, las calcarenitas arenosas corresponden con las arenitas híbridas y las calcarenitas con las intrarenitas carbonáticas y con las extrarenitas carbonáticas.

Estos grupos de conglomerados y arenitas han sido a su vez subdivididos en un tercer y último nivel jerárquico usando criterios composicionales que consideran los componentes deposicionales concretos

mayoritarios (intraclastos, bioclastos...) y teniendo en cuenta las geometrías y estructuras sedimentarias.

A partir del tercer nivel jerárquico la separación de distintos tipos de facies, por ejemplo variedades de conglomerados calcáreos arenosos intraclásticos o variedades de calcarenitas arenosas intraclásticas masivas, se ha realizado intentando que ésta reflejase un espectro de variaciones ambientales y procesos real y significativo. En este sentido se ha intentado encontrar un equilibrio entre el análisis detallado y la operatividad y significación del mismo. Un agrupamiento o simplificación mayor no falsearía la interpretación ambiental a gran escala, por ejemplo una buena parte de las calcarenitas masivas o gradadas corresponden a rellenos de canal, pero una subdivisión más detallada en función de los componentes permite distinguir distintos tipos de canales (canales de desagüe, canales de drenaje interno de la llanura, canales de drenaje de *swamps*, etc.)

Se ha utilizado un sistema de notación abreviada para identificar cada facies construido en función de las pautas de clasificación explicadas. Por ejemplo las calcarenitas arenosas intraclásticas masivas se identifican con la notación CAi4m2: CA (calcarenita arenosa), i (intraclástica), 4 (tipo número 4 de los seis tipos de calcarenitas arenosas e intraclásticas reconocidos), m (masivas), 2 (tipo número 2 de los tres tipos de calcarenitas arenosas e intraclásticas masivas reconocidos).

En algún caso, de forma excepcional, se han incluido facies detríticas, concretamente algunas calcarenitas (calizas bioclásticas con estratificación cruzada y calizas oncolíticas), en el cuadro correspondiente a calizas (Fig. 2.4.6) ya que eso permitía agrupar en un solo cuadro las facies exclusivas del dominio lacustre-palustre, generándose así otra vía de lectura de las tablas de facies, desde el punto de vista interpretativo.

En las descripciones texturales de las facies carbonáticas se utiliza la terminología de la clasificación de Dunham (1962) y

FACIES		TEXTURA	COMPONENTES DEPOSICIONALES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	
CONGLOMERADOS ONCOLÍTICOS (CGO)		 CGO	2-15 cm.	Oncolitos y ocasionalmente intraclastos o fragmentos bioclásticos Matriz: Calcarenita con igual composición que el esqueleto	Masivos Gradación positiva o negativa Estratificación cruzada de surco Tableados Cuerpos lenticulares y tabulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales de drenaje interno DOMINIO MIXTO: Desembocadura de canales en charcas y lagunas
CONGLOMERADOS CALCÁREOS (CG)	Conglomerados calcáreos oncolíticos e intraclásticos (CGoi)	 CGoi1	Selección media-mala 2-5 cms.	Oncolitos, intraclastos, cantos negros, fragmentos vegetales Matriz: Calcarenita (Coi2)	Tableados Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales de drenaje interno que atraviesan áreas de swamp
		 CGoi2	Selección media-mala 2-10 cms.	Oncolitos, intraclastos, cantos calcáreos jurásicos, cantos negros Matriz: Calcarenita (Coi1) sin fragmentos vegetales	Masivos Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red de drenaje externa
ARENISCAS (A)	Areniscas masivas (Sm)	 Sm	Selección media Grano medio - muy grueso	Cuarzo, feldespato y litoclastos calcáreos	Masivas Cuerpos lenticulares y tabulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red de drenaje externa DOMINIO MIXTO: Lóbulos de derrame en charcas
	Areniscas con estratificación cruzada de surco (St)	 St	Selección media Grano fino-muy grueso	Cuarzo, feldespato y litoclastos calcáreos	Estratificación cruzada de surco Cicatrices erosivas internas Cuerpos lenticulares y tabulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red de drenaje externa DOMINIO MIXTO: Lóbulos de derrame en charcas



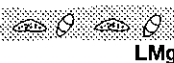
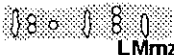
FACIES		CARACTERÍSTICAS	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	
LUTITAS (L)	Lutitas rojas a ocre masivas	 Lm	Aspecto masivo. Pueden contener restos de carófitas, ostrácodos y gasterópodos y algunos nódulos carbonatados. Intensamente bioturbadas	DOMINIO ALUVIAL: Llanura de inundación lutítica
	Lutitas rojas a ocre marmorizadas	 Lmz	Aspecto masivo. Contienen abundante nódulos carbonatados y presentan áreas decoloradas y áreas con colores abigarrados. Huellas de bioturbación de raíces	DOMINIO ALUVIAL: Perfiles edáficos en la llanura de inundación lutítica
	Margas grises	 LMg	Aspecto masivo. Contienen carófitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, restos vegetales. Cantidades variables del materia orgánica indiferenciada. Intensamente bioturbadas	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Instalación y colmatación de charcas en la llanura aluvial DOMINIO ALUVIAL: Derrames en la llanura
	Margas marmorizadas	 LMmz	Coloración abigarrada. Aspecto masivo o estructuración vertical por alineación de nódulos carbonatados	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Sedimentación palustre, perfiles edáficos.

Fig. 2.4.3. Cuadro sinóptico que muestra las principales características de las facies conglomeráticas, arenosas y lutíticas reconocidas en los depósitos del sistema de llanuras aluviales distales y palustres.

Embry y Klovan (1971), y en algunos casos términos de la clasificación de Folk (1959, 1962).

Antes de pasar a describir los ambientes identificados y las asociaciones de facies y secuencias elementales que los representan y como complemento a las descripciones de las tablas, se realizará un pequeño repaso de cuales son los distintos componentes deposicionales que se pueden encontrar en las facies que componen la asociación descrita para estos sistemas, sus características y significado.

1. TERRÍGENOS. En general son el componente minoritario y consisten en cantos de cuarcita y arenas de cuarzo y feldespatos potásico. Aunque en algunas ocasiones aparecen formando cuerpos cuya composición es exclusivamente siliciclástica, lo más habitual es que los cuerpos arenosos contengan cierta proporción de intraclastos calcáreos o que formen parte de facies mixtas de conglomerados calcáreos arenosos y calcarenitas arenosas, en las que suelen ser un componente relativamente escaso. En algunas ocasiones su presencia sólo es detectable en lámina delgada dada la baja proporción y el pequeño tamaño de los granos de cuarzo y feldespatos.

Tanto la presencia de feldespatos como la angulosidad de los fragmentos de cuarzo y feldespatos, en la mayor parte de los casos, ponen de manifiesto la brevedad del transporte que estos granos han sufrido.

2. CANTOS CALCÁREOS JURÁSICOS. La mayor parte de las áreas fuente están formadas por materiales carbonáticos de edad jurásica. Es, por tanto, bastante común encontrar cantos que proceden de la erosión de estas áreas en los sedimentos cretácicos. Muchos de los cantos proceden en realidad del paleokarst desarrollado al techo de la sucesión regional jurásica y que sirve de sustrato para los sedimentos cretácicos en toda el área de estudio, siendo raro encontrar clastos en los que se reconozcan las características o las microfacies de las unidades jurásicas no afectadas por el proceso de karstificación. En general estos clastos corresponden a fragmentos de

espeleotemas, fragmentos calcáreos en los que las fábricas y texturas originales han sido modificadas por procesos de recristalización, reemplazamiento o que muestran encostramientos.

Aparecen en un amplio espectro de tamaños y texturas, desde angulosos a redondeados. El conjunto de cantos que aparece en una muestra puede presentar selecciones desde buenas a muy malas. Es común reconocer en lámina delgada fragmentos redondeados que consisten en mosaicos de grandes cristales de calcita.

Este tipo de clastos dada su composición no pueden soportar transportes largos y su presencia, dependiendo del tamaño y las texturas, revela gran proximidad del área fuente.

3. INTRACLASTOS. Los intraclastos son, el componente deposicional más habitual y en mayor o menor proporción aparece en la mayor parte de las facies.

Los intraclastos son fragmentos compuestos por sedimentos micríticos formados en áreas palustres o de margen lacustre a partir de la brechificación y nodulización del sedimento poco consolidado o semiconsolidado en etapas de desecación y exposición subaérea (Link y Osborne, 1978; Freydet y Plaziat, 1982) y cuya composición y textura aporta indicios acerca del ambiente de formación del sedimento original y del proceso de formación del intraclasto en sí mismo.

La mayor parte de ellos suelen ser exclusivamente micríticos o contener fragmentos esqueléticos de organismos dulceacuícolas en la matriz micrítica, carófitas, ostrácodos, bivalvos o gasterópodos, presentando texturas *mudstone* a *wackestone*. Es común también que presenten una textura ligeramente nodulosa o grumoso-peletífera que puede reflejar tanto la textura original del sedimento debida a una intensa bioturbación, como procesos incipientes de desecación y aglutinación posteriores a la formación del intraclasto (Hardie *et al.*, 1978) que se denominan grainificación (Alonso Zarza *et al.*, 1992).

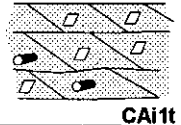
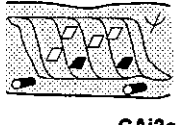
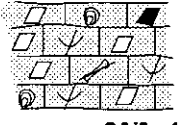
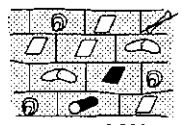
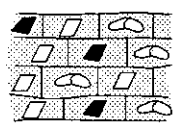
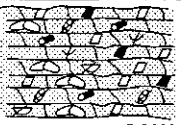
FACIES		TEXTURA	COMPONENTES DEPOSICIONALES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	
CALCARENITAS ARENOSAS (CA)	Calcarenitas arenosas intraclásticas, tableadas	 CAi1t	Packstone-rudstone Grano medio-grueso	Intraclastos, cuarzo, fragmentos vegetales.	Tableadas o con estratificación cruzada planar de pequeña escala Gradación negativa Cuerpos tabulares	DOMINIO ALUVIAL: Derrames en la llanura de inundación
	Calcarenitas arenosas intraclásticas con estratificación sigmoidal	 CAi2s	Packstone-rudstone Grano medio-muy grueso	Intraclastos, cuarzo, fragmentos vegetales, cantos negros y fragmentos bioclásticos	Estratificación sigmoidal o bandeado lajoso debido a concentración de cantos de cuarcita Cuerpos tabulares	DOMINIO MIXTO: Microdeltas y lóbulos de derrame en charcas y lagunas
	Calcarenitas arenosas intraclásticas, masivas	 CAi3m1	Packstone-rudstone Grano fino-grueso	Intraclastos, cuarzo, oncolitos, fragmentos bioclásticos, cantos negros, fragmentos de huesos	Masivas o con gradación positiva y disminución lateral del tamaño de grano Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canal de drenaje interno contaminado
		 CAi4m2	Packstone-rudstone Grano fino-grueso	Intraclastos, cuarzo, cantos calcáreos jurásicos, cantos negros, fragmentos vegetales, oncolitos, fragmentos de huesos	Masivas y lajosas Gradación positiva Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red de drenaje externa
		 CAi5m3	Packstone-rudstone Grano medio-grueso Cantos mayores de 2 mm. dispersos	Intraclastos, cuarzo, cantos calcáreos jurásicos, cantos negros	Gradación negativa Cuerpos tabulares	DOMINIO ALUVIAL: Derrames en la llanura de inundación
	Calcarenitas arenosas intraclásticas, lajosas	 CAi6l	Packstone-rudstone Grano fino-grueso	Intraclastos, cuarzo, cantos calcáreos jurásicos, cantos negros, fragmentos bioclásticos, fragmentos vegetales	Lajosa, laminación de ripples Cuerpos tabulares	DOMINIO MIXTO: Derrames en charcas y lagunas

Fig. 2.4.4. Cuadro sinóptico que muestra las principales características de las facies calcareníticas arenosas reconocidas en los depósitos del sistema de llanuras aluviales distales y palustres.

