

Evolución Sedimentaria del Calloviense-Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa)



Tesis Doctoral

Javier Ramajo Cordero

*Área de Estratigrafía, Dpto. Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza, 2006*

Director: Marcos Aurell Cardona

Tesis doctoral
Área de Estratigrafía, Dpto. Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza, 2006

***Evolución Sedimentaria del Calloviense-
Oxfordiense en el Sector Central de la
Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa)***

Memoria presentada para la obtención del título de Doctor en Ciencias Geológicas por Javier Ramajo Cordero, Marzo del 2006.

Dirigida por el Dr. Marcos Aurell Cardona

AGRADECIMIENTOS

Con estas líneas deseo expresar mi agradecimiento a aquellas personas sin cuya ayuda y concurso no habría sido posible la realización de la presente Tesis Doctoral. Así mismo quisiera dejar constancia de mi recuerdo y homenaje a dos personas que ya no están entre nosotros y que han contribuido en los trabajos que culminan con la realización de esta Memoria, dichas personas son mi compañero y amigo Salvador Delgado Cabriada y el Dr. Frances Calvet.

Lo primero es expresar mi más sincero agradecimiento y mi aprecio a mi director el Dr. Marcos Aurell Cardona, sin cuya ayuda, consejos y colaboración no habría sido posible terminar este trabajo, contribuyendo su correcciones a mejorar sustancialmente la calidad del manuscrito original de esta Tesis.

En segundo lugar al Dr. Guillermo Meléndez cuya colaboración, aliento y ayuda han resultado fundamentales tanto en los aspectos Bioestratigráficos como en la Paleogeografía del Calloviense y Oxfordiense y especialmente en el estudio e interpretación de la Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío.

Los trabajos de Campo para la realización de la Tesis Doctoral se han desarrollado siempre una estrecha colaboración con él y el resto de los miembros del equipo de Jurásico del Área de Paleontología. Especialmente con la Dra .Julia Bello compañera y amiga con la cual he compartido horas de Campo y discusiones durante la realización de nuestras respectivas Tesis. Con la Dr. Graciela Delvene cuyo trabajo sobre los Bivalvos del intervalo Calloviense-Oxfordiense y su colaboración han resultado también fundamentales. Con Isabel Pérez-Urresti cuya ayuda tanto en el trabajo de campo como en la Bioestratigrafía del intervalo Oxfordiense-Kimmeridgiense, ha resultado sumamente importante. Sin olvidar las ayuda con los materiales del Bathoniense-Calloviense para lo que se ha contado con la colaboración del Dr. Kevin-Page.

A mis “jefes” del IGME, Dn. Antonio (Toni) Barnolas y al Dr. Alejandro Robador sin cuyo apoyo no habría sido posible el terminar la Tesis. Especialmente la colaboración e información facilitada por el Dr. Alejandro Robador que ha permitido mejorar el capítulo de variaciones del nivel del mar de esta Tesis. Así mismo a los miembros del área de Geología y de la oficina de Zaragoza del IGME con los que he compartido horas de trabajo y de asueto aprendiendo siempre.

Al Dr. Andrés Gil por su amistad y su colaboración a la hora de abordar la geología y la estratigrafía de los materiales del Somontano del Moncayo.

A la Dra. Beatriz Bádenas por sus sugerencias y la bibliografía facilitada que me ha sido de gran ayuda a la hora de describir las facies de montículos de esponjas y el Kimmeridgiense.

Al Dr. Matías Reolid por facilitarme sus publicaciones y su Tesis, que me han sido de gran ayuda a la hora de abordar el estudio de las facies de Calizas con Esponjas.

A Víctor Arqued y Teresa Carceller de la CHE por facilitarme los datos de los Sondeos de Moneva y Aladrén realizados por dicho organismo.

A Juanjo Cepría y a la Dra. Gemma Cepría, al primero por ser mi compañero y haberme realizado los Análisis de DRX y a la segunda por avenirse a probar la técnica de la Voltaramperimetría con los ooides ferruginosos.

A mis compañeros de café que han contribuido a hacer más llevadero este último año el Dr. Carlos Galé, Gemma, Marta, Belén y José Pedro.

A Oscar Pueyo gran geólogo y persona que ha realizado la foto que ilustra la portada.

Este capítulo de agradecimientos quedaría cojo sin no expresara aquí los miembros del área de Estratigrafía mi agradecimiento por la ayuda y acogida prestada durante el largo periodo de realización de esta Tesis los Doctores Joaquín Villena, Gonzalo Pardo, Alfonso Meléndez, Antonio Pérez, Arsenio Muñoz, Ángel González y las Doctoras Concha Arenas, Ana Rosa Soria, Arantxa Luzón y Concha Gonzalvo. Sin olvidar a mis compañeros becarios y precarios de esta misma área y a los que han estado en ella estos años, especialmente a Marta, Javier Pérez y Javier Ipas con los que he compartido esta última temporada y que pronto serán Doctores; así como a Ana Pila que ya es Dra. Juanjo, Sara, Pili, Anacris, Ana, Santi, Pedro y Romeo.

Así mismo agradecer con estas líneas, ya que sería muy prolija su enumeración, el buen trato que siempre me han dispensado mis compañeros Profesores, becarios y precarios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

Agradecer también la colaboración los miembros del PAS y de los diferentes Servicios de la Universidad de Zaragoza (Preparación de Rocas, Biblioteca, Secretaria del Departamento, Microscopía electrónica, Publicaciones) en los diferentes trabajos que han desembocado en la realización de esta Memoria.

A David por ser mis amigo y alentarme para que leyera esta Tesis de una puñetera vez.

Por último agradecer y dedicar esta tesis a mi familia a mis padres Casto y Valentina, mis hermanos José Luís y Tina, que me han soportado y alentado durante el largo tiempo de realización y elaboración de la Tesis. Así como a esa persona especial que esta siempre en mi corazón y que ha servido de musa e inspiración para mi este tiempo, Loly.

ÍNDICE.

I-INTRODUCCIÓN

Capitulo 1. Introducción.	3
1.1. OBJETIVOS Y JUSTIFICACIÓN	4
1.2. MARCO GEOGRÁFICO	5
1.3. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL	5
1.4. EL JURÁSICO DE LA CORDILLERA IBÉRICA.	6
1.5. MARCO PALEOGEOGRÁFICO.	11
1.6. ANTECEDENTES.	12
1.7. METODOLOGÍA	16
1.7.1 TRABAJOS PREVIOS	16
1.7.2 TRABAJOS DE CAMPO	16
1.7.3. ESTUDIOS DE LABORATORIO	17
CÁTODOLUMINISCENCIA	17
ANÁLISIS DE RAYOS X	19
MICROSCOPIO ELECTRÓNICO, (SEM Y SEM-EDX)	19
VOLTARAMPERIMETRÍA DE MICROPARTÍCULAS INMOVILIZADAS	20
1.7.4. TRABAJOS DE GABINETE	21
Capitulo 2. Unidades Litoestratigráficas y Bioestratigrafía	23
2.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	25
2.1.1. INTRODUCCIÓN.	25
2.1.2 FM. CHELVA	27
CAPA DE OOLITOS FERRUGINOSOS DE ARROYOFRÍO.	30
2.1.3 FORMACIÓN ÁGREDA.	32
2.1.4 FORMACIÓN YÁTOVA	33
2.1.5 LA FORMACIÓN ALDEALPOZO	36
MIEMBRO ARENISCAS Y MICROCONGLOMERADOS	
DEL MONASTERIO DE VERUELA	38
2.1.6 FORMACIÓN SOT DE CHERA	39
MIEMBRO DE MARGAS Y CALIZAS LIMOSAS	
DE TALAMANTES	41
2.2. BIOESTRATIGRAFÍA	42
2.2.1 BATHONIENSE.	42
2.2.2 CALLOVIENSE.	43
2.2.3 OXFORDIENSE.	44
LÁMINA 2.1	47

II-ESTRATIGRAFÍA

INTRODUCCIÓN	51
--------------	----

Capitulo 3. Estratigrafía del Sector de la Sierra Del Moncayo-Valle del Jalón.	53
3.1. SITUACIÓN	55
3.2. ANTECEDENTES.	55
3.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES.	56
3.3.1. MONASTERIO DE VERUELA.	56
3.3.2 TALAMANTES	66
3.3.3. RICLA. Ri. .	71
3.3.4. RICLA. Ri.7	76
3.3.5. CALATORAO	81
3.6.6. MORATA DEL JALÓN	84

<i>LÁMINA 3.1</i>	89
<i>LÁMINA 3.2</i>	91
Capítulo 4. Estratigrafía del Sector Campo de Cariñena-Valle del Río Huerva	93
4.1. SITUACIÓN	95
4.2. ANTECEDENTES.	95
4.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES.	96
4.3.1. <i>ALADRÉN</i>	96
4.3.2. <i>TOSOS</i>	100
4.3.3. <i>AGUILÓN.</i>	108
4.3.4. <i>BELCHITE</i>	112
4.3.5. <i>MACIZO DEL VENTOLANO</i>	115
<i>LÁMINA 4.1</i>	119
Capítulo 5. Estratigrafía del Sector De La Sierra de Arcos	121
5.1 SITUACIÓN	123
5.2. ANTECEDENTES.	123
5.3 DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES.	124
5.3.1. <i>BARRANCO DE PEÑISQUERA:</i>	124
5.3.2. <i>MOYUELA.</i>	127
5.3.3. <i>MONEVA.</i>	130
5.3.4. <i>SONDEO DE MONEVA</i>	133
5.3.5. <i>SONDEO DE ALACÓN</i>	135
5.3.6. <i>VENTAS DE SAN PEDRO (ARIÑO)</i>	138
5.3.7. <i>BARRANCO DE LAS ESTACAS</i>	141
5.3.8. <i>TÍA CHULA (OLIETE)</i>	145
5.3.9. <i>BARRANCO DEL MORO</i>	147
5.3.10. <i>ANDORRA</i>	149
<i>LÁMINA 5.1</i>	155
<i>LÁMINA 5.2</i>	157
<i>LÁMINA 5.3</i>	159
Capítulo 6. Estratigrafía del Sector Calanda-Río Guadalupe	163
6.1. SITUACIÓN	165
6.2. ANTECEDENTES.	165
6.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES.	166
6.3.1. <i>FOZ CALANDA:</i>	166
6.3.2. <i>CALANDA-TÚNEL.</i>	168
6.3.3. <i>MÁS DE LAS MATAS</i>	170
6.3.4. <i>CAÑADA DE VERICH</i>	172
6.3.5. <i>BARRANCO DE LA CEROLLERA</i>	169
6.3.6. <i>RÁFALES</i>	177
<i>LÁMINA 6.1</i>	181
Capítulo 7. Estratigrafía del Sector Del Maestrazgo Septentrional	183

7.1. SITUACIÓN	185
7.2. ANTECEDENTES.	185
7.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES	185
7.3.1. OBÓN..1	185
7.3.2. OBÓN..2	187
7.3.3. TORRE DE LAS ARCAS	188
7.3.4. EJULVE	190
7.3.5. EMBALSE DE GALLIPÜEN (ALCORISA)	192
7.3.5. ALTO DEL CABALLO	194
 LÁMINA 7.1	 197

III-ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Capitulo 8. Análisis sedimentológico del Intervalo Bathoniense superior-Calloviense superior	199
8.1. INTRODUCCIÓN	201
8.2. ANÁLISIS DE FACIES	204
8.2.1. CALIZAS OOLÍTICAS (FACIES A)	205
8.2.2. CALIZAS PELOIDALES CON BIOCLASTOS (FACIES B)	205
8.2.3. CALIZAS BIOCLÁSTICAS (FACIES C)	207
8.2.4. CALIZAS PELOIDALES Y BIOCLÁSTICAS CON CUARZO (FACIES D)	211
8.2.5. FACIES DOLOMITIZADAS (FACIES E)	213
8.2.5. CALIZAS PACKSTONE BIOCLÁSTICAS (FACIES F)	214
8.2.6. CALIZAS CON OOIDES FERRUGINOSOS O FOSFÁTICOS (FACIES G)	215
LOS OOIDES FERRUGINOSOS BATHONIENSES	216
LOS OOIDES FERRUGINOSOS CALLOVIENSES	218
CARACTERÍSTICAS GENERALES	218
LA NATURALEZA DE LOS OOIDES FERRUGINOSOS	219
SUBFACIES	223
GÉNESIS	224
DIAGÉNESIS	229
MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LOS OOIDES CALLOVIENSES	230
8.3. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DEL BATHONIENSE MEDIO-SUPERIOR	232
8.3. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DE LA SECUENCIA CALLOVIENSE	234
1) BIOZONA BULLATUS (ETAPA DE TRANGRESIÓN GENERALIZADA)	234
2) BIOZONAS GRACILIS-ANCEPS (FIN DE LA TRANGRESION E INICIO DE LA REGRESION)	237
3) BIOZONAS CORONATUM-ATHLETA (ETAPA DE REGRESIÓN GENERALIZADA)	240
 LÁMINA 8.1	 243
LÁMINA 8.2	245
LÁMINA 8.3	247
LÁMINA 8.4	249
LÁMINA 8.5	251
 Capitulo 9. Análisis sedimentológico del Intervalo Calloviense superior-Oxfordiense medio	 253
9.1. INTRODUCCIÓN	255
9.2. LA SUPERFICIE DE DISCONTINUIDAD DEL LÍMITE CALLOVIENSE-OXFORDIENSE	255
9.2.1. DESCRIPCIÓN	255

9.2.2 GENÉISIS DE LA SUPERFICIE DE DISCONTINUIDAD	265
9.3. LAS SUPERFICIES DE DISCONTINUIDAD INTERMEDIAS	268
9.3.1. DESCRIPCIÓN	268
9.3.2 INTERPRETACIÓN	269
9.4. LOS CRECIMIENTOS ESTROMATOLÍTICOS	270
9.3.1. DESCRIPCIÓN	270
9.3.2 INTERPRETACIÓN	272
9.5. ANÁLISIS DE FACIES	273
9.5.1. INTRODUCCIÓN	273
9.5.2. CALIZAS CON OOIDES FERRUGINOSOS (FACIES H)	273
SUBFACIES	279
9.5.3. INTERPRETACIÓN	281
9.5.4. CALIZAS MUDSTONES A WACKESTONE BIOCLÁSTICOS (FACIES I)	284
9.6. MODELO DE SEDIMENTACIÓN	288
9.6.1. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DURANTE EL OXFORDIENSE INFERIOR (BIOZONA CORDATUM)	289
9.6.2. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DURANTE EL OXFORDIENSE MEDIO (BIOZONA PLICATILIS)	294
LÁMINA 9.1	297
LÁMINA 9.2	299
LÁMINA 9.3	301
LÁMINA 9.4	303
LÁMINA 9.5	305
LÁMINA 9.6	307
LÁMINA 9.7	309
LÁMINA 9.8.	311
Capitulo 10. Análisis sedimentológico del Intervalo Oxfordiense medio -Kimmeridgiense inferior	313
10.1. INTRODUCCIÓN	315
10.2. ANÁLISIS DE FACIES	317
10.2.1 CALIZAS CON ESPONJAS Y BIOCLASTOS (FACIES. J)	317
10.2.2 CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y ONCOLÍTICAS CON ESPONJAS Y PELOIDES FERRUGINIZADOS (FACIES K)	328
10.2.3. CALIZAS PELOIDALES CON GLAUCONITA (FACIES L)	331
10.2.4. ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS LIMOSAS (FACIES M)	334
10.3.5. FACIES SILICICLÁSTICAS (FACIES N)	336
10.3. MODELO DE SEDIMENTACIÓN	340
10.3.1. BIOZONA TRASVERSARIUM (ETAPA DE TRANSGRESIÓN GENERALIZAD).	340
2) BIOZONAS BIFURCATUS-HYPSELUM (FIN DE LA TRANSGRESIÓN E INICIO DE LA REGRESIÓN)	343
3) BIOZONAS BIMMAMATUM-HAUFFIANUM-PLANULA (ETAPA DE REGRESIÓN GENERALIZADA)	346
LÁMINA 10.1	351
LÁMINA 10.2	353
LÁMINA 10.3	355
LÁMINA 10.4	357
IV-DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	
Capitulo 11. Estratigrafía Secuencial	359

11.1. INTRODUCCIÓN	361
11.2. LA SECUENCIA CALLOVIENSE	361
11.2.1. INTRODUCCIÓN	361
11.2.2. <i>EL LÍMITE INFERIOR, LA DISCONTINUIDAD BATHONIENSE-CALLOVIENSE</i>	361
11.2.3. <i>HEMICICLO TRANSGRESIVO</i>	361
11.2.4. <i>HEMICICLO REGRESIVO</i>	363
11.2.5. <i>EL LÍMITE SUPERIOR, LA DISCONTINUIDAD CALLOVIENSE-OXFORDIENSE</i>	364
11.2.6. <i>CICLOS DE ORDEN MAYOR</i>	365
11.3. LA SECUENCIA OXFORDIENSE	367
11.3.1. INTRODUCCIÓN	367
11.3.2. <i>HEMICICLO TRNASGRESIVO</i>	369
11.3.3. <i>HEMICICLO REGRESIVO</i>	370
11.3.4. <i>EL LÍMITE SUPERIOR, LA DISCONTINUIDAD OXFORDIENSE-KIMMERIDGIENSE</i>	371
11.3.5. <i>CICLOS DE ORDEN MAYOR</i>	372
11.4. LA CURVA DE VARIACIONES EUSTÁTICAS PARA EL CALLOVIENSE-OXFORDIENSE	375
11.5. DISCUSIÓN	398
Capítulo 12. Conclusiones	385
V-REFERENCIAS	
Bibliografía	391

I-INTRODUCCIÓN

Capítulo 1. Introducción

1.1. OBJETIVOS Y JUSTIFICACIÓN

La presente Tesis Doctoral muestra los resultados del análisis estratigráfico y sedimentológico realizado en las unidades del Calloviense y Oxfordiense que afloran en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica Central. Para ello se ha planteado alcanzar una serie de objetivos, que son:

1. Una revisión estratigráfica, con el estudio de las sucesiones litológicas correspondientes al Calloviense-Oxfordiense en distintos afloramientos. Los materiales estudiados pertenecen la Formación Calizas de Chelva, la Fm. “Calizas arenosas de Agreda”, la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío, la Fm. Yátova, la Fm. Aldealpozo y a la parte basal de la Fm. Sot de Chera.

2. La caracterización sedimentológica y el estudio de las facies del intervalo Bathoniense superior- Oxfordiense.

3. Estudiar y determinar el origen de las discontinuidades reconocibles a escala regional, correspondiente a los límites Bathoniense-Calloviense, Calloviense-Oxfordiense y Oxfordiense-Kimmeridgiense. En este punto se ha realizado un estudio detallado de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense, generalmente incluida dentro de la denominada "Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío" o de sus equivalentes laterales y así como un estudio de la génesis de los ooides ferruginosos.

4. Realizar un modelo que explique la evolución paleogeográfica y distribución de los ambientes sedimentarios para el intervalo Calloviense-Oxfordiense en el sector estudiado.

5. Interpretar los ciclos de facies transgresivos-regresivos de diferente duración temporal, identificación de los componentes de estos ciclos, sus hemiciclos, superficies de máxima inundación e identificación de los límites de secuencia.

6. Reconstrucción de la curva de variaciones del nivel del mar durante este intervalo en la Cuenca Ibérica y discusión y comparación de los resultados obtenidos con las interpretaciones propuestas en otras cuencas del Oeste y Sur de Europa durante el mismo periodo de tiempo.

La elección del tema como objeto de estudio de la presente Tesis se justifica por la relevancia de los datos a la hora de interpretar la evolución de la Cuenca Ibérica en un período como es el límite Jurásico Medio-Superior, que presenta depósitos condesados de génesis discutida. De este modo, el estudio de las superficies de discontinuidad y facies de los materiales situados por encima y por debajo de la discontinuidad aportará datos para establecer reconstrucciones del medio sedimentario y la evolución paleogeográfica, así como para conocer las variaciones relativas del nivel del mar. Este momento representa un momento de “crisis” en la sedimentación carbonatada dentro de los medios marinos de plataformas no sólo en la Cuenca Ibérica, sino en el buena parte de las cuencas del Sur y Oeste europeos dentro del dominio del Tethys, predominando los depósitos de carácter condesado similares a los estudiados en este trabajo, que coexisten con escasos sedimentos de carácter expandido, generados en condiciones diferentes. Existe una cierta controversia científica sobre la interpretación de los depósitos condesados y las lagunas sedimentarias que tiene lugar en este intervalo temporal, que pueden estar relacionados con eventos de carácter global o regional (Dromart *et al.*, 2003)

1.2. MARCO GEOGRÁFICO

El área de estudio se encuentra ubicada al Noroeste de la Península Ibérica, en la Cordillera Ibérica y abarca desde el Somontano del Moncayo (Veruela, Zaragoza) hasta el Bajo Aragón (Calanda, Teruel) (Fig.1.1).

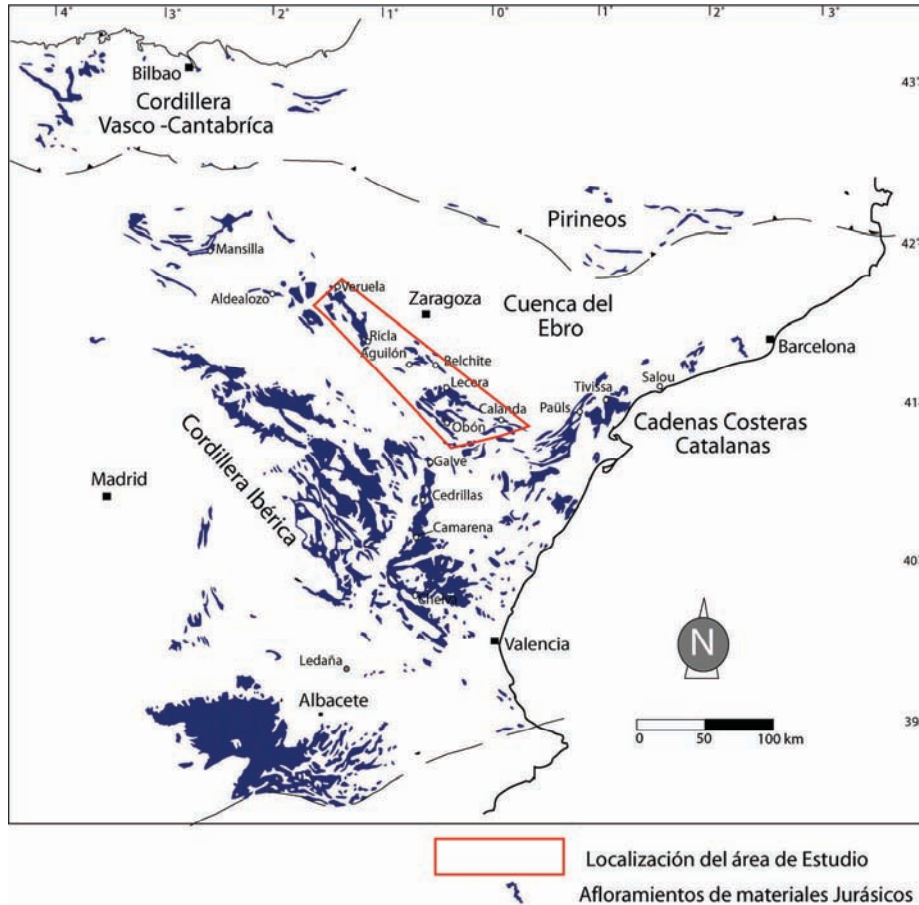


Fig.1.1. Situación geográfica de los afloramientos de materiales jurásicos del Noroeste de la Península Ibérica y localización del área de estudio.

La Cordillera Ibérica forma un conjunto geológico y estructural que se extiende entre el borde oriental de la Meseta Castellana y el Mediterráneo, con una alineación general NW-SE. Como principales unidades estructurales se distinguen en la parte Norte, la Sierras de la Demanda y Cameros. En la parte central está constituida por dos grandes conjuntos de afloramientos o “ramas” orientadas según una dirección general Noroeste-Sureste, una Nororiental o “Rama Aragonesa”, y otra Suroccidental o “Rama Castellana”. Ambas están separadas por una depresión terciaria que se extiende entre Alhama e Aragón y Medinaceli (Cuenca de Arcos de Jalón) y confluyen al Sur de Teruel, en la Sierra de Javalambre. Es parte más Suroriental, desde el Sur de Teruel hasta Valencia y Castellón, constituye lo que se denomina Sector Levantino, que se une por el Noreste con la Cordillera Costero-Catalana, y al Sureste con las Sierras Subbéticas. Hacia el Noroeste se encuentra el área del Maestrazgo y la Cordillera Costero Catalana. En la cual se diferencian la Cordillera Litoral y Prelitoral, separadas por la Cuenca Terciaria del Valle-Penedes. Por último, la alineación de la Sierra de Altamira puede considerarse una prolongación de las estructuras de la Cordillera Ibérica, que aflora rodeada de los materiales terciarios de la Cuenca del Tajo (Fig. 1.2).

El área de estudio se sitúa en el sector centro-septentrional de esta cordillera, en la denominada Rama Aragonesa, englobando áreas de las provincias de Zaragoza y Teruel. Se han estudiado los afloramientos de materiales Jurásicos que se extienden de manera casi continua, en una banda de dirección Ibérica NO-SE, desde las estribaciones o Somontano del Moncayo, en la Comarca del Campo de Borja, hasta el Valle del Jalón. Esta alineación se prolonga al Sur de Zaragoza, en los afloramientos del valle del Río Huerva, Campo de Cariñena y Belchite, continuando en la Provincia de Teruel hacia el Suroeste en la denominada Sierra de Arcos, el Valle del Río Aguasvivas, el sector de Andorra-Calanda y el valle del Río Guadalope hasta la zona de enlace con las Cordillera Costero-Catalana (Fig. 1.1).

Dentro de esta zona se han revisado y estudiado un total de 29 localidades donde se han levantado 36 Columnas Estratigráficas. Además se han estudiado los registros de dos sondeos de investigación Hidrogeológica a testigo continuo, realizados por la Confederación hidrográfica del Ebro.

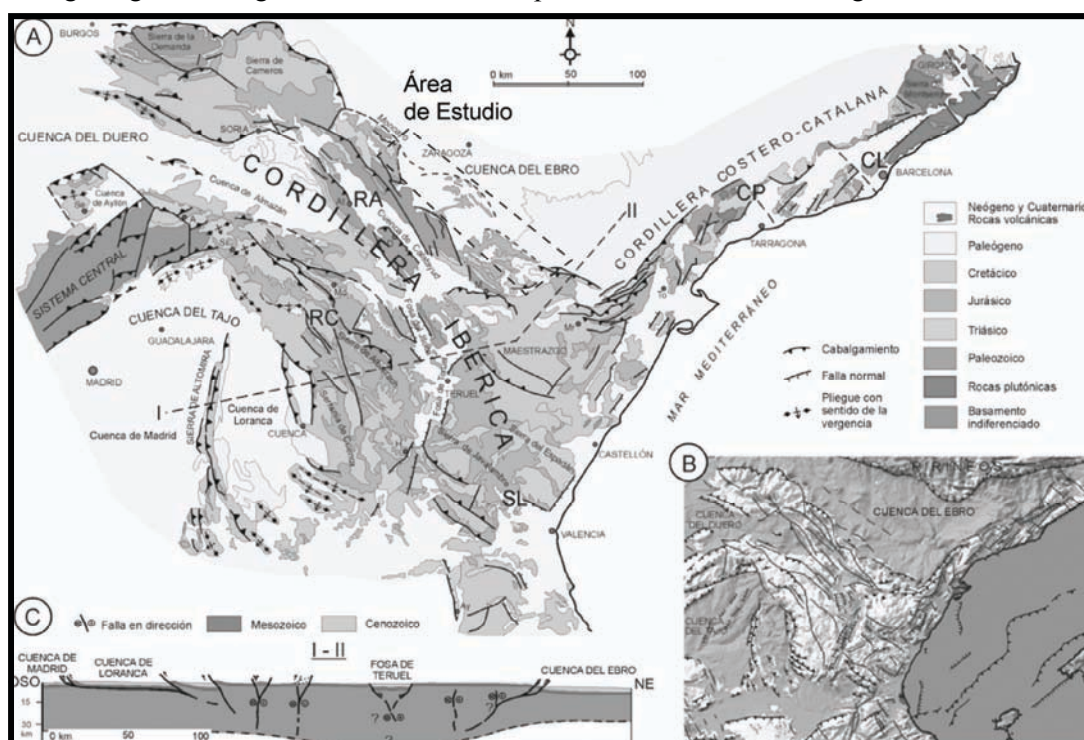


Fig. 1.2.- Esquema geológico de las Cadenas Ibérica y Costero Catalana tomado de Vera *et al.* (2004).
 Leyenda: CL: Cordillera Litoral. CP: Cordillera Prelitoral Costero-Catalana. RA: Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. RC: Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. SL: Sector Levantino de la Cordillera Ibérica.
 B.- Principales fracturas que conforman su estructura. C.-Corte esquemático y transversal de la Cordillera Ibérica.

1.3. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural la Cordillera Ibérica está constituida por un zócalo Hercínico conformado casi por entero por materiales del Paleozoico y una cobertera compuesta por tres niveles: uno inferior constituido por materiales del Pérmico y el Tríasico y una parte media constituida por los materiales del Jurásico y Cretácico. Ambas se encuentran separadas del zócalo paleozoico y los materiales del nivel inferior por los materiales del Keuper, que actúan generalmente de nivel de despegue tectónico. Sobre los mismos se sitúan los materiales depositados en diferentes cuencas terciarias.

rias, en relación con el inicio de la estructuración de las Cordillera, que suelen presentar depósitos sintectónicos. Estos niveles presentan entre sí un diferente comportamiento estructural, que se muestra claramente en el tipo de plegamiento que se produce. En el nivel superior se producen pliegues de cobertera con un cierto despegue respecto al nivel medio, mientras que en éste se producen pliegues de revestimiento, que afectan en ocasiones a la cobertera adherida al zócalo. El último nivel se caracteriza por presentar una serie de pliegues de amplio radio. En general las alineaciones estructurales principales presentan una orientación NO-SE cortadas en ocasiones por estructuras de orientación NE-SO, fundamentalmente en el Sector Levantino y la Cordilleras Costero-Catalanas, presentándose más ocasionalmente otras estructuras con alineaciones N-S.

La Cordillera Ibérica es una cuenca de tipo aulacógeno que comienza a individualizarse a inicios del Mesozoico, ligado a la gran distensión que origina el inicio de la apertura del Océano Atlántico. A finales del Jurásico Superior, durante el Kimmeridgiense (movimientos neociméricos) y distintos períodos del Cretácico empiezan a elevarse algunos bloques debido a unos primeros impulsos tectónicos prealpinos, y que persisten hasta el Eoceno. La deformación orogénica alpina tiene lugar fundamentalmente durante el Oligoceno y primera mitad del Mioceno, y configura las principales estructuras de plegamiento (Álvaro *et. al.*, 1979).

Se suelen diferenciar en general tres fases a lo largo de este ciclo: primero, un período anteorogénico desde el Triásico al Eoceno, durante el cual se originó y evolucionó el aulacógeno ibérico con polaridad Mesógea. Segundo, un período tectorogénico desde el Oligoceno al Mioceno que generó la cadena por transpresión y juego de cizalla y tercero, un período post-orogénico desde el Pliocuatnario durante el cual han predominado los fenómenos distensivos con formación de abundantes familias de fallas directas (Simón, 1984).

1.4. EL JURÁSICO DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Al Noroeste de la Península Ibérica, durante el Jurásico predominaron las condiciones de sedimentación marina de carácter carbonatado, generadas en extensas áreas ocupadas por mares epicontinentales de batimetría inferior a unos pocos centenares de metros. Estas áreas se encontraban comunicadas con áreas más abiertas de carácter oceánico tanto hacia la parte Norte (Dominio Boreal) como hacia el Sureste (Dominio del Tethys). La sedimentación en esta área viene condicionada por la evolución tectónica de la cuenca como un Aulacógeno o *rift* abortado cuya evolución tanto en el Jurásico como en el Mesozoico ha sido explicada detalladamente en los trabajos de Salas y Casas (1993), Salas *et al.* (1995) y Salas *et al.* (2001). Estos autores han diferenciado cuatro etapas en la evolución de la cuenca durante el mesozoico (Fig.1.3), correlacionables con las principales fases de reorganización de las placas litosféricas del Atlántico Norte y del Tethys occidental.

La primera se inicia a principios del Mesozoico, en el período anteorogénico. Las fracturas tardihercínicas se reactivaron como consecuencia de la apertura y extensión hacia el Oeste del Tethys, y originan un *rift* continental durante el Permotriás y la individualización de una plataforma marina carbonatada durante el Tríasico medio (facies Munschelkalk).

La segunda etapa, de *postrift*, ocurre durante el Jurásico Inferior-Medio (Sinemuriense-Oxfordiense) y en ella predomina la subsidencia térmica. La sedimentación fue principalmente car-

bonatada y se organizó en secuencias de diferente orden separadas por discontinuidades regionales. La sedimentación se interrumpió hacia el final del Calloviense y se reanudó a partir del Oxfordiense medio sobre una amplia y somera rampa carbonatada de polaridad Mesógea-Boreal.

La tercera etapa corresponde al *rift* Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Kimmeridgiense-Albiense medio), que da lugar a la compartimentación de la plataforma jurásica y a la aparición de cuencas muy subsidentes, donde se depositan las facies Weald. A lo largo del Cretácico Inferior se acelera la fragmentación de la plataforma Ibérica con predominio de los movimientos dextrales 60N respecto a los 140N sinestrales, originándose una fosa compleja de tipo aulacógeno con umbrales orientados 140N que aportan los abundantes materiales detríticos del Cretácico.

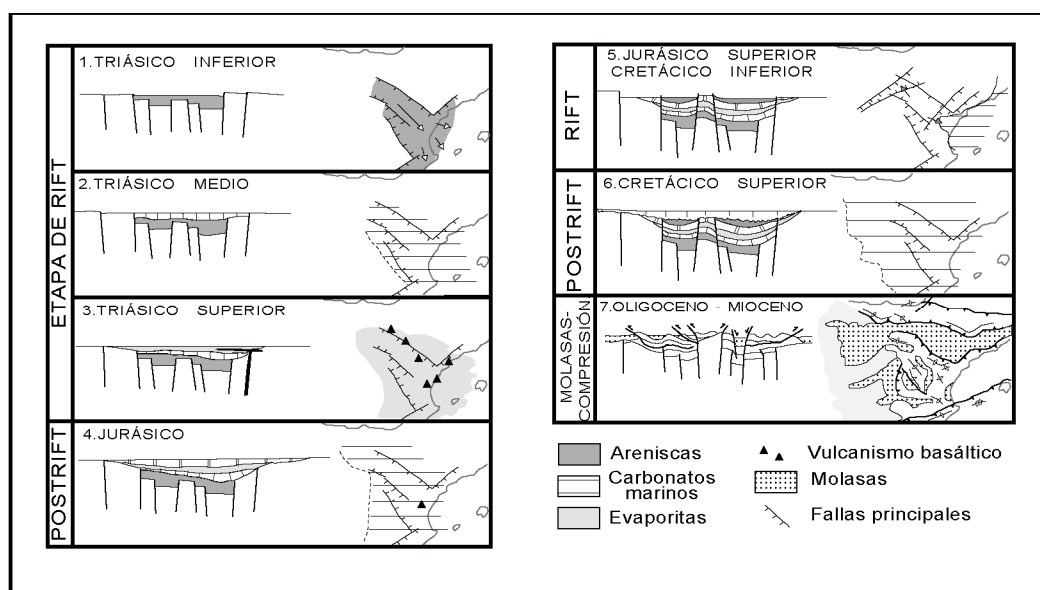


Fig.1.3. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca Ibérica durante las etapas de extensión mesozoicas y la compresión alpina (tomada de Salas y Casas, 1993).

La cuarta y última etapa corresponde al *postrift* Cretácico Superior (Albiense superior- Maastrichtiense) y en ella tiene lugar una flexura generalizada de la cuenca por contracción térmica. La sedimentación se ralentiza y uniformiza y adquiere un carácter expansivo sobre los bordes del Macizo Ibérico. Esta fosa se cerró durante el Cretácico Superior, y por ello se considera a la Cordillera como un Aulacógeno o *Rift* abortado.

Dentro del Jurásico de la Cordillera Ibérica se han distinguido una serie de secuencias de depósito (Aurell *et al.*, 2000, 2002), que han sido revisadas recientemente por Aurell *et al.* (2003), modificándolas y extendiéndolas también al ámbito de la Cuenca Vasco Cantábrica y los Asturias, haciéndolas equivalentes a ciclos de facies Transgresivo-Regresivos de Segundo Orden.

Para el Jurásico Inferior estos autores diferencian cuatro secuencias (Fig. 1.4):

Secuencia J_{1,1} de edad Rethiense superior- Sinemuriense. Se encuentra constituida por la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña y la parte inferior de la Fm. Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Su límite inferior, que lo es también de la Supersecuencia Jurásica, es o bien una paraconformidad entre los materiales del Triásico Superior (Fm. Dolomías tableadas de Imón) y la Fm. Cortes de Tajuña, o una discordancia angular que implica la erosión de diver-

sas unidades Triásicas (S^a del Moncayo). Este límite se encuentra asociado a emisiones volcánicas causadas por la ruptura de la plataforma carbonatada del Triásico, la erosión y ascensión de bloques, así como el desarrollo de pequeñas cuencas controladas por fallas. El final de esta secuencia esta marcado por la aparición de depósitos siliciclásticos en la Cuenca Vasco Cantábrica.

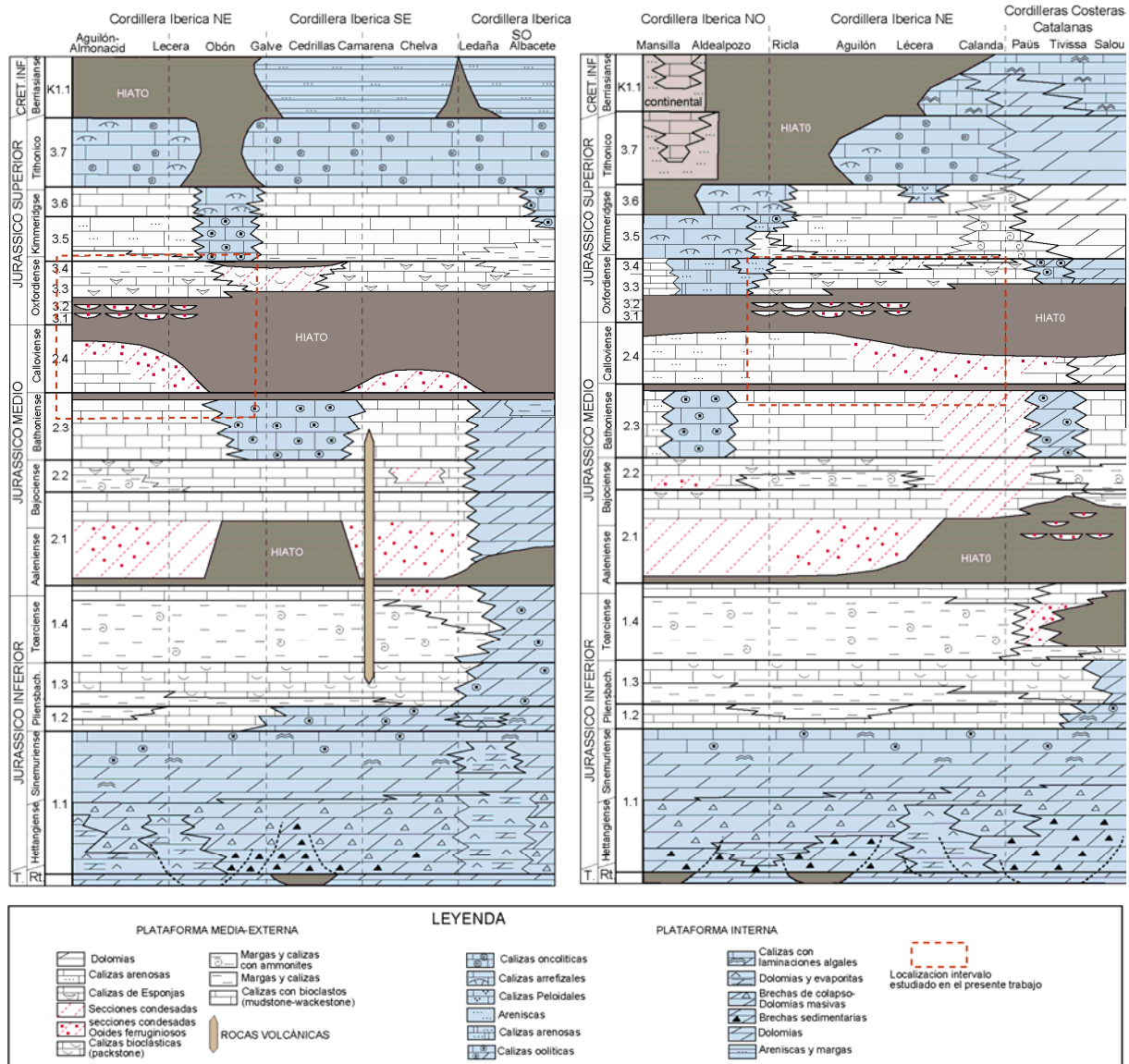


Fig. 1.4. Cuadro de distribución de facies y de secuencias de deposito durante el Jurásico, en la Cordillera Ibérica y área adyacentes, modificado de Aurell *et al.*, (2002).

Secuencia J_{1,2} edad Pliensbachiense inferior. Está constituida por los materiales de la parte superior Fm. Cuevas Labradas equivalente a las Fms. Río Palomar y Almonacid de la Cuba definidas por Gómez *et al.* (2003) en la Cordillera Ibérica Septentrional. Su límite inferior consiste en un *hardground* encostrado entorno al límite Sinemuriense-Pliensbachiense. Representa la instalación de unas condiciones transgresivas y relativamente más profundas sobre otras de carácter submareal somero a costero, apreciándose mejor este cambio en las áreas más abiertas del Norte de la Cuenca Ibérica y la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Secuencia J_{1.3} de edad Pliensbachiense superior. Está representada por la Fms. Cerro del Pez y Barahona. Su límite inferior supuso la instalación de ambientes de plataforma pelágica con sedimentación de facies margosas (Aurell *et al.*, 2002), representando una nueva trasgresión.

Secuencia J_{1.4} de edad Toarciense. Constituida por las Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel, que hacia techo presenta un carácter somerizante, con predominio de facies carbonatadas (Mb. Calizas nodulosas de Casinos). El inicio de la secuencia supone una nueva inundación de la plataforma debido a un importante impulso transgresivo, que propicia la primera colonización esporádica por ammonites (Gómez y Goy, 1997; Ureta *et al.*, 1999). En la Cuenca Catalana esta secuencia se corresponde a la parte inferior de la Fm. Calizas y Calizas margosas de Sant Blai (Fernández López *et al.*, 1997).

En el Jurásico Medio la inestabilidad tectónica detectada en sus etapas iniciales, conforma áreas con surcos y umbrales en la cuenca que provocan una sedimentación irregular y discontinua durante este intervalo. Debido a esto se observan en este intervalo importantes variaciones de espesor y facies. Según Giner (1980), los materiales del Jurásico Medio corresponden a una única secuencia de depósito (i.e., Secuencia J₂, o Bajociense - Calloviense en Salas, 1987), aunque se reconocen discontinuidades de valor regional en estos materiales. Aurell (1990) propone dividir los materiales del Jurásico Medio de la Cuenca Ibérica en tres secuencias de depósito. Fernández-López (1997) reconoce cuatro secuencias de profundización-somerización, que por su duración son asimilables a secuencias de tercer orden. Estas mismas secuencias son también las enunciadas por Aurell *et al.* (2003), como ciclos de carácter transgresivo- regresivo. Estas secuencias son:

Secuencia J_{2.1} de edad Aalenense-Bajociense inferior. El registro sedimentario es muy irregular. Durante este período la sedimentación tuvo lugar en ambientes someros, con frecuentes episodios de exposición subaérea (Fernández-López, 1985; Fernández-López y Gómez, 1990).

Secuencia J_{2.2} de edad Bajociense superior. Se manifiesta una tendencia a la profundización de la cuenca, alcanzándose las máximas batimetrías del Jurásico Medio. En la Plataforma de Tortosa destaca el notable espesor que alcanzan los materiales del Bajociense superior representados por facies margosas (Fm. Margas de Cardó).

Secuencia J_{2.3} de edad Bathoniense. Son características las facies someras granosostenidas (*grainstone* y *packstone* de diversos componentes como ooides, peloides y bioclastos) depositadas en ambientes someros, y las facies biomicríticas de los ambiente más distales. En la Cuenca Catalana y el Maestrazgo la unidad está frecuentemente dolomitizada (Fm. Calizas y Dolomías de la Tossa).

Secuencia J_{2.4} de edad Calloviense. Esta secuencia muestra importantes diferencias en espesor y facies a lo largo de la cuenca. En los altos sedimentarios puede estar muy condensada e incompleta, mostrando facies de oolitos ferruginosos. En el sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica, esta secuencia alcanza sus máximos espesores y presenta un registro sedimentario muy continuo. El depósito de la misma implica el relleno de surcos sedimentarios de origen tectónico y culmina con un relieve homogéneo (Lardiés, 1990). El límite superior es marcadamente diacrónico y la base de la laguna asociada se sitúa a distinto nivel según los afloramientos: desde la parte superior de la Biozona Gracilis a la parte inferior de la Biozona Lamberti.

Durante el Jurásico Superior se diferencia un total de 4 secuencia o ciclos de facies transgresivo-regresivos, según Aurell *et al.* (2002, 2003) (Fig. 1.4):

Secuencia J_{3,1} de edad Oxfordiense. Su límite inferior es una discontinuidad asociada a una laguna estratigráfica de amplitud variable que viene marcado por el depósito de las facies condensadas de ooides ferruginosos de la Capa de Arroyofrío, o sus equivalentes laterales. Por encima de esta discontinuidad se encuentra depositados en la mayor parte de la Cuenca Ibérica depósitos de calizas con esponjas que caracterizan a la Fm. Yátova. La unidad pasa lateralmente, a facies carbonatadas y siliclásticas someras de la Fm. Aldealpozo (Alonso y Mas, 1990), en el área de las Sierra de la Demanda, Cameros y Moncayo; y a facies de calizas oolíticas y bioclásticas (Fm. Serra de la Creu), en el área de las Cordillera Costero-Catalana (Fernández-López *et al.*, 1997). El depósito de esta secuencia tuvo lugar en un periodo de relativa estabilidad tectónica, de modo que la transgresión del Oxfordiense medio dio lugar a la inundación de la plataforma y su colonización por praderas de esponjas y otras comunidades bentónicas y nectoplanctónicas, que representa la implantación de una sedimentación en condiciones marinas abiertas, moderadamente profundas y submareales.

Secuencia J_{3,2} de edad Kimmeridgiense. Esta secuencia esta caracterizada por el desarrollo de arrecifes y unidades de corales y algas en facies micríticas y margosas, bajo la influencia de la reactivación tectónica del margen este de la cuenca (Aurell *et al.*, 1999, Aurell *et al.*, 2002, Bádenas, 1999). Su límite inferior, caracterizado en los trabajos de Aurell y Meléndez (1989) y Aurell (1990), se manifiesta como una paraconformidad cuya laguna estratigráfica asociada afecta a la parte superior de la Biozona Bimammatum (Subbiozona Hauffianum) y a la base de la Biozona Planula (Subbiozona Planula) del Oxfordiense superior (Pérez-Urresti, 1995). En el Moncayo, Demanda y Cameros, este límite esta marcado por una superficie irregular ligada a una exposición subaérea (Alonso y Mas, 1990, Aurell, 1990 y Bádenas *et al.*, 1998). En las áreas más distales de la cuenca, la discontinuidad se materializa en una superficie endurecida, perforada y con alta concentración de glauconita que se relaciona con el incremento de la actividad tectónica registrado en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense. En las Sierras de la Demanda y de Cameros está constituida por la Fm. Calizas con corales de Torrecilla en Cameros (Alonso y Mas, 1990), que incluye el Mb. Areniscas y calizas de Ricla (Aurell, 1990) en la zona del Valle del Río Jalón. En la Sierra de Albarracín, en Sierra Menera y en Sierra Palomeira, sobre las margas de la Fm. Sot de Chera se encuentra la Fm. Calizas oolíticas de Pozuel (Aurell, 1990).

Secuencia J_{3,3} de edad Kimmeridgiense Superior- Tithónico basal (Biozona Hybonotum).

Está formada por las facies coralinas de la Fm. Loriguilla y las facies micríticas de las Fms. Loriguilla y Más d'Ascla cuyo límite inferior coincide con una transgresión. En gran parte de la Cuenca Ibérica central la secuencia está representada por la Fm. Margas de Sot de Chera y la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla. Según Bádenas y Aurell (2001), la evolución sedimentaria en esta secuencia refleja la existencia de una etapa de ascenso relativo del nivel del mar durante la parte media del Kimmeridgiense superior (Biozona Eudoxus), a la que sigue una etapa de estabilización durante el final del Kimmeridgiense.

Secuencia J_{3,4} de edad Tithónico. Según Bádenas (1999) presenta en su límite inferior una paraconformidad provocada por una caída relativa del nivel del mar, cuya laguna estratigráfica asociada es de escasa amplitud (Aurell, 1990). En áreas marginales de la Cuenca Ibérica se manifiesta como una marcada discontinuidad y localmente como una discordancia (Alonso y Mas, 1990). En las zonas más externas de la cuenca (Maestrazgo meridional) se encuentra una conformidad correlativa (Salas, 1987). La secuencia está representada en la parte central de la cuenca por la Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas (Aurell, 1990), y en la parte oriental (Maestrazgo y Catalanides) por la Fm. Calizas de Bovalar (Salas, 1987). No se reconoce en la Sierra de la Demanda y de Cameros, ya que a partir del final del Kimmeridgiense, esta área se encuentra separada de la Cuenca Ibérica y en ella predomina el depósito de facies continentales. Entre ambos sectores aparecen las facies carbonatadas y margosas con carófitas (Fm. Calizas y margas de Ciria), que según Aurell (1990) corresponden a las facies palustres y lacustres de la secuencia.

1.5. MARCO PALEOGEOGRÁFICO

Durante el Jurásico, las áreas continentales se encontraban prácticamente agrupadas, formando una masa emergida de forma arqueada, abierta hacia el Este, al Tethys Occidental. La Placa Ibérica se situaba en una latitud entre 20° y 30° Norte (Barron *et al.*, 1981; Dercourt *et al.*, 1985; Smith *et al.*, 1994). Esta placa estaba separada de la Placa Europea por el *rift* del Golfo de Vizcaya.

La Placa Ibérica estaba separada de la Placa de Groenlandia-Laurencia al Noroeste por un mar epicontinental caracterizado por una estructuración en *horts* y *grabens*, en el cual se inició, a partir del Cretácico Inferior, la conexión oceánica entre el Atlántico Norte y el Atlántico Central (Ziegler, 1990). La apertura del Golfo de Vizcaya a partir del final del Jurásico hasta el Santoniense final-Campaniense basal (antes de la anomalía magnética 33: Olivet *et al.*, 1981), dio lugar al desplazamiento en conjunto de la Placa Ibérica hacia el Sureste y a su giro en sentido antihorario (Alvarado, 1980). El clima durante el Jurásico se ha descrito como cálido y húmedo, con un reducido ciclo anual de temperatura y un bajo gradiente de temperatura del Polo al Ecuador (Frakes, 1979; Hallam, 1985; Valdes y Sellwood, 1992). Las condiciones climáticas, junto con la distribución de los océanos y de las tierras emergidas, favorecieron la generación de huracanes y tormentas de invierno en los mares someros que se extendían al Norte y Oeste de Europa, entre los que se incluye los de la Placa Ibérica. Según las reconstrucciones paleoclimáticas propuestas (Marsaglia y Klein, 1983; Price *et al.*, 1995), los huracanes que afectaron a la Placa Ibérica tuvieron un sentido de desplazamiento hacia el Noroeste, mientras que los vientos de las tormentas de invierno tuvieron una componente dominante hacia el Oeste-Suroeste.

Durante el intervalo Calloviense y el Oxfordiense (Fig.1.5), la parte occidental de la Placa Ibérica se encontraba emergida (Macizo Ibérico), mientras que la parte septentrional y oriental estaba ocupada por una serie de cuencas intracratónicas, que fueron rellenadas predominantemente por carbonatos marinos, depositados en un mar epicontinental de escasa profundidad. Las áreas de sedimentación marina localizadas al Noreste del Macizo Ibérico corresponden, de Este a Oeste, a las Cuencas Pirenaica, Vasco-Cantábrica y Asturiana; las Cuencas Ibérica y Catalana, se emplazan en el margen oriental de dicho macizo. Al Sur del Macizo Ibérico se situaba una plataforma carbonatada de escasa

anchura (200-250 Km.; Martín-Algarra, 1987), paralela al estrecho oceánico que unía el Tethys con el Océano Atlántico. Se trata de la Cuenca del margen Suribérico, cuyo dominio más cercano al macizo corresponde a la Zona Prebética (Fig. 1.5).



Fig. 1.5. Situación Paleogeográfica de la Península Ibérica en el Oxfordiense tomada de Aurell *et al.* (2002).

1.6. ANTECEDENTES

En el presente capítulo se revisarán únicamente los trabajos sobre el Oxfordiense y el Calloviense del área de estudio, realizados desde finales de los 60 del siglo pasado a la actualidad. Una revisión en profundidad de los antecedentes ha sido realizada con anterioridad en las Tesis de Bulard (1972), Gómez (1979), Meléndez (1989), Aurell (1990) y más recientemente en la de Bello (2005).

Se abordará el estudio de los mismos en función de su importancia a la hora del estudio estratigráfico y sedimentológico, y en menor medida del paleontológico y bioestratigráfico. En los capítulos de estratigrafía correspondientes a cada uno de los sectores estudiados se realizará una breve reseña de algunos trabajos de índole local y regional que no se han considerado revisar aquí.

Los primeros trabajos de relevancia se corresponden con los realizados por autores alemanes o franceses entre la segunda mitad de los años 60 y el final de los años 70.

De los primeros destacan los realizados por Mensink (1966), que en su Tesis doctoral sobre la bioestratigrafía y paleogeografía del Jurásico en facies carbonatadas del sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica, donde cita por primera vez la existencia de una discontinuidad en el límite Jurásico Medio-Superior. Son importantes también los trabajos publicados por Behmel y Geyer (1966) y Geister y Geyer (1968), que caracterizan la extensión, discontinuidades y límites de las unidades lito- y bioestratigráficas del Jurásico (con un estudio paleontológico de los ammonoideos) en el sector central y meridional de la Cordillera Ibérica así como la Tesis de Benke (1981), que trata en profun-

dididad la discontinuidad entre el Calloviense y Oxfordiense, desde la zona de Demanda y Cameros hasta la Sierra de Arcos. La Tesis de Wilde (1988) estudia desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico los materiales del Jurásico Medio a Superior desde la Zona de Demanda-Cameros hasta el Sur de Zaragoza.

Entre el grupo francés cabe destacar los trabajos realizados por Bulard, Canerot y Viallard principalmente, que contribuyen a dar una visión bastante detallada de la composición, extensión y edad de las facies del Oxfordiense y de la discontinuidad en numerosos puntos de la Cordillera Ibérica. De estos merece la pena citar los realizados por Bulard (1966, 1968, 1970), así como Bulard *et al.* (1974) sobre el Oxfordiense y el límite Calloviense-Oxfordiense del Norte de la Cordillera Ibérica, Gautier (1968) estudian el Jurásico Medio y Superior de la Cordillera Ibérica. Mouterde (1971) y Bulard *et al.* (1971) definen dos grandes ciclos sedimentarios para el Jurásico de la Cordillera Ibérica. Destacan también desde el punto de vista estructural el trabajo de Viallard (1973) sobre el ciclo alpino de la Cordillera Ibérica Suroccidental. La obra fundamental de esta serie de trabajos se corresponde a la Tesis doctoral de Bulard (1972) que estudia el Jurásico del borde meridional de la Cuenca del Ebro, caracterizando el tránsito Jurásico Medio - Jurásico Superior, así como las facies características de cada piso y el contenido paleontológico desde el área de Demanda-Cameros hasta la zona del Maestrazgo y las Cadenas Costero-Catalanas.

A partir de mediados de los años 70 y como resultado en parte de la realización de las Cartografías Geológicas del Plan Magna y del mayor desarrollo de la investigación geológica en España, se realizan una serie de trabajos de carácter regional estratigráfico y paleontológico del Jurásico de la Cordillera Ibérica. De entre estos cabe destacar los trabajos de Villena *et al.* (1971), Meléndez (1972), Goy *et al.* (1976) y Gómez (1978). Gómez y Goy (1979) definieron las unidades litoestratigráficas del Jurásico en la zona levantina y después las extendieron al resto de la Cordillera Ibérica. En este trabajo se definen la Formación Carbonatada de Chelva del Jurásico Medio y dentro de ella el Miembro de Calizas con Esponjas de Yátova (Jurásico Superior), y la Formación Margas de Sot de Chera.

Gómez (1978) estudia los materiales del Jurásico en el Sector Levantino, hace un análisis de los sedimentos del intervalo Calloviense-Oxfordiense, describe los materiales con ooides ferruginosos que aparecen entorno a dicha discontinuidad, interpretando la génesis y origen de los mismos y postulando una posible relación entre una etapa de emersión y la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. Dentro de estos trabajos eminentemente litoestratigráficos y de síntesis merece la pena destacar los realizados por Alonso y Más (1990) que definen y estudian desde el punto de vista estratigráfico las unidades del Jurásico Superior en el área de Soria, definiendo formalmente la Fm. Aldealpozo.

Se realizan también una serie de estudios que permiten establecer las bases de la subdivisión bioestratigráfica. Para el Calloviense destacan los trabajos de: Sequeiros y Cariou (1984), Sequeiros y Meléndez (1987), Sequeiros *et al.* (1984), Cariou *et al.* (1988) y Lardiés (1989, 1990). Para el límite Calloviense-Oxfordiense destacan los correspondientes a Meléndez y Brochwicz-Lewinski (1983), que estudian diversos afloramientos de la Rama Aragonesa (Ricla, Aguilón y Ventas de San Pedro) y la Rama Castellana (Anquela, Pozuel y Moscardón). En ambas ramas reconocen la existencia de dos lagunas estratigráficas: la primera correspondería al Calloviense superior (Biozona Lamberti) y la

segunda al límite Oxfordiense inferior-medio. Señalan que el tránsito Jurásico Medio - Superior tiene lugar en una capa oolítica con numerosas superficies ferruginosas y desarrollo ocasional de una costra limonítica. También estudian las asociaciones de ammonites del Oxfordiense inferior registradas en la capa y afirman que estas asociaciones son homogéneas en toda el área estudiada. La Tesis Doctoral de Meléndez (1989), constituye el primer trabajo monográfico detallado sobre los ammonoideos del Oxfordiense realizado sobre las bases de la sistemática moderna de ammonoideos. En su estudio del Oxfordiense de la Cordillera Ibérica abarca todo el sector de estudio del presente trabajo, caracterizando las biozonas del Oxfordiense medio: *Plicatilis*, *Transversarium* y *Bifurcatus*. Más adelante Brochwicz-Lewinski *et al.* (1984) indican que la génesis de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense puede deberse al ascenso del nivel de compensación de la calcita (CCD), debido a la posible caída de un meteorito que provocaría una acidificación de las aguas marinas. Meléndez y Lardiés (1988) describen la plataforma carbonatada durante el Oxfordiense como una amplia plataforma abierta bien comunicada, homogénea y colonizada por espongiarios y crinoides en un régimen de elevada energía.

En la Tesis de Aurell (1990) se realiza un estudio estratigráfico y sedimentológico detallado del Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica, haciendo especial hincapié en los estudios de la secuencia Oxfordiense desde el punto de vista de la Estratigrafía Secuencial, que había sido iniciado para el Jurásico de áreas próximas como el Maestrazgo y las Cadenas Costero-Catalanas, en las Tesis de Giner (1980) y Salas (1987). En este trabajo se define la Fm. Yátova como formación y se incluyen los materiales del Oxfordiense superior del área del Moncayo dentro de la Fm. Aldealpozo. Así mismo se realiza un estudio detallado de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense, proponiéndose un origen somero ligado a una emersión parcial de la cuenca para esta discontinuidad, además de postularse una génesis de los ooides ferruginosos a partir de ooides retrabajados procedentes de la erosión del Alto de Ejulve.

En esta misma época se amplían los estudios bioestratigráficos del Oxfordiense con trabajos como los de Fontana (1990), Fontana y Meléndez (1993) y Bello (1995) para el Oxfordiense medio, y Pérez-Urresti (1995) para el Oxfordiense superior. De igual manera los trabajos de Aurell y Meléndez (1993) y Aurell (1995), sintetizan los estudios del Oxfordiense desde el punto de vista de la Estratigrafía Secuencial.

En cuanto a los estudios sobre el límite Calloviense-Oxfordiense, Aurell *et al.* (1994) relacionan los fenómenos que suceden dentro del nivel condensado y el de oolitos ferruginosos, estableciendo un origen somero de estos depósitos dentro de un esquema paleogeográfico y de evolución sedimentaria, relacionándolos con otros fenómenos similares en cuencas del SW de Europa.

Norris y Hallam (1995) realizan un estudio de los afloramientos de la Cuenca Ibérica, en el marco de una revisión más general que abarca los materiales del intervalo Calloviense-Oxfordiense en las cuencas del Oeste Europeo. En relación con los afloramientos del área de estudio estos autores postulan un depósito bajo el nivel de base del oleaje y dentro de la zona fótica (200 metros), en un medio marino abierto. Se basan en la existencia de ammonites y protoglobigerinas y la aparición de glauconita y de procesos de fosfatización y sugieren dos posibles causas para la génesis de estas superficies: la existencia de corrosión submarina o el ascenso del nivel de compensación de la calcita.

Además indican la no existencia de datos que permitan sugerir un origen emergido y kárstico para estas superficies, tal y como habían hecho autores precedentes.

En los últimos 10 años, el grupo de estratigrafía formado por Aurell, Bádenas, Cepría, Ipas, y Ramajo, junto con el grupo de paleontología constituido por Meléndez, Delvene, Pérez-Urresti, Ziani y Bello, han ido detallando la bioestratigrafía, paleogeografía y paleoecología de las unidades del Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica.

Ramajo (1996), Ramajo y Aurell (1997) y Ramajo y Meléndez (1997) realizan un estudio detallado de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense tanto desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico como del análisis tafonómico y bioestratigráfico. Estos estudios abundan en la hipótesis de esta discontinuidad como generada en condiciones someras, e incluso emergidas.

Bello *et al.* (1995) proponen una serie de conclusiones paleogeográficas de la Plataforma Aragonesa para el Oxfordiense medio de la Sierra de Arcos. Bello *et al.* (1996) publican una reconstrucción paleoecológica del Jurásico Superior del área de la Sierra de Arcos, centrándose fundamentalmente en el Oxfordiense. Meléndez *et al.* (1997) realizan una serie de conclusiones paleogeográficas y sedimentológicas a partir del análisis tafonómico de la fauna de ammonoideos en el sector Ariño-Oliete para el Jurásico Medio y Superior. Ramajo *et al.* (1998) llevan a cabo un estudio geológico del Jurásico Medio y Superior del área del Río Guadalupe (Teruel). Aurell *et al.* (1999) describen las facies y bioestratigrafía del Oxfordiense de Andorra, del Jurásico Medio y Superior de Moneva, del Jurásico Superior de Calanda, Sierra de Arcos, Mas de las Matas y el Oxfordiense de Xerta-Paüls (Cordillera Costero-Catalana). Aurell *et al.* (2000) hacen un estudio de las secuencias desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica, relacionando la evolución paleogeográfica de la Cuenca Ibérica con los ciclos sedimentarios transgresivos-regresivos.

Delvene (2000) realiza un estudio de los bivalvos del intervalo Calloviense-Oxfordiense, en el área de estudio. Meléndez *et al.* (2002) analizan la facies y los caracteres taxonómicos de la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío en la Sierra de Arcos. Ramajo *et al.* (2002), realizan un detallado análisis sedimentario de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío. El trabajo incluye una descripción detallada de las diferentes facies y propone dos modelos genéticos para la formación del nivel oolítico. Se considera que los ooides, o bien proceden de la erosión de suelos lateríticos y de su posterior retrabajamiento, o bien se generan en condiciones marinas someras y son distribuidos por acción de las corrientes. Aurell *et al.* (2002) han resumido el Jurásico de España en un capítulo del libro “The Geology of Spain” editado por Geological Society of London.

Page *et al.* (2004) realizan una síntesis desde el Bathoniense superior hasta el Oxfordiense medio en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica en el contexto europeo. Aurell *et al.* (2003) realiza una síntesis de todo el Jurásico del área Noroeste de la península Ibérica propugnando la existencia en el intervalo estudiado de dos secuencias o ciclos transgresivo-regresivos, el primero correspondiente al Calloviense y el segundo al Oxfordiense.

Bello (2005), realiza una revisión de la bioestratigrafía del Oxfordiense medio, de la Taxonomía de los ammonoideos más característicos de este periodo, Perisphinctidos, además de un estudio tafonómico de algunos perfiles donde se muestra la existencia de ciclos de aumentos y descensos de la energía del medio.

Por último Strasser *et al.* (2005) realizan un estudio sedimentológico de detalle propugnando la existencia de ciclos sedimentarios de 400.000 o 100.000 años para el Oxfordiense medio-superior, que pueden estar relacionada con los eventos eustáticos registrados en el Oxfordiense del Tethys.

1.7. METODOLOGÍA

La metodología empleada en la realización de la presente Tesis Doctoral es la habitualmente usada en los trabajos de estratigrafía y sedimentología. Se puede dividir en 4 grandes apartados: trabajos previos, trabajos de campo, estudios de laboratorio y trabajos de gabinete. El orden de los mismos no es necesariamente el que se encuentra enunciado en el presente apartado, ya que los resultados obtenidos en cada uno de los mismos obligan generalmente a replantearse o a complementar los trabajos anteriores. Por ejemplo los resultados obtenidos de los trabajos de laboratorio puede obligar a llevar a cabo una revisión de la toma de muestras en el campo. Otros como la revisión bibliográfica, que si bien se debe realizar en su mayor parte de manera previa a los trabajos anteriores, es un procesos continuo que debe ser convenientemente actualizado, para incorporar al mismo los trabajos publicados sobre materiales similares en otras áreas. De este modo la metodología o planificación de los trabajos científicos debe de ser un proceso flexible y continuo, sometido a cambios en función de los resultados obtenidos en cada uno de los pasos.

1.7.1. TRABAJOS PREVIOS

Estas han consistido básicamente en la recopilación de la bibliografía, tanto de los aspectos cartográficos y estratigráficos como sedimentológicos, así como una consulta a la cartografía topográfica a escala 1:50.000 o 1:25.000 procedente tanto del I.G.N (Instituto Geográfico Nacional), como del Servicio Cartográfico del Ejército. Para el calculo de las Coordenadas de las columnas se ha recurrido a la situación a partir del Ortofotomapa extraído del SIG Oleicola del Ministerio de Agricultura. Las cartografías Geológicas consultadas corresponden a mapas geológicos editados o en proceso de Edición a escala 1:50.000 de la serie Magna, recurriéndose en casos puntuales a trabajos regionales como la Tesis de San Román (1994).

1.7.2. TRABAJOS DE CAMPO

Estos trabajos incluyen las actuaciones realizadas sobre el terreno para el estudio estratigráfico de los materiales y la recolección de las muestras litológicas. Estas actuaciones se pueden subdividir en los siguientes apartados:

1) Realización de los perfiles estratigráficos de la sucesión de materiales del Calloviense y Oxfordiense, haciendo especial hincapié en el estudio detallado y descripción en su caso de los materiales de la Capa de Arroyofrío o de sus equivalentes laterales.

2) Paralelamente se procede a un muestreo litológico (muestras duras y blandas) representativas de los tramos y niveles más significativos de la serie.

3) En buena parte de los perfiles estudiados se ha procedido a un muestreo paleontológico, para lo que se ha contado colaboración de diferentes componentes del Equipo del Jurásico del área de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, como los Drs. G. Meléndez, J. Bello., G. Delvene además de I. Pérez-Urresti, S. Martínez-Cotonda, G. Pascual y H. Ziani. Estas muestras paleontológicas han

consistido fundamentalmente en restos de ammonoideos y bivalvos, de los cuales los primeros permite precisar la situación bioestratigráfica.

4) Realización en el campo de fotografías y de esquemas de las series estratigráficas y niveles de interés. Este material permite completar de forma gráfica la documentación de los afloramientos.

1.7.3. ESTUDIOS DE LABORATORIO

Los estudios de laboratorio se han concretado, en la realización del análisis de facies a partir de las muestras litológicas recogidas. Este se ha realizado fundamentalmente mediante el estudio de láminas delgadas y secciones púldas. La preparación de ambas se ha realizado en el Servicio de preparación de Rocas, de los Servicios de Apoyo a la Investigación (SAI) de la Universidad de Zaragoza. Estas muestras se han estudiado mediante lupa binocular las secciones púldas y microscopio óptico las láminas delgadas. Estas últimas han consistido en láminas delgadas, de espesores en general menores de 30 micras, que generalmente se han dejado sin cubrir para poder efectuar después el estudio de las mismas con Cátodoluminiscencia. Estas láminas se han estudiado con un microscopio Jenapol asociado a una cámara de fotos. Además del mismo se ha usado para realizar fotos de los ooides ferruginosos un microscopio óptico Olympus AX70, asociado a una cámara digital Apogee KX-85, del Servicio de Fotografía Microscopia (SAI) de la Universidad de Zaragoza que permite realizar fotos aumentando la luz incidente sobre el oide, lo que permite apreciar mejor la estructura de los mismos.

Además de los estudio de facies por microscopia se ha recurrido a una serie de técnicas instrumentales, para estudios de los cementos, de la estructura interna de los ooides, de su composición geoquímica, de la estructura de los estromatolitos ferruginosos y de las costras ferruginosas. Estas técnicas han sido las siguientes:

CÁTODOLUMINISCENCIA

La cátodoluminiscencia es una técnica de uso frecuente y de gran utilidad para el estudio de los carbonatos y de los cementos carbonatados, tanto dentro del campo sedimentológico como en el petrológico, siendo también interesante desde el punto de vista de la geología aplicada. La combinación de cátodoluminiscencia con el microscopio petrográfico, permite el estudio sedimentológico de los carbonatos, ayudado a conocer las condiciones de depósito, los componentes minerales de la roca, la naturaleza de estos, así como al establecimiento de la evolución diagenética de los mismos (Amieux, 1982). Para una mejor explicación de las diferentes posibilidades y de los aspectos teóricos de esta técnica dentro del campo del estudio de los Carbonatos se recomienda revisar los aspectos metodológicos recogidos en Valero (1990), Benito (2001) y Bordonaba (2004). Esta técnica permite avances en el estudio de cementos carbonatados y las relaciones entre su precipitación y el quimismo de las soluciones, la temperatura y la presión de formación, las condiciones de enterramiento, la existencia de materia orgánica y la reconstrucción de la historia diagenética (Groover y Read, 1983; Tucker y Wright, 1990). Por otro lado, el reconocimiento de zonación en los cementos permite identificar fases diagenéticas. En el presente trabajo, el uso de esta técnica se ha juzgado necesario, al tratarse de un criterio de suma importancia a la hora de interpretar la naturaleza y génesis de los distintos cementos y fases de cementación que afectan a los materiales situados por debajo de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense o a los depositados en relación con la misma. Con el uso de la misma se

pretendía interpretar cuales han sido las condiciones de deposito y de diagénesis temprana, durante las primeras fases del enterramiento que han sufrido estos materiales.

Esta técnica se basa en aprovechar la luminiscencia que emiten las diferentes fases minerales. Esta luminiscencia no es más que la emisión de luz por parte de un sólido cuando es excitado por alguna fuente de energía. En el caso de la cátodoluminiscencia, procede del resultado de bombardear la superficie pulida de una muestra con un chorro de electrones en una cámara de vacío. De tal modo que se produce la emisión por parte de algunos minerales de energía luminosa, de luz en ocasiones de carácter fluorescente o fosforescente. Las características de la esta emisión luminosa, de esta cátodoluminiscencia, son función del tipo de mineral, de su estructura cristalina y de su contenido en diferentes elementos traza o impurezas. La respuesta de estas impurezas es función de los modos de absorción y excitación y de emisión de energía, de este modo existen cationes que incluidos dentro de la red cristalina del mineral actúan como activadores o inhibidores de esta propiedad. El objeto principal de nuestro estudio son los carbonatos. Estos se caracterizan por presentar una luminiscencia debida a las impurezas en la red. La intensidad y el color de la luminiscencia dependen fundamentalmente de cual sea la longitud de onda emitida por los cristales de carbonato al ser excitados. Esta longitud de onda esta condicionada por la existencia de determinados cationes dentro de la red mineral de los minerales carbonatados. Estos son fundamentalmente el Fe y el Mn, cuya presencia y relaciones estequiométricas están relacionadas según diversos autores (ver *Cit. in* Valero, 1990; Benito, 2001, y Bordonaba, 2004), con el momento en el cual se produce la formación de estos cementos y la naturaleza mineralógica del mismo. Esto permite elaborar modelos de evolución diagenética, a partir de los datos de variaciones de la luminosidad y el color que son en función de la concentraciones de los diferentes cationes, la naturaleza de las soluciones que precipitan, la relación de estas con el Eh y las variaciones en el contenido en Fe^{2+} y Mn^{2+} .

Sin embargo, tal y como indica Benito (2001) y como se ha constatado de las observaciones realizadas, la intensidad de esta luminiscencia depende en buena medida del voltaje e intensidad de la corriente del haz incidente, por lo que es necesario tener muy en cuenta a la hora de realizar los estudios de los minerales cuales son las condiciones en las que se realiza la observación.

En el presente trabajo, el instrumental, empleado para el estudio de las láminas delgadas en cátodoluminiscencia, ha consistido en una aparato de cátodoluminiscencia fría modelo 8.200 MK II, diseñado por Tecnosyn. La fuente eléctrica de este modelo es un cátodo frío que permite alcanzar hasta los 30 Kv de potencia y 600 microamperios de intensidad de corriente. El gas residual es aire. Este aparato está conectado a un microscopio óptico Olympus AX70, siendo realizadas las observaciones con los objetivos de 2, 4 y 10 aumentos. Las condiciones de observación recomendadas para este aparato son una tensión de Haz de 15 Kv, una intensidad de 400-500 microamperios y una presión de vacío en el aparato de 0,05 Torr. Sin embargo la experiencia con el mismo indica que las mejores condiciones de observación para los carbonatos de las muestras estudiadas, se han obtenido a intensidades más bajas del orden de 200 a 300 microamperios y a presiones de 0,10 a 0,08 Torr, no variando la tensión de haz. Las fotografías se tomaron con una cámara Apogee KX-85, con filtro Cromático LCD, que permite obtener imágenes de 1300 a 1030 puntos de resolución real y se trataron mediante el programa de ordenador de captura de fotos, AnalySIS por lo que los colores de luminosidad resultaron algo modificados

ANÁLISIS DE RAYOS X.

El análisis mineralógico de los ooides se ha realizado mediante difracción de rayos X (DRX). Este se ha efectuado sobre muestras de roca total y muestras de ooides extraídos por medios mecánicos, lo que evita los cambios mineralógicos que podrían inducir los tratamientos químicos.

Las muestras se han preparado utilizando dos técnicas, difracción en polvo de muestra total con carga lateral y agregados orientados sobre la fracción arcilla. La primera técnica permite una identificación de la mineralogía de la muestra total, mientras la segunda permite identificar los minerales de la arcilla presentes. En ambos casos se empleó un Difractómetro Siemens modelo D5000 bajo las siguientes condiciones: Tubo de Cu, voltaje de 40 kv e intensidad de 30 mA con monocromador de Si, rendija de divergencia automática y rendija receptora de 0.1 mm, desde $2\theta = 3^\circ$ hasta $2\theta = 65^\circ$, con pasos de $0.05 2\theta$ cada 3 segundos. Ambos se realizaron en el laboratorio del Dpto. de Ciencias Experimentales de la Universitat Jaume I.

Para el análisis de Rayos X de los minerales arcillosos, se empleó la técnica de agregados orientados, que facilita la identificación de los minerales de la arcillas. Siendo necesaria también la realización de una serie de tratamientos adicionales necesarios para discriminar la naturaleza de los minerales arcillosos. Estos consistieron en la calcinación hasta a 490°C de la muestra, con lo que desaparece el pico de la goethita (al deshidratarse su estructura) y el pico de la caolinita, lo que permite diferenciar esta de la clorita, ya que esta última se mantiene a pesar de calcinar la muestra. Posteriormente se sometió la muestra a un ambiente saturado en etilenglycol para comprobar la existencia de esmectitas, que se alteran mediante este tratamiento, lo que hace que los picos aparecidos entre $d=15$ y $d=10$ se desplacen hacia la derecha en el difractograma.