Se presentan en un amplio espectro de tamaño y redondez en función del estado de consolidación del sedimento original (Wells, 1983) o del transporte que han sufrido. Una vez que los intraclastos se individualizan a partir del sedimento original pueden ser transportados y/o sometidos a una serie de procesos diagenéticos tempranos propios del ambiente subaéreo y edáfico. Así es frecuente que presenten fracturación o nodulización interna, desarrollo de envueltas algares, encostramiento o formación de una corteza externa de óxidos de hierro por impregnación, o tinción por óxidos de hierro debido a marmorización, constituyendo lo que se ha denominado ooides pedológicos (Freytet, 1973; Freytet y Plaziat, 1982).

Como se desprende de esto, no todas las facies intraclásticas evidencian el desarrollo de procesos tractivos. El sedimento palustre o lacustre original puede sufrir toda la cadena de procesos pedogenéticos de fracturación, brechificación, nodulización, recristalización, marmorización, etc., dando lugar a la formación de cuerpos de calizas intraclásticas de aspecto brechoide, en las que los intraclastos tienden a ser angulosos y de gran tamaño. Este aspecto correspondería con lo que Retallack (1988) llama *blocky subangular texture* o textura en bloques subangulosos.

4. CANTOS NEGROS. Los cantos negros son también intraclastos que han sufrido un proceso de ennegrecimiento. Existen dos hipótesis alternativas para explicar la formación de los cantos negros.

Strasser (1984) propuso que se formaban en áreas palustres, en microambientes anóxicos y alcalinos en los que las abundantes sustancias orgánicas disueltas, coloidales o finamente particuladas, impregnaban el sedimento. El ennegrecimiento puede ocurrir contemporánea o previamente a los procesos de fracturación y brechificación que dan lugar a la formación de los fragmentos susceptibles de ser transportados. También podría tener lugar un ennegrecimiento diferencial de los intraclastos generados en ambiente edáfico.

Sin embargo Shinn y Lidz (1987) explican la formación de los cantos negros en relación con fuegos forestales espontáneos en las zonas vegetadas. Durante el fuego la materia orgánica englobada en el sedimento se quemaría dando lugar al ennegrecimiento del mismo. La brechificación del sedimento por desecación daría lugar a los cantos que posteriormente serían transportados.

En el caso de este estudio no se ha realizado un análisis en profundidad del origen de los cantos negros, pero existen evidencias que hacen plausible la segunda hipótesis, tales como la presencia de algunos restos de *charcoal* y de fósiles de plantas encontrados en el yacimiento de Las Hoyas, en concreto *Weischelia reticulata*, que se ha interpretado como una pirófito (Watson y Alvin, 1996), es decir una planta que muestra adaptaciones típicas a medios en los que se desarrollan incendios forestales con frecuencia.

Las evidencias en contra de esta hipótesis y a favor de la primera vienen dadas por la presencia de algunos cantos negros junto a intraclastos no ennegrecidos en facies intraclásticas formadas *in situ*, que no muestran signos de transporte, en este caso podría haberse dado un proceso de ennegrecimiento diferencial.

Los cantos negros encontrados en las facies estudiadas se presentan, al igual que los intraclastos, mostrando un amplio espectro de tamaños y redondez. Es relativamente frecuente que aparezcan con recubrimientos de películas de óxidos de hierro. En ocasiones es también posible observar en el interior de algunos cantos redondeados que presentan estas películas grietas debidas a septarización cuya interpretación resulta controvertida. Mientras tradicionalmente se ha pensado que las septarias estaban relacionadas con procesos de retracción y fracturación del núcleo (Raiswell, 1971; Duck, 1995), hay autores que piensan que se forman durante el enterramiento somero por esfuerzos tensionales debidos a sobrepresión en los niveles que albergan los cantos o concreciones (Astin, 1986). Estos cantos

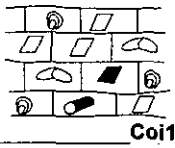
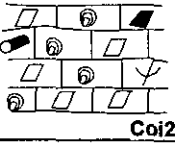
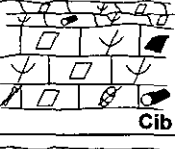
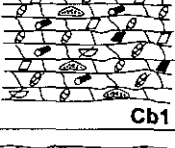
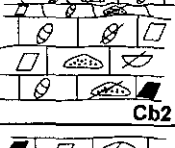
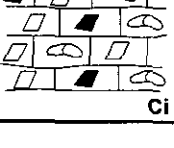
FACIES		TEXTURA	COMPONENTES DEPOSICIONALES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	
CALCARENITAS (C)	Calcarenitas oncolíticas e intraclásticas (Co1)	 Co1	Packstone-rudstone	Oncolitos, intraclastos, cantos calcáreos jurásicos, cantos negros y fragmentos vegetales	Masivas o con gradación positiva. Fragmentos vegetales alineados Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red de drenaje externa
		 Co2	Packstone-rudstone	Oncolitos, intraclastos, cantos negros, fragmentos vegetales y fragmentos bioclásticos ocasionales (carófitas y ostrácodos)	Masivas, tableadas o con estratificación cruzada Cuerpos lenticulares y tabulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales de drenaje interno DOMINIO MIXTO: Desembocadura de canales en charcas y lagunas
	Calcarenitas intraclásticas y bioclásticas (Cib)	 Cib	Packstone-rudstone	Intraclastos, fragmentos bioclásticos (carófitas, ostrácodos), cantos negros, fragmentos vegetales, fragmentos de huesos Ocasionalmente, contienen limos arcillosos en la matriz	Masivas y lajasas. Fragmentos vegetales alineados Cuerpos lenticulares y tabulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales de drenaje interno que drenan zonas de <i>swamp</i> DOMINIO MIXTO: Desembocadura de canales y derrames en charcas y lagunas
	Calcarenitas bioclásticas (Cb)	 Cb1	Packstone-grainstone Cantos mayores de 2mm. dispersos	Abundantes bioclastos, (carófitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos) enteros y fragmentados, intraclastos, cantos negros, fragmentos, vegetales, fragmentos de huesos.	Tableadas y ocasionalmente con laminación oblicua. Gradación positiva y disminución lateral del tamaño de grano Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales de desagüe de charcas
		 Cb2	Packstone-grainstone	Abundantes bioclastos (carófitas, ostrácodos bivalvos, gasterópodos) enteros y fragmentados, intraclastos y ocasionalmente cantos negros	Lajasas o masivas Cuerpos tabulares	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Eulitoral agitado en charcas y lagunas
	Calcarenitas intraclásticas (Ci)	 Ci	Packstone-rudstone	Intraclastos, cantos negros, cantos calcáreos jurásicos	Masivas o con gradación positiva Cuerpos lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Canales conectados con la red de drenaje externa

Fig. 2.4.5. Cuadro sinóptico que muestra las principales características de las facies calcareníticas reconocidas en los depósitos del sistema de llanuras aluviales y palustres.

constituirían lo que Freytet y Plaziat (1982) llaman ooides pedológicos.

5. ONCOLITOS. Los oncolitos son también componentes muy frecuentes, tanto en asociación con otros componentes como formando acumulaciones compuestas exclusivamente por ellos mismos. Una descripción detallada de los oncolitos del área de Las Hoyas se encuentra en Fregenal Martínez (1991) no habiéndose realizado estudios posteriores sobre los mismos.

Se reconocen desde formas pequeñas de menos de 1 cm de diámetro hasta formas de unos 10 cm. La mayor parte son esféricas y corresponden a lo que Freytet y Plaziat (1972) denominan *boulets algaires* o *algal balls*, aunque también se encuentran algunos que corresponden a *momias*, siendo las formas dependientes en buena medida de la forma del objeto que constituye el núcleo del crecimiento algal. Los núcleos suelen corresponder a intraclastos y generalmente a fragmentos de talos o girogonitos de carófitas o pequeños fragmentos vegetales alargados. Con relativa frecuencia aparecen oncolitos compuestos, en los que el agrupamiento de dos oncolitos sirve de núcleo para un nuevo crecimiento.

En cuanto a la morfología y características de las envueltas se han reconocido varios tipos distintos. Respecto a la morfología de la disposición de las láminas se han identificado tres tipos:

-Oncolitos con disposición concéntrica de las láminas replicando la forma del objeto del núcleo, estos corresponderían a los oncolitos de tipo C de Nickel (1983).

-Oncolitos que presentan envueltas o paquetes de envueltas discordantes entre sí que corresponderían al tipo I de Nickel (1983). Estas discordancias se deben a variaciones en la orientación o cambios de dirección de crecimiento cuando este tiene lugar a lo largo de varios episodios interrumpidos con agitación variable en el medio (Freytet y Plaziat, 1965, 1972).

-Oncolitos que presentan envueltas más o menos concéntricas que muestran

abultamientos, formas dómicas de sobrecrecimientos, de modo parecido a los descritos por Nickel (1983) como de tipo R.

En cuanto a la composición y formas de crecimiento identificadas en las láminas se han distinguido tres tipos distintos de oncolitos:

-Oncolitos de tipo 1 de Monty y Mas (1981) que presentan una alternancia de láminas concéntricas continuas formadas por conjuntos de películas micríticas y láminas de crecimiento microestromatolítico yuxtapuestas con formas de maza o *club-shaped*, similares a conos invertidos. Los dos tipos de láminas son construidas por poblaciones similares pero con distintas formas de crecimiento. Monty y Mas (1981) interpretan este tipo de crecimientos de formas alternantes como debido a variaciones estacionales en los parámetros ambientales.

-Oncolitos de tipo 2.2 de Monty y Mas (1981) que presentan envueltas circulares continuas en las que alternan láminas con crecimientos eréctiles y láminas micríticas. Estos tipos de crecimiento se consideran debidos a alternancias de períodos de crecimiento de algún tipo de alga antecesor de *Phormidium* y períodos de ligera erosión y crecimiento de *Schizothrix*.

-Oncolitos de tipo 2.3 de Monty y Mas (1981) que muestran una alternancia de láminas micríticas concéntricas que predominan sobre delgados crecimientos eréctiles.

En los dos últimos casos Jones y Wilkinson (1978) explican la alternancia de distintos tipos de crecimientos por variaciones estacionales en los parámetros físico-químicos, mientras que Schäfer y Stapf (1978) la relacionan con variaciones en el nivel del agua.

Aunque Freytet y Plaziat (1965) piensan que los oncolitos esféricos se forman en medios muy agitados y turbulentos, Monty (1972) aduce que es suficiente con que las condiciones sean agitadas sin llegar a ser turbulentas.