MICROSCOPIO ELECTRÓNICO (SEM Y SEM-EDX)

Esta técnica se ha empleado para estudiar la estructura interna de los ooides ferruginosos, de los estromatolitos asociados a la discontinuidad y de algunas costras ferruginosas. Las observaciones de SEM se han realizado usando el equipamiento disponible en el Servicio de Microscopía Electrónica de los SAI de la Universidad de Zaragoza. El instrumental de microscopía electrónica de barrido (SEM), consiste en un aparato modelo JEOL JSM 6400, con el cual se han obteniendo imágenes de electrones secundarios (SEI) y de electrones retrodispersados (BEI). Las primeras se realizan sobre muestras recubiertas de carbono o plata, y permiten observar la estructura y morfología, de los diferentes componentes. Mientras que las segundas se realizan sobre probetas púldas, permitiendo además de realizar observaciones de carácter textural y morfológico similares a las anteriores, una identificación semicuantitativa, en función de los tonos de gris de las imágenes de los componentes principales de los ooides. De este modo se observa que aquellas áreas ricas en Fe y en otros cationes similares presentan un tono gris claro a blanquecino. Las zonas cuyos componentes principales son Ca y P presentan unos tonos grises más oscuros de tipo medio y por último los granos de cuarzo (Si), presentan tonos grises muy oscuros. Así mismo esta técnica de electrones retrodispersados permite mediante el sistema computerizado de análisis de la energía de los rayos X dispersados (SEM-EDX), eXL-10 de LINK ANALYTICAL, que lleva acoplado dicho microscopio realizar diversos análisis puntuales de los ooides ferruginosos de muestras de ooides Callovienses y Oxfordienses. Estos análisis han permitido ver la variación de los elementos mayores dentro de los ooides. Los mismos se rea-

lizan focalizando el haz sobre una zona de 2 μm de diámetro aproximadamente dentro del ooide. La técnica tiene una gran fiabilidad para el contenido en elementos mayores (>5%) siendo muy poco fiables los resultados cuantitativos obtenidos para los elementos con porcentajes menores (<1%). Se han analizados los siguientes elementos K, Na, Ca, Mg, Sr, Mn, Ti, Fe, Al, Si, P, S; que se han considerado los más relevantes para caracterizar la mineralogía y geoquímica de los ooides ferruginosos.

VOLTARAMPERIMETRÍA DE MICROPARTÍCULAS INMOVILIZADAS

Esta técnica se ha empleado con la ayuda de la Dra. G. Cepría del departamento de Química Analítica, de la Universidad de Zaragoza, en el marco de las investigaciones de este departamento, como ejemplo de material geológico, junto con menas metálicas y suelos, susceptible de ser analizado mediante esta novedosa técnica. Esta técnica se emplea como medio de análisis rápido y semicuantitativo, para identificar cationes que presentan diferentes estados de oxidación. Para realizar estos análisis se han empleado muestras en polvo de ooides, sometidas previamente a análisis de Rayos X.

El procedimiento para realizar los análisis ha sido el siguiente. Primero, el electrodo que se emplea para realizar la toma de datos es conveniente protegido con una cubierta goma, para evitar raspaduras o daños en las muestras o en el electrodo. Después se coloca una pequeña cantidad de muestra en este caso el polvo resultante de realizar los Análisis de Difracción de Rayos X (DRX) sobre su superficie. Posteriormente se coloca el electrodo en un potenciómetro de tres electrodos donde previamente se han colocado como ejemplo de referencia para la especie Fe^{2+} , (Fe_2O_3) un patrón de Hematites (Fe_2O_3) pura comercial Bayer 130 HB; mientras que para la Goethita Fe^{3+} se emplea una solución de $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. La pureza de ambas fases minerales es de al menos un 95%, y el diámetro de las partículas de menos de 2mm. Para realizar las medidas, los experimentos electroquímicos se han llevado a cabo usando un potenciómetro AUTOLAB Eco Chemie y tres células de electrodos, provistas con un electrodo de referencia de $\text{Ag}|\text{AgCl}|\text{KCl}$ y un alambre de Pt como electrodo auxiliar. Las partículas de los muestras de polvo son demasiados pequeñas y finas para emplear una barra de grafito como electrodo al presentar problemas de adherencia, por lo que se ha empleado un electrodo de pasta de carbono. Este se ha preparado a partir de una mezcla de 60% de grafito y 40% de aceite de silicona, que se coloca en un tubo hueco de teflón de 1,5 mm de diámetro interior, en el que previamente se ha introducido un fino alambre de cobre que se ha enrollado a lo largo de la superficie interna para que actúe de contacto, el electrodo se ha protegido con una fina cubierta goma siendo limpiado antes y después de realizada cada medida. Cada célula electroquímica se ha embebido en una solución de 10 Mililitros de Nitrógeno, durante cinco minutos antes de introducir los patrones. Todos los voltammogramas se obtienen usando un escáner de potencial de ondas cuyos parámetros son 40 mV de amplitud de 100 Hz. de frecuencia y saltos de potencia de 1.95 mV. El potencial se analiza desde 1.00 V a 1.30 V. Veinticinco miligramos de muestra se colocaron en un papel de filtro, donde se alinearon en una línea recta de 2 centímetros con la ayuda de una espátula. El electrodo se pasó a lo largo de esa línea sin ejercer presión, lo que hace que sobre la superficie del electrodo solo se depositan una escasa cantidad de muestra (unos nanogramos), si se ejerciera una gran presión se produciría distorsiones sobre el voltograma. La comparaciones entre las graficas de los voltogramas con respecto a los patrones y medidas como la anchura media de los picos de cada

una de las especies medidas, nos indica la cantidad de cada uno de los iones medidos (Fe^{2+} o Fe^{3+}) así como las proporciones en las que se encuentran.

1.7.4. TRABAJOS DE GABINETE.

Dentro de estos trabajos se enmarcan los trabajos y realizados a partir de los datos obtenidos de los trabajos de los trabajos de campo y laboratorio, que han consistido en los siguientes:

a) Realización y delineación de las columnas estratigráficas así como de esquemas y dibujos de los aspectos más relevantes de las facies. La leyenda y modelo de columna estratigráfica con la cual se han realizado se muestra en la introducción del apartado de Estratigrafía.

b) Realización de estudios de correlación entre afloramientos e interpretación de los cambios laterales de facies, expresándolo por medio de esquemas de correlación y mapas de facies.

c) Reconstrucción de la paleogeografía de cuenca durante las sucesivas etapas del Calloviense y Oxfordiense. Presentación de mapas de isopacas del área de estudio y realización de esquemas y modelos en tres dimensiones de la distribución de áreas y ambientes durante determinados momentos de este intervalo.

d) Interpretación de las secuencias de depósito, identificación de los cortejos sedimentarios, de las superficies de inundación y de máximo nivel del mar. Identificación de las discontinuidades que son límites de secuencia, realización de la curva de variaciones relativas de nivel del mar.

Capítulo 2. Unidades Litoestratigráficas y Bioestratigrafía

2.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

2.1.1. INTRODUCCIÓN

El primer autor que trabaja con unidades litoestratigráficas en el Jurásico de la Cordillera Ibérica, aunque de manera informal, es Villena (1970). Sin embargo, no fueron definidas formalmente hasta los trabajos de Gómez y Goy (1979), siendo posteriormente modificadas por Giner (1980), Salas (1988) y Aurell (1990) para el Jurásico Superior (Fig. 2.1). Estas unidades se complementan con las propuestas en la zona noroccidental (Sector del Moncayo, Cameros y Demanda) por Wilde (1988). Recientemente se ha realizado una revisión de esta subdivisión para el Jurásico Medio por Gómez y Fernández-López (2003) (Fig. 2.2). En esta propuesta se realiza una serie de modificaciones del esquema inicial de Gómez y Goy (1979). Las unidades utilizadas en este trabajo se pueden ver en la Fig. 2.3.

Edad		UNIDADES LITOESTRIGRAFICAS PARA LA CORDILLERA IBÉRICA		UNIDADES LITOESTRIGRAFICAS PARA LA CORDILLERA CATALANA
JURÁSICO SUPERIOR	Thiton.	GRUPO TURIA	Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas	Fm. La Pleta
	Kimm.		Fm. Ritmita Calcárea de Loriguilla (Mb. Ricla)	Fm. Dolomías de Les Talaies
	Oxfordiense		Fm. Margas de Sot de Chera	Fm. Margas de Sot de Chera
			Fm. Calizas con Esponjas de Yátova	Fm. Calizas de Serra de La Creu
JURÁSICO MEDIO	Aaleniese- Calloviese	GRUPO ABLANQUEJO	Fm. Carbonatada de Chelva	Fm. Calizas y dolomías de La Tossa
			Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío	
			"Parte media informal"	Fm. Margas de Cardó
JURÁSICO INFERIOR	Toarciense	GR. ABLANQUEJO	Mb. Calizas Nod. de Casinos	Fm. Calizas y Calizas Margosas de Sant Blai
			Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel	
	Pliensbachiense	GR. ABLANQUEJO	Fm. Calizas Bioclásticas de Barahona	Fm. Calizas Bioclásticas de Barahona
			Fm. Margas Grises de Cerro del Pez	Fm. Margas Grises de Cerro del Pez
	Hettangiense- Sinemuriense	GR. RENALES	Fm. Calizas y Margas de Almonacid de la Cuba	Fm. Calizas y Margas de Almonacid de la Cuba
			Fm. Río Palomar	Fm. Río Palomar
			Fm. Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas	Fm. Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas
			Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña	Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña
		Fm. Dolomías tableadas de Imón	Fm. Dolomías tableadas de Imón	

Fig.2.1.- Distribución de las unidades Litoestratigráficas del Jurásico en las cordilleras Ibérica y Costero - Catalana, modificada de Gómez y Goy (1979), Fernández-López *et al.* (1997) y Bordonaba y Aurell (2002).

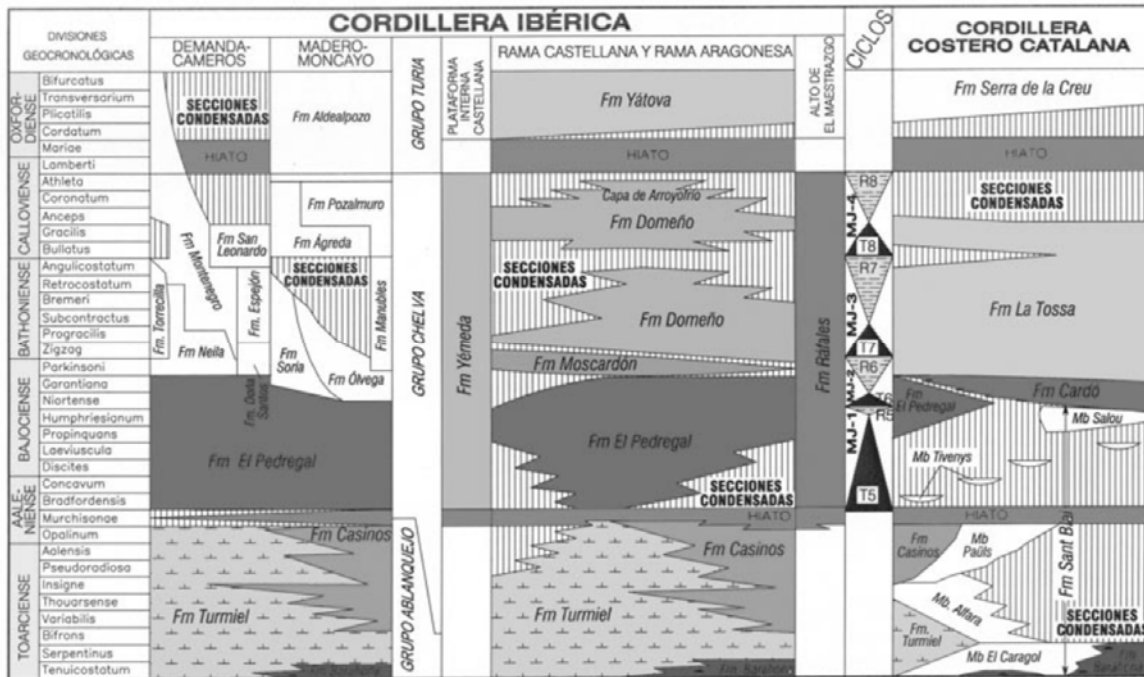


Fig.2.2.-Distribución de las unidades Litoestratigráficas del Jurásico Medio en la Cordilleras Ibéricas y Costero- Catalana realizada por Gómez y Fernández-López en Vera (2004).

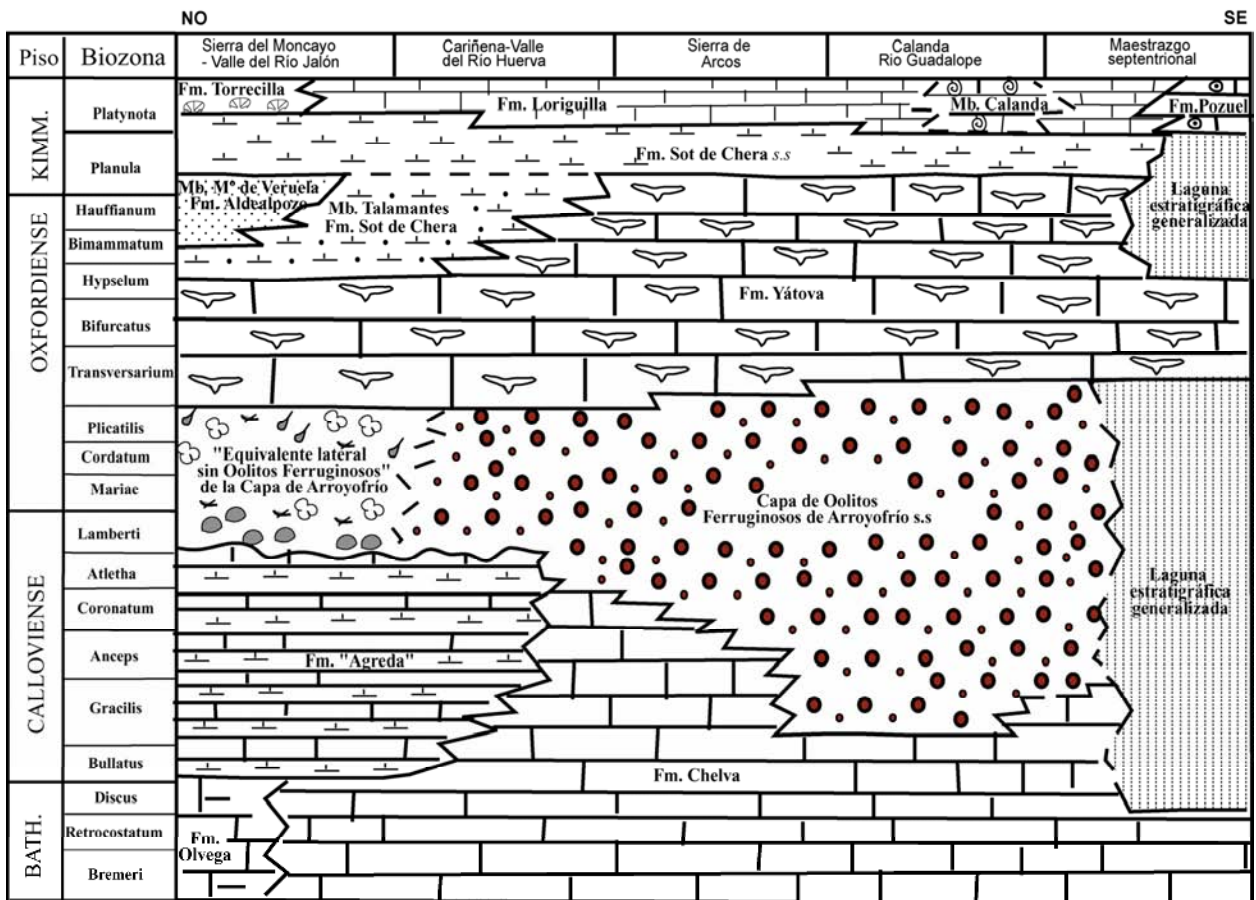


Fig. 2.3. Cuadro de distribución de las Unidades Litoestratigráficas empleadas en este trabajo.

Para el intervalo Calloviense-Oxfordiense inferior, se ha utilizado las unidades definidas por Gómez y Goy (1979), la Formación Chelva y dentro de la misma la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío, además de la Fm. Calizas arenosas de Agreda, definida por Wilde (1988).

En el intervalo Oxfordiense medio–Kimmeridgiense inferior, se ha utilizado la Fm. Yátova, con el rango de formación empleado previamente por Giner (1980), Salas (1987), Aurell (1990) y más recientemente por Gómez y Fernández-López (2003). La Fm Aldealpozo, definida por Alonso y Más (1990) integra en esta área el denominado Miembro “Areniscas y Microconglomerados de Veruela”. En la Fm. Sot de Chera (Gómez y Goy, 1979) se ha diferenciado un tramo de edad Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior denominado Miembro “Margas y Calizas limosas de Talamantes” .

A continuación se realizara una breve descripción de estas unidades indicado los antecedentes, la localidad tipo, sus características, su extensión y variaciones laterales, su edad, sus límites y sus subdivisiones. Se realizara también una discusión sobre su validez y utilidad.

2.1.2. FM. CHELVA

ANTECEDENTES

Esta unidad fue definida formalmente por Gómez y Goy (1979). Recientemente ha sido redefinida con la categoría de grupo por Gómez y Fernández-López (2003), realizándose una subdivisión de la misma en diversas formaciones.

ESTRATOTIPO

Se encuentra situado a unos 4 Km al Norte de la localidad de Chelva, y unos 4 Km al Sur de la de Ahillas, en un barranco situado en las proximidades de la carretera que une ambas poblaciones. Sus coordenadas geográficas son: Lat. 39° 46 '52'' y Long. 0° 58'25'' para la base y Lat. 39° 47' 04'' y Long. 0° 58'49'' para el techo.

DESCRIPCIÓN

Dentro de la misma se incluirían, según la definición original, los depositos calizos comprendidos entre los materiales margosos de las formaciones Turmiel (Toarciense) y Sot de Chera (Oxfordiense superior–Kimmeridgiense inferior). Posteriormente la redefinición del denominado Mb. Yátova como formación (véase Giner, 1980; Salas, 1987; Aurell, 1990) implica un limitación de su extensión a los materiales situados por debajo de la Capa de Arroyofrío. Dentro de esta unidad se distinguen una gran diversidad de conjuntos de facies que comprenden un conjunto de calizas micríticas y bioclásticas, junto a otro de calizas oolíticas y/o dolomitizadas, además de calizas con bioconstrucciones de esponjas y niveles ricos en ooides ferruginosos. En la mayor parte del área de estudio se trata de una unidad constituida por calizas *wackestone*, *packstone* y *mudstone* de filamentos, con nódulos de sílex y bioturbación. En el sector Levantino hay materiales de origen volcánico o vulcano-sedimentario, que forman el denominado montículo volcánico de Caudiel. Hacia su parte media presenta facies ricas en esponjas con esporádicas bioconstrucciones, durante el Bajociense. En la parte central y meridional (Sierra de Arcos) se encuentra constituida por calizas oolíticas, en facies de *packstone* a *grainstone*, con estratos de aspecto tableado a masivo, que evolucionan a calizas *packstone* peloidales y bioclásticas (ver lámina 2.1.A). Estas facies cambian lateralmente hacia la zona del Valle del Jalón - Campo de Cariñena, donde presenta un aspecto más

tabular con frecuentes secuencias estratocrecientes de somerización y un aumento de las intercalaciones de margas, sobre todo hacia su parte superior, durante el Bathoniense. Presentan facies que varían entre *packstone*, *wackestone* a *mudstone* de bioclastos, fundamentalmente filamentos de bivalvos. Hacia la zona del Maestrazgo y de enlace con las Catalanides esta unidad está constituida por calizas, a veces dolomíticas, y dolomías. Las calizas presentan facies de *wackestone* a *packstone*, o incluso *mudstone* bioclásticas, con frecuente bioturbación y acumulaciones bioclásticas. Lateralmente pasan a facies de mayor energía, constituidas por calizas *grainstone* a *packstone*, con oolitos calcáreos y escasos microfósiles. Se observan también fenómenos de dolomitización de estas calizas que pueden acentuarse en el área del Maestrazgo (Bulard, 1972; Giner, 1980). Estos procesos se deben probablemente a procesos de circulación de fluidos hidrotermales a favor de fracturas (Nadal, 2002). En las zonas no dolomitizadas, dominan las secuencias estratocrecientes de somerización, que con frecuencia terminan en una superficie endurecida, con perforaciones biogénicas, que puede estar rellena con fósiles fosfáticos, costras ferruginosas y glauconita.

En el área de estudio presenta espesores que oscilan entre algunas decenas de metros (30 a 40 m) en las zonas donde se observa una mayor condensación (Sierra de Arcos, Río Guadalupe y Alto de Ejulve) a más de 200 metros en la zona de mayor subsidencia, como el Valle del Jalón. En la Zona del Maestrazgo, el espesor de la unidad es de unos 26 m (Ráfales). Esta unidad representa ambientes de plataforma marina carbonatada somera, con una gran diversidad de medios de sedimentación, variando desde cinturones de facies de alta energía hasta condiciones restringidas.

EXTENSIÓN Y EQUIVALENTES LATERALES

Su extensión lateral abarcaría tanto la Rama Aragonesa y la Rama Castellana como el Sector Levantino de la Cordillera ibérica. En la zona del Moncayo - Sierra de Cameros y Demanda, se distinguieron por Wilde (1988) una serie de unidades que pueden ser equivalentes laterales de la misma, como son las formaciones Agreda, Olvega, Soria, Pozalmuro y Manubles; más hacia el Oeste en la zona de Cameros-Demanda sus equivalentes laterales son las unidades de las formaciones Neila, Torrecilla, San Leonardo y Montenegro. En las Catalanides esta unidad es paso lateral de las Margas de Cardó (con los miembros Salou y Tyvenis) así como la Fm. Calizas y Dolomías de la Tossa.

LÍMITES

Como límite inferior de esta unidad se toma el contacto con las margas de Turmiel. Se realiza de una manera gradual, por lo cual se sitúa el límite, según la definición formal, en el punto en que los intervalos margosos llegan casi a desaparecer. El límite superior de esta unidad está marcado por la aparición de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío o sus equivalentes laterales a techo de esta unidad. En ambos casos el límite con la Fm. Yátova es un *hardground* o una superficie planar ferruginizada, que culmina estos depósitos de espesor decimétrico a métrico. En otros puntos, como en el caso de los afloramientos de Ejulve, Obón y Torre de las Arcas, en los que no se reconoce depósito de la capa de Arroyofrío, el límite entre la misma y la formación Yátova suprayacente consiste en un *hardground* o una superficie irregular ferruginizada.

EDAD

A esta unidad, se le asigna una edad de Toarciense - Aalenense inferior a Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatum*) o medio (Biozona *Plicatilis*). Los materiales estudiados en el presente trabajo

abarcan desde el Bathoniense superior (Biozona *Retrocostatum*), hasta el Oxfordiense inferior-medio (Biozonas *Cordatum* y *Plicatilis*) representado en la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío.

DISCUSIÓN

Como se ha dicho en los apartados anteriores, la definición original de la Formación Chelva por Gómez y Goy (1979) incluía en la misma todos los materiales carbonatados, situados entre los términos margosos de la Fm. Turmiel y los de la Fm. Sot de Chera, subdividiéndose la misma en 4 partes: El Miembro de Calizas Nodulosas de Casinos, la denominada “parte media informal”, la Capa de Arroyofrío y el Miembro de Calizas con Esponjas de Yátova. Esta última unidad fue elevada posteriormente al rango de formación, por Giner (1980), Salas (1987) y Aurell (1990) y separada del conjunto del mismo. Sin embargo la escasez de precisión de esta subdivisión, planteaba para algunos autores una serie de problemas, como son la diversidad de facies, gran extensión lateral y otros, que han llevado a la propuesta de una subdivisión por Gómez y Fernández-López (2003). En la misma se consideraba necesario elevar la categoría de esta unidad de formación a grupo y se planteaba su subdivisión en una serie de nuevas formaciones (ver Fig. 2.2). En el trabajo se propone el rango a formación del Miembro de Calizas Nodulosas de Casinos usando idénticos argumentos a los que llevaron en su día a la separación de la Formación de Calizas con Esponjas de Yátova (véase discusión en Aurell, 1990, p. 80). Estos criterios son su aspecto de campo, que permite una buena diferenciación cartográfica con el resto de las unidades o la existencia de un límite bien marcado asociado a una discontinuidad bastante notoria. No obstante, la diferenciación de las otras tres formaciones (Fms. El Pedregal, Moscardón y Domeño), resulta más discutible por lo que parece necesario hacer una serie de consideraciones y objeciones a como se ha llevado a cabo esta subdivisión y alguna de las subdivisiones efectuadas.

La principal objeción es de carácter formal y esta en relación con la propuesta de que la Fm. Chelva sea elevada a grupo y subdividida en unidades con el carácter de formación. Tal y como se ha realizado la separación de estas unidades no existe el contraste litológico neto entre las mismas, necesario para establecer unidades con carácter de formación. Esto se pone de manifiesto cuando se leen las descripciones de estas unidades, observándose que las mismas se subdividen teniendo en cuenta aspectos litológicos de detalle o la existencia de facies condensadas y de plataforma interna, criterios que no son operativos a la hora de realizar una cartografía geológica. Esta dificultad de inclusión de las mismas en la cartografía geológica, incumple uno de los principios enunciado en la definición de Formación por la Guía Estratigráfica Internacional (versión abreviada de Reguant y Ortiz, 2001). Al incumplirse este requisito formal, estas unidades podrían ser susceptibles de ser empleadas como miembros dentro de la Fm. Chelva, que debería conservar dicho rango.

Otro argumento es que no se ha realizado una definición de cuales son los límites que se establecen entre las diferentes unidades. Es el caso del límite entre las Formaciones Ráfales y Domeño en el área del Maestrazgo y Sierra de Arcos, ambas depositados en facies condensadas y sometidas a dolomitización. Estas características que los autores emplean como definitorias de la Fm. Ráfales en el área del Maestrazgo y las Catalanides son idénticas a las observadas en algunos afloramientos de la Sierra de Arcos en donde se encontraría los materiales de la denominada Fm. Domeño, según estos autores. Así mismo la dolomitización no debería ser considerada como un carácter determinante a la

hora de definir una formación; si tal y como indica Gil *et al.* (2004) no confiere a la unidad un marcado contraste morfológico con respecto a otras unidades, o bien sea lo suficientemente intensa como para desvirtuar la estratificación confiriendo al conjunto un aspecto masivo.

Los argumentos expuestos en los párrafos precedentes justifican el que en este trabajo se siga empleado el término Fm. Chelva, con prioridad al de Grupo. Las dificultades observadas hacen difícil el empleo de las subunidades propuestas, por lo que se ha obviado las mismas en el presente trabajo, denominándose a los materiales del intervalo Bathoniense-Calloviense estudiados únicamente como Fm Chelva. Ello no es óbice para que se estime posible la realización de una subdivisión en miembros de esta unidad, siempre que se considere útil, tal y como indica la Guía Estratigráfica Internacional. Se conserva el término de Capa de Oolitos Ferruginoso de Arroyofrío en el sentido indicado por la definición de Aurell (1990), describiéndose a continuación.

CAPA DE OOLITOS FERRUGINOSOS DE ARROYOFRÍO

ANTECEDENTES

Esta unidad fue definida formalmente por Gómez y Goy (1979) e incluida dentro de la parte superior de la Fm. Carbonatada de Chelva. Ha sido empleada por Aurell (1990) para englobar los depósitos sin oolitos ferruginosos de edad Calloviense-Oxfordiense inferior, situados también a techo de la Fm. Chelva.

ESTRATOTIPO

Según Gómez (1979), el corte tipo se sitúa en las proximidades de la localidad de Arroyofrío, en la carretera de Albarracín a Salvacañete, en la ladera del arroyo del mismo nombre.

DESCRIPCIÓN

En la mayor parte del área de estudio esta unidad consiste en unas calizas rojizas, grises o amarillas en corte, de textura *wackestone* -*packstone* con ooides y pisoides ferruginosos, además de frecuentes costras ferruginosas. Se encuentra dispuestas en dos o más niveles que tienen en conjunto un espesor generalmente centimétrico o decimétrico a raramente métrico (Moneva, Peñisquera, Andorra). Los ooides están compuestos principalmente por goethita y en menor proporción minerales de la arcilla (caolinita e illita), chamosita, hematites, siendo en ocasiones de naturaleza fosfática (Ramajo *et al.*, 2002). Los ooides se encuentran dispersos y presentan un grado de clasificación variable. El estudio detallado de la facies permite individualizar horizontes o capas separados por superficies de discontinuidad ferruginizadas o *hardgrounds*. Lateralmente esta unidad pasa a una serie de depósitos irregulares, sin ooides ferruginosos, de calizas en facies de *mudstone* a *wackestone* bioclástico, con intraclastos y fragmentos de ammonoideos fosfatizados o ferruginizados. Estas facies se encuentra bien representados en los afloramientos del área Ricla-Veruela en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Ramajo y Aurell, 1997) o en el de Arroyo Picastre (Yátova) en el sector Levantino (Meléndez *et al.*, 2005a). Estos depósitos son también multiepisódicos, encontrándose separados internamente por superficies de discontinuidad (Ramajo y Aurell, 1997; Ramajo y Meléndez, 1997) (ver lámina. 2.1.C). En algunos afloramientos del Valle del río Huerva (Aladrén) se aprecian depósitos con características intermedias entre ambos (Meléndez *et al.*, 2005b). Los dos tipos de depósitos pueden presentar ocasionales crecimientos de tipo estromatolítico ferruginizados o fosfatizados (Ramajo y Aurell, 1997).

EXTENSIÓN Y EQUIVALENTES LATERALES

Esta capa está ausente en la zona del Alto de Ejulve-Maestrazgo (Ejulve) donde se encuentra sustituida por una *hardground* en ocasiones ferruginizado y encostrado que pone en contacto los materiales de la Fm. Chelva, con los de la Fm. Yátova. En la Cordillera Costero-Catalana el contacto entre el Jurásico Medio y Superior está representado por un nivel de 20 cm muy recrystalizado, en el que se reconocen diversas costras ferruginosas irregulares de tonos rojizos.

Aunque no se dispone de datos paleontológicos significativos, este nivel se interpreta como el equivalente lateral de la Capa de Arroyofrío ya que se han encontrado esporádicos ooides ferruginosos (Aurell *et al.*, 1997; Aurell *et al.*, 1999). En algunos puntos de la zona del Moncayo-Soria, Bulard (1972), Wilde (1988) y Alonso y Más (1990) identifican una discontinuidad asociada a un nivel karstificado que correspondería con los materiales de esta edad.

LÍMITES

El límite inferior viene dado por la aparición de los ooides ferruginosos sobre una superficie irregular o un *hardground*, que los separa de la caliza micrítica de textura *wackestone* de filamentos y fósiles del Calloviense. En el caso de las facies sin ooides ferruginosos se trata de una superficie de discontinuidad de morfología irregular con “cavidades” (Ramajo y Aurell, 1997; Meléndez y Ramajo, 1997). El límite superior coincide con la base de la Fm. Calizas con Esponjas de Yátova, generalmente se encuentra constituido por un *hardground* muy nítido de morfología planar.

EDAD

Es una capa muy irregular y multiepisódica, que presenta una laguna estratigráfica interna de amplitud variable entre el Calloviense inferior y Oxfordiense medio. En el área de estudio se pueden distinguir dos niveles oolíticos de diferente edad. El tramo inferior presenta un intervalo de depósito que varía entre el Calloviense inferior (Biozonas *Gracilis* y *Bullatus p.p.*) hasta las Biozonas *Anceps* y *Coronatum p.p.* del Calloviense medio (Meléndez *et al.*, 1997; Aurell *et al.*, 1999; Ramajo *et al.*, 2000; Ramajo *et al.*, 2002 y Bello *et al.*, 2002).

El tramo superior, de edad Oxfordiense, está formado por dos episodios. Uno primero que corresponde al Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatum*) y un segundo que podría corresponder con un depósito de la Biozona *Plicatilis* o incluso de la Biozona *Parandieri* del Oxfordiense medio, esto último en los afloramientos de la sierra de Arcos (Bello, 2005).

En los afloramientos más occidentales (Talamantes, Vuela y Riela), dentro de los depósitos definidos como equivalentes laterales de la capa de Arroyofrío, se identifican 2 o 3 generaciones distintas de cavidades de edad exclusivamente Oxfordiense (Bulard, 1972; Lardiés, 1988; Fontana, 1990, Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997, y Ramajo y Meléndez, 1997). El primero corresponde a depósitos donde hay ammonoideos atribuidos a la Biozona *Cordatum* (Subbiozona *Claramontanus, ex Bukowskii*). En el resto de los depósitos se identifican ammonoideos resedimentados de las subbiozonas *Antecedens* y *Patturantis* (*Vertebralis*) de la Biozona *Plicatilis* (Oxfordiense medio), (Lardiés, 1988; Aurell *et al.*, 1993; Ramajo y Aurell, 1997; Ramajo y Meléndez, 1997).

2.1.3. FORMACIÓN ÁGREDA

ANTECEDENTES

Esta unidad fue definida como Formación de Calizas Margosas y Arenosas de Agreda por Wilde (1988), para las facies de techo del Jurásico Medio en la zona que aflora en las regiones NW y E del Moncayo. Para Fontana *et al.* (1994) esta unidad se extendería hasta las proximidades del área de Ricla, en la zona de Talamantes y Veruela. Por último esta unidad ha sido incluida recientemente por Gómez y Fernández-López, (2004) dentro de la propuesta de subdivisión del Jurásico Medio, realizada por dichos autores (ver fig. 2.2).

ESTRATOTIPO

El estratotipo de esta unidad estaría situado según Wilde (1988) al Sur de Ágrede (Soria, NW del Moncayo), junto a la carretera que parte hacia Aldehuela de Ágrede. La parte superior del corte aflora 1 Km al este de esa carretera, en el barranco de la Cañada de las Callejuelas.

DESCRIPCIÓN

En el área estudiada esta unidad consta de una alternancia de calizas limosas y arenosas con facies de *wackestone* a *mudstone* bioclásticos y peloidales que evoluciona en la vertical a facies de *wackestone* e incluso *packstone* de bioclastos y peloides con abundantes granos de cuarzo (con porcentajes mayores del 5%). Hacia la zona de Agreda y la parte este de la Sierra del Moncayo, la unidad consta según Wilde (1988) de una alternancia de margas con calizas arenosas a limosas y areniscas calcáreas (ver lámina 2.1.B), observándose algunos niveles de calizas oolíticas. Su espesor varía entre algo más de 100 metros, en el perfil del Monasterio de Veruela y Talamantes (Fontana *et al.*, 1994), a casi 300 m en la zona de Agreda, pasando a ser de unos 80 metros en la zona de Ricla a menos de 30 metros en la zona de Aguilón. Esta unidad se interpreta como desarrollada en ambientes marinos someros y submareales que pasan a intermareales en el área más occidental siendo la influencia de condiciones marinas abiertas mayor en la base de la unidad.

EXTENSIÓN Y EQUIVALENTES LATERALES

Tal y como se entiende en este trabajo la unidad se extiende desde la parte oriental del Moncayo, (área de Agreda a Olvega) hasta el valle del Río Huerva (Aguilón). El paso lateral de la parte superior de la Fm. Chelva (Fig.2.3) se observa en el área de Belchite-Macizo del Ventolano, donde se reduce extraordinariamente su espesor hasta menos de 10 metros, haciéndose la serie eminentemente calcárea en los afloramientos de las estribaciones de la Sierra de Arcos. En el área de Soria se encuentra por encima de las margas y calizas margosas de la Fm. Olvega (de edad Bajociense-Bathonense), pasando hacia la zona de Madero y la región de Ciria-Bijuesca a la Fm. Pozalmuro (Wilde, 1988). En la zona de Ricla-Valle del Jalón y Aguilón, se encuentra a techo de las calizas tabeadas con intercalaciones de margas de techo de la Fm. Chelva.

LÍMITES

El límite inferior corresponde en general a la discontinuidad Bathoniense-Calloviense que en esta zona consiste en un *hardground* que presenta en ocasiones acumulación de ammonoideos. El límite superior coincide con la discontinuidad de la base de la Capa de Arroyofrío, o con la discontinuidad equivalente a esta cuando esta por debajo de las calizas de la Fm. Aldealpozo.

EDAD

Debido a su escaso contenido en fósiles no existen datos precisos sobre su edad en el área de Agreda-Olvega. En el afloramiento del Monasterio de Veruela, estudiado en el presente trabajo, se ha situado por encima de un tramo de margas y calizas margosas con restos de *Oxycerites* de edad probable Bathoniense. Dentro de la misma, se encuentra fragmentos de moldes de *Macrocephalites* característicos de la Biozona Gracilis (K. Page *com pers*) estando situada por debajo de la capa de Arroyofrío en la cual se encuentran moldes de ammonioideos reelaborados, característicos de la parte superior de las Biozona Athletha o de la Biozona Lamberti del Calloviense superior (Benke, 1981, y G. Meléndez *com. pers.*). En la zona del Riela-Aguilón la unidad se encuentra comprendida desde la discontinuidad del límite Bathoniense-Calloviense, que lleva asociada una laguna en el Bathoniense superior, hasta la discontinuidad de la base del equivalente lateral de la Capa de Arroyofrío de edad Calloviense superior.

DISCUSIÓN

Esta unidad se ha diferenciado de los materiales del Jurásico Medio, incluidos en la formación Chelva, por varios motivos como son: (1) Su circunscripción a los materiales de techo del Jurásico Medio, incluyendo fundamentalmente el Calloviense. (2) la presencia de un marcado contraste litológico con los materiales infrayacentes las calizas margosas de la Fm. Olvega o las calizas de la Fm. Chelva. (3) En áreas limítrofes (región de Agreda-Olvega) presente una litología similar de alternancia de calizas arenosas en ocasiones oolíticas y margas. Todos estos factores determinan la extensión de la Fm. de Alternancia de Calizas arenosas y Margas de “Agreda” desde el ámbito de definición formal en los alrededores del Moncayo hasta la zona del Río Huerva. Se diferencia en esta zona como una unidad separada del conjunto carbonatado de la Fm. Chelva con carácter de formación al haber ya una unidad formal definida con características litológicas semejantes. No obstante un mayor conocimiento de los materiales del Jurásico Medio del área Soria-Cameros-Demanda, podría hacer replantear la subdivisión de unidades litoestratigráficas realizadas a partir de los trabajos de la escuela alemana de los años 70 y 80, que ha sido utilizada por Gómez y Fernández-López (2003) para el ámbito del Jurásico Medio en el área de las Sierras del Moncayo, Cameros y La Demanda.

2.1.4. FORMACIÓN YÁTOVA**ANTECEDENTES**

Esta unidad fue definida formalmente como miembro de la Fm. Chelva por Gómez y Goy (1979) en el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Posteriormente Giner (1980), Salas (1987) y Aurell (1990) la elevan a la categoría de formación.

ESTRATOTIPO:

Se encuentra unos 7 Km al Oeste-Suroeste de la localidad de Yátova, en el camino que va desde la carretera de Yátova a Mijares hasta el embalse de La Forata. Sus coordenadas geográficas son: Lat. 39° 20'06”, Long. 0°50'20” Oeste. La columna de detalle del mismo se ha revisado recientemente en Meléndez *et al.* (2005a) y puede verse en la Fig. 2.4.

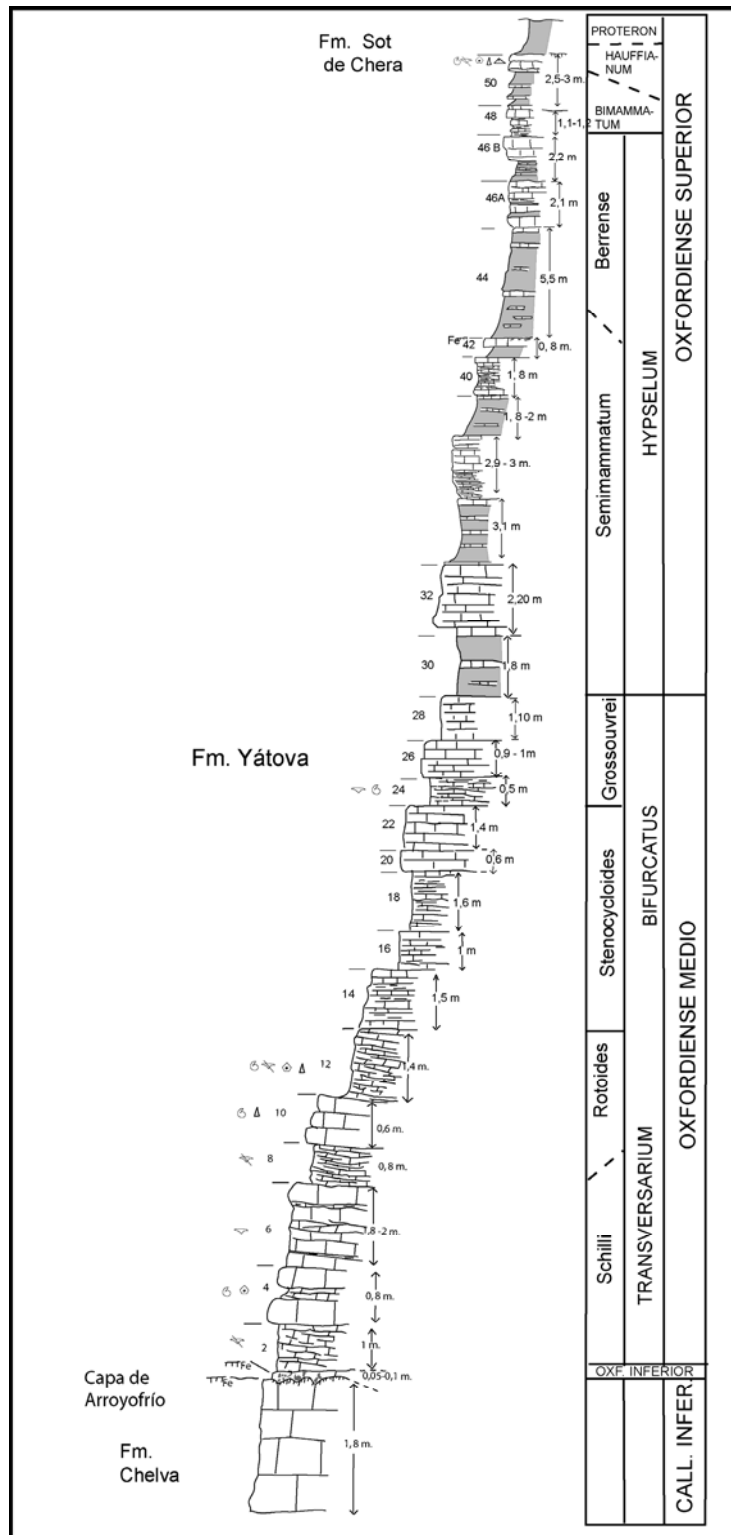


Fig. 2.4. Sección detallada del Estratotipo de la Fm. Yátova en el afloramiento de Arroyo Picastre, modificada de Meléndez *et al.* (2005a).

DESCRIPCIÓN

Las facies que componen esta unidad se han descrito con cierto detalle tanto en Aurell (1990), como en Ramajo *et al.* (1999). La unidad presenta en general una potencia inferior a 20 m, si bien en determinados sectores alcanza espesores próximos a 45 m. Está constituida por calizas grises con intercalaciones de calizas margosas o margas de tonos grises u ocre. Se trata de calizas bioclásticas

con frecuentes esponjas y otros grupos fósiles (crinoides, braquiópodos, bivalvos, belemnites, equinodermos, foraminíferos y serpulidos), estratificadas en bancos nodulosos a irregulares decimétricos con ocasionales bioconstrucciones de espesor métrico. En la mayoría de los afloramientos estudiados se pueden distinguir dos tramos (Bello, 2005):

- **Tramo inferior:** Este tramo de aspecto masivo está formado por calizas en facies *mudstone* a *wackestone* bioclásticas con esponjas, dispuestas en estratos de aspecto masivo, que en algunos puntos suelen contener ooides ferruginosos retrabajados en los primeros metros. En este tramo se presentan montículos o bioconstrucciones (*mounds*) de espongiarios de orden métrico. En la sucesión se observa también el desarrollo de secuencias estrato y granodecrecientes con incremento de margas a techo, (lámina 2.1.D). Su edad abarca las subbiozonas Parandieri y Schilli de la Biozona Transversarium.

- **Tramo superior:** Este tramo presenta una mayor diversidad de facies que el anterior. En el área noroccidental (Talamantes-Aguilón), esta formado por niveles de calizas con esponjas y restos de bioclastos en facies de *wackestone* a *packstone* con fragmentos de esponjas, tuberoideas y abundantes bioclastos, que alternan con niveles de margas. El tramo presenta un incremento del porcentaje de marga y granos de cuarzo hacia techo en los perfiles noroccidentales (Veruela-Ricla) y en menor medida en el área de Tosos-Aguilón. En el sector de la Sierra de Arcos (Moneva-Andorra), el tramo presenta facies de *wackestone* a *packstone* con esponjas y bioclastos que evolucionan en la vertical a *wackestone* a *packstone* con peloides, bioclastos y abundante glauconita. En la zona del Maestrazgo (Calanda-Ráfales) se observa la existencia de facies de esponjas y bioclastos que evolucionan verticalmente, bien hacia facies de *packstone* a *wackestone* de peloides con glauconita, o bien hacia facies de calizas con esponjas que alternan con facies de calizas de *packstone* peloidales y bioclásticas similares a las observadas en los afloramientos de la Cadena Costero Catalana (Aurell *et al.*, 1999).

En la zona central, correspondiente al denominado Alto de Ejulve-Montalbán, se observan secuencias condensadas (menos de 3 metros) de aspecto masivo, que consisten en calizas *packstone* a *grainstone* bioclásticos con fragmentos de esponjas y tuberoideas que solo ocasionalmente presenta restos de esponjas bien conservadas.

EXTENSIÓN Y EQUIVALENTES LATERALES

Se reconoce en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, desde las estribaciones orientales de la Sierra del Moncayo (Cueva de Agreda, Veruela y Talamantes) hasta el Prebético Externo. En la Cordillera Ibérica Noroccidental (Sierra de la Demanda y Sierra de los Cameros) y sector occidental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, pasa lateralmente a la Fm. Aldealpozo. En el sector occidental de la Rama Castellana (Sierra Menera, sector occidental de la Sierra de Albarracín), el techo de la Fm. Yátova pasa lateralmente a la Fm. Sot de Chera (Mb. Alustante). En la Cordillera Costero-Catalana, su equivalente lateral es la Fm. Sierra de la Creu.

LÍMITES

El límite inferior es muy neto, situándose sobre el *hardground* de techo de la Capa de Arroyofrío. En ausencia de esta se manifiesta por superficies irregulares o *hardgrounds* a techo de la Fm. Chelva.

El límite superior se encuentra por lo general en la parte media a inferior de la Biozona Planula. Se presenta en la mayoría de los afloramientos como una superficie irregular, endurecida y ferruginizada, con elevada concentración de ammonioideos y de glauconita, que pasa bruscamente a las margas grises generalmente poco fosilíferas de la Fm. Sot de Chera. En las áreas marginales de la cuenca (Sector de la Sierra del Moncayo y Ricla) las calizas de espongiarios no sobrepasan la base de la biozona Hypselum y puede que incluso el techo de la Biozona Bifurcatus (Oxfordiense medio). Sobre ellas se sitúan las margas y calizas limosas del denominado Mb. Talamantes de la Fm. Aldealpozo. En otras zonas (S^a Menera) se sitúa sobre los materiales de dicha unidad las margas y calizas arenosas del Mb. Alustante de la Fm. Sot de Chera (Aurell, 1990).. En el área de Obón-Torre de las Arcas sobre la Fm. Yátova se disponen las calizas oolíticas de la Fm. Pozuel (Aurell *et al.*, 1999). En el perfil de Ejulve, sobre una superficie ferruginizada se encuentran las calizas margosas de la Fm. Loriguilla.

EDAD

La Fm. Yátova ha sido objeto de detallados trabajos bioestratigráficos (Meléndez, 1989; Fontana, 1990; Meléndez y Fontana, 1993; Ramajo *et al.*, 1999; Page *et al.*, 2004 y Bello, 2005). La unidad representa un intervalo máximo que abarca desde el Oxfordiense medio (Biozona Plicatilis p.p.) al Oxfordiense superior (Biozona Planula p.p.). Esta edad puede variar localmente. El techo de la Fm. Yátova en Talamantes-Veruela tiene una edad que oscila entre la Biozona Bifurcatus (Oxfordiense medio) e Hypselum (Oxfordiense superior); en el área de Ricla-Aguilón, se recogen a techo fósiles característicos de las biozonas Hypselum a Bimammatum (Oxfordiense superior). En el sector de Ariño las facies de calizas glauconíticas llega a la base de la Biozona Planula y la caliza de esponjas abarcan hasta la Biozona Bifurcatus. En el área de Calanda-Cañada de Verich el techo de esta unidad presenta ammonioideos característicos de la Biozona Bimammatum, o quizás de la Biozona Hauffianum.

2.1.5 FORMACIÓN ALDEALPOZO

ANTECEDENTES

Esta unidad fue definida originalmente sin carácter formal por Dragastan *et al.* (1987) como “Formación Alternancia cíclica de Calizas y Areniscas de Aldealpozo” e incluida en la tesis de Wilde (1988). Posteriormente fue definida formalmente como Fm. Calizas Negras de Aldealpozo por Alonso y Mas (1990). Esta definición fue revisada por Aurell (1990), que incluye en ella los materiales margosos y siliciclásticos situados al Este del Moncayo.

ESTRATOTIPO

El estratotipo se localiza en las proximidades de la localidad de Aldealpozo, al Oeste de la misma y a unos 200 m del cruce entre la carretera de Soria-Ágreda y la carretera que la une con la localidad de Renieblas (Long. 02°13'16,9" W; Lat. 41°46'58,0" N.).

DESCRIPCIÓN

Esta formada por calizas arenosas bioclásticas y calcareníticas, más abundantes hacia la base de la unidad, y calizas micríticas en muchos casos con desarrollo de estromatolitos, hacia la parte media y alta de la misma. Son abundantes los gasterópodos, bivalvos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y carófitas. Las facies se disponen en secuencias de somerización arenosas y fangosas, con

evidencias de influencia de aguas dulces y exposición subaérea a techo de las mismas. Se depositarán en un ambiente de llanura de marea carbonática a *lagoon* (Alonso y Mas, 1990). En las áreas centrales la unidad llega a alcanzar los 90 m. Hacia el Noroeste, en el sector de Torrecilla, la Fm. Aldealpozo tiene menor espesor (10-15 m) y se compone de calizas limosas y margas negras, de aspecto tableado, con braquiópodos, crinoides y algunos ammonites. En este caso, el depósito de esta unidad tuvo lugar en un ambiente más profundo y tranquilo por debajo del nivel de base del oleaje y con una velocidad de sedimentación baja (Alonso y Mas, 1990). En las zona situadas al Este del Moncayo entre las localidades de Trasmoz, el Monasterio de Veruela y Talamantes, se presenta como una serie de calizas arenosas a areniscas y microconglomerados con cemento calcáreo, con niveles de canales y barras, con un espesor total de entre 30 a 65 metros. Este conjunto se ha denominado por Aurell (1990) como “miembro superior arenoso” de la Fm. Aldealpozo.

La sedimentación de esta unidad tuvo lugar en la zona interna de una extensa plataforma carbonática de tipo rampa a la que llegaba material siliciclástico procedente de los macizos elevados del Suroeste (Macizo Ibérico) y del Macizo del Ebro al Noreste (Alonso y Mas, 1990). En este contexto se produce la implantación de sistemas deltaicos como el que se localiza en la zona Este de la Sierra del Moncayo (Aurell, 1990 y Ramajo *et al.*, 1999).

EXTENSIÓN Y EQUIVALENTES LATERALES

La unidad se reconoce dentro de la unidad de Cameros, hacia el Sur y Sureste, así como en las estribaciones de Sierra del Moncayo-Madero y en la zona de Ciria-Bijuesca. Sus equivalentes laterales son la Formación Yátova y la base de la Fm. Sot de Chera (Aurell, 1990; Bádenas, 1999).

LÍMITES

Su límite inferior, en el área de Soria-Sierra del Madero, se presenta como un nivel karstificado que correspondería a la discontinuidad del Calloviense-Oxfordiense (Alonso y Más, 1988). En el área de estudio este se sitúa a techo de las margas del “Miembro Talamantes” de la Fm. Sot de Chera, en los primeros niveles de calizas arenosas. En la zona de Soria el límite superior, es una discontinuidad marcada en ocasiones por un nivel de brechas sobre la que se sitúan los niveles de corales de la Fm. Torrecilla (Benito, 2001). En el área de estudio se trataría de un *hardground* con fósiles incrustados (ostreidos) localizado a techo del cuerpo arenoso y microconglomerático.

EDAD

La edad se corresponde probablemente al intervalo Oxfordiense medio-superior (Alonso y Más, 1990; Aurell, 1990). En la zona de Veruela-Talamantes su edad viene definida por la presencia de ammonites de la Biozona Hypselum en la unidad infrayacente (Fm. Yátova) y de ammonites de la parte inferior de la Biozona Planula en la base de la unidad suprayacente (Bádenas *et al.*, 1999 y Bello *et al.*, 2004).

DISCUSIÓN

Los términos litológicos presentes en el área de estudio presentan características diferentes de los que se emplearon en la definición de esta unidad. En especial, presentan dos grandes tramos litológicos susceptibles de individualizarse en una cartografía geológica de detalle (Aurell, 1990 p 123, fig. 23. San Román, 1994). En el presente trabajo, proponemos una separación de los dos términos litológicos de la Fm. Aldealpozo, sustituyendo la denominación realizada por Aurell (1990) de “Miembro inferior margoso” por la de “Miembro de Margas y Calizas limosas de Talamantes” y la

de “Miembro superior arenoso” por la de “Miembro de Areniscas y microconglomerados del Monasterio de Veruela”. El primer tramo debido a su carácter esencialmente margoso se ha incluido dentro de la Fm. Margas de Sot de Chera y el segundo dentro de la Fm. Aldealpozo.

MIEMBRO ARENISCAS Y MICROCONGLOMERADOS DEL MONASTERIO DE VERUELA

ANTECEDENTES

Esta unidad fue descrita y enunciada de manera informal por Aurell (1990) como “Miembro Superior arenoso” de la Fm. Aldealpozo en los afloramientos situados al E del Moncayo.

ESTRATOTIPO

Se propone la sección levantada en el presente trabajo y descrita en Aurell (1990), situada en las cercanías del Monasterio de Veruela, en una loma situada al E-SE del monasterio, con la siguientes coordenadas: Base: X: 609.500, Y: 4.629.400. Techo: X: 610.000, Y: 4.630.300.

DESCRIPCIÓN

Consiste en 30 a 65 metros de areniscas y calizas arenosas con intercalaciones de niveles de microconglomerados. Se inicia con un tramo de unos 3 a 5 metros de calizas limoso-arenosas y niveles de areniscas con cemento calcáreo. Se trata de calizas de color marrón ocre a beige de aspecto tabular a ligeramente noduloso, que presentan niveles de espesor decimétrico (0,2 a 0,5 metros). Las calizas presentan facies *packstone* a *grainstone* con granos de cuarzo y en menor medida de feldespato y micas, escasamente redondeados, así como algún fragmento carbonatado (restos de bioclastos y peloides). Se observan estructuras como laminaciones de tipo paralela, cruzada planar o en surco y *ripples* a techo de los estratos, junto abundantes bioturbaciones subverticales. En este tramo se presentan a veces intercalados niveles lenticulares de areniscas de grano fino a medio, con laminación cruzada planar o en surco.

A continuación se encuentra un tramo superior compuesto por areniscas de grano fino-medio, a grueso y microconglomerados de tonos ocre. Estas areniscas se disponen en niveles de tabulares a lenticulares, decimétricos a métricos (0,2 a >1,2 m). Se encuentran ordenadas en secuencias estratocrecientes de 1 a 3 metros de potencia, compuestas por niveles tabulares a lenticulares en la base y coronadas por un nivel de areniscas de grano medio a grueso a veces microconglomerados, con aspecto canaliforme y base erosiva en muchos casos. Los niveles tabulares, suelen presentar estratificación y laminación planar, así como laminación cruzada en surco o planar y en menor medida estratificación cruzada planar, con *ripples* a techo. Los niveles canaliformes presentan secuencias de relleno de canal, con estratificación cruzada planar o en surco, con *sets* decimétrico. Se observan también secuencias de granodecrecimiento dentro de los cuerpos canaliformes. Los cuerpos de relleno de canal se pueden desarrollar en ocasiones sobre cuerpos con megaestratificación cruzada planar (barras) o pasar lateralmente a barras de acrección lateral, que muestra *sets* de estratificación cruzada planar o en surco, de espesor decimétrico con ordenación granodecreciente y estructuras de laminación cruzada planar de bajo ángulo en la base de los *sets*, que pasa a laminación cruzada en surco y *ripples* a techo (ver lámina 2.1.F). Este tramo se encuentra culminado por unos niveles de calizas arenosas con abundantes ostreidos y gasterópodos, presentándose una superficie muy neta y ferruginizada (*hardground*) a techo (Aurell, 1990). La unidad se interpreta como depositada en la zona de desembocadura de un sistema deltaico.

EXTENSIÓN Y EQUIVALENTES LATERALES

Se identifica únicamente en una serie de afloramientos situados al Este del Moncayo, en la parte más Noroccidental de la Rama Aragonesa. Hacia la zona de Oeste del Moncayo (Sector de Agreda - Olvega) esta unidad pasa a las calizas arenosas tableadas de la Fm. Aldealpozo *s.s.*, mientras que hacia la zona del Valle del Jalón le correspondería por edad, la parte media de la Fm. Sot de Chera (Tramo II de Bádenas, 1999), donde se identifican a techo una serie de calizas arenosas o limosas.

LÍMITES

El límite inferior está marcado por la aparición de niveles de calizas arenosas y areniscas calcáreas de aspecto tableado a lenticular situados a la base de esta unidad, momento en el que desaparece los niveles margosos incluidos en este trabajo dentro en la Fm. Sot de Chera como Miembro Talamantes. El límite superior consiste en una superficie ferruginizada (*hardground*), situada a techo de un nivel de calizas arenosas con abundantes ostreidos .

EDAD

Corresponde al Oxfordiense superior (Bz. Hauffianum) - Kimmeridgiense inferior (Bz. Planula, Subbiozona Planula). En los perfiles de Talamantes y M° de Veruela se han reconocido en las margas inferiores ammonites de las biozonas Hypselum y Bimammatum del Oxfordiense superior. En el *hardground* superior se ha recogido un ammonoideo característico de la Biozona Planula, Subbiozona Galar, del Kimmeridgiense inferior Biozona Planula (Bádenas, *et al.*, 1998).

2.1.6 FORMACIÓN SOT DE CHERA

ANTECEDENTES

Esta unidad fue definida formalmente por Gómez y Goy (1979). Posteriormente fue estudiada por Aurell (1990) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y por Bádenas (1999), que define con mayor precisión sus límites y variaciones laterales. Dentro de la unidad se define un miembro de carácter local que se extiende desde la Sierra del Moncayo hasta los afloramientos del río Huerva, (Tosos y Aguilón), denominado “Miembro de Margas y Calizas Limosas de Talamantes”.

ESTRATOTIPO

El estratotipo de esta unidad se encuentra a poco más de un kilómetro de Sot de Chera, en la carretera que une Sot de Chera y Chulilla, aproximadamente en el punto kilométrico 31.5. Sus coordenadas geográficas son: Lat. 39° 36' 51", Long. 0° 53' 16" Oeste.

DESCRIPCIÓN

La unidad está constituida por margas de tonos ocres con pátina rojiza en superficie, y grises en corte fresco, dispuestas normalmente en finas lajas, con intercalaciones de niveles margocalcáreos y calizas de poco espesor, a veces coronados por costras ferruginosas. En la zona de Riela-Aguilón se distinguen dos partes bien diferenciadas. La parte inferior está compuesta de margas con intercalaciones de calizas arenosas o incluso de areniscas de grano fino y cemento calizo (Tamos I y II de Bádenas, 1999). Por encima se encuentra un tramo de margas y calizas margosas ricas en bivalvos, sobre todo a techo de la unidad (Delvene *et al.*, 1997, 1998). Estas facies se depositaron en las zonas media y externa de una plataforma de tipo rampa abierta hacia el Este, que recibía el aporte de material terrígeno desde las zonas emergidas del Macizo Ibérico y del Ebro. En los sectores occidentales de la cuenca (surcos de Riela, Palomera y Albarracín) la unidad alcanza espesores

próximos a 135 m, que se reducen extraordinariamente hacia la zona más oriental Calanda-Ráfales hasta alcanzar unos 3 a 5 metros de espesor máximo, desapareciendo en la zona de Obón-Torre de las Arcas y Ejulve, donde las formaciones Pozuel y Loriguilla se apoyan sobre el techo de la Fm. Yátova. La formación de estos surcos estuvo controlada por la fase de tectónica extensiva que se inició en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, que marca el inicio de la segunda fase de *rift* de la Cuenca Ibérica Mesozoica.

EXTENSIÓN Y EQUIVALENTES LATERALES

Se reconoce en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, desde la Sierra del Moncayo hasta el Prebético Externo. En la Cordillera Ibérica noroccidental (Sierra de la Demanda y Sierra de los Cameros) su equivalente lateral es la Fm. Aldealpozo (Miembro Veruela, en la zona del Este del Moncayo) y parte basal de la Fm. Torrecilla. En los sectores occidentales de la Cordillera Ibérica, la parte inferior de la unidad es equivalente lateral de la Fm. Yátova (Mb. Alustante de la Fm. Sot de Chera, definido por Aurell; 1990). En gran parte de la Cordillera Ibérica Central y en todo su Sector Oriental (Maestrazgo) y en la Cordillera Costero-Catalana, la unidad se encuentra muy reducida o está ausente.

LÍMITES

El límite inferior, de esta unidad en la zona de Veruela-Talamantes, consiste en un *hardground*, con ostreidos. En el resto del área de estudio, se presenta como una superficie irregular, endurecida y ferruginizada, en ocasiones elevada concentración de ammonoideos o de glauconita, sobre la que se disponen los primeros niveles margosos y de calizas limosas de la formación Sot de Chera. El límite superior de esta unidad se presenta de dos formas diferentes: (1) Puede pasar gradualmente a la Fm. Loriguilla, pudiéndose situar el límite entre ambas en la base de la primera capa a partir de la cual dominan los bancos micríticos continuos. (2) En áreas marginales (Sierra de Albarracín) no aparece la Fm. Loriguilla, situándose directamente encima las calizas masivas de la Fm. Pozuel o de la Fm. Torrecilla, con un cambio muy neto.

EDAD

La unidad se inicia generalmente en el Oxfordiense (Biozonas Hypselum-Bimammatum o bien Biozona Planula) y puede abarcar gran parte del Kimmeridgiense inferior en las áreas proximales. Hacia las áreas más distales no suele sobrepasar la Biozona Platynota (Bádenas, 1999).

DISCUSIÓN

La unidad engloba el conjunto de litologías margosas situadas por encima de las calizas de las Fm. Yátova y por debajo de las calizas de la Fm. Loriguilla. Al prolongarla hacia su parte noroccidental (en el área del Moncayo-Veruela), nos encontramos que la sucesión estratigráfica está compuesta por un tramo margoso situado por encima de la Fm. Yátova y por debajo de un cuerpo litológico de carácter detrítico, diferenciado como “Miembro de Areniscas y Microconglomerados del Monasterio de Veruela” dentro de la Fm. Aldealpozo. En este trabajo el conjunto de litología margosa situado por debajo del Mb. Veruela se ha incluido de manera similar a lo realizado con el Mb. Alustante por Aurell (1990) y Bádenas (1999) dentro de la Fm. Sot de Chera como un miembro separada, debido a que se considera que prima el criterio litológico sobre el sedimentológico. Esta nueva unidad se ha denominado “Miembro de Margas y Calizas Limosas de Talamantes” y se describe a continuación.

MIEMBRO DE MARGAS Y CALIZAS LIMOSAS DE TALAMANTES

ANTECEDENTES

Esta unidad fue descrita y enunciada de manera informal por Aurell (1990) como “Miembro inferior margoso” de la Fm. Aldealpozo en los afloramientos situados al Este del Moncayo.

ESTRATOTIPO

Se propone la sección levantada una ladera localizada en la margen Sur del Barranco de Val de Herrera al que se accede a través de una pista que conduce a la localidad de Trasobares, que se toma en un desvío situado a la altura del punto kilométrico 15 de la Carretera de Bulbuenta a Talamantes. Este perfil presenta las siguientes coordenadas, Base X: 612.790, Y: 4.620.600. Techo X: 612.860, Y: 4.620.620.

DESCRIPCIÓN

La unidad consiste en 20 a 30 metros de margas con intercalaciones de calizas limosas y arenosas. Las margas son tonos grises a negros bastante limosas y de aspecto laminado, dispuestas en niveles decimétricos a métricos (0,5 a más de 3 m), presentando fragmentos de ammonoideos, belemnites, gasterópodos y bivalvos, así como nódulos de pirita. Las calizas son limosas a arenosas de tonos ocre a grises y se presentan en niveles tabulares de 0,2 a 0,7 m, a veces algo laminadas. Estas calizas tienen facies de *wackestone -packstone* de peloides con bioclastos y granos de cuarzo tamaño limo (> 10%), cuyo porcentaje y tamaño parece aumentar hacia techo de la unidad (Ver lámina 2.1.E). Esporádicamente aparecen niveles de areniscas de grano fino a medio con cemento calcáreo, de tonos ocre, dispuestas en niveles tabulares a lenticulares de espesor decimétrico (0,2 a 0,4 m). Estos materiales se interpretan como margas prodelta.

EXTENSIÓN Y EQUIVALENTES LATERALES

Se identifica únicamente en una serie de afloramientos situados al Este del Moncayo. Hacia el Oeste del Moncayo (Agreda-Olvega) esta unidad pasa a las calizas arenosas tableadas de la Fm. Aldealpozo. Hacia la zona del Valle del Jalón el miembro corresponder a la parte inferior de la Fm. Sot de Chera (Tramos I y II de Bádenas *et al.*, 1998). Meléndez y Fernández-López, (2003) han atribuido los materiales del Tramo I de Bádenas *et al.* (1998) a la Fm. Aldealpozo. No obstante el hecho de hacer una diferenciación entre dos unidades compuestas esencialmente por margas puede llevar a confusión por lo que desde el punto de vista litoestratigráfico es más correcto incluir al Mb. Talamantes en la base de la Fm. Sot de Chera.

LÍMITES

El límite inferior se sitúa a techo del último nivel de calizas con esponjas de la Fm. Yátova, que generalmente presenta una superficie encostrada muy ferruginizada, en ocasiones con acumulación de fragmentos de ammonoideos. El límite superior esta marcado por la aparición de niveles de calizas arenosas y areniscas en este perfil.

EDAD

En el perfil de Veruela se recogen en los últimos niveles de techo de la Fm. Yátova restos de *Perisphinctes* típicos de techo de la Biozona *Bifurcatus*. (J. Bello *com. pers.*). En Ricla desde la parte superior de la Biozona *Hypsulum* a la Biozona *Planula* (Tramos I y II de Bádenas *et al.*, 1998).

2.2 BIOESTRATIGRAFÍA

El intervalo de tiempo estudiado abarca desde el tránsito Bathoniense medio-superior, hasta la parte inferior de Kimmeridgiense inferior. Las escalas bioestratigráficas empleadas en este trabajo se basan principalmente en el estudio y clasificación de los diferentes géneros de ammonioideos. La diversificación de los ammonioideos durante el Jurásico Medio y Superior, y su distribución en provincias biogeográfica, condicionadas por la paleogeográfica con escasa comunicación entre las mismas, hace que las escalas bioestratigráficas varíen en el área europea, en función de la provincia en la que nos encontramos.

En el caso de la Cuenca Ibérica nos encontramos dentro de la provincia Submediterránea que presenta faunas de ammonioideos con características intermedias entre las áreas situadas al Norte, el denominado dominio Boreal y las situadas en las cercanías del Tethys. Esta posición intermedia hace que los diferentes autores que estudian esta zona realicen propuestas de subdivisiones bioestratigráficas propias que puede estar relacionadas o no con las subdivisiones realizadas en los dominios Boreal o del Tethys. Las subdivisiones bioestratigráficas presentadas en este trabajo, están condicionadas por los problemas que presentan el trabajo con los ammonioideos. Estos pueden consistir en problemas como el que la aparición de una especie puede variar de edad, o que existan dificultades para la definición correcta de una especie, que la dispersión biogeográfica haga que una especie no aparezca en determinados puntos o lo haga de manera escasa o puntual, etc.

Estos problemas hacen que en la realización de estas subdivisiones se tienda a realizar mediante la diagnosis e identificación de una asociación de taxones (Bello, 2005). Junto a esto es común que la subdivisión en Biohorizontes, a partir de la cual se elabora el resto de subdivisiones, se realice en función de la aparición de una especie definitoria que forme parte de una línea filogenética bien conocida y con un relevo de formas bien contrastadas y diferenciadas (por ejemplo los Perisphinctidos en el Oxfordiense medio). Por lo tanto la definición formal de las subdivisiones bioestratigráficas realizadas con ammonioideos durante el Jurásico Medio-Superior, se realizan empleando de manera conjunta y complementaria las denominadas “Zonas de Asociación” y “Zonas de Linaje”, (Guía Estratigráfica Internacional, Reguant y Ortiz, 2001).

A continuación pasaremos a mostrar las escalas bioestratigráficas empleadas, así como a justificar de manera breve su utilización, explicando las limitaciones que presentan, e indicando los principales trabajos regionales de referencia en los que se basan estas subdivisiones.

2.2.1. BATHONIENSE

Durante el Bathoniense ha podido establecerse una relación entre las faunas del dominio Boreal y Subboreal (Page *et al.*, 2004).

Las subdivisiones propuestas para este intervalo se muestran en la Fig. 2.5. La principal discrepancia que existe entre los diversos autores surge en la subdivisión del Bathoniense superior, así como en la presencia de registro de la Biozona *Discus* dentro de la Cordillera Ibérica. Según Fernández-López (2001), este registro se encuentra únicamente representado por ejemplares correspondientes a la Subbiozona *Angulicostatum* en la zona de la Cordillera Costero-Catalana, por lo que dicho autor eleva esta Subbiozona a la categoría de Biozona. Otros autores como Page y Meléndez (2000) así como Page *et al.* (2004), constatan la presencia de fauna asociada a la Biozona

Discus en algunos afloramientos de la Cordillera Ibérica Noroccidental (Aguilón) por lo que mantiene dicha biozona con su designación tradicional.

		Mantgold y Rioult (1997)	Fernandez-López (2001)		Page <i>et al.</i> (2004) y Page&Melendez (2000)		
UPPER BATHONIAN	DISCUS	Discus	ANGULICOSTATUM		UPPER BATHONIAN	Discus	
		Hollandi/ Angulicostatum				Hollandi/ Angulicostatum	
	RETROCONSTATUM	Hanno veranus (Histicoides)	RETROCONSTATUM	Hanno veranus		RETROCONSTATUM	Histicoides
		Blanazense (Julii)		Blanazense			Hodsoni
Quercinus		Quercinus		Quercinus			
MIDDLE BATHONIAN	BREMERI	Fortecostatum	BREMERI	Fortecostatum	MIDDLE BATHONIAN	Fortecostatum	
		Bullatimorphus		Bullatimorphus		Bullatimorphus	
	MORRISI		SUBCONTRACTUS	Morrisi		SUBCONTRACTUS	Morrisi
	SUBCONTRACTUS			Subcontractus			Subcontractus
	PROGRACILIS	Progracilis	PROGRACILIS	Progracilis		PROGRACILIS	
		Orbigny		Orbigny			

Fig. 2.5 Cuadro bioestratigráfico, con las subdivisiones más recientes, propuestas para el intervalo Bathoniense medio-superior, en la provincia Submediterránea y en la Cordillera Ibérica.

2.2.2. CALLOVIENSE

El Calloviense de la Cordillera Ibérica presenta claramente características de la provincia Submediterránea, por lo que tal y como se recoge en Page *et al.* (2004) se considera valida con algunas modificaciones la subdivisión propuesta por Thierry *et al.* (1997) para esta provincia (Fig. 2.6).

Los estudios bioestratigráficos de este intervalo se encuentran condicionada la existencia de diferencias entre afloramientos, lo que se pone de manifiesto a la hora de realizar una correlación bioestratigráfica y de caracterizar los diferentes biohorizontes. En general el Calloviense inferior y medio se presenta bien desarrollado en el área de Ricla-Aguilón, estando más condensado en las áreas centrales (Sierra de Arcos-Calanda) e incluso ausente en el área de Obón-Torre de la Arcas y Ejulve, constatándose la existencia de laguna estratigráfica generalizada en la parte basal de la Biozona Bullatus. En cuanto al Calloviense superior, esta escasamente representado, encontrándose en la mayor parte de los afloramientos afectado por la laguna del límite Calloviense-Oxfordiense, no encontrándose registro de ammonioideos no reelaborados de la Biozona Lamberti, y siendo escaso el de la Biozona Athleta, únicamente la Subbiozona Trezeense p.p. Los trabajos más relevantes sobre la problemática de la bioestratigrafía del Calloviense son los siguientes: Sequeiros (1984), Sequeiros y Meléndez (1981), Sequeiros y Cariou (1984), Cariou *et al.* (1988), Lardiés (1988, 1990), Meléndez y Ramajo (2002), Meléndez *et al.* (2002) y Page *et al.* (2004).

PISO		CRONOZONA	SUBCRONOZONA
CALLOVIENSE	SUPERIOR	LAMBERTI	Lamberti
			Poculum
		ATHLETA	Collotiformis
			Trezeense
	MEDIO	CORONATUM	Rota
			Leuthardti
			Baylei
		ANCEPS	Tyraniformes
			Stuebeli
	INFERIOR	GRACILIS	Patina
			Michalskii
			Vouttensis
			Laugieri
			Pictava
Grossouvrei			
	Prahecquense		
	BULLATUS	Bullatus	

Fig. 2.6 .Cuadro bioestratigráfico realizado para la provincia Submediterránea por Page *et al.* (2004) (modificado de Thierry *et al.*, 1997)

2.2.3. OXFORDIENSE

La Fig. 2.7 muestra las divisiones bioestratigráficas del Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior. En el cuadro bioestratigráfico realizado se ha indicado la subdivisión de las mismas en función de los Biohorizontes de Orthosphinctes estudiados por Atrops *et al.* (1997), propuesta que todavía no ha sido elevada a la categoría formal de Subbiozona. Los trabajos sobre este intervalo son numerosos destacando para el Oxfordiense inferior y medio los de Sequeiros *et al.* (1984), Cariou y Meléndez, (1984), Meléndez (1989), Lardiés (1988, 1990), Fontana (1990), Meléndez y Fontana (1993), Bello (1995), Ramajo y Meléndez (1996), Meléndez y Ramajo (2001), Meléndez *et al.* (2002), Page *et al.* (2004) y Bello (2005). En cuanto al Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, los trabajos de referencia más destacadas son Atrops y Meléndez (1985), Atrops *et al.* (1993), Meléndez (1989), Pérez-Urresti (1995), Atrops *et al.* (1997) y Pérez-Urresti *et al.* (1998).

La bioestratigrafía del Oxfordiense, al igual que la del Calloviense esta condicionada por la existencia de lagunas estratigráficas. El Oxfordiense inferior esta representado únicamente por la Subbiozona Claromontanus Ex Bukowskii de la Biozona Cordatum, afectando la laguna a la Biozona Mariae y al resto de la Biozona Cordatum. Así mismo en la base del Oxfordiense medio aparece únicamente registro parcial de las Subbiozonas Patturantesis y Antecedens de la Biozona Cordatum. Así mismo, existe una irregularidad en el depósito de la Subbiozona Parandieri de la base de la Biozona Transversarium, que aparece únicamente representada en el área noroccidental de la zona de estudio (Riela-Aguilón), como pone de manifiesto Bello (2005). Esta Biozona se encuentra en otros puntos ausente o presente de manera esporádico, identificándose algunos ammonioideos reelaborados

atribuidos a la misma en los depósitos condensados de la “Capa de Arroyofrío” o equivalentes laterales, tal y como sucede en el caso de las Biozonas Cordatum y Plicatilis. El registro de las biozonas del Oxfordiense medio y superior se encuentra bien representado en el área de estudio, sobre todo en los perfiles menos condensados (Riela, Tosos y Aguilón). El Oxfordiense superior se ha subdividido recientemente en tres biozonas surgidas de elevar de categoría a las antiguas Subbiozonas de la Biozona Bimammatum, modificándose además el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en función de la propuesta de Atrops *et al.* (1997). Este debe localizarse a la base de la Biozona Planula, que pasa al Kimmeridgiense. La elevación de categoría hace que no exista una subdivisión formal de estas Biozonas en Subbiozonas, con la excepción de la Subbiozonas Berrense y Semimammatum de la Biozona Hypselum.