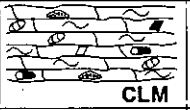
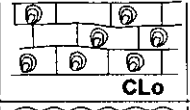
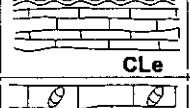


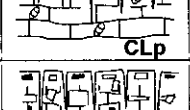


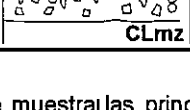
FACIES		TEXTURA	COMPOSICIÓN	CARACTERÍSTICAS Y GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	
CALIZAS (CL)	Calizas margosas	 CLM	Wackestone	Carófitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, fragmentos vegetales, intraclastos y cantos negros accesorios	Lajas o nodulosas Niveles lenticulares	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Instalación de charcas en la llanura de inundación
	Calizas oncólíticas	 CLo	Packstone	Oncólitos, fragmentos de colonias algales laminares, intraclastos, cantos negros	Tableadas o con estratificación cruzada de surco Cuerpos tabulares y lenticulares	DOMINIO ALUVIAL: Relleno de canales DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Eulitoral lacustre
	Calizas estromatolíticas	 CLe	Boundstone	Tapices laminares de algas cianofíceas	Laminadas Niveles tabulares	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Ambiente lacustre eulitoral a sublitoral en charcas, lagunas y lagos
	Calizas biomicríticas masivas	 CLm	Mudstone-packstone	Carófitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, intraclastos y cantos negros	Masivas. Matriz micrítica que presenta aspecto grumoso-peletoidal debido a bioturbación intensa Cuerpos tabulares y lenticulares	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Ambiente lacustre eulitoral a sublitoral en charcas, lagunas y lagos
	Calizas bioclásticas con estratificación cruzada	 CLt	Packstone-grainstone	Carófitas, ostrácodos, intraclastos, fragmentos bioclásticos no identificables	Estratificación cruzada de surco Techos lajeados por laminación de ripples Cuerpos tabulares y dómicos	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Ambiente lacustre eulitoral a intralitoral en lagunas y lagos
	Calizas con estructuras prismáticas verticales	 CLp	Wackestone-packstone	Carófitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, intraclastos y cantos negros	Aspecto columnar debido a huellas de bioturbación de raíces y brechificación al techo Cuerpos tabulares y lenticulares	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Ambiente lacustre supralitoral a eulitoral colonizado por vegetación enraizada
	Calizas brechificadas	 CLb	Rudstone	Intraclastos, cantos negros	Aspecto brechoide Cuerpos tabulares y lenticulares	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Ambiente palustre edáfico
	Calizas nodulizadas	 CLn	Rudstone	Intraclastos y nódulos carbonatados	Aspecto brechoide. Los nódulos se presentan alineados verticalmente Cuerpos tabulares y lenticulares	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Ambiente palustre edáfico
	Calizas marmorizadas	 CLmz	Rudstone	Intraclastos y nódulos carbonatados	Aspecto brechoide caótico Colores abigarrados Cuerpos tabulares y lenticulares	DOMINIO PALUSTRE-LACUSTRE: Ambiente palustre edáfico

Fig. 2.4.6. Cuadro sinóptico que muestra las principales características de las facies carbonáticas reconocidas en los depósitos de los sistemas de llanuras aluviales y palustres.

Numerosos autores han propuesto que los oncolitos crecen en litorales lacustres (Freytet, 1964; Freytet y Plaziat, 1965, 1972; Bertrand-Sarfati *et al.*, 1966; Dean y Fouch, 1983; Jones y Wilkinson, 1978) o proceden de la erosión de áreas lacustres marginales (Mas, 1981; Mas *et al.*, 1982a; Meléndez, 1983), aunque suele ser igualmente frecuente su crecimiento en canales fluviales (Freytet, 1964; Freytet y Plaziat, 1982; Ordóñez y García del Cura, 1983; Nickel, 1983).

6. BIOCLASTOS. Los bioclastos más frecuentes son restos esqueléticos de organismos dulceacuícolas, carófitas, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos, de los cuales los más frecuentes son las carófitas. Lo más habitual es encontrar fragmentos de las conchas, las valvas y de girogonitos y talos de las carófitas, aunque en ocasiones se encuentran restos articulados de ostrácodos y gasterópodos.

La mayor parte de ellos forman parte de las facies lacustres y de áreas de encharcamiento. La presencia de restos bioclásticos retrabajados en facies calcareníticas de relleno de canal ha permitido distinguir los canales de desagüe de charcas y de drenaje de áreas encharcadas de otros tipos de canales.

Es también frecuente encontrar fragmentos de huesos en general muy retrabajados y de pequeño tamaño, lo que no ha permitido realizar su determinación.

7. RESTOS VEGETALES. Generalmente corresponden también a pequeños fragmentos leñosos que en ocasiones se encuentran carbonizados (*charcoal*). Aparecen tanto dispersos como en concentraciones significativas en las que suelen mostrarse alineados, probablemente según la dirección del flujo que los transportó. La presencia abundante de restos vegetales suele llevar aparejada la presencia de óxidos de hierro

formando películas alrededor de los cantos y pirritas framboidales alteradas.

El aporte de cantidades elevadas de restos vegetales provoca la generación rápida de microambientes reductores inmediatamente por debajo de la interfase sedimento-agua, debido a la descomposición aerobia de los restos orgánicos que agotaría el oxígeno (Dean, 1981; Wetzel, 1981; Hakanson y Jansson, 1983; Birnbaum y Wireman, 1984). Si esto va unido a una tasa de sedimentación elevada y a una subsidencia rápida los restos se conservan, ya que de lo contrario las condiciones de pH alcalino favorecen la rápida descomposición y desaparición de los restos (Teichmüller y Teichmüller, 1982). La formación de óxidos de hierro o pirritas framboidales es común en sedimentos que contienen materia orgánica abundante, tanto si esta finalmente se preserva como si desaparece. La formación se produce en los microambientes reductores que se acaban de describir, en los que en caso de restablecimiento de condiciones oxidantes el hierro II es oxidado a hierro III que en ambientes alcalinos precipita rápidamente en forma de hidróxidos (Hakanson y Jansson, 1983). Estos procesos explicarían la frecuente aparición de óxidos de hierro en numerosas facies, ya contengan o no materia orgánica o restos vegetales preservados. En el primer caso se encuentran, por ejemplo, las facies de calcarenitas intraclásticas y bioclásticas (Cib, Fig. 2.4.4) y en el segundo las facies de calizas biomicríticas masivas (CLm, Fig. 2.4.6).

La presencia abundante de restos vegetales se ha considerado también significativa en la separación de las distintas facies calcareníticas y en su interpretación ya que se piensa que podrían caracterizar los rellenos de canales de drenaje de zonas de *swamp*.

2.4.2.1 Dominio aluvial

Llanura de inundación

Las facies correspondientes al ambiente de llanura de inundación son las que suelen aflorar en peores condiciones en el área de estudio, ya que en gran parte se encuentran cubiertas, de modo que son también las más difíciles de caracterizar en detalle.

Este ambiente está caracterizado por una asociación de facies lutíticas (Fig. 2.4.3): lutitas rojas a ocre masivas (Lm) (equivalente a las facies Fm de Miall, 1977), lutitas marmorizadas (Lmz), margas grises (LMg) y margas marmorizadas (LMmz).

Esta asociación de facies es el resultado de dos conjuntos de procesos esenciales: la decantación de material lutítico y el desarrollo de procesos edáficos o formación de suelos, durante las etapas de exposición subaérea.

La decantación de los materiales lutíticos de carga en suspensión se produce durante inundaciones relacionadas con avenidas periódicas en etapas más húmedas. La ocurrencia de avenidas periódicas, probablemente estacionales, en los sistemas que se están analizando viene apoyada por múltiples evidencias que se irán detallando en la descripción de los distintos ambientes.

Según Collinson (1996) la llanura puede inundarse bien por desbordamiento de los canales fluviales o bien por subida del nivel freático y formación de charcas de llanura de inundación, siendo más común el segundo proceso que el primero.

La presencia de margas grises lutíticas (Facies LMg, Fig. 2.4.3), o en general el contenido variable en carbonatos que suelen presentar las lutitas de decantación de la llanura se debe a la proximidad de áreas fuente compuestas íntegramente por materiales carbonáticos. De estas áreas fuente llegarían a la llanura, en el seno de los canales que las drenan, limos y lutitas calcáreas, así como grandes cantidades de carbonatos disueltos.

Meléndez (1983) y Gómez Fernández (1988) interpretan la presencia de margas entre las facies de la llanura de inundación como el producto de la decantación de carga en suspensión bajo lámina de agua muy somera y muy tranquila en relación con ambientes lacustres dado que estas facies suelen contener restos de organismos dulceacuícolas, como ostrácodos y gasterópodos. Según Allen *et al.* (1983) esta facies es típica de pequeños lagos en la llanura de inundación fluvial. Arribas (1986) relaciona las facies de margas masivas tanto con la sedimentación en cuencas lacustres debajo de la lámina de agua como con la sedimentación en las llanuras de inundación por desbordamiento de los canales.

El segundo de los procesos involucrados en la formación de la asociación de facies lutítica, exposición subaérea y desarrollo de procesos edáficos, es el que ocurre de forma más habitual, o dicho de otra manera, durante la mayor parte del tiempo de su desarrollo la llanura está sometida a exposición y erosión, mientras que la sedimentación se produce en períodos breves de inundación. Asociados a la exposición subaérea tienen lugar, además del desarrollo de suelos, todo un conjunto de procesos de retrabajamiento y erosión de la llanura y los ambientes relacionados con la misma, de manera que los materiales procedentes de dicha erosión, nódulos carbonatados, intraclastos y cantos negros que llegan a formar ooides pedológicos (Freytet y Plaziat, 1982) son posteriormente incorporados, durante las avenidas, al relleno de los canales.

La presencia de huellas de bioturbación de raíces, de nódulos carbonatados dispersos (nódulos elementales de Freytet y Plaziat, 1982) o agrupados formando alineaciones verticales en el seno de las facies Lm, y el desarrollo de las facies de lutitas y margas marmorizadas (Lmz y LMmz, Fig. 2.4.3) son las evidencias del desarrollo de los procesos edáficos en estas llanuras (Fig. 2.4.7A, Lámina I.1).

Los procesos de marmorización y el proceso de nodulización ocurren por debajo del horizonte húmifero del suelo y ligados

a las variaciones estacionales del nivel freático, asociadas o no a encharcamientos superficiales (Freynet, 1964, 1971; Duchafour, 1968). En las zonas de relieve muy bajo en que el clima presenta una estacionalidad marcada y se desarrolla un período seco con evapotranspiración elevada (Brewer, 1964; Freynet, 1971) la recarga de los acuíferos en la época de lluvias produce la oscilación periódica del nivel freático y permite el desarrollo de procesos de hidromorfia temporal con formación de suelos de tipo *pseudogley* (Duchafour, 1975, 1982) favorecidos por la impermeabilización de los materiales lutíticos de decantación de la llanura que impiden un drenaje adecuado. En los períodos en los que existe una capa de agua en el suelo el hierro es reducido y acomplejado (Duchafour, 1968) por complejos orgánicos de modo que se solubiliza y puede emigrar, depositándose, en el momento en que sobreviene la estación seca y se restablecen las condiciones oxidantes, en forma de concentraciones de hematites o goethita, a las que se deben las coloraciones amarillentas (Freynet, 1971; Buurman, 1975; Freynet y Plaziat, 1982).

En general los paleosuelos observados en la llanura de inundación presentan horizontes poco diferenciados y serían equivalentes a los paleosuelos de la Familia 3 o sustratos calcimorfos de Freynet y Plaziat (1982).

Los procesos edáficos afectan no sólo a los depósitos de llanura de inundación

lutítica sino a otros cuerpos sedimentarios asociados con estos.

La mayor concentración de facies marmorizadas y paleosuelos aparecen en relación con los ambientes del dominio palustre-lacustre, por lo que el tema será retomado en el apartado dedicado a dicho dominio. Los paleosuelos de la Formación Calizas de La Huérguina han sido descritos e interpretados por Gómez Fernández (1988), Arribas *et al.* (1989), Gierlowski-Kordesch *et al.* (1991) y Meléndez y Gierlowski-Kordesch (1995).

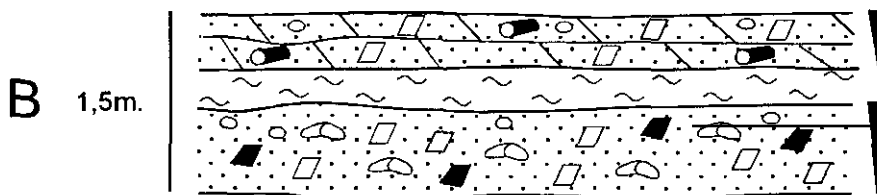
Derrames en manto

Se han interpretado como derrames una segunda asociación formada por cuerpos con morfología tabular que no sobrepasan los 20 o 30 cm de espesor, con gradación negativa, masivos o con estratificación cruzada planar, compuestos por calcarenitas arenosas intraclásticas tableadas (CAi1t) o calcarenitas arenosas intraclásticas masivas de tipo 3 (CAi5m3) (Fig. 2.4.4) que se intercalan con margas grises lutíticas (Fig. 2.4.7B) y que podrían corresponder a derrames en forma de mantos. Las margas intercaladas corresponderían con la decantación del material fino en suspensión del desbordamiento.