PISO		CRONOZONA	SUBCRONOZONA		
KIMMERIDGIENSE	INFERIOR	DIVISUM	Uhlandi		
			Tenuicostatium		
		HYPSELOCYCIUM	Lothari		
			Hippolytensi		
		PLATYNOTA	Guiherandense		
			Desmoides		
		PLANULA	Polygiratus		
			Galar		
			Planula	Gidoni	
	OXFORDIENSE	SUPERIOR	HAUFFIANUM		Tiziani
					Gredingensis
			BIMAMMATUM		Laufenensis Alternans
		HYPSELUM	Berrense	"Kirkdalsensis"	
			Semimammatum	Arieniensis	
MEDIO		BIFURCATUS	Grossouvrei		
			Stenocycloides		
		TRANSVERSARIUM	Rotoides		
			Schilli		
			Luciacformis		
			Parandieri		
INFERIOR		PLICATILIS	Antecedens		
	Paturattensis				
	CORDATUM	Costicardia (Cordatum)			
		Claromontanus (Bukowki)			
	MARIAE				

Fig. 2.7. Cuadro bioestratigráfico del intervalo Oxfordiense superior - Kimmeridgiense inferior, para el área de estudio, modificado de Page *et al.* (2004), Bello (2005) y Atrops *et al.* (1997) y Bádenas (2001).



A



B



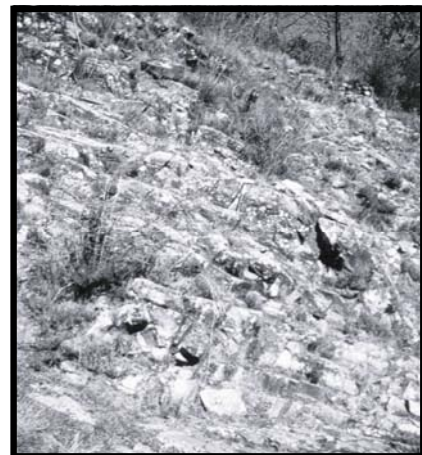
C



D



E



F

Lámina 2.1. A) La Fm. Chelva en el afloramiento del Barranco de las Estacas. B) Aspecto general de la Alternancia de Calizas y margas de la "Fm. Agreda" en el Bco. de la Paridera, Ricla. C) Detalle de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío en el Bco. del Moro. D) detalle de los niveles de alternancia de calizas con esponjas y margas de la Fm. Yátova en Ricla E) Aspecto de los niveles margosos y de calizas limoso-margosas de Mb. Talamantes de la base de la Fm. Sot de Chera. F) Las areniscas y microconglomerados del Mb. Veruela, en la localidad tipo.

II-ESTRATIGRAFÍA

En este apartado se realiza una descripción estratigráfica de los diferentes perfiles que se han estudiado en la presente Tesis. Estos abarcan un área geográfica que van desde las cercanías de la Sierra del Moncayo (Veruela) a la zona de enlace con el Maestrazgo y las Cadenas Costero-Catalana (Ráfales, Ejulve). Dentro de esta área se han estudiado 29 afloramientos donde se han realizado 36 Columnas Estratigráficas, además de dos sondeos a testigo continuo, realizados por la Confederación hidrográfica del Ebro (C.H.E). La situación de estos perfiles puede observarse en la Fig. II.1.

Estas columnas se ha agrupado por su localización geográfica en 5 áreas o sectores, cada uno de los cuales será estudiado en un capítulo de esta memoria:

- I. Sector de la Sierra del Moncayo-Valle del Jalón: perfiles de M° de Veruela (Alcalá de Moncayo), Talamantes, Ricla 7 y 1 (Ricla), Morata de Jalón y Calatorao.
- II. Sector de Campo de Cariñena-Valle del Río Huerva: perfiles de Aladren, Aguilón, Tosos, Macizo del Ventolano (entre Azuara y Fuendetodos) y Belchite 1 y 2.
- III. Sector de la Sierra de Arcos: perfiles de Bco. de Peñisquera (Lecera), Moneva, Moyuela, Ariño, Barranco de las Estacas (entre Ariño y Oliete), Tía Chula (Oliete), Barranco del Moro (entre Oliete y Alloza), diversos afloramientos estudiados en las cercanías de la localidad de Andorra (And 1 a 4) y dos sondeos (Cola del Embalse de Moneva y Alacón).

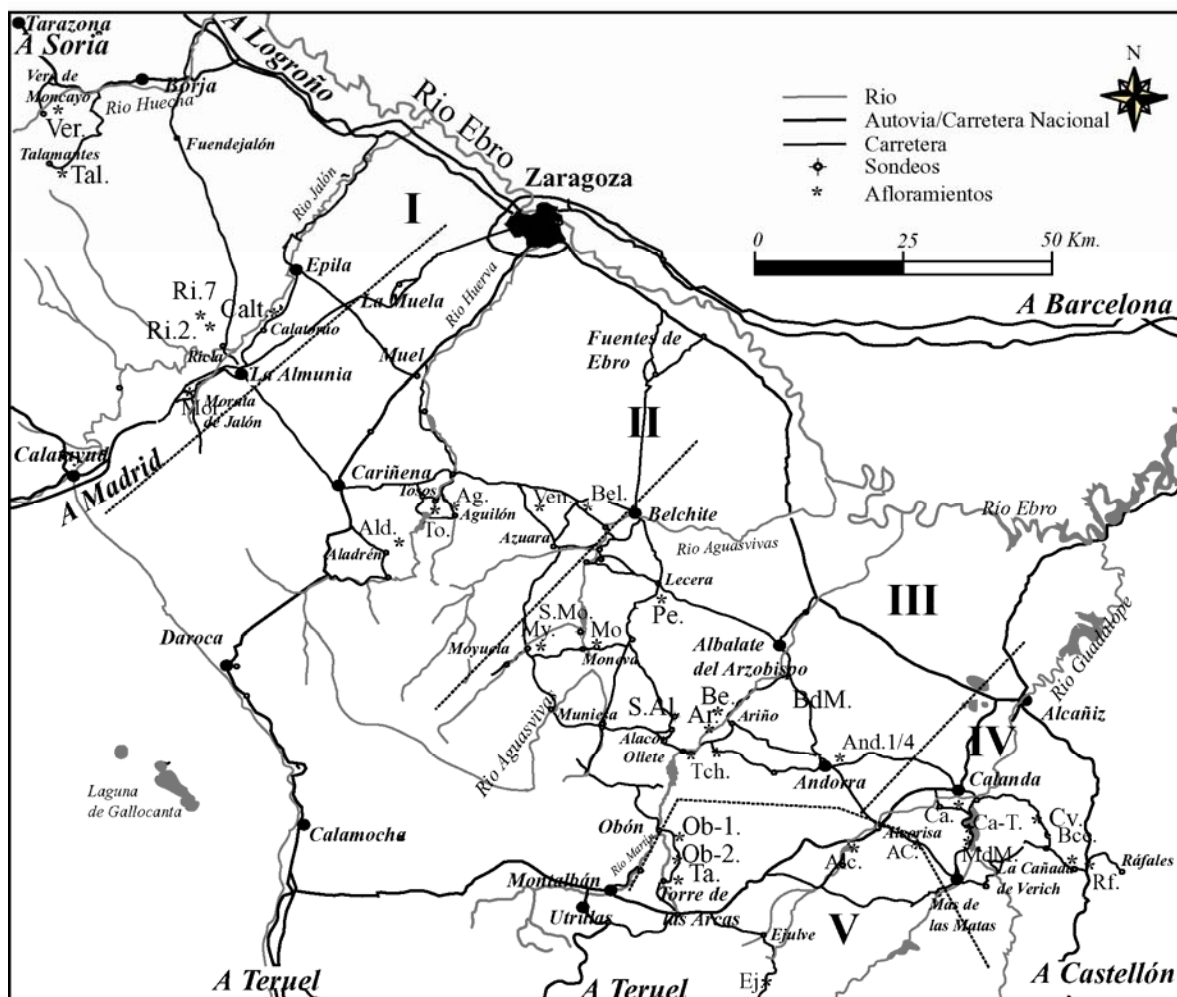


Fig. II.1. Situación de los perfiles estudiados y las áreas geográficas en las que se han subdividido.

IV. Sector de Calanda – Río Guadalope: perfiles de Calanda 3 (en las proximidades de la localidad de Foz-Calanda), Calanda Túnel y Mas de las Matas, (entre las localidades de Calanda y Mas de las Matas), La Cañada de Verich, El Bco. de la Cerollera (entre las localidades de la Cañada de Verich y Cerollera) y Ráfales.

V. Sector del Maestrazgo septentrional: perfiles de Alto del Caballo 1 y 2, en el puerto del caballo entre Alcorisa y Mas de las Matas, del Embalse de Gallipúen (en las cercanías de Alcorisa), los perfiles de Obón 1 y 2 (entre los pueblos de Obón y Torre de las Arcas), el de Torre de las Arcas y el perfil del Barranco de los Degollados, entre las localidades de Ejulve y Montoro.

La representación gráfica de todas las columnas estratigráficas (con la excepción de la levantada en el Sondeo de Moneva) se ha realizado siguiendo el modelo que se puede observar en la figura II.2.

En el mismo, se ha representado en la parte izquierda de la misma: el nº de Tramo en el cual se ha subdividido la columna; el espesor en metros de la misma, que se encuentran representados mediante una escala gráfica; el número de capa, que aparece únicamente en aquellos perfiles realizados conjuntamente con los miembros del Área de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, y en los cuales se ha realizado un muestro de los restos fósiles de ammonoideos y bivalvos.

En la parte central se muestran los elementos correspondientes a la parte descriptiva, como son: la representación gráfica de la columna; la textura que se muestra tanto para las columnas de rocas carbonatadas como para las que tiene también materiales siliciclásticos; el contenido fósil identificado de *visú* y las estructuras sedimentarias. la leyenda para la comprensión de estos últimos tres apartados se encuentra en la figura II.3.

Por ultimo en la parte derecha se muestran las unidades litoestratigráficas (formaciones y miembros) así como las unidades bioestratigráficas (Piso, Biozona y Subbiozona).

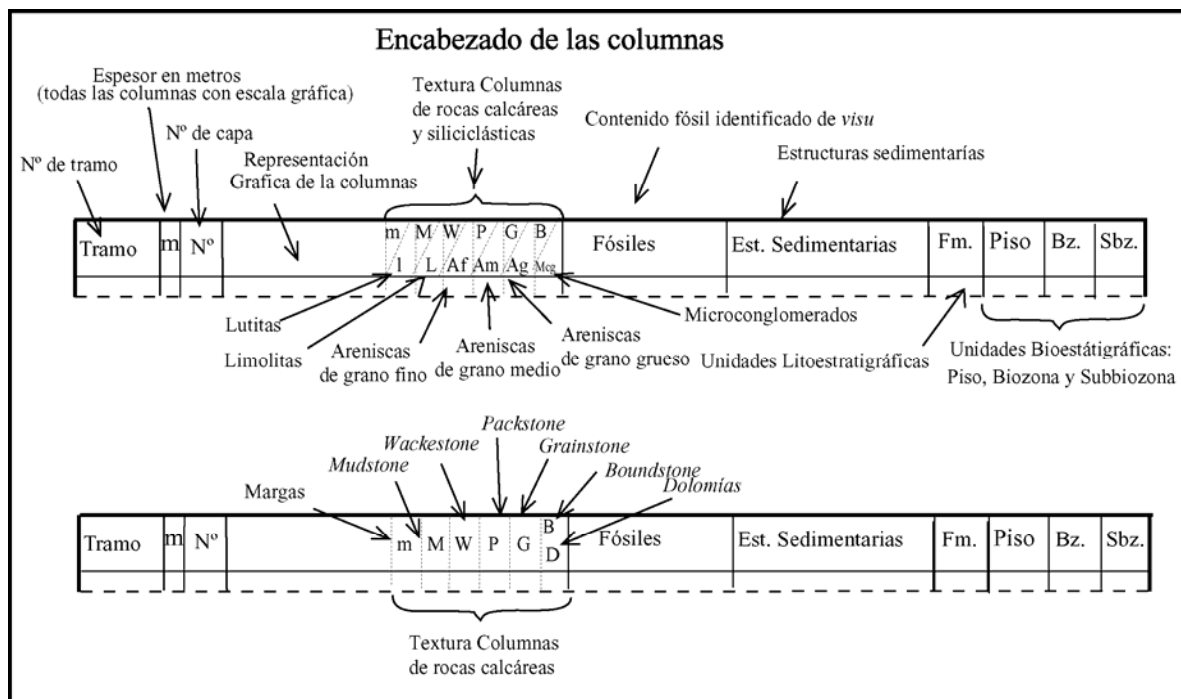


Fig. II.2. Modelos de encabezado empleados en la representación de las columnas estratigráficas.

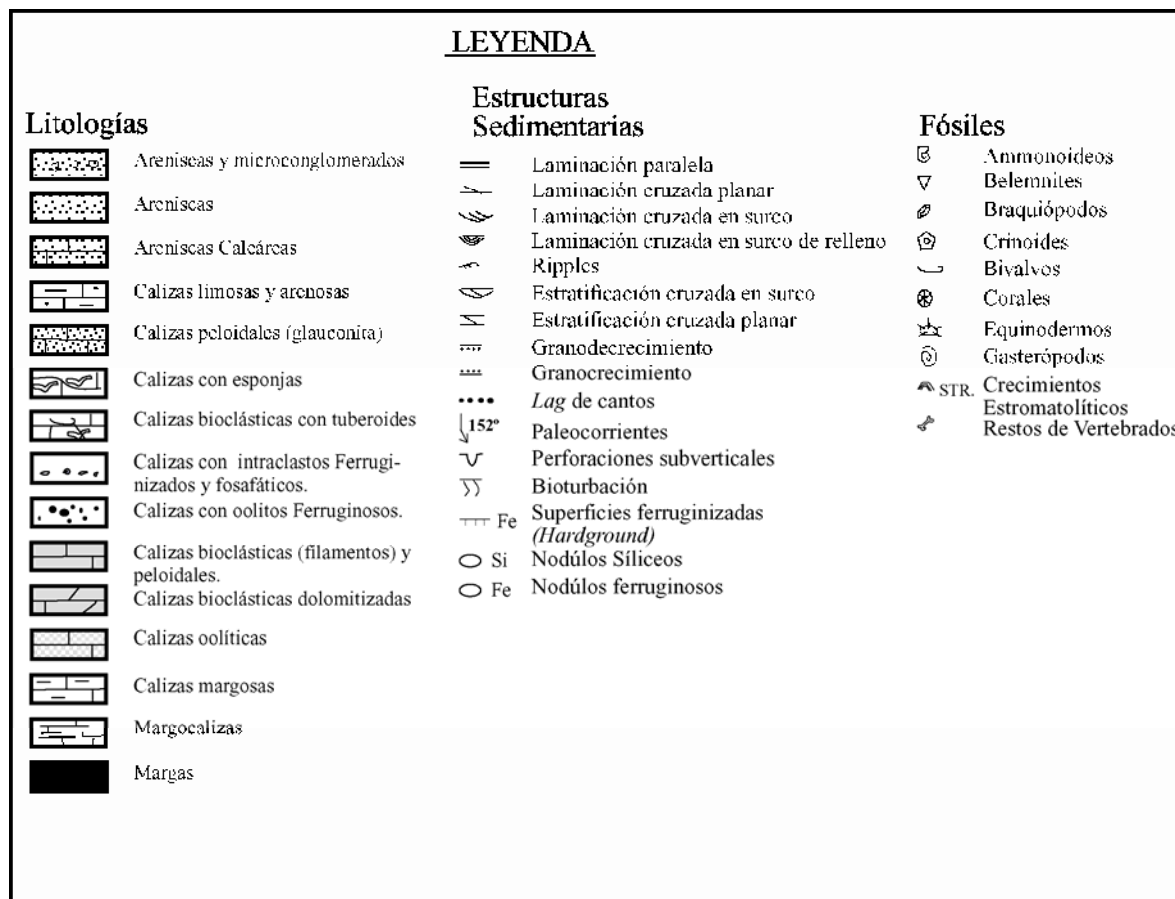


Fig. II.3. Leyenda empleada en la elaboración de las columnas estratigráficas realizadas en este trabajo.

Capítulo 3. Estratigrafía del Sector de la Sierra del Moncayo-Valle del Jalón

3.1. SITUACIÓN

Los afloramientos Jurásicos situados entre la Sierra del Moncayo y el Valle medio del Jalón están encuadrados en el sector central de la Rama Oriental o Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en el borde meridional de la Depresión del Ebro. En esta área afloran materiales cuyas edades abarcan desde el Precámbrico hasta la actualidad. Los afloramientos de materiales mesozoicos de este área afloran a lo largo de una banda de dirección NW-SE formada entre los relieves paleozoicos que conforman el núcleo de los materiales de esta parte de la rama aragonesa y los materiales del Terciario de la Cuenca del Ebro, formando una serie de grandes estructuras definidas por San Román (1994). Estas son el sinclinatorio de Litago-Ricla, el anticlinorio de Veruela y el anticlinorio de Calatorao. Los afloramientos de las localidades de Ricla, Morata y Talamantes se encuentran en el flanco Sur del Sinclinatorio de Litago-Ricla. El de Calatorao en el flanco Norte del anticlinorio del mismo nombre, en el flanco N del anticlinorio de Veruela se encuentra el afloramiento del Monasterio de Veruela. La mayor afectación de la tectónica sobre estos materiales hace que se encuentren muy recrystalizados y presenten una marcada equistosidad en el área del Somontano del Moncayo (Gil-Imaz, 1995). Dentro de este sector se han estudiado 6 columnas en las cercanías de la localidades de Talamantes, Monasterio de Veruela (Alcalá del Moncayo), Ricla (Ri.2 y 7), Morata de Jalón y Calatorao (Fig. II.1).

3.2. ANTECEDENTES

Los primeros estudios estratigráficos sobre el Jurásico Medio-Superior se realizan en los trabajos de Mensink (1966), Bulard (1968), Bulard (1971) y Bulard (1972). Una estratigrafía más precisa, empleando las unidades definidas por Gómez y Goy (1979), se realiza en el trabajo de Aurell y Nieva (1988).

El Calloviense ha sido estudiado desde el punto de vista estratigráfico por Sequeiros y Cariou (1984), Sequeiros y Meléndez (1987), Wilde (1988), Meléndez y Lardiés (1988); Lardiés (1988, 1990).

La discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense, fue citada en este área por primera vez por Mensink (1966) y estudiada posteriormente en los trabajos de Bulard (1968, 1971 y 1972), y Benke (1981), donde se describen detalladamente las principales características de la misma, como las diversas superficies y facies encontradas, la presencia de estromatolito y de nódulos ferruginizados. Con posterioridad Meléndez *et al.* (1983) y Brochwicz-Lewinski *et al.* (1986), además de describir las características del nivel se centran también en la presencia de anomalías geoquímicas en estos sedimentos postulando su origen como resultado de proceso de corrosión submarina. Esta idea de la corrosión submarina ha sido retomada más recientemente por Norris y Hallam (1995). Meléndez *et al.* (1990), Fontana (1990), Aurell (1990), Aurell y Meléndez (1993), Aurell *et al.* (1994) estudian también este nivel condensado desde el punto de vista sedimentológico, así como aspectos de índole bioestratigráfico y tafonómico, sugiriendo una génesis en condiciones someras. Por último los trabajos de Ramajo (1996), Aurell y Ramajo (1997) y Ramajo y Meléndez (1996) sugieren la hipótesis de un origen submareal somero a intermareal de esta discontinuidad. Más recientemente se ha revisado algunos de estos afloramiento en Meléndez *et al.* (2005b).

Los trabajos sobre el Oxfordiense son fundamentalmente de índole paleontológico y sedimentológico. Entre los primeros destacan la tesis de Meléndez (1989), que realiza la primera bioestratigra-

fía detallada de este período y los sucesivos trabajos precisando la misma, fundamentalmente en el área de Ricla por Fontana (1990), Meléndez y Fontana (1991), Bello (1995, 1996), Pérez-Urresti (1995, 1996), Fontana y Meléndez (1993), Page *et al.* (2004), Bello *et al.* (2004) y Bello (2005).

Diversos aspectos sedimentológicos y estratigráficos de los materiales de este área han sido abordados en los trabajos de Aurell (1990), Aurell *et al.* (2000) y Ramajo *et al.* (1999). El límite superior de esta unidad con la formación Sot de Chera ha sido estudiado en los trabajos de Bádenas (1999) y Bádenas *et al.* (1998). Otros aspectos relativos al estudio paleontológico de los bivalvos que aparecen en los afloramientos de Ricla, han sido tratados en los trabajos de Delvene (1997), Delvene *et al.* (1998) y Delvene (2000), donde se hacen mayores precisiones sobre la bioestratigrafía y se realiza un primer estudio de la taxonomía de las asociaciones de bivalvos.

Los afloramientos estudiados se encuentran en las Hojas de la Cartografía MAGNA 1:50.000 Tabuena (352), Epila (382) y La Almunia. (410).

3.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES

3.1.1. MONASTERIO DE VERUELA

SITUACIÓN

El perfil estudiado se encuentra en las cercanías del Monasterio de Veruela, en una loma situada al E-SE del citado monasterio. El perfil del calloviense se ha levantado en la parte Suroeste de esta loma, en las cercanías del río Huecha, hasta enlazar con un resalte calizo, que corresponde a las Calizas con esponjas del Oxfordiense. El perfil se inicia en las cercanías de la acequia mayor del Río Huecha, a unos 2 kilóm del Pueblo de Vera del Moncayo. El perfil del Oxfordiense se ha iniciado en la vertiente del Coscojar, situada en las cercanías del Embalse del Molino Train, continuándose hacia el Noroeste, en el paraje de los Abejares. Las coordenadas UTM, de estas columnas son las siguientes, para el Calloviense, su base esta situada en X=608.915 e Y=4.628.990, con el techo en X=609.530 e Y=4.629.120, mientras que el Oxfordiense presenta las siguientes coordenadas en su base, X=609.270 e Y=4.629.380 y en su techo X=609.690 e Y=4.629.560.

BASE

Se encuentra bastante cubierta por los depósitos de ladera, debajo de los cuales es posible observar una serie de bancos de calizas limosas-lutíticas de color negro con intercalaciones de margas, atribuidas al Bathoniense, que podría corresponder al la Formación de Calizas limosas de Olvega, (Wilde,1988).

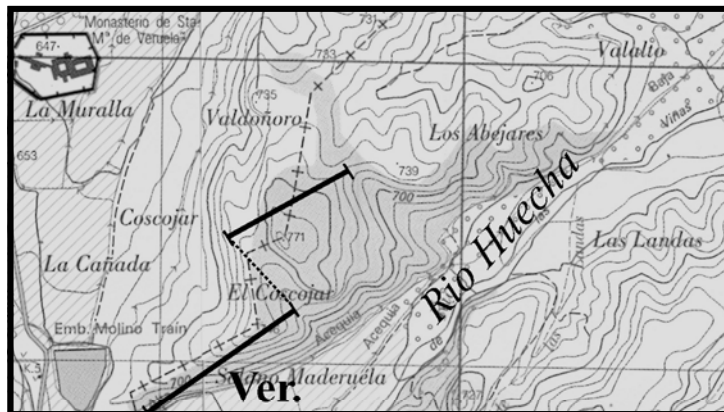


Fig..3.1. Situación geográfica del perfil situado en las cercanías del Monasterio de Veruela.

TRAMO 1

4,7 m de calizas limosas-arcillosas de color gris-negro con intercalaciones de margocalizas y margas.

Las calizas se disponen en bancos de tabulares a masivos, con espesores de entre 0,4 a 1,2 m. Presentan un alto contenido en arcillas o limos y un aspecto lajoso, estando afectadas por equistosidad, que es más acusada en los niveles más margosos. Presentan facies de *mudstone* a *wackestone* de peloides y bioclastos, con algo de cuarzo como componente minoritario. Se ha observado también granos de pirita y abundante materia orgánica, así como la existencia de micas autigénicas (clorita), que ponen de manifiesto un incipiente metamorfismo. En cuanto a los fósiles, estos son más bien escasos en este tramo habiéndose identificado algunos restos de crinoides y belemnites, así como fragmentos de ammonioideos, probablemente *Oxicerites*. Las margas y margocalizas son algo limosas y se presentan en niveles de espesor decimétrico, generalmente esquistosadas. Este tramo se atribuye por su posición estratigráfica al Bathoniense.

TRAMO 2

36,2 m de calizas gris negras con intercalaciones de margas.

Se trata de calizas de color gris a negro, dispuestas en niveles de tabulares a ligeramente nodulosos, cuyo espesor oscila entre 0,2 a más de 1 m. Estas calizas se presentan bastante recrystalizadas y con un incipiente metamorfismo, habiéndose observado facies de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (filamentos de bivalvos y crinoides) y peloides, con granos de cuarzo, micas y minerales de la arcillas y pirita, algo más margosas hacia la base de los niveles. En ocasiones a techo de los estratos se observan facies de *wackestone* - *packstone* e incluso *packstone* de bioclastos, con bioturbación y perforaciones. Los estratos se ordenan en secuencias estrato-crecientes y carbonatocreciente con espesores de entre 1 a 4 m, que hacia techo presentan un mayor incremento en la cantidad de cuarzo. Los niveles de margas y margocalizas se presentan con espesores de entre 0,3 a 0,7 m, de aspecto lajoso y en ocasiones esquistosado, con algún nódulo de Pirita. Se han observado escasos restos de crinoides y bivalvos. En cuanto a su edad, por su posición estratigráfica esta puede atribuirse al Calloviense inferior, probablemente a la Biozona Bullatus.

TRAMO 3

39 m de alternancia de margas y calizas algo limosas, con frecuentes tramos cubiertos.

Las margas se disponen en niveles de aspecto laminado a lajoso, con una fuerte esquistosidad. Las calizas se disponen en niveles de tabulares a ligeramente nodulosos de 0,2 a más de 1 metro de espesor, con facies de *wackestone* a *wackestone-packstone* e incluso *packstone* de bioclastos (crinoides y filamentos de bivalvos) y peloides, con granos de cuarzo (5%). Estas facies están fuertemente bioturbadas, con abundantes galerías tanto verticales como subhorizontales a techo de algunos niveles. Como bioclastos más importantes se han identificado crinoides, fragmentos de bivalvos, belemnites y fragmentos de ammonioideos que permite atribuir la parte inferior de este tramo a la Biozona Gracilis.

TRAMO 4

8,2 m de calizas con intercalaciones de margas.

Las calizas de tonos gris oscuro a negro se disponen en niveles de morfología tabular, con espesores que varían entre 0,3 a 1,5 m; presentando unas facies de *wackestone* - *packstone* a *packstone* de bioclastos y peloides, con granos de cuarzo tamaño limo (>5%) algo bioturbadas. Los niveles de margas se disponen como interestratos de espesor decimétrico, que pueden estar afectados por equistosidad. Como fósiles más comunes se identifican crinoides, bivalvos y ammonioideos de la Biozona Gracilis del Calloviense inferior.

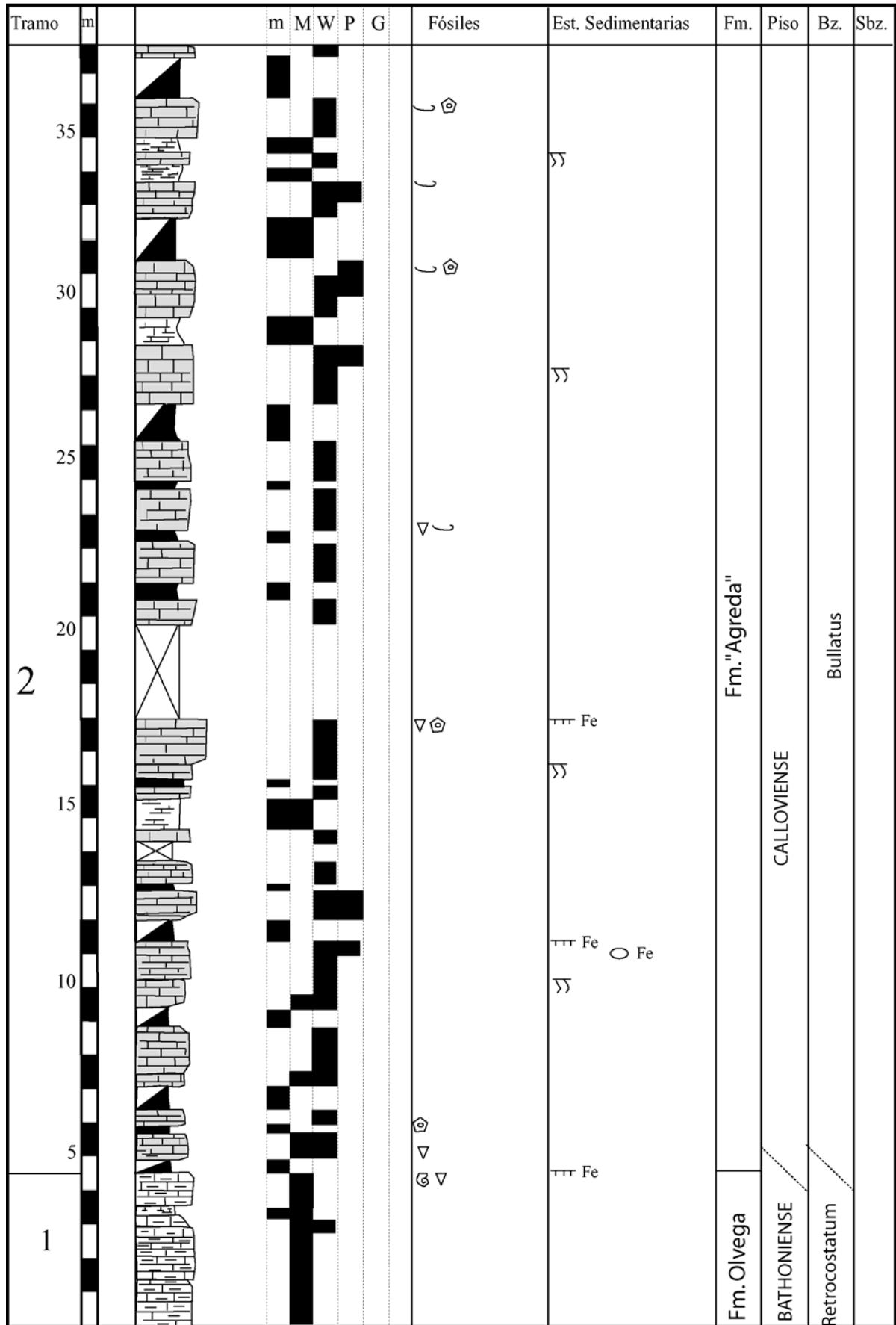


Fig.3.2. Columna del Bathoniense-Calloviense inferior en el afloramiento de Veruela.

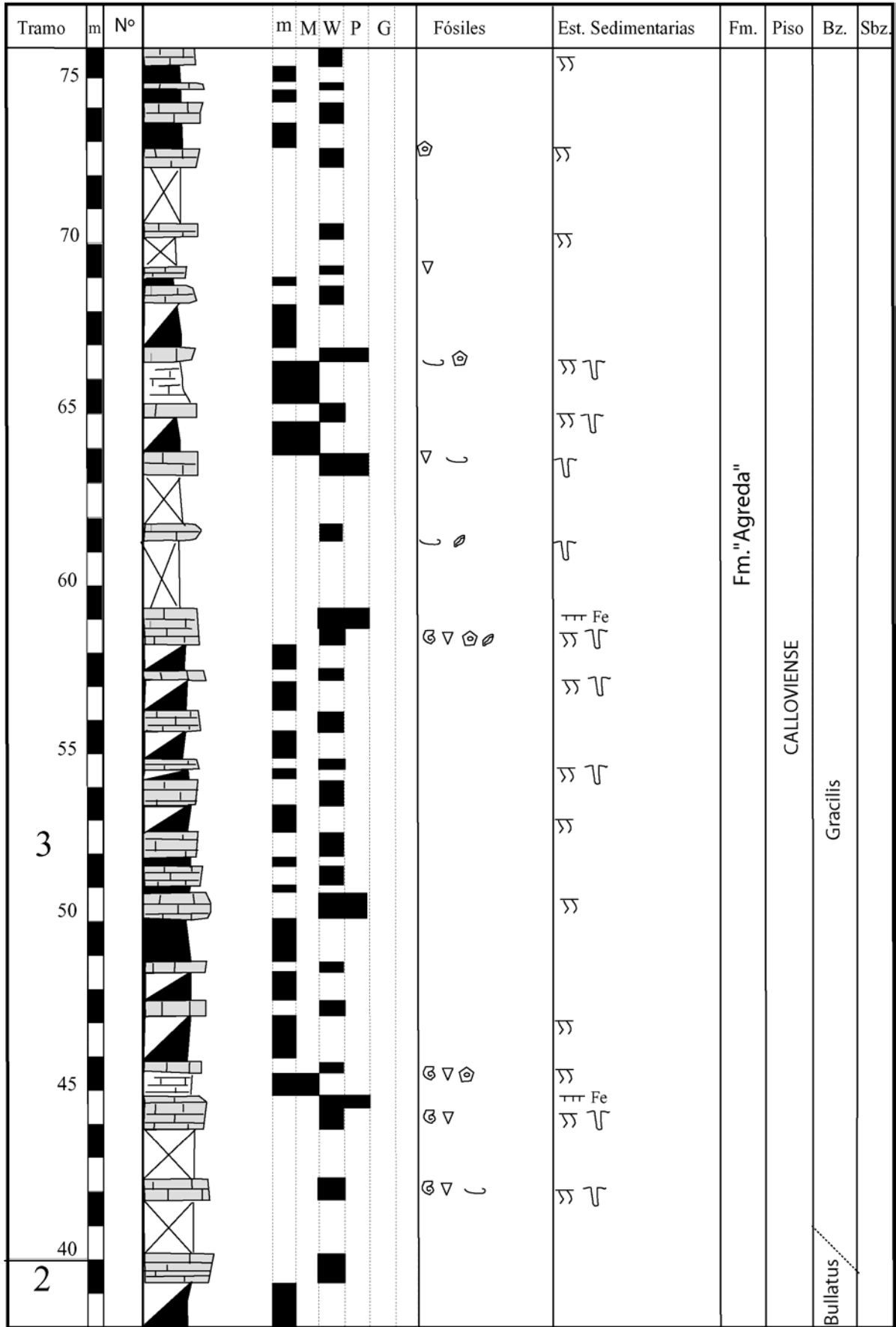


Fig. 3.3. Columna del Calloviense inferior en el afloramiento de Veruela.

TRAMO 5

6 m cubiertos, donde se observa puntualmente margas con alguna intercalación de margocalizas

TRAMO 6

8,2 m de alternancia de calizas y margas

Las calizas se presentan en estratos con morfologías que varían desde irregulares a nodulosas o tabulares, con espesores decimétricos de 0,2 a 0,6 m. Se observan texturas de tipo *wackestone* a *wackestone-packstone* con bioclastos (filamentos y crinoides), peloides y granos de cuarzo en porcentajes mayores del 5%, así como una abundante bioturbación. Se observa la tendencia al aumento de la potencia y número de estratos de calizas hacia techo del tramo, así como la existencia de algunos niveles con superficies ferruginizadas. Los fósiles observados son fundamentalmente braquiópodos, bivalvos y belemnites. Las margas se disponen como interestratos margocalizos de entre 0,05 a 0,4 m de espesor. Este tramo se atribuye al Calloviense medio, Biozonas *Anceps* y *Coronatum*.

TRAMO 7

4,7 m cubiertos.

TRAMO 8

8,4 m de calizas con intercalaciones de margas.

Las calizas de color gris oscuro a ocre se presentan en estratos con morfologías de nodulosas a tabulares y espesores de entre 0,2 a 0,7 m. Presentan facies de *wackestone-packstone* de bioclastos (filamentos de bivalvos y crinoideos) con escasos peloides y abundantes granos de cuarzo (>10%). Los niveles suelen presentar una intensa bioturbación, así como superficies enrojecidas (*hardgrounds*) a techo. Se observan belemnites, placas de crinoideos, fragmentos de ammonoideos, bivalvos y braquiópodos. Las margas se disponen como interestratos, con espesores de entre 0,1 a 0,3 m. Por su posición estratigráfica este tramo se atribuye al Calloviense superior, a la Biozona *Athleta*.

TRAMO 9

0,4 m de calizas.

Se trata de un nivel de aspecto noduloso correspondiente a la Capa de Arroyofrío. Dentro del mismo se identifican varias superficies de discontinuidad y diversos episodios de depósito con diferentes facies asociadas (Lámina 3.1.A). Los primeros 0,25 a 0,4 m presentan una facies de *packstone* de bioclastos (filamentos de bivalvos y crinoideos) con escasos peloides y abundantes granos de cuarzo (>10%) similar a la del techo del Calloviense. Sobre esta se desarrolla una superficie irregular, que conforma cavidades con forma de surco denominada S1, según Ramajo (1996). Por encima de esta superficie se encuentra una facies de *wackestone* a *mudstone* con bioclastos (ammonoideos, belemnites, crinoideos fragmentos de braquiópodos y bivalvos) frecuentemente rotos y fragmentados. Existe a continuación una segunda superficie (S3 según Ramajo, 1996) de carácter discontinuo, marcada por la existencia de costras ferruginizadas y estromatolitos. Las facies situadas por encima de esta superficie son un *mudstone* con bioclastos, con abundantes foraminíferos planctónicos (*Globuligerinas*), y en menor número intraclastos fosfatados o ferruginizados. El nivel termina con una superficie planar y perforada (S4). En cuanto a su edad por encima S1, se recogen ammonites reelaborados de las Biozonas *Athleta* y *Lamberti* del Calloviense superior, del Oxfordiense inferior, Biozona *Cordatum*, y del Oxfordiense medio, Biozona *Plicatilis* (Ramajo, 1996).

TRAMO 10

2,5 m de calizas con esponjas.

Las calizas se disponen en niveles tabulares, nodulosos o masivos, con espesores que oscilan entre 0,2 a casi 1 m. Los niveles de espesor mayor de un metro se corresponde con niveles bioconstruidos o *mounds* de

esponjas. Las facies observadas son *mudstone-wackestone* de esponjas (generalmente bien conservadas) y bioclastos, o *wackestone* de esponjas (fragmentos y tuberoides) con bioclastos. Se han identificado crinoides, braquiópodos, así como fragmentos de ammonites y belemnites. A techo de estos niveles se observan la existencia de un abundante bioturbación y de superficies ferruginizadas y endurecidas. El tramo presenta escasos restos de ammonioideos que permite datarlo como perteneciente a la Biozona Transversarium del Oxfordiense medio .

TRAMO 11

3 m parcialmente cubiertos de calizas con restos de esponjas y margas.

Las calizas se disponen en niveles de tabulares de entre 0,2 a 0,4 m. Presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y fragmentos de esponjas, en las que se observan granos de cuarzo. Las esponjas están fuertemente fragmentadas, acumulándose hacia la parte superior de los estratos, que suelen presentar una superficie ferruginizada y/o enrojecida a techo (*hardground*). se identifican restos fósiles de crinoides, belemnites, ammonioideos y bivalvos. El contenido en ammonioideos permite atribuir este tramo al Oxfordiense medio, Biozonas Transversarium y Bifurcatus.

TRAMO 12

Aproximadamente 3,5 m cubiertos.

TRAMO 13

Unos 2 m de margas con intercalaciones de calizas limosas.

Las margas se presentan en estratos de espesor decimétrico, con aspecto masivo a lajoso. Se observan niveles de calizas beige de espesor decimétrico, con facies de *wackestone* con escaso bioclastos y granos de cuarzo, que presentan ocasionales restos ferruginizados.

TRAMO 14

Aproximadamente 5 m cubiertos.

TRAMO 15

9 m de margas limosas con intercalaciones de calizas limosas.

Las margas de tonos grises oscuros a beige son bastante limosas, observándose algo laminadas, sobre todo en las cercanías de las calizas. Se presentan en niveles de espesor decimétrico a métrico, 0,5 a más de 3 m. En con frecuentes intercalaciones centimétricas a decimétricas de niveles más calcáreos, con fragmentos de ammonioideos, bivalvos, y nódulos de pirita. Las calizas se presentan en niveles de espesor decimétrico 0,2 a 0,7 m, de aspecto tabular, observándose a veces algo de laminación. Se han identificado facies de *wackestone* de peloides, fragmentos de bioclastos y granos de cuarzo. Este último se presenta en un porcentajes mayores del 10%, incrementándose hacia techo. En este tramo se observan hacia su base ammonites de las Biozonas Hypselum o Bimammatum del Oxfordiense superior.

TRAMO 16

5 m cubiertos con niveles de calizas arenosas.

Se trata de un tramo bastante cubierto, donde se observan niveles de calizas arenosas y limosas, en estratos de morfología tabular, de entre 0,2 a 0,4 m de espesor, con facies de calizas *wackestone* peloidales con más del 10% de granos de cuarzo tamaño limo y fragmentos de micas. Su edad podría ser Oxfordiense superior.

TRAMO 17

3 m de calizas limoso - arenosas con intercalaciones de margas y niveles de areniscas con cemento calcáreo.

Se trata de calizas de color marrón ocre a beige, de aspecto tabular a ligeramente noduloso, que presentan niveles de espesores entre 0,2 a 0,5 m, Las calizas son bastante arenosas en facies de *packstone* a *grainstone*, con granos de cuarzo y en menor medida de feldespato y micas, escasamente redondeados, así como algún

fragmento carbonatado (restos de bioclastos y peloides). Se han observado laminaciones planares, así como algo de laminación cruzada planar en surco y *ripples* a techo de los estratos. En estos se pueden presentar también bioturbaciones subverticales muy abundantes. En cuanto a su edad, no hay fósiles que precisen la misma, adjudicándole por su posición estratigráfica una edad de Oxfordiense superior, Biozonas Bimammatum o Hauffianum.

TRAMO 18

11 m de areniscas de grano fino-medio de tonos ocre.

Estas areniscas de grano fino a medio, se disponen en niveles de tabulares a lenticulares de entre 0,2 a 0,7 m de espesor y niveles canaliformes de entre 0,4 a casi 1 m de espesor. Estos niveles se ordenan en secuencias estratocrecientes de 1 a 3 m, compuestas por niveles tabulares a lenticulares en la base, coronadas por un nivel de aspecto canaliforme y base erosiva en muchos casos. Este último banco presenta generalmente acumulaciones de granos de cuarzo de tamaño arena gruesa a microconglomerado en la base. En cuanto a estructuras, los niveles tabulares suelen presentar estratificación y laminación planar, así como laminación cruzada en surco o planar y en menor medida estratificación cruzada planar, con *ripples* a techo. Los niveles canaliformes presenta secuencias de relleno de canal, con estratificación planar en surco y laminación planar a en surco, así como secuencias de granodecrecimiento dentro de los cuerpos canaliformes. Estos cuerpos de relleno de canal se pueden desarrollar en ocasiones sobre cuerpos con megaestratificación cruzada planar. Se han medido paleocorrientes a partir de las superficies de acreción latera, estratificaciones cruzadas y ejes de canales, con orientaciones de 110 a 130, (NO-SE) y 170-180 (N-S).

TRAMO 19

2 m cubiertos.

TRAMO 20

18,5 m de areniscas de grano medio de tonos ocre, con pasadas de microconglomerados (Lámina. 3.1.B).

Se trata de areniscas con cemento carbonatado de tonos ocre a pardos, que presenta tamaño de grano variable entre fino a medio, predominando este último. dentro de los mismos se observan niveles con un tamaño de grano mayor, de medio a grueso, que presenta pasadas o niveles de acumulación de granos de cuarzo de tamaño microconglomerático e incluso conglomerático en cantos de entre 0,5 a 2 cm. Estos niveles se dispone en estratos tabulares a lenticulares a veces con bases canaliformes de espesores decimétricos a métricos, de 0,2 a más de 2 m. Dentro del tramo se distinguen dos tipos asociaciones de facies. La primera formada por los estratos de morfologías tabulare a lenticulares, que presentan en ocasiones bases erosivas, con un tamaño de grano medio a fino y raramente niveles de tamaño menores, que presentan laminaciones cruzadas, planares o en surco o estratificación planar o en surco de *sets* centimétricos a decimétricos, con ordenaciones granodecreciente y *ripples* a techo. La segunda esta formada por niveles de areniscas de tamaño de grano mayor, medio a grueso, con unos espesores que pueden llegar a métricos (hasta 2,5 m), con bases erosivas a canaliformes. Estos niveles muestran en ocasiones una evolución vertical granodecreciente, con estratificación cruzada planar a surco, con *sets* de mayor espesor que los anteriores, y laminaciones planares o en surco, a veces también de relleno de canal, con ordenaciones granodecrecientes y *lags* de cantos en las base de los *sets* (Ver Lámina 3.1.B). En otras ocasiones se observan como estas barras están cortadas por niveles con geometrías de relleno de canal. En general, en este tramo se observa una tendencia granocreciente hacia la parte media del mismo, que disminuye hacia su techo. Su litología hace difícil el realizar un atribución de edad, ya que no se han encontrado restos fósiles significativos. Podría corresponder tanto al Oxfordiense superior, Biozona Hauffianum como al Kimmeridgiense inferior, Biozona Planula.

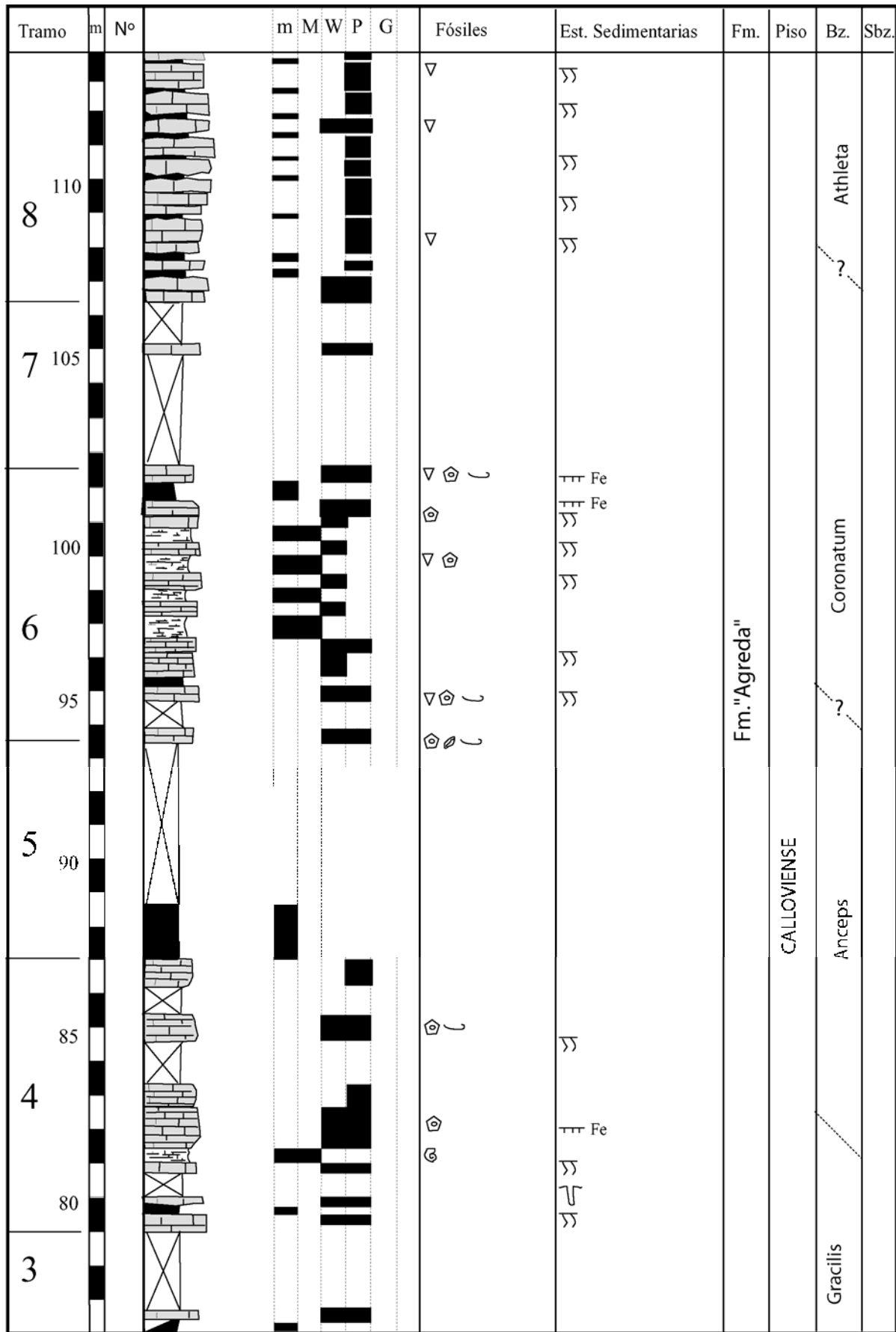


Fig. 3.4. Columna del Calloviense medio y superior en el afloramiento de Veruela

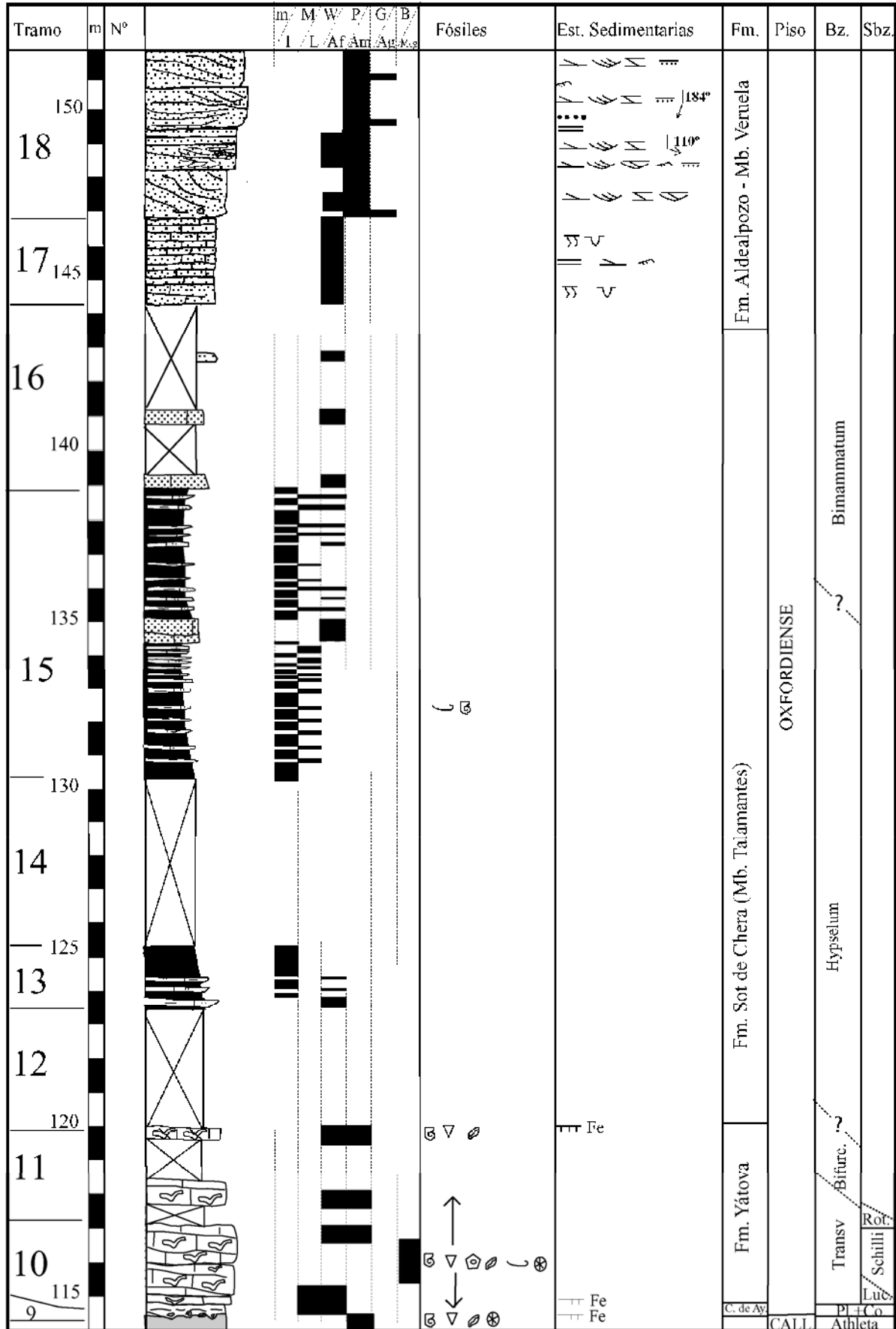


Fig. 3.5. Columna del Oxfordiense medio y superior en el afloramiento de Veruela

TRAMO 21

3 m cubiertos.

TRAMO 22

Unos 9 m de areniscas de grano fino a medio.

Se trata de areniscas ocre a grises de grano fino a medio con escasos niveles de tamaño de grano menor. Estas areniscas se ordenan en estratos de espesores decimétricos a raramente métricos, de 0,2 a algo más de 1 metro. En general presentan morfologías tabulares a ocasionalmente lenticulares, a veces con bases erosivas a ligeramente canaliformes. Presentan como estructuras más significativas laminaciones cruzadas de tipo planar o en surco, así como ocasionales niveles con una incipiente estratificación cruzada planar. Dentro de los estratos, se observa una ordenación interna granodecreciente presentando en general una evolución vertical aparentemente granodecreciente. Se han medido en este tramo una paleocorriente de dirección 176° (N-S).

TRAMO 23

Algo más de un metro de calizas arenosas y bioclásticas con intercalaciones de margas.

Se trata de calizas arenosas, dispuestas en estratos decimétricos, con morfología tabular, que presentan facies de *wackestone* a *packstone* bioclástico, con abundantes granos de cuarzo y que a techo se encuentra culminadas por un *hardground* encostrado, con acumulación de fósiles, fundamentalmente bivalvos (*ostreidos*), fragmentos de crinoides y belemnites. Dentro de este tramo se han encontrado restos de un ammonoideo característicos del Biohorizonte Proterón, de la parte superior de la Subbiozona Planula, de la Biozona Planula del Kimmeridgiense inferior (Bádenas *et al.*, 1998).

TECHO

Por encima se observa un tramo en general cubierto donde afloran las margas de la Fm. Sot de Chera.

3.3.2. TALAMANTES

SITUACIÓN

El perfil de Talamantes, se encuentra situado en la ladera norte del paraje de Valdespartera (Lámina 3.1.C), a este perfil se accede a través de una pista que parte hacia el sudoeste una vez sobrepasado el Km. 15 de la Carretera de Bulbuenta a Talamantes. Las coordenadas geográficas de este perfil, son para la base X=612.790 e Y=4.620.620, y para el techo X=612.860 e Y=4.620.600, en este perfil afloran fundamentalmente los niveles de las formaciones Yátova y Sot de Chera, pudiendo correlacionarse su techo, con la base de un segundo perfil. Este que se encuentra situado a unos 500 m del anterior en el cercano barranco de Valdeherrerá, muestra las areniscas y conglomerados de la Fm. Aldealpozo, y tiene como base el punto de coordenadas X=613.125 e Y=4.620.870 y como techo X=613.180 e Y= 4.620.885.

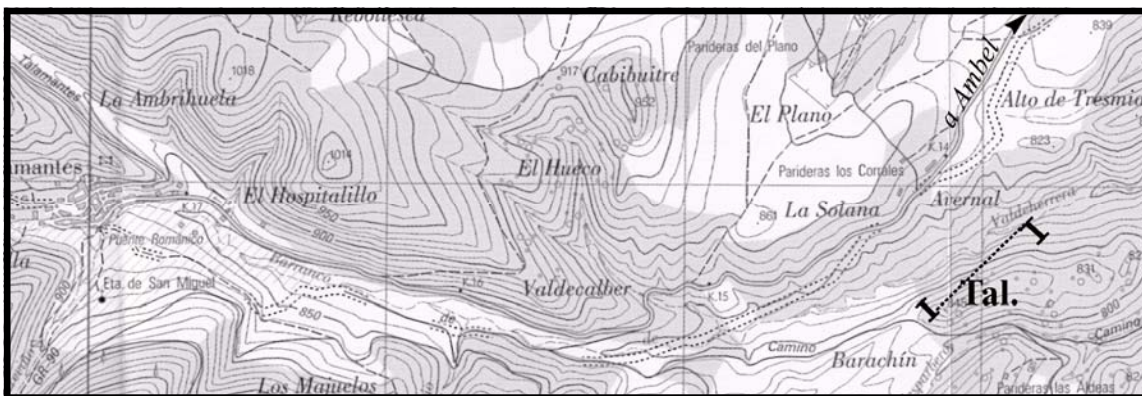


Fig. 3.7. Situación geográfica del perfil de Talamantes.

BASE

La base se sitúa por encima de una alternancia de calizas y margas, algo limosas parcialmente cubiertas y correspondientes a los materiales del Calloviense superior.

TRAMO 1

0,6 m de calizas.

Se trata de un nivel complejo equivalente de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío, que presenta una serie de depósitos separados por superficies de discontinuidad. En su base presenta un primer depósito de 0,35 a 0,40 m de espesor de calizas en facies de *packstone* bioclástica, con bioclastos (filamentos) y placas de crinoides, que se encuentra erosionado por una superficie irregular con cavidades en surco o verticales, sobre la misma se encuentra en este caso una ligera costra ferruginosa, equivalente de la superficie S1, definida en Ricla por Ramajo y Aurell (1997). Por encima de esta superficie se encuentra un depósito, irregular y de espesor decimétrico, a veces ausente, caracterizado por una facies de *wackestone* a *mudstone* con bioclastos (ammonoideos, belemnites, crinoides fragmentos de braquiópodos y bivalvos) frecuentemente rotos y fragmentados que presenta un espesor bastante reducido, de no más de 10 a 25 cm. Sobre este depósito aparece una segunda superficie que se correspondería con la superficie S3 definida en Ricla, que presenta también una costra ferruginosa discontinua de hasta uno o dos centímetros de espesor. Por encima se sitúa un tercer depósito de carácter más continuo que el anterior, en facies de *mudstone* con bioclastos (entre los que encontramos abundantes *Globuligerinas*) e intraclastos, con una potencia centimétrica, de 5 a 7 cm. El nivel termina con una superficie planar y ligeramente perforada, denominada S4, sobre la que se dispone un pequeño nivel de margas de potencia inferior a 5 centímetros y las calizas de la Fm. Yátova. En cuanto a su edad, se atribuye su parte inferior al Calloviense superior Biozona *Atletha, s.l.*, y los dos depósitos posteriores respectivamente al Oxfordiense inferior y medio, Biozonas *Cordatum* y *Plicatilis* (Ramajo, 1996).

TRAMO 2

3,5m de calizas grises con intercalaciones de margas gris-oscuro.

Las calizas de un tono gris oscuro, casi negro se presentan dispuestas en estratos de nodulosos e irregulares, alguno con aspecto masivo, cuya potencia oscila entre 0,2 a 0,4 m, además de un nivel de casi 1 m de espesor de aspecto masivo y morfología de *mound* de esponjas en su parte media. Las facies observadas varían entre *mudstone* y *wackestone* de esponjas (generalmente bien conservadas) y bioclastos a *wackestone* de esponjas (fragmentos y tuberosos) con bioclastos. En este tramo se observa como hacia la parte superior del mismo las esponjas se encuentran frecuentemente rotas y fragmentadas, mientras que en la parte inferior se puede observar alguna en su posición original. Como bioclastos más importantes se han identificado crinoides, fragmentos de bivalvos y braquiópodos, así como restos de ammonites y belemnites. Dentro de estos niveles se observa a techo la presencia de cuarzo, además de una abundante bioturbación y *hardgrounds*. Presenta escasas intercalaciones centimétricas de niveles margosos. Su edad es Oxfordiense medio, Biozona *Transversarium*, subbiozonas *Luciaeformis* a *Rotoides* (Bello *et al.* 2004).

TRAMO 3

1,9 a 2,1 m de calizas negras y margas.

Las calizas se disponen en niveles de tabulares a nodulosos con potencias que varían entre 0,2 a 0,4 m. Presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y fragmentos de esponjas, en las que se observa granos de cuarzo (3-5%). Como bioclastos se identifican crinoides, belemnites, ammonoideos y bivalvos. Las esponjas se observan fuertemente fragmentadas y rotas, predominando los tuberosos. Las margas se disponen en niveles de espesor decimétrico, algo limosos y laminados. Este tramo tiene un edad de Oxfordiense medio a superior, Biozonas *Bifurcatus* y la base de la Biozona *Hypselum* (Bello *et al.*, 2004).

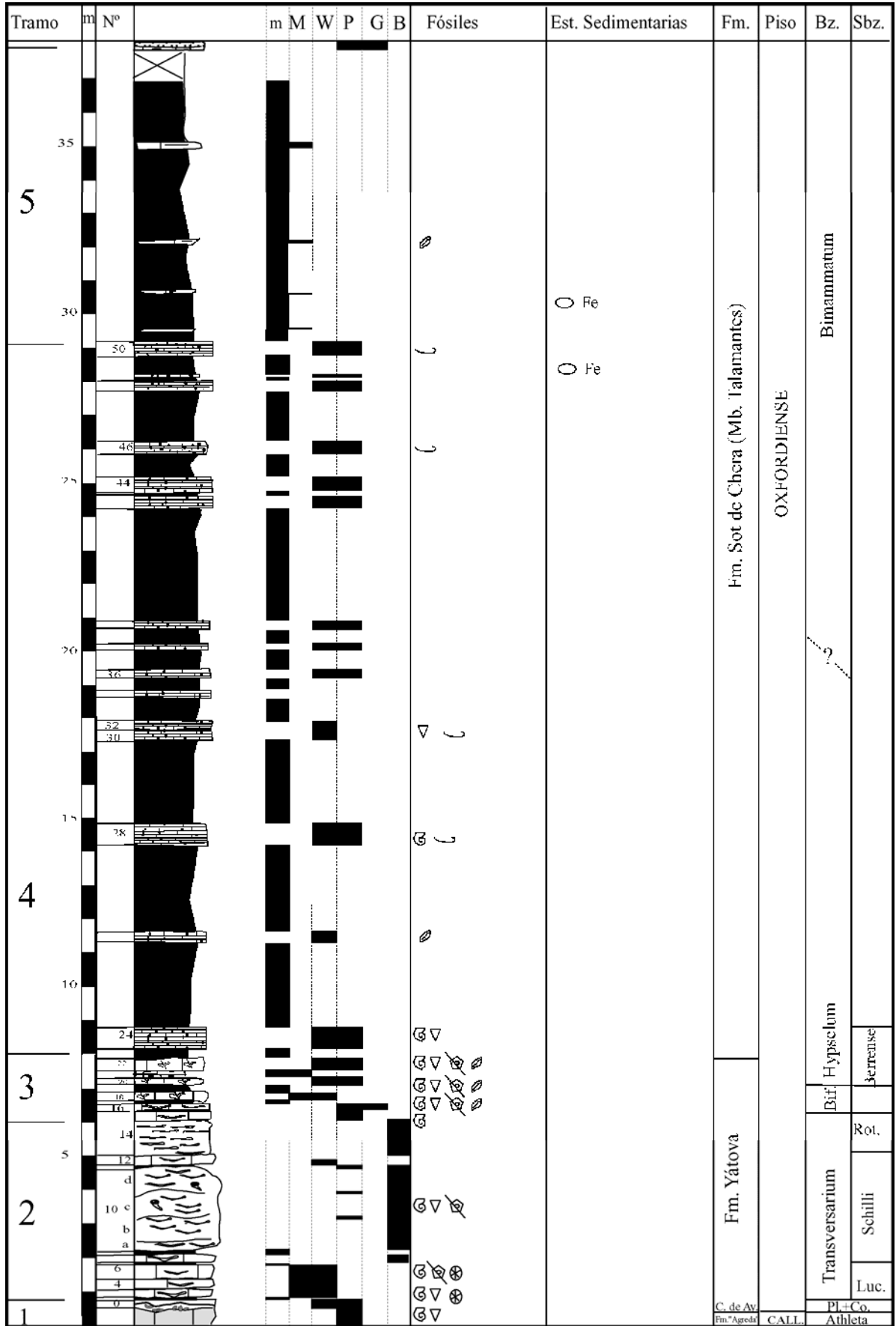


Fig. 3.8. Columna del Oxfordiense medio y superior del afloramiento de Talamantes.

TRAMO 4

21, 2 metros de margas limosas con intercalaciones de calizas limosas y arenosas (Lámina. 3.1.D).

Las margas de tonos grises oscuros a beige son bastante limosas, observándose algo laminadas, sobre todo en las cercanías de los niveles carbonatado. Se presentan en niveles de espesor entre 0,5 a más de 3 m presentando fragmentos de ammonoideos y bivalvos, así como nódulos de Pirita. Las calizas se disponen en niveles de espesor decimétrico, 0,2 a 0,7 m de aspecto tabular; observándose a veces algo de laminación. Se han identificado facies de *wackestone-packstone* de peloides, fragmentos de bioclastos y granos de cuarzo, con contenidos mayores del 10%. En este tramo se observan hacia su base ammonites de la Biozona Bimammatum del Oxfordiense superior (Bello *et al.*, 2004).

TRAMO 5

9,1 m parcialmente cubiertos de margas grises con intercalaciones de calizas limosas.

Se trata de un tramo bastante cubierto, donde se observa el predominio de los niveles margosos, que pueden alcanzar entre 0,5 a más de 2 m de espesor, generalmente laminados, con algún nivel más calcáreo, de aspecto nodulosos y espesor centimétrico, con nódulos de pirita. Algunos de estos niveles carbonatados, se puede individualizar como cuerpos o estratos de morfologías nodulosas a lenticulares, de entre 0,1 a 0,2 m de espesor. Estos niveles tienen facies de *wackestone* a *mudstone* de peloides y granos de cuarzo tamaño limo así como fragmentos de bivalvos, braquiópodos y crinoides. Dentro de las margas y de estos niveles más calcareos se pueden observar frecuentes bioturbaciones. Por su posición estratigráfica se le atribuye una edad de Oxfordiense superior, Biozona Bimammatum.

TRAMO 6

5 m de calizas limoso - arenosas con intercalaciones de margas y niveles de areniscas calcáreas.

Se trata de calizas de color marrón ocre a beige, de aspecto tabular a ligeramente noduloso, que presentan niveles de espesores entre 0,2 a 0,5 m. Las calizas tienen facies de *packstone* a *grainstone*, con granos de cuarzo y en menor medida de feldespato y micas, escasamente redondeados, así como algún fragmento carbonatado (restos de bioclastos y peloides), con tamaños de arena fina a limo. En estos niveles calcáreos se constata la existencia de laminaciones planares, cruzada planar en surco y *ripples* a techo de los mismos. Además pueden presentar bioturbaciones subverticales muy abundantes, (*Skolithus*). Intercalados entre estos niveles se encuentran estratos de areniscas de tamaño de grano fino a medio, de morfologías tabulares a lenticulares e incluso canaliformes. Las areniscas tienen espesores de entre 0,3 a 0,5 m, presentando laminaciones cruzadas, planares o en surco. En algunos de estos niveles se observa megaestratificación cruzada planar, con una paleocorriente NO-SE (125°). En algunos puntos y sobre todo hacia la base de los estratos se ven pasadas de arena gruesa a microconglomerados. Los niveles de areniscas se disponen con contactos erosivos a veces canaliformes entre los niveles de calizas arenosas. Se han identificado también escasas intercalaciones de margas limosas - arenosas de no más de 5 cm de espesor. Por su posición este tramo es de edad Oxfordiense superior.

TRAMO 7

17 m de areniscas de grano fino-medio de tonos ocre.

Estas areniscas de grano fino a medio se disponen en niveles de tabulares a lenticulares de 0,2 a 0,5 m de espesor, y niveles de base canaliformes de entre 0,4 a casi 1 metro de espesor. Estos niveles se ordenan en secuencias estrato y granocrecientes de 1 a 3 m de potencia. Estas secuencias están compuestas por niveles de geometrías tabulares a lenticulares en la base que evolucionan verticalmente a niveles de aspecto canaliforme y base erosiva en muchos casos hacia techo de las mismas. Este último nivel presenta generalmente un relleno con pasadas de granos de cuarzo de tamaño arena gruesa a microconglomerática en la base. En cuanto a estructuras, los niveles tabulares suelen presentar estratificación y laminación planar, así como laminación cruzada en surco o planar y en menor medida estratificación cruzada planar, con *ripples* a techo. Los niveles canaliformes

presenta secuencias de relleno de canal, con estratificación y laminación planar o en surco, así como secuencias granodecrecientes. Estos cuerpos de relleno de canal se puede desarrollar en ocasiones sobre cuerpos con megaestratificación cruzada planar. Se han medido paleocorrientes de direcciones NO-SE (140 a 160°) y N-S (180°). No se reconocen ningún resto fósil. La edad de este tramo se puede deducir únicamente por su posición estratigráfica y en relación con el perfil del Monasterio de Veruela, siendo probablemente Oxfordiense superior biozonas Bimammatum o Hauffianum.

Tramo	m N°		m	M	W	P	G	B	Fósiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.				
			1	L	Af	Am	Ag	Mcc										
8	65												?					
															60			
7	50																	
													45			Fm. Aldealpozo - Mb. Veruela	OXFORDIENSE	?

Fig. 3.9. Columna del Oxfordiense superior del afloramiento de Talamantes.

TRAMO 8

9 m de areniscas de grano medio de tonos marrones a ocre parcialmente cubiertas.

Dentro de este tramo podemos distinguir dos partes. La parte inferior esta compuesta por areniscas con cemento carbonatado, que se disponen en niveles canaliformes con espesores de 0,7 a casi 2 m. En general presenta un tamaño de grano mayor que el tramo anterior, con niveles de microconglomerados. Se observan, en esta parte inferior, escasas intercalaciones de niveles tabulares de areniscas de grano fino. Las estructuras son similares a las de los niveles canaliformes del tramo anterior (estratificación cruzada planar o en surco, laminación cruzada planar y en surco, con *ripples* a techo). Se observa también algún nivel con superficies de acreción lateral y paleocorrientes de dirección NO-SE (125° a 150°). Por ultimo, los 2 últimos m están parcialmente cubiertos, observándose únicamente niveles de areniscas de grano fino de morfologías lenticulares a tabulares de entre 0,2 a 0,4 m, con laminación planar o en surco. La edad de este tramo podría ser Oxfordiense superior Biozona Hauffianum o incluso Kimmeridgiense inferior, Biozona Planula.

TECHO

El techo esta cubierto por depósitos del cuaternario.

3.3.3. RICLA (Ri.2)

SITUACIÓN

En las cercanías de esta localidad y a lo largo del Barranco de la Paridera, al Noreste, de la localidad de Ricla y entre las estribaciones de “Los Costados” y de “Los Picarros” se encuentran una serie de afloramientos del intervalo Oxfordiense Calloviense. El denominado Ricla 2, se ha levantado en la zona del antiguo basurero de Ricla, a 1,5 km al Noroeste de la localidad de Ricla. Su base se sitúa al Oeste del camino desde Ricla a las canteras situadas en “Los Costados”. Las coordenadas de este perfil son para la base, X=631.240 e Y=4.597.400, y para el techo X=631.985 e Y=4.597.2540, ver Fig.3.10.

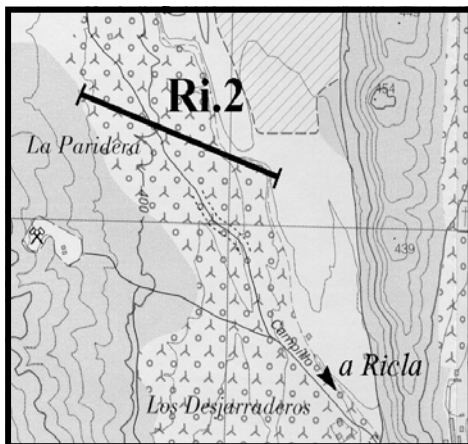


Fig. 3.10. Situación geográfica del afloramiento de Ricla 2, en las proximidades de la localidad de Ricla.

BASE

Se sitúa en un barranco que corta este camino en dirección a los relieves de los Costados. Sobre los materiales del Bathoniense superior, que consisten en una serie de calizas con intercalaciones margas.

TRAMO 1

3,5 m de una alternancia de margas grises y calizas grises a ocre.

Las calizas están dispuestas en estratos de tabulares a nodulosos, o con superficies onduladas, con espesores de entre 0,1 a 0,3 m. Sus facies son *wackestone a wackestone a packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides. Se presentan algo bioturbadas y con algunos niveles coronados por un *hardground*. Las margas se pre-

sentan en interestratos de aspecto masivo a lajoso parcialmente cubiertos en ocasiones. El contenido fósil es escaso, observándose braquiópodos, belemnites y ammonoideos. Estos últimos permite situar el límite Bathoniense-Calloviense en el nivel 11.

TRAMO 2

22,5 m de una alternancia de calizas gris negras con margas grises.

Las calizas se disponen en estratos tabulares a nodulosos con superficies irregulares a techo. Presentan espesores de entre 0,2 a 0,8 m con facies de *wackestone* de bioclastos (filamentos) y peloides, observándose una intensa bioturbación y *hardgrounds* encostrados y ferruginizados a techo de algunos niveles. Estas calizas pueden disponerse en pequeñas secuencias estratocrecientes de 0,5 a 1,5 o 2 m de espesor. Su contenido fósil consiste en ammonites, belemnites, crinoides y braquiópodos. Las margas de color gris, tienen aspecto lajoso, disponiéndose en niveles con espesores de entre 0,9 a 0,1 m, presentan tinciones rojizas a techo. Los ammonoideos recogidos en este tramo permiten atribuirlo a la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior.

TRAMO 3

20 m de alternancia de margas grises con calizas gris negras.

Las margas se presentan de masivas a lajosos en niveles, cubiertos en ocasiones, de entre 0,5 a 1,5 m. Las calizas presentan estratificación tabular y en menor medida nodulosa, presentando espesores que oscilan entre 0,2 a 0,6 m. Pueden ser algo margosas en algunos niveles, haciéndose más compactas hacia la parte superior del mismo y tienen facies de *mudstone wackestone* de bioclastos y peloides, con algunos granos de cuarzo tamaño limo y micas en porcentajes minoritarios (menores de 1%). El tramo se hace más carbonatado hacia la parte superior del mismo. Se han observado ammonoideos, bivalvos y belemnites. El tramo pertenece al Calloviense inferior, Biozona *Gracilis*.

TRAMO 4

25,2 m de margas gris oscuras con intercalaciones de calizas grises a ocreas.

Este tramo que se encuentra bastante cubierto en sus primeros 6 a 8 m. Las margas de aspecto lajoso, se encuentran dispuestas en niveles de entre 0,2 a 2 m o más. Presentan algo de laminación y granos de cuarzo tamaño limo., y niveles centimétricos de calizas margosas hacia la parte superior. Las calizas se disponen en niveles de tabulares a nodulosos con espesores que oscilan entre 0,1 a 0,5 m, con un aspecto margoso sobre todo en la base de los niveles. Las calizas tienen facies de *mudstone- wackestone* a *wackestone* de bioclastos (filamentos) y peloides que pueden ser de *packstone* de bioclastos en algunos niveles. El aspecto del tramo es más carbonatado hacia su parte superior, presentando ocasionales *hardgrounds* a techo de algunos niveles y una intensa bioturbación en otros. Su contenido en fósil es relativamente abundante, observándose ammonoideos, braquiópodos, bivalvos, crinoides, y belemnites. En cuanto a su edad, la parte inferior se corresponde con la Biozona *Gracilis* del Calloviense inferior y la parte superior con la Biozona *Anceps* del Calloviense medio.

TRAMO 5

9 m de una alternancia de calizas de color gris beige y margas grises.

Las calizas se disponen en estratos de tabulares a nodulosos con un espesor de entre 0,1 a 0,4 m. Presentan facies de *wackestone* a *wackestone packstone* de bioclastos y peloides con un contenido en granos de cuarzo apreciable comprendido entre un 1 a un 3%, que se hace mayor hacia la parte superior. Existe abundante bioturbación concentrada sobre todo a techo de los estratos. El tramo va haciéndose más carbonatado hacia la parte superior. Las margas tienen aspecto de masivo a lajoso, con potencias de entre 0,1 a 0,4 m observándose granos de cuarzo tamaño limo y laminaciones paralelas. El contenido fósil es escaso, registrándose fundamentalmente restos de belemnites, fragmentos de ammonites y bivalvos. En estos niveles se han recogido también fragmentos de vertebrados (reptiles marinos) como un cráneo del cocodrilo. Los ammonites encontrados permiten datar este tramo como perteneciente al Calloviense medio Biozonas *Anceps* y *Coronatum*.

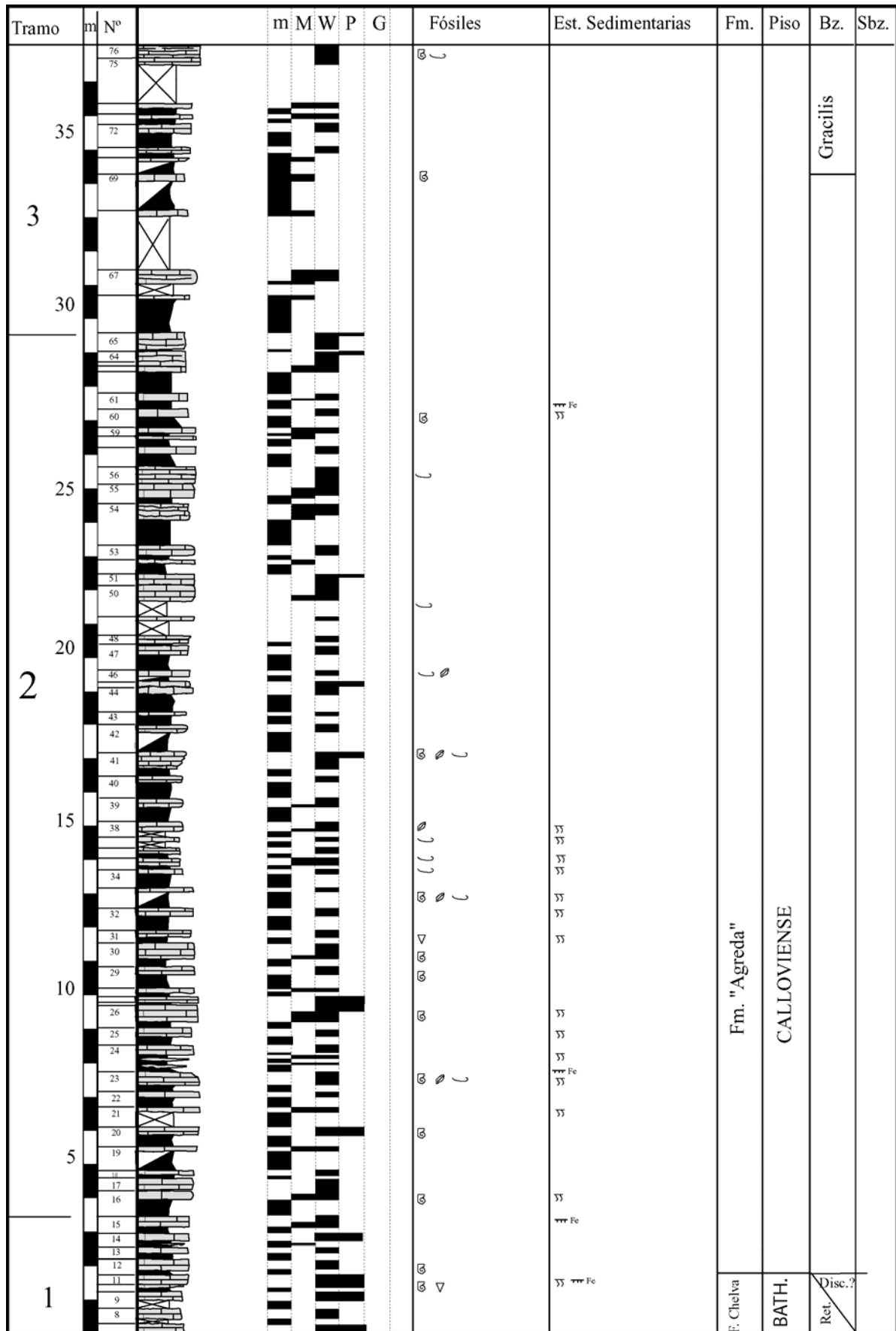


Fig. 3.11 .Columna estratigráfica del Calloviense inferior en el afloramiento Ricla-2.

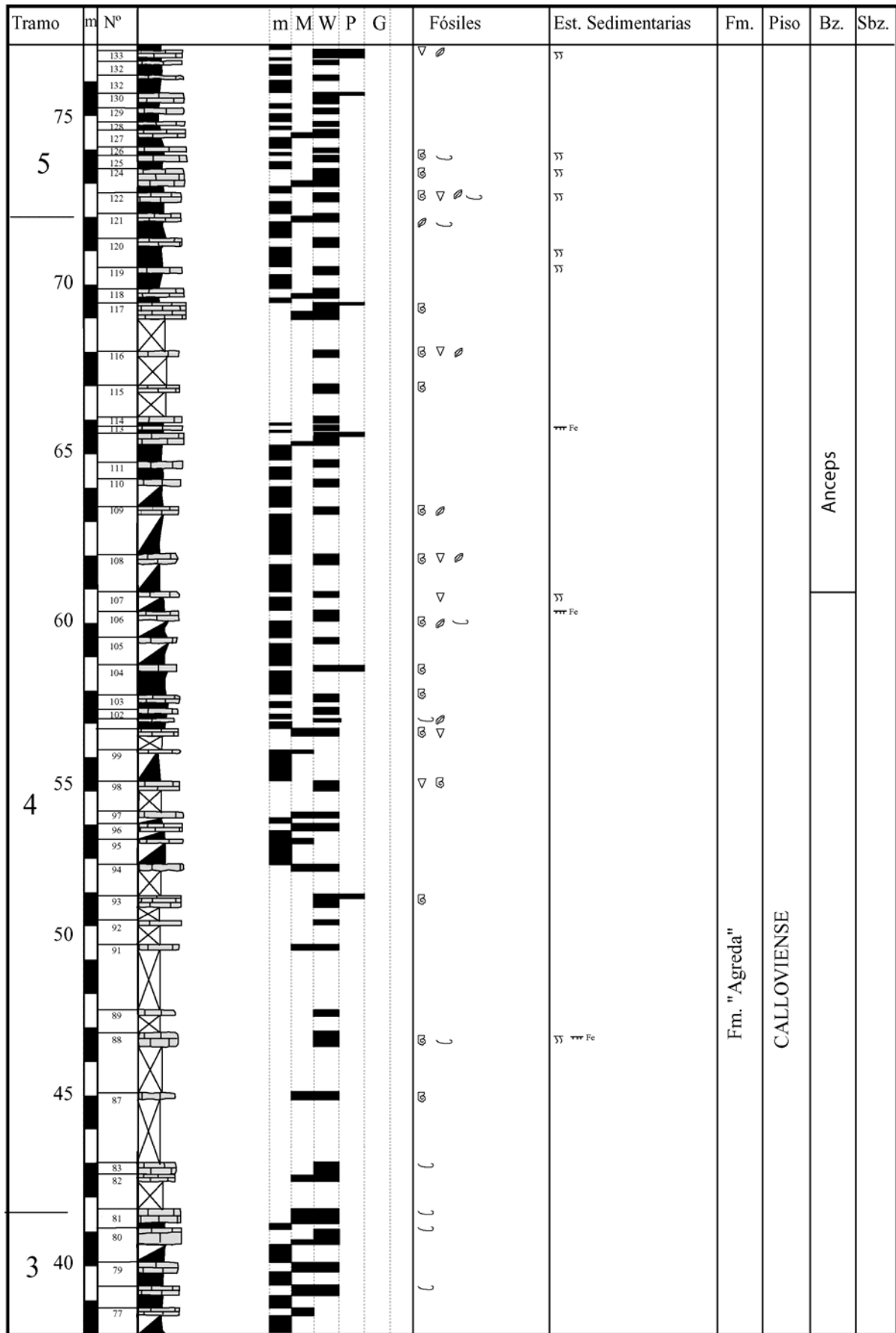


Fig. 3.12 .Columna estratigráfica del Calloviense inferior y medio en el afloramiento Ricla-2.

TRAMO 6

10 m de calizas gris ocre limosas con escasas intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en niveles con estratificación de nodulosa a irregular, con espesores entre 0,1 a 0,5 m. Presentan facies de *wackestone-packstone* a *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos y crinoideos) con granos de cuarzo con porcentajes que pueden superar el 5 %. Presentan una abundante bioturbación y un escaso contenido fósil (belemnites, crinoideos y alguna radiola de equínido). Las margas tienen un espesor reducido no superior a los 0,1 m y un aspecto laminado, en muchas ocasiones con contenidos en granos de cuarzo tamaño limo de hasta el 5%. Los escasos restos fósiles de ammonioideos recogidos en este perfil y en el perfil de Ricla 1, cerca del Río Jalón, permite adjudicar este tramo al intervalo Calloviense medio – superior, Biozonas *Coronatum* y *Athleta* (Lardiés, 1990).

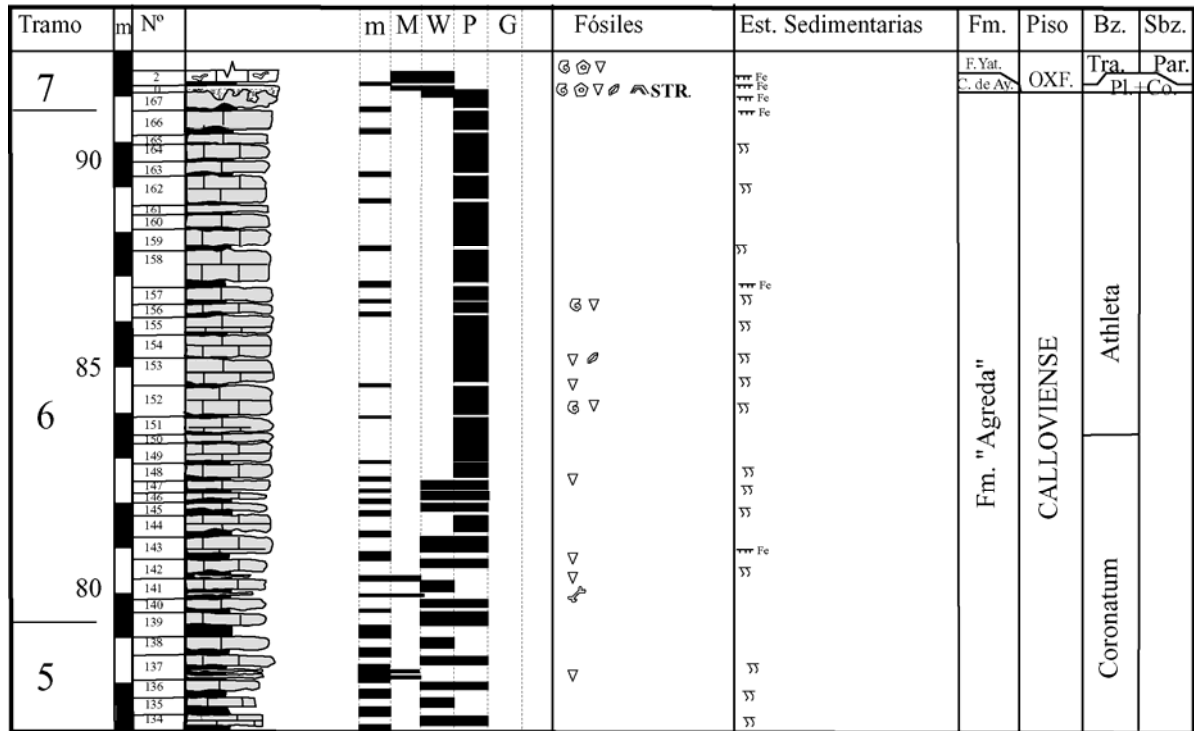


Fig. 3.13. Columna del Calloviense medio-superior en el afloramiento Ricla-2

TRAMO 7

0,5 m de calizas

La columna se encuentra culminada por un nivel de 0,5 m de espesor que es equivalente lateral de la Capa de Arroyofrío. Está compuesto por una parte inferior con calizas en facies *packstone* de fósiles (filamentos y placas de crinoideos) con peloides y granos de cuarzo intensamente bioturbado. A continuación se encuentra una superficie fuertemente irregular que puede llegar a conformar cavidades o surcos, en ocasiones de dimensiones decimétricas, que suele estar ferruginizada o encostrada, denominada S1 por Ramajo y Aurell (1997) (Lámina 3.1.F.) Por encima se encuentra un depósito irregular y multiepisódico en facies micríticas, generalmente un *wackestone* a *packstone* de bioclastos, de entre los que destacan moldes reelaborados de ammonioideos ferruginizados y fosfatizados, intraclastos, granos de cuarzo y abundante glauconita. Dentro del mismo se observa la existencia de al menos 2 superficies de discontinuidad, de menor entidad que la anterior también erosivas, ligeramente ferruginizadas, encostradas. Estas separan diferentes episodios de sedimentación dentro de estas facies, de los cuales pueden estar ausentes alguno. Sobre estos primeros depósitos se dispone la superficie de discontinuidad denominada S3, que se encuentra generalmente tapizada de estromatolitos y sobre la

cual se deposita un nuevo depósito en facies de *wackestone* a *mudstone* con bioclastos, de entre los que destacan *Globuligerinas* y espículas de esponjas, con escasos intraclastos y granos de glauconita. Todo el nivel, está culminado por una superficie plana y perforada (S4), sobre la que aparece un estrato de unos 10 cm de calizas margosas con esponjas planares pertenecientes a la base de la Fm. Yátova (Ramajo, 1996). En cuanto a su edad, la parte inferior es Calloviense superior, encontrándose ammonites reelaborados de las Biozonas Athleta y Lamberti del Calloviense superior, en los depósitos situados por encima de la discontinuidad, en el nivel se ha encontrado registro de las Biozonas Cordatum y Plicatilis del Oxfordiense inferior y medio (Ramajo y Meléndez, 1996; Ramajo y Aurell, 1997).

TECHO

A continuación se encuentra los materiales de la Fm. Yátova del Oxfordiense.

3.3.4. RICLA (Ri. 7).

SITUACIÓN

El perfil de Ricla 7 se encuentra situado a unos 4 km. al Norte de Ricla, al final del Barranco de la Paridera, cerca del Cabezo Redondo (Fig. 3. 14) con las coordenadas X= 630.560 e Y=4-599.920 para su base, mientras que el techo el techo se sitúa en X=630.995 e Y=4.600.170.

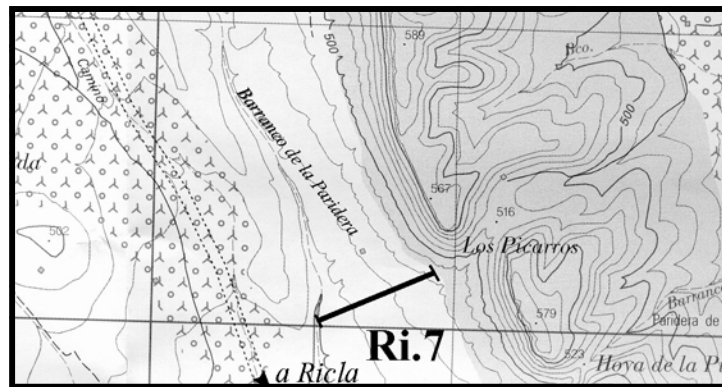


Fig. 3.14.Situación de la columna Ri.7, en el Barranco de la Paridera.

BASE

Se sitúa por encima del nivel equivalente a la Capa de Arroyofrío que en este afloramiento presenta unos 0,4 a 0,5 m de espesor. Este nivel se sitúa encima de los materiales del Calloviense en facies de *packstone* bioclástico (filamentos y crinoides). Se encuentra separados de estos materiales por superficie de discontinuidad de morfología irregular (S1). La cual delimita una serie de cavidades, que en este afloramiento pueden tener geometrías subhorizontales u horizontales, paralelas a la estratificación y con una continuidad lateral que puede ser de hasta varios m. Estas cavidades confieren al nivel un aspecto distinto a los otros afloramientos. En ellas se han distinguido una serie de depósitos de facies *mudstone* a *wackestone* de intraclastos y bioclastos (ammonites reelaborados fundamentalmente) fosfatizados y ferruginizados, separados por varias superficies de discontinuidad de orden menor ferruginizadas y encostradas, con fósiles truncados y crecimientos estromatolíticos. Todo el nivel está culminado por un depósito centimétrico en facies *mudstone* bioclástico (*Globuligerinas*) situado por debajo de un *hardground* de morfología planar (S4). Los depósitos inferiores, son de edad Calloviense superior (Biozona Athleta), mientras que los depósitos superiores presentan ammonites que permiten datarlos como Oxfordiense inferior y medio (Biozonas Cordatum, y Plicatilis: Aurell y Ramajo, 1997).

TRAMO 1

3,4 a 3,5 m de calizas gris negras con intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en estratos de tabulares a nodulosos con espesores de entre 0,1 a 0,5 m, en facies de *wackestone mudstone* de bioclastos y esponjas a *wackestone* de esponjas con bioclastos y tuberoides. Se observa una ordenación interna en alguno de los estratos, con las esponjas en su posición original situadas en la base, pasando a fragmentadas y rotas hacia la parte superior. Se observa a techo del este tramo un *hardground* fuertemente encostrado (nivel 24). Algunos de los niveles pueden estar muy bioturbados. Las margas se disponen como interestratos de espesor centimétrico. Se han observados restos de bivalvos, crinoides, belemnites, braquiópodos y ammonites. Este tramo se data como perteneciente a la Subbiozonas Parandieri a Schilli de la Biozona. Transversarium del Oxfordiense medio, Bello (2005).

TRAMO 2

4,40 m de calizas grises con intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, nodulosos, irregulares o con morfologías de *mounds* o montículos (Lámina 3.2.B). Presentan espesores de entre 0,1 a 1 m. Dentro de los mismos el nivel 30 presenta montículos de esponjas con espesores cercanos a un metro que pueden seguirse durante mas de 50 m a lo largo del barranco. Estas calizas tienen facies de *wackestone* a *packstone* de esponjas y bioclastos, siendo abundantes los restos de esponjas fragmentadas y los tuberoides. Dentro de los montículos puede encontrarse facies de esponjas en posición original, generando facies de *bindstone* formado por restos de esponjas encostrados o fijados por una laminación de origen microbiano (*microbialitas*). Además se han observado en algunos niveles y en los niveles intermontículos facies de *mudstone* a *wackestone* de tuberoides y bioclastos. De modo general puede observarse como predominan los fragmentos de esponjas rotas y las esponjas vueltas hacia techo, disminuyendo su presencia a partir del nivel bioconstruido. Las margas tienen un aspecto lajoso, pudiendo presentar abundantes restos de esponjas. Se identifican belemnites, bivalvos, braquiópodos, crinoides y ammonites. Estos permiten datar el tramo como Oxfordiense medio (Biozonas Transversarium y Bifurcatus: Bello, 2005).

TRAMO 3

3 m de calizas grises a ocre con intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en niveles de tabulares a nodulosos, con espesores de 0,1 a 0,5 m. Presentan facies de *wackestone* de bioclastos con escasos restos de esponjas, tuberoides y granos de cuarzo tamaño limo (menos del 3%). Es posible observar frecuentes bioturbaciones y *hardgrounds* a techo de los niveles. Presenta un contenido fósil semejante al del tramo anterior. Los niveles de margas tienen un aspecto lajosos y espesores de entre 0,1 a 0,3 m. El tramo pertenece a la Biozona Hypselum del Oxfordiense superior (Bello, 2005).

TRAMO 4

Aproximadamente 10 m de margas con intercalaciones de calizas margosas a limosas.

Las margas de color gris se presentan en niveles de hasta 2 m de aspecto lajosos y pueden presentar bancos de margocalizas. Las calizas se presentan en estratos de 0,2 a 0,5 m, de morfología tabular a irregular, algo lajosos. Presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y peloides con abundante contenido en granos de cuarzo tamaño limo, hasta más de un 25 %. Pueden presentar laminación paralela, además de ocasionales intraclastos y bioclastos ferruginizados y niveles enrojecidos. El contenido fósil es muy escaso observándose ammonoideos, bivalvos, braquiópodos y belemnites. Los ammonites encontrados permiten atribuirlo a las Biozonas Bimammatum y Hauffianum de Oxfordiense superior (Delvene *et al.*, 1999).

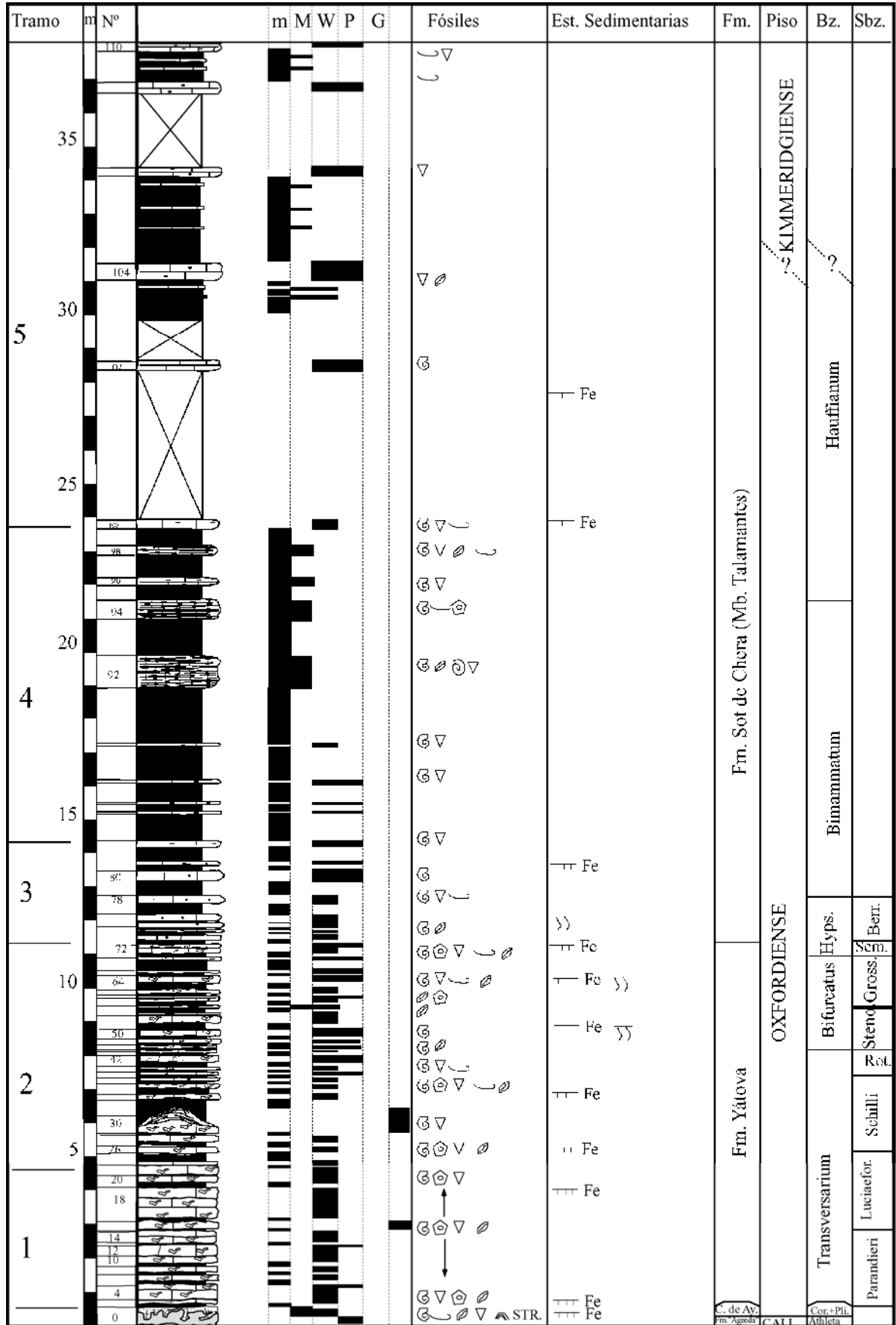


Fig. 3.15. Columna del intervalo Oxfordiense medio-superior en el afloramiento de Ri.7.

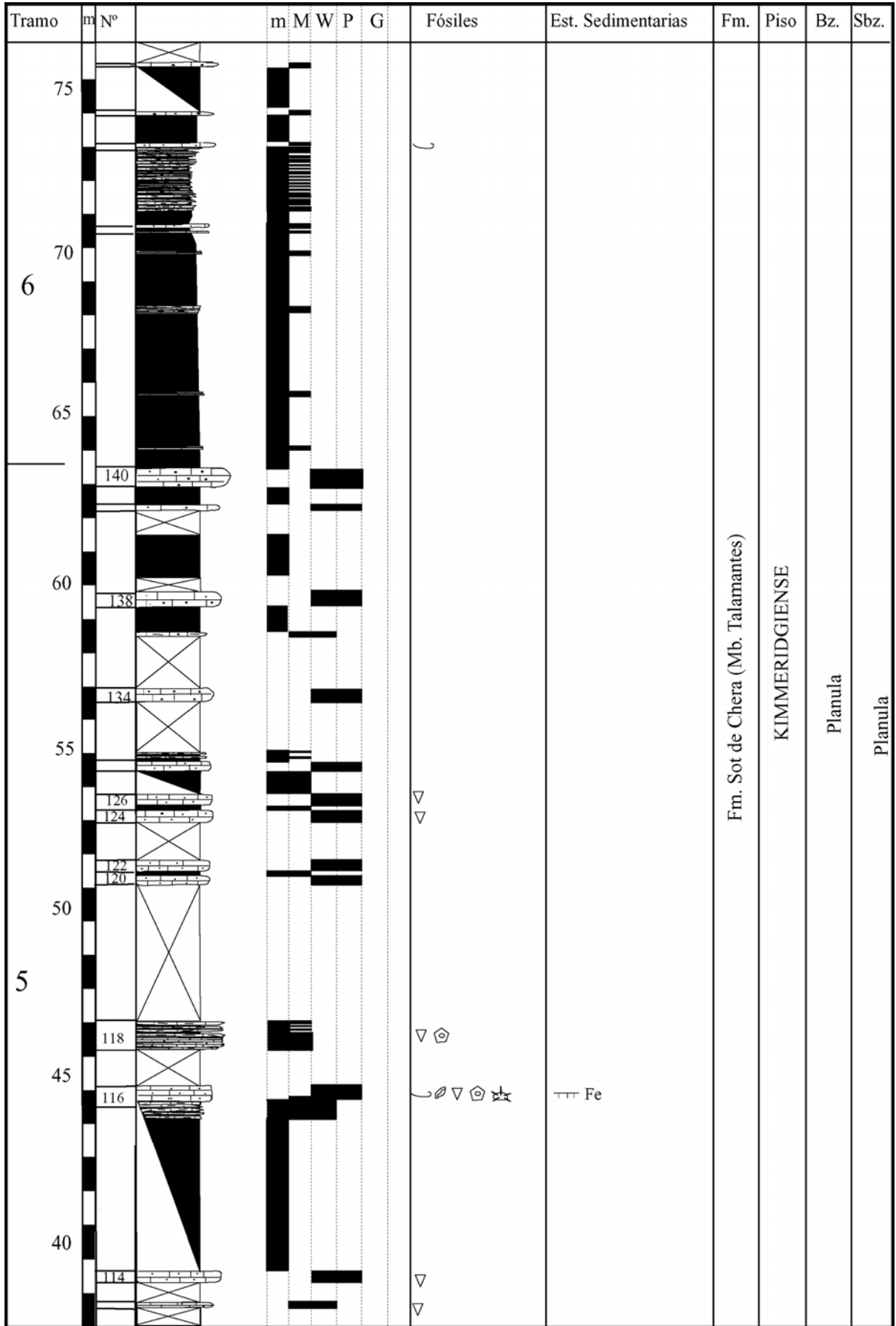


Fig. 3.16. Columna del Kimmeridgiense inferior en el Afloramiento Ri.7.

TRAMO 5

Aproximadamente 40 m de margocalizas gris ocre con intercalaciones de calizas limosas beige.

Las margas se disponen en niveles que pueden alcanzar un espesor de 3 a 5 m, que presentan intercalados niveles decimétricos más calcáreos y compactos, a veces de aspecto lajoso. Las calizas presentan color gris ocre con estratos tabulares a nodulosos (Lámina 3.2.C) con espesores de 0,2 a 0,8 m. Las calizas presentan facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y bioclastos con granos de cuarzo (>10%), y minoritarios de feldespatos y plagioclasas, en general homométricos, subredondeados y de tamaño limo; además de escasos granos de micas, zircons, turmalina, óxidos y sulfuros de Fe. Algunos niveles de aspecto más margosos presentan facies de *mudstone* y *wackestone* con un menor porcentaje de detríticos. Como fósiles más comunes se observan restos de braquiópodos, bivalvos, crinoides, radiolas de equínidos, belemnites y escasos restos de ammonoideos. Estos últimos permiten datar que los primeros metros como pertenecientes a la Biozona Hauffianum del Oxfordiense superior y los de la parte superior a la Subbiozona Planula, Biozona Planula del Kimmeridgiense inferior.

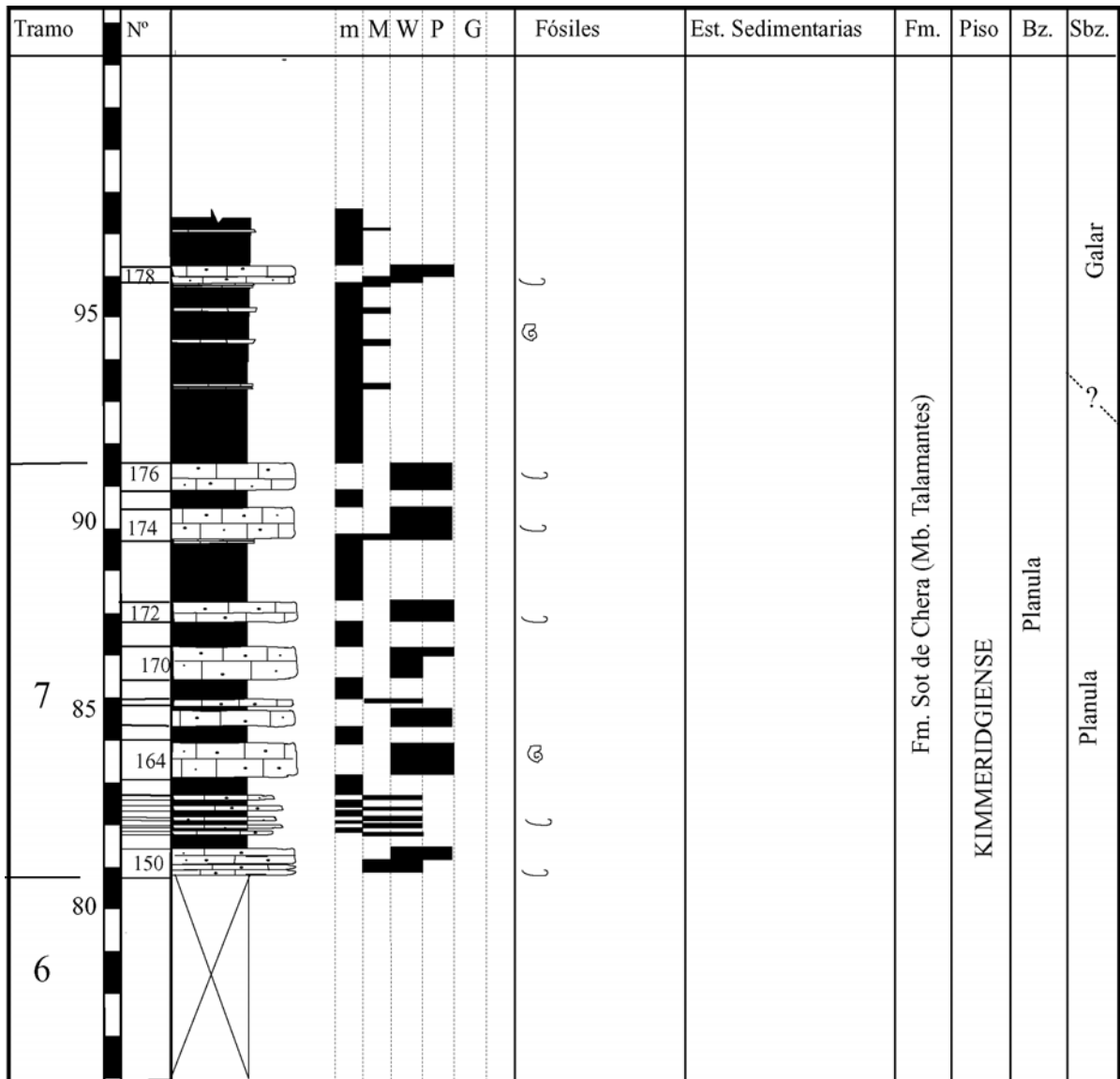


Fig. 3.17. Columna del techo de la parte media de la Fm. Sot de Chera, en el afloramiento Ri.7.

TRAMO 6

17 m de margas bastantes cubiertas.

Las margas se presentan en niveles de aspecto masivo a tabular, de espesores métricos de entre 1 a 5 m. Presentan frecuentes intercalaciones de niveles decimétricos de calizas y calizas margosas, algunos de los niveles más calcáreos tienen facies de *mudstone* limosos. Como único contenido fósil de este tramo se observan escaso restos de bivalvos, sin embargo la ausencia de ammonites no permite datarlo con precisión.

TRAMO 7

9,5 m de calizas limosas a arenosas, con intercalaciones de margas.

Se trata de calizas de color ocre a grises, que se disponen en estratos de apariencia tabular, en ocasiones algo lajosos de espesores decimétricos Presentan facies que varían desde *wackestone* a *packstone* de peloides, bioclastos o granos de cuarzo, estos últimos son más abundantes que en los tramos anteriores, presentando un tamaño de grano mayor que el tamaño limo, con pasadas de tamaño de grano fino a muy fino. Los niveles de caliza presentan una tendencia granocreciente hacia la parte media del tramo, presentando muchos de ellos una tendencia granocreciente, con bases margosas a margocalcáreas. Las margas se presenten en niveles decimétricos de apariencia masiva. Se observan restos de bivalvos, estudiados en Delvene *et al.* (1999) y Delvene (2003), así como escaso ejemplares de ammonoideos. Estos últimos son de difícil asignación, sin embargo en este tramo se han encontrado rodados, ejemplares característicos de la Subbiozona Galar de la Biozona Planula, del Kimmeridgiense inferior, (G. Meléndez *com. pers.*) por lo que no puede descartarse que este tramo pertenezca a esta y no a la Subbiozona Planula.

TECHO

A continuación se encuentran un tramo de alternancia de calizas y margas ricas en bivalvos bentónicos, con ammonites característicos de la Subbiozona Galar, de la Biozona Planula, del Kimmeridgiense inferior.

3.3.5. CALATORAO

SITUACIÓN

El afloramiento se encuentra al norte de la localidad de Calatorao, en el margen de la carretera que lleva a la localidad de Epila. Este perfil se encuentra junto a un barranco que cruza de dicha carretera y en la salida de un camino vecinal. Las coordenadas UTM de su base son X=638.895 e Y=4.599.730, y las del techo X=638.935 e Y= 4.599.770.

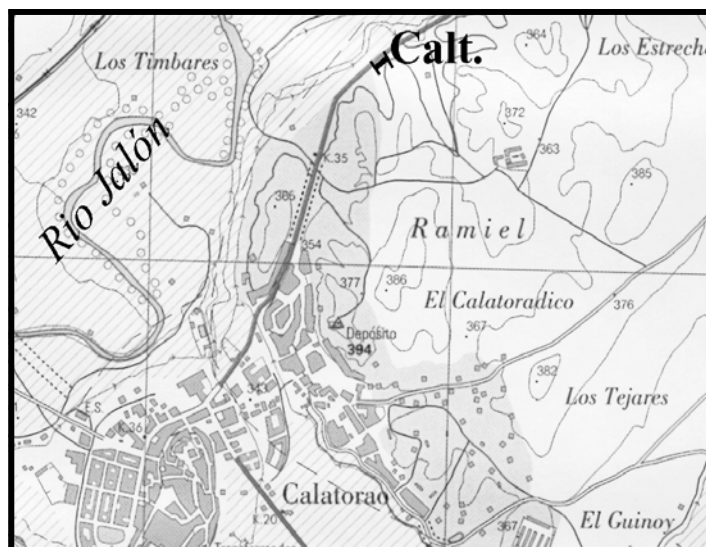


Fig. 3.18. Situación del afloramiento Oxfordiense en las proximidades de Calatorao.

BASE

La base se encuentra a techo de la serie del Calloviense, parcialmente cubierta, observándose únicamente, el nivel del límite Calloviense-Oxfordiense. En el mismo se identifica una superficie irregular, con cavidades (S1) que separa los depósitos del Calloviense y Oxfordiense. Por encima se identifica una superficie de discontinuidad asimilable a la superficie S3 de Ricla. El techo presenta una superficie planar similar a la superficie S4 de Ricla. El depósito situado por encima de la discontinuidad presenta un espesor que no supera los 0,25 a 0,3 m en facies de *wackestone* de bioclastos e intraclastos, fosfatizados y ferruginizados con glauconita. La edad del depósito abarcaría el Oxfordiense inferior y medio, Biozonas *Cordatium* y *Plicatilis*, Meléndez *et al.* (2005).

TRAMO 1

1 m de cubierto.

TRAMO 2

6,3 m de calizas con esponjas con intercalaciones de margocalizas.

Se trata de calizas de tonos grises dispuestas en estratos nodulosos, irregulares a tabulares, de espesores decimétricos, de entre 0,1 a 0,5 m. Las calizas presentan textura *mudstone* a *wackestone* con esponjas y bioclastos a *wackestone* con esponjas fragmentadas, tuberoides y bioclastos. Se ha observado un nivel con aspecto de *mound* o montículo de esponjas, (Lam. 3.2.F) que presenta facies de tipo *bindstone*, con esponjas y algas. Se identifican braquiópodos, crinoideos, belemnites, ammonoideos y bivalvos. Ocasionalmente se observa una intensa bioturbación, con perforaciones así como frecuentes *hardgrounds*. Los estratos parecen tener una cierta ordenación interna con los niveles de esponjas mejor conservados acumulados en la base del estrato, y los niveles de esponjas fragmentadas situados hacia su parte superior. Las margas y margocalizas, se disponen en niveles de aspecto lajoso y laminación paralela, con fósiles y restos de esponjas, estas últimas pueden tener morfologías planares y encontrarse rotas. La edad de este tramo es Oxfordiense medio Biozona *Transversarium*, Subbiozonas *Parandieri*, *Luciaformis* y *Schilli* (Bello, 2005), .

TRAMO 3

4,5 m de calizas grises con esponjas con intercalaciones de niveles margosos.

Las calizas se disponen en estratos de nodulosos a tabulares con superficies irregulares, con un espesor que oscila entre 0,1 a 0,4 m. En este tramo las esponjas se encuentran muy fragmentadas, predominando los tuberoides. Las facies varían entre *wackestone* a *wackestone-packstone* de esponjas, tuberoides y bioclastos. Hacia la parte superior del tramo disminuye el contenido en esponjas, apareciendo granos de cuarzo tamaño limo en una fracción apreciable a simple vista (>5%). Los fósiles son crinoideos, braquiópodos, bivalvos, belemnites, y ammonoideos. Los estratos suelen presentar abundante bioturbación. En el techo del tramo se encuentra un nivel que presenta un *hardground* muy notorio. Los niveles margosos son de aspecto masivo a lajosos, con espesores que oscilan entre 0,1 a 0,3 m. Dentro del tramo se han recogido fósiles característicos del techo de la Biozona *Transversarium* (Subbiozonas *Schilli* y *Rotoides*) y de la Biozonas *Bifurcatus* (Bello, 2005).

TRAMO 4

Se trata de 10,2 m de una alternancia de calizas limosas y arenosas y margas.

Las calizas tienen tonos grises a ocres disponiéndose en estratos de tabulares a nodulosos, en ocasiones de aspecto lajoso, con espesores que oscilan entre 0,2 a 0,7 m. Presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y peloides con granos de cuarzo, tamaño limo. Hacia al techo de este tramo los niveles van haciéndose progresivamente más ricos en detríticos. Los fósiles que se han podido identificar son bivalvos, ammonoideos, crinoideos y belemnites. Las margas son grises dispuestas en niveles de aspecto masivo a lajoso con espesores de 0,2 a más de 1. Presentan abundantes granos de cuarzo tamaño limo, fósiles como bivalvos y ammonites, así como pequeñas intercalaciones lenticulares a nodulosas de las calizas limosas. Los ammonoideos en-

contrados en este tramo pueden datarse como pertenecientes a las Biozonas Hypselum y Bimammatum del Oxfordiense superior (Bello, 2005 e I. Pérez-Urresti, *com. pers.*)

TECHO

La parte superior de este perfil se encuentra cubierto por depósitos de conglomerados del Terciario.

Tramo	m	Nº	m	M	W	P	G	Fosiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.
4		80						▽		Fm. Sot de Chera (Mb. Talamaniés)	OXFORDIENSE	Bimammatum	
		78						⊗ ∩					
		76						⊗ ▽ ∩					
		74											
		72						⊗ ▽					
		70											
		68						▽					
		66						⊗ ▽ ∩					
		64						⊗ ▽ ∩					
	3		62						⊗ ▽ ∩				≡≡≡ Fe
		60						⊗ ▽ ∩					
		54						⊗ ▽ ∩					
		52						⊗ ▽ ∩	≡≡≡ Fe				
		50						⊗ ∩ ∩					
		48						⊗ ∩ ∩					
		44						⊗ ∩ ∩					
		42						⊗ ∩ ∩					
		40						⊗ ∩ ∩					
		38						⊗ ∩ ∩					
2		36						⊗ ∩ ∩		Fm. Yátova	OXFORDIENSE	Hypselum	Semimammatum
		34						⊗ ∩ ∩					
		32						⊗ ▽ ∩	≡≡≡ Fe				
		30						⊗ ∩ ∩	≡≡≡ Fe				
		28						⊗ ∩ ∩					
		24						⊗ ∩ ∩					
		22						⊗ ∩ ∩					
		20						⊗ ▽ ∩	≡≡≡ Fe				
		18						⊗ ∩ ∩					
		14						⊗ ∩ ∩					
1		12						⊗ ∩ ∩		Fm. Yátova	OXFORDIENSE	Hypselum	Semimammatum
		10						⊗ ∩ ∩					
		8						⊗ ∩ ∩					
		6						⊗ ∩ ∩					
		4						⊗ ∩ ∩					
		2						⊗ ∩ ∩					

Fig. 3.19. Columna del Oxfordiense medio-superior en el afloramiento de Calatorao.

3.3.5. MORATA DEL JALÓN

SITUACIÓN

El afloramiento se encuentra en el talud de la antigua carretera Nacional II, en una curva situada a unos 500 m al Oeste del cruce entre dicha carretera y la que lleva a la localidad de Morata de Jalón, antes de la salida a la A-2. La columna estudiada presenta las siguientes coordenadas., X=628.655 e Y= 4.589.620 para la base, mientras que el techo se sitúa en X=628.590 e Y=4.589.640.

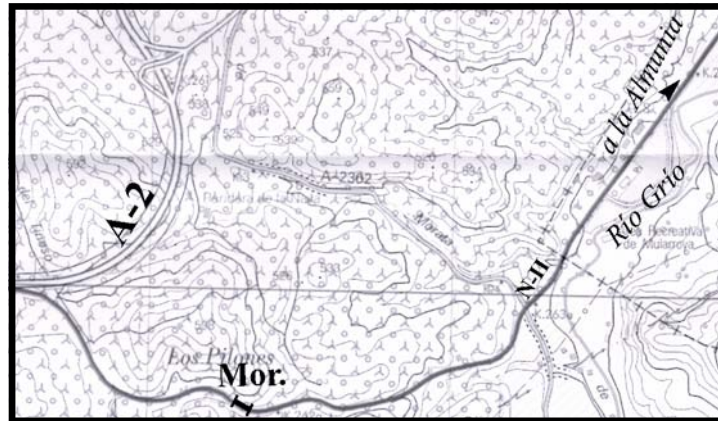


Fig. 3.20. Situación geográfica del afloramiento de Morata de Jalón.

BASE

Se encuentra en una zona cubierta por derrubios del Cuaternario

TRAMO 1

5,72 m de alternancia de calizas y margas de color gris beige.

Las calizas se disponen en estratos tabulares con superficies irregulares, de potencia de 0,1 a 0,5 m. Se ha observado una ordenación en secuencias estrato crecientes de 2 a 3 estratos, de espesores de orden métrico. Las calizas presentan facies de *mudstone* a *wackestone* con bioclastos y peloides, con un contenido en cuarzo minoritario, del 1 al 3%. Como fósiles más comunes se observan ammonioideos belemnites, bivalvos y braquiópodos, así como una intensa bioturbación y frecuentes *hardgrounds*. Los niveles de margas a margocalizas tienen espesor decimétrico y presentan un aspecto lajoso. Dentro de este tramo se han identificado ammonioideos pertenecientes a la Biozona Gracilis de Calloviense inferior.

TRAMO 2

4,85 m parcialmente cubiertos de margas.

Se trata de un tramo de litología margosa con escasos estratos de calizas grises. Las calizas se disponen en niveles de tabulares a nodulosos de espesor decimétrico, en facies de *wackestone* con bioclastos (filamentos) con escasos peloides y granos de cuarzo tamaño limo, con porcentajes que oscilan entre el 3 al 5%, presentando una intensa bioturbación. Este tramo podría ser equivalente de los de techo de la Biozona Gracilis y base de la Biozona Anceps observados en los afloramientos de Riela.

TRAMO 3

10 m de una alternancia de calizas y margas.

Las calizas son gris oscuras, disponiéndose en estratos tabulares con superficie irregulares a nodulosos, con potencias de 02 a 04 m. Presentan facies de *mudstone* a *wackestone* con bioclásticas (filamentos), que evolucionan en la vertical a facies de *wackestone-packstone* de bioclastos e incluso solo *packstone* de bioclastos. Todo ellos presentan granos de cuarzo tamaño limo en un porcentaje significativo de entre un 3 a un 5%, a techo del

tramo. Se observa en general una ordenación estratocreciente, disminuyendo el porcentaje de marga hacia techo. Las margas se presentan en estratos decimétricos de aspecto lajoso a laminado, que disminuyen de espesor hacia techo. Los fósiles identificados son fundamentalmente braquiópodos, bivalvos y belemnites así como ocasionales restos de ammonioideos. Este tramo se interpretan como perteneciente al Calloviense medio (Biozonas *Anceps* y *Coronatum*).

TRAMO 4

3,65 m de calizas gris negras

Las calizas se disponen en niveles con estratificación de tabular a nodulosos, de espesor entre 0,2 a 0,5 m. Se observa una posible ordenación estratocreciente. La facies observadas son de *packstone* de bioclastos (filamentos, foraminíferos y crinoides), con ocasionales peloides y granos de cuarzo tamaño limo en porcentajes mayores del 5%, aumentando hacia techo del tramo. Se identifican belemnites, braquiópodos y bivalvos. Se interpreta este tramo como Calloviense superior, quizás a la Biozona *Athleta* al igual que en Ricla.

TRAMO 5

0,50 m de calizas grises.

Presenta en su parte inferior de 0,3 a 0,35 m de facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos y placas de crinoides), con algún grano de cuarzo. Sobre este nivel se observa una superficie irregular (S₁), con cavidades de escaso desarrollo vertical, que presentan intraclastos y fósiles ferruginizados o fosfatizados. Estas cavidades presentan un relleno con facies de *wackestone* a *mudstone* de, bioclastos e intraclastos ferruginizados. El depósito puede presentar una superficie de discontinuidad intermedia denominada S₁ o S₂. El mismo termina con una superficie de discontinuidad (S₃), algo enrojecida y de morfología irregular a ondulada sobre la cual se sitúan crecimientos estromatolíticos, que llegan a alcanzar un gran desarrollo vertical (< 5 cm.). Por encima se encuentra una facies de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos, con espículas de esponjas y abundantes granos de glauconita. Este depósito está coronado por una superficie planar, encostrada y con perforaciones (S₄). Sobre este nivel se superpone un estrato margoso con esponjas planas, que se corresponde a la base de la Fm Yátova. Dentro del tramo se han encontrado ammonites reelaborados del Calloviense superior y del Oxfordiense inferior, así como un ejemplar resedimentados de *Prososphinctes*, del Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatium*) por lo que el depósito será al menos de esa edad, sin descartar que el depósito superior sea, al igual que en Ricla, de la Biozona *Plicatilis* del Oxfordiense medio. (Meléndez *et al*, 2005b) (Lámina 3.2.D y E).

TRAMO 6

3,7 m de calizas con esponjas.

Las calizas se presentan en niveles masivos decimétricos con superficies irregulares y onduladas, (aspecto de *mounds*), que se interdigitan con niveles margosos o margocalizos con esponjas sueltas, pasando a techo a niveles de tabulares a nodulosos. El tramo se inicia con niveles con facies de *mudstone* a *wackestone* bioclásticas, con restos de esponjas momificados y encostrados, que pasan lateralmente a niveles con restos de bioclastos, tuberoides y algún fragmento de esponjas. Por encima se encuentran don niveles claramente bioconstruidos, con facies de tipo *bindstone*, que muestran a techo niveles de acumulación de bioclastos y restos de esponjas con facies de *packstone* de bioclastos y tuberoides. Por encima de los niveles bioconstruidos se observan niveles formados por esponjas rotas envueltos en una matriz rojiza bioclástica alternando con estratos más masivos con las esponjas en posición original, con facies de *wackestone* - *packstone* de calizas con bioclastos, fragmentos de esponjas y tuberoides, a veces intensamente bioturbados. Como fósiles más característicos se identifican ammonioideos, belemnites, braquiópodos y crinoides. Dentro de este tramo se han recogido ammonioideos de la base de la Biozona *Transversarium*, Subbiozonas *Parandieri*, *Luciaeformis* y *Schilli*.

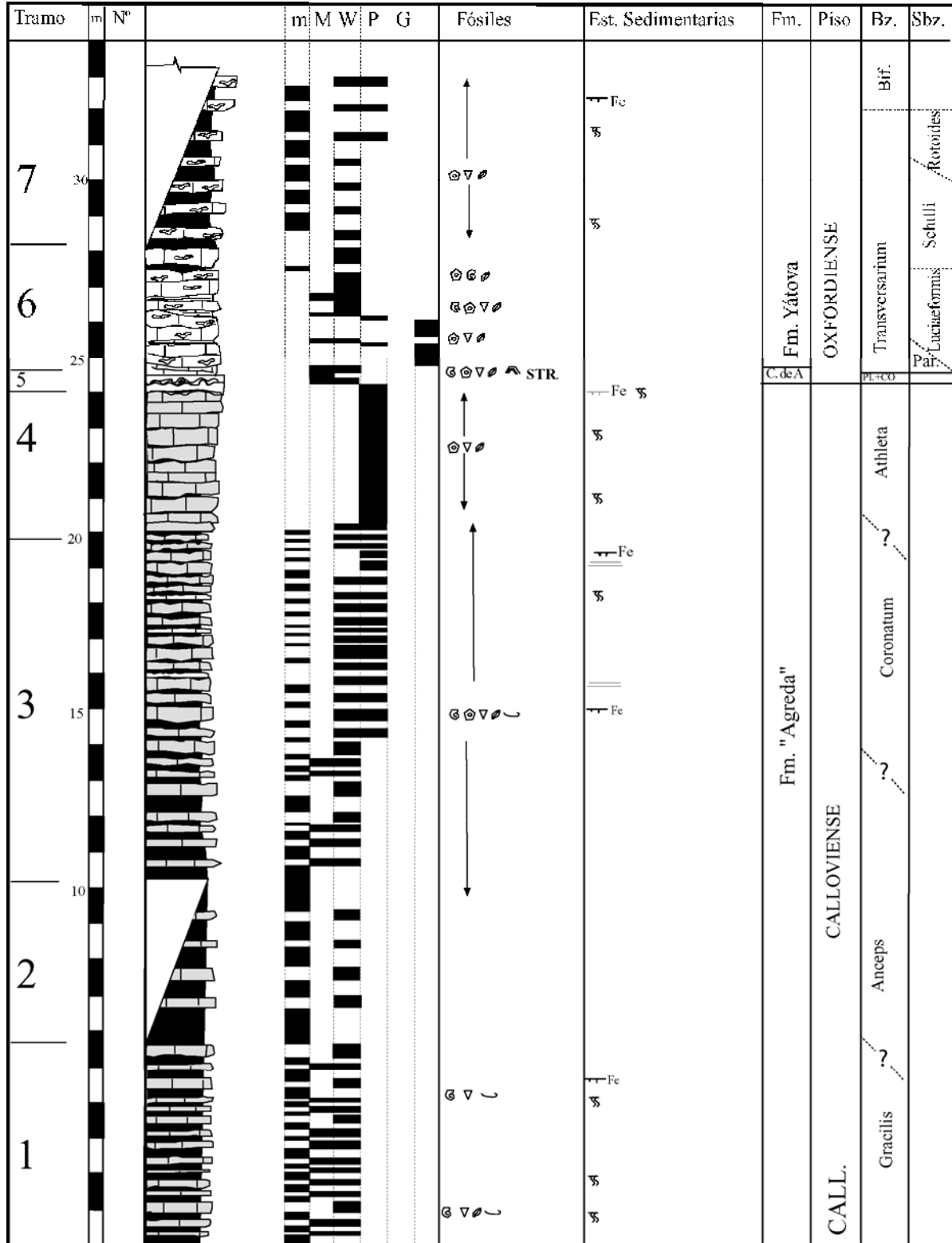


Fig. 3.21. Columna estratigráfica del perfil situado en las proximidades de la localidad de Morata de Jalón.

TRAMO 7

5 m parcialmente cubiertos de una alternancia de calizas y margas.

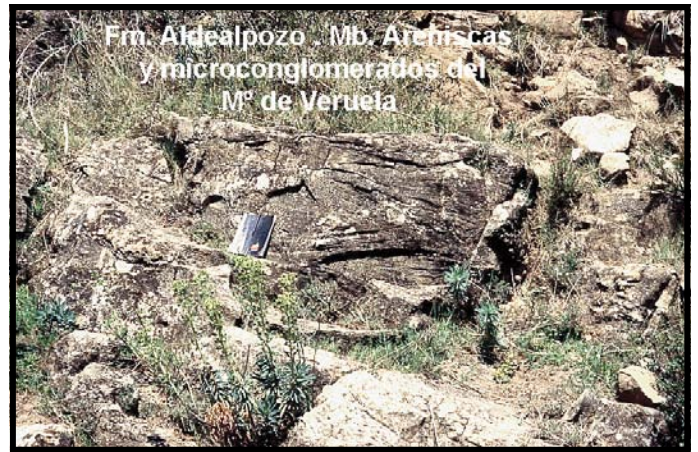
Las calizas presentan una estratificación de tabular a nodulosa, con espesores en general decimétricos. Se trata de calizas gris claro en facies de *wackestone a wackestone-packstone* con restos de esponjas, tuberoideas y bioclastos. Las esponjas se presentan en general en posición invertida, frecuentemente rotas y fragmentadas. Se observan ocasionales superficie ferruginizadas y bioturbación. Como fósiles más frecuentes se han identificado ammonoideos, braquiópodos, crinoideos y belemnites. Se han encontrado ammonoideos del techo de la biozona *Transversarium*, Subbiozonas *Schilli* y *Rotoides*, y de la base de la Biozona *Bifurcatus*.

TECHO

Se trata de un tramo cubierto correspondiente a la base de las margas de la Formación Sot de Chera



A



B



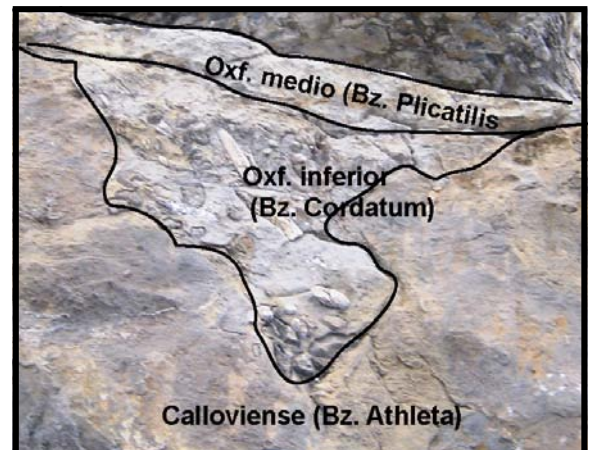
C



D



E



F

Lámina 3.1. A) Límite entre el Calloviense y el Oxfordiense en el afloramiento de Veruela. B) Aspecto de las barras y canales de areniscas y microconglomerados del Mb. Monasterio de Veruela C) Visión general del afloramiento de Talamantes. D) Detalle de los niveles de calizas limosas y arenosas y de las margas lajosas y esquistosas del Mb. Talamantes de la Fm. Sot de Chera, en Talamantes. E) Contacto entre el Calloviense y el Oxfordiense en el afloramiento de Ricla 2, se indica con un triángulo blanco la situación del límite. F) Detalle de la superficie de discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense en Ricla.



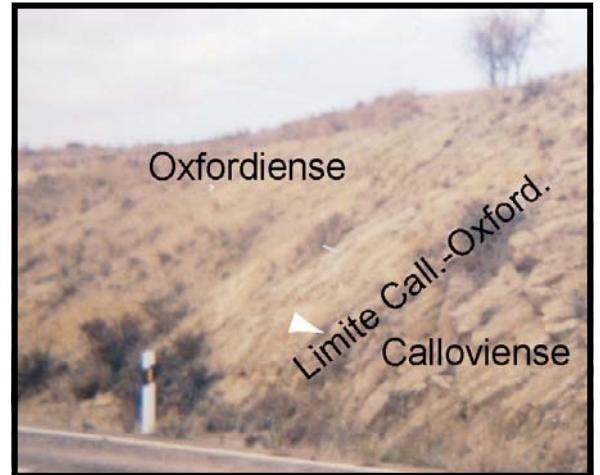
A



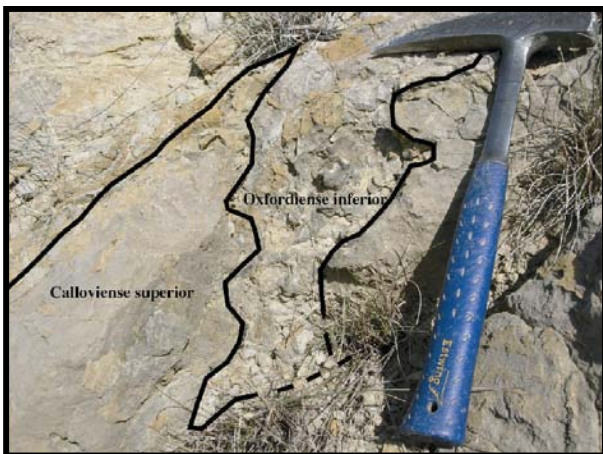
B



C



D



E



F

Lámina 3.2. A) Panorámica del afloramiento Ricla.7 donde se han distinguido las unidades litoestratigráficas. B) Aspecto general de los materiales del tramo medio de la Fm. Yátova en Ri.7. C) Aspecto de campo del Mb. Talamantes en Ricla 7. D) Aspecto general del afloramiento de Morata de Jalón, con una flecha blanca se señala el límite Calloviense-Oxfordiense. E) Detalle de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense en el afloramiento Morata de Jalón. F) Vista de los niveles bioconstruidos de esponjas de la Biozona Schilli, en el afloramiento de Calatorao.

Capítulo 4. Estratigrafía del Sector Campo de Cariñena-Valle del Río Huerva

4.1. SITUACIÓN

En este sector se agrupan los afloramientos situados al Sur de Zaragoza y localizados desde la comarca del Campo de Cariñena y el Valle del Río Huerva hasta las proximidades de Belchite.

Los perfiles estudiados se sitúan en una serie de relieves de dirección NW-SE formados por materiales Mesozoicos (mayoritariamente Jurásicos) ubicados en el borde más septentrional de las Ramas Aragonesas de la Cordillera Ibérica, ya en contacto con los materiales de la Cuenca del Ebro. Estos afloramientos mesozoicos, se encuentran bordeados y erosionados por los materiales del Terciario, habiendo actuado como paleorrelieves, durante el depósito de estos. Los afloramientos estudiados se encuentran en las cercanías de las localidades de Aladrén, Tosos, Aguilón y Belchite así como el localizado en el Macizo del Ventolano cerca de la localidad de Azuara (Fig. II.1)

4.2. ANTECEDENTES

En los trabajos de Bulard (1966, 1968, 1970, 1971 y 1972) se describen y estudian una serie de afloramientos del Jurásico Medio y Superior en Tosos, Aladrén, Macizo del Ventolano, Jaulín y Aguilón. Éste último se convertirá a partir de este momento en el perfil de referencia de esta área geográfica, siendo el más conocido y estudiado de este sector. Con posterioridad, en la tesis doctoral Gómez (1979) se citan los afloramientos de la Capa de Arroyofrío los de Aguilón y Jaulín. Entre los trabajos bioestratigráficos y estratigráficos del Calloviense-Oxfordiense de Aguilón-Belchite, destacan los de Sequeiros y Meléndez (1979), Sequeiros *et al.* (1984), Meléndez *et al.* (1983), Sequeiros (1984), Sequeiros y Meléndez (1987) y Meléndez (1984, 1989).

Dentro de esta misma línea destacan también los realizados por Lardiés (1988), Lardiés *et al.* (1988), y Lardiés (1990) para el Calloviense y los realizados para el Oxfordiense por Fontana (1990), Fontana y Meléndez (1993), Bello (1995) y Pérez-Urresti (1995), Bello *et al.* (1996), Page *et al.* (2004), y Bello (2005) donde se revisa la bioestratigrafía de los materiales del Oxfordiense medio de Tosos, Aguilón y Aladrén. Dentro de los trabajos de índole estratigráfica y sedimentológica, destacan los de Wilde (1988), para los materiales del Calloviense de esta área y los trabajos de Aurell (1986) y Aurell (1990), donde se estudia y describen los materiales del Oxfordiense de la Fm. Yátova de Aguilón, Tosos, Aladrén, Jaulín y Belchite. En el trabajo de síntesis de Ramajo *et al.* (1999) se considera también el perfil de Aguilón.

El límite Bathoniense-Calloviense de Aguilón se trata en el trabajo de Page y Meléndez (1999). Los trabajos de Bulard *et al.* (1974), Meléndez *et al.* (1983), Sequeiros y Meléndez (1984), Meléndez *et al.* (1990 b), Aurell *et al.* (1994) y Meléndez *et al.* (2002, 2005b) tratan el límite Calloviense-Oxfordiense y la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío. A esto hay que unir el trabajo de Pérez-Urresti *et al.* (1998), sobre el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense. Destacan también los trabajos de magnetoestratigrafía de Steiner *et al.* (1985) y Osete *et al.* (1998), que permiten establecer el perfil de Aguilón como una sección de referencia para el piso Oxfordiense en el Área Submediterránea.

Los afloramientos estudiados se encuentran en las Hojas de la Cartografía MAGNA 1:50.000 Azuara (439) y Belchite (440).

4.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES

4.3.1. ALADRÉN

SITUACIÓN

El perfil se localiza 2 Km al Noroeste de la localidad de Aladrén al Sur del pantano de las Torcas. Se accede al mismo a través de una pista que sale desde el pueblo hasta el barranco de Val Honda, siguiendo luego una desviación de la misma hacia el Norte en dirección al pantano (Fig.4.1). Las coordenadas UTM, de la base son X=656.060 e Y=4.569.520; mientras que el techo se sitúa en el punto X=656.120 e Y=4.569.550.

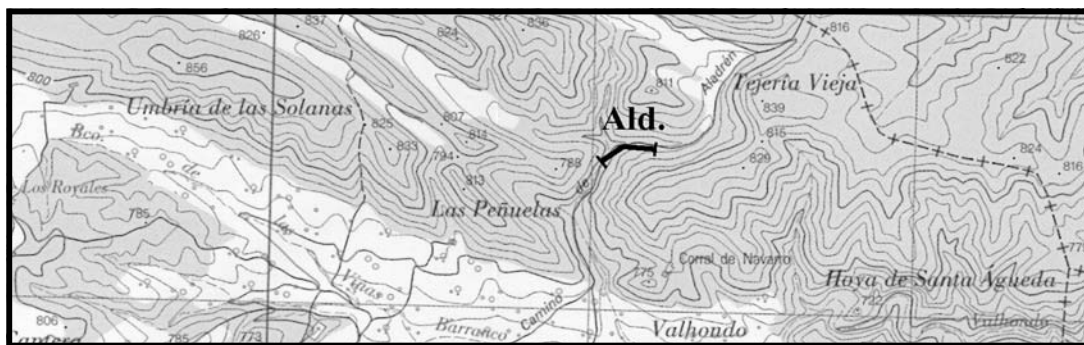


Fig. 4.1. Situación geográfica del perfil situado en las cercanías de la localidad de Aladrén.

BASE

La columna se sitúa sobre unas calizas grises con intercalaciones de margas. Estas se presentan como niveles de calizas beige de morfología nodulosas a tabulares con potencia de 0,1 a 0,5 m, ordenadas en secuencias estratocrecientes de orden decimétrico a métrico. Estas calizas presentan facies de *wackestone-packstone* de bioclastos (fundamentalmente filamentos de bivalvos, crinoideos) y peloides. Se observan también restos fósiles de bivalvos, braquiópodos, belemnites y ammonites. La identificación de estos últimos permite atribuir este tramo al Bathoniense medio-superior, Biozonas *Bremeri* y *Retrocostatum* (K. Page *com. pers.*)

TRAMO 1

1 m. de calizas grises con intercalaciones de margas.

Las calizas están dispuestas en estratos de tabulares a nodulosos de 0,2 a 0,5 m de potencias, ordenados en una secuencia estratocreciente. Tiene facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y bioclastos, con un *hard-ground* a techo del último estrato. Presentan braquiópodos, bivalvos y ammonoideos, que permiten atribuirlo al Bathoniense superior, Biozona *Retrocostatum*.

TRAMO 2

11,75 m de alternancia de calizas gris-beiges con margas grises a pardas.

Las calizas se dispone en estratos de nodulosos a tabulares, con superficies algo irregulares y espesores de 0,2 a 0,4 m. Se observan ocasionales secuencias estratocrecientes, compuestas por de dos o mas estratos de calizas con potencias inferiores a un metro. Estas calizas tienen facies de *wackestone* de bioclastos y peloides que varia a niveles con facies de *wackestone* a *packstone* bioclásticos y peloidales. Presenta bioturbación ocasional y como fósiles se identifican ammonoideos, bivalvos, crinoideos, y braquiópodos. En este tramo se reconocen ammonoideos del Calloviense inferior, de la Biozona *Bullatus* y la base de la Biozona *Gracilis*.

TRAMO 3

4,25 m de calizas gris beige con intercalaciones de margas pardas.

Las calizas presentan estratificación de nodulosa a tabular, con potencias decimétricas (0,1 a 0,4 m), ordenadas en 4 secuencias estratocrecientes, de poco más de un metro de espesor máximo. Tienen facies que varían

desde de *wackestone* a *wackestone-packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides. Se presentan bioturbadas con galerías verticales y *Thalassinoides*. Se encuentran bivalvos, braquiópodos, belemnites y ammonoideos. Las margas son lajosas, aparecen como intercalaciones de espesor decimétrico (0,1 a 0,15 m) con nódulos de carbonato que pueden formar niveles decimétricos. Dentro de este tramo se ha encontrado ammonoideos característicos del Calloviense inferior, Biozona Gracilis.

TRAMO 4

6.75 m de alternancia margas pardas con de calizas gris beigeas.

Las calizas son margosas y se disponen en estratos de tabulares a nodulosos de 0,1 a 0,3 m de espesor. Presentan facies de *wackestone* de bioclastos y peloides, algo bioturbadas, con granos de cuarzo minoritarios (1-3%). Los fósiles son braquiópodos, bivalvos y fragmentos de ammonoideos. Las margas son masivas a lajosas con espesores de 0,1 a 0,3 m Este tramo podía ser de atribuido a la Biozona Anceps del Calloviense medio.

TRAMO 5

Aproximadamente 5 m de calizas marrones con intercalaciones de margas grises a pardas.

Las calizas se presentan en estratos nodulosos de 0,2 a 0,5 m de espesor, ordenados en secuencias estrato-crecientes. A techo de alguno de estos estratos se reconocen superficies ferruginosas (*hardgrounds*). Presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y peloides, a *packstone* de bioclastos (filamentos de bivalvos, fragmentos de crinoideos y *Globuligerinas*) con escasos peloides; ambas con frecuentes granos de cuarzo, tamaño limo, (de 1 a 3 %). Estas facies presentan una fuerte bioturbación. Las margas aparecen únicamente como interestratos centimétricos. Su edad es Calloviense medio, Biozona Coronatum (Meléndez *et al.*, 2005).

TRAMO 6

Un estrato de 0,15 a 0,25 m, de calizas de color gris con tonos rojizos, situado a techo del tramo anterior.

Este nivel es equivalente lateral de la capa de Arroyofrío (Lámina 4.1.G). Se dispone sobre una superficie encostrada o ferruginizada y a veces colonizada por serpúlidos que delimita cavidades irregulares con morfologías que recuerdan a perforaciones biológicas o incluso a bioturbaciones de tipo *Thalasinoides*, que excavan y erosionan profundamente en la capa de caliza del Calloviense suprayacente. Presentan facies de *packstone* bioclástico (filamentos y crinoideos) fuertemente cementado, a veces muy ferruginizada, con granos de cuarzo en porcentajes mayores del 3%. El nivel situado por encima de la discontinuidad esta compuesto por dos episodios sedimentarios, el inferior constituido por calizas con facies de *mudstone* a *wackestone* bioclástica, con intraclastos y ooides fosfáticos y ferruginosos dispersos y raros en su parte inferior, presentado también abundantes granos de glauconita así como cuarzo tamaño limo (>3%). Por encima se dispone una segunda superficie de discontinuidad de menor entidad que presenta unos notorios crecimientos estromatolitos, (Aurell y Ramajo, 2002). A continuación se identifica un segundo depósito de espesor centimétrico compuesto por una facies de tipo *mudstone* bioclástico, con muy escasos intraclastos y ooides ferruginosos, con abundantes restos de glauconita y *protoglobigerinas*, donde ocasionalmente se observan espículas de esponjas, Esta superficie se encuentra culminada por un *hardground* de morfología planar, con bioturbaciones de tipo *Diplocraterium*, e incrustado por serpúlidos y otros organismos. Se identifican en este nivel, bivalvos, braquiópodos ammonoideos, belemnites, crinoideos, gasterópodos y foraminíferos planctónicos y bentónicos. Se han caracterizado, ammonites reelaborados de los taxorregistros Trezeense de la Biozona Athletha, del Calloviense superior y Claromontanus, de la Biozona Cordatum del Oxfordiense inferior, el depósito superior puede pertenecer a la Biozona Plicatilis del Oxfordiense medio (Meléndez *et al.*, 2005).

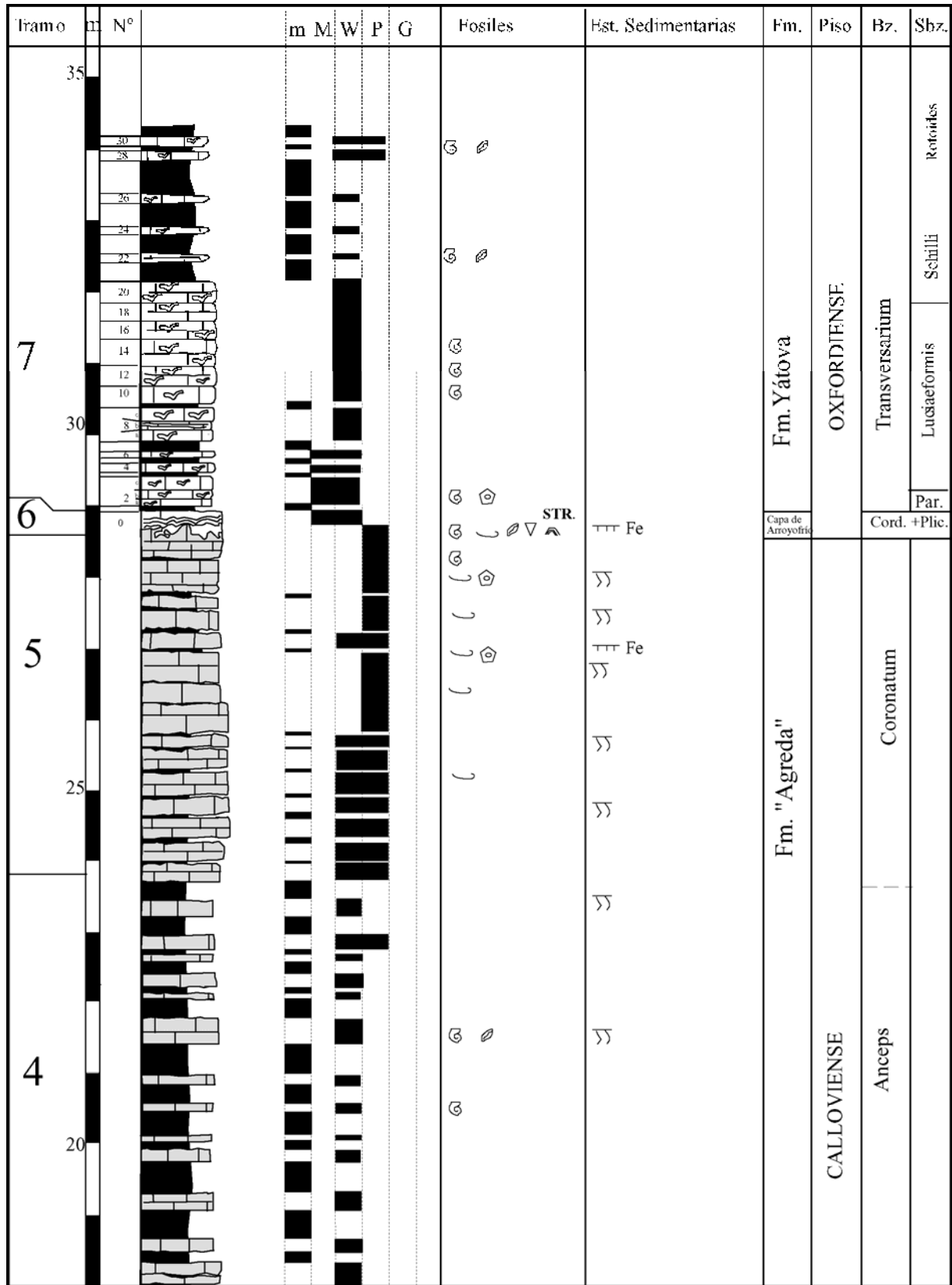


Fig. 4.3. Columna del Calloviense medio- Oxfordiense inferior del afloramiento de Aladrén.

TRAMO 7

3,2 m de calizas grises pardas con intercalaciones de margas.

Las calizas se presentan en bancos tabulares con superficies onduladas, nodulosos o en ocasiones irregulares y lajosos. Sus espesores varían entre 0,2 a 0,4 m de espesor. Se observan facies de *mudstone-wackestone* a *wackestone* de esponjas y bioclastos. Las esponjas suelen encontrarse en posición original y poco fragmentadas habiéndose observado en sitios cercanos al del corte pequeños montículos de esponjas con corales solitarios (Aurell, 1990). Como fósiles más comunes se identifican ammonites, belemnites, crinoideos, braquiópodos y bivalvos. Las margas tienen un aspecto de masivo a lajoso, y se disponen en interestratos de hasta 0,2 m de espesor, presentando restos de esponjas y bioclastos. Los ammonoideos recogidos permiten datar este intervalo dentro de la Biozona Transversarium del Oxfordiense medio, a la Subbiozona Parandieri, (nivel 2a), Subbiozona Luciaeformis (niveles 2b, a 18) y a la base de la Subbiozona Schilli (nivel 20) (Bello, 2005).

TRAMO 8

Aproximadamente 2 m de margas con intercalaciones de calizas.

Las margas son de color beige, dispuestas en niveles de 0,2 a 0,3 m con aspecto de masivo a lajoso y restos de bioclastos. Las calizas de color gris rojizo se disponen en niveles tabulares o con las superficies onduladas, de potencias de 0,1 a 0,2 m. Tienen facies de *wackestone* con esponjas y bioclastos. Se ammonites y braquiópodos. En este tramo se han recogido ammonites que caracterizan la parte superior de la Biozona Transversarium, subbiozonas Schilli y Rotoides) (Bello, 2005) (Lámina. 4.1.H).