Estos depósitos suelen aparecer, lateral y verticalmente, próximos a cuerpos de agua lacustres desarrollados sobre la llanura por



Perfiles edáficos desarrollados sobre las lutitas de la llanura de inundación



Derrames calcareníticos en la llanura de inundación

Fig. 2.4.7. Asociación de facies lutíticas correspondientes al ambiente de llanura de inundación (A) y asociación de facies correspondiente a la formación de derrames en manto calcareníticos (B).

lo que se piensa que se producen durante las etapas de avenida y en relación con la pérdida de competencia de los canales en las zonas próximas a su desembocadura en las áreas encharcadas.

Conos de deyección

La existencia de pequeños conos de deyección ha sido deducida de la presencia de facies de brechas calcáreas algo arenosas (Facies BC, Fig. 2.4.2) masivas, muy mal seleccionadas y matriz-sostenidas compuestas por cantos angulosos calcáreos jurásicos que flotan en una matriz calcarenítica (Lámina I.3). La matriz contiene fundamentalmente litoclastos jurásicos, algunos intraclastos y una pequeña proporción de fango. Aparecen esporádicamente en cuerpos que no superan los 0,5 m de espesor. Su geometría no ha podido ser descrita debido a las condiciones del afloramiento.

Estas facies han sido interpretadas como depósitos de *debris flows* no cohesivos, de flujos hiperconcentrados de tipo *slurry* (Pierson, 1981).

Estas facies aparecen de forma ocasional intercaladas entre las facies de lutitas masivas de llanura de inundación y no forman parte de una secuencia organizada de abanicos aluviales, contexto en el que habitualmente suelen aparecer, por lo que cabe pensar que más bien serían depósitos de pequeños conos de deyección formados en etapas de intensas avenidas ocasionales o periódicas a favor de relieves jurásicos, probablemente de pequeña envergadura, muy próximos a la llanura de inundación.

Canales

Aunque ha sido posible diferenciar varios tipos de canales en cuanto a su procedencia y el papel que cumplen en el sistema, todos ellos presentan una serie de características morfológicas y de estructura interna comunes.

A grandes rasgos se trata de canales muy someros y de muy poca envergadura. Los depósitos de relleno raramente superan 0,5 o 1 m de espesor. Su extensión lateral tampoco suele superar la decena de metros, aunque la ausencia de cortes tridimensionales dificulta apreciar si la anchura observada corresponde con la anchura real del canal o se trata de cortes oblicuos a la misma. En general predominan las geometrías de tipo *ribbon* aunque también se ha reconocido algún canal con geometría *sheet* (Friend *et al.*, 1979) que presenta mayor anchura.

En la mayor parte de los casos los rellenos están compuestos por una única facies. Pueden ser masivos o gradados positivamente y sólo en algunos casos se han observado estructuras de estratificación cruzada de surco o de estratificación épsilon. Sin embargo, dada la naturaleza calcárea de la mayor parte de los rellenos, las estructuras sedimentarias originales pueden haber sido obliteradas. Es común observar hacia el techo de los rellenos gradados cierta lajosidad irregular y tendencia a la laminación oblicua de pequeña escala en el interior de las lajas que pueden corresponder con una estructura previa debida a laminación de ripples. La presencia de estructuras de estratificación épsilon o acreción lateral indica que los canales serían de tipo meandriforme (Lámina I.4).

Los rellenos suelen ser monoepisódicos o al menos, en principio, no parecen presentar superficies internas de reactivación. Sin embargo, otros hechos simultáneos como los crecimientos discordantes de las envueltas de los oncolitos indican que pudieron funcionar estacionalmente, aunque ambas evidencias no son necesariamente incompatibles. La creación del canal y la formación del *lag* basal pueden ocurrir en un primer momento, y posteriormente, el canal puede funcionar como vía de transporte en repetidas ocasiones y rellenarse en otro momento posterior y único.

Los rellenos están compuestos por facies de conglomerados y arenitas (Figs. 2.4.2 a 2.4.5), con un predominio neto de los materiales calcáreos sobre los siliciclásticos.

En función de los componentes deposicionales y de las proporciones relativas entre estos, se pueden distinguir dos tipos básicos de rellenos de canal.

Rellenos de canales conectados con una red de drenaje externa (Fig. 2.4.8A y 2.4.8B).

Se puede separar este tipo de rellenos en dos categorías diferentes, por un lado aquellos rellenos compuestos exclusivamente por materiales siliciclásticos y aquellos que contienen litoclastos jurásicos.

Las facies que caracterizan los rellenos siliciclásticos son: conglomerados cuarcíticos masivos (CGQ), areniscas masivas (Sm) y areniscas con estratificación cruzada de surco (St) (Figs. 2.4.2 y 2.4.3). Las más habituales son las facies de areniscas, mientras que las facies de gravas sólo han sido reconocidas en una ocasión en la zona de estudio (Sector Central, Secuencia del Pocillo del Pozuelo).

Los rellenos de areniscas masivas identificadas en este caso corresponden a pequeños cuerpos lenticulares de tipo *ribbon*. Miall (1996) explica estas areniscas masivas bien por destrucción de las estructuras originales por bioturbación o bien como depósitos de flujos gravitacionales. Aunque no se poseen evidencias a este respecto y ambas son plausibles, la segunda se sumaría a las evidencias del funcionamiento periódico y en etapas de avenida del sistema aluvial, siendo en estas etapas en las que se produciría la reactivación de los canales y su relleno.

Los rellenos caracterizados por la presencia de litoclastos jurásicos están constituidos por alguna de las siguientes facies (Figs. 2.4.2 a 2.4.5): conglomerados calcáreos arenosos intraclásticos de tipo 1 y 3 (CGAi1 y CGAi3, Lámina I.2), conglomerados calcáreos arenosos oncolíticos e intraclásticos de tipo 1 (CGAoi1), conglomerados calcáreos oncolíticos e intraclásticos de tipo 2 (CGoi2), calcarenitas arenosas intraclásticas masivas de tipo 2 (CAi4m2), calcarenitas oncolíticas e intraclásticas de tipo 1 (Coil) y calcarenitas

intraclásticas (Ci). Además de litoclastos jurásicos, todos ellos contienen cantidades variables de oncolitos, intraclastos, cantos negros y fragmentos vegetales (Lámina I.5).

Es probable que estos canales tengan un recorrido mucho más corto que los canales formados exclusivamente por materiales siliciclásticos, dada la naturaleza calcárea de los litoclastos jurásicos, que no resistiría un transporte prolongado, y la angulosidad que suelen presentar estos cantos, indicativa también de un corto transporte. Las evidencias de cercanía de las áreas fuente jurásicas pueden extraerse también tanto del análisis cartográfico, como de la presencia de depósitos gravitacionales interpretados como pequeños conos de deyección que se intercalan en las facies lutíticas de la llanura de inundación, que indican que los relieves serían adyacentes al área de sedimentación.

Rellenos de canales de drenaje interno de la llanura (Fig. 2.4.8C, 2.4.8D y 2.4.8E).

Se pueden separar también en este caso dos tipos de rellenos en función de los componentes deposicionales que contienen. Ambos tipos de rellenos pueden contener pequeñas cantidades de materiales terrígenos que se han considerado como contaminaciones de los canales de drenaje interno en los momentos de entrada de sedimento arenoso en la llanura, que sería retrabajado y redistribuido en el seno de ésta.

El primer tipo de rellenos estaría relacionado con el desagüe y comunicación entre áreas lacustres (Fig. 2.4.8D).

Están compuestos por alguna de las siguientes facies (Figs. 2.4.4 y 2.4.5): calcarenitas arenosas e intraclásticas masivas de tipo 1 (CAi3m1) y calcarenitas bioclásticas de tipo 1 (Cb1). Todas ellas se caracterizan por contener abundantes restos bioclásticos retrabajados. Suelen aparecer asociadas secuencialmente a depósitos de tipo lacustre. Tanto su localización secuencial como el abundante contenido en fragmentos bioclásticos indica que estos canales pudieron actuar como desagüe de zonas encharcadas o medios palustres y

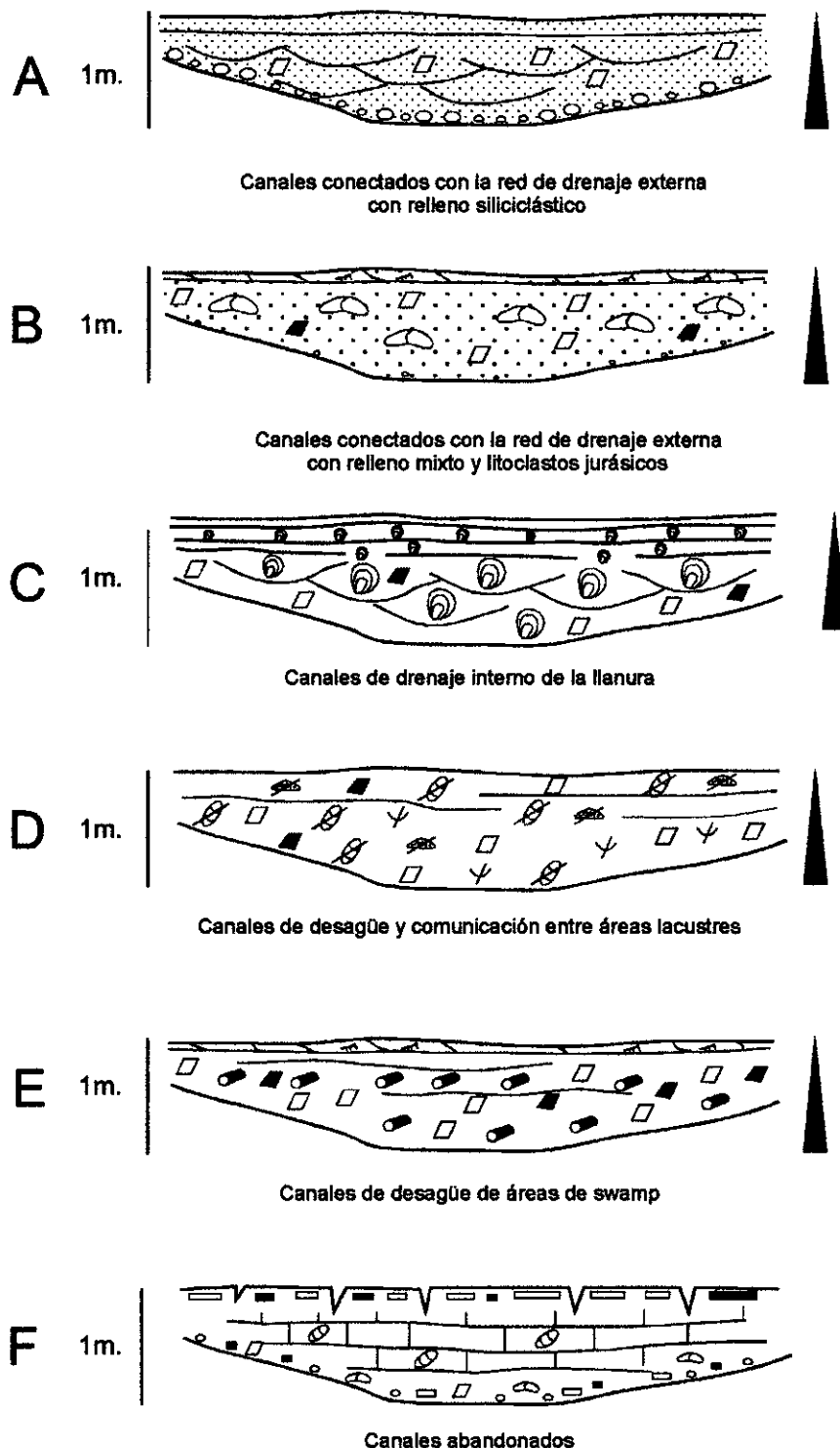


Fig. 2.4.8. Tipos de rellenos característicos de los canales que surcan las llanuras aluviales lútfíticas.

lacustres en los que habrían vivido los organismos dulceacuícolas en etapas de inundación o de alto nivel y cuyos restos serían transportados, probablemente en los momentos inmediatamente posteriores a la inundación.