TECHO

A continuación se observa un tramo cubierto.

4.3.2.TOSOS

SITUACIÓN

El perfil se sitúa unos 2 Km al Sur de Tosos. Se accede al mismo desde una pista que remonta el río Huerva por su margen derecha. El perfil se encuentra situado en el cruce de dicha pista con un barranco que vierte al río Huerva. Este barranco corta unas capas del Jurásico Medio, dispuestas verticalmente, a techo de las cuales se sitúa la serie levantada, que se continua en la otra margen del barranco, aflorando en el borde del camino toda la serie del Calloviense y del Oxfordiense, hasta la Fm. Sot de Chera. Las coordenadas de la base de este perfil son X=661.015 e Y=4.574.200, mientras el techo se sitúa en el punto X=661.160 e Y=4.574.325.

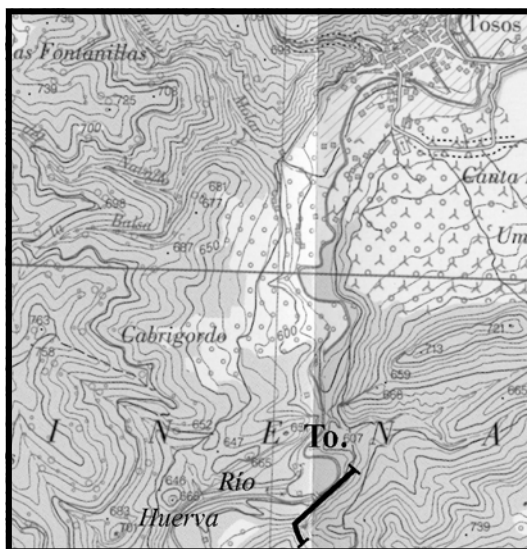


Fig.4.4. Situación geográfica de la columna estratigráfica de Tosos.

BASE

Se sitúa sobre un tramo de calizas masivas que afloran con una estratificación de vertical a subvertical en la cabecera del barrando. Se trata de calizas grises con facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y bioclastos, de posible edad Bajociense-Bathonense (Bulard, 1972) (Lámina 4.1.C).

TRAMO 1

2,7 m de calizas grises con interestratos de margas.

Las calizas grises se disponen en niveles de tabeado a nodulosos, de espesor decimétrico (0,1 a 0,5 m), que se ordenan en secuencias estrato y carbonatocrecientes, con un espesor de entre 1 a 1,4 m. Presentan facies de *wackestone* a *wackestone a packstone* de peloides y bioclastos (filamentos de bivalvos). El contenido fósil es escaso identificándose solo bivalvos y braquiópodos. Las margas se presentan como interestratos de centimétricos a decimétrico. Estos materiales se han atribuidas al Bathonense superior (Lardiés, 1988).

TRAMO 2

13,5 m de calizas grises oscuras con intercalaciones de margas grises.

Las calizas tienen estratificación tabular con superficies algo onduladas y espesores de entre 0,1 a 0,4 m. Se observa una división en dos partes bien diferenciadas, la inferior, de 5 m de aspecto más alternante; y la superior con un incremento en el espesor de los niveles de margas y una ordenación en secuencias estratocrecientes de una potencia algo mayor de un metro. Presentan facies de *wackestone* a *wackestone-packstone*, de bioclastos, filamentos de bivalvos con peloides. Se observa una intensa bioturbación con galerías subverticales y *Thalassinoides*. Se han identificado braquiópodos, ammonioideos, belemnites y bivalvos. Las margas tienen potencias de entre 0,1 a 0,5 m y se presentan con aspecto de masivo a lajoso, observándose nódulos de carbonato, de diámetro centimétrico a decimétrico. Dentro de este tramo se han recogido ammonioideos de las Biozonas Bullatus (niveles 23 a 41) y Gracilis (a partir del nivel 41) del Calloviense inferior (Lardiés, 1990; Meléndez *et al.*, 2002).

TRAMO 3

2 m parcialmente cubiertos sobre calizas bioclásticas.

Afloran dos estratos de aspecto tabular de 0,2 a 0,5 m con facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos con peloides algo bioturbadas. El último estrato presenta un *hardground* a techo. Se identifican restos de ammonites, bivalvos y braquiópodos. Los ammonites encontrados permiten datar el tramo como Calloviense inferior, Biozona Gracilis.

TRAMO 4

2 m de calizas beigeas con intercalaciones de margas grises.

Las calizas presentan estratificación de tabular a nodular, con espesores de entre 0,1 a 0,5 m, ordenados aparentemente en dos secuencias estratocrecientes de potencia algo menor de 1 m. Presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos con escasos peloides con un contenido en cuarzo <1 %, además de ocasionales niveles de acumulación de bioclastos (belemnites), estando algo bioturbadas. Se identifican ammonites, braquiópodos, belemnites y bivalvos. Las margas se presentan como interestratos de espesor inferiores a 0,1 m en la parte superior de la serie. Los ammonites encontrados permiten atribuir este tramo a la biozona Gracilis del Calloviense inferior.

TRAMO 5

6 m de alternancia margas grises y calizas gris beigeas (Lámina 4.1.D).

Las margas se presenta en niveles de 0,1 a 0,4 m, con apariencia lajosa, que pueden presentar nódulos calcáreos que en ocasiones se agrupan formando crecimientos casi estratiformes de espesor centimétrico y extensión lateral limitada. Las calizas se presentan en estratos de aspecto noduloso a tabular con superficies ondula-

das, de espesor variable entre 0,1 y 0,4 m. Presentan facies de *mudstone* a *wackestone*, y *wackestone* que evoluciona en la vertical a facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos, mayoritariamente filamentos, escasos peloides y un contenido en granos de cuarzo tamaño limo que oscila entre el 1 y el 3%, aumentando hacia la parte superior del tramo. Se han identificado ammonites, belemnites, bivalvos y braquiópodos. En la base del tramo, niveles 55 y 56, se han encontrado *macrocephalites* del techo de la biozona Gracilis identificándose a continuación escasos ammonoideos de la base de la biozona Anceps, del Calloviense medio. Lardies (1990), Meléndez *et al.* (2002).

TRAMO 6

Aproximadamente 3.5 m de calizas gris pardas con interestratos de margas.

Las calizas se disponen en estratos nodulosos a tabulares de 0,1 a 0,4 m de espesor, que se presentan ordenados en unas secuencias estratocrecientes de potencia algo mayor de un metro. Sus facies varían en la vertical entre *wackestone-packstone* bioclastos y peloides, a *packstone* bioclastos (filamentos, crinoideos y foraminíferos), escasos peloides y granos de cuarzo tamaño limo, en porcentajes mayores del 3 %, que se incrementan hacia techo. Se observa abundante bioturbación, así como ordenaciones granocrecientes en algunos estratos. A techo de alguno de los niveles se observan frecuentes *hardgrounds* uno de los cuales se encuentra culminando el tramo. Se observan bivalvos, braquiópodos, belemnites y crinoideos. Se ha atribuido el mismo a la Biozona Coronatum del Calloviense medio (Lardiés, 1990, Meléndez *et al.*, 2002 y 2005).

TRAMO 7

Un nivel de 0,6 m de calizas gris rojizas.

Se trata de un estrato de naturaleza compleja, que se dispone sobre el *hardground* de techo del tramo anterior. Se pueden distinguir tres partes bien diferenciadas. La inferior esta compuesta por un nivel irregular de espesor centimétrico, de 5 a 10 cm, en ocasiones ausente, coronado por una superficie de discontinuidad, de morfología irregular con perforaciones y cavidades, que se corresponde con el límite Calloviense-Oxfordiense. Esta superficie delimita un depósito inferior en facies *packstone* de bioclastos (filamentos, crinoideos y *Globuligerinas*) junto granos de cuarzo tamaño limo y escasos ooides ferruginosos de tamaño pequeño. Por encima de la discontinuidad, se encuentra un depósito de facies de *wackestone a mudstone* con bioclastos, ooides ferruginosos de pequeño tamaño y homométricos, granos de glauconita y cuarzo tamaño limo e intraclastos y moldes de ammonites reelaborados de las facies anteriores. Este depósito se encuentra separado en dos partes por una superficie de discontinuidad intermedia que en ocasiones no es posible diferenciar. El techo del tramo es una superficie plana y ligeramente ferruginosa. Se distinguen ammonites, belemnites, braquiópodos. La parte inferior tiene una edad de Calloviense medio Biozona Coronatum, mientras que el depósito superior presenta ammonites resedimentados de edad Oxfordiense inferior y medio (Biozonas Cordatum y Plicatilis) y ammonites reelaborados de la biozona Athleta del Calloviense superior (Meléndez *et al.*, 2005).

TRAMO 8

4,2 m de calizas con esponjas.

Las calizas son de color gris, se disponen en estratos de tabulares a nodulosos, con espesores que varían de 0,2 a 0,4 m. Estas calizas tienen facies de *mudstone* a *wackestone* con esponjas y bioclastos, que evolucionan hacia techo a facies de *wackestone* con esponjas (fragmentos y tuberoles fundamentalmente) y bioclastos. En este tramo las esponjas pueden conservar la posición original, observándose estratos con formas que recuerdan a incipientes *mounds* en la base. Como fósiles se identifican ammonoideos, crinoideos, belemnites, bivalvos y braquiópodos. Las margas de color gris se presentan como interestratos de 0,05 a 0,15 m de espesor, con ocasionales restos de esponjas y bioclastos. Los ammonites encontrados permiten atribuir este tramo a la Subbiozonas Luciaeformis (niveles 0-20) y Schilli (22 a 26) de la Biozona Transversarium del Oxfordiense medio

TRAMO 9

Aproximadamente 6 m de alternancia de calizas y margas.

Las calizas son similares a las del tramo anterior, tienen un color gris y se disponen en estratos tabulares, con superficies irregulares a onduladas, a nodulosos. Su espesor varía entre 0,3 a 0,4 m. Se observan facies de *wackestone* a *packstone* -*wackestone* de bioclastos y esponjas. Dominan las esponjas rotas y fragmentadas, los tuberoideos con la presencia ocasional de glauconita. Se identifican abundantes belemnites, ammonites, bivalvos, braquiópodos y crinoídeos. Las margas se presentan como niveles de 0,2 a 0,4 de aspecto masivo a lajosos con ocasionales restos de esponjas y bioclastos. Este tramo se puede atribuir a la Biozona Transversarium, Subbiozonas Schilli y Rotoides; y a la Subbiozona. Stenocycloides de la Biozona Bifurcatus (Bello, 2005).

TRAMO 10

6,5 m calizas con intercalaciones de margas.

Las calizas, de color gris beige, están dispuestas en estratos tabulares de 0,1 a 0,3 m de espesor. La facies varía desde un *wackestone* de esponjas con bioclastos a un *wackestone-packstone* de bioclastos (foraminíferos planctónicos y bentónicos, restos de ostrácodos y fragmentos de crinoídeos, gasterópodos y bivalvos) con escasos restos de esponjas, ammonoideos, belemnites y braquiópodos. En este tramo se observa la disminución en el número de restos de esponjas así como la aparición de glauconita (>1%). Se encuentra coronado por un *hardground*. Las margas se presentan en niveles de aspecto masivo, con potencias entre 0,1 a 0,3 m. Se ha atribuido a la Subbiozona Grossuvrei y a la Biozona Bifurcatus del Oxfordiense medio y las Biozonas Hypselum y Bimammatum del Oxfordiense superior (Pérez-Urresti *et al.*, 1998, y Bello, 2005).

TRAMO 11

Aproximadamente 7 m de margas con intercalaciones de calizas limosas (Lámina 4.1.E).

Las margas se presentan en niveles masivos con espesores de entre 1,2 a 0,4 m con fósiles (bivalvos, gasterópodos). Las calizas limosas tienen color beige pardo y se disponen en estratos tabulares algo laminados. Presentan facies de *packstone* a *wackestone* con bioclastos y granos de cuarzo tamaño limo (>10%). Se identifican ammonites, crinoídeos, gasterópodos, y foraminíferos bentónicos. Existe algún banco con gran contenido de glauconita. Este tramo se atribuye a la Biozona Hauffianum del Oxfordiense superior y a la Biozona Planula (Subbiozona Planula), del Kimmeridgiense inferior, Pérez-Urresti *et al.* (1998).

TRAMO 12

14 m de margas con intercalaciones de calizas limosas.

Las margas se presentan en niveles masivos con espesores de 1 a 5 m con escasos bivalvos y ammonites. Las calizas limosas a margosas tienen color pardo y se disponen en estratos tabulares de espesores decimétricos (0,4 a 0,8 m) de aspecto lajoso a algo laminados. Presentan facies de *mudstone* a *wackestone* y *wackestone* con escasos bioclastos y granos de cuarzo tamaño limo o inferior (>10%). Como fósiles se encuentran únicamente raros ejemplares de ammonites, y con mucha mayor frecuencia bivalvos. Este tramo se atribuye al Kimmeridgiense inferior, a la Biozona Planula (Subbiozonas Planula y Galar) (Pérez-Urresti *et al.*, 1998).

TECHO

Por encima se observan varias decenas de metros de margas, con intercalaciones de calizas limosas de la Fm. Sot de Chera y la base de la Fm. Loriguilla. Los ammonoideos encontrados permiten datarlas como pertenecientes a la Subbiozona Galar, Biozona Planula del Kimmeridgiense inferior (Pérez-Urresti *et al.*, 1998).

Tramo	m	Nº	m	M	W	P	G	Fosiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.
3	15	51						☉ ☉ ☉	Fe	"Fm. Agreda"	CALLOVIENSE	Gracilis	
		50						☉	☉☉				
		49						☉					
		48							○ Ca				
		47						☉	☉☉				
		46							☉☉				
		45							☉☉				
		44						☉ ☉	☉☉ ○ Ca				
		43							☉☉				
		42						☉	☉☉				
		41						☉	☉☉				
		40							☉☉				
		39							☉☉				
		38						▽ ☉	☉☉				
		2	10	37									
36									☉☉				
35									☉☉				
34									☉☉				
33									☉☉				
32								☉	☉☉				
31									☉☉				
30									☉☉				
29								☉	☉☉				
28								☉ ☉	☉☉				
27								☉	☉☉				
26								☉	☉☉				
25								☉ ☉	☉☉				
24									☉☉				
1	5			23							Fe	"Fm. Agreda"	CALLOVIENSE
		22						☉	☉☉				
		21							☉☉				
		20							☉☉				
		19							☉☉				
		18						☉	☉☉				
1	1	17						☉	☉☉	"Fm. Chelva"	BATHONIENSE	Retrocostatums?	
		16							☉☉				

Fig. 4.5. Columna del intervalo Bathoniense superior Calloviense inferior del afloramiento de Tosos.

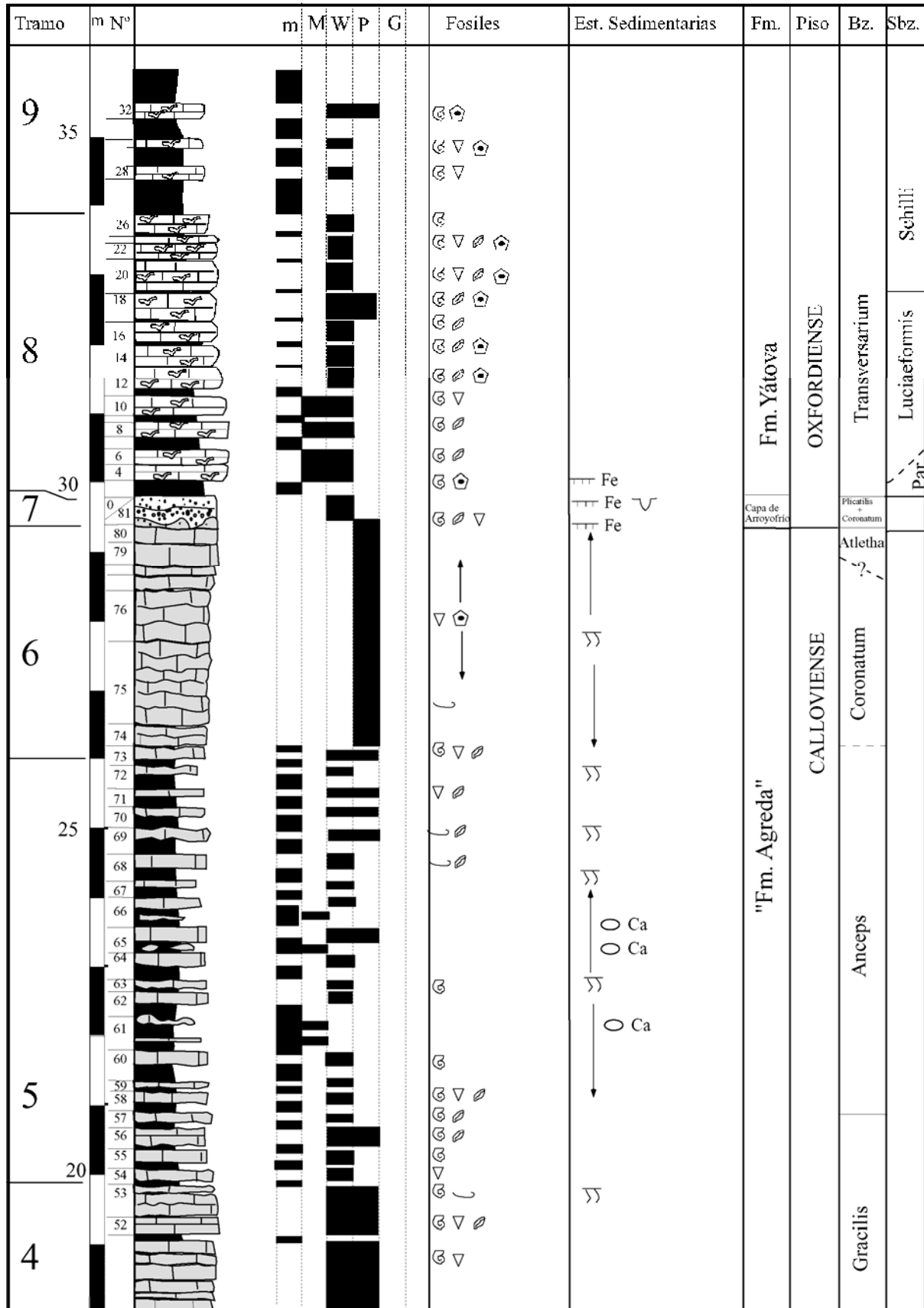


Fig. 4.6. Columna del intervalo Calloviense medio-Oxfordiense medio del afloramiento de Tosos.

Tramo	Nº	m	M	W	P	G	Fosiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.				
11	102						⊗		Fm. Sol de Chera (Mb. Margas de Talamantes?)	KIMM.	Planula					
	100						⊗									
	96						⊗ (
	94						⊗ (⊗									
	92						⊗ ⊙									
	90						⊗									
	88						⊗ (
	86						⊗ (∇									
	84						⊗ (∇									
	10	70						⊗ (∇				Fm. Yátova	OXFORDIENSE	Bifurcatus	Grossuvrei	
		66						⊗ ∇								
62							⊗ ⊙									
60							⊗ ∇									
50							⊗ ∇									
46							⊗ ∇									
44							⊗ ∇									
42							⊗									
36							⊗ ∇ ⊙									
34							⊗ ∇									
9		31						⊗	Fm. Sol de Chera (Mb. Margas de Talamantes?)	KIMM.	Planula					
	30						⊗									
	28						⊗									
	26						⊗									
	24						⊗									
	22						⊗									
	20						⊗									
	18						⊗									
	16						⊗									
	14						⊗									
	12						⊗									

Fig. 4.7. Columna del intervalo Oxfordiense medio- superior del afloramiento de Tosos

Tramo	m	Nº	m	M	W	P	G	Fosiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.
65		112						↳					
12									Fe	Fm. Sot de Chera	KIMMERIDGIENSE		
60		110						↳				Planula	
		106						↳				Planula	Galar
55								↳					

Fig. 4.8. Columna de la parte media de las margas se Sot de Chera en el afloramiento de Tosos.

4.3.3. AGUILÓN

SITUACIÓN

De los varios afloramientos del intervalo Calloviense – Oxfordiense localizados en las cercanías de la localidad de Aguilón, se ha estudiado el denominado Ag1, ya estudiado por Sequeiros y Meléndez (1984) y Meléndez *et al.* (1988) (Lámina 4.1.A). Se sitúa unos 500 m al norte del pueblo en la carretera de Villanueva de Huerva. El perfil está afectado por una serie de fallas en la parte inferior del Calloviense, que hacen que su potencia varíe algo respecto a los perfiles cercanos. Las coordenadas de la base son X=663.645 e Y=4.574.120, y del techo X=663.725 e Y=4.574.105.

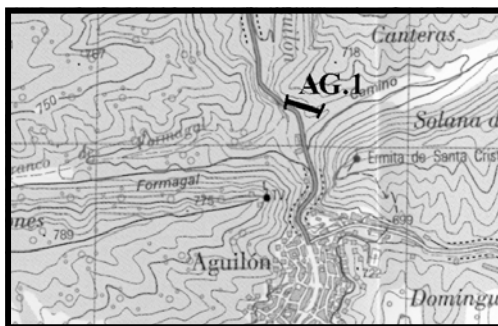


Fig. 4.9. Situación geográfica del perfil Ag.1 situado en las proximidades de Aguilón.

BASE

El perfil se ha levantado sobre una serie de calizas grises tabulares, ordenadas en secuencias estratocrecientes que presentan facies de *packstone* a *wackestone-packstone* de peloides, donde se observan ammonioideos, belemnites y braquiópodos. Los ammonites encontrados en esta parte indican que se trata de materiales del Bathoniense medio a superior, (K. Page *com. pers*)

TRAMO 1

1,25 a 1,32 m de calizas con interestratos de margas.

Las calizas de color gris claro se presentan en estratos tabulares con potencias decimétricas (0,10 a 0,30 m). Presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y peloides, tienen frecuentes superficies irregulares ferruginizadas y bioturbadas a techo de los estratos. Los fósiles identificados son ammonioideos, bivalvos, braquiópodos. Las margas de color gris oscuro se disponen en interestratos centimétricos. Los ammonioideos permiten datarlo como Bathoniense superior, *Biozona Retrocostatum* (Page y Meléndez, 1997 y 1999).

TRAMO 2

15,7 m de alternancia de calizas y margas, parcialmente cubiertas.

Las calizas de color gris oscuro presentan estratificación que varía desde tabular con superficies ligeramente onduladas a nodulosa, de potencia decimétrica (0,1 a 0,4 m). Los estratos se ordenan en secuencias estratocrecientes de hasta 1 m de espesor. Dentro del mismo se observa una tendencia a un aumento del espesor de los niveles de margas hacia la parte media del tramo. Esta tendencia se invierte en su parte superior, caracterizada por la existencia de secuencias estrato y carbonato crecientes, de espesores decimétricos a algo más de 1 metro, disminuyendo el espesor de las margas hacia el techo de este tramo. Las facies varían entre *mudstone* - *wackestone*, que predominan en la parte inferior, pasando hacia el techo a un *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides. Las margas de color gris oscuro se disponen en estratos de centimétricos a decimétricos con ocasionales laminaciones paralelas. Los fósiles observados son braquiópodos, belemnites, ammonioideos, bivalvos y otros. Dentro del tramo se aprecia la presencia de fallas de salto métrico que pueden hacer variar su espesor. En el mismo se encuentran ammonioideos del Calloviense inferior (*Biozonas Bullatus* y *Gracilis*) y del Calloviense medio *Biozona Anceps*.

TRAMO 3

5,5 m de calizas ocreas con escasas intercalaciones de margas.

Las calizas de color gris pardo se disponen en estratos de tabulares a nodulosos, cuyo espesor oscila entre 0,1 a 0,4 m. Estas calizas presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos y placas de crinoideos), que pasan a *packstone* bioclásticos con granos de cuarzo dispersos (del 1 al 3%) a techo del tramo. A techo de algunos niveles se observan *hardgrounds* perforados y encostrados. Los bioclastos observados son ammonoideos, belemnites, braquiópodos, bivalvos y crinoideos. Las margas se presentan como interestratos centimétricos, con laminación paralela, granos de cuarzo y nódulos carbonatados de tamaño centimétrico. Este tramo se atribuye a la Biozona Coronatum del Calloviense medio.

TRAMO 4

Un nivel de 0,3 a 0,45 m de calizas de tonos rojizos (Lámina 4.1.B).

Este nivel de calizas se puede dividir en tres partes. Una parte inferior con facies de *packstone* de bioclastos, similar a la de los niveles inferiores, que termina en una superficie muy irregular, formando grandes irregularidades y ferruginizada, que en ocasiones presenta ooides ferruginosos pequeños y dispersos. Por encima se puede encontrar rellenando de manera discontinua las cavidades e irregularidades de esta superficie, un depósito de facies *wackestone* con bioclastos (filamentos) y ooides ferruginosos generalmente pequeños y homométricos. Este depósito y el anterior no sobrepasan nunca los 20-25 cm. El segundo depósito con ooides ferruginosos presenta una facies de *wackestone* con ooides ferruginoso algo más grandes y fragmentos de ooides con varias capas irregulares algunos fosfáticos, con granos de glauconita y estromatolitos ferruginizados. Se observan ammonoideos, bivalvos, belemnites, braquiópodos y crinoideos. Este nivel presenta un *hardground* encostrado a techo. El nivel inferior presenta ammonoideos reelaborados, del Calloviense superior (Biozonas *Atletha* y *Lamberti*) (Sequeiros y Meléndez, 1979) y del Oxfordiense inferior, Biozona *Cordatium* (Meléndez *et al.*, 2005), el depósito superior correspondería al Oxfordiense medio, Biozona *Plicatilis*.

TRAMO 5

6,7 m de calizas grises con intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en estratos de morfologías tabulares o con las superficie ligeramente ondulada, que tienen espesores entre 0,3 a 0,8 m. Presentan facies de *mudstone* a *wackestone* de esponjas y bioclastos. Las esponjas se observan generalmente bien conservadas, en su posición original en la parte inferior y media del tramo, apareciendo generalmente vueltas, rotas, fragmentadas y acumuladas en el techo de las capas. Se distinguen ammonoideos, belemnites, braquiópodos, crinoideos, y escasos bivalvos. Las margas se presentan como interestratos de centimétricos a decimétricos con restos de esponjas y bioclastos. Su edad se corresponde al Oxfordiense medio, Biozona *Transversarium* (Subbiozonas *Luciaeformis* y *Schilli*) (Fontana, 1990).

TRAMO 6

2,5 m de calizas gris beigeas que alternan con margas grises.

Las calizas se presentan en estratos tabulares, con superficies onduladas, y espesores de 0,1 a 0,5 m. Presentan facies que varían desde *wackestone* con esponjas y bioclastos a *wackestone-packstone* con esponjas y bioclastos. Las esponjas aparecen fragmentadas y rotas; disminuyendo en su contenido hacia la parte superior. Se identifican ammonoideos, crinoideos, braquiópodos, belemnites, bivalvos y radiólas de equínidos. Hacia el techo aparecen frecuentes *hardgrounds*. Este tramo abarcaría desde la Biozona *Transversarium* (Subbiozona *Rotoides*) hasta las Biozonas *Bifurcatus* del Oxfordiense medio y *Bimammatum* del Oxfordiense superior.

TECHO

A partir de este punto el perfil se encuentra cubierto por los campos de cultivo.

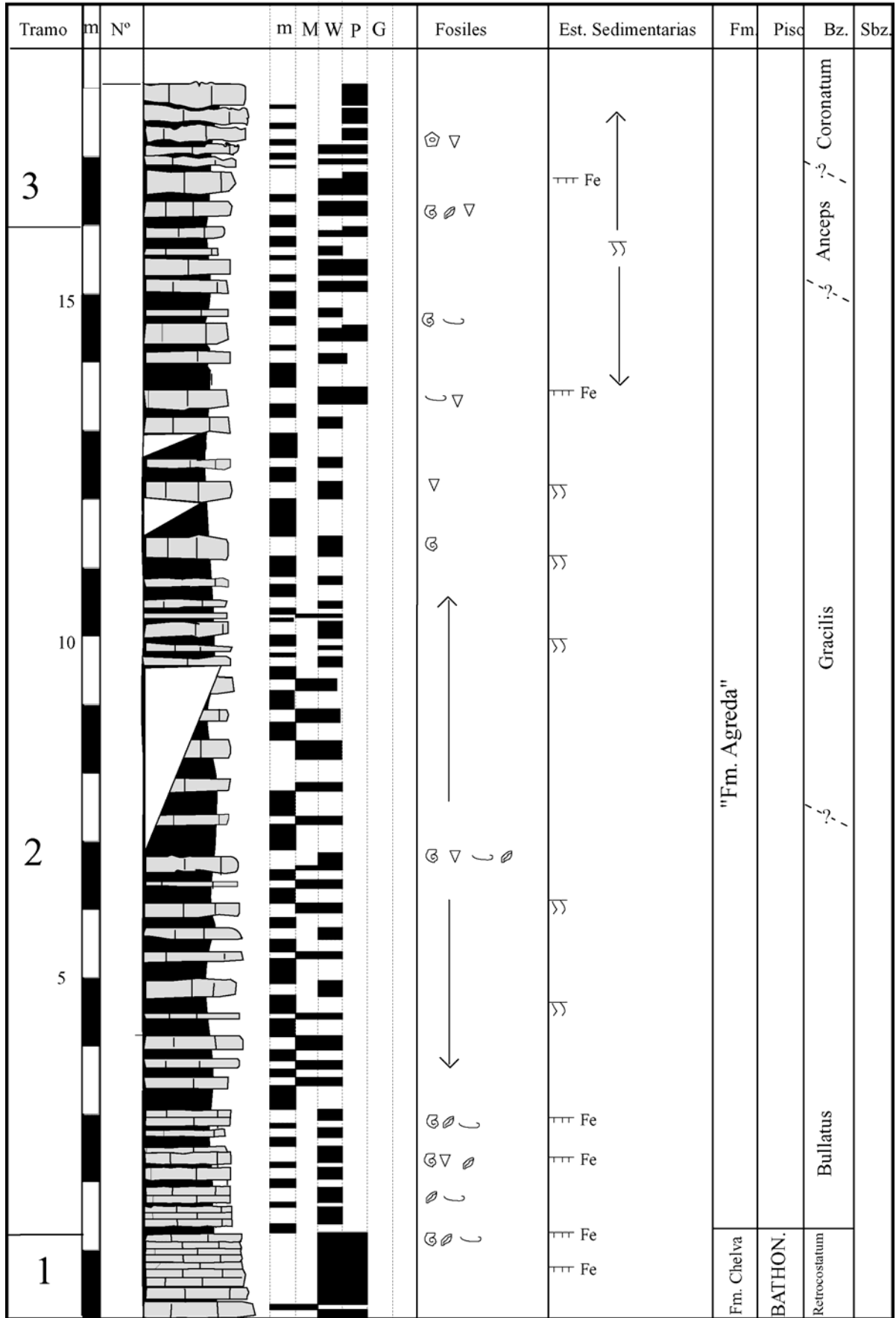


Fig. 4.10. Columna estratigráfica del Calloviense inferior-medio del afloramiento Ag.1

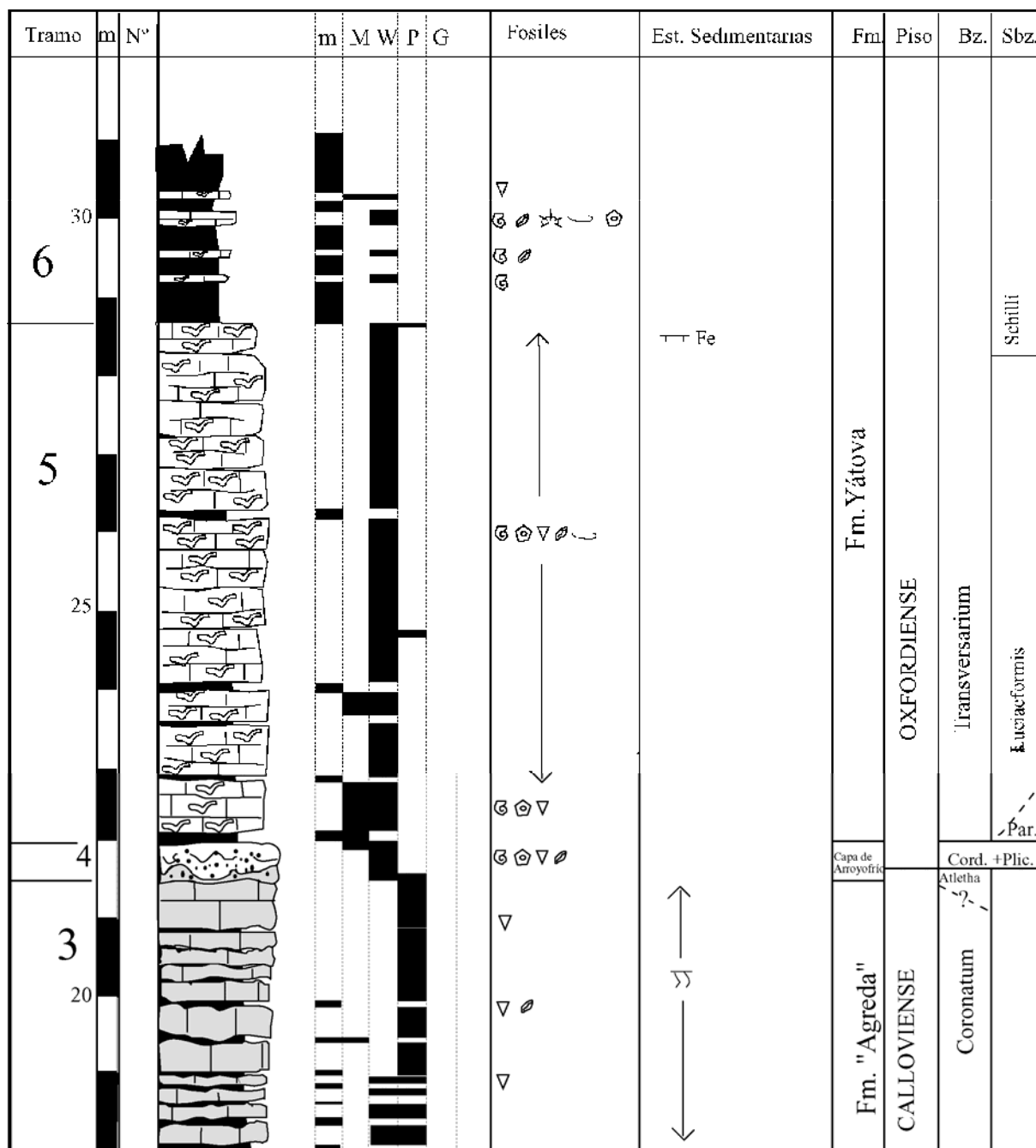


Fig. 4.11. Columna del Calloviense superior-Oxfordiense medio en el afloramiento de Ag.1

4.3.4. BELCHITE

SITUACIÓN

El afloramiento se sitúa a unos 800 m al Suroeste del cruce entre las carreteras A 220 (Belchite a Fuendetodos) y un camino rural que lleva a la localidad de Almonacid de La Cuba. Siguiendo ese camino y una vez pasado un barranco, nos encontramos con dos perfiles. El primero (Be.2). esta cerca del camino y abarca los materiales del límite Calloviense – Oxfordiense. El segundo (Be.1) se sitúa justo enfrente, a unos 50 m, en la ladera de una colina y abarca los materiales del intervalo Bathoniense superior a Calloviense inferior. Las coordenadas de la base de Be.1 son X=682.300 e Y= 4.575.410, mientras el techo esta en X=682.285 e Y=4.575.400; la base de Be.2 se encuentra situada en el punto X=682.215 e Y= 4.575.470; y su techo en X=682.195 e Y= 4.575.475.



Fig. 4.12. Situación geográfica de los afloramientos situados en las proximidades de Belchite.

Los materiales reconocidos en la columna Be.1, son los siguientes:

BASE

Calizas gris beige con intercalaciones de margas. Las calizas están dispuestas en estratos de tabulares a nodulosos con espesores decimétricos. Estas calizas tienen facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y filamentos con fragmentos de ammonoideos y bivalvos. Este tramo presentan un *hardground* a techo, del mismo, este podría corresponder con el límite Bathoniense medio - superior, (K. Page, *com. pers.*).

TRAMO 1

7,5 m parcialmente cubiertos de alternancia de calizas con margas.

Las calizas de tonos grises beige presenta estratificación de tabular a nodulosa con espesores de entre 0,15 a 0,45 m. Tienen facies de *wackestone* de bioclastos y peloides, observándose fósiles de bivalvos, ammonoideos y braquiópodos, además de nódulos ferruginosos y de sílex. Las margas se presentan como intercalaciones de aspecto masivo a lajoso, con espesores de 0,2 a 0,6 m. Se atribuye al Bathoniense superior - Calloviense inferior (Biozona *Bullatus*) (Lámina 4.1.H).

TRAMO 2

2,8 a 3 m cubiertos

TRAMO 3

1,6 m de calizas grises marrones con intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, nodulosos y a veces lenticulares de 0,05 a 0,6 m de espesor. Tienen facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides. Se observan restos fósiles de ammonites y bivalvos, así como una fuerte bioturbación. Este tramo tiene ammonoideos del Calloviense inferior, Biozona *Bullatus*.

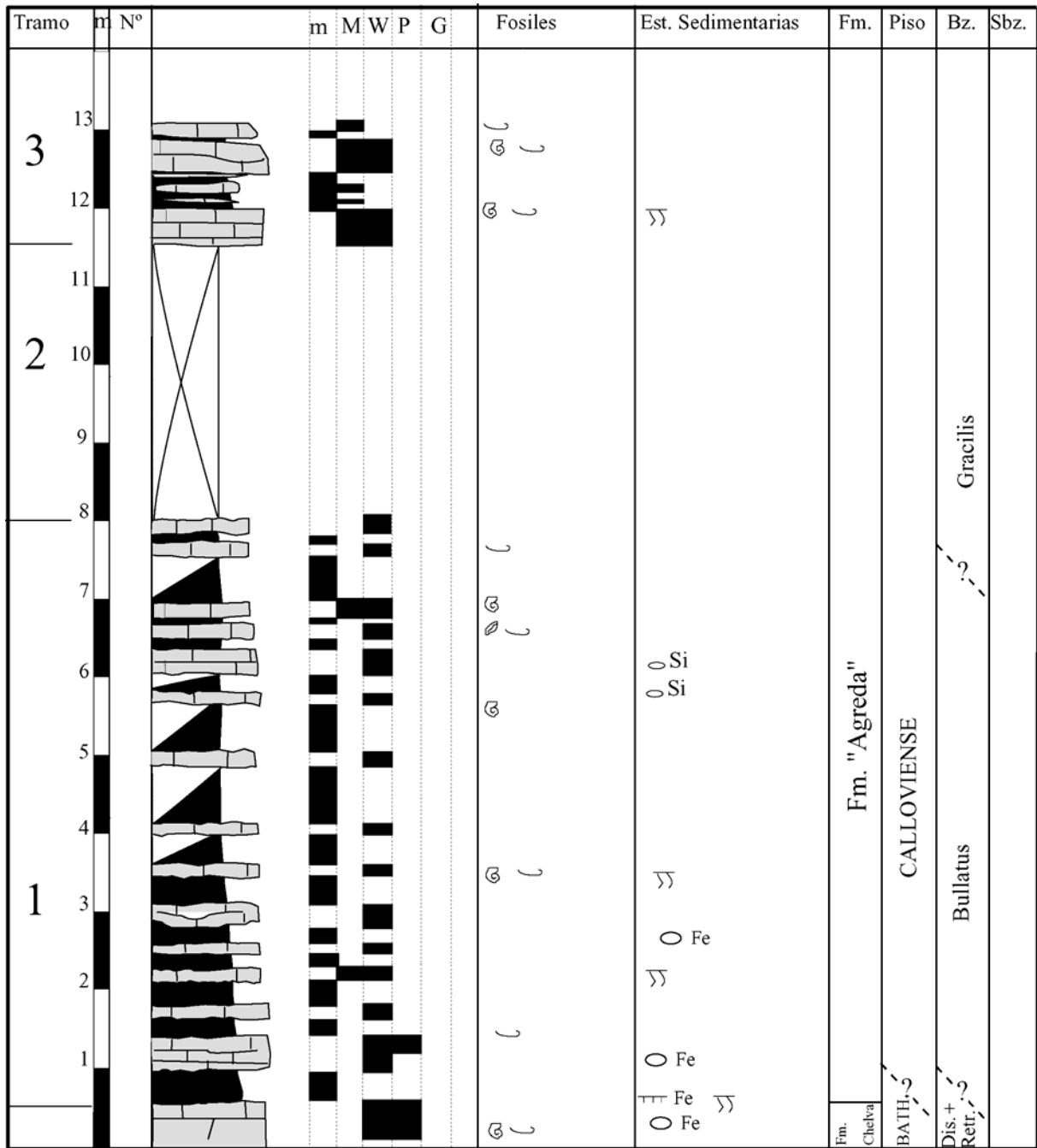


Fig. 4.13. Columna estratigráfica del afloramiento de Belchite-1

Los materiales reconocidos en la columna Be.2 son los siguientes:

BASE

Se encuentra cubierta por campos de cultivo

TRAMO 1

3,4 m de alternancia de calizas gris beigeas con intercalaciones de margas.

Las calizas tienen estratificación tabular, con bases y techo ondulado; presentando espesores de entre 0,2 a 0,5 m. Tienen facies de *wackestone* a *wackestone – packstone* con filamentos y peloides. Dentro de este tramo

se observan algún *hardground* a techo de los estratos y fósiles como bivalvos y ammonoideos. Se han identificado ammonites de las Biozonas Bullatus y Gracilis del Calloviense inferior.

TRAMO 2

2,6 m cubiertos.

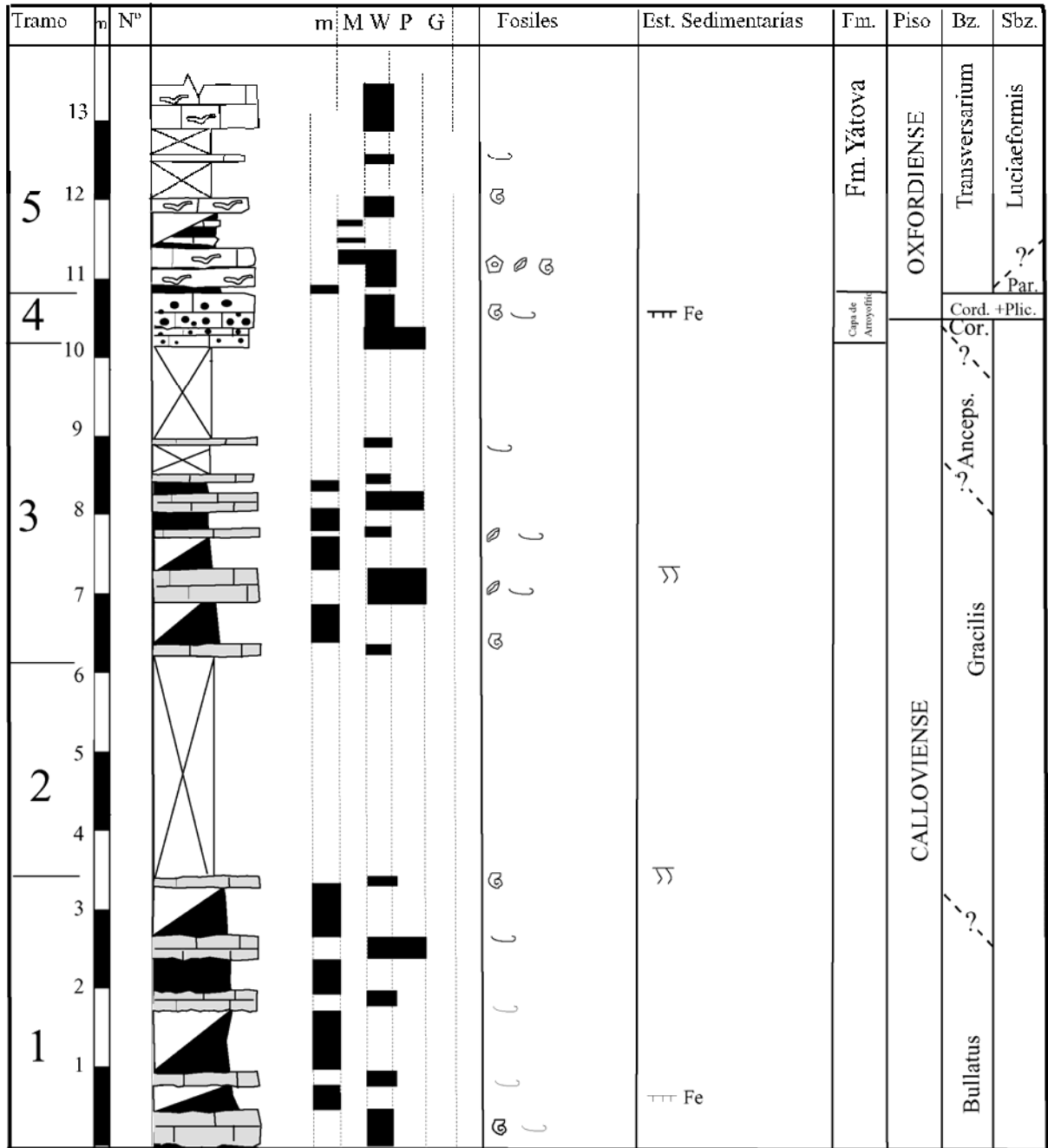


Fig. 4.14. Columna estratigráfica del afloramiento Belchite-2.

TRAMO 3

4,2 m parcialmente cubiertos de calizas grises marrones con intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 0.1 a 0,5 m de espesor. Tienen facies de *wackestone* a *packstone* de filamentos y peloides. Se observan fósiles de ammonites, bivalvos y braquiópodos. Las margas se

presentan como intercalaciones de espesor entre 0,2 a 0,4 m. Este tramo puede atribuirse al intervalo Calloviense inferior y medio.

TRAMO 4

0,6- 0,75 m de calizas de tonos rojizos.

Dos niveles de 0,15 a 0,35 y 0,4 m de espesor de aspecto tabular. El primer estrato presenta facies de *wackestone* de bioclastos (filamentos y *Globuligerinas*), con ooides ferruginosos de pequeño tamaño, homométricos y dispersos. En el segundo nivel, se observa una superficie que separa dos depósitos. El inferior es al descrito en el nivel anterior aunque con un tamaño de los ooides algo mayor y un aspecto más heterométrico. La superficie presenta restos de perforaciones y bioturbaciones, y al observarla al microscopio, se aprecia como corta claramente restos de ooides, rellenos de cementos y bioclastos. El nivel superior tiene un espesor de 0,1 a 0,2 m. Su facies es también un *wackestone* bioclástico, aunque sin filamentos de bivalvos, con ooides ferruginosos así como granos de glauconita y cuarzo. Los ooides son pequeños, suelen estar rotos y son algo heterométricos; presentando un aspecto similar al de los afloramientos de Aguilón, Tosos y Aladren. En cuanto a su edad los dos primeros niveles que presentan facies con filamentos, serían de edad Calloviense, probablemente y como apunta Sequeiros (1982) corresponderían a la Biozona Anceps. El nivel superior es Oxfordiense, aunque no se puede determinar al no haberse hallado ammonites si es Oxfordiense inferior o medio.

TRAMO 5

3 m, parcialmente cubiertos de calizas grises-rojizas con intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares a nodulosos, con espesores de entre 0,1 a 0,5 m. Presentan facies de *mudstone* a *wackestone* de esponjas, ammonoideos, crinoideos, braquiópodos y belemnites. Las margas están bastante cubiertas, presentando espesores de centimétricos a decimétricos. Su edad es Oxfordiense medio (Biozona *Transversarium*)

TECHO

Una vez pasado el camino, en un pequeño barranco se puede observar las margas de la Fm. Sot de Chera.

4.3.5. MACIZO DEL VENTOLANO

SITUACIÓN:

El perfil descrito y estudiado por Bulard (1972) se encuentra situado en las cercanías del macizo del Ventolano. Se accede al perfil por un camino que lleva desde la Carretera de Fuentetodos a Azuara, en el paraje conocido como Balsa de Mosén Serón. El antiguo perfil levantado por Bulard se encuentra en la ladera Sur del Macizo del Ventolano, cubierto casi completamente por un pinar de repoblación, lo que dificulta la observación, por lo que sólo se han tomado en detalle datos del límite Calloviense-Oxfordiense. La base tiene coordenadas X=675.319 e Y=4.575.460 mientras que las de techo son X=675,305 e Y=4.575.445.

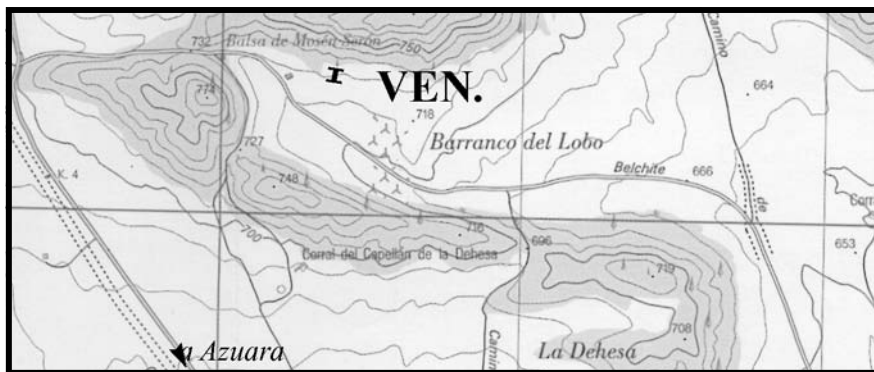


Fig. 4.15. Situación geográfica del afloramiento del Macizo del Ventolano.

BASE

La base se encuentra en un campo de labor, donde afloran calizas del Bathoniense.

TRAMO 1

9 m bastante cubiertos de calizas beigeas.

Las calizas se presentan en niveles de tabulares a nodulosos, de espesores decimétricos. Dentro del mismo se observa un incremento de los niveles margosos en la parte media superior de la serie. Las calizas presentan facies de *wackestone-packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides. Se han observado belemnites, braquiópodos, bivalvos y ammonites. El tramo culmina con un nivel de 0.3 - 0,4 m con facies de *packstone* de bioclastos, con un *hardground* a techo similar a los observados en Aladren, Tosos y Aguilón. Dentro de este tramo se han recogido en su base ammonioideos característicos de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior, mientras que a 1,5 m del techo aparecen niveles con fósiles de la Biozona *Gracilis* del Calloviense inferior, por lo quizás la parte superior pudiera ser de edad Biozona *Anceps* del Calloviense medio.

TRAMO 2

0,65 a 0,45 m de calizas con ooides ferruginosos.

Son calizas de color rojizo a amarillento a ocre que se presentan en dos niveles. El inferior de 0,15 a 0,25 m de espesor tienen facies *mudstone* a *wackestone* bioclástico (filamentos de bivalvos, fragmentos de crinoideos y *Globuligerinas*) e intensamente bioturbado con ooides ferruginosos. Se trata de ooides ferruginosos pequeños y homométricos que se encuentran dispersos. Este nivel puede presentar un pequeño *hardground* a techo. A continuación se presenta un segundo nivel, de entre 0,3 a 0,4 m de espesor en el cual se pueden distinguir dos partes.

- La primera consta de unos 0,1 a 0,15 m y está constituida por calizas grises a rojizas con ooides ferruginosos y facies similares a las descritas en el nivel anterior.

- La segunda se sitúa por encima de superficie irregular que puede formar cavidades y surcos, similares a los observados en los perfiles de Aladren y Aguilón. Sobre esta superficie se encuentra un segundo depósito con ooides ferruginosos, en facies de *wackestone* bioclástico con ooides ferruginosos. Estos ooides son más grandes y heterométricos que los del tramo anterior, aparecen también frecuentes ammonites reelaborados y granos de glauconita. En la su parte media de este depósito se observan estromatolitos ferruginizados bien desarrollados y similares a los observados en Aladren. Los fósiles observados son ammonioideos, bivalvos, belemnites, braquiópodos y crinoideos. Este nivel presenta una superficie plana y encostrada a techo (*hardground*).

En cuanto a la edad de este nivel, su parte inferior presenta ammonioideos reelaborados, pertenecientes al Calloviense medio y superior y el nivel superior, ammonioideos reelaborados del género *Prososphinctes* atribuidos al Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatum*), aunque por facies podría tener también una edad de Oxfordiense medio, Biozona *Plicatilis*.

TRAMO 3

2 m muy cubiertos, con niveles de calizas con esponjas

Por encima de la Capa de Arroyofrío aparecen varios metros cubiertos, donde pueden observarse ocasionales niveles de tabulares a nodulosos de calizas con esponjas. Estos presentan facies de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos con restos de esponjas. Se han recogido restos de ammonioideos, belemnites, braquiópodos y bivalvos. Los restos de ammonioideos recogidos únicamente permite precisar que estos primeros niveles corresponden a la Biozona *Transversarium* del Oxfordiense medio, (J. Bello *com. pers.*)

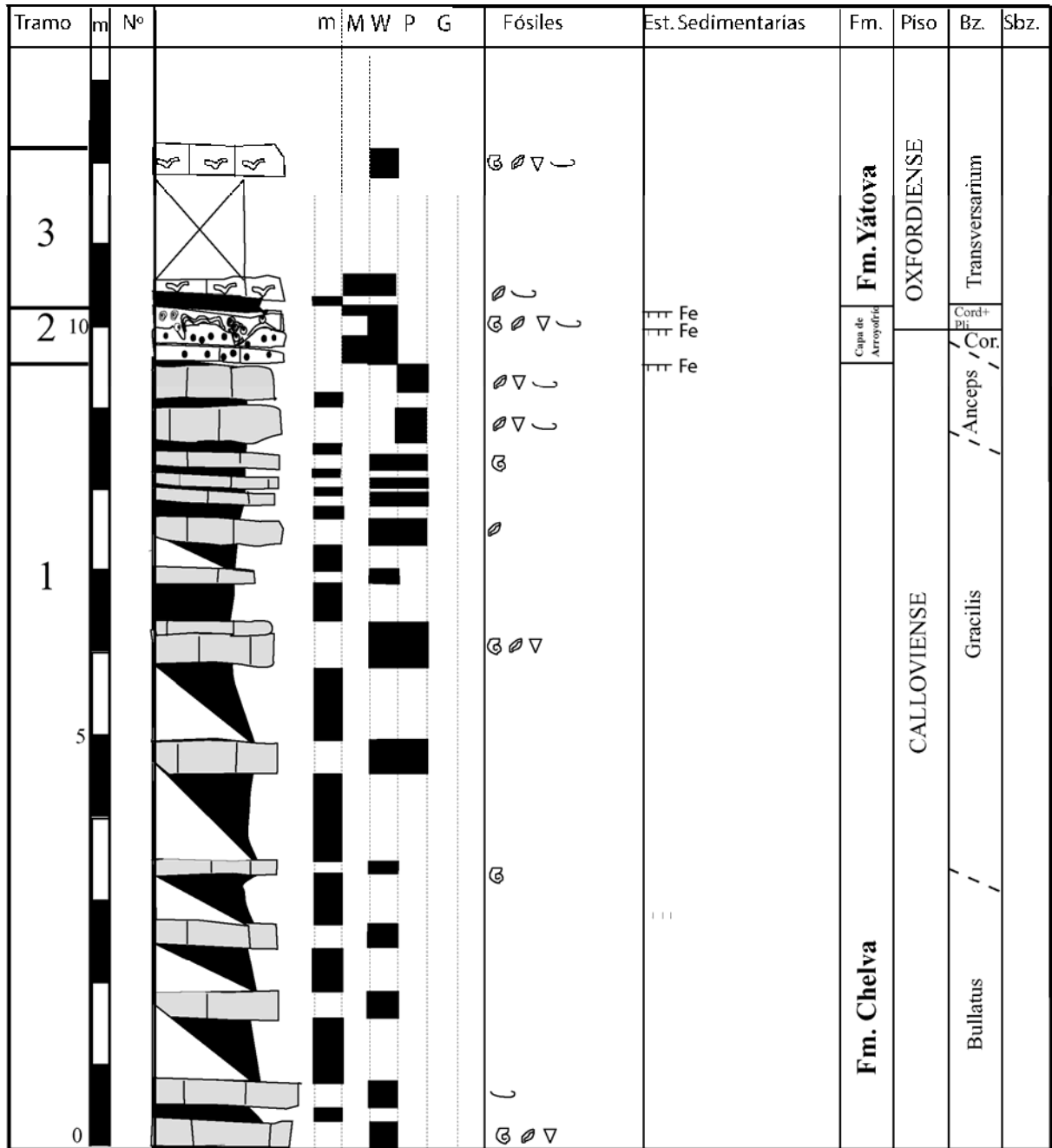
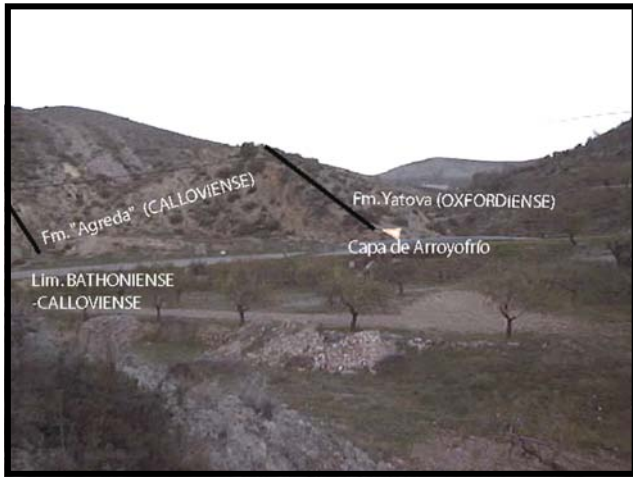


Fig. 4. 16. Columna estratigráfica del afloramiento del Macizo del Ventolano.



A



B



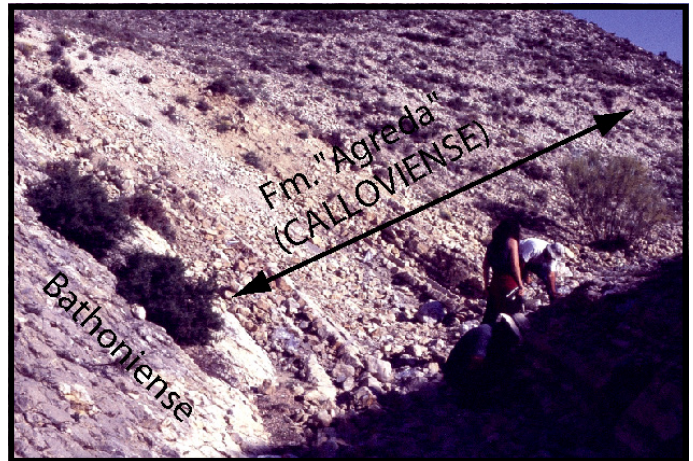
C



D



E



F

Lámina 4.1. A) Visión general del afloramiento de Aguilón. B) Aspecto de detalle de la Capa de Arroyofrío en Aguilón, con una flecha se señalan las discontinuidades. C) Visión general del Calloviense y el Oxfordiense del afloramiento de Tosos. D) Aspecto general de los niveles margosos y de calizas limoso-margosas de la base de la Fm. Sot de Chera en Tosos. E) Detalle de la discontinuidad Calloviense -Oxfordiense en Aladrén. F) Detalle del límite Bathoniense-Calloviense en Belchite.

Capítulo 5. Estratigrafía del Sector de la Sierra de Arcos

5. 1. SITUACIÓN

Este sector se localiza al Sudoeste de la provincia de Zaragoza y Norte de la de Teruel, en la denominada Sierra de Arcos, o Llanura de Arcos según Bulard (1972). Este sector engloba básicamente los afloramientos situados entre la localidad de Lecera (Zaragoza) y de Andorra (Teruel), estando recorrida de Norte a Sur por el Valle del Río Martín. Dentro de esta área los afloramientos estudiados son los de Peñisquera, Moneva, Moyuela, Ventas de San Pedro (Ariño), Barranco de las Estacas, Tía Chula (Oliete), Barranco del Moro y Andorra, además de los Sondeos de Alacón y Moneva realizados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (Fig. II.1).

Los perfiles estudiados afloran en una banda irregular, de unos 40 Km de longitud limitada al Norte por el sistema de cabalgamientos de la Sierra de Arcos (Cortes *et al.*, 1997). Este consiste en dos cabalgamientos con direcciones E-O y NO-SE, en los que los materiales mesozoicos cabalgan sobre los Paleógenos de la Cuenca del Ebro. En el Sur estos relieves están limitados por el cabalgamiento de la Sierra de los Moros. Entre ambos se extiende una serie de afloramientos de materiales Mesozoicos limitados al Este por los materiales terciarios de la Cubeta Alloza y al Oeste por los de la Cubeta de Muniesa.

En este sector los materiales del Jurásico presentan una buena exposición y gran cantidad de fósiles encontrándose dentro de los más citados en el Jurásico de la Cordillera Ibérica. La importancia de estos afloramientos Mesozoicos tanto por su interés científico como divulgativo, así como la singularidad de los relieves que conforman estos materiales, hace que hallan sido incluidos dentro de la iniciativa de protección, preservación y divulgación del Patrimonio Geológico y Paleontológico del Parque Cultural del Río Martín.

5.2. ANTECEDENTES

Las primeras referencias modernas sobre la estratigrafía y sedimentología de los materiales del intervalo Calloviense-Oxfordiense incluyen los trabajos de Bulard (1969, 1971); Marín y Toulouse (1972) o la tesis de Bulard (1972), donde se realiza un estudio detallado de la mayor parte de los afloramientos estudiados. A partir de entonces se realiza una serie de trabajos que ponen la base de la estratigrafía y sedimentología del sector, como son Meléndez, (1978) y Gómez (1979). En Aurell (1990) se revisan la mayor parte de los afloramientos de esta área, estudiándose los aspectos sedimentológicos del límite Dogger-Malm y las secuencias del Jurásico Superior. Los aspectos estratigráficos y bioestratigráficos del Bathoniense superior y del límite Bathoniense-Calloviense, se han abordado en los trabajos de Fernández López (1997), y Page y Meléndez (1997). El Calloviense ha sido estudiado en sus aspectos estratigráficos en los trabajos de Meléndez (1978), Sequeiros (1983), Sequeiros y Meléndez, (1987), Meléndez (1989), Lardiés (1989) y Lardiés *et al.*, (1997). La Capa de Arroyofrío, su contenido paleontológico y significado sedimentológico, ha sido tratada en diversos artículos como los de Bulard *et al.* (1974), Meléndez *et al.* (1983), Meléndez *et al.* (1990) y Aurell *et al.* (1994). En cuanto a la bioestratigrafía del Oxfordiense se ha tratado en diversos trabajos y artículos entre los que destacan Meléndez (1989), Fontana (1990), Fontana y Meléndez (1993), Bello (1995) Pérez-Urresti (1995, 1996), Bello *et al.* (1996) y Bello (2005). Más recientemente los bivalvos del intervalo Calloviense - Oxfordiense se han estudiado en los trabajos de Delvene (1997), Delvene *et al.* (1999) y Delvene (2001).

Es preciso reseñar que diversos afloramientos han sido visitados durante el curso de varias reuniones y congresos nacionales e internacionales. El afloramiento de Moneva lo fue durante el I *Oxfordian Working Group Meeting* (Meléndez *et al.* 1990). Con posterioridad fue también visitado, junto a los afloramientos cercanos a Andorra durante el IV Congreso de Jurásico de España (Aurell *et al.*, 1999). El afloramiento de Ariño se visitó durante el II Congreso de Tafonomía y Fosilización (Meléndez *et al.* 1997). Por último diversos aflora-

mientos (Ariño, Barranco de las Estacas y Tía Chula) han sido revisados en sus aspectos bioestratigráficos y estratigráficos con vistas a incluirlos en los itinerarios y puntos de interés geológico del Parque Cultural del Río Martín (Ramajo *et al.*, 2000, y Meléndez *et al.*, 2004).

En cuanto a la cartografía geológica, este área se encuentran incluida dentro en las hojas MAGNA 1:50.000 números: (466) Moneva (467) Muniesa, (493) Oliete y (494) Calanda.

5.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES

5.3.1. BARRANCO DE PEÑISQUERA

SITUACIÓN

Este perfil se sitúa 2 km al Sur de Lecera. Se accede al mismo siguiendo un camino rural que transcurre paralelo a la carretera A-222 a lo largo del Barranco de Muniesa y que se desvía al llegar al Barranco de la Peñisquera, en cuyos márgenes aflora los materiales del Jurásico Medio. La sección levantada tiene las siguientes coordenadas para su base X= 692.320 Y=4.561.990, y para el techo X=692.340 e Y= 4.561.965.

BASE

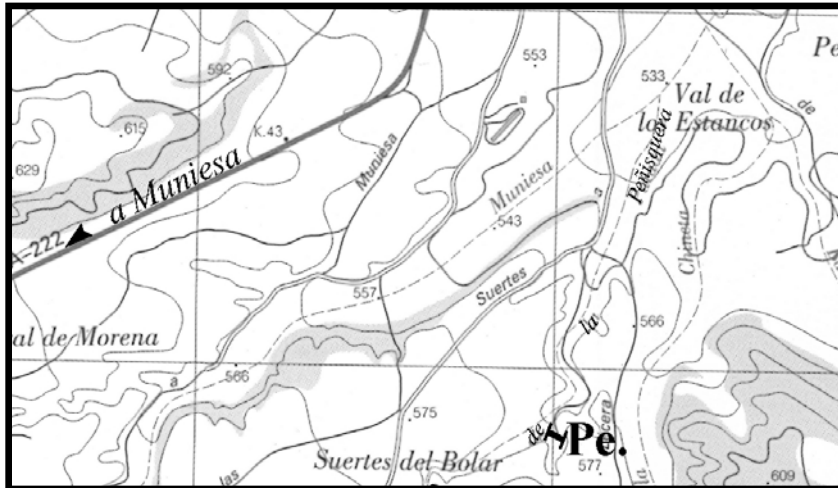


Fig .5.1. Situación geográfica del perfil del Bco. de Peñisquera, en las cercanías de la localidad de Lecera.

Se sitúa sobre las calizas del Bathoniense medio, de color gris con apariencia tabular a masiva y facies de *packstone* de peloides y ooides. El Bathoniense medio culmina en una superficie irregular con fósiles truncados sobre la que se encuentra un depósito centimétrico de calizas *packstone* bioclásticas con ooides ferruginosos de pequeño tamaño, ammonites reelaborados y un *hardground* a techo (Lámina 5.1.A).

TRAMO 1

0,5 m de calizas de tonos rojizos.

Se trata de dos estratos con estratificación tabular a nodulosa, de espesor decimétrico (0,3 a 0,2 m). Estas calizas presentan facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y filamentos con ooides ferruginosos y ammonites de la Biozona *Retrocostatum* del Bathoniense superior (K. Page y G. Meléndez *com. pers.*)

TRAMO 2

1,4 m de calizas gris beige, con intercalaciones margosas.

Las calizas presentan estratificación tabular y espesores decimétricos (0,1 a 0,3 m) tienen facies de *wackestone* a *packstone* de peloides con filamentos. Se identifican ammonites, belemnites, bivalvos y braquiópodos. Se observa dos secuencias estratocrecientes. Se han recogido ammonoideos que permiten atribuirlo al Bathoniense superior.

TRAMO 3

0,4 m de calizas bioclásticas.

Este estrato esta culminado por un *hardground*, encostrado y con fósiles truncados a techo. Presenta facies de *wackestone* a *packstone* bioclástico y peloidal, con abundantes fósiles de entre los cuales se identifican ammonites, belemnites, braquiópodos y bivalvos. Dentro del mismo se recogen ammonites (*Macrocephalites*) que permiten caracterizar la Biozona Bullatus del Calloviense inferior.

TRAMO 4

1,3 a 1,5 m de calizas rojizas con ooides ferruginosos e intercalaciones margosas.

Corresponde a la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío. Las calizas se disponen en estratos tabulares a nodulosos de potencias decimétricas (0,3 a 0,1 m). El tramo se puede subdividir en dos partes. La parte inferior tiene facies de *wackestone* de filamentos y peloides con ooides ferruginosos pequeños y homométricos, que varían a *wackestone - packstone* de peloides, filamentos y bioclastos con ooides algo más grandes en la parte superior del tramo. A techo del tramo se observa un *hardground* encostrado. En cuanto a su edad, en la parte basal se recogen ammonites reelaborados (*Macrocephalites*, *Hecticoceras* y *Perisphinctes*) característicos de las de las Biozonas Bullatus y Gracilis del Calloviense inferior. En el ultimo nivel tiene ammonoideos de las Biozonas Gracilis y probablemente Anceps del Calloviense inferior y medio.

Por encima se encuentra un nivel de 0,3 m de espesor con facies de *packstone* bioclástico con ooides ferruginosos heterométricos. En este nivel se pueden encontrar ammonites reelaborados y resedimentados característicos del Oxfordiense inferior y medio, Biozonas Cordatum y Plicatilis (Bello, 2005). El techo de este conjunto es un *hardground* con una costra ferruginosa, y un depósito centimétrico de unos, 2 a 4 cm de espesor, con ooides y pisoides ferruginosos, así como ammonoideos reelaborados del Oxfordiense medio, Biozona Transversarium, Subbiozonas Luciaeformis y Parandieri (Bello, 2005).

TRAMO 5

3 m de calizas blancas con interestratos margosos.

Las calizas presentan estratificación tabular a irregular, con espesores decimétricos (0,1 a 0,35 m). Sus facies varían desde *wackestone* con esponjas y bioclastos a *packstone* de tuberoides y bioclastos apareciendo en la base del tramo ooides ferruginosos resedimentados de la Capa de Arroyofrío. Se identifican ammonites, crioides, braquiópodos, bivalvos, belemnites, radiolas de equínidos, foraminíferos bentónicos, *Globuligerinas*, serpúlidos y briozoos. Hacia techo aparecen niveles de calizas con facies de *packstone* a *wackestone* de bioclastos y tuberoides, con frecuentes *hardgrounds* a techo. La edad es Oxfordiense medio, Biozona Transversarium (Subbiozona Schilli) inmediatamente por encima de la Capa de Arroyofrío. En su parte media se recogen ammonites de la biozona Bifurcatus y a techo ammonites del Oxfordiense superior Biozona Hypselum (Subbiozona Semimammatum)(Bello, 2005).

TRAMO 6

0,4 m de calizas grises con glauconita.

Estos calizas presentan un aspecto tabular a ligeramente noduloso, con facies de *packstone* a *wackestone* de tuberoides y fragmentos de esponjas con peloides bioclastos y glauconita. Ambos niveles presentan sendos *hardgrounds* a techo e intensa bioturbación. Se identifican ammonites, belemnites, braquiópodos y bivalvos. Su edad es Oxfordiense superior, Biozona Hypselum (Subbiozona Berrense) (Bello, 2005).

Tramo	m	Nº	M	W	P	G	Fósiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.
7	10	42							Fm. Yátova	OXFORDIENSE	Bimammatum	Hauf.
		41										
		40										
		39										
		38										
		36										
		35										
		34										
		33										
		32										
6	7	31						Fe		Hypselum	Berrense	
		30										
5	6	29						Fe		Semimammatum		
		28										
5	5	26								Capa de Arroyofrío	CALLOVIENSE	Gracilis
		25										
		24										
		23										
		22										
		21										
		20										
		19										
4	4	18						Fe		Fm. Chelva	BAHTONIENSE	Retrocostatum
		17										
		16										
		15										
		14										
		13										
3	3	11						Fe		Bull.		
		10										
2	2	9						Fe		Anc.		
		8										
1	1	7						Fe		Anc.		
		6										
1	1	5						Fe		Anc.		
		4										
1	1	3						Fe		Anc.		
		2										
1	1	1						Fe		Anc.		
		1										

Fig. 5.2. Columna del Bathoniense-Oxfordiense del Barranco de Peñisquera.

TRAMO 7

2,3 a 2,5 m de calizas de tono beige parduzco con intercalaciones margosas.

Las calizas se presentan en estratos de tabulares a nodulosos con potencias decimétricas (0,1 a 0,3 m) en facies de *packstone* de peloides y bioclastos con glauconita. Los fósiles identificados son ammonites, belemnites, braquiópodos y bivalvos. Se observan ocasionales *hardgrounds* y bioturbación en la base de los estratos.

Este tramo contiene en su base *Epipeltoceras bimammatum*, de la Biozona Bimammatum del Oxfordiense superior (Bello, 2005).

TECHO

La parte superior está parcialmente cubierta, aflorando las margas de la Fm. Sot de Chera.

5.3.2. MOYUELA

SITUACIÓN

El afloramiento de Moyuela se localiza a unos 2,5 kilómetros al Noroeste de este pueblo, se accede al mismo por una pista que parte hacia el este desde unas granjas situadas a la entrada del pueblo, por la carretera de Azuara. La base del perfil se encuentra en la margen derecha del Bco. de la Tejería en el punto de coordenadas X=676.580 e Y= 4.556.675 y el techo en el punto X=676.590 e Y= 4.556.655.

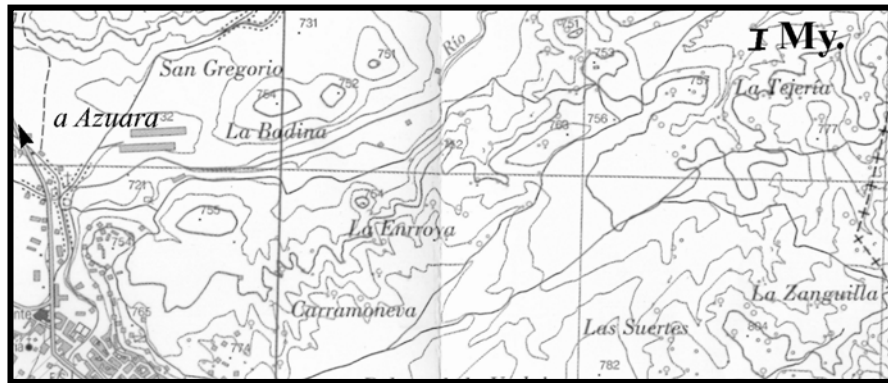


Fig. 5.3. Situación geográfica del perfil del Moyuela.

BASE

Se sitúa por encima de las calizas del Jurásico Medio, de color gris con estratificación tabular a masiva y facies de *packstone a grainstone* de peloides y ooides, y donde se recogen ammonoideos que parecen caracterizar el Bathoniense medio.

TRAMO 1

1,5 m de calizas de tonos ocre a beige.

Las calizas se presentan en estratos de aspecto masivo, con facies de *packstone a grainstone* oolítico y peloidal. Los oolitos son de tamaño pequeño, 2 a 4 mm, muy homométricos y redondeados. No se observa un contenido fósil destacable dentro de esta facies. Se le atribuye una edad de Bathoniense medio.

TRAMO 2

2,5 m de calizas gris beige, con intercalaciones margosas.

Las calizas presentan estratificación tabular a nodulosa y potencias decimétricas (0,1 a 0,3 m). Tienen facies de *packstone* de peloides que evolucionan en la vertical a *wackestone-packstone* de peloides con filamentos y abundantes fósiles. Se identifican ammonites y braquiópodos. Este tramo presenta hacia techo una secuencia estratocreciente culminada por un nivel de facies *wackestone* bioclástica con abundantes restos de ammonoideos, belemnites, bivalvos y braquiópodos. Este nivel presenta en su parte superior una superficie de discontinuidad irregular que delimita un depósito de facies *wackestone* bioclástico con escasos ooides ferruginosos. A techo de mismo se observa un *hardground*, encostrado y con fósiles truncados (ammonites y belemnites) que da paso a la Capa de Arroyofrío. En la base del tramo aparecen ammonoideos del Bathoniense superior, Biozona Retrocostatum (Aurell *et al.*, 1997) y en el último nivel se observan ammonoideos de la Biozona Bullatus del Calloviense inferior.

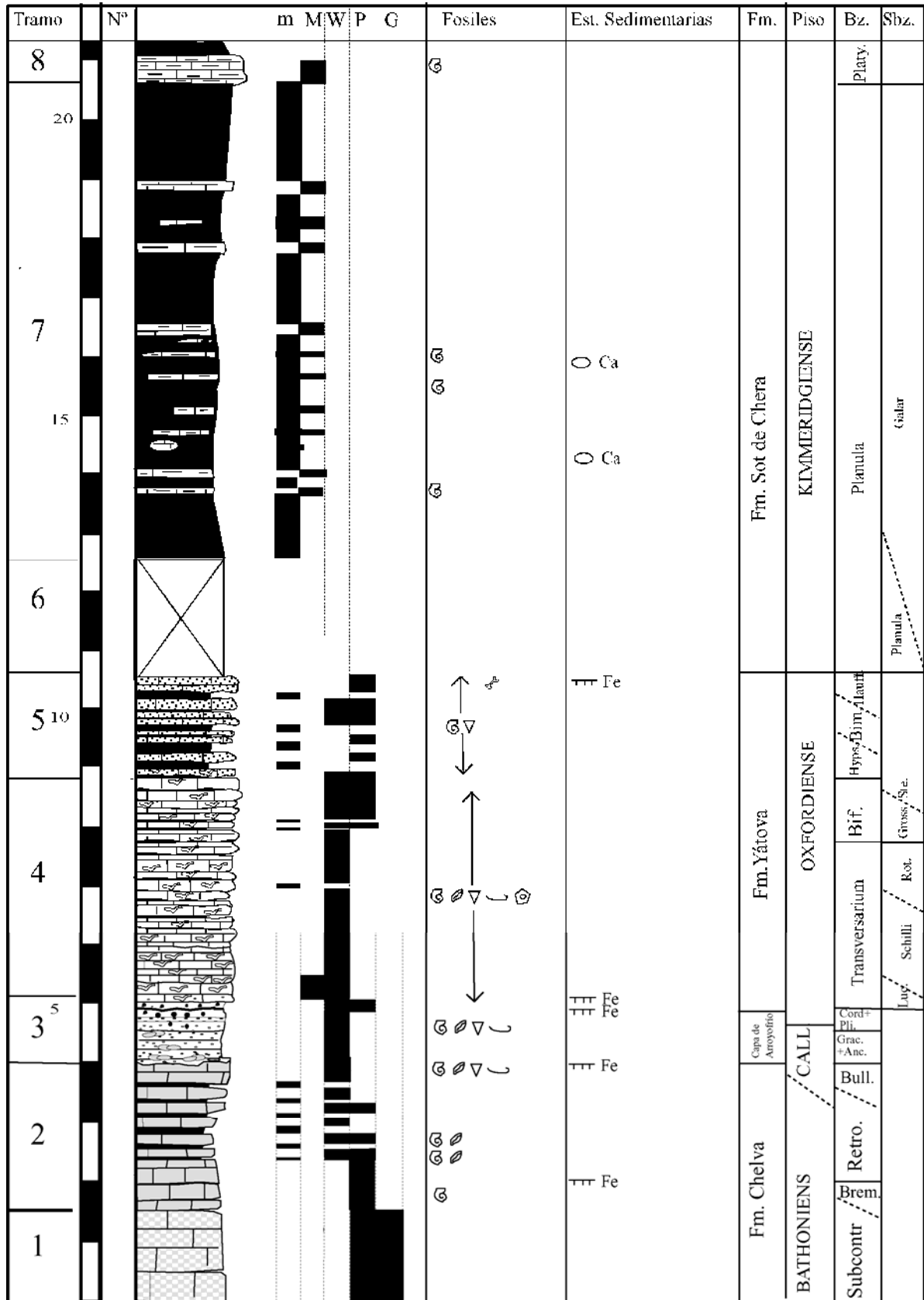


Fig. 5.4. Columna del intervalo Bathoniense-Kimmeridgiense en el afloramiento de Moyuela.

TRAMO 3

1,25-1,35 m de calizas rojizas con ooides ferruginosos.

Corresponde con la Capa de Arroyofrío. En él se pueden diferenciar dos partes:

-La parte inferior de aproximadamente 1 m de espesor esta compuesta por calizas de tonos rosáceos a rojizos dispuestas en estratos irregulares a nodulosos de potencias decimétricas (0,3 a 0,1 m). En él se observan facies de *wackestone* con filamentos y peloides con ooides ferruginosos pequeños y homométricos, presentando un *hardground* encostrado a techo. Dentro del mismo se observan abundantes restos fósiles de ammonites, belemnites, braquiópodos y bivalvos. Los ammonites recogidos en su mayor parte reelaborados, permite atribuir una edad a la base de este tramo de Calloviense inferior, Biozonas Bullatus y Gracilis. El techo presenta fauna que podría corresponder al Calloviense medio, Biozonas Anceps o Coronatum.

- La parte superior es un nivel de 0,3 m de espesor, con una costra ferruginosa centimétrica y un *hardground* a techo, que tiene facies de *wackestone-packstone* bioclástico con ooides ferruginosos heterométricos. Presentado una superficie de discontinuidad ferruginizada en su parte media. Este nivel puede atribuirse al Oxfordiense inferior-medio, Biozonas Cordatum y Plicatilis (Aurell *et al.*, 1997).

TRAMO 4

3,5 a 3,7 m de calizas blancas con interestratos margosos (Lámina 5.1.D)

Las calizas presentan estratificación tabular a nodulosa, con espesores decimétricos (0,2 a 0,4 m). Las facies predominantes son *wackestone* con esponjas y bioclastos que evoluciona a techo a un *wackestone a packstone* de tuberoides y bioclastos con escasos restos de esponjas. Dentro de los fósiles se observan ammonites, crinoides, braquiópodos, bivalvos y belemnites. El tramo pertenece al intervalo Oxfordiense medio-superior, correspondiendo la base a las Biozona Transversarium (Oxfordiense medio), mientras que en su parte media se recogen ammonites de la Biozona Bifurcatus y a techo ammonites del Oxfordiense superior Biozona Hypselum, Subbiozona Semimammatum (Aurell *et al.*, 1997).

TRAMO 5

Aproximadamente 2 m de calizas rojizas

Las calizas se presentan en estratos de tabulares a nodulosos con potencias decimétricas (0,1 a 0,3 m) en facies de *packstone* de peloides y bioclastos con glauconita (5-10%). Los fósiles son escasos habiéndose encontrado únicamente ammonites y belemnites, se observan en su parte superior fragmentos de huesos de peces o reptiles. A techo de este tramo se observa un *hardground* intensamente ferruginizado donde se acumulan ammonoideos y belemnites, en el cual se recogen ammonites reelaborados de la Biozona Bimammatum (*Epipeltoceras bimammatum*, *Orthosphinctes gredingensis*, *Orthosphinctes alternans*, *Passendorferia rozaki*), junto con otros resedimentados de la Subbiozona Hauffianum *Orthosphinctes tiziani* (Aurell, *et al.*, 1997).

TRAMO 6

Aproximadamente 2,7 m cubiertos

TRAMO 7

2,3 a 2,5 m de margas grises con intercalaciones de calizas micríticas de color beige pardo

Se trata de margas grises laminadas con intercalaciones centimétricas de niveles de margocalizas. Las calizas se presentan como niveles de aspecto noduloso a tabular que pasan en la parte media de la unidad a bancos tabulares de potencias decimétricas con facies de *mudstone* limoso con escasos fósiles. Dentro de este tramo se observa la existencia de ammonoideos y de nódulos calcáreos. En cuanto a su edad, a casi un m de la base de este tramo encontramos ejemplares de *Sutneria galar* y *Orthosphinctes castroi*, que corresponden a la parte superior de la Biozona Planula, Subbiozona Galar (Aurell *et al.*, 1997).

TRAMO 8

0,5 m de calizas margosas limosas.

Se trata de un nivel 0,5 m que marca la base de la Fm. Loriguilla. En este nivel micrítico se han reconocido restos fragmentados de ammonites que incluyen *Tarmelliceras sp.*, *Orthosphinctes (?Ardescia) sp. ind.* y un posible representante de *Nebroditas (Mesosimoceras) sp.* Esta asociación, aunque imprecisa, indicaría una edad de Kimmeridgiense inferior (Biozona Platynota) para este nivel (Aurell *et al.*, 1997).

TECHO

Esta parcialmente cubierto y aflora una de alternancia de margas y niveles de calizas limosas.

5.3.3. MONEVA

SITUACIÓN

El perfil se localiza en las cercanías de la localidad de Moneva, a 5 km de la carretera que une Lecera con Muniesa, siguiendo un desvío que sale desde Ventas de Muniesa a la localidad de Moyuela. El afloramiento está situado a mitad de camino entre la desviación y el pueblo de Moneva en el punto kilométrico 12, en las cercanías del paraje denominado “Loma de Enmedio” con las siguientes coordenadas Muro X=684.365 Y=4.555.745, Techo X=684.394, Y=4.555.733. En la cola del embasñe de moneva se encuentra un sondeo realizado por la CHE. Este sondeo presenta las siguientes coordenadas UTM. X= 681.930, Y=4.557.673, Z=620.

BASE

El perfil se inicia en los últimos metros de la Fm. Chelva; que están constituidos por una alternancia de calizas grises, en facies de *packstone* a *grainstone* de peloides, con estratificación de masiva a tabular. A techo del tramo se encuentra un nivel de removilización de 0.4 m de espesor con fósiles del Bathoniense medio, coronado por un *hardground*, con ammonites truncados.

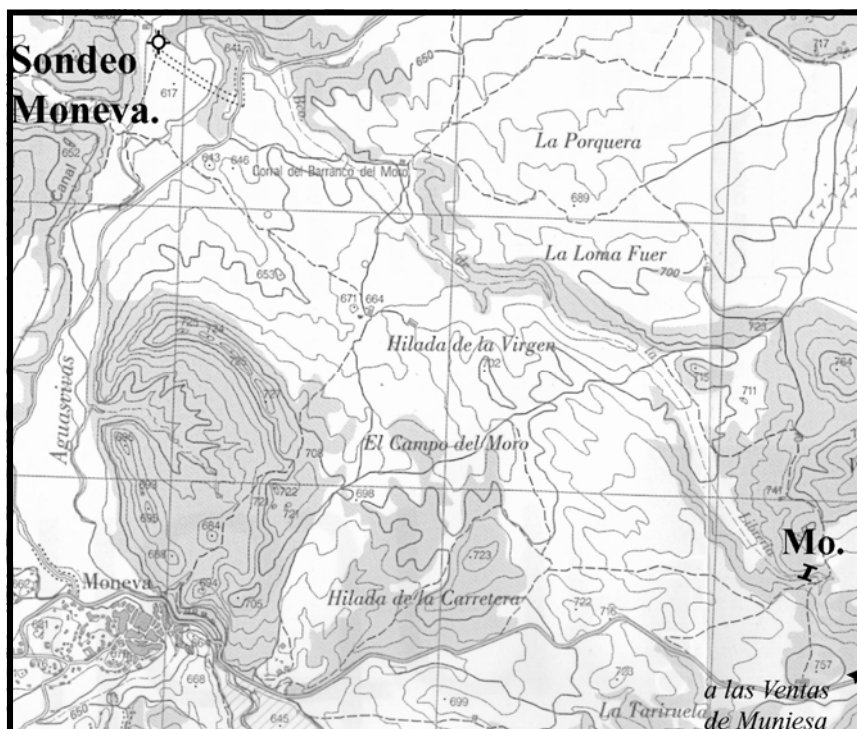


Fig. 5.5. Situación geográfica de la columna (Mo) y del sondeo realizado en las cercanías de Moneva

TRAMO 1

2 m de calizas pardas que alternan con niveles de margas.

Las calizas tienen estratificación de tabular a nodulosa, con espesores decimétricos (0,2 a 0,5 m) y se disponen en secuencias estratocrecientes. Sus facies son de *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos) a *wackestone-packstone* de bioclastos y peloides, presentando ooides ferruginizados dispersos en los niveles 1 y 2. Se identifican ammonoideos, belemnites, bivalvos y braquiópodos. Este tramo presenta ammonoideos de la Biozona *Retrocostatum* del Bathoniense superior, (Aurell *et al.*, 1999).

TRAMO 2

0,4 m de calizas pardas.

Se trata de un estrato dividido internamente por una superficie de discontinuidad irregular. En la base se observa una facies de *wackestone* con filamentos y peloides, sobre la que se encuentra un depósito centimétrico en facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y filamentos con gran cantidad de ammonoideos, belemnites y braquiópodos. El techo es un *hardground* ferruginizado, con fósiles truncados y ooides ferruginosos. El nivel presenta ammonites de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior (Meléndez *et al.*, 2002).

TRAMO 3

1 m de calizas de tonos rojizos a rosados con intercalaciones margosas (Lámina 5.1.B y C)

Se trata de la parte inferior de la Capa de Arroyofrío. Las calizas se presentan en estratos irregulares a tabulares de potencias decimétricas (0,2 a 0,4 m). En estos niveles se reconocen a techo acumulaciones de ammonoideos. Las facies se corresponde a un *wackestone* de filamentos y bioclastos con ooides ferruginosos y fósiles de ammonites reelaborados, mientras que en la parte superior se observa un depósito con facies de *wackestone* a *packstone* bioclástico con filamentos, peloides y ooides ferruginosos. Su contenido fósil es abundante, apareciendo ammonoideos, bivalvos, braquiópodos y belemnites. Se reconocen en la base numerosos ammonites reelaborados del Calloviense inferior (Biozona *Bullatus* y Subbiozonas *Rehmani* y *Laugieri* de la Biozona *Gracilis*), en su parte media se encuentran ammonites resedimentados y reelaborados de la Biozonas *Gracilis* y *Anceps* y a techo se reconocen ammonites de la Biozona *Coronatum* (Meléndez *et al.* 2002). En este afloramiento el límite Calloviense-Oxfordiense (Aurell *et al.*, 1999) se corresponde con una costra ferruginosa de hasta 5 cm de espesor fragmentos de la cual pueden estar resedimentados en el nivel superior.

TRAMO 4

0,5 m de calizas rosáceas.

Calizas rosáceas con pisoides y ooides ferruginosos heterométricos, dispuestas en un estrato tabular, con una costra centimétrica y un *hardground* planar a techo. Presentan facies de *wackestone* a veces *packstone* con ooides ferruginosos y bioclastos. Se identifican ammonites y braquiópodos. Este estrato ha sido datado como perteneciente a la Biozona *Cordatum* del Oxfordiense inferior y a la Biozona *Plicatilis* del Oxfordiense medio (Aurell *et al.*, 1997) o incluso la base de la biozona *Transversarium* del Oxfordiense medio (Bello, 2005).

TRAMO 5

2,7 m de calizas blanco rojizas,

Estas calizas están dispuestas en estratos tabulares de espesor decimétrico (0,15 a 0,35 m.). Tienen facies de *wackestone* con esponjas que pasan a *wackestone-packstone* con esponjas y bioclastos. Se encuentran crinoides, ammonites, braquiópodos, bivalvos, belemnites y serpúlidos. Hacia la parte superior se reconocen capas con *hardgrounds* y niveles de removilización con ammonites reelaborados a techo, en ocasiones con bioclastos y pisoides ferruginosos. La más representativa se corresponde con el límite entre las Subbiozonas *Schilli-Rotoides* (Meléndez y Fontana, 1993; Bello *et al.*, 1996) y es correlacionable en todo el área de la Sierra de

Arcos (Ramajo *et al.*, 2000). Este tramo corresponde a la Biozona Transversarium, Subbiozonas Luciaeformis, Schilli y Rotoides.

Tramo	m	N°		m	M	W	P	G	Fósiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.		
5	9	32							▽ ◡ ◩ ◪	Fe	Fm. Yátova	OXFORDIENSE	Bimammatum			
		31						▽ ◡ ◩ ◪		Hypselum						
		30						▽ ◡ ◩ ◪								
	8	29							▽ ◡ ◩ ◪							
		28							▽ ◡ ◩ ◪	Fe						
		27							▽ ◡ ◩ ◪							
		26							▽ ◡ ◩ ◪							
		25							▽ ◡ ◩ ◪							
		24							▽ ◡ ◩ ◪							
6	7	23						▽ ◡ ◩ ◪								
		22						◡ ◩ ◪								
	6	21						◡ ◩ ◪								
		20						◡ ◩ ◪	Fe							
		19						◡ ◩ ◪								
		18						◡ ◩ ◪								
	5	17						◡ ◩ ◪								
		16						◡ ◩ ◪								
15							◡ ◩ ◪									
14							◡ ◩ ◪									
5	4	13						◡ ◩ ◪								
		12						◡ ◩ ◪								
	11						◡ ◩ ◪									
	10 b						◡ ◩ ◪	Fe								
	10 a						◡ ◩ ◪									
4	3	9b						▽ ◡ ◩ ◪	Fe							
		9a						▽ ◡ ◩ ◪								
	8						▽ ◡ ◩ ◪									
2	2	7					▽ ◡ ◩ ◪	Fe								
		6a						▽ ◡ ◩ ◪								
1	1	c						▽ ◡ ◩ ◪								
		b						▽ ◡ ◩ ◪								
		6a						▽ ◡ ◩ ◪								
		5						▽ ◡ ◩ ◪								
1	1	4						▽ ◡ ◩ ◪								
		3						▽ ◡ ◩ ◪								
		2						▽ ◡ ◩ ◪								
		1						▽ ◡ ◩ ◪	Fe							

Fig. 5.6. Columna del intervalo Bathoniense-Kimmeridgiense en el afloramiento de Moneva.

TRAMO 6

2,8 m de calizas pardas con intercalaciones margosas.

Las calizas presentan estratificación nodulosa a tabular y potencias decimétricas (0,2 a 0,5 m). En la base de este tramo hay calizas *packstone* de peloides y bioclastos con tuberoides, restos de esponjas y glauconita que

evoluciona a calizas *packstone* con peloides, bioclastos y glauconita. Algunos niveles pueden ser muy ricos en fósiles como ammonites, braquiópodos, bivalvos y belemnites. Dentro de este tramo, se han reconocido ammonites de las Biozonas *Bifurcatus*, *Hypselum* y *Bimammatum* (Bello, 2005).

TECHO

La parte superior de la Fm. Yátova ha podido ser caracterizado en la cercana localidad de Moyuela. Se encuentra una superficie ferruginizada con una elevada proporción de glauconita, en la que se ha reconocido ammonites reelaborados de la Biozona *Bimammatum*, junto con ammonites resedimentados de la Biozona *Hauffianum*. De este modo, la superficie de discontinuidad del techo de la Fm. Yátova presenta una laguna estratigráfica asociada que afecta a las Biozonas *Bimammatum* y *Hauffianum* (Aurell *et al.*, 1999).

5.3.4. SONDEO DE MONEVA

En cuanto al sondeo de Moneva, se ha estudiado en detalle los testigos obtenidos en los materiales de la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío. Sin embargo se ha tenido acceso a la columna levantada por los técnicos de la C.H.E, que es la siguiente:

1) Desde el metro 50 hasta el metro 60 aproximadamente, se observa margas grises o negras con intercalaciones de calizas cada vez más frecuentes hacia arriba. Este tramo se ha interpretado como perteneciente a la base de la Fm. Loriguilla que se encuentra en cambio gradual hacia la margas de la Fm. Sot de Chera.

2) Desde el metro 60 hasta el metro 92,5 aproximadamente, se identifican un tramo margoso de tonos ocres a grises, con escasas intercalaciones de niveles de calizas margosas a margocalizas, este tramo se corresponde con las margas de la Fm. Sot de Chera.

3) Desde el metro 92,5 hasta el metro 105 se encuentra un tramo de calizas atribuidas a la Fm. Yátova, esta consisten en una parte superior de unos 5 metros de espesor de calizas bioclásticas con glauconita e intercalaciones de margas y 7 metros inferiores de calizas bioclásticas con restos de esponjas y escasas margas.

4) Entre el metro 105 y el 107, se encuentra las calizas con ooides ferruginosos de la Capa de Arroyofrío, cuyos testigos se han estudiado en detalle. Esta unidad se encuentra por debajo de calizas con esponjas y esporádicos ooides ferruginoso, y en la misma se han identificado los siguientes tramos:

- Un tramo superior de unos 25 cm de espesor de calizas bioclásticas de tonos rojizos amarillentos, con ooides heterométricos, de 3 a 0,2 mm de diámetro, que presentan un ordenamiento granodecreciente. Dentro de este tramo se identifican dos partes. Una superior, de unos 10 cm de espesor, con facies de *wackestone* con restos de esponjas fragmentadas, tuberoideas, bioclastos y ooides ferruginoso. Una inferior bioclástica con muy raros restos de esponjas, generalmente espículas, con ooides ferruginosos de un tamaño menor y ordenados en secuencias gradadas (tempestitas); donde con predominan los términos inferiores con facies de *wackestone* a *packstone* bioclástico. La edad de este tramo podría atribuirse a la Biozona *Plicatilis* del Oxfordiense medio. Sin embargo la presencia de restos de esponjas en su parte superior, hace que no sea descartable que corresponda a la Subbiozona *Parandieri*, de la Biozona *Transversarium*, Bello (2005).
- Una banda de 2,5 a 5 cm. de estromatolitos ferruginosos que parece fosilizar una superficie de discontinuidad de morfología irregular. Dentro de los mismos se observan rellenos de facies con ooides ferruginosos similares a los de la parte inferior del tramo anterior. Por debajo de la superficie de discontinuidad se observa la existencia de cavidades tapizadas por laminas estromatolíticas, de espesor milimétrico y facies bioclásticas con ooides e intraclastos ferruginosos.
- Un nivel encostrado y ferruginizado de 12 a 15 centímetros de tonos rojizos a anaranjados en el que se observan dos partes.

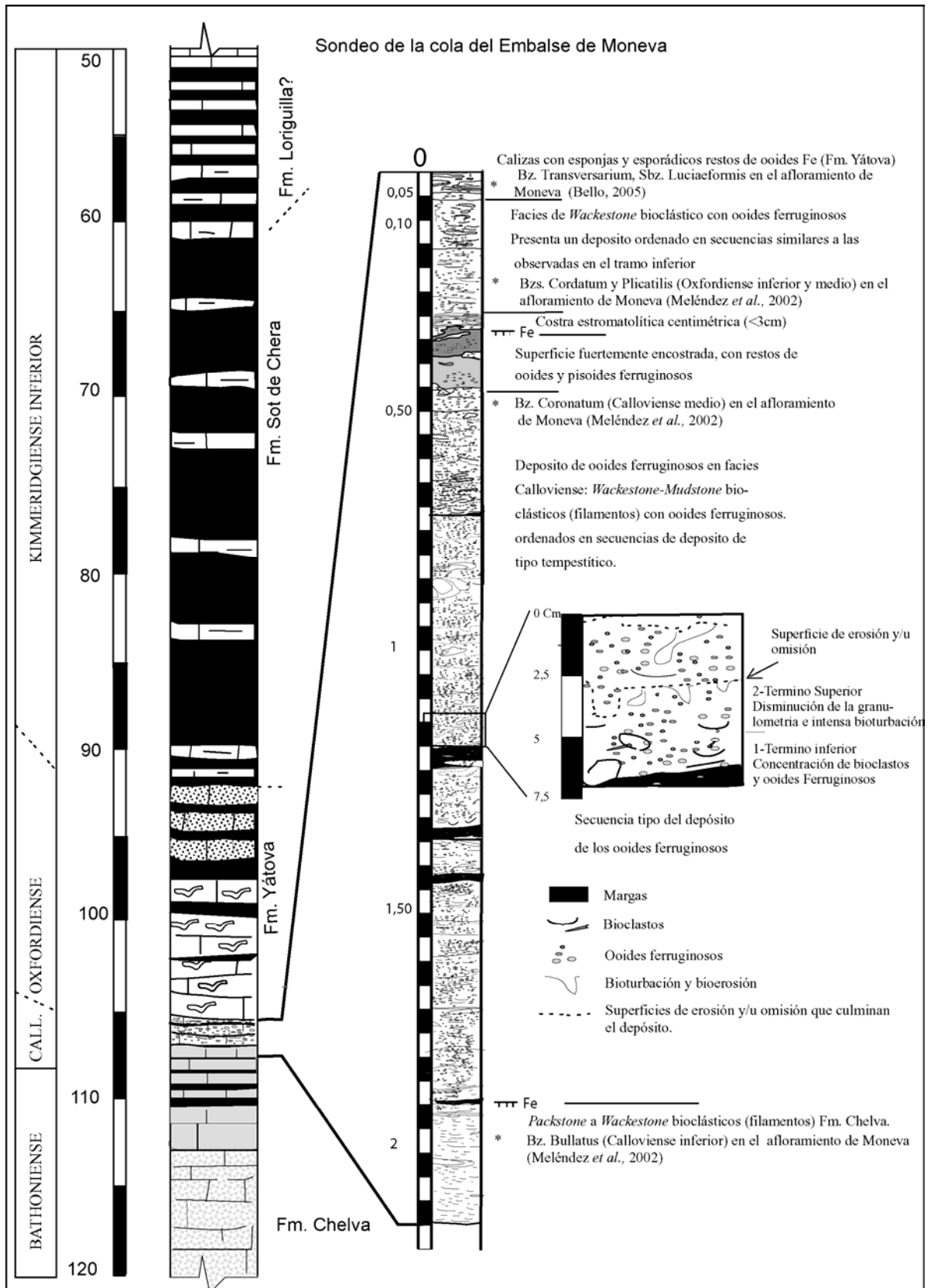


Fig. 5.7. Columna del intervalo Bathoniense-Kimmeridgiense en el sondeo de Moneva.

- La superior de tonos más rojizos y cortada por la superficie irregular, de unos 7 cm de espesor, con facies de *wackestone* a *packstone* de ooides y pisoides ferruginosas de gran tamaño, entre 2 a 4 mm.

- Una parte inferior de espesor similar, con tonos anaranjados, atravesada a veces por cavidades con rellenos de facies del tramo superior o recubrimientos estromatolíticos, presentado frecuentes intraclastos de las facies inferiores, así como bioturbaciones y grietas rellenas y cortadas por las perforaciones de la superficie de discontinuidad.

Dentro de este tramo no se identifican restos de filamentos de bivalvos en su parte superior lo que podría ser un indicio de que en parte este nivel tiene edad Oxfordiense inferior Biozona *Cordatum*, al igual que en Moneva, Meléndez *et al.* (2002).

- Un tramo inferior de 1,5 ms de calizas rosáceas a rojizas con ooides ferruginosos. Esta capa esta cortada a techo por una superficie irregular que deja un tramo ligeramente ferruginizado en su parte superior. Dentro de la misma se observan unas calizas rosáceas a amarillentas, en facies de *mudstone-wackestone* a veces incluso *packstone* bioclásticos, con restos de ammonioideos, belemnites, bivalvos (filamentos) braquiópodos, además de abundantes ooides ferruginosos. Ocasionalmente aparecen niveles centimétricos de litología margosa con ooides ferruginosos y bioclastos. En general se observa como los ooides, de tamaño medio menor que los del tramo superior y los del nivel encostrado, se van haciendo cada vez más abundantes y de mayor tamaño hacia la parte superior. Esta evolución lleva consigo el paso desde unas facies generalmente de tipo *wackestone* e incluso *mudstone* a unas de tipo *wackestone - packstone*. Dentro de este tramo se identifica secuencias elementales de espesor centimétrico, de 2 a 7 cm compuesta de tres términos:

- Un termino inferior, donde se produce la concentración de bioclastos y ooides ferruginosos en facies *wackestone* a *packstone*.

- Un término superior, donde existe un menor numero de ooides y bioclastos con facies *mudstone* a *wackestone*, a veces intensamente bioturbado, con perforaciones biogénicas verticales y/o horizontales.

- Una superficie superior de carácter erosivo en ocasiones y otras de omisión o detención en la sedimentación, que puede estar ligeramente ferruginizada.

En muchas ocasiones solo se observan el término inferior de esta secuencia, al estar completamente erosionado el término superior. En cuanto a la edad de esta capa, en Moneva Meléndez *et al.* (2002) identifican, ammonioideos del intervalo Calloviense inferior y medio Biozonas *Gracilis*, *Anceps* y *Coronatum*.

5) Desde el metro 107 al 120 aparecen unas calizas bioclásticas grises masivas a tabulares, que dan paso parte a unas calizas peloidales y oolíticas, del techo de la Formación Chelva de edad Calloviense-Bathonense.

5.3.5. SONDEO DE ALACÓN

SITUACIÓN

El sondeo se sitúa a 1,5 km al Norte de la localidad de Alacón, en la parte Sur del Barranco del Mortero, en el punto de coordenadas UTM. X= 693.944 Y = 4.545.579. Se trata de un sondeo de investigación realizado por la CHE, que se encuentra emboquillado sobre los materiales de la Fm. Higuieruelas.(Lámina 5.1.E) que tienen una disposición casi subhorizontal, por lo que las potencias de los materiales atravesadas son muy parecidas a las de perfiles cercanos (Ariño, Barranco de las Estacas). Se han estudiado los materiales localizados entre los metros 99 y 118, que pertenecen al intervalo Bathoniense-Calloviense. (Fig. 5.8)

BASE

La base se situaría entre el metro 119 y el 118, donde se encuentra un nivel de 0,4 m de espesor de calizas grises. Con abundantes restos fósiles (fragmentos de ammonites fundamentalmente). Tiene facies de *wackesto-*

ne a *packstone* de bioclastos (filamentos) con algunos peloides, presentando ooides y peloides ferruginosos y fosfáticos de tamaño muy pequeño, así como una superficie superior con un ammonioideos truncados y ligeramente ferruginizada. Su edad podría atribuirse al Bathoniense superior.

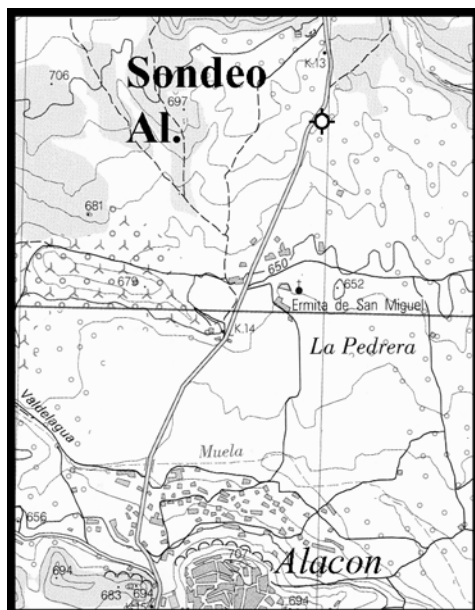


Fig. 5.8. Situación geográfica del sondeo realizado en las cercanías de la localidad de Alacón.

TRAMO 1

2,4 m de alternancia de calizas con margas.

Las calizas de colores grises, se disponen en niveles de aspecto noduloso a ligeramente tabular, con espesores que oscilan entre 0,1 a 0,5 m. Se han identificado facies de *wackestone* con bioclastos (filamentos) y peloides, que pasan hacia techo a *wackestone* de bioclastos. Parecen identificarse dos secuencias estrato y carbonato crecientes de espesor métrico dentro de este tramo. Se han observado fragmentos de ammonioideos, bivalvos, belemnites y braquiópodos. Las margas se disponen como interestratos de aspecto lajoso a laminado, de un espesor que no supera los 0,15 m, a veces con restos de fósiles. Por su posición estratigráfica y la correlación con otros perfiles cercanos puede atribuirse al intervalo Bathoniense superior-Calloviense, identificándose a techo ammonioideos truncados de la Biozona Bullatus.

TRAMO 2

0,55 m de calizas con ooides ferruginosos.

Este tramo que corresponde a la Capa de Arroyofrío. Se puede subdividir en dos partes. La primera se corresponde con un nivel de 0,2 m de calizas bioclásticas gris rojizas con ooides ferruginosos, que presenta restos de ammonioideos de la Biozona Gracilis del Calloviense inferior. Sus facies son *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides. Los ooides están dispersos dentro de la matriz, siendo homométricos y de pequeño tamaño. A techo presenta una superficie irregular y enrojecida, con perforaciones. Por encima se sitúa un nivel de unos 0,35 m de calizas rojizas con ooides ferruginosos heterométricos y de mayor tamaño que el nivel anterior. Este nivel presenta a la base una serie de crecimientos estromatolíticos ferruginizados de 2 a 5 mm de espesor. Se han identificado también fragmentos de fósiles e intraclastos ferruginizados. Presenta una facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y ooides ferruginosos, apareciendo hacia techo restos de esponjas (fragmentos, tuberoles y espículas). Dentro del mismo es posible apreciar la existencia de superficies de discontinuidad de orden menor. Este tramo es equivalente a la parte superior de la Capa de Arroyofrío, en afloramientos como los de Ariño y Barranco de las Estacas.

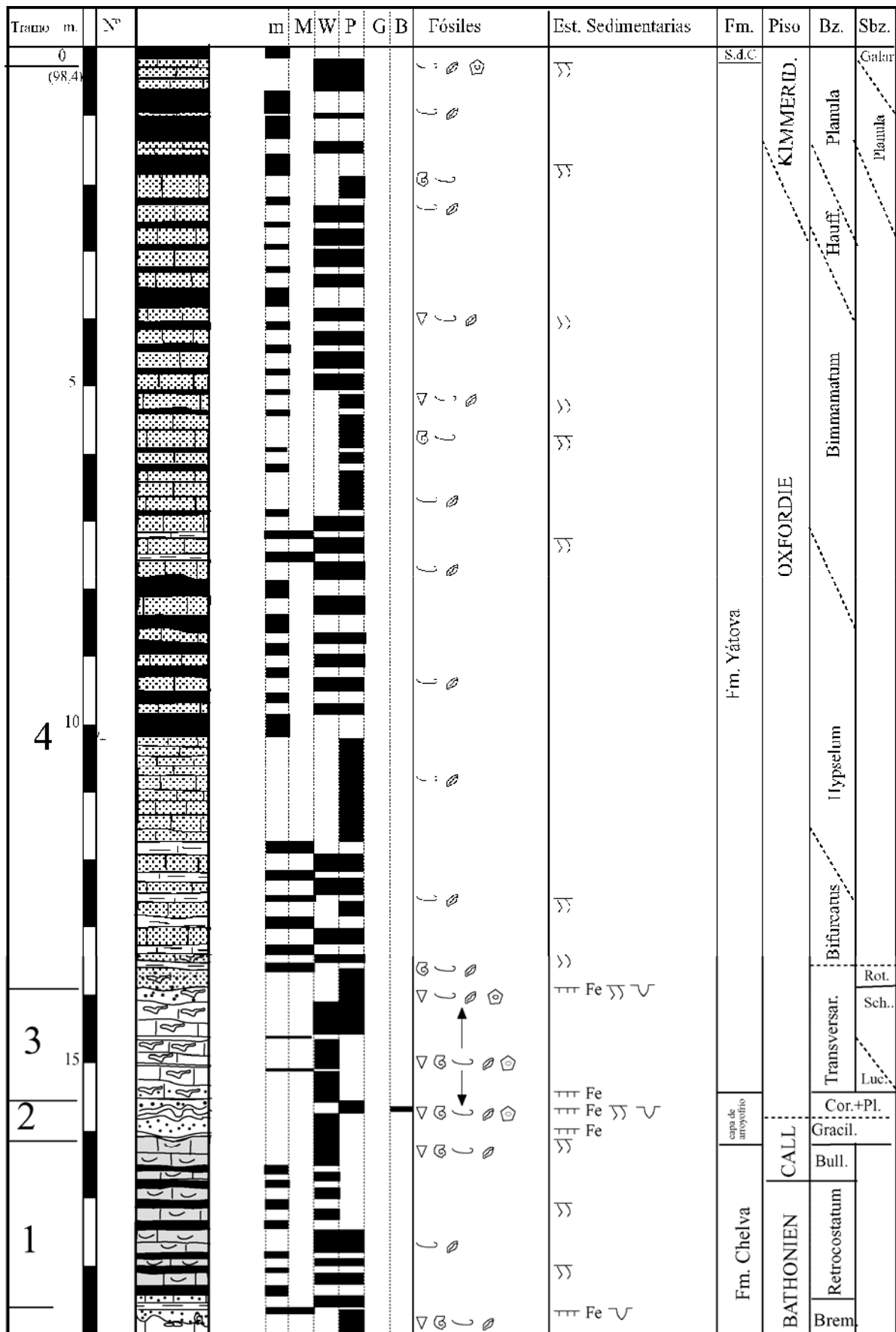


Fig. 5.9. Columna estratigráfica del Sondeo de Alacón.

TRAMO 3

1,8- a 2 m de calizas.

Se trata de calizas grises con esponjas que se disponen en estratos de irregulares a nodulosos, con espesores de 0,2 a 0,4 m. Presentan facies de *wackestone* con esponjas (normalmente fragmentadas, tuberoideas y espículas) y bioclastos, de entre los cuales se identifican fragmentos de crinoides, bivalvos, braquiópodos, equínidos, ammonoideos y belemnites. Hacia la base presenta restos de ooides ferruginosos retrabajados en. Hacia techo tiene facies de *packstone* a *wackestone* de fragmentos de esponjas y peloides, con granos de glauconita y peloides ferruginizados, con una superficie irregular ferruginizada y perforada, similar a la observada en Ariño y el Barranco de las Estacas. Los interestratos margosos o margocalizos, son de espesores decimétricos 0,1 m, con algún resto de fósiles o esponjas y aspecto laminado. En cuanto a su edad se observan restos de ammonoideos del Oxfordiense medio *Biozonas Transversarium* o *Bifurcatus*.

TRAMO 4

13 m de calizas grises con intercalaciones de margas.

Las calizas de tonos grises verdoso y con glauconita se disponen en niveles tabulares a nodulosos de espesores de 0,2 a 0,7 m. Tienen facies de *wackestone-packstone* a *packstone* de peloides, con bioclastos y granos de glauconita. Se han identificado fragmentos de bivalvos, braquiópodos, ammonites y belemnites. La facies presenta una intensa bioturbación, con galerías. Se ha observado la existencia de 4 secuencias estrato y carbonatocreciente con un aumento del contenido en glauconita hacia techo. Los niveles de margas y margocalizas se disponen en estratos de aspecto lajoso, de entre 0,1 a 0,5 m de espesor, con bioclastos y glauconita. En este intervalo se recogen ammonites del Oxfordiense superior, *Biozonas Hypselum*, *Bimammatum* y *Hauffianum*.

TECHO

Margas de tonos gris verdosos pertenecientes a la Fm. Margas de Sot de Chera.

5.3.6. VENTAS DE SAN PEDRO (ARIÑO)**SITUACIÓN**

El perfil se encuentra junto al río Martín, entre las localidades de Ariño y Oliete, en las cercanías de la Venta de San Pedro. Se accede al mismo a través de una pista que sale desde el Km. 23,5 de la carretera de Ariño a Oliete, que lleva a la Sima de San Pedro (Lam. 5.3.A). Antes de cruzar el río Martín, se ha de seguir la acequia paralela al mismo en dirección a Oliete unos 200 m hasta las cercanías de un antiguo Molino, situándose la parte inferior del perfil bien expuesta en el cortado junto al río y aflorando la parte superior en un barranco afluente del río Martín. La parte inferior del perfil corresponde al Calloviense y se encuentra situada en el punto X= 699.324 e Y= 4.543.768, La continuación del perfil se encuentre entre los punto de coordenadas X= 699.376, e Y= 4.543.770 para su base y X= 699.349 e Y= 4.543.750 para el techo.

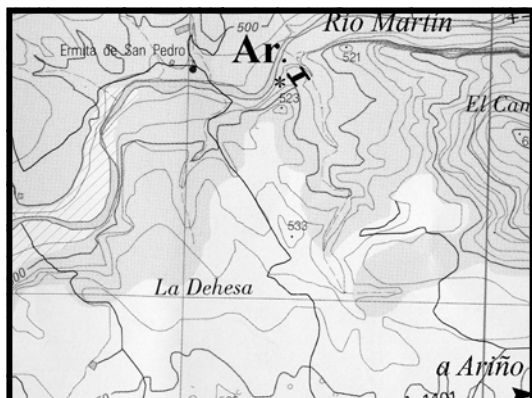


Fig.5.10.Situación geográfica del perfil de Ventas de San Pedro en las cercanías de Ariño.

BASE

Se ha situado en un *hardground* con fósiles truncados que separa las calizas grises tableadas, en facies de *packstone* de peloides con bioclastos y filamentos del Bathoniense medio, Biozonas Subcontratus y Bremeri de las calizas del Bathoniense superior, Biozona Retrocostatum (K. Page *com. per.*).

TRAMO 1

1,2 m de calizas pardas a beiges, con intercalaciones de margas.

Las calizas tienen estratificación de nodulosa a tabular, con espesores de 0,1 a 0,4 m y se ordenan en secuencias estratocrecientes. Presenta en su base dos estratos de calizas de tonos rojizos con ooides y pisoides ferruginosos en facies de *wackestone* de bioclastos y peloides. En la vertical las facies evolucionan hacia un *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides. Se han reconocido ammonoideos y bivalvos. Las margas, de color gris rojizo, se disponen en intercalaciones decimétricas con niveles de margocalizas de aspecto noduloso y nódulos de carbonato. Este tramo se data como Bathoniense superior (Biozona Retrocostatum).

TRAMO 2

0,8 a 0,9 m de calizas de color gris parduzco con interestratos de margas.

Las calizas se disponen en dos estratos nodulosos con ordenación estratocreciente. El estrato superior presenta gran cantidad de fósiles de ammonites, belemnites, bivalvos, braquiópodos; así como un *hardground* con fósiles truncados a techo. Las facies entre *wackestone* a *packstone* con bioclastos y peloides, intensamente bioturbadas. En el nivel superior se reconocen ammonites de la Biozona Bullatus del Calloviense inferior.

TRAMO 3

1 m de calizas con ooides ferruginosos que puede subdividirse en dos subtramos:

Subtramo 1: Se trata de un nivel de calizas rojizas de 0,5 m con ooides ferruginosos homométricos y de pequeño tamaño. Estas calizas tienen facies de *wackestone* a *packstone* de filamentos con peloides y ooides ferruginosos. En el techo de este estrato se observa un *hardground* con ammonites dispuestos de manera subparalela a la estratificación. Dentro de su contenido fosilífero destacan: bivalvos, braquiópodos, belemnites, crioides; así como ammonites reelaborados y resedimentados de las Biozonas Bullatus y Gracilis del Calloviense inferior y resedimentados de la Biozona Anceps del Calloviense medio.

Subtramo 2: Corresponde a un estrato de calizas rosáceas con ooides ferruginosos de 0,4 m de potencia, que puede subdividirse en tres niveles (Lámina 5.2.E). El inferior, de entre 0,1 a 0,15 m de espesor, presenta facies de *wackestone* con bioclastos (filamentos) y ooides ferruginosos homométricos de tamaño algo mayor que los del tramo inferior. Este nivel culmina con una superficie irregular, intensamente perforada y encostrada. En esta parte basal del estrato se han encontrado ammonites reelaborados de la Biozona Anceps del Calloviense medio. Por encima se observa un segundo nivel de 0,1 m de espesor, de calizas con ooides más heterométricos, intraclastos y ammonites reelaborados de la Biozona Cordatum del Oxfordiense inferior. Este tramo tiene facies de *packstone* de bioclastos con peloides y ooides ferruginosos con ordenación interna granodecreciente. Por encima y separado por una costra ferruginosa centimétrica algo irregular se encuentra un segundo depósito de unos 0,2 m de espesor con facies similares. Este estrato presenta un *hardground* a techo y esta datación con ammonites como perteneciente a la Biozona Plicatilis del Oxfordiense medio (Meléndez *et al.*, 1997).

TRAMO 4

2,7 a 3 m de calizas blanquecinas con esponjas y escasas intercalaciones margosas.

Las calizas presentan estratificación nodulosa a tabular en estratos de espesores de 0,1 a 0,5 m. Los niveles inferiores presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y esponjas, con abundantes tuberoideas e intraclastos (con envueltas microbianas). Como minoritaria se encuentran las facies de *wackestone* con esponjas y bioclastos.

Tramo	m	Nº	m	M	W	P	G	Fósiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.
13	13	55	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	Fm. Yátova	KIMM.	Planula	Planula
		54									Planula	Planula	
		52									Planula	Planula	
		50									Planula	Planula	
		44									Birmammatum	Birmammatum	
		41									Birmammatum	Birmammatum	
		39									Birmammatum	Birmammatum	
		37									Birmammatum	Birmammatum	
		34									Birmammatum	Birmammatum	
		31									Birmammatum	Birmammatum	
		27									Birmammatum	Birmammatum	
		23									Birmammatum	Birmammatum	
		20									Birmammatum	Birmammatum	
5	5	18	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		15	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		14	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		13	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		12	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
4	4	11	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		10	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		9	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		8	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
3	3	7	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		6	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		5	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
2	2	4	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		3	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
1	1	2	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
		1	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]
0	0	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Diagrama de estratigrafía]	[Fósiles]	[Est. Sedimentarias]	[Fm.]	[Piso]	[Bz.]	[Sbz.]	

Fig. 5.11. columna estratigráfica del perfil de Ventas de San Pedro (Ariño).

En el primer estrato se observan ooides ferruginosos resedimentados. Las esponjas aparecen mayoritariamente rotas, fragmentadas o vueltas. Los fósiles más abundantes son belemnites, ammonoideos, braquiópodos, bivalvos y crinoides. Hacia la parte superior aparecen niveles con superficies de discontinuidad y *hardgrounds*. Estas superficies pueden estar asociadas al depósito de facies de *packstone* de bioclastos con intraclastos y pisoides ferruginizados. Estas facies que contiene abundantes ammonites corresponde al límite entre las Subbiozonas Schilli y Rotoides (Meléndez *et al.*, 1997). Los últimos estratos de este tramo presentan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos, tuberoideos y peloides, con granos de glauconita. Los ammonites encontrados permiten datar este tramo como Oxfordiense medio, Biozonas Transversarium y parte inferior de Bifurcatus (Meléndez *et al.*, 1997, Bello 2005).

TRAMO 5

6,5 m de calizas beigeas con intercalaciones margosas (Lámina 5.2.D).

Las calizas tienen estratificación de tabular a nodulosa, con espesores de 0,1 a 0,5 m, en facies de *wackestone* a *packstone* de peloides con bioclastos y glauconita. Se observan ammonites, bivalvos, belemnites y braquiópodos. El contenido en glauconita es variable e incluso dentro de cada estrato, tendiendo a aumentar en algunos hacia techo, mientras que en otros aumenta hacia la parte inferior. A techo del tramo aparecen frecuentes niveles con *hardgrounds*, fósiles reelaborados y fosfatados. Se han encontrado ammonites cuya edad abarca desde la Biozona Bifurcatus hasta las Biozonas Bimammatum y Planula (Pérez-Urresti, 1995, Bello 2005)

TECHO

Por encima del último nivel aparece un tramo cubierto a continuación del cual se observan las margas de la Formación Sot de Chera.

5.3.7. BARRANCO DE LAS ESTACAS

SITUACIÓN

El perfil se sitúa en el barranco de las Estacas, afluente del río Martín. Se accede al mismo desde una pista que sale en dirección Oeste, desde la granja de Ventas de San Pedro, siguiendo el río hasta llegar a las cercanías de los restos de la Fortaleza Ibérica del Cabezo de San Pedro. A partir de allí se coge una pista que va hacia Norte bordeando el barranco, hasta llegar a un puente que lo cruza. En las márgenes de dicho barranco se localizan los dos afloramientos estudiados. Las coordenadas del primero son para su base X= 698.880 e Y=4.545.695 y para el techo X=698.885 e Y=4.545.700. El segundo afloramiento presenta las siguientes coordenadas de la base, X= 698.837 e Y=4.545.769; y del techo X=698.867 e Y=4.545.825.

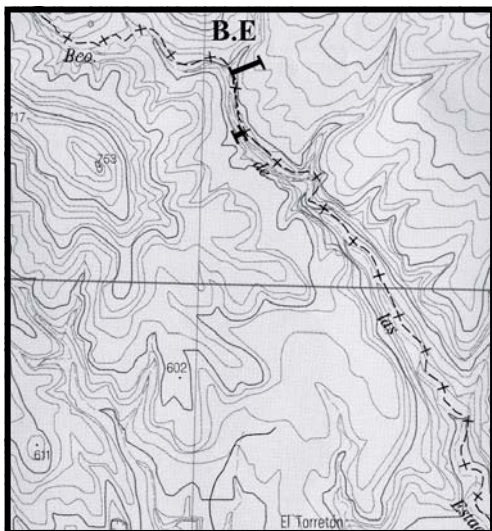


Fig. 5.12. Situación geográfica del afloramiento del Barranco de las Estacas.

BASE

Ésta se sitúa sobre las calizas grises tableadas a masivas del Bathoniense medio, que presentan facies de *packstone* a *grainstone* de peloides con filamentos y ooides. En el techo de estas calizas hay un estrato con una superficie de discontinuidad, que delimita un depósito centimétrico con ooides ferruginosos coronado por un *hardground* con fósiles truncados, fundamentalmente ammonoideos, belemnites así como bivalvos y braquiópodos. Esta discontinuidad se atribuye al límite Bathoniense medio-superior.

TRAMO 1

0,2 m de calizas de tonos beige rojizos.

Se trata de un estrato noduloso de 0,25 m de espesor; que presenta facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides con ooides ferruginosos y fosfáticos de pequeño tamaño y homométricos, algo alterados que presenta morfologías ovoidales a redondeadas. Dentro del mismo se recogen belemnites y ammonites, estos últimos típicos del Bathoniense superior, biozona *Retrocostatum* (K. Page *com. pers.*)

TRAMO 2

1,2 m de calizas pardas con intercalaciones de margas.

Las calizas se presentan en niveles con estratificación nodulosa y tableada con espesores de 0,1 a 0,3 m., que se ordenan en secuencias estratocrecientes. Se trata de calizas con facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos) con mayor contenido en peloides que en filamentos. Estas calizas presentan abundantes fósiles como ammonoideos, braquiópodos, bivalvos, belemnites e intensa bioturbación. Las intercalaciones margosas pueden tener potencias decimétricas y presentar nódulos de caliza. Este tramo tiene una edad de Bathoniense superior, Biozona *Retrocostatum* (K. Page *com. pers.*)

TRAMO 3

0,7 m de calizas pardas.

Las calizas esta dispuestas en estratos tabulares de espesores de 0,05 a 0,3 m que conforman una secuencia estratocreciente. La parte inferior tiene facies de *wackestone* de peloides y bioclastos, mientras que el nivel superior presenta facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides con abundantes fósiles además de un *hardground* a techo. En este último nivel se han identificado ammonoideos de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior.

TRAMO 4

1,3 m de calizas con ooides ferruginosos divididas en dos subtramos (Lámina 5.2.C).

Subtramo 1: 1 m de calizas de tonos rojizos con ooides ferruginosos e intercalaciones margosas. Las calizas tienen estratificación de nodulosa a tabular, con potencias de 0,1 a 0,3 m. La facies varía desde *wackestone* con peloides, bioclastos (filamentos) y ooides ferruginosos a *packstone* con bioclastos (*Globuligerinas*, crinoides y filamentos), peloides y ooides ferruginosos. Los ooides presentan una tendencia a aumentar su diámetro hacia el techo del tramo. El tramo esta culminado por un *hardground*. En su parte inferior se identifican ammonites de las Biozonas *Bullatus* y *Gracilis* y en el último estrato se han recogido ammonites de la Biozona *Anceps* del Calloviense medio (Ramajo *et al.*, 2000).

Subtramo 2: Presenta una estratigrafía bastante compleja. Primero se observa un nivel de 0,3 m de espesor el cual, en su base, tiene un primer depósito, de 0,05 a 0,1 m de espesor, con facies idénticas a la del depósito de ooides ferruginosos inferior. Está separado del resto por una superficie ferruginosa irregular con perforaciones y bioturbaciones. Por encima se encuentra un segundo depósito de tonos rosáceos anaranjados, en facies de *packstone* bioclástico y peloidal con abundantes ooides ferruginosos. Estos son fuertemente heterométricos y están acompañados por intraclastos con envueltas de aspecto microbiano o estromatolítico ferruginizadas. Dentro de este depósito se aprecian una serie de superficies ligeramente ferruginizadas que delimitan cuerpos que

en ocasiones se acuñan sobre la superficie de discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense; habiéndose observado dentro de estos pequeños depósitos una ordenación granodecreciente. El estrato está culminado por un *hardground* bastante neto. Dentro del mismo se han recogido ammonites de la Biozona Cordatum del Oxfordiense inferior (Meléndez, 1989). Situado inmediatamente por encima, existe un banco de 0,3 m de calizas blancas con restos de esponjas en facies de *wackestone* a *packstone* de tuberoides y bioclastos, con ooides ferruginosos de hasta 0,5 cm. de diámetro, que podría tener una edad de Oxfordiense medio Biozona Plicatilis Subbiozonas Patturatensis y/o Antecedens (Bello, 2005).

TRAMO 5

2,3 a 2,5 m de calizas blancas con esponjas.

Las calizas están dispuestas en estratos de tabulares a nodulosos con potencias de 0,2 a 0,5 m. Presenta facies de *wackestone* de esponjas a *packstone* de bioclastos y esponjas (tuberoides y espículas), donde predominan los tuberoides y aparecen oncoides en ocasiones de gran tamaño (<0,5 cm). En la base del tramo se presentan ooides ferruginosos resedimentados mientras que en la parte superior se aprecian dos niveles con una superficie de discontinuidad y un depósito de peloides ferruginizadas similares a los descritos en el afloramiento de Ariño (Lámina 5.3.B). Estos corresponden a la discontinuidad del límite Schilli-Rotoides y pueden correlacionarse en toda la Sierra de Arcos (Fontana y Meléndez, 1993). Se identifican ammonoideos, braquiópodos, belemnites, bivalvos y crinoides. En este tramo se han recogido ammonites característicos de la Biozona Transversarium, Subbiozonas Luciaeformis, Schilli y Rotoides (Bello, 2005).

TRAMO 6

1 m de calizas grises a beige de tonos verdosos.

Se trata de calizas glauconíticas dispuestas en estratos tabulares, de espesor de 0,2 a 0,3 m. En sus niveles inferiores se aprecian restos de esponjas. Presentan facies de *wackestone-packstone* de bioclastos y fragmentos de esponjas, con tuberoides y peloides, que evolucionan en la vertical a una *wackestone-packstone* de peloides y bioclastos. Se observan abundantes granos de glauconita (5-10%), a veces de tamaños mayores de 3 a 5 mm. El contenido fósil es similar al del tramo anterior. Este tramo presenta ammonites que permiten caracterizar la Biozona Bifurcatus, Subbiozonas Stenocycloides y Grossuvrei.

TRAMO 7

9,7 m de calizas beige con intercalaciones de margas (Lámina 5.2.B).

Las calizas presentan una estratificación tabular y potencias de 0,1 a 0,6 m, observándose una posible ordenación en secuencias estratocrecientes. Estas calizas tienen facies de *packstone* de peloides, bioclastos y glauconita, está última en una proporción variable, parece disminuir hacia el techo del tramo, donde las calizas se hacen algo más limosas apareciendo restos de granos de cuarzo. Las margas se corresponden con interestratos centimétricos a decimétricos de aspecto lajoso, también con abundante glauconita. Se identifican ammonoideos, braquiópodos, belemnites, bivalvos y crinoides. Este tramo abarca desde la Biozona Hypselum y Bimammatum, hasta la Biozona Planula del Kimmeridgiense inferior (Pérez-Urresti, 1995 y 1996), Constatándose la posible existencia de una laguna que abarcaría parte de la Biozona Hauffianum del Oxfordiense superior.

TECHO

Por encima del último tramo aparecen ya las margas de la Formación Sot de Chera.

Tramo	m	Nº	m	M	W	P	G	Fosiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.
17										Fm. Sierra de Chacra			Galar
		60							Fe	Fm. Yátova	KIMMERIDGIENSE		
		59							Fe				
16								G ▽					
		55						G ▽					
		54						G ▽					
15								G ▽					
		53						G ▽					
		52						G ▽					
14								G ▽	Fe				
		50						G ▽					
13								G ▽					
		48						G ▽					
		47						G ▽					
		46						G ▽					
12								G ▽					
		44						G ▽					
		42						G ▽					
		41						G ▽					
11								G ▽	Fe				
		40						G ▽					
		38						G ▽					
10								G ▽					
		37						G ▽					
		36						G ▽					
9								G ▽					
		35						G ▽					
		34						G ▽	Fe				
8								G ▽	Fe				
		32						G ▽					
7								G ▽					
		31						G ▽					
		29						G ▽					
6								G ▽					
		28						G ▽					
		27						G ▽					
		26						G ▽	Fe				
		25						G ▽	Fe				
5								G ▽					
		24						G ▽					
		23						G ▽					
		22						G ▽					
		21						G ▽					
		20						G ▽					
4								G ▽	Fe				
		18						G ▽	Fe				
		17						G ▽					
4								G ▽					
		15						G ▽					
3								G ▽	Fe				
		12						G ▽					
		11						G ▽					
2								G ▽					
		5						G ▽					
2								G ▽					
		4						G ▽					
1								G ▽					
		3						G ▽					
		2						G ▽					
1								G ▽	Fe				
		1						G ▽					

Fig. 5.13. Columna estratigráfica del perfil de Barranco de las Estacas.

5.3.8. TÍA CHULA (OLIETE)

SITUACIÓN

El afloramiento se sitúa al Sudoeste de localidad de Oliete. Se accede a él siguiendo las indicaciones que desde el pueblo conducen a un abrigo con pinturas rupestres denominado de la Tía Chula). Se trata de un afloramiento situado en el flanco Norte de un anticlinal, donde la serie esta invertida. El perfil aflora por encima del Cretácico inferior, discordante. Sus coordenadas son las siguientes X= 695.382 e Y= 4.540.970.

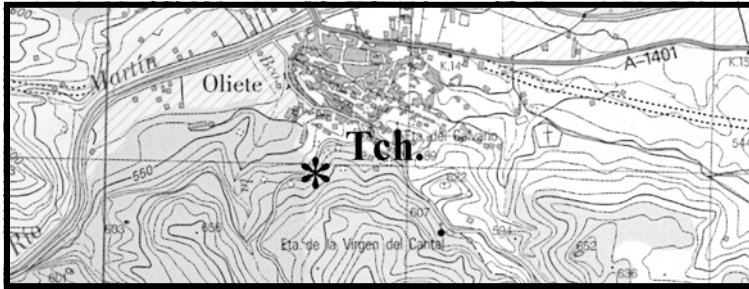


Fig.5.14. Situación geográfica del afloramiento de la Tía Chula (Oliete).

BASE

Se sitúa sobre unos niveles de calizas gris-blanca, que presentan un aspecto masivo, en facies de *packstone-grainstone* de peloides y bioclastos (filamentos de bivalvos). se identifican fósiles de braquiópodos, bivalvos, ammonoideos, foraminíferos bentónicos y crinoides. A techo se observa un *hardground* con ammonites truncados del Bathoniense medio (Ramajo *et al.*, 2000).

TRAMO 1

2,5 m de calizas de color crema con intercalaciones margosas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 0,2 a 0,4 m. Las intercalaciones margosas presentan potencias de centimétricas a decimétricas. Las calizas presentan facies de *wackestone* o *wackestone-packstone* de peloides y bioclastos (filamentos) que pasan a *wackestone-packstone* de bioclastos y peloides. Se observa un incremento de los niveles margosos hacia techo, así como una intensa bioturbación en la parte inferior de la serie. Como contenido fósil destacan bivalvos y braquiópodos, además de fragmentos de ammonites. Su edad corresponde al Calloviense inferior, Biozonas Bullatus y Gracilis.

TRAMO 2

Este tramo se corresponde con la Capa de Arroyofrío, que en este afloramiento tienen una potencia de 0,6 a 0,7 m. Dentro del mismo se pueden distinguir dos subtramos, que están separados por una superficie irregular y ferruginizada atribuida al límite Calloviense-Oxfordiense (Delvene *et al.*, 1999).

- El inferior, de más de 0,3 m de espesor, esta formado por calizas rojizas en facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos) con ooides ferruginosos homométricos y de pequeño tamaño.
- El superior, está formado por un estrato de 0,35 m de espesor de calizas de tonos rosáceos en facies de *wackestone* a *packstone* de ooides ferruginosos y bioclastos. Los ooides son bastante heterométricos, de tamaño mayor y con formas irregulares, apareciendo en ocasiones pisoides.

TRAMO 3

2,5 m de calizas blanquecinas algo rojizas con esponjas.

Las calizas presentan estratificación de masiva a nodulosa y se disponen en estratos de 0,1 a 0,5 m. Se observan facies de *packstone* con tuberoideas, bioclastos, intraclastos y oncoides; que pasan a *wackestone* de bioclastos con restos de esponjas (tuberoideas y fragmentos). Los fósiles identificados son: ammonites, bivalvos, braquiópodos, crinoides y belemnites, foraminíferos planctónicos y bentónicos (*miliólidos*), así como fragmen-

tos de equínidos y organismos incrustantes (serpúlidos, *Nubeculleridos* y briozoos). En la base se observan ooides ferruginosos resedimentados. Es posible apreciar en este tramo una disminución del contenido en esponjas, así como la existencia de bioturbación muy marcada hacia techo. En la parte superior se observa una cierta gradación en los estratos, acumulándose en su base restos de esponjas generalmente rotos y fragmentados así como abundantes tuberoides, que hacia el techo evolucionan a un depósito con pisoides, intraclastos y bioclastos ferruginizados. En el límite entre las subbiozonas Schilli y Rotoides de la Biozona *Transversarium* aparece una superficies similar a la observada en Ariño y barranco de las Estacas. En cuanto a su edad, los ammonioideos recogidos permiten atribuirlo al Oxfordiense medio, Biozona *Transversarium* (Delvene *et al.*, 1999).

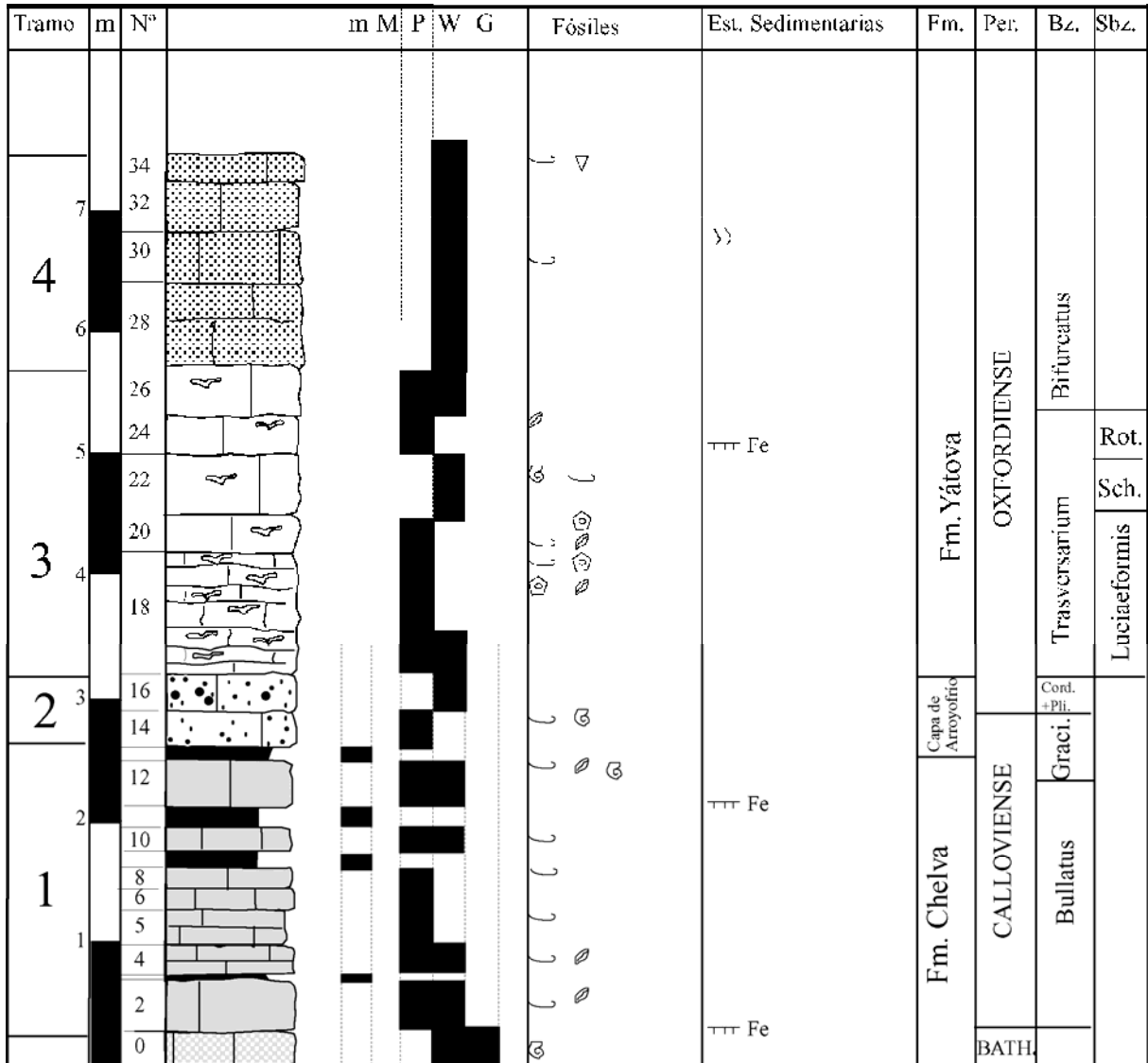


Fig. 5.15. Columna estratigráfica del Calloviense-Oxfordiense en el perfil de Tía Chula (Oliete)

TRAMO 4

2 m de calizas glauconíticas, de tonos beige.

Se trata de calizas dispuestas en estratos tabulares de espesor decimétrico, con facies de *packstone* de pe-loides y bioclastos. Los fósiles identificados son fundamentalmente foraminíferos bentónicos y planctónicos así como restos de bivalvos o braquiópodos. Se observa también hacia la parte inferior de algunos estratos la presencia de una intensa bioturbación y en otros *hardgrounds* a techo. Por la similitud de facies con los otros

afloramientos estudiados se le atribuye una edad de Oxfordiense medio, Biozona Bifurcatus a Oxfordiense superior Biozona Hypselum (Delvene *et al.*, 1999).

TECHO

La serie de encuentra cubiertas por derrubios de ladera.

5.3.9. BARRANCO DEL MORO

SITUACIÓN

El perfil se encuentra situado en la Sierra de los Moros, en un barranco que discurre entre los ríos Martín y Escuriza. Al mismo se accede desde el Km. 36,5 de la Carretera de Andorra a Oliete. A partir de allí y remontando el barranco por un camino que hay paralelo al cauce, se accede a la base del perfil. Esta columna tiene las siguientes coordenadas para su base X=701.890 e Y=4.540.670; y el techo X=701.930 e Y=4.540.756.

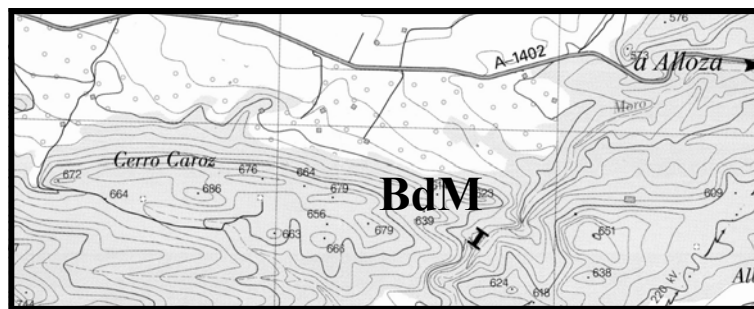


Fig. 5.16. Situación geográfica del afloramiento de del Barranco del Moro.

BASE

Se sitúa sobre las calizas del Bathoniense que se disponen con una estratificación vertical en la cabecera del Barranco. Presentan facies de *packstone* a *grainstone* de peloides y a veces ooides con bioclastos (Lámina 5.2.A).

TRAMO 1

2,4 m de calizas grises claras con intercalaciones de margas grises.

Las calizas se presentan en estratos de tabulares a nodulosos con espesores de 0,10 a 0,5 m con facies de *packstone* a *wackestone* de peloides y bioclastos (filamentos de bivalvos y fragmentos de fósiles). Entre estos destacan belemnites, braquiópodos, bivalvos y ammonites. El tramo termina en un *hardground*, con fósiles truncados e incrustados, entre los que se encuentran ammonites de la Biozona Gracilis del Calloviense inferior, En la parte inferior aparecen ammonites que permiten caracterizar la Biozona Bullatus .

TRAMO 2

0,65 m de calizas con ooides ferruginosos (Lámina 2.1.C).

Se inicia con un primer estrato tabular de 0,35 m de calizas rojizas bioclásticas, que presenta una base ligeramente margosa con ooides ferruginosos. La facies es un *wackestone* a *packstone* de bioclastos con ooides ferruginosos, pequeños y homométricos. Se han observado ammonites reelaborados del Calloviense inferior (Biozona Gracilis). El techo de este nivel es una superficie irregular con perforaciones, cavidades y una costra ferruginosa. Sobre esta superficie irregular y rellenando estas cavidades se encuentra un segundo depósito con ooides ferruginosos de 0,3 m de espesor. Este depósito tiene un color rojizo a rosáceo, que presenta diversas superficies ferruginosas intermedias, tiene facies de *packstone* bioclástico con ooides ferruginosos, de tamaño mayor que en el nivel anterior. Con una ordenación interna granodecreciente, apareciendo en su base intraclasas y moldes de ammonites reelaborados del Calloviense. Se atribuye a este nivel al Oxfordiense inferior.

Tramo	m	Nº	m	M	W	P	G	Fósiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.					
5	12	56						G		Fm. Yátova	OXFORDIENSE	Hypsolum	Bimamm., Hauff.					
	11	54																
		52																
		50																
	10	48 ^a						G	Fe									
		46						G										
		44						G										
		42						leaf										
		40						leaf										
	8	38																
		36																
		34						G										
32							G											
4	30																	
	28																	
	26 ₃₅							Fe										
	24						leaf	Fe										
3	22						G											
	20						G											
	18 ^b						leaf											
	18 ^a						G											
2	16						G	Fe										
	13						G	Fe										
1	12						G											
	10																	
	8																	
	6																	
	5																	
	4																	
2																		
										Fm. Chelva	Capa de Arroyofis	BATH CALLOVIENSE	Retroc. Bullatus	Gracilis	Cor.+ Plic. Anceps?	Rot. Schilli	Steno. Gross.	Semimammulium Berense

Fig. 5.17 Columna de los materiales del intervalo Bathoniense-Oxfordiense en el Barranco del Moro.

TRAMO 3

2,5 m de calizas grises con intercalación de margas.

Estas calizas se disponen en estratos de tabulares a nodulosos de 0,4 a 0,6 m de espesor; en facies de *wackestone* con esponjas y bioclastos a *packstone* de esponjas tuberoides y bioclastos. Dentro de los estratos se aprecia una ordenación interna con las esponjas mejor conservadas en la parte basal, estando vueltas, rotas y fragmentadas hacia la parte superior. Este ciclo puede repetirse una o varias veces en el estrato. En la parte superior se reconocen *hardground* similares a los descritos en afloramientos próximos (Tía Chula, Barranco de las Estacas, Ariño), con restos de intraclastos, peloides y bioclastos algo ferruginizados. Uno de ellos podría corresponder al límite entre las Subbiozonas Schilli-Rotoides, correlacionable en toda el área (Ramajo *et al.*, 2000). Entre los fósiles observados destacan braquiópodos, crinoides, belemnites ammonites y bivalvos. La edad del tramo es Oxfordiense medio, Biozona Transversarium. (Ramajo *et al.*, 2000; Delvene, 2002)

TRAMO 4

1,8 a 2 m de calizas grises blanquecinas.

Las calizas presentan estratificación de nodulosa a tabular, con espesores que varían entre 0,3 a 0,7 m, con facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y bioclastos con glauconita. Su contenido en fósiles es escaso, observándose solo restos de bivalvos, belemnites y algunos ammonites. Dentro de este tramo se han recogido ammonites que permite datarlo como perteneciente en su parte basal al Oxfordiense medio, Biozona Bifurcatus y su parte superior al Oxfordiense superior, Biozona Hypselum (Delvene, 2002).

TRAMO 5

3,2 m de calizas beigeas pardas con intercalaciones de margas.

Las calizas se disponen en estratos de tabulares a nodulosos y tienen facies de *packstone* de peloides, bioclastos y glauconita. A techo de algunos estratos se observan superficies ferruginizadas y bioturbación. Las margas son pardas de aspecto lajoso, en niveles de espesor decimétrico (0,1 a 0,2 m) con nódulos de caliza. Todo el tramo tiene una edad Oxfordiense superior, Biozona Hypselum su parte inferior y Biozona Bimammatum a partir del nivel 48, con una posible laguna de la Biozona Hauffianum (Pérez-Urresti. *com. pers.*).

TECHO

El techo del perfil está cubierto por derrubios del Cuaternario y sobre el Cretácico Inferior (Barremiense).

5.3.10. ANDORRA

SITUACIÓN

Los materiales del Calloviense–Oxfordiense que afloran en las cercanías de la localidad de Andorra, han sido estudiados en 4 perfiles situados cerca de la carretera que va de las minas a las escombreras, 1 km. al Norte de Andorra. En este punto existe una cantera sobre materiales del Jurásico Medio, en cuya parte superior se encuentra el afloramiento And.1, que abarca materiales del Calloviense y el Oxfordiense medio.

A unos 300 m del anterior, se encuentra el afloramiento And.3 se encuentra en el margen Norte de la carretera y pese a encontrarse limitado por fracturas, muestra unas buenas condiciones de observación de los materiales del Oxfordiense medio y superior, hasta la parte superior de la Biozona Bimammatum.

El afloramiento And.2 se encuentra entre los dos anteriores, en el talud Sur de la carretera, y permite una buena observación del intervalo con ooides ferruginosos correspondientes a la Capa de Arroyofrío y base de las calizas con esponjas.

Por último existe un cuarto afloramiento (And.4) a unos 200 m del afloramiento And.2, en el flanco de una segunda cantera donde pueden estudiarse los materiales de la sucesión Bathoniense- Calloviense inferior y la Capa de Arroyofrío, pudiendo correlacionarse con los niveles observados en And.1/3.

Para una mejor comprensión de la estratigrafía del intervalo Bathoniense medio-Oxfordiense superior se han unificado los tramos empleado en la descripción de los distintos perfiles. En cuanto a las coordenadas de los diferentes afloramientos, las de And 1/3 son para la base $X=714.547$ e $Y=4.541.310$, y el techo en el punto $X=714.644$, $Y=4.541.304$, Mientras que el afloramiento And.2 presenta su base en las coordenadas $X=714.810$ e $Y=4.541.347$, y su techo se sitúa en $X=714.827$ e $Y=4.541.357$. Por último la base del perfil And.4 se sitúa en el punto de coordenadas $X=714.952$ e $Y=4.541.320$, y su techo en $X=714.964$ e $Y=4.541.305$.

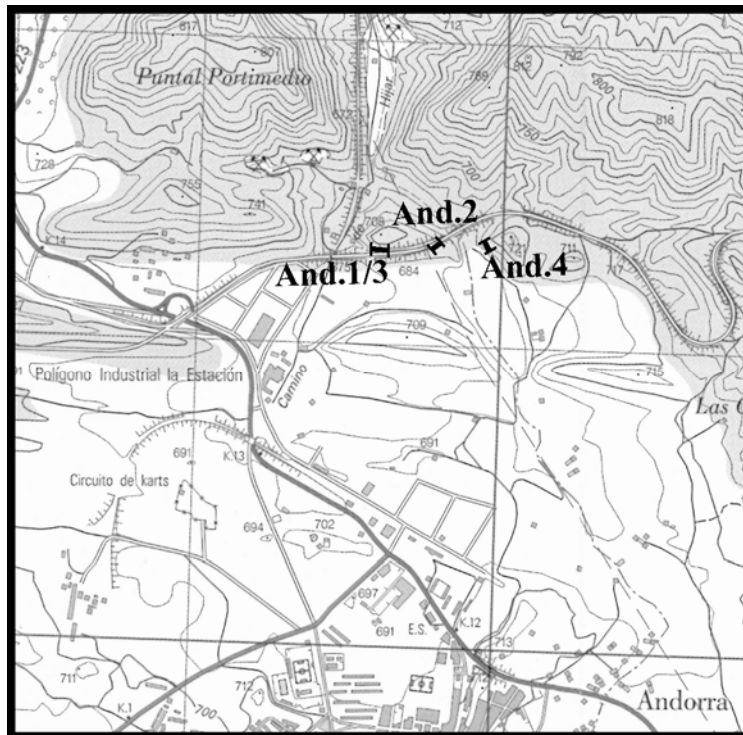


Fig.5.18.Situación geográfica de los afloramientos estudiados al Norte de la localidad de Andorra.

BASE

En los afloramientos de And.4 y And.1, se pueden observar los últimos metros del Bathoniense medio, que consisten en calizas de color gris claro de aspecto masivo a tabular, con potencias métricas a decimétricas con facies de *grainstone* a *packstone* de peloides y ocasionales ooides. A techo se observa una superficie de discontinuidad con un nivel de removilización culminado por un *hardground*. Este nivel presenta un depósito de 0,1 a 0,2 m con facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos), ooides ferruginosos y abundantes ammonites del Bathoniense medio (K. Page *com. pers.*).