El segundo tipo de rellenos está compuesto por alguna de las siguientes facies (Fig. 2.4.2, 2.4.3 y 2.4.5): conglomerados

calcáreos arenosos e intraclásticos de tipo 2 (CGAi2), conglomerados calcáreos oncolíticos e intraclásticos de tipo 1 (CGoi1; Lámina I.6) y calcarenitas intraclásticas y bioclásticas (Cib). La característica común que presentan estas facies es la abundancia de restos vegetales leñosos que suelen presentarse alineados, probablemente según la dirección del flujo. La presencia y abundancia de estos restos podría indicar

Lámina I

1



2



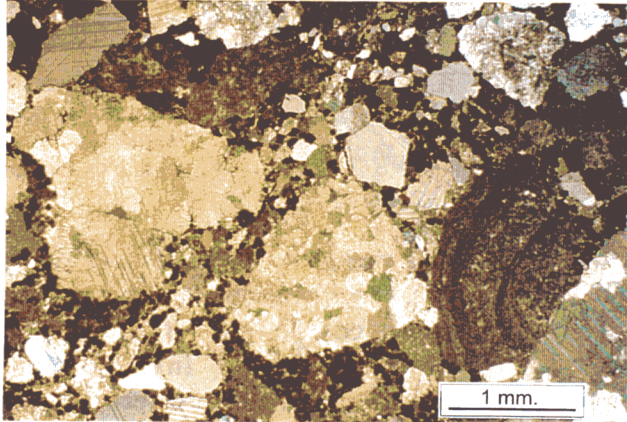
3



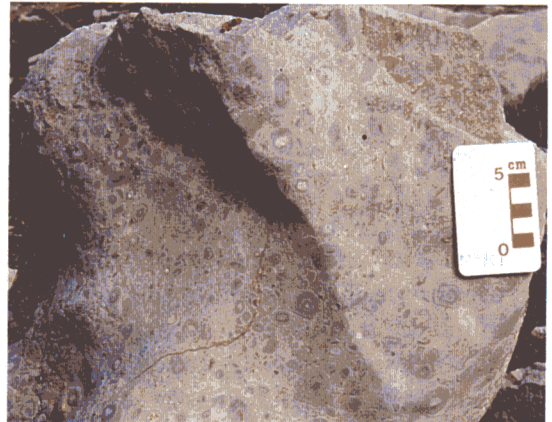
4



5



6



que estos canales fueron la vía de desagüe de zonas palustres vegetadas de tipo *swamp* en momentos en que estas fueran inundadas por avenidas estacionales. Estas secuencias suelen contener cantidades variables de óxidos de hierro.

Todos los tipos de rellenos descritos pueden presentar al techo rasgos de exposición subaérea y desarrollo de procesos edáficos. Lo más habitual es reconocer estructuras prismáticas verticales debidas a bioturbación de raíces, aunque en algunas ocasiones los techos pueden presentar coloraciones amarillentas y rojizas en manchas irregulares debidas a la redistribución del hierro en condiciones de hidromorfia.

Además de los diferentes tipos de rellenos de canal se ha reconocido también una asociación de facies correspondiente al abandono de canales (Fig. 2.4.8F). Esta asociación aparece también como relleno de cuerpos lenticulares de tipo *ribbon*. A la base del cuerpo se observa un *lag* o nivel de pocos centímetros calcarenítico con intraclastos,

cantos negros y litoclastos jurásicos sobre el que se reconocen facies de calizas masivas con carófitas y ostrácodos (CLm, Fig. 2.4.6) típicas de un ambiente lacustre de charca. Al techo suelen reconocerse estructuras prismáticas verticales debidas a bioturbación de raíces (facies CLp, Fig. 2.4.6) o delgados niveles de brechificación (facies CLb, Fig. 2.4.6) formados por exposición subaérea y retracción del sedimento.

Todas las facies que caracterizan los rellenos de canal tipo han sido descritas por Meléndez (1983), Gómez Fernández (1988), Meléndez *et al.* (1989), Fregenal Martínez (1991), Gierlowski-Kordesch *et al.* (1991), Gómez Fernández y Meléndez (1991) y Fregenal Martínez y Meléndez (1993). Todos ellos las interpretan como rellenos de canal o depósitos de corrientes tractivas que transportan mayoritariamente partículas carbonatadas, y que deben relacionarse con comunicación entre lagos según canales distribuidores principales, que erosionan y arrastran materiales formados previamente (intraclastos y cantos negros).

LAMINA I

Dominio aluvial

1. Aspecto de las facies lutíticas de la llanura de inundación en las que se observan coloraciones debidas a marmorización. En la parte superior se puede ver también un nivel de calizas masivas formadas en ambiente de charca.
2. Conglomerado formado fundamentalmente por cantos calcáreos jurásicos, algunos de los cuales presentan envueltas lagares. Corresponde a un relleno de canal con gradación positiva.
3. Brechas calcáreas arenosas y angulosas con matriz calcarenítica interpretadas como depósitos de *debris flow* de pequeños conos de deyección desarrollados en relieves adyacentes a la llanura aluvial.
4. Aspecto de un cuerpo canalizado entre depósitos de llanura de inundación en el que se observan cuerpos con acreción lateral.
5. Detalle al microscopio de las facies del relleno del canal que se observa en la fotografía anterior. Nótese la presencia de fragmentos de cuarzo, oncolitos, cantos calcáreos y cantos blandos.
6. Facies de conglomerados oncolíticos, una de las facies más habituales en el relleno de los pequeños canales que surcaban la llanura aluvial.

2.4.2.2 Dominio mixto

Los sedimentos transportados por medio de los canales son drenados hacia charcas y lagunas y descargados en el interior de las mismas. La entrada de material transportado por corrientes tractivas en cuerpos de agua lacustres puede realizarse de dos formas, bien por descarga directa de los canales o bien por entrada de lóbulos y derrames no canalizados. El resultado de esta interacción es el desarrollo de asociaciones de facies y secuencias en las que se intercalan depósitos propios del ámbito lacustre con depósitos transportados por corrientes tractivas.

Se han reconocido un total de cinco tipos de asociaciones de facies distintas (Fig. 2.4.9) que corresponden a cinco subambientes en los que la interacción tiene lugar según procesos diferentes.

Desembocaduras de canales en eulitorales lacustres

Existen varias variantes de este tipo de asociación. La primera de ellas (Fig. 2.4.9A) está compuesta por cuerpos tabulares de calizas masivas con intraclastos y restos de organismos dulceacuícolas (Facies CLm, Fig. 2.4.6), carófitas, ostrácodos, gasterópodos y bivalvos que pasan lateralmente y hacia el techo a conglomerados y calizas oncolíticas (Facies CGO y CLo, Figs. 2.4.2 y 2.4.6). El término compuesto por calizas o conglomerados oncolíticos suele ser masivo y presentar gradación inversa. Esta secuencia se formaría en zonas eulitorales coincidiendo con la desembocadura de canales en condiciones agitadas pero no turbulentas.

Otra variación de esta asociación está compuesta por los mismos términos de facies (Fig. 2.4.9B) pero el término basal de facies de calizas masivas (CLm) presenta una geometría lenticular de extensión lateral más reducida, unos 20 m aproximadamente. Sobre este cuerpo se apoyan mediante una superficie neta y ligeramente erosiva conglomerados oncolíticos con estratificación cruzada y gradación positiva que pasan a

calizas oncolíticas tableadas. En este caso se trataría del arrasamiento de depósitos de relleno de una charca por la entrada de una canal oncolítico en etapas de intensa avenida.

Lóbulos arenosos en eulitorales lacustres

Se ha reconocido una única asociación de este tipo en el área de estudio (Sector Central, Secuencia del Pocillo del Pozuelo). Se trata de cuerpos de arenas masivas o con estratificación cruzada de surco de pequeña escala que se disponen en *sets* centimétricos que llegan a tener hasta 1,5 o 2 m de potencia y que se disponen sobre facies de calcarenitas bioclásticas con intraclastos masivas o lajosas (Facies Cb2, Fig. 2.4.5) (Fig. 2.4.9C). Las condiciones de afloramiento no permiten, en principio, establecer con claridad si los cuerpos arenosos corresponden al relleno de canales que desembocan en áreas lacustres o se trata de la entrada de lóbulos no canalizados. Sin embargo, la presencia de *sets* arenosos con gradación inversa indica como más probable la segunda posibilidad, ya que los mecanismos que dan lugar a la gradación negativa en secuencias formadas por *megaripples* y dunas arenosas que migran por el fondo canales es explicable en contextos de canales de gran envergadura, no siendo este el caso en el que nos encontramos, ya que en caso de tratarse de rellenos de canal estos serían de dimensiones reducidas, por lo que finalmente se han interpretado como pequeños lóbulos no canalizados que entran en las zonas eulitorales agitadas de cuerpos de agua lacustres someros, en momentos de avenidas muy intensas (Cabrera *et al.*, 1985).

Microdeltas

La formación de pequeños lóbulos deltaicos cuyo espesor no supera los 0,5 m se reconoce en la presencia de niveles de calcarenitas arenosas e intraclásticas (Facies CAi2s, Fig. 2.4.4) que presentan estratificación sigmoidal en las que las láminas de los *sets* quedan definidas por la acumulación de granos de cuarzo y feldespato en general de tamaño