TRAMO 1

Un estrato de caliza de 0,2 m

Aflora en los perfiles de And 1 y 4. Se trata de un estrato de caliza de tonos grises en facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos de bivalvos) y peloides. Presenta un *hardground* a techo con abundantes fósiles entre los que destacan braquiópodos y ammonites. Por su posición estratigráfica correspondería al Bathoniense superior o Calloviense inferior. En otros perfiles cercanos este nivel se reduce a una costra centimétrica que aparece sobre la superficie de removilización de techo del Bathoniense.

TRAMO 2

1,5 a 2 m de calizas y margocalizas de tonos rojizos, con ooides ferruginosos, que presentan intercalaciones margosas. Esta unidad puede subdividirse en dos subtramos.

Subtramo 1: Se trata de 1,2 a 1,4 m de calizas con ooides ferruginosos, en niveles con estratificación lenticular a tabular, de aspecto lajoso y espesores de 0,1 a 0,5 m. Sus facies varían entre *wackestone* a *packstone* bioclastos (filamentos) y peloides a un *packstone* de bioclastos (*Globuligerinas* y filamentos) con peloides en su parte superior. Los ooides están dispersos dentro de la matriz, siendo homométricos y de pequeño tamaño, pasando a ser más heterométricos en la parte superior. Los ammonites recogidos y estudiados permiten atribuir con dudas, la parte inferior del tramo a la Biozona *Gracilis* o a la Biozona *Bullatus*, mientras que el nivel superior puede pertenecer a la Biozona *Anceps*. Este nivel superior se observa en And.1/3 y And.4 fuertemente teñido de rojo, con estructuras producidas por el lavado y difusión del hierro durante la diagénesis.

Subtramo 2: Es un estrato tabular de calizas con tonos naranjas de 0,25 a 0,35 m. Estas calizas tienen dos tipos de facies separados por una superficie de discontinuidad irregular. La inferior es un *packstone* de peloides y bioclastos con ooides ferruginosos algo homométricos. Por encima se observa una facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos con peloides y ooides ferruginosos heterométricos y menos abundantes que en la anterior, donde se observan algunos tuberoides y espículas de esponjas. Este nivel se encuentra datado como Oxfordiense inferior, Biozona *Cordatum* en su parte inferior y como Oxfordiense medio Biozona *Plicatilis*, o Subbiozonas *Parandieri* y *Luciaeformis* de la Biozona *Transversarium*, en su parte superior (Bello, 2005).

Los materiales de la Fm. Yátova, afloran en los perfiles And. 2 y 1/3, y se dividen en tres tramos:

Tramo	m	Nº	m	M	W	P	G	Fósiles	Est. Sedimentarias	Fm.	Piso	Bz.	Sbz.	
3	5	22						☉ ☪ ☰		Fm. Yátova	OXFORDIENSE	Transversarium	Schilli	
		20						☉ ☪ ☰	☪☪					
2.2	4	18						▽ ☪ ☰		Capa de Arroyofrío	OXFORDIENSE	Pli.+ Par.+Luc. Cord.		
		16						☉	☪☪ Fe ☪☪ Fe					
2.1	3	14 ^b						☉ ☪ ☰	☪☪ Fe	Fm. Chelva	CALLOVIENSE	Anceps		
		14 ^a						☉ ☪ ☰	☪☪ Fe					
		12 ^b						▽ ☉						
		10						☉						
1	2	8						▽ ☉		BATHONIENSE	Retrocostatu	Bullatus	Gracilis	
		6						▽ ☉						
1	1	4						▽ ☉ ☪ ☰	☪☪ Fe	Fm. Chelva	BATHONIENSE	Retrocostatu	Bullatus	Gracilis
		2						▽ ☉ ☪ ☰	☪☪ Fe					
1	1	0						☉ ☪ ☰		Fm. Chelva	BATHONIENSE	Retrocostatu	Bullatus	Gracilis

Fig. 5.19 Columna de los materiales del Calloviense-Oxfordiense en el Afloramiento de Andorra 4.

TRAMO 3

2,5 m de calizas blancas con esponjas (Lámina. 5.2.F).

Estas calizas están dispuestas en bancos de 0,15 a 0,35 m. La parte inferior presenta facies de *wackestone* de esponjas y bioclastos con escasos intraclastos y tuberoideos, la parte superior son calizas de tonos blanquecinos donde predominan facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos con esponjas, muy fragmentadas y tuberoideos con glauconita. Muy cerca del techo de este tramo se encuentra un *hardground* ferruginizado,, que al igual que en los afloramientos cercanos, corresponde al límite Schilli-Rotoides. En este tramo aparecen ammonites de la Biozona Transversarium, Subbiozonas Schilli y Luciaeformis (Bello 2005).

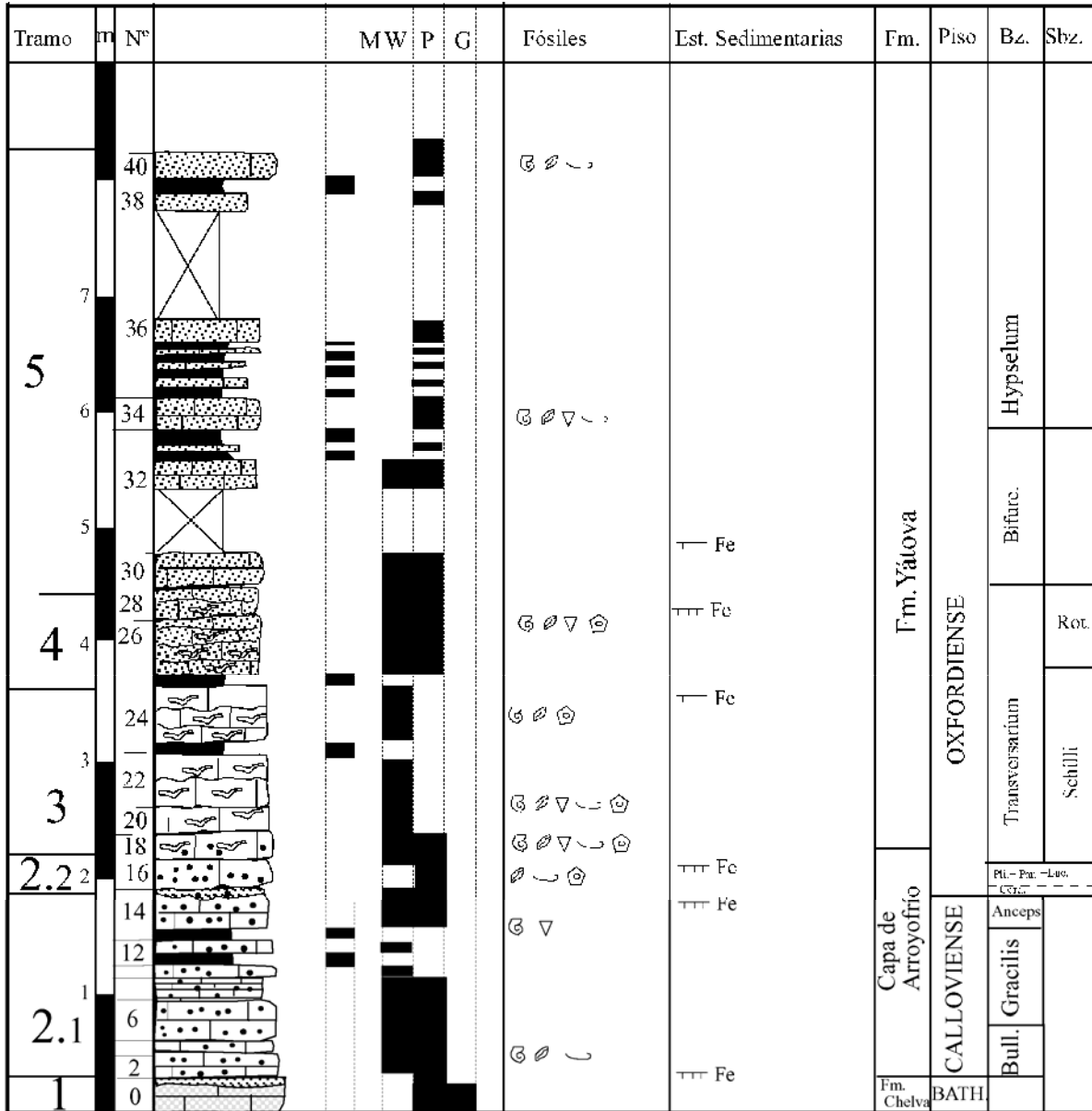


Fig.6.20 Columna de los materiales del Calloviense-Oxfordiense en el Afloramiento de Andorra 1/3.

TRAMO 4

0,5 m de calizas glauconíticas con esponjas.

Se trata de uno o dos estratos, según el afloramiento donde se observan, de aspecto tabular y espesor decimétrico. Son calizas de tonos verdosos con glauconita en facies de *wackestone* a *packstone* con peloides, esponjas y bioclastos. Las esponjas se conservan como restos fragmentados y tuberoles, disminuyendo hacia techo de este tramo. Presentan crinoides, braquiópodos y escasos ammonioideos. En este tramo se han reconocido ammonites de la Subbiozona Rotoides de la Biozona Transversarium, del Oxfordiense medio (Bello, 2005).

TRAMO 5

2 a 4 m. de calizas beige pardas con tonos verdosos con intercalaciones margosas.

Este tramo suele presentarse parcialmente cubierto y erosionado por los materiales del Cretácico inferior. En él se observan como las calizas tienen estratificación tabular y potencias de entre 0,1 y 0,6 m, en facies de *wackestone* a *packstone* que pasan hacia techo a *packstone* de peloides con bioclastos y glauconita, a techo de este tramo se encuentran algunos niveles dolomitizados. Presenta un contenido fósil muy escaso, observándose restos de bivalvos, braquiópodos, ammonioideos o crinoides. La edad de este último tramo se atribuye al Oxfordiense medio, Biozona Bifurcatus (Bello, 2005) o al Oxfordiense superior, Biozonas Hypselum y Bimammatum, (Aurell *et al.*, 1999).

TECHO.

Los materiales del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense, se encuentra en general cubiertos o erosionados por los materiales de la facies Escucha del Cretácico Inferior.

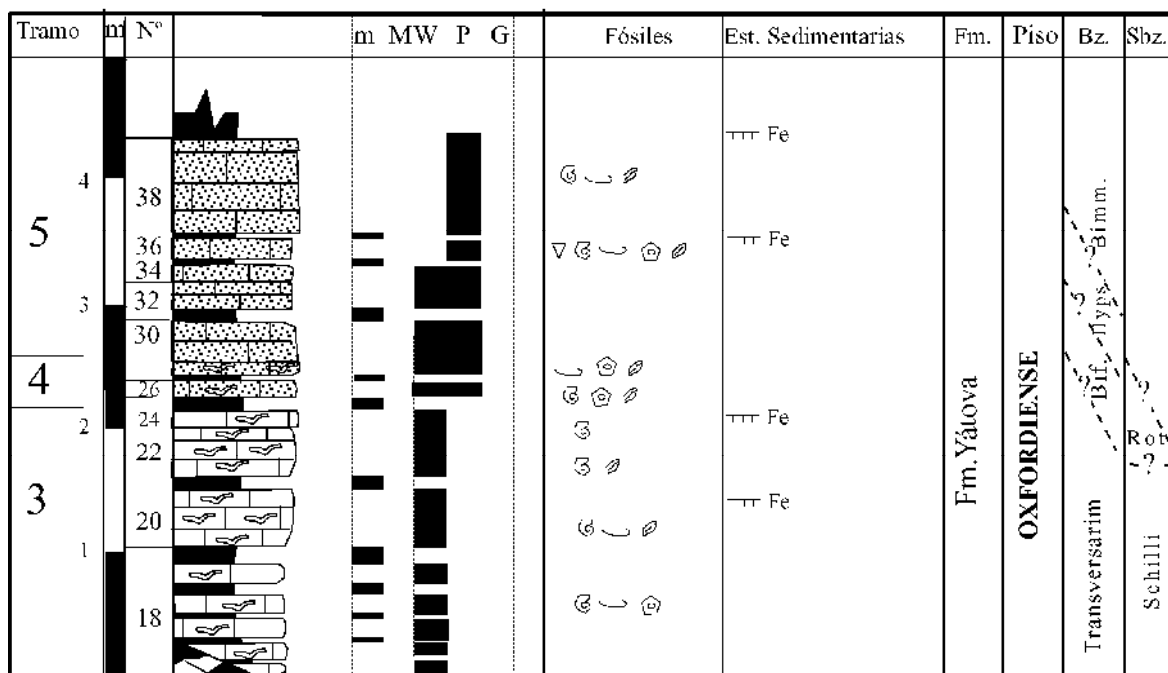
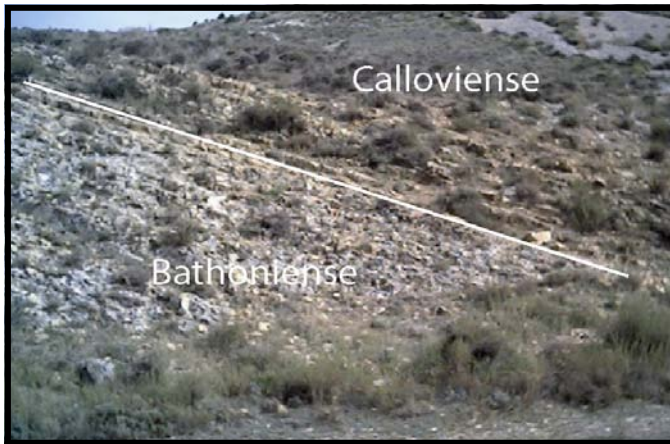
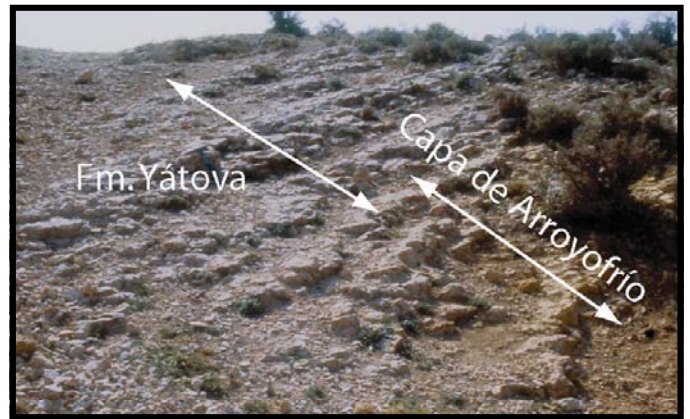


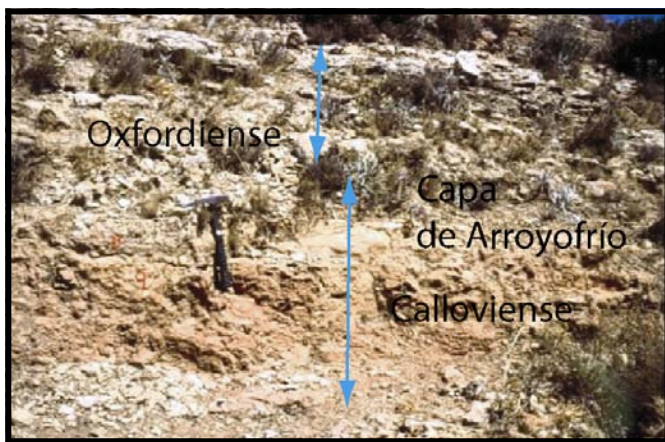
Fig.6.21 Columna de los materiales del Oxfordiense en el Afloramiento de Andorra 2.



A



B



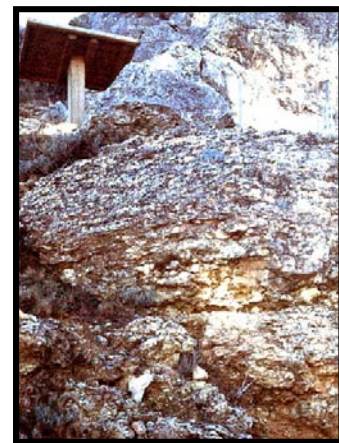
C



D



E



F

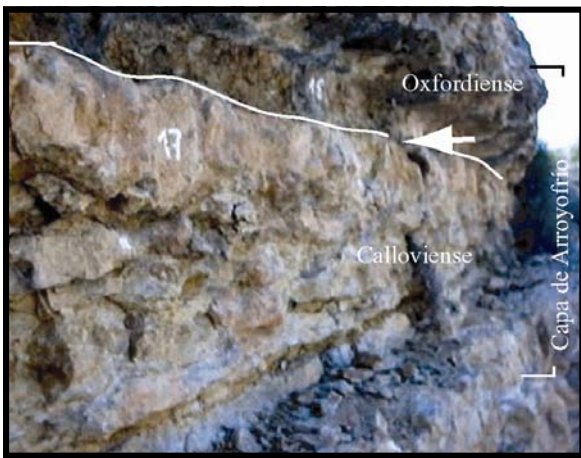
Lámina 5.1. A) Límite entre el Bathoniense y el Calloviense en el afloramiento de Peñisquera. B) El contacto entre la Capa de Arroyofrío y la Fm. Yátova en el afloramiento de Moneva. C) Aspecto de detalle de la Capa de Arroyofrío en Moneva, obsérvese la diferencia entre los tramos Calloviense y Oxfordiense de la misma. D) Ammonoideo *Perisphincto* del Oxfordiense de Moyuela. E) Perforación del Sondeo de Alacón (Foto CHE). F) Detalle de la Fm. Yátova en el afloramiento de la Tía Chula (Oliete).



A



B



C



D



E



F

Lámina 5.2. A) Materiales del intervalo Bathoniense-Calloviense en el afloramiento del Barranco del Moro. B) Aspecto general de los materiales del tramo superior de la Fm. Yátova, en el afloramiento del Barranco de las Estacas. C) Detalle del la Capa de Arroyofrío en el Barranco de las Estacas, con una flecha blanca se señala el límite Calloviense-Oxfordiense. D) Aspecto general de los materiales de la Formación Yátova en el afloramiento de Ariño. E) Detalle de la Capa de Arroyofrío en el afloramiento de Ariño, se indican la posición del límite Calloviense -Oxfordiense y la superficie intermedia que separa dos episodios de edad Oxfordiense. F) Vista general del afloramiento de Andorra denominado And.2.

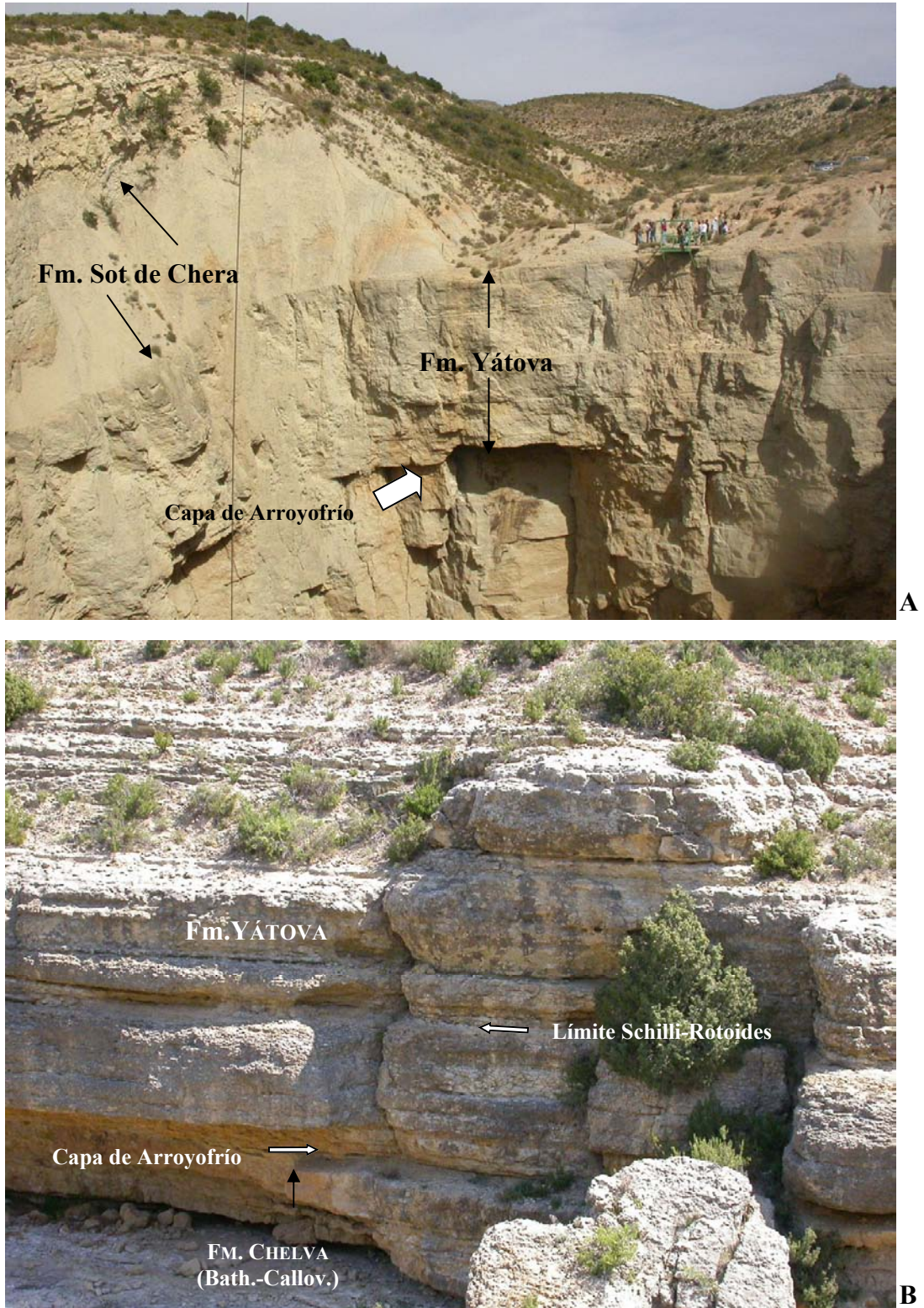


Lámina 5.3. A) Visión general de los materiales del Jurásico Superior en la Sima de San Pedro en las proximidades del afloramiento de Ariño. B) Vista detallada de los materiales del Calloviense medio-Oxfordiense superior en el afloramiento del Barranco de las Estacas; se observan varias secuencias estatócricas en los materiales de la Fm. Yátova, de edad Oxfordiense superior. Con flechas se indica la posición de la Capa de Arroyofrío y del límite entre las Subiozonas Schilli y Rotoides.

Capítulo 6. Estratigrafía del Sector de Calanda-Río Guadalupe

6.1. SITUACIÓN

En este sector se incluyen los afloramientos estudiados entre el Valle del Río Guadalupe, y la localidad de Ráfales donde se han estudiado los perfiles de Foz Calanda, Calanda-Val de la Piedra, Más de las Matas, La Cañada de Verich, Barranco de La Cerollera, y Ráfales (Fig. II.1).

Esta área se encuentra situada al Este de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la zona de enlace con las Catalanides. La estructura geológica del área estudiada, consiste en una serie de afloramientos de materiales Mesozoicos (Jurásicos y Cretácicos) que se enmarcan dentro de un conjunto sucesivo de láminas delimitadas por cabalgamientos con vergencia Norte, situados entre los materiales terciarios del Sur de la Cuenca del Ebro, en la zona de Alcañiz-Calanda y los materiales terciarios de la Cubeta de Mas de las Matas. Estas láminas presentan una serie de recubrimientos de conglomeradas sintectónicas del Paleoceno, estando plegadas con una dirección típicamente ibérica.

6.2. ANTECEDENTES

El Jurásico Medio y Superior de esta área ha sido objeto de numerosos trabajos desde la segunda mitad del siglo XIX. En los últimos treinta años se han llevado a cabo una gran cantidad de estudios entre los que destacan los de Bulard (1971; 1972) y Bulard *et al.* (1974), describen el Jurásico Medio y Superior en las secciones de Ráfales, Cañada de Verich, Torrevelilla, Calanda y Alto del Caballo. Gómez (1979) describe el mismo intervalo en las secciones de la Cañada de Verich y Ráfales. Los materiales del Calloviense de esta área han estudiados en el trabajo de síntesis de Sequeiros y Meléndez (1987).

Hay que destacar también el trabajo de Geyer y Pelleduhn (1981) donde se realiza una descripción detallada de la sección de Calanda - Val de la Piedra. Este estudio fue seguido por los desarrollados por Aurell (1988), Meléndez y Aurell (1990), y que presentan una visión general de la estratigrafía del Jurásico Superior en esta área. La bioestratigrafía del Oxfordiense en los alrededores de Calanda ha sido objeto de numerosos estudios como los realizados por Fezer y Geyer (1988), Meléndez (1989), Fontana (1990), Finkel (1992), Meléndez y Fontana (1993), Bello *et al.* (1995, 1997) y Bello (2005). Recientemente se ha realizado un completo estudio de la sedimentología y paleontología de los materiales del Jurásico Medio y Superior en los trabajos de Aurell *et al.* (1997), Ramajo *et al.* (1998) y Meléndez *et al.* (1999). Los bivalvos del intervalo Calloviense-Oxfordiense han sido estudiados en Delvene (2001).

El estudio de los materiales de límite Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior (Fms. Sot de Chera y Loriguilla, Miembro Calanda) de esta área se ha realizado en los trabajos de Atrops y Meléndez (1985 a y b), Meléndez *et al.* (1990), Delvene y Pérez-Urresti (1999) y en el más reciente de Bancora *et al.* (2005). Los afloramientos de esta área han sido objeto de atención también en las excursiones del I Oxfordian Working Group Meeting (Meléndez *et al.*, 1990 b) y el IV Congreso de Jurásico de España (Aurell *et al.*, 1999).

Esté área se incluye en las hojas de la cartografía geológica MAGNA 1:50.000:Calanda (494), Castellseras (495) y Aguaviva (519).

6.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES:

6.3.1. FOZ-CALANDA

SITUACIÓN

El afloramiento Foz-Calanda (Ca.3) se localiza 2 km al sur de Calanda en el margen de un camino vecinal que une la localidad de Foz Calanda con la carretera Te 832. El Jurásico Medio afloran verticalizado en el flanco Sur del cabalgamiento de Calanda. La base se encuentra situada el punto de coordenadas X=733.510, e Y= 4.533.645, y su techo en el punto X= 733.640, e Y=4.533.640.

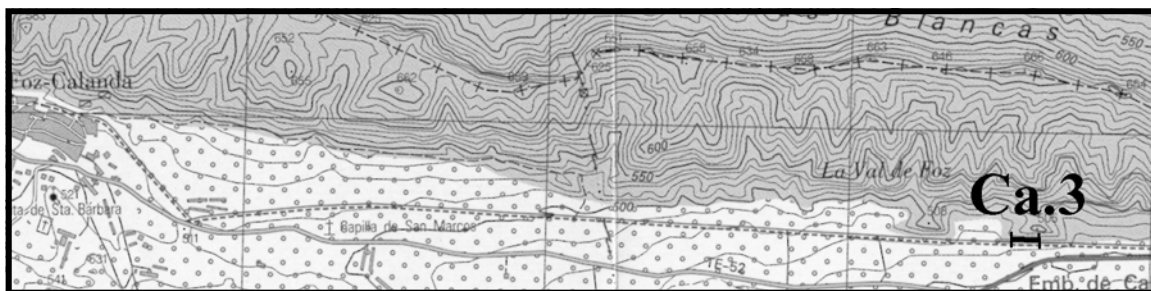


Fig. 6.1. situación geográfica del Corte situado en las cercanías de la localidad de Foz-Calanda.

BASE

La base se localiza en la Capa de Arroyofrío, que se encuentra parcialmente cubierta. Se trata de un estrato de 0,15 a 0,2 cm. de calizas de color crema con ooides ferruginosos. Presenta abundantes ooides homométricos y una facies de *wackestone* bioclástico con ooides ferruginosos. Destaca la presencia de abundantes *Macrocephalites* reelaborados, característicos de la Biozona Bullatus del Calloviense inferior, de modo que en esta área la laguna estratigráfica podría abarcar desde la Biozona Gracilis hasta la Biozona Transversarium.

TRAMO 1

3 m de calizas grises beige algo rojizas con intercalaciones de margas grises.

Las calizas se disponen en estratos tabulares con superficies irregulares, de 0,2 a 0,4 m. En facies de *mudstone* a *wackestone* con esponjas, algunas bien conservadas y depositadas en su posición original, así como tuberoides y bioclastos. Se identifican ammonoideos, crinoides, belemnites y braquiópodos. Las margas se presenta en interestratos de 0,1 a 0,3 m, con restos de ammonites, braquiópodos y fragmentos de esponjas hacia techo del tramo. Se han recogido ammonites del Oxfordiense medio, Biozona Transversarium, Subbiozonas Luciaeformis y Schilli (Aurell *et al.*, 1999, Ramajo *et al.*, 1998 y Bello, 2005).

TRAMO 2

2,9 a 3 m de calizas beige a rojizas con intercalaciones de margas beigeas (Lámina 6.1.A).

Las calizas tienen una estratificación tabular con superficies irregulares de 0,05 a 0,4 m, en facies de *wackestone* con esponjas (abundantes restos de ejemplares fragmentados y volcados), tuberoides y bioclastos (placas de crinoides, *Globuligerinas*, foraminíferos bentónicos, serpulidos, briozoos, fragmentos de fósiles de mayor tamaño). Estas facies pasan a techo a calizas rojizas en facies de *wackestone* a *packstone* con bioclastos, esponjas rotas o fragmentadas y tuberoides. A techo de los estratos se observan niveles de removilización, con abundante bioturbación y *hardgrounds*; con la presencia ocasional de glauconita. Se aprecia una disminución en el contenido de esponjas hacia la parte superior. Las margas aparecen como interestratos centimétricos a decimétricos. Se identifican ammonoideos, belemnites, braquiópodos y escasos bivalvos. Los ammonoideos encontrados permiten adjudicar a este tramo una edad de Oxfordiense medio-superior. La parte inferior se co-

responde a la Subbiozona Rotoides de la Biozona Transversarium, la parte media a la Biozona Bifurcatus y el techo a la Biozona Hypselum del Oxfordiense superior, Bello (2005).

TRAMO 3

1 m de calizas gris beige-rojas con escasas intercalaciones de margas.

Las calizas se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,4 m, en facies de *packstone* de bioclastos con escasos restos de esponjas (fragmentos, espículas y tuberoides). Los tuberoides pueden presentar crecimientos microbiales muy desarrollados. Se observan además peloides y glauconita, localmente abundantes. A techo de los estratos aparecen frecuentes niveles de removilización y *hardgrounds*. Se identifican ammonites, belemnites, abundantes braquiópodos y bivalvos. Los interestratos de margas son centimétricos presentando en ocasiones aspecto lajoso. Los escasos ammonites encontrados permiten atribuir una edad de Oxfordiense superior, Biozona Bimammatum o quizás Hauffianum (Bello, 2005).

TRAMO 4

1,5 m de alternancia de calizas margosas rojizas y margas rojas.

Las calizas se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,3 m. Se encuentran parcialmente dolomitizadas, presentando como facies original un *wackestone* bioclástico. Se observan restos de fósiles como braquiópodos, bivalvos, ammonoideos y fragmentos de crustáceos. Las margas se presentan en niveles decimétricos de aspecto masivo, parcialmente dolomitizadas. La aparición de un *Subnebroites* del grupo *Proterón*, permite atribuir el tramo a la Subbiozona Planula de la Biozona Planula (Aurell *et al.*, 1999).

TECHO

Por encima de este último tramo aparecen unas brechas de falla (Aurell *et al.*, 1999).

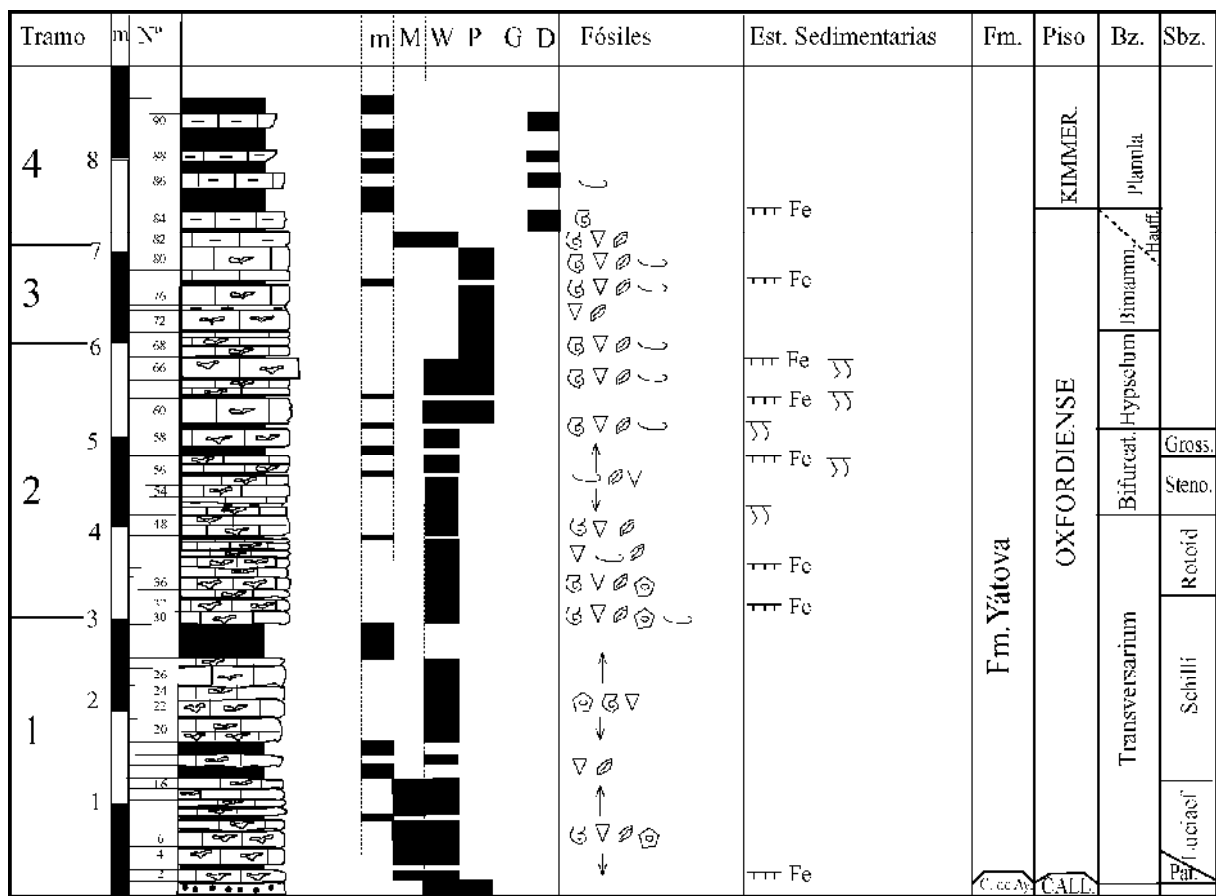


Fig. 6.2. Columna de los materiales del Oxfordiense en el afloramiento de Foz- Calanda.

6.3.2. CALANDA-TÚNEL

SITUACIÓN

Este afloramiento se sitúa entre dos túneles de la carretera de Calanda a Mas de las Matas, en torno al Km. 10.5 de la misma. El corte se sitúa en un barranco perpendicular a la carretera (Val de la Piedra) en el se pueden estudiar las unidades del intervalo Jurásico Medio y Superior. Las coordenadas de la base son X=733.550 e Y=4.531.560, y las del techo X=733.535 e Y=4.531.552.

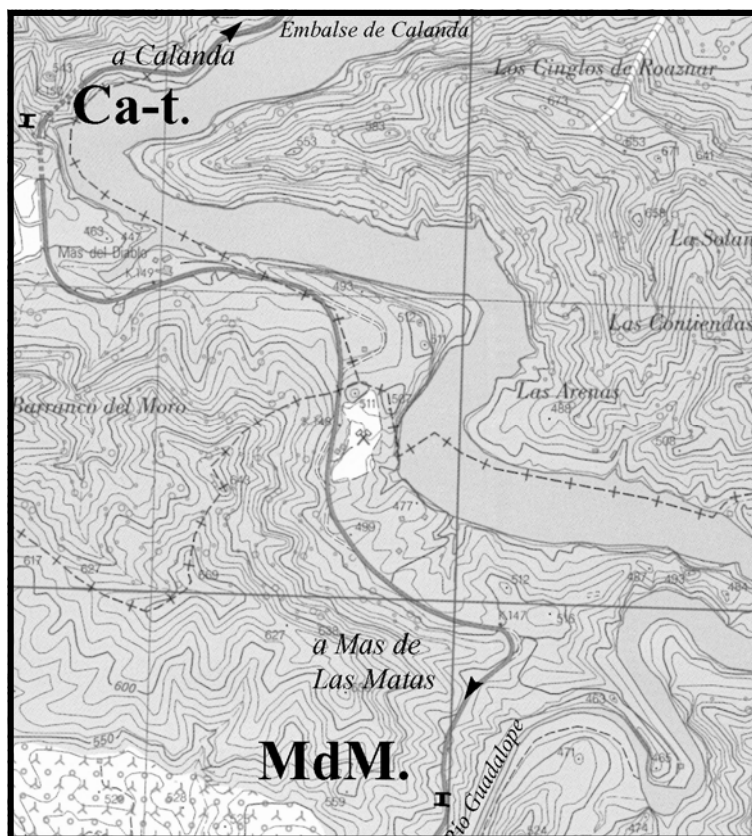


Fig. 6.3. Situación de las secciones de Calanda-Túnel Ca-T y Más de las Matas (MdM).

BASE

La sección estudiada se sitúa por encima de los materiales de la Fm. Chelva de edad Bajociense-Bathonienne medio (Ramajo *et al.*, 1998; y Meléndez *et al.*, 1999). Se trata de 12 metros calizas masivas en facies de *packstone* - *grainstone* de bioclastos, peloides y ooides parcialmente dolomitizadas.

TRAMO 1

1,8 metros de calizas grises

Las calizas de aspecto masivo se disponen en niveles de espesor decimétrico. Tienen facies de *packstone* de bioclastos y peloides algo bioturbadas. El tramo culmina con un nivel de unos 0,40 m de potencia, en cuyo interior se observa una superficie de discontinuidad irregular, sobre el cual se encuentra un depósito en facies de *wackestone* de bioclastos y peloides ferruginosos o fosfáticos, muy bioturbados. Este nivel está culminado por un *hardground* ferruginizado con perforaciones y ammonites truncados a techo. que. se interpreta como el límite Bathoniense medio-superior (Biozona *Bremeri*) (K. Page *com. pers.*).

TRAMO 2

5 m de calizas blancas a beigeas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de entre 0,2 a 0,5 m, con ocasionales interestratos margosos. en facies de *packstone* o *wackestone-packstone* de peloides y bioclastos (filamentos), con abundantes restos fósiles, (ammonites, bivalvos y braquiópodos); que evoluciona a techo, a calizas en facies de *wackestone* de bioclastos (filamentos). Se observan algunas secuencias métricas con ordenación estratocreciente, así como bioturbación a techo. En su parte inferior se han recogido ammonoideos característicos de la Biozona Retrocostatum del Bathoniense superior, mientras que a techo se encuentra ammonites pertenecientes a la Biozona Bullatus del Calloviense Inferior, (K. Page *com. per.*).

TRAMO 3

0,2 m de calizas con ooides ferruginosos

Se corresponde con la Capa de Arroyofrío que consta de dos niveles.

El primero presenta facies de *wackestone*- de peloides y bioclastos (filamentos) con ooides ferruginosos de pequeño tamaño y dispersos (<5%). Por encima se desarrolla una costra irregular y ligeramente ferruginizada.

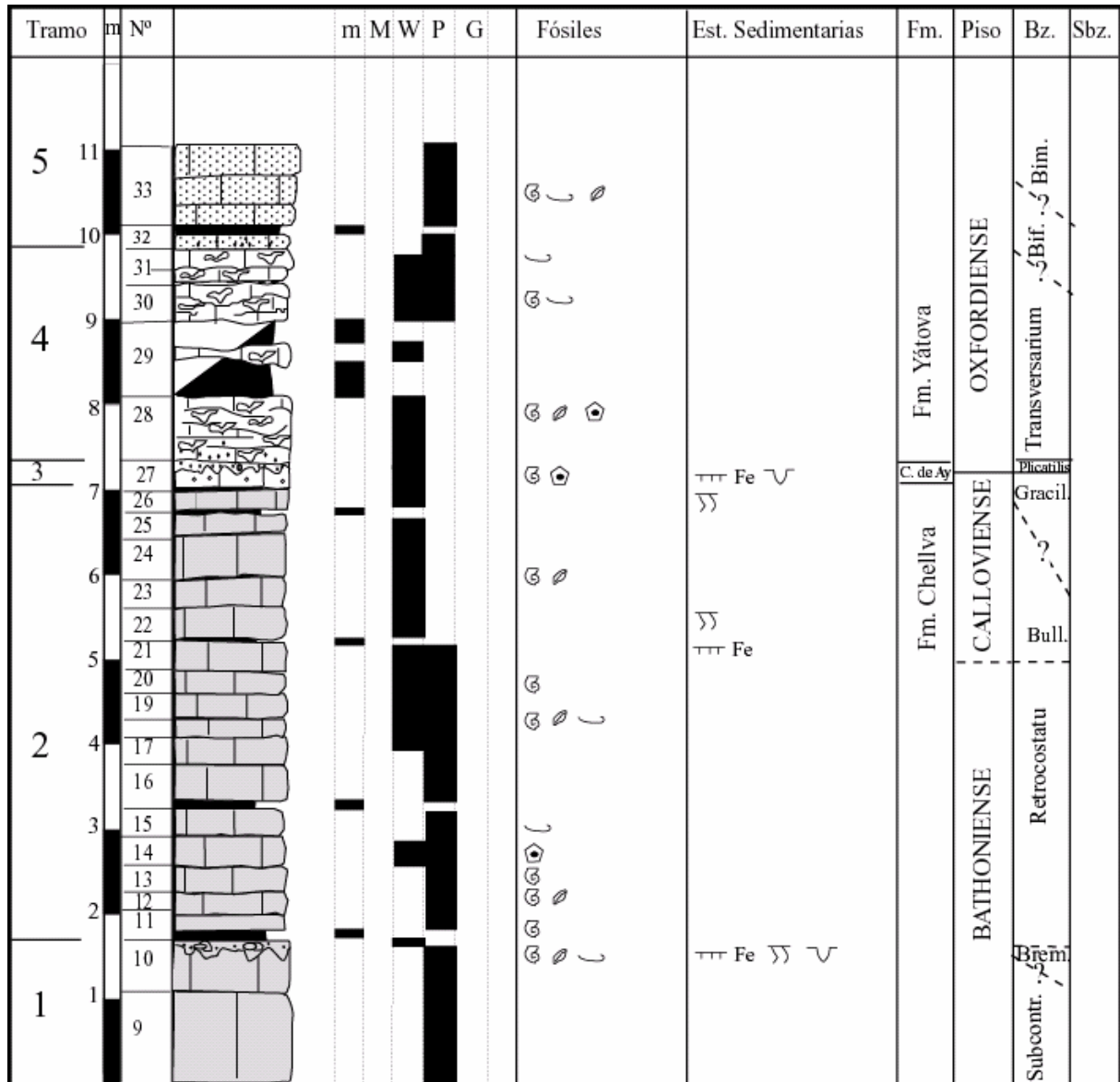


Fig. 6.4. Columna del intervalo Calloviense-Oxfordiense en el afloramiento de Calanda-Túnel (Ca-T).

El segundo nivel presenta de facies *wackestone* de bioclastos con ooides ferruginosos y fosfáticos heterométricos, a veces de gran tamaño >0,5mm. Dentro de estas facies se observan restos de espículas y tuberoides de esponjas. La parte inferior se atribuye por la presencia de filamentos al Calloviense inferior, mientras que la superior podría corresponder a la Biozona Plicatilis o base de la Biozona Transversarium del Oxfordiense medio.

TRAMO 4

2,8 m de calizas con esponjas de tonos blanquecinos.

En su base se observa un estrato de calizas aspecto irregular de unos 0,8 m de espesor, que presenta facies de *wackestone* de esponjas y bioclastos con restos de ooides ferruginosos y fosfáticos en los primeros centímetros. Estos ooides presentan signos de haber sido retrabajados del nivel inferior. Hacia la parte media de este tramo se observa un nivel cubierto de unos 0,80 cm. de espesor, a partir de cual se observan calizas de aspecto lajoso, dispuestas en niveles centimétricos a decimétricos. Estas calizas presentan facies de *wackestone* a *packstone* bioclástico con esponjas muy fragmentadas, tuberoides y glauconita. Dentro de su contenido fósil se identifican fragmentos de ammonoideos, crinoides, belemnites braquiópodos y bivalvos. Su edad puede atribuirse a la Biozona Transversarium.

TRAMO 5

1, 2 m de espesor de calizas con glauconita con interestratos margosos.

Las calizas se presentan en estratos tabulares, de espesores decimétricos (0,2 a 0,4 m), con facies de *packstone* de peloides y bioclastos con glauconita. Se observan braquiópodos, ammonoideos y bivalvos. Por su facies y posición estratigráfica se atribuye una edad de Oxfordiense medio o quizás superior, Biozonas Bifurcatus y Bimammatum.

TECHO

Por encima de un tramo cubierto de se sitúan los materiales del Kimmeridgiense de la formación Loriguilla, que ha sido estudiados por Bancora *et al.* (2005).

6.3.3. MAS DE LA MATAS

SITUACIÓN

Se sitúa en la carretera de Calanda a Mas de las Matas entre los puntos kilométricos 6 a 6,2 aflorando en el talud situado en el borde derecho de la carretera. En este perfil se reconoce las Fms. Chelva, Yátova, la Sot de Chera y la parte basal de la Fm. Loriguilla (Mb. Calanda). Su base se sitúa en las coordenadas UTM. X=773.979 e Y=4.529.500 mientras que su techo se sitúa en el punto de coordenadas X=773.980 e Y=4.529.585 (ver Fig.6.3)

BASE

Consisten en unas calizas dolomitizadas rojizas fuertemente tectonizadas y atribuidas al Bajociense-Bathonense medio, que terminan en un nivel coronado por una superficie irregular ferruginizada y con moldes de fósiles truncados de manera similar a la columna de Calanda-Túnel, de edad Bathoniense medio-superior.

TRAMO 1

5 m de calizas de color rosáceo con intercalaciones de margas.

Las calizas están dispuestas en estratos tabulares de potencia decimétrica (0,2 a 0,5 m). Las calizas presentan facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos), algo dolomitizadas. En su parte superior se observa un estrato que presenta una superficie de discontinuidad irregular y perforada, con ammoni-

tes truncados a techo de la misma. Por su posición estratigráfica se le puede atribuir una edad de Bathoniense superior (Biozona *Retrocostatum*) a Calloviense inferior (Biozona *Bullatus*).

TRAMO 2

0,1 m de calizas con ooides ferruginosos, (Lámina 6.1.B).

Se trata de un nivel ferruginizado de 0,02 a 0,1 m de espesor, en facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos con ooides y pisoides ferruginosos mal clasificados (1 a 6 mm de diámetro), observándose también restos de espículas de esponjas. Su contenido fosilífero es escaso, presentando ammonioideos reelaborados del Calloviense inferior y medio, *Macrocephalites*, *Hecticoceras*, *Homeoplanulites* y *Bullatimorphites*. La presencia de restos de esponjas indica que podría tener una edad de Oxfordiense medio, Biozona *Plicatilis* o la base de la Biozona *Transversarium*, Subbiozonas *Parandieri* o *Luciaeformis* (Ramajo *et al.*, 1998).

TRAMO 3

0,50 m de calizas gris-blancas.

Se trata de calizas de aspecto noduloso a lajoso, dispuestas en dos estratos decimétricos, con alguna intercalación margosa, en facies de *mudstone* a *wackestone* con abundantes restos de esponjas fragmentadas, tuberoideas, bioclastos y peloides. Se encuentran recrystalizadas y dolomitizadas. Se identifican ammonioideos, belemnites, crinoides y bivalvos. En cuanto a su edad, tanto por la facies como por los ammonites encontrados, de los generos *Perisphinctes* y *Larcheria*, puede atribuirse la misma a la Subbiozona *Schilli* de la Biozona *Transversarium* del Oxfordiense medio (Ramajo *et al.*, 1998).

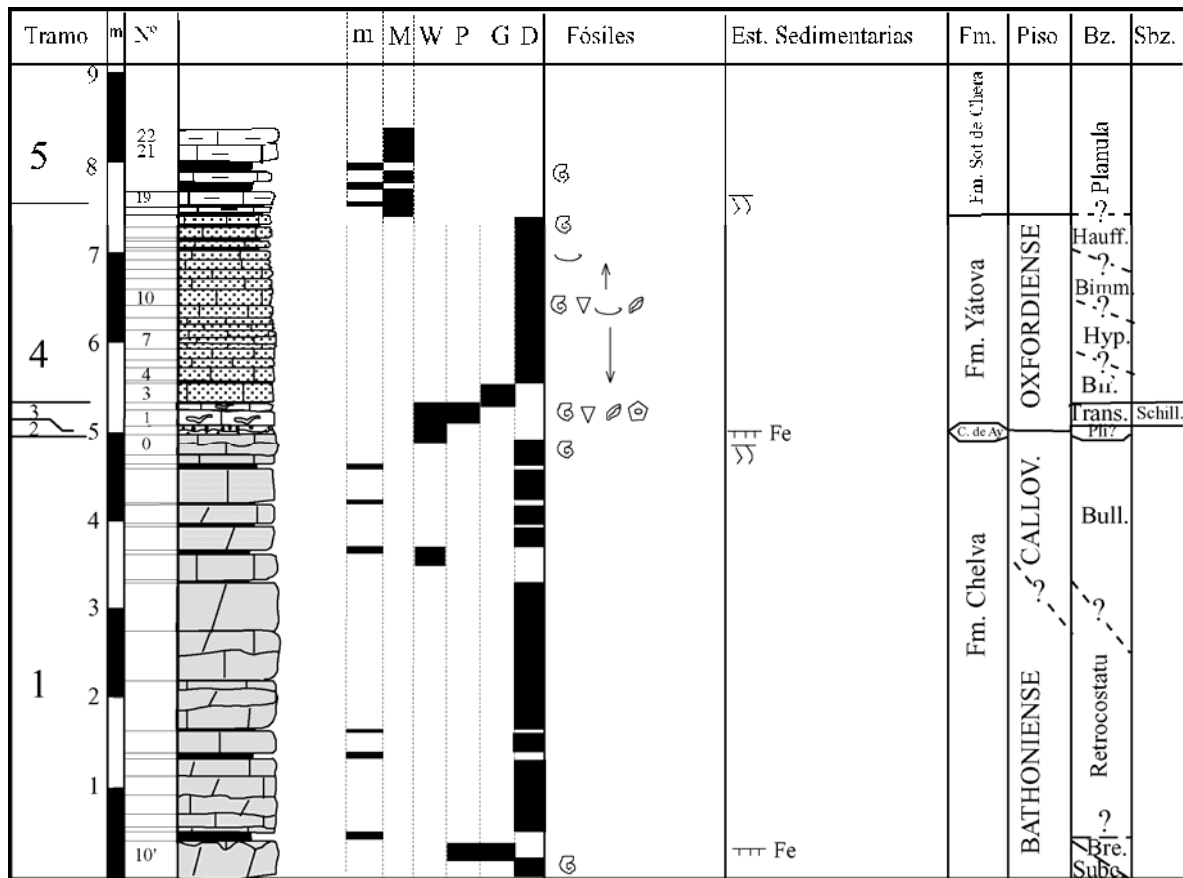


Fig. 6.5. Columna del Calloviense – Oxfordiense en el afloramiento de Más de las Matas (Mdm).

TRAMO 4

2,4 m de calizas-dolomíticas de color crema

Se trata de calizas y dolomías dispuestas en estratos tabulares de espesores decimétricos (0,2 a más de 0,5). Las dolomías son de grano muy fino, con textura de mosaicos equigranulares a inequigranulares, dentro de las mismas es posible distinguir granos de glauconita, y "fantasmas" bioclastos y peloides. En la base del tramo se observan facies no dolomitizadas de *packstone* de peloides y bioclastos, con glauconita. En cuanto a su contenido fósil, se identifican restos de ammonoideos, belemnites, bivalvos y braquiópodos. Los fragmentos de ammonites observados no permiten precisar la edad, pero podría corresponder tanto al Oxfordiense medio (Biozona *Bifurcatus*), como al Oxfordiense superior (Biozonas *Bimammatum*, *Hypselum* y *Hauffianum*).

TRAMO 5

1,2 a 1,5 m de margas grises con intercalaciones calizas limosas.

Este tramo pertenece Formación Sot de Chera. La margas se presentan en niveles decimétricos de aspecto masivo, parcialmente cubiertos. Intercaladas entre las mismas se observan unos niveles tabulares de calizas grises limosas con espesores decimétricos 0,1 a 0,3 metros, en facies de *mudstone* con granos de cuarzo y escasos bioclastos (bivalvos, braquiópodos y ammonoideos). Dentro de este tramo se han recogido ammonoideo de la Biozona *Planula* del Kimmeridgiense inferior (Ramajo *et al.*, 1998).

TECHO

Por encima de este tramo se encuentra serie alternante de calizas limosas, con facies de *mudstone*, atribuidas al Miembro Calanda, de la Formación Loriguilla (Atrops y Meléndez, 1985 a y b).

6.3.4. LA CAÑADA DE VERICH

SITUACIÓN

El afloramiento de la Cañada de Verich se encuentra en el margen derecho de la carretera de Torrevellilla a la Cañada de Verich., antes de llegar a una cantera de calizas y a unos 500 metros de la explotación de arcillas del Cretácico Inferior. La columna levantada abarca desde los materiales del intervalo Bathoniense-Calloviense hasta la parte media a superior de las Calizas con Esponjas de Yátova, que se encuentra parcialmente cubiertas. Las coordenadas de la base de la columna son, X= 745.095 e Y=4.528.485, y el techo se sitúa en el punto de coordenadas X=745.105 e Y=4.528. 500

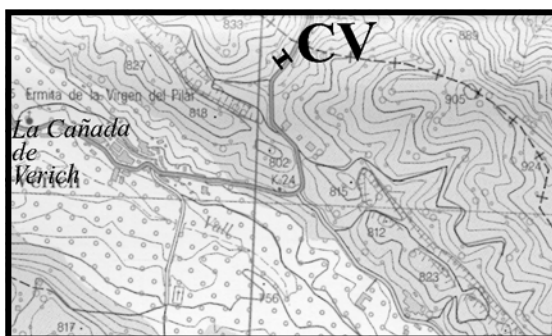


Fig. 6.6. Situación geográfica del perfil de la Cañada de Verich.

BASE

La columna se ha levantado por encima de unas calizas grisáceas a rojizas de aspecto masivo dispuestas en bancos de espesor métrico a decimétrico. Estas calizas presentan, cuando no están dolomitizadas, facies de *packstone* de ooides, peloides y bioclastos. El último nivel de esta serie está culminado por una superficie de

discontinuidad, irregular y ferruginizada, que delimita un nivel centimétrico a decimétrico de calizas bioclásticas ricas en ammonoideos, donde se ha observado ooides fosfáticos y ferruginosos de tamaño pequeño. Este depósito termina con una *hardground* con ammonites truncados. Al igual que en otras columnas como Alcorisa y Barranco de las Estacas, se interpreta este *hardground* como el límite Bathoniense medio-superior.

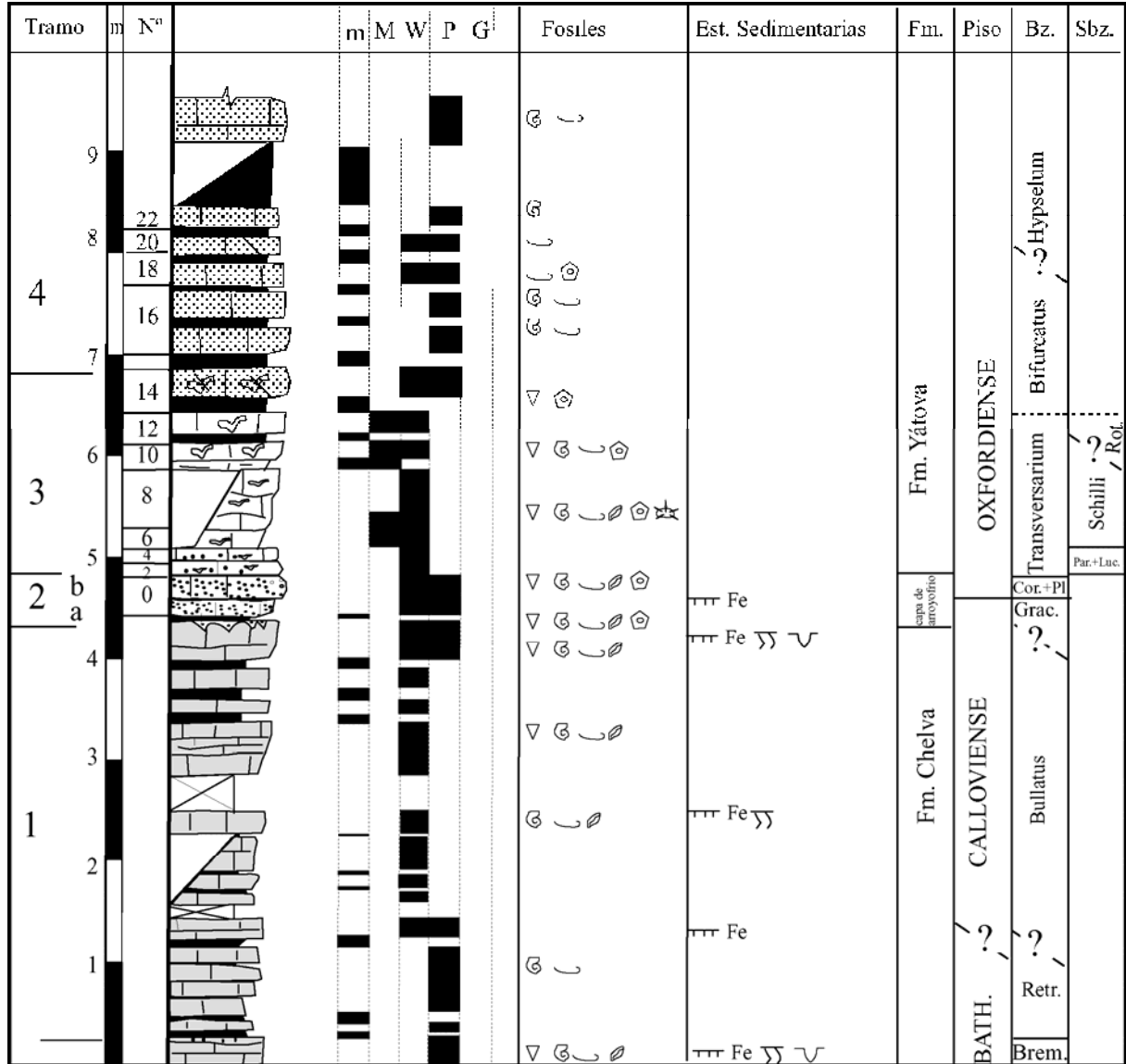


Fig. 6.7. Columna del intervalo Calloviense-Oxfordiense en el afloramiento de la Cañada de Verich.

TRAMO 1

4,2 m de calizas grises a beigeas con intercalaciones de margas.

Las calizas se presentan en estratos de tabulares a nodulosos con espesores de entre 0,2 a 0,5 metros. Estas calizas tienen facies de *wackestone-packstone* a *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos) en la base del tramo, pasando a *wackestone* de bioclastos y *wackestone-packstone* de bioclastos en la parte superior del mismo. Alguno de los estratos están intensamente bioturbados. Se disponen en secuencias estratocrecientes de entre 1,5 a 2,5 m de espesor, que pueden estar culminadas por niveles con *hardgrounds* y ammonites truncados a techo. Se han identificado ammonoideos, belemnites, bivalvos y braquiópodos. Los niveles de margas se presentan como intercalaciones, de centimétricas a 0,15 m de espesor, que se presentan algo laminadas. A techo de

este tramo se observa un nivel decimétrico de facies *wackestone* a *packstone* de bioclastos que presentan una superficie de discontinuidad de morfología irregular, ferruginizada y perforada, con fósiles truncados. Por encima de la misma se encuentra un depósito centimétrico en facies *wackestone* bioclásticos con restos de ooides ferruginosos dispersos. En cuanto su edad, a partir del techo de la primera secuencia estrato creciente se han identificado ammonoideos típicos de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior. En la parte superior del tramo se observan ammonoideos de Biozona *Gracilis* del Calloviense inferior.

TRAMO 2

0,35 –0,55 m de calizas rojizas con ooides ferruginosos.

Este tramo pertenece a la Capa de Arroyofrío. Esta compuesto de dos estratos tabulares con ooides ferruginosos, fragmentos de ammonoideos e intraclastos ferruginosos. El primero tiene un espesor de 0,15 a 0,25 m, presentando una facies de *wackestone* a *wackestone – packstone* de bioclastos (filamentos) con ooides ferruginosos. Se encuentra sobre una superficie de discontinuidad con fósiles truncados y perforaciones rellenas de facies similares a la situadas a techo del tramo anterior. A continuación se observa una costra ferruginosa centimétrica donde se acumulan fósiles ocasionalmente truncados, como belemnites y ammonites. El segundo nivel tiene un espesor de 0,3 a 0,4 m, presenta abundantes ooides e intraclastos ferruginizados. Los ooides son más abundantes, más heterométricos y de mayor tamaño que en el primer nivel. Presenta facies de *wackestone* a *packstone* bioclástico con ooides e intraclastos ferruginosos, observándose también restos de esponjas (espículas o tuberoides) y oncoides. Este último tramo está culminado por un *hardground* fuertemente ferruginizado. Se han identificado ammonoideos, belemnites, braquiópodos, bivalvos y crinoideos. En cuanto a su edad, el nivel inferior presenta ammonoideos reelaborados (*Macrocephalites* y *Hecticoceras*) de la Biozona *Gracilis* del Calloviense inferior, mientras que en el segundo nivel se ha identificado fragmentos de ammonites de los géneros *Arisphinctes* y *Kranaosphinctes*, que permiten atribuirlo a la Biozona *Plicatilis* o a la base de la Biozona *Transversarium*, Subbiozona *Parandieri*.

TRAMO 3

2.1 m de calizas grises con esponjas e intercalaciones de margas y margocalizas (Lámina 6.1.C).

Las calizas son de color gris y se disponen en estratos de nodulosos a irregulares con espesores de entre 0,2 a 0,7 metros. Presentan facies que varían entre *wackestone* a *mudstone* con restos de esponjas bien conservados, más frecuentes en la base de los estratos, a *wackestone-packstone* de fragmentos de esponjas, tuberoides y bioclastos. El último nivel de este tramo presenta unas facies de *packstone* de peloides, con restos de esponjas, y bioclastos. Dentro del tramo se observan frecuentes bioturbaciones y perforaciones a techo de los estratos. En cuanto al contenido fósil se identifican además de las esponjas, crinoides, bivalvos, braquiópodos, radiolas de equínidos, belemnites y ammonoideos. Los intervalos de margas y margocalizas tienen espesores de 0,1 a 0,2 metros, observándose restos de esponjas y fósiles. En cuanto a su edad se han recogido restos de *Kranaosphinctes* y *Martelliceras* característicos de la Biozona *Transversarium* del Oxfordiense medio (Bello, 2005).

TRAMO 4

2,6 metros parcialmente cubiertos de calizas grises de tonos verdosos con margas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, de entre 0,2 a 0,7 metros de espesor, en facies de *packstone* a *wackestone-packstone* de peloides con restos de bioclastos y abundante e glauconita. con contenido mayor hacia la parte media del mismo. Se han identificado bivalvos, ammonoideos, crinoides y espículas de esponjas. Los niveles de margas están bastante cubiertos, presentando espesores de 0,2 a 0,7 m. En este tramo se recogen ammonoideos que permiten atribuirle un edad que varía entre Oxfordiense medio, Biozona *Bifurcatus*, y el superior, Biozonas *Hypselum* o *Bimammatum* (Pérez-Urresti y Delvene, 1999; Bello, 2005).

TECHO

La parte superior de este perfil se encuentra parcialmente cubierta por lo que se hace muy difícil de correlacionar las capas. Sin embargo en un afloramiento cercano se observa, en la base de la Fm. Loriguilla, un tramo de 2 metros de margas y calizas limosas a margosas, perteneciente a la Fm. Sot de Chera, que presentan ammonites del Kimmeridgiense inferior, Biozona Planula, Subbiozona Galar (Pérez-Urresti y Delvene, 1999).

6.3.5. BARRANCO DE LA CEROLLERA

SITUACIÓN

Este afloramiento se encuentra situado en el Barranco de la Cerollera que conduce a la localidad de Belmonte de Mezquín y al cual se accede a través de la carretera que lleva desde la Cañada de Verich a la Cerollera, por encima de un tramo parcialmente cubierto en donde se observan los materiales de la Fm. Margas de Turmiel correspondiente al Jurásico Inferior. Afloran los materiales del Jurásico Medio de la Fm. Chelva, donde se inicia este perfil. La base del mismo tiene las coordenadas X=746.885 e Y=4.527.455, mientras que las coordenadas del techo son X=746.880 e Y=4.527.415 (Fig. 6.8).

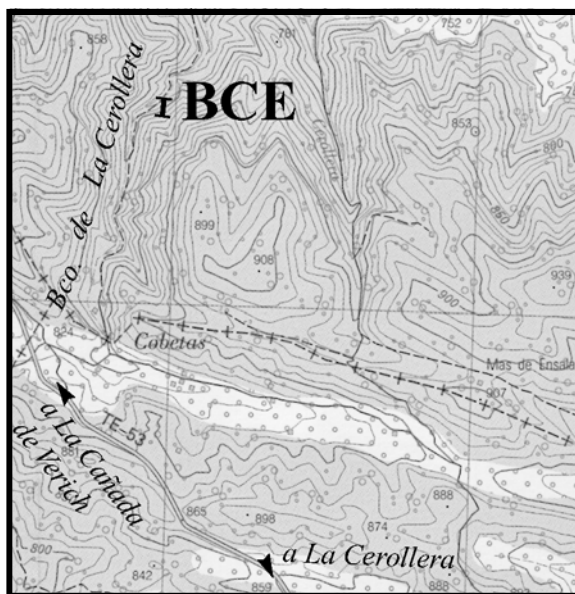


Fig. 6.8 Situación de la Columna levantada en el Barranco de la Cerollera

BASE

La columna se inicia por encima serie de calizas grises, masivas en facies de *packstone* de peloides y ooides donde se recogen ammonioideos atribuidos al Bajociense-Bathonense (Ramajo *et al.*, 1998).

TRAMO 1

1,8 m de calizas grises.

Este tramo se inicia con una parte inferior, de 1 metro de espesor, formada por calizas lajosas a nodulosas, poco fosilíferas, con facies de *wackestone* a *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos). Sobre el mismo se dispone un segundo nivel de calizas tabulares, de 0,6 a 0,8 metros de espesor, en facies de *packstone* de peloides y bioclastos. Este segundo nivel presenta a techo una superficie irregular, con un depósito centimétrico con pisoides ferruginosos y ammonioideos truncados (*Wagnericeras*, *Oxycerites* y *Prohecticoceras*); culminado por

un *hardground*. Los ammonioideos encontrados en este tramo son característicos del Bathoniense medio. La superficie que culmina el mismo se interpreta como correspondiente al límite Bathoniense medio-superior.

TRAMO 2

5 m de alternancia de calizas margosas beige-blancas y margas beige.

Las calizas se presentan en estratos tabulares a nodulosos a irregulares, de 0,15 a 0,20 m, en facies de *wackestone* de “filamentos” y con abundantes fósiles de ammonioideos, bivalvos y belemnites. Las margas se presentan en interestratos de 0,05 a 0,15 m de espesor. Hacia techo de este tramo se aprecia una tendencia estrato y carbonatocreciente. El tramo culmina con un *hardground* ferruginizado con abundantes ammonioideos. Se trata posiblemente del límite Bathoniense-Calloviense. Dentro del tramo se identifican ammonioideos del genero *Cadomites* del Bathoniense superior, Biozona *Retrocostatum*.

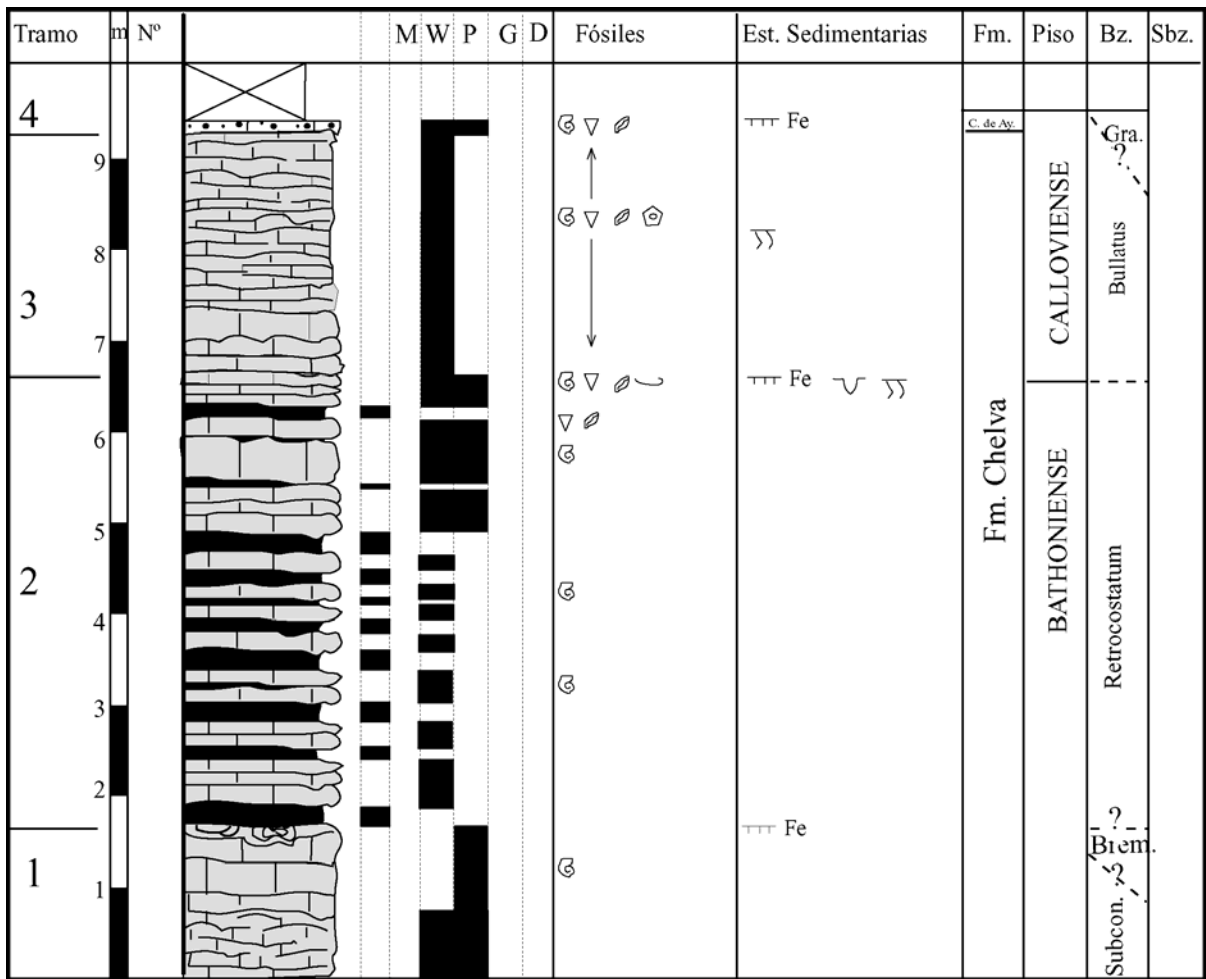


Fig. 6.9. Columna estratigráfica del Calloviense realizada en el Barranco de la Cerollera.

TRAMO 3

2 m de calizas grises rojizas.

Las calizas están dispuestas en estratos irregulares a nodulosos, con espesores decimétricos de 0,2 a 0,5 m. Las calizas tienen facies de *wackestone* a *wackestone-packstone* bioclástico (filamentos) parcialmente dolomitizadas. Presentan ammonioideos, bivalvos, crinoides y belemnites. El tramo se atribuye al Calloviense Inferior, Biozonas *Bullatus* o *Gracilis*.

TRAMO 4

0,2 m de calizas con ooides ferruginosos (Lámina 6.1.D).

Se corresponde con la Capa de Arroyofrío, se trata de un estrato decimétrico de aspecto irregular a noduloso de calizas rojizas. Estas calizas presentan facies de *wackestone* a *packstone* bioclástico con ooides ferruginosos de tamaño grande y muy heterométricos. Se observan abundantes fósiles de braquiópodos, belemnites y ammonoideos. Por su posición y el tipo de facies, así como por la existencia de ammonoideos reelaborados del Calloviense inferior se atribuye este nivel al Oxfordiense inferior o medio.

TECHO

Por encima se sitúan parcialmente cubiertos los materiales del Oxfordiense y el Kimmeridgiense.

6.3.6 RÁFALES

SITUACIÓN

La columna se sitúa en el talud de la carretera N-232, Alcañiz-Castellón, justo antes del desvío que conduce a la localidad de Ráfales, junto a una cantera abandonada ubicada en los materiales, de la Fm. Loriguilla. Las coordenadas de la base son X=750.435 e Y=4.526.520 y del techo X= 750.435, e Y= 4.526.520.

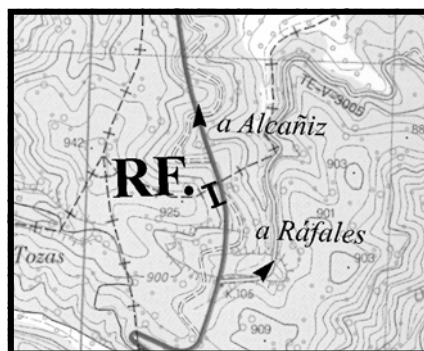


Fig. 6.10. Situación geográfica de la Columna de Ráfales

BASE

La serie se sitúa por encima de unas calizas masivas rojizas dolomitizadas del Bajociense-Bathonense.

TRAMO 1

1,7 m de calizas de color gris-rojizo.

Estas calizas están dispuestas en estratos tabulares decimétricos, que se ordenan en secuencias estratocrecientes de entre 0, 2 y 1 m de potencia. La facies varía entre un *wackestone* a *packstone* de bioclastos y peloides a un *packstone-grainstone* de peloides y bioclastos. Las calizas presentan a veces bioturbación y *hardgrounds* a techo y están fuertemente dolomitizadas en su parte media. Como fósiles se identifican ammonoideos y belemnites. Este tramo está coronado por una superficie irregular sobre la que se dispone un depósito de 0,12 cm. de espesor en facies *wackestone-packstone* bioclástico y peloidal, con pisoides ferruginosos y ammonites reelaborados y truncados por un *hardground*. El tramo presenta ammonoideos del Bathoniense medio, por lo que esta superficie podría ser el límite Bathoniense medio-superior, ya descrito en otros perfiles.

TRAMO 2

3,5 m de calizas de color gris rojizo con escasas intercalaciones de margas (Lámina 6.1.F).

Las calizas se disponen en estratos de masivos a tableados de 0,2 a 0,5 m, en facies de *wackestone-packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides, parcialmente dolomitizadas que pasan a dolomías de grano fino, con fantasmas de bioclastos (bivalvos y crinoides) a techo del tramo. Se observa también secuencias estra-

tocrecientes 0,5 a 0,9 m de espesor. Las margas de tonos rojizos, se encuentra como interestratos de espesor centimétrico. La base de este tramo podría tener una edad de Bathoniense superior, habiéndose encontrado en su parte superior ammonites pertenecientes a la Biozona Bullatus del Calloviense inferior (Ramajo *et al.*, 1999).

TRAMO 3

0,5 a 0,6 m de calizas rojizas con ooides ferruginosos.

Se trata de un estrato de aspecto tabular y 0,5 m de espesor, que presenta tres partes bien diferenciadas:

La parte inferior se corresponde con un nivel de con ooides ferruginosos que presenta un espesor de 0,25 m. que se encuentra dividido en dos, por una superficie irregular y ligeramente ferruginizada. En la parte inferior se identifican facies de *wackestone-packstone* de bioclastos (filamentos, *Globuligerinas* y otros fósiles) con peloides y escasos ooides ferruginosos de tamaño pequeño, que esta intensamente bioturbadas. Se ammonioideos del Calloviense inferior, Biozona Gracilis.