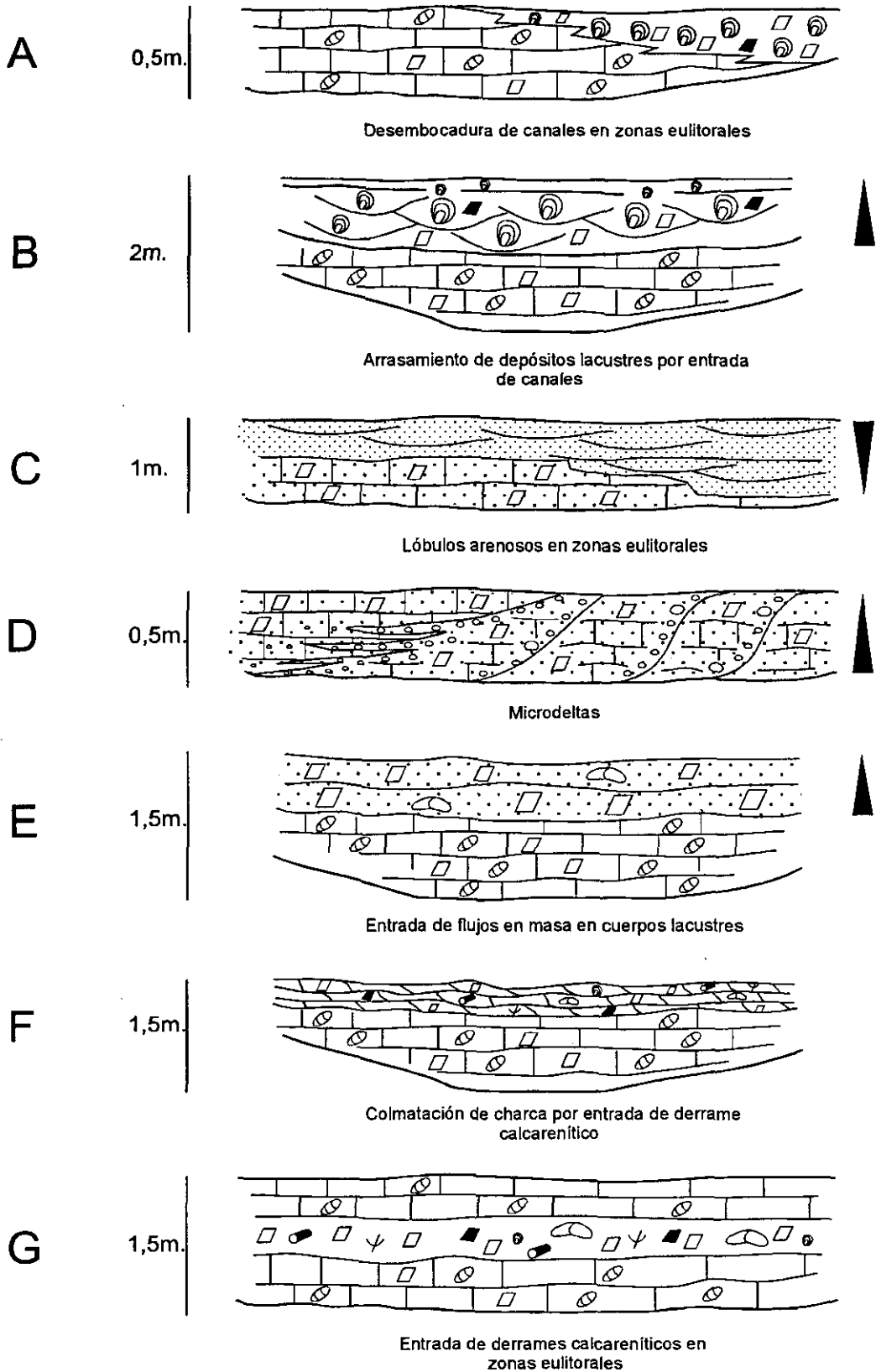


Fig. 2.4.9. Asociaciones de facies reconocidas en el dominio mixto o de interacción entre el dominio aluvial y el dominio palustre-lacustre.

muy grueso incluso microconglomerático (Fig. 2.4.9D, Lámina II.3 y 4). La inclinación de estas láminas oscila entre los 30° y los 45°. Lateralmente deja de reconocerse la

estratificación sigmoidal y los niveles de granos de cuarzo se distribuyen de forma más irregular en la matriz carbonática, en general formando niveles de concentración subparalelos, o bien dispersos (Lámina II.5).

El sedimento que entra en el cuerpo de agua lacustre podría ser mayoritariamente siliciclástico o bien contener abundantes intraclastos y otros granos carbonáticos (cantos negros, bioclastos y fragmentos de oncolitos) de pequeños tamaño que se reconocen en el análisis microscópico de estas facies.

El transporte del material siliciclástico pudo tener lugar en canales muy someros y de bajo gradiente y cuya escasa competencia llevó al derrame de la carga tractiva en la llanura, que finalmente entraría en cuerpos de agua lacustres, charcas y pequeñas lagunas, de manera idéntica al caso del tipo de secuencias descritas como lóbulos arenosos en eulitorales lacustres. Los granos calcáreos que se reconocen junto al sedimento siliciclástico podrían formar parte del material transportado en el mismo canal y finalmente derramado, o igualmente podrían haberse formado en las zonas eulitorales altas y supralitorales en las que descargarían las corrientes tractivas no canalizadas que transportan el material terrígeno. Durante la descarga se produciría la erosión y el retrabajamiento de los sedimentos supra y eulitorales.

El escaso espesor del conjunto indica que la lámina de agua en la que entrarían las descargas sería muy somera. No se ha observado el paso lateral de estas facies a depósitos lacustres netos, tales como facies de calizas masivas biomicríticas (CLm) o facies de calcarenitas bioclásticas de tipo 2

(Cb2) como en el caso anterior, por lo que cabría interpretar también estos depósitos como descargas de derrames en canales. Sin embargo, el desarrollo de estratificación sigmoidal requiere la existencia de un cuerpo de aguas estancadas y difícilmente podría formarse a partir de la entrada en un canal en que el sedimento sería redistribuido rápidamente en el seno de la carga del canal, por lo que esta interpretación ha sido descartada.

Depósitos de este tipo han sido descritos por Cabrera *et al.* (1985), Arribas (1986), Gómez Fernández (1988) y Gierlowski-Kordesch *et al.* (1991) que las interpretan de forma análoga.

Entrada de flujos en masa en cuerpos de agua lacustres

Se ha podido reconocer también una asociación compuesta por un término basal de facies de calizas masivas biomicríticas (CLm) sobre el que se apoyan por medio de una superficie neta y ligeramente erosiva facies de conglomerados calcáreos arenosos matriz-sostenidos compuestos, fundamentalmente, por intraclastos subredondeados (Facies CGAi4, Fig. 2.4.2) muy mal seleccionados y de hasta 20 cm de tamaño que flotan en una matriz calcarenítica formada por terrígenos, intraclastos y cantos negros con escasa proporción de fango (Fig. 2.4.9E, Lámina II.1). Se disponen en paquetes tabulares de unos 15 cm de espesor que en conjunto son

LAMINA II

Dominio mixto

1. Depósito de brechas calcáreas arenosas con matriz calcarenítica sobre facies de calizas biomicríticas masivas con carófitas. Corresponde a la entrada de un flujo en masa en una charca.
2. Nivel tabular de calcarenitas arenosas tableadas sobre facies de calizas biomicríticas masivas con carófitas, en un cuerpo con geometría lenticular laxa. La asociación se debe a la entrada de un derrame calcarenítico en una charca.
3. Calcarenitas arenosas e intraclásticas con estratificación sigmoidal resaltada por la acumulación de granos de cuarzo. Corresponden con el desarrollo de pequeños deltas en los márgenes de cuerpos de agua lacustres muy someros y de reducidas dimensiones.
4. Detalle al microscopio de las facies de calcarenitas arenosas observables en la fotografía anterior. Nótese la presencia de fragmentos cuarzo, feldespato, cantos calcáreos e intraclastos.
5. Calcarenitas arenosas e intraclásticas resultantes de la entrada de derrames de composición siliciclástica en una charca.

Lámina II

1



2



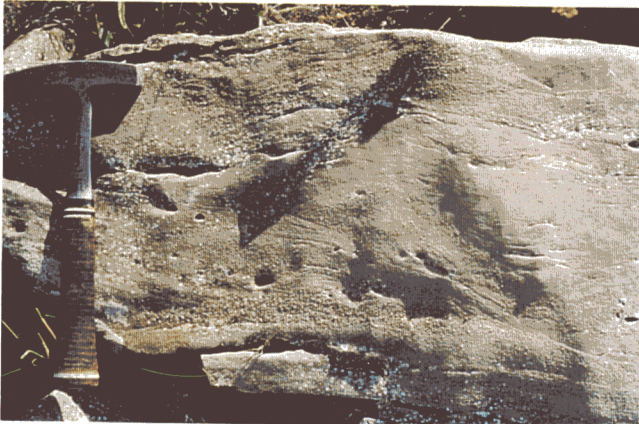
3



4



5



granodecrecientes. Estas facies son interpretables como depósitos de *debris flows* de flujos hiperconcentrados de tipo *slurry* (Pierson, 1981).

El conjunto correspondería a la entrada de sucesivos flujos en masa en el cuerpo de agua lacustre en momentos de intensas avenidas.

Entrada de derrames calcareníticos en cuerpos de agua lacustres

El último tipo de asociación reconocida, correspondiente al cinturón de interacción del dominio lacustre y el dominio aluvial, tiene aproximadamente 1 m de espesor y consta de dos términos: un término basal compuesto por facies de calizas masivas biomicríticas con carófitas y ostrácodos (CLm) y un término superior que no suele superar los 20 cm de espesor y que está formado por calcarenitas lajosas y en algunas ocasiones limosas (Fig. 2.4.9F, Lámina II.2), de composición variable (Fig. 2.4.4 y 2.4.5): calcarenitas arenosas intraclásticas lajosas (CAi6l), calcarenitas oncolíticas e intraclásticas de tipo 2 (Coi2) y calcarenitas intraclásticas y bioclásticas (Cib).

Esta asociación se reconoce en cuerpos con geometría lenticular laxa que corresponden al relleno de pequeñas charcas de la llanura de inundación en las que entran derrames no canalizados calcareníticos, exclusivamente calcáreos, arenosos o limosos, en momentos de avenidas. El material calcarenítico procedería del derrame de canales por pérdida de competencia en los tramos próximos a las zonas encharcadas.

Una variante de este tipo de secuencias, que también se han interpretado como entrada de derrames calcareníticos en cuerpos de agua lacustres, es la formada por la alternancia de calizas masivas de carófitas en cuerpos tabulares (Facies CLm) y calcarenitas o calcarenitas arenosas de composición variable que suelen contener oncolitos, intraclastos, cantos negros y fragmentos de colonias laminares estromatolíticas de algas cianofíceas (Fig. 2.4.9G).

2.4.2.3 Dominio palustre-lacustre

Charcas y lagunas

Se han reconocido varios tipos de secuencias y asociaciones de facies que representan la sedimentación en charcas y lagunas. En su mayoría se presentan como secuencias de somerización lacustre-palustres, ya que suelen mostrar como característica común el desarrollo de diversos procesos diagenéticos tempranos y la sobreimposición de rasgos edáficos al techo de las mismas, debido a la exposición subaérea y consiguiente sometimiento a condiciones palustres tras la colmatación del cuerpo de agua lacustre. El análisis de los términos de facies lacustres no modificados es el que permite distinguirlas entre sí.

Secuencias de instalación y relleno de charcas en la llanura de inundación.

Las charcas desarrolladas en la llanura de inundación fueron cuerpos lacustres de reducidas dimensiones y escasa profundidad. Su relleno suele ser muy homogéneo y en el caso más simple están representadas por niveles lenticulares laxos englobados en las facies lutíticas de la llanura de inundación (Lámina III.1), con extensiones laterales que oscilan entre los 10 y los 200 m y espesores de 0,5 a 1,5 m compuestos por un término basal de margas grises (Facies LMg, Fig. 2.4.3), un término intermedio al que corresponde la mayor parte del espesor de la secuencia y que está formado por facies de calizas masivas biomicríticas con carófitas y ostrácodos (Facies CLm, Fig. 2.4.6) y al techo un término compuesto por una o varias de las siguientes facies: calizas con estructuras prismáticas verticales (CLp), calizas brechificadas (CLb), calizas nodulizadas (CLn) o calizas marmorizadas (CLmz) (Fig. 2.4.6).

El término formado por margas grises suele pasar gradualmente a las facies de calizas masivas (Fig. 2.4.10A), observándose en ocasiones un término intermedio de calizas margosas oscuras con restos vegetales y

materia orgánica indiferenciada, o bien por lutitas grises con alto contenido en carbonato sobre las que se disponen mediante un contacto neto las calizas masivas biomicríticas.

El encharcamiento o estancamiento de agua sobre áreas deprimidas de la llanura lutítica conlleva el retrabajamiento de las lutitas, que ya se encontraban en la propia llanura o que proceden de la decantación de la carga en suspensión si el encharcamiento inicial se produce coincidiendo con una avenida importante en la llanura. Estas lutitas adquieren los colores grises que presentan al pasar de las condiciones subaéreas oxidantes que les confieren su típico color rojizo a condiciones reductoras, al mismo tiempo que los primeros carbonatos producidos bajo la lámina de agua se mezclan con las arcillas conformando las margas grises que finalmente se observan. En poco tiempo, al

aumentar la lámina de agua y en ausencia de material arcilloso, pasa a predominar totalmente el sedimento carbonático puro que caracteriza el ambiente lacustre.

En el caso del paso gradual con presencia de un término intermedio de calizas margosas ricas en restos vegetales y materia orgánica, Arribas *et al.* (1990) proponen que el primer término de margas grises se produciría en la primera etapa de encharcamiento bajo una lámina muy delgada de agua. Si el agua se estanca y no aumenta la lámina de agua, el avance la vegetación palustre puede dar lugar a la acumulación de materia orgánica *in situ* en condiciones reductoras, estando esta etapa representada por el término de margas grises y negras ricas en materia orgánica. Finalmente un aumento de la subsidencia provocaría la profundización o el aumento de la lámina de agua comenzando en este momento la producción masiva de

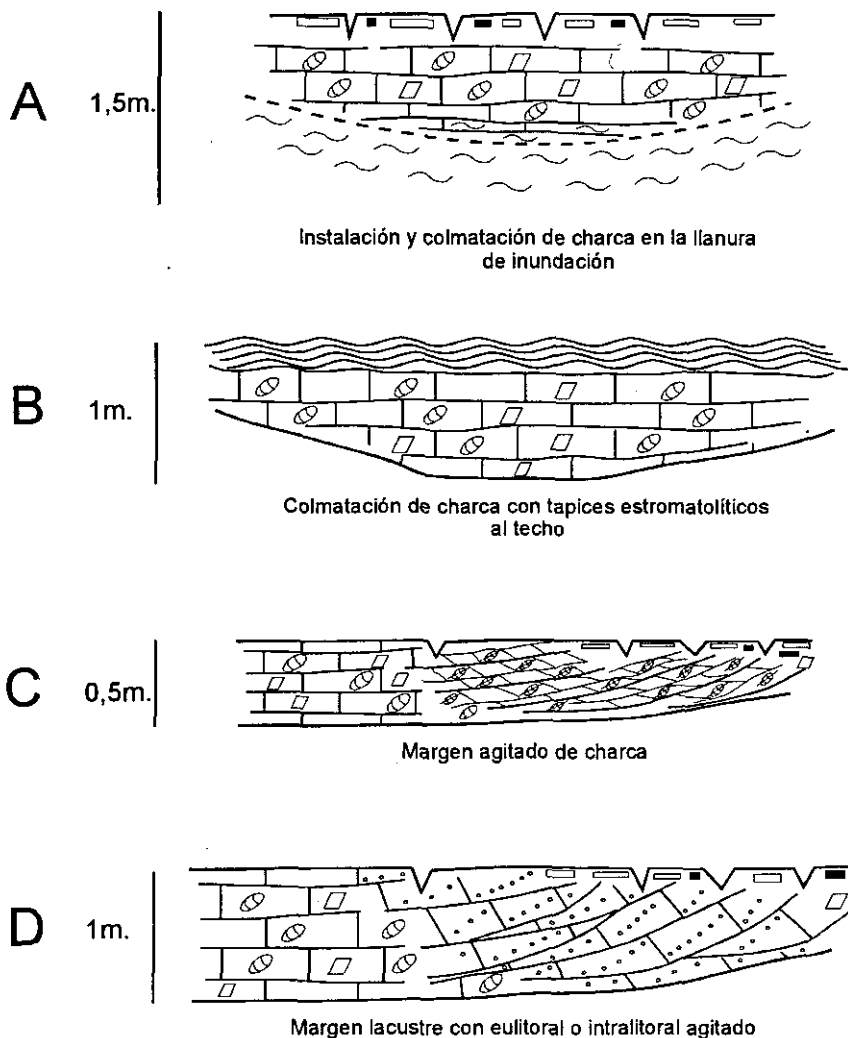


Fig. 2.4.10. Asociaciones de facies y secuencias identificadas en el ambiente lacustre.

carbonatos y el desarrollo de las facies lacustres propiamente dichas.

Este tipo de secuencias son poco abundantes en el área de estudio. En la mayoría de los casos las secuencias de instalación y colmatación de charcas están compuestas por un término basal de lutitas margosas o margas grises al que sucede un término de facies de calizas masivas (CLm).

Las facies de calizas masivas biomicríticas con carófitas y ostrácodos (CLm; Lámina III.2) constituyen la mayor parte del relleno de la charca y en algunas ocasiones la totalidad. Este tipo de depósitos reflejan un ambiente poco agitado, muy somero, iluminado y bien oxigenado. Es notable la escasez de depósitos clásticos, exceptuando los intraclastos, que se observa en estos rellenos. Probablemente, la zona supralitoral estuvo formada por un cinturón palustre vegetado de tipo *marsh* o *swamp* y que actuó como pantalla frente a la entrada de clásticos. La homogeneidad del relleno indica que la morfometría de este tipo de cuerpos de agua no permitió el desarrollo de una zonación ambiental interna que habría quedado reflejada en la sucesión lateral y vertical de varios cinturones de facies.

Las facies que constituyen el techo de la secuencia son facies palustres. Como ya se acaba de mencionar esos cuerpos de agua lacustres suelen estar franjeados por cinturones palustres que pueden presentar extensiones muy variables y que corresponden al subambiente supralitoral. Este cinturón palustre progresa e invade la extensión completa previamente ocupada por el cuerpo de agua una vez que éste ha sido colmatado, dando lugar al desarrollo del último término de la secuencia.

En algunos casos, al techo de la secuencia se reconoce un nivel delgado de calizas estromatolíticas (Facies CLe, Fig. 2.4.6; Fig. 2.4.10B) que reflejaría el recubrimiento de la superficie en la última etapa del relleno de la charca por tapices algales bajo una delgada lámina de agua. En estos casos no se suele observar gran abundancia de rasgos edáficos y signos del

desarrollo de procesos diagenéticos tempranos sobreimpuestos, exceptuando algunas huellas de bioturbación de raíces. No necesariamente este dato implica una relación genética, puede que simplemente estos delgados tapices hayan sido destruidos en todos aquellos casos en que el tiempo de exposición subaérea y el sometimiento a los procesos edáficos del techo de las secuencias fue prolongado.

Secuencias de somerización de margen lacustre con eulitoral o intralitoral agitado

Se reconocen dos secuencias diferentes de este tipo. El significado de ambas es, en términos ambientales, parecido, aunque se producen en cuerpos de agua lacustres con estructuración interna y morfometría diferentes.

El primer tipo son secuencias de somerización de charcas instaladas en la llanura de inundación en las que intercalados con facies de calizas masivas biomicríticas con carófitas y ostrácodos (CLm) y hacia el techo de las secuencias, aparecen niveles de calcarenitas bioclásticas (Facies Cb2, Fig. 2.4.5) que se abren en lajas de 0,5 a 2 cm de grosor y que se caracterizan por contener una gran cantidad de fragmentos de talos de carófitas conformando *packstones* y *grainstones* (Fig. 2.4.10C, Lámina III.3 y 4). La lajosidad puede deberse a estratificación cruzada de pequeña escala mal conservada.

Estas acumulaciones bioclásticas se formarían en zonas litorales en condiciones agitadas en las que se produce tracción y redistribución de los restos esqueléticos bajo una delgada lámina de agua.

En algunos casos este tipo de secuencias aparecen asociadas a depósitos del dominio mixto, es decir, lateralmente se relacionan con derrames arenosos o calcareníticos que entran en los litorales de cuerpos lacustres durante las etapas de avenida. Estas etapas podrían estar ligadas a tormentas estacionales durante las que tanto el viento como las corrientes externas que entran en las charcas producirían la agitación,

retrabajamiento y removilización del sedimento litoral y los restos esqueléticos acumulados en el mismo.

El segundo tipo (Fig. 2.4.10D) está formado por la alternancia de facies de calizas masivas biomicríticas (CLm) y facies de calizas bioclásticas con estratificación cruzada (CLt). Las facies CLm corresponderían a la sedimentación carbonática típica de áreas lacustres. Las facies CLt son calizas bioclásticas con estratificación cruzada, en la que las láminas de los *sets* están formadas por talos de carófitas alineados. Estas facies suelen disponerse en cuerpos de forma tabular o lenticular con bases planas y techos ligeramente convexos que no suelen superar 0,5 m de espesor y que al techo se abren en lajas de 0,5 a 1 cm de espesor que pueden deberse a estratificación de ripples.

Se interpreta que las facies de calizas bioclásticas con estratificación cruzada (CLt) corresponderían a pequeñas barras o dunas desarrolladas en ambientes litorales, eulitorales o intralitorales, ya que raramente muestran bioturbación por huellas de raíces o cualquier otro rasgo edáfico sobreimpuesto.

Estas secuencias nunca se observan en los cuerpos lenticulares intercalados entre las lutitas de la llanura de inundación e interpretados como charcas, sino que aparecen como cuerpos tabulares lateralmente muy continuos por lo que se considera que pudieron formarse en cuerpos lacustres de mayor envergadura, probablemente en pequeñas lagunas someras.

Las facies características del relleno de las charcas y pequeñas lagunas carbonatadas han sido ampliamente descritas en la literatura (Meléndez, 1983; Gómez Fernández, 1988; Arribas, 1982 y 1986; Terlecky, 1974; Murphy y Wilkinson, 1980; Dean, 1981; Picard y High, 1972; Treese y Wilkinson, 1982; Burgis y Morris, 1987; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991), al igual que la mayor parte de las facies lacustres del área de Las Hoyas (Gómez Fernández y Meléndez, 1991; Fregenal Martínez, 1991; Fregenal Martínez y Meléndez, 1993, 1994).

El rasgo más destacable de los que caracterizan la sedimentación en estos ambientes es la producción y acumulación de sedimentos carbonáticos, mayoritariamente carbonato cálcico en forma de calcita baja en magnesio (Dean y Fouch, 1983; Murphy y Wilkinson, 1980; Kelts y Hsü, 1978; Tucker y Wright, 1990).

La génesis del carbonato cálcico en las secuencias lacustres carbonáticas se debe a alguno de los siguientes procesos, o a una combinación de varios de ellos, que han sido ampliamente descritos y discutidos en la literatura sobre carbonatos lacustres (Kelts y Hsü, 1978; Jones y Browser, 1978; Murphy y Wilkinson, 1980; Dean 1981; Dean y Fouch, 1983; Wetzel, 1983; Tucker y Wright, 1990; Talbot y Allen, 1996):

- Acumulación de carbonatos de origen detrítico.

- Acumulación de restos bioclásticos carbonáticos (fitoplancton, carófitas, ostrácodos, moluscos).

- Precipitación directa de carbonatos a partir del agua. Esta precipitación puede ser bioinducida o fisico-química.

- Alteración diagenética de otros minerales carbonatados.

En el caso de este trabajo, se considera que los tres primeros mecanismos son los que participaron, fundamentalmente, en la producción y acumulación de carbonatos.

Los restos de algas carófitas son uno de los principales componentes de las facies de relleno de las áreas lacustres y probablemente fueron uno de los principales agentes de producción bioinducida de carbonatos, al mismo tiempo que sus restos dieron lugar a extensas y potentes acumulaciones bioclásticas. Como consecuencia, las facies de calizas masivas biomicríticas con carófitas, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos (Facies CLm, Fig. 2.4.6) son una de las más frecuentes, si no la más frecuente en todo el área de trabajo.

La naturaleza carbonática de las áreas madre dio lugar también al transporte hacia las áreas de sedimentación de abundantes carbonatos, tanto en forma de detritos

sólidos (recuérdese la presencia frecuente de litoclastos procedentes del sustrato jurásico en los rellenos de canal, ver Apartado 2.2.4.1) como en solución en las aguas kársticas y superficiales que drenan hacia las áreas encharcadas. La entrada de aguas saturadas en carbonato cálcico en cuerpos lacustres cuyas aguas contienen ya una gran cantidad de carbonato cálcico en solución pueden provocar la sobresaturación y precipitación, en este caso, físico-química.

La erosión de las zonas supralitorales y eulitorales durante períodos de bajo nivel del agua lacustre da lugar al retrabajamiento de los sedimentos de estas zonas, que bien pueden ser transportados y pasar a formar parte de los rellenos de canal en forma de intraclastos o cantos negros, o bien incorporarse al relleno de la misma charca o laguna. Es decir, otra parte del total de depósitos carbonáticos procede del retrabajamiento de los sedimentos previos del propio sistema.

Llanuras palustres

El desarrollo de procesos y ambientes palustres ha sido mencionado y, en algunos casos, descrito en apartados previos a éste. Dado que estos procesos ocurren como consecuencia de la exposición subaérea y la edafización del sustrato expuesto, pueden aparecer asociadas a las facies, secuencias características de diversos ambientes del sistema deposicional de llanuras aluviales distales y palustres. En este caso se encuentran:

-El desarrollo de procesos palustres reconocido al techo de las secuencias de somerización y colmatación de charcas y lagunas.

-El desarrollo de procesos palustres sobre los rellenos de canal, que ha sido observado tanto en el área de estudio como en otras zonas de la Serranía de Cuenca en la misma unidad estratigráfica (Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991; Meléndez y Gierlowski-Kordesch, 1995).

-El desarrollo de procesos típicamente palustres y edáficos de gleyficación y marmorización que se observan sobreimpuestos a las lutitas de la llanura de inundación y han sido descritos en el apartado 2.4.2.1.

Aparte de estas apariciones de facies palustres asociadas a otros tipos de facies, ha sido posible reconocer una asociación individualizable y compuesta exclusivamente por facies palustres.

Esta asociación se reconoce en cuerpos tabulares, lateralmente muy extensos que llegan a superar los 250 m, cuyo espesor oscila entre 0,5 y 1,5 m, compuestos por margas marmorizadas (Facies LMmz, Fig. 2.4.2) y facies de calizas intraclásticas brechificadas, nodulizadas y marmorizadas (Facies CLb, CLn y CLmz, Fig. 2.4.6) con estructuras de disyunción prismática vertical (Lámina III.5 y 6). En conjunto presentan un aspecto brechoideo y textura en bloques subangulosos (Retallack, 1988) con coloraciones amarillas, grises y violáceas debidas a marmorización. En detalle es posible reconocer cierta variedad de procesos diagenéticos tempranos que incluyen: disolución, recristalización, esparmicritización, nodulización, marmorización, brechificación, pedogénesis y calcificación. Este conjunto de facies correspondería a lo que Meléndez *et al.* (1989) denominan asociación de facies marmorizadas y a las facies de carbonatos glaebulares amarillos y carbonatos glaebulares variegados descritos por Meléndez y Gierlowski-Kordesch (1995) y que interpretan como los estadios más avanzados de alteración diagenética temprana en áreas palustres. En los diferentes y sucesivos niveles en los que se observa esta asociación se pueden reconocer distintos estadios de evolución de los procesos diagenéticos. Entre los diferentes estadios observados el más temprano estaría representado por la presencia de facies de calizas brechificadas y con disyunción prismática vertical, mientras que las calizas intraclásticas marmorizadas representarían el más avanzado. Las tasas de subsidencia y sedimentación y las condiciones climáticas

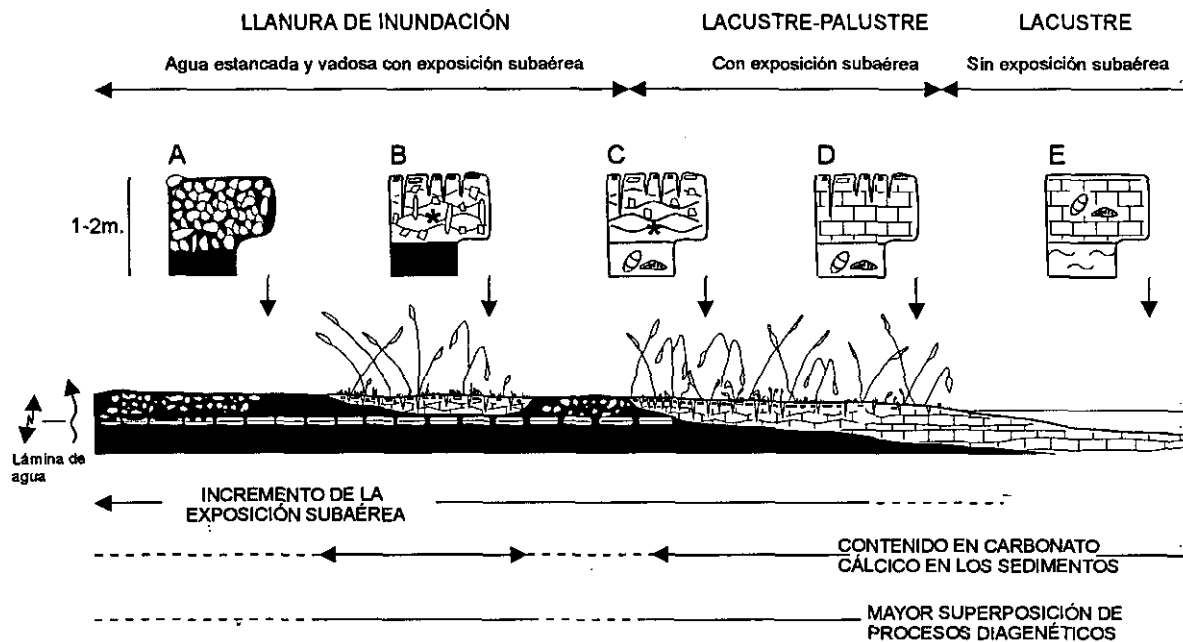


Fig. 2.4.11. Modelo propuesto por Arribas *et al.*, 1989 para la formación de las secuencias de facies palustres reconocidas en la unidad Calizas de La Huérguina en la Serranía de Cuenca y ligadas a la modificación diagenética temprana, durante períodos de exposición subaérea, de sedimentos lacustres y aluviales previos.

A. Secuencias palustres desarrolladas sobre las lutitas de la llanura de inundación que consisten en niveles de nódulos o calizas nodulares englobados en el seno de lutitas marmorizadas.

B. Secuencias palustres formadas a partir de carbonatos de relleno de charcas someras y encharcamientos efímeros en la llanura de inundación que sufren períodos muy prolongados de exposición subaérea.

C. Secuencia lacustre-palustre desarrollada sobre sedimentos lacustres marginales eulitorales a supralitorales que sufren períodos prolongados de exposición subaérea desarrollándose procesos de bioturbación, brechificación, nodulización y marmorización.

D. Secuencia lacustre-palustre desarrollada sobre sedimentos lacustres marginales eulitorales sometidos a períodos cortos de exposición subaérea que sólo permite el desarrollo de bioturbación por huellas de raíces.

E. Secuencias lacustres marginales intralitorales sin modificación por procesos palustres.

regulan el tiempo de exposición y la intensidad de los procesos diagenéticos.

Estas asociaciones se producirían en ambientes de extensas llanuras muy planas, vegetadas, cuya localización y topografía no permitieron el drenaje activo ni la formación profusa de cuerpos de agua lacustres en sentido estricto, es decir charcas y lagunas. Dichas llanuras estarían sometidas a descargas kársticas difusas y discontinuas o a inundaciones superficiales estacionales, de manera que tras las inundaciones el desagüe se produce con gran retardo, y bajo una extensa y delgada lámina de agua se deposita sedimento carbonático en facies típicamente lacustres que luego son intensamente modificadas en condiciones subaéreas y edáficas.

Entre los carbonatos palustres se pueden reconocer también cuerpos lenticulares formados por facies de calizas masivas biomicríticas con carófitas y ostrácodos (CLm), que presentan sobreimposición de procesos diagenéticos al techo y que corresponderían al relleno de las charcas desarrolladas en estas llanuras vegetadas. Estos últimos cuerpos de calizas lacustre-palustres son idénticos a los descritos en el apartado anterior como secuencias de instalación y relleno de charcas.

También se han reconocido en algún caso cuerpos lenticulares de calcarenitas bioclásticas e intraclásticas o calizas oncolíticas que corresponden al relleno de canales que habrían servido como vía de desagüe tras las inundaciones.

Este tipo de áreas serían semejantes a las descritas por Platt y Wright (1992) en las Everglades de Florida, las cuales proponen como equivalente actual para los ambientes de formación de secuencias de depósitos palustres.

Los sedimentos palustres de la Formación La Huérguina en la Serranía de Cuenca han sido estudiados y descritos en numerosas ocasiones anteriores (Meléndez *et al.* 1989; Arribas *et al.*, 1989; Gómez Fernández, 1988; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991 y Meléndez y Gierlowski-Kordesch, 1995), incluyendo parte de los depósitos palustres que se encuentran en el área de estudio de este trabajo, en concreto los de los sectores occidental (Columna del

Arroyo Bonilla) y meridional (Columna de La Cierva).

Arribas *et al.* (1989) desarrollaron un modelo basado en los modelos de Freytet y Plaziat (1982) que permitía explicar los distintos tipos de secuencias palustres observadas en la Serranía. En este modelo se pueden encontrar la mayor parte del espectro de secuencias que contienen facies palustres que han podido ser reconocidas en el ámbito de este estudio, así como su localización ambiental. El modelo ha sido reproducido en la Fig. 2.4.11 como sinopsis gráfica de todo lo expuesto a lo largo de este capítulo, y no sólo en este apartado, sobre ambientes y sedimentos palustres.

LAMINA III

Dominio palustre-lacustre

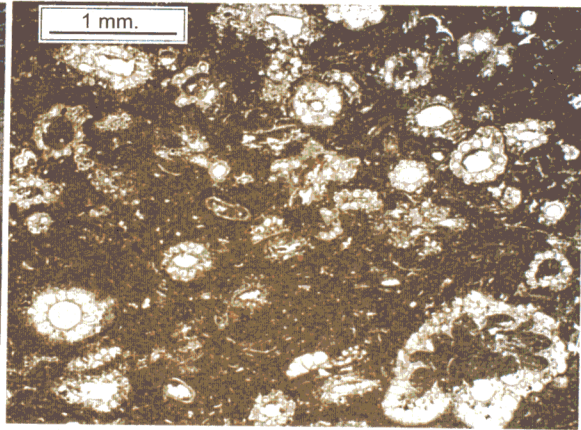
1. Aspecto de campo del relleno de una charca desarrollado en la llanura de inundación. Este relleno está formado por calizas biomicríticas con restos de organismos dulceacuícolas, posteriormente sometidas a procesos edáficos de marmorización que le han conferido su coloración variegada.
2. Facies de calcarenitas bioclásticas lajosas con abundantes restos de carófitas formadas en condiciones agitadas en el margen o ambiente eulitoral de una charca.
3. Detalle al microscopio de las facies observables en la fotografía anterior. Nótese la abundancia de restos de algas carófitas y ostrácodos.
4. Detalle al microscopio de las facies de calizas biomicríticas con abundantes restos de algas carófitas que habitualmente constituyen la mayor parte del relleno de charcas y lagunas.
5. Aspecto de niveles de calizas intraclásticas brechificadas, nodulizadas y marmorizadas, con estructuras de disyunción prismática vertical debidas a bioturbación por raíces. Estas facies resultan de la sedimentación y desarrollo de procesos edáficos en medios de llanuras palustres.
6. Detalle del plano de techo de un nivel de calizas formadas en ambientes de llanuras palustres en el que se observan abundantes huellas de bioturbación por raíces.

Lámina III

1



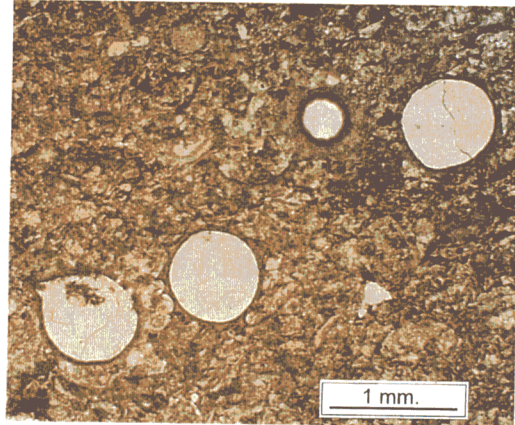
2



3



4



5



6



ABRIR CONTINUACIÓN CAPÍTULO 2