A continuación se observa una superficie irregular, sobre la que se desarrolla una costra ferruginosa centimétrica de 0,05 a 0,10-m, con restos de ammonioideos, intraclastos, ooides y pisoides ferruginosos. Contiene ammonites reelaborados del Calloviense y el Oxfordiense inferior

La parte superior, presentando un relleno de facies de *wackestone* a *packstone* bioclástica con restos de esponjas (tuberoides y espículas) y ooides ferruginosos, más numerosos y de mayor tamaño. Por encima se desarrolla un *hardground* encostrado con ammonites reelaborados del Oxfordiense medio (Biozonas Plicatilis o Transversarium).

TRAMO 4

7,5 m de calizas de color gris crema a gris rojizo, con intercalaciones de margas.

Este tramo se puede subdividir en dos partes:

La parte inferior consta de unos 4,5 m de calizas rojizas, con interestratos de margas de espesor centimétrico. Las calizas se disponen en niveles tableados de 0,2 a 0,6 m, en facies de *wackestone* de esponjas, bioclastos con peloides e intraclastos y glauconita. Hacia techo se pasa a facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos, intraclastos, peloides y glauconita. Aparecen también niveles margocalizos con facies de *mudstone* a *wackestone* de esponjas y bioclastos. A techo se observan depósitos de tipo gradado formados en su parte inferior por un *packstone* de peloides, restos fragmentados de esponjas y bioclastos; que evolucionan a un depósito de *wackestone* de tuberoides y peloides intensamente bioturbados culminados a techo por *hardgrounds*. Estos depósitos se interpretan como posibles tempestitas.

La parte superior consiste en 3 m de calizas, dispuestas en estratos tabulares a ligeramente ondulados, de espesor decimétrico, con intercalaciones margosas más frecuentes que en la base del tramo. En cuanto a su facies, predominan las calizas *wackestone* a *packstone* similares a las de techo del tramo anterior. Estas calizas presentan en muchos casos depósitos gradados, con una acumulación en la base de intraclastos y fragmentos de esponjas y *hardgrounds* a techo. El tramo termina con un nivel de calizas grises enrojecidas de unos 0.4 m de espesor, con facies de *packstone* de bioclastos y escasos restos de esponjas (espículas y tuberoides), que culmina en una *hardground* irregular e intensamente ferruginizado.

En general en todo el tramo se observa una incipiente dolomitización. Se han identificado belemnites, ammonites, braquiópodos, bivalvos y crinoideos. En la parte inferior se encuentran ammonites del Oxfordiense medio, Biozonas Transversarium y Bifurcatus; mientras que a techo se encuentran ammonites de las Biozonas Hypselum, Bimammatum o Hauffianum (Ramajo *et al.*, 1988).

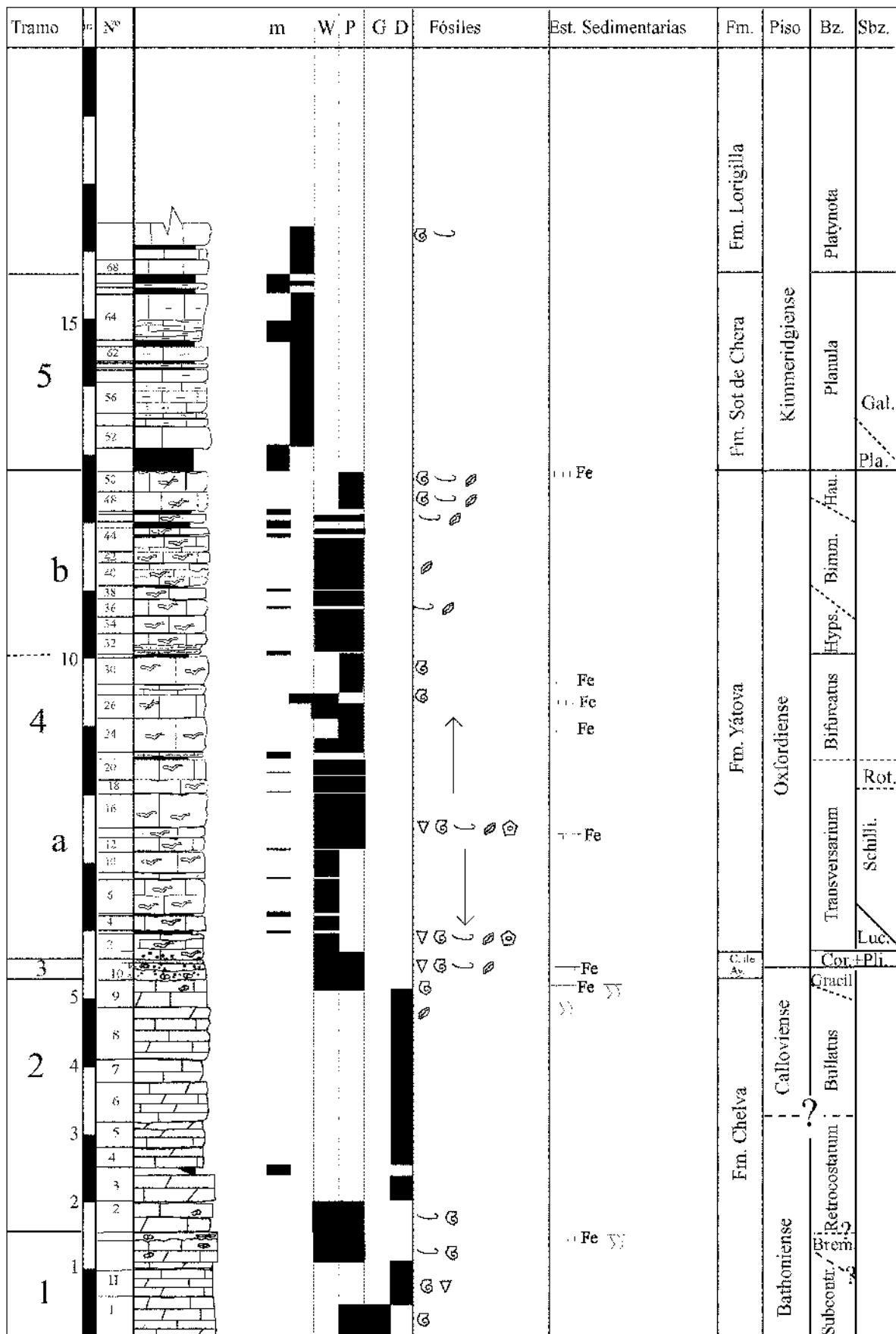


Fig. 6.11 Columna de los materiales del intervalo Bathoniense-Kimmeridgiense en el afloramiento de Ráfales.

TRAMO 5

3,15 m de margas y margocalizas grises, con intercalaciones de calizas margosas.

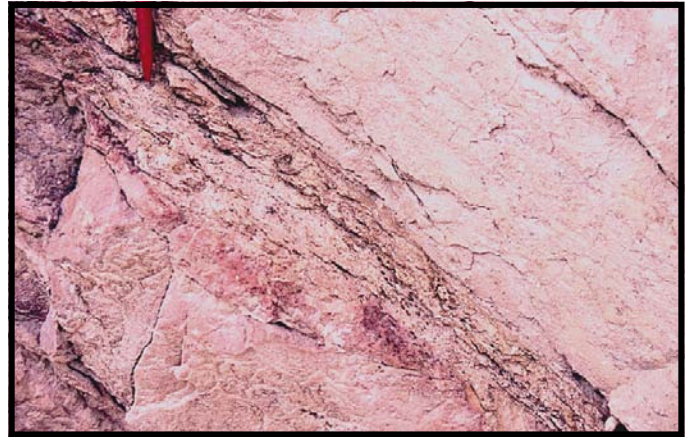
Las margas y margocalizas grises, se disponen en niveles masivos a lajosos de espesor decimétrico (0,1 a 0,5 m). Las calizas algo margosas, de color gris beige se disponen en estratos tabulares (de 0,1 a 0,7 m). Tienen facies de *mudstone* limosos, con granos de cuarzo, sin contenido fósil apreciable. Este tramo se atribuye a la Fm. Sot de Chera y su edad podría ser de Kimmeridgiense inferior, Biozona Planula.

TECHO

Por encima se observan unas calizas amarillas con ammonites de la Biozona Platynota del Kimmeridgiense.



A



B



C



D



E



F

Lámina 6.1. A) Detalle de la Fm. Yátova en el afloramiento de Foz-Calanda. B) La Capa de Arroyofrío en el afloramiento de la carretera de Más de las Matas. C) Base de la Fm. Yátova en la Cañada de Verich. D) Detalle del límite Calloviense-Oxfordiense en el Bco. de la Cerollera. E) Aspecto general del Jurásico Superior en el afloramiento de Ráfales. F) Situación del Calloviense, la Capa de Arroyofrío y el contacto con la Fm. Yátova en el afloramiento de Ráfales.

Capítulo 7. Estratigrafía del Sector del Maestrazgo Septentrional

7.1. SITUACIÓN

En este sector se incluyen los afloramientos estudiados en el área más meridional de la zona de estudio y comprende los afloramientos de Obón, Torre de las Arcas, Ejulve, Alcorisa y Alto del Caballo. Estos afloramientos se sitúan en una franja de dirección Ibérica (SO-NE), ubicada en la zona del Maestrazgo septentrional, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, que se prolonga hacia la zona de enlace entre el Maestrazgo y las Cadena Costero Catalanas. Se localizan entre las localidades de Montalbán y Mas de las Matas, entre los valles de los ríos Martín y Guadalope.

En cuanto al entorno geológico, se sitúan dentro de una serie de estructuras plegadas y afectadas por cabalgamientos, donde afloran los materiales del Mesozoico, principalmente cretácicos y en menor medida jurásicos, estos últimos sobre todo en el núcleo de las estructuras anticlinales. Estos afloramientos orlarían la prolongación oriental del denominado anticlinal de Montalbán en cuyo núcleo afloran materiales del Tríasico y del Paleozoico. Desde el punto de vista paleogeográfico estos afloramientos se encuentran situados en las cercanías del área que actuaría como alto durante el intervalo estudiado, el denominado Alto de Ejulve de Bulard (1972), que se correspondería a la prolongación del denominado Alto del Maestrazgo Fernández - López *et al.* (1999)

7.2. ANTECEDENTES

El Jurásico de esta zona no ha sido objeto de tantos trabajos como las áreas adyacentes de la Sierra de Arcos y del Río Guadalope. Los primeros trabajos se centraron en aspectos de la estratigrafía y bioestratigrafía del Jurásico Medio (Mouterde, 1971). En Bulard (1972) se describe el Jurásico Medio y Superior en las secciones del Alto del Caballo, El embalse de Gallipué (Alcorisa) y Ejulve. En las proximidades de la localidad de Obón se ha estudiado los materiales del Jurásico Medio en los trabajos de Mouterde *et al.* (1978) y Canerot *et al.* (1979). El perfil de Ejulve se definió como estratotipo de la secuencia Oxfordiense por Salas (1987). El Calloviense de esta área ha sido también mencionado en el trabajo de síntesis del Calloviense de la Cadena Ibérica de Sequeiros y Meléndez (1987). La mayoría de los perfiles estudiados, se encuentra también citados en Aurell (1990). El afloramiento de Alcorisa fue estudiado en Baumgärtner y Krautter (1999). El afloramiento del Alto del Caballo se ha estudiado tanto desde el punto de vista sedimentológico, como bioestratigráfico en los trabajos de Ramajo *et al.* (1998) y Meléndez *et al.* (1999). Los afloramientos de Obón, Torre de las Arcas han sido estudiados en el trabajo de Aurell *et al.* (1999b) y Ramajo *et al.* (2000) y más recientemente los materiales del Jurásico Superior y el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en los trabajos de Pérez-Urresti y Delvene (1999) y Bancora *et al.* (2005).

Esté área se incluye en las hojas de cartografía Geológica MAGNA 1:50.000: 518-Montalbán y 519-Aguaviva.

7.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES

7.3.1. OBÓN-1

SITUACIÓN

Se sitúa 1,2 Km al sur de la localidad de Obón, con coordenadas X= 693.090 e Y=4.529.495, y corresponde al perfil OB2, de Aurell *et al.* (1999b). Se accede al mismo por una pista forestal que se toma cruzando un

punteo pasada la confluencia de los Ríos Martín y Cabra señalizada como itinerario para cicloturismo, que une las localidades de Obón y Torre de las Arcas.

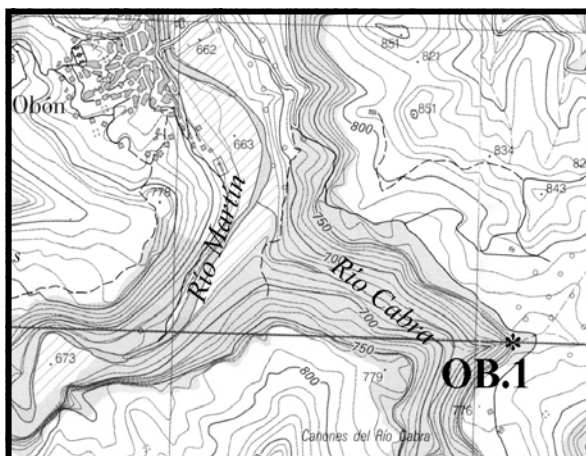


Fig. 7.1. Situación geográfica del afloramiento Obón 1.

BASE

La columna se ha levantado por encima de unas calizas grises a ocre de aspecto masivo, con estratos de espesor métrico, que dan un resalte característico en la topografía. Presentan facies de *grainstone* oolítico con escasos peloides y resto de bioclastos (foraminíferos bentónicos, equínidos, bivalvos, gasterópodos y restos de corales). Está culminada por una superficie plana y ferruginizada, que implica una clara discontinuidad. Se atribuyen estas facies al Bathoniense medio.

TRAMO 1

Aproximadamente 5 m de calizas con escasos interestratos de margas.

Las calizas se disponen en estratos de tabulares a ligeramente nodulosos, de entre 0,2 a 0,4 m, en facies de *wackestone-packstone* y *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos de bivalvos y placas de equinodermos) dolomitizadas. Se observan ammonoideos, bivalvos y braquiópodos, además de una bioturbación y/o bioerosión formada en ocasiones por cavidades subverticales. Los fragmentos *Macrocephalites* y *Hecticoceras* permiten atribuir el tramo al Calloviense inferior, Biozona Bullatus.

TRAMO 2

0,25 m de calizas con ooides ferruginosos.

Se distinguen dos niveles de calizas de entre 0,1 a 0,15 m, de carácter lenticular, que presentan escasos ooides ferruginosos y fosfáticos de gran tamaño. Las calizas tienen facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos, fragmentos de esponjas y tuberoideas, con ooides ferruginosos o fosfáticos, en ocasiones rotos y fragmentados y otros con indicios de *carbonatización*. Estos depósitos se encuentran situados por encima de una superficie ferruginizada y enrojecida ligeramente irregular que marca el límite entre el Calloviense y el Oxfordiense. Como bioclastos se presentan bivalvos, braquiópodos y ammonoideos, identificándose ammonoideos reelaborados del Calloviense. Estos materiales se atribuyen a los depósitos superiores de la Capa de Arroyofrío, de edad Oxfordiense medio (Biozona Plicatilis) o Biozona Transversarium (Subbiozona Parandieri).

TRAMO 3

0,65 a 0,75 m de calizas grises con esponjas (Lámina 7.1.C).

Se trata de un banco de calizas de aspecto masivo a irregular, donde se observa facies de *packstone* de bioclastos, con fragmentos de esponjas, tuberoideas y oncoides. Como bioclastos más importantes aparecen bra-

quiópodos y crinoides, además de escasos ammonites. En lámina delgada se aprecia como los restos de esponjas están compuestos principalmente por espículas y *tuberoides*, estos últimos consisten restos de esponjas de tamaño mediano 1-3 m, subredondeados y con envueltas microbianas, a veces se observan también oncoides. Estas facies se encuentran algo dolomitizadas. Tanto por facies como por los ammonoideos identificadas, *Kra-naosphinctes* este tramo se ha datado como perteneciente a la Biozona Transversarium del Oxfordiense medio, probablemente corresponde a la subbiozona Luciaeformis o quizás Schilli.

TECHO

Por encima se ven los primeros niveles de las calizas oolíticas de la Fm. Pozuel del Kimmeridgiense.

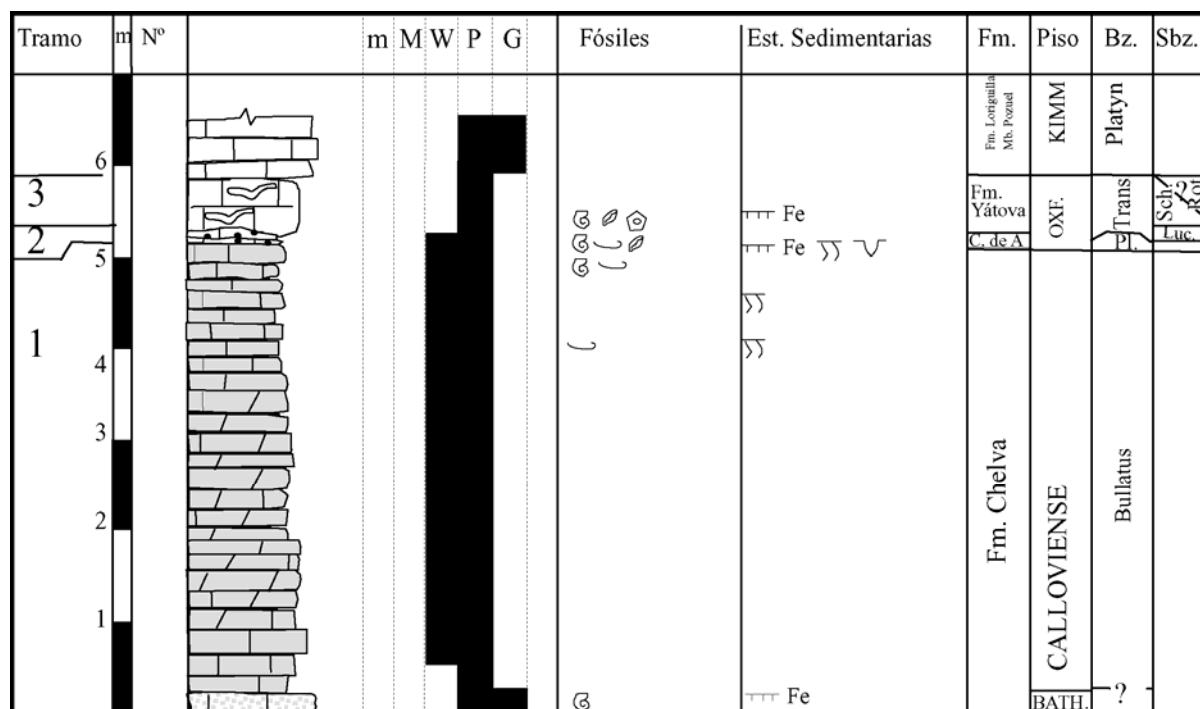


Fig. 7.2. columna de los materiales del intervalo Calloviense-Oxfordiense en el afloramiento Obón 1.

7.3.2. OBÓN-2

SITUACIÓN

El perfil corresponde al denominado TA3 por Aurell *et al.* (1999b) y se encuentra situado a unos 5 Km. al sur de Obón por la pista anteriormente citada que lleva desde Obón a Torre de las Arcas y tiene las siguientes coordenadas, X=692.670 e Y=4.526.645.



Fig.7.5. Situación de la Columna de Torre de la Arcas.

BASE

Se sitúa sobre los niveles de calizas grises masivas, en facies de *grainstone* oolítico, atribuidos al Bathoniense medio. Las calizas están coronadas por un *hardground* de morfología planar y ligeramente ferruginizado, que en ocasiones está asociada a estructuras diagenéticas de tipo *cone in cone*.

TRAMO 1

2,2 m de calizas con esponjas.

Compuesto por calizas con estratificación masiva nodulosa a irregular de entre 0,2 a 0,5 m. Presenta facies de *packstone* a *wackestone* de bioclastos y restos de esponjas, espículas, tuberoides y escasos restos de esponjas rotas y fragmentadas. Como bioclastos más importantes se han identificado restos de crinoides, bivalvos, braquiópodos y belemnites. A 1,2 metros de la base se ha identificado un nivel con una superficie discontinua enrojecida a techo. Sobre la que se encuentra un depósito centimétrico de tuberoides y peloides ferruginizados, similares a los que se encuentran en el área de la Sierra de Arcos en el límite entre las Subbiozonas Schilli-Rotoides de la Biozona Transversarium. Se han identificado restos de *perisphinctidos* que permiten atribuir el tramo al intervalo de las Biozonas Transversarium y Bifurcatus.

TRAMO 2

0,7 m de calizas grises.

Se trata de calizas grises dispuestas en un estrato tabular en facies de *grainstone* de oolitos con escasos restos de bioclastos, identificados en lámina delgada como miliólidos, equinodermos y gasterópodos. Se atribuye a la Fm. Pozuel de Kimmeridgiense.

TECHO

Por encima de este nivel, que da un pequeño resalte, se encuentra varios niveles de calizas oolíticas cubiertos por la vegetación.

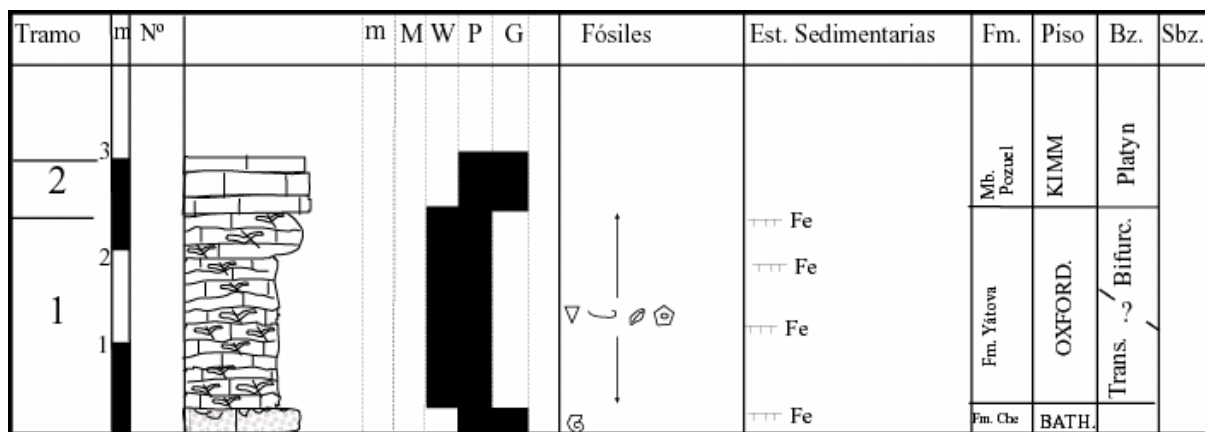


Fig. 7.4. Columna de los materiales del intervalo Calloviense-Oxfordiense en el afloramiento Obón 1

7.3.3. TORRE DE LAS ARCAS

SITUACIÓN

El perfil se corresponde al denominado TA1 en el trabajo de Aurell *et al.* (1999); se localiza 1 Km al Noroeste de la localidad de Torre de las Arcas. Se accede al mismo por una pista que sale desde la localidad de

Torre de las Arcas y cruzando el Río Cabra, lleva a las localidades de Estercuel y Obón. Las coordenadas de la base son X=693.145 e Y=4.524.289, mientras las del techo son: X= 693.155 e Y=4.524.299.

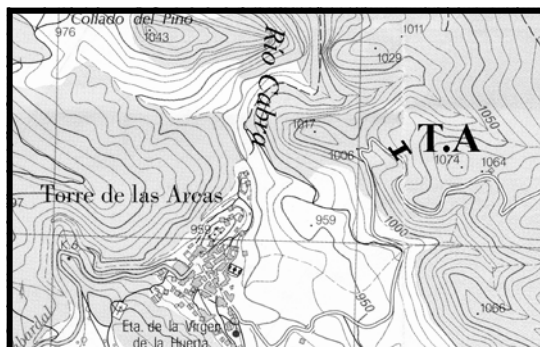


Fig.7 .5. Situación de la Columna de Torre de las Arcas.

BASE

Se sitúa sobre las calizas oolíticas del Bathoniense medio, que dan un resalte en la topografía y presentan una superficie plana y enrojecida a techo, (Lámina 7.1.D).

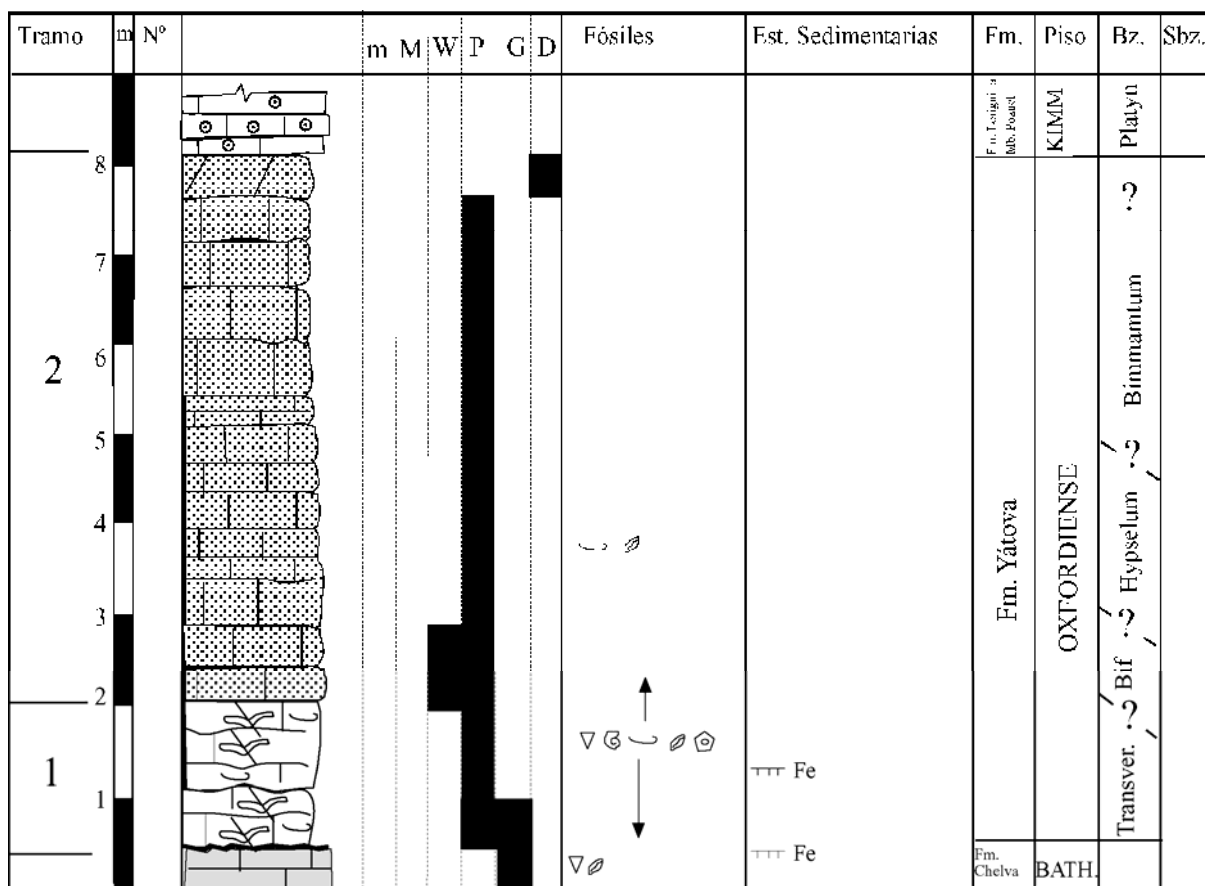


Fig.7.6. Columna de los materiales estudiados en el afloramiento de Torre de las Arcas.

TRAMO 1

1,5 a 1,7 m de calizas con esponjas.

Las calizas de tonos grises se disponen en niveles de espesor decimétrico, de aspecto irregular a noduloso, en facies de *packstone* de bioclastos, oncoides y esponjas, fundamentalmente tuberoides, fragmentos de espon-

jas subredondeados y espículas. Se identifican fragmentos de ammonites, crinoides, belemnites y braquiópodos. Estos niveles presentan en ocasiones superficies enrojecidas, habiéndose observado bioclastos y tuberoides con indicios de ferruginización. Los ammonites encontrados en este tramo pertenecen a la Biozona Transversarium del Oxfordiense medio.

TRAMO 2

6 a 6,5 m de calizas grises verdosas parcialmente dolomitizadas.

Estas calizas se disponen en estratos tabulares con espesores entre 0,2 a 0,5 metros, con un tono verdoso muy marcado debido a la presencia de glauconita. Las mismas presentan facies de *packstone* de peloides e intraclastos heterométricos, con bioclastos como restos de bivalvos y braquiópodos, equinodermos y miliólidos, dentro de este tramo se pueden observar granos de glauconita muy abundantes. El techo de este tramo esta representado por un nivel dolomítizado y recrystalizado. En cuanto a su edad por su facies y posición estratigráfica, esta debería corresponder al Oxfordiense medio y superior (Biozonas, Bifurcatus, Hypselum, Bimammatum y quizás Hauffianum), sin embargo no se han recogido ammonites que permitan precisar esta atribución.

TECHO

Por encima se encuentra las calizas oolíticas del Miembro Pozuel de la Formación Loriguilla del Kimmeridgiense inferior.

7.3.4. EJULVE (BARRANCO DE LOS DEGOLLADOS)

SITUACIÓN

El perfil se localiza en las cercanías del kilómetro 21,5 de la carretera que lleva desde Ejulve hasta Villarluengo en el Barranco de los Degollados (Fig.7.7), en el punto de coordenadas X= 706.640/5 e Y= 4.509.740/5.



Fig. 7.7 .Situación geográfica del afloramiento del Barranco de los Degollados (Ejulve)

BASE

El perfil se sitúa sobre una serie de calizas masivas parcialmente dolomitizadas (Lámina 7.1.E). Se trata de calizas de tonos grises en facies de *packstone* a *grainstone* de oolitos, a veces algo fracturadas con una edad atribuida al Bajociense-Bathoniese inferior y medio (Bulard, 1972).

TRAMO 1

2,75 m de calizas grises masivas.

Corresponde con los últimos bancos de espesor métrico a decimétrico de las calizas masivas oolíticas del Bathoniense. El nivel está culminado por una superficie irregular ligeramente ferruginizada, que en ocasiones se presenta algo encostrada. Su edad se atribuye al Bathoniense medio por las facies oolíticas similares a las que aparecen en la Sierra de Arcos (Cap. 5).

TRAMO 2

1,1 a 1,35 m de calizas con esponjas.

Este tramo tiene una base bastante irregular y dentro del mismo se distinguen dos partes. La parte inferior tiene entre 0,9 a 0,75 m está compuesta por varios niveles de espesor decimétrico de apariencia irregular a nodulosa. Por encima se sitúa un nivel de 0,4 a 0,45 m de aspecto tabular, que presenta restos de esponjas bien conservados en su parte basal. Las facies de este tramo varían desde un *packstone* de esponjas (fragmentos, espículas y tuberoides), con oncoides y bioclastos, tales como fragmentos de bivalvos y braquiópodos, *protoglobigerinas*, belemnites, crinoides y restos de ammonites a un *wackestone* a *packstone* bioclástico. A techo del nivel, donde se observan esponjas bien conservadas, se encuentran ammonites de los generos *Larcheria* y *Dichotomosphinctes* atribuidos al Oxfordiense medio, Biozona Transversarium, Subbiozonas Schilli y/o Rotoides.

TRAMO 3

0,45 m de calizas bioclásticas.

Consiste en un nivel tabular de 0,45 m de calizas bioclásticas, en facies de *wackestone-packstone* de bioclastos y peloides con escasos restos de esponjas, foraminiferos bentónicos y bivalvos. Hacia la parte superior, no hay casi restos de esponjas. Se considera perteneciente a las Biozonas Bifurcatus - Bimammatum.

TRAMO 4

0,10 a 0,15 m de calizas bioclásticas.

Se trata de un nivel decimétrico con una superficie inferior ferruginizada y una superficie superior también ferruginizada. Presenta facies de *wackestone* de bioclastos y partículas ferruginizadas (peloides) que se encuentra recristalizadas y trasformadas en carbonatados, si bien el aspecto que presentan, las partes más internas que no se han carbonatado, es una morfología que recuerda a los ooides de la Capa de Arroyofrío. Los bioclastos observados en lámina delgada son briozoos, bivalvos, serpúlidos y foraminiferos. En este tramo Aurell (1990) indica la existencia de ammonites pertenecientes a la Biozona Platynota del Kimmeridgiense.

TECHO

Sobre este nivel se encuentra una serie alternante de niveles de calizas gris claro, en facies de *mudstone*, con intercalaciones de margas grises, atribuidas a la Fm. Loriguilla del Kimmeridgiense.

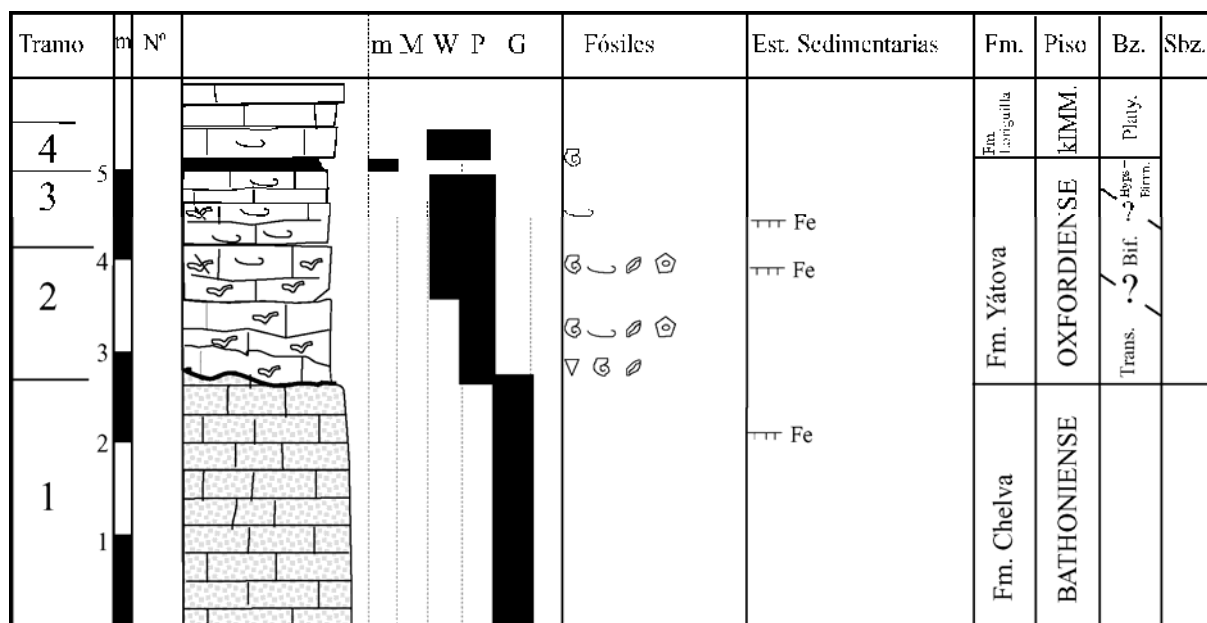


Fig. 7.8. Columna de la sucesión Oxfordiense en el Barranco de los Degollados.

7.3.5. ALCORISA, EMBALSE DE GALLIPÚEN

SITUACIÓN

Este perfil se sitúa a unos 3 Km de Alcorisa, en la margen derecha del Río Guadalopillo en las cercanías del embalse de Gallipúen. Presenta unas coordenadas de la base de X=718.130 e Y=4.528.505, mientras el techo tiene coordenadas X=718.140 e Y=4.528.550.

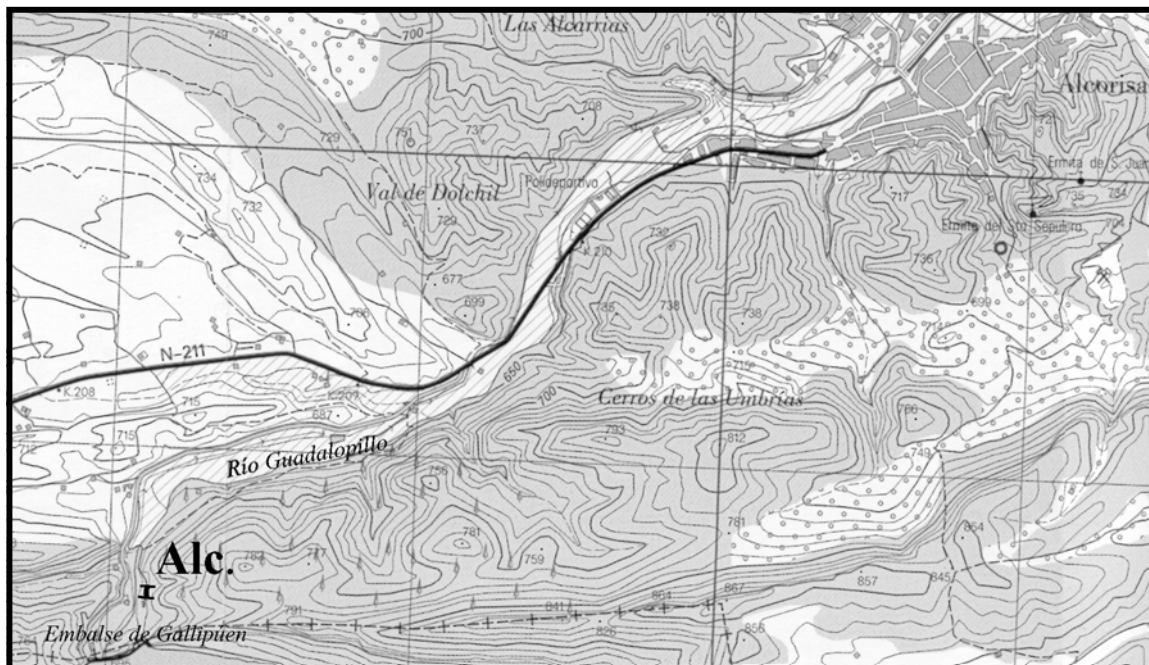


Fig. 7.9. Situación del Perfil de Alcorisa, en las cercanías del Embalse de Gallipúen.

BASE

El perfil se sitúa sobre las calizas de color gris claro de la Formación Chelva y tiene una edad Bajociense-Bathonense inferior (ver Lámina 7.1.B).

TRAMO 1

1,8 m de calizas grises masivas.

Este tramo se corresponde a la parte superior de la Fm. Chelva. Se trata de calizas de color blanco a gris claro, de aspecto masivo, en facies de *packstone* a *packstone-wackestone* de bioclastos y peloides, presentando en su techo una superficie irregular ferruginizada (*hardground*). Esta superficie presentan cavidades rellenas por un depósito de espesor centimétrico, en facies de *packstone* bioclástico con ooides fosfáticos y/o ferruginosos, presentando fósiles, ammonites, belemnites y braquiópodos, de los cuales los ammonites suelen estar trancados y erosionados. Todo el depósito se encuentra cubierto por una costra ferruginosa de espesor milimétrico. Los ammonoideos identificados (K. Page *com. pers*) permiten atribuir esta superficie al límite Bathoniense medio-Bathonense superior, al igual que en otros afloramientos de la Sierra de Arcos y el Río Guadalope.

TRAMO 2

7,4 a 7,5 m de calizas blanquecinas a grises.

Se trata de calizas dispuestas en estratos de tabulares a masivos con espesores de entre 0,2 a 0,9 m, que en ocasiones presentan una ordenación estratocreciente. Se han identificado facies de *wackestone* a *wackestone-packstone* de peloides y bioclastos (filamentos). Se observan fósiles como ammonoideos, belemnites, crinoides y abundantes restos de bivalvos y braquiópodos. Presenta también en ocasiones algo de bioturbación. Por enci-

ma de este tramo se identifica un nivel de unos 0,2 m de calizas en facies *wackestone a packstone* de bioclastos, fuertemente bioturbados y con perforaciones de organismos, que culmina a techo con una costra ferruginosa de unos 3 a 7 mm, colonizada por organismos incrustantes (serpúlidos) y asociada a cementos esparíticos. En la parte inferior del tramo se han encontrado restos de ammonites del Bathoniense superior, habiéndose encontrado a unos 2 metros del techo un *Procerites* de edad Bathoniense superior, Biozona *Retrocostatum* (K. Page, *com. pers.*). Sin embargo no se puede descartar que el techo del mismo tenga una edad de Calloviense inferior, Biozona *Bullatus*.

TRAMO 3

1,8 a 1,9 m de calizas grises oscuras algo margosas.

Se trata de calizas con esponjas, dispuestas en estratos nodulosos, irregulares o tabulares de 0,3 a 0,6 m, en facies de *wackestone a packstone*-de tuberoides y bioclastos, con restos de esponjas fragmentadas y rotas. Se han identificado fragmentos de ammonoideos, braquiópodos, belemnites y bivalvos. En la parte inferior se han observado restos retrabajados de ooides ferruginosos en los primeros centímetros de este tramo. En el techo se observa una superficie irregular que presenta por encima un depósito en facies de *packstone* de tuberoides, con bioclastos y peloides ferruginizados, algunos de los cuales proceden de la ferruginización de los tuberoides. Esta superficie se puede correlacionar con observada en la Sierra de Arcos, que corresponde al límite entre las Subbiozonas Schilli-Rotoides de la Biozona *Transversarium*. Si se tiene en cuenta esto y los escasos ammonites recogidos podemos atribuir a este tramo al Oxfordiense medio, Biozona *Transversarium* o quizás, su techo, a la Biozona *Bifurcatus*.

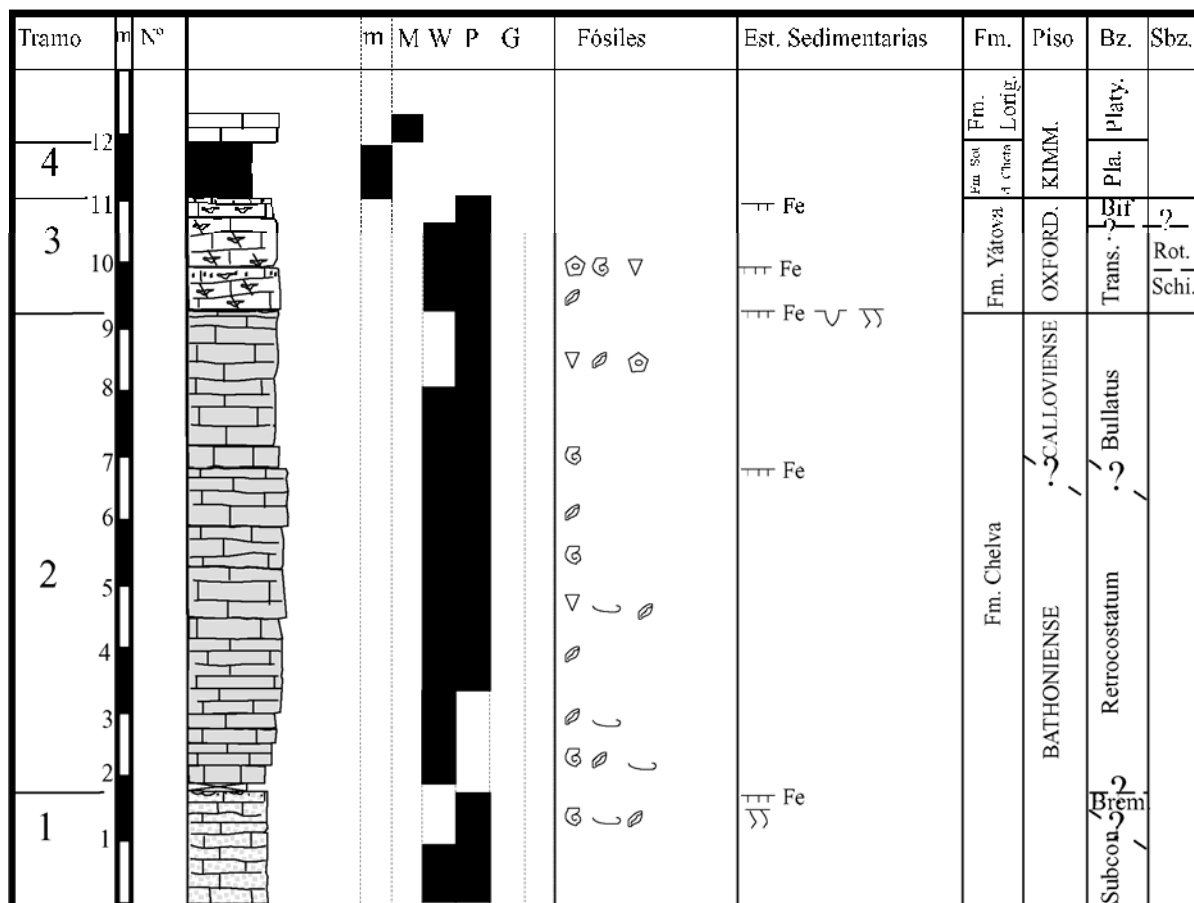


Fig. 7.10. Columna de los materiales del intervalo Calloviense-Oxfordiense en el Embalse de Gallipien.

TRAMO 4

0,9 m de margas grises parcialmente cubiertas.

Estas margas, pueden ser atribuidas a la Fm. Sot de Chera, aunque parecen que están afectados por una falla, y parcialmente cubiertas, lo que hace difícil apreciar su espesor real.

TECHO

Por encima se sitúan las calizas micríticas tableadas del Miembro Calanda de la Fm. Loriguilla del Kimmeridgiense inferior, donde se identifican ammonioideos de la Biozona Platynota (Bancora *et al.*, 2005).

7.3.6. ALTO DEL CABALLO

SITUACIÓN

El afloramiento se sitúa en el paraje del Alto del Caballo, entre los Km 54 y 55 de la carretera de Más de las Matas a Alcorisa. En el se han realizado dos perfiles en una antigua curva de la carretera (AC.1 y AC.2, Fig.7.11). Las coordenadas del perfil AC.1 son X= 726.345 e Y=4.529.288; mientras que las del perfil AC.2 son: X=726.242 e Y=4.529.300.

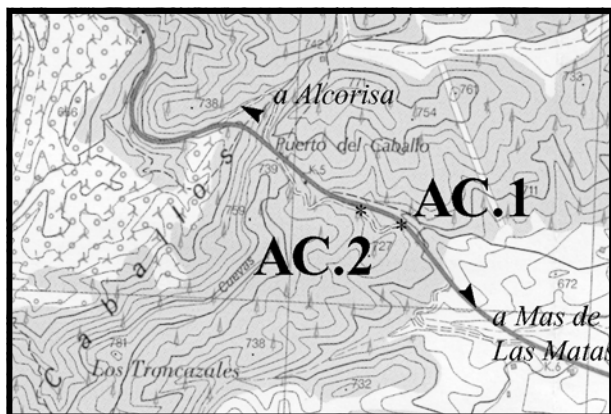


Fig. 7.11. Situación geográfica del afloramiento del Alto del Caballo.

En el perfil de Alto del Caballo-1 se han diferenciado los siguientes tramos:

BASE

Se sitúa sobre unas calizas *grainstone* oolíticas de aspecto masivo atribuidas al Bajociense - Bathoniense.

TRAMO 1

3 m de calizas masivas beige blancas.

Este tramo consiste en calizas dispuestas en estratos de espesor métrico a decimétrico de aspecto masivo a tabular. Estas calizas presentan facies de *wackestone* a *packstone* de oolitos y peloides con ammonites y belemnites. A techo presenta una superficie ligeramente irregular y enrojecida. Los ammonioideos encontrados permiten atribuir este tramo al Bathoniense medio-superior (*K. Page. com pers.*)

TRAMO 2

0,15-0,25 m de calizas con ooides ferruginosos.

Se trata de un nivel de base irregular en facies de *packstone* bioclástico con ooides ferruginosos fuertemente heterométricos, con ammonites, belemnites, bivalvos, braquiópodos. En su parte media se observa una superficie irregular ligeramente enrojecida. Que separa dos episodios, en el último de los cuales se distingue la existencia de restos de esponjas, junto a los ooides ferruginosos (Lámina 7.1.A). Se atribuye al Oxfordiense medio, Biozona Plicatilis, o incluso Biozona Transversarium, Subbiozona Parandieri.

TRAMO 3

0,78 m de calizas rosas amarillentas con esponjas.

Estas calizas se disponen en estratos ligeramente nodulosos o con superficies onduladas, presentando facies de *wackestone-packstone* de bioclastos con restos de esponjas (fragmentos algo redondeados, tuberoideos y espículas), escasos ooides ferruginosos retrabajados y dispersos de menor tamaño que los anteriores en la parte inferior. Se han identificado crinoides y belemnites, además de serpúlidos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos y ostrácodos. Su edad se atribuye al Oxfordiense medio Biozona Transversarium.

TRAMO 4

2, 5 m de una alternancia de calizas beige y margas.

Las calizas se disponen en estratos finamente tableadas, con superficies irregulares y espesor decimétrico (de 0,1 a 0,3 m), en facies *wackestone* con bioclastos, intraclastos, restos de esponjas y abundantes placas de crinoides, presentando fósiles de ammonites y braquiópodos. Las margas están generalmente cubiertas. Este tramo podría tener una edad de Oxfordiense medio, Biozonas Transversarium a Bifurcatus.

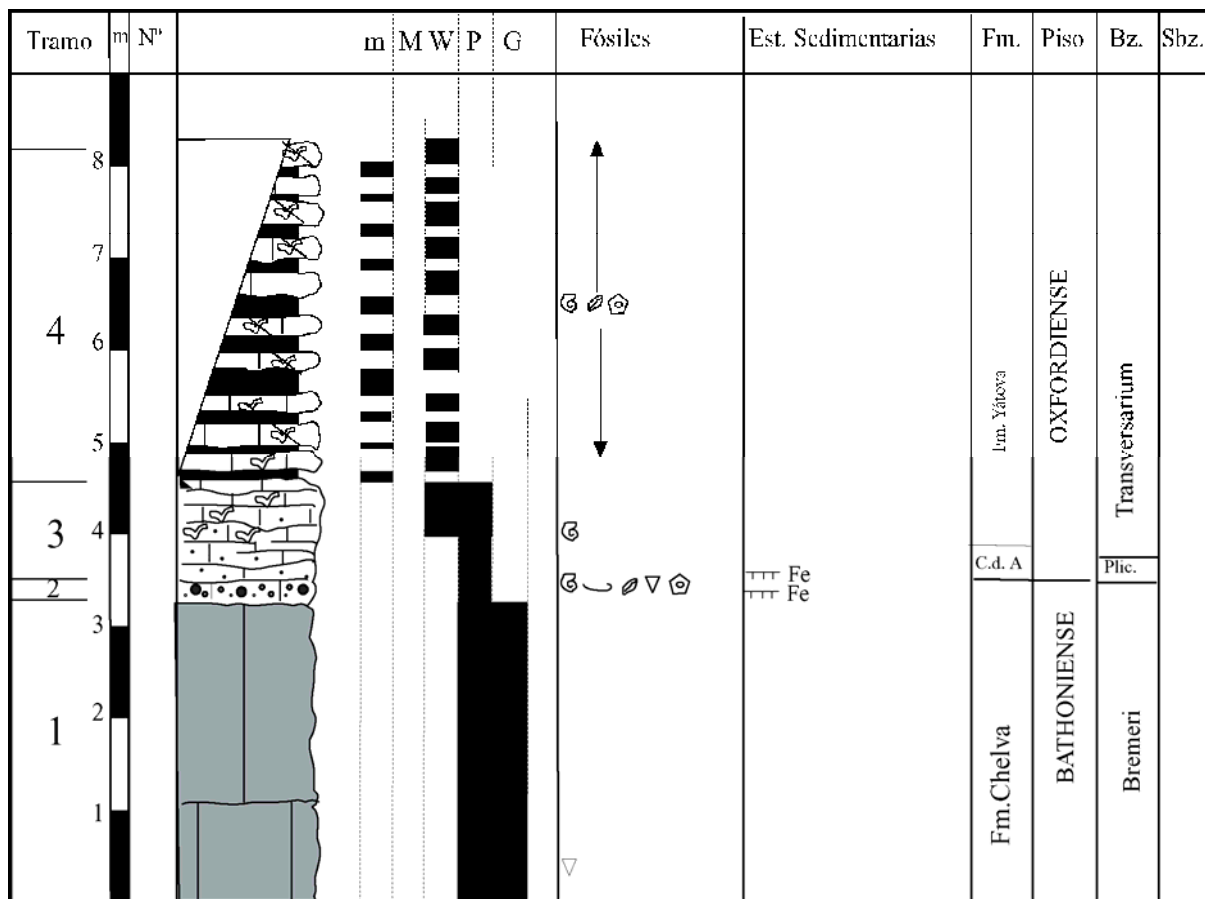


Fig. 7.12. Columna estratigráfica del límite Jurásico Medio-Superior en el afloramiento AC.1.

En el perfil de Alto del Caballo-1 se han diferenciado los siguientes tramos:

TRAMO 1

2, 5 m de calizas beige masivas.

Estas calizas grises tienen un aspecto de masivo a tabular disponiéndose en estratos de espesor métrico a decimétrico, en facies similares a las descritas en la columna AC.1. Su contenido fósil es escaso, apareciendo belemnites, ammonoideos y crinoides.

TRAMO 2

0,4 m de calizas con ooides ferruginosos.

Sobre las calizas masivas del Bathoniense se sitúa un nivel de 40 cm. de calizas grises, con una o varias superficies irregulares, que se encuentra rellenas por una calizas de color gris-rojizo con ooides ferruginosos fuertemente heterométricos y clastos de facies similar a las calizas del tramo anterior. Su edad podría corresponder al Oxfordiense inferior, Biozona Cordatum.

TRAMO 3

0,7 m de calizas con ooides ferruginosos.

Este tramo de calizas con ooides ferruginosos está compuesto por dos estratos tabulares. Un primer estrato de color blanco - beige de 0,5 m de espesor con una facies de *packstone* bioclástico y peloidal con ooides heterométricos de 1 a 0,5 mm de diámetro. Como fósiles más característicos aparecen ammonites, bivalvos, braquiópodos y crinoides. El segundo estrato de 0, 2 m de potencia de caliza blanca con ooides ferruginosos de pequeño tamaño con restos de esponjas tienen una facies de *wackestone - packstone* de bioclastos con restos de esponjas y ooides ferruginosos. A este tramo se le podría atribuir una edad de Oxfordiense medio, Biozonas Plicatilis el tramo inferior y ya claramente Oxfordiense medio, Biozona Transversarium (Subbiozonas Parandieri/o Luciaeformis) al segundo nivel con ooides ferruginosos.

TRAMO 4

1 m de calizas con esponjas.

Se inicia con un nivel de 0,8 m de calizas rosas nodulosas a ligeramente onduladas con escasos ooides ferruginosos y abundantes crinoides; culminando con un estrato tabular de 0,2 m de calizas rosa blancas ricas en crinoides. Las facies varían entre un *wackestone-packstone* a *packstone* bioclástico con intraclastos, oncolitos, tuberoides y fragmentos de esponjas. El contenido en estas ultimas se hacen menor hacia la parte superior del tramo. Su edad se atribuye al Oxfordiense, siendo su base probablemente perteneciente al Oxfordiense medio (Biozona Transversarium)

TECHO

El techo de la serie se encuentra cubierto por la vegetación y los depósitos del Cuaternario.

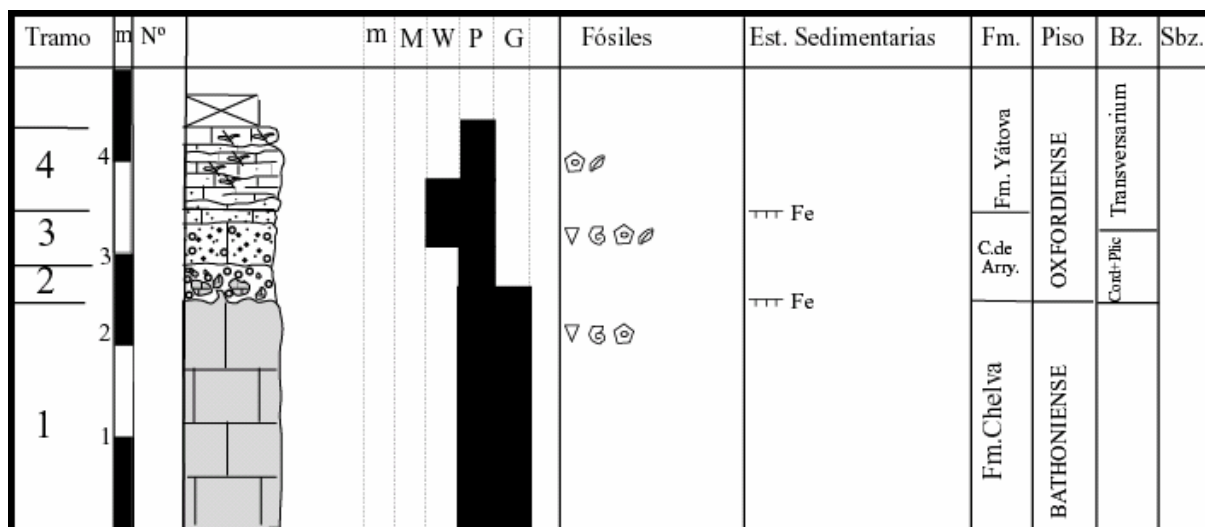


Fig.7.13. Columna levantada en el afloramiento AC.2 del Alto del Caballo.



A



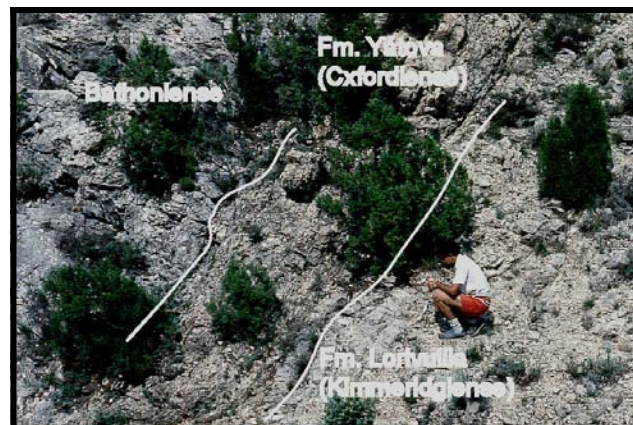
B



C



D



E

Lámina 7.1. A) Aspecto del afloramiento del Alto del Caballo con la situación de la Capa de Arroyofrío. B) Afloramiento de Alcorisa, situación del límite Calloviense-Oxfordiense. C) Afloramiento de Obón con la situación de los límites Bathoniense-Oxfordiense y Oxfordiense-Kimmeridgiense D) Aspecto general del afloramiento de Torre de las Arcas. E) Visión general del afloramiento de Ejulve con la situación de la Fm. Loriguilla, la Fm. Yátova y los materiales del Bathoniense.

III-EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

Capítulo 8. Evolución sedimentaria del intervalo Bathoniense superior- Calloviense superior

8.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se estudia el intervalo Bathoniense superior–Calloviense superior. Los materiales estudiados se corresponden, en el área de estudio, a la parte superior de la Fm. Chelva (Gómez y Goy, 1979) y a la Fm Agreda (Wilde, 1988). Desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, estos materiales se han incluido dentro a la Secuencia Calloviense (J2.4), la última del ciclo del Jurásico Medio (Fernández López, 1997; Aurell *et al.*, 2000, 2002 y 2003).

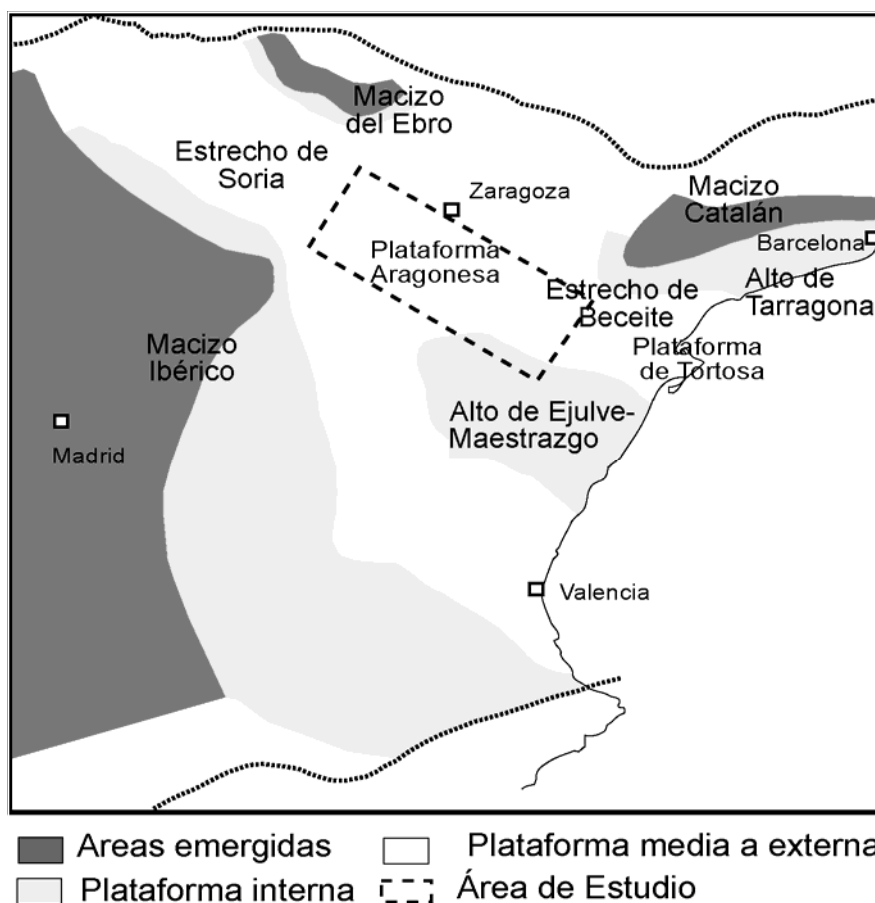


Fig. 8.1. Los principales accidentes paleogeográficos existentes durante el intervalo Bathoniense–Calloviense en la Cordillera Ibérica (modificada de Aurell *et al.*, 2003).

La Fig.8.1. muestra la reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca Ibérica al final del Jurásico Medio. En su parte noroccidental se diferencian el Macizo Ibérico y el del Ebro, situándose entre ambos el “Estrecho de Soria” (Bulard, 1972), donde se desarrolla una sedimentación de plataforma interna con influencia detrítica. En la parte suroriental se encuentra el “Alto del Maestrazgo” (Fernández–López *et al.*, 1998) que coincide en parte con el área del “Alto de Ejulve” (Bulard, 1972) por lo que se le denomina también “Alto de Ejulve–Maestrazgo”. Esta es una zona de sedimentación somera durante la mayor parte del Jurásico Medio, que va a estar emergida durante el Calloviense. Entre esta zona y el Macizo Catalán (Wilde, 1988; Fernández López *et al.*, 1996) se encuentra el “Estrecho de Beceite” que da paso a la sedimentación marina abierta de la “Plataforma de Tortosa” (Fernández–López *et al.*, 1997).

El Calloviense presenta una gran variación lateral de espesores y facies entre las diferentes áreas, llegando a estar ausente en la zona del Maestrazgo Septentrional (“Alto de Ejulve-Maestrazgo”). En la parte más Noroccidental se han medido más de 100 m (Wilde, 1988), que pasan a unos 70 a 90 m en el área de Ricla y a unos 20 a 30 m en la zona de Aguilón y Tosos, reduciéndose hasta 3 a 5 m en las zona de la Sierra de Arcos y Calanda Ráfales (Fig. 8.2.). El Calloviense inferior (Biozona Bullatus) se encuentra representado en casi todo el área de estudio en facies de calizas bioclásticas o peloidales más expandidas en el área Noroccidental (Veruela-Tosos) y más condensadas entre la Sierra de Arcos y Ráfales donde pasan hacia la parte superior (Biozona Gracilis) a facies condensadas con ooides ferruginosos. El Calloviense medio y superior solo se encuentra bien representado en el área Noroccidental (Veruela-Tosos) como una alternancia de margas y calizas bioclásticas con una cierta influencia siliclástica (Veruela), presentándose muy reducido en la Sierra de Arcos y Calanda-Ráfales, siempre en facies condensadas con ooides ferruginosos (Fig. 8.3).

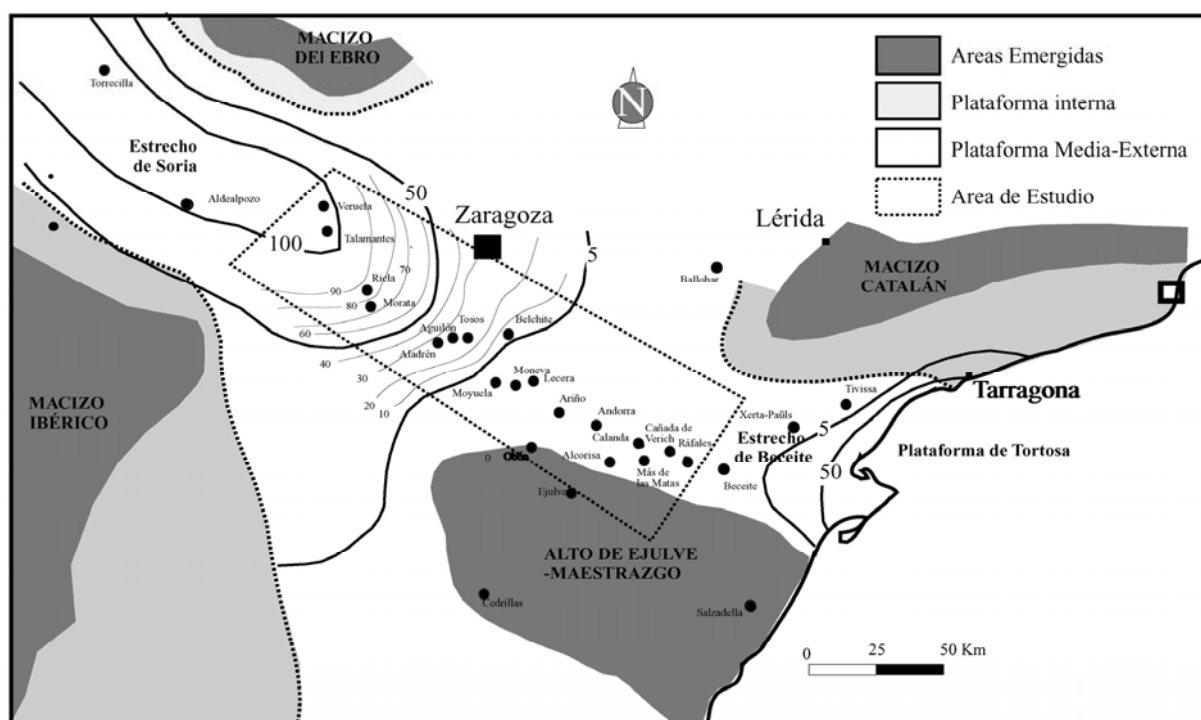


Fig. 8.2. Mapa de isopacas y espesores del Calloviense modificado de Aurell *et al.* (2002).

La secuencia Calloviense se encuentra limitada en su parte inferior por la discontinuidad Bathoniense-Calloviense que lleva asociada a una laguna estratigráfica que abarca la Biozona Discus, parte de la Biozona Retrocostatum y la parte inferior de la Biozona Bullatus del Calloviense inferior (Fernández-López, 1997, 2001). Ha sido interpretado como una discontinuidad de primer orden ligada a una etapa a una detención en las sedimentación en las zonas marinas que da paso a la emersión de en buena parte plataforma a partir del Bathoniense medio-superior (Fernández-López, 1997, Aurell *et al.*, 2003). Apareciendo el registro más expandido del Bathoniense superior se encuentra en Plataforma de Tortosa, donde se conserva registro de parte de la Biozona Discus (Fernández-López, *et al.*, 1996, Fernández-López, 2001). La discontinuidad no es uniforme en toda el área estudiada, ni tampoco lo son las facies sobre las cuales se depositan los materiales del Calloviense (Fig.8.3). El límite Calloviense-Oxfordiense se estudiará con detalle en el Capítulo 9.

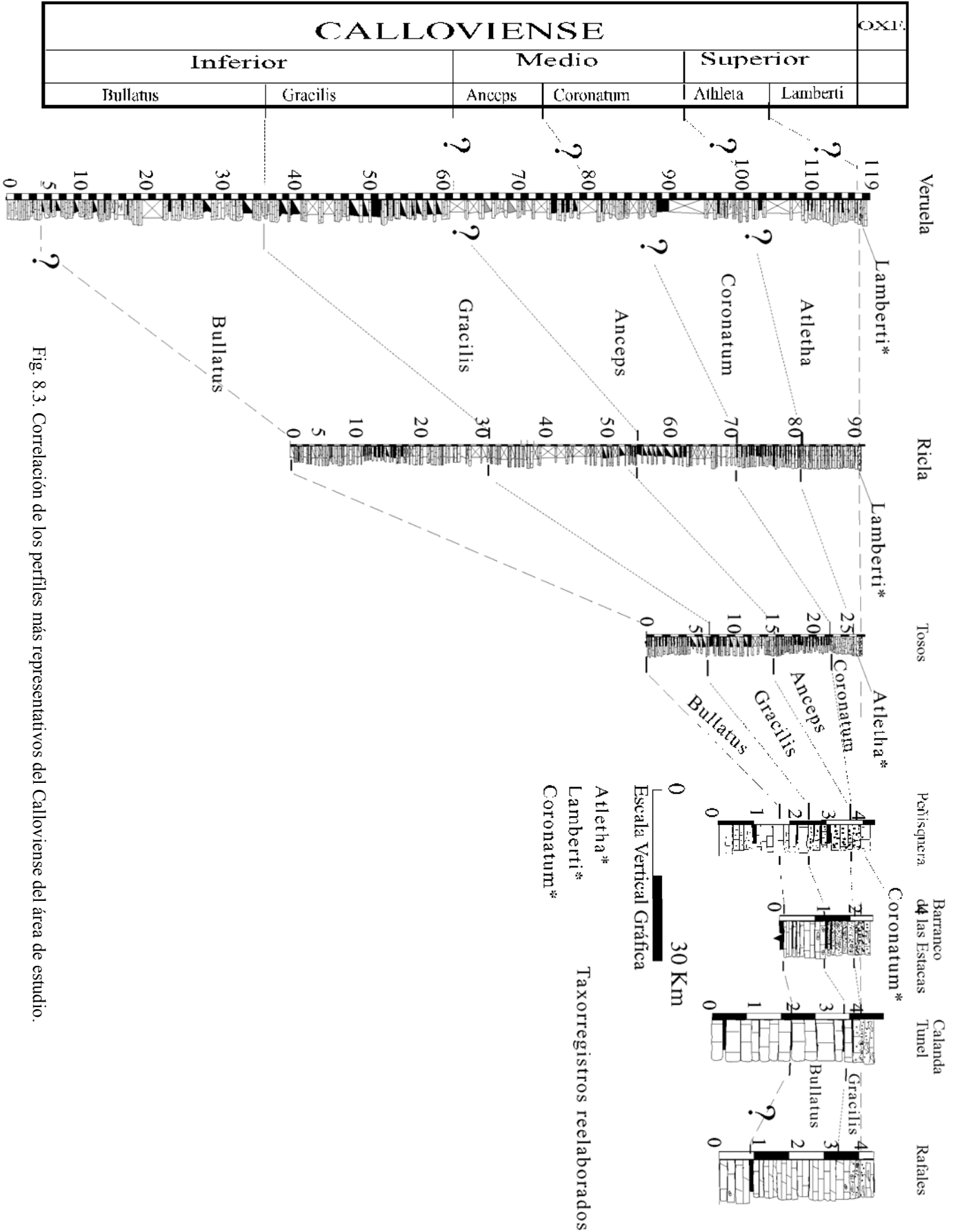


Fig. 8.3. Correlación de los perfiles más representativos del Calloviense del área de estudio.

8.2. ANÁLISIS DE FACIES

Dentro del intervalo Bathoniense superior y Calloviense se han diferenciado 7 conjuntos facies y 12 subfacies (Fig.8.4):

- A) Calizas oolíticas (*Grainstone* oolíticos)
- B) Calizas peloidales con bioclastos (*Packstone* peloidal)
- C) Calizas bioclásticas
- D) Calizas peloidales y bioclásticas con cuarzo
- E) Facies dolomitizadas
- F) Calizas *Packstone* bioclásticas
- G) Calizas con ooides ferruginosos o fosfáticos

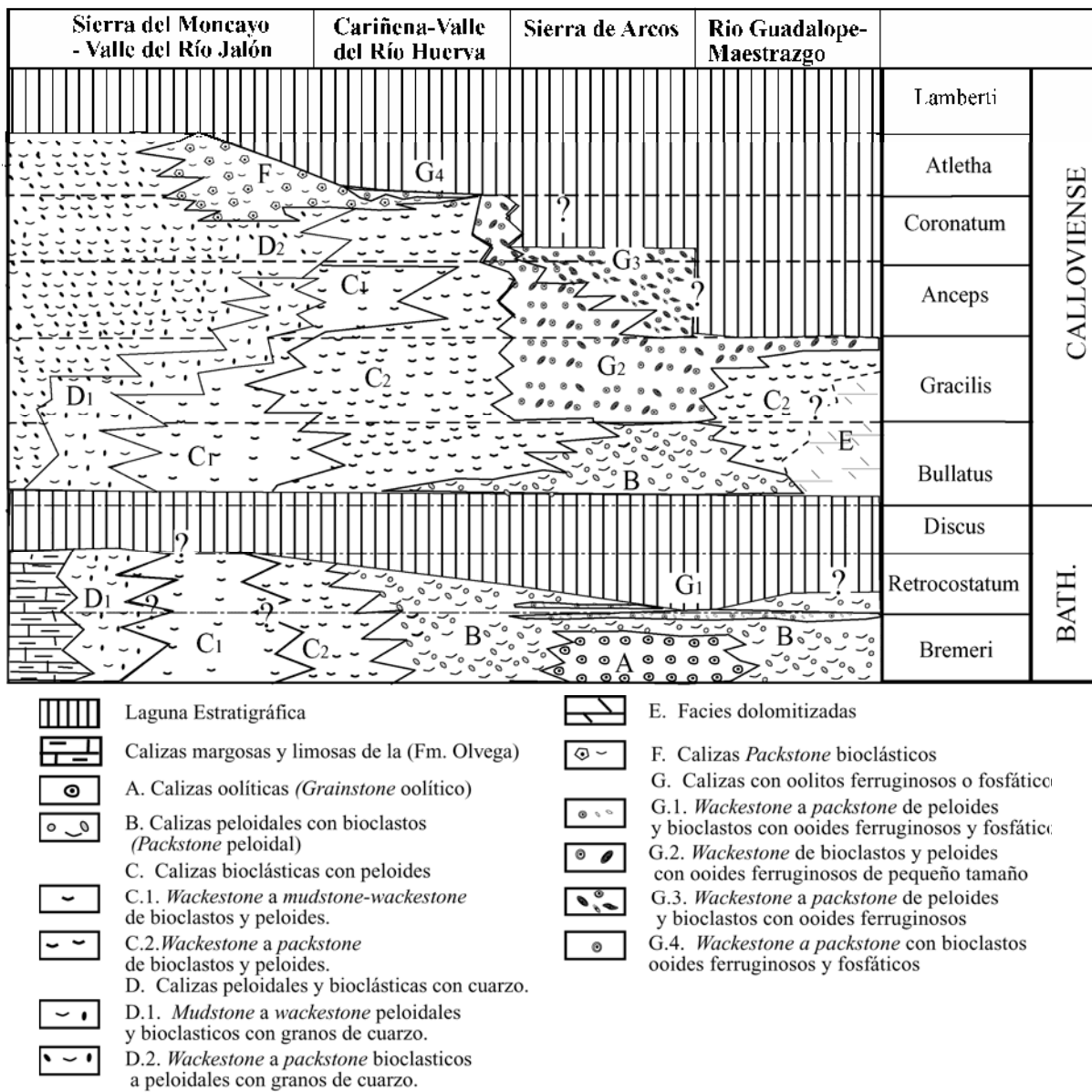


Fig. 8.4. Cuadro de distribución de facies en la zona de estudio durante Bathoniense superior–Calloviense.

8.2.1. CALIZAS OOLÍTICAS (FACIES A)

DESCRIPCIÓN

Se trata de calizas dispuestas en niveles masivos o tabulares con espesores de 0,2 a 1,2 m (Fig. 8.5 y Lámina 8.1.A). En ocasiones se aprecia secuencias estratocrecientes y laminaciones cruzadas (Ejulve, Obón y Andorra). Se corresponden con las unidad I de Aurell *et al.* (1999 b), y las facies de “Ooesparitas” de la Fm. Chelva (Gómez, 1978). Se presentan en los afloramientos más meridionales del área de estudio como Ejulve, Obón, Torre de las Arcas, Alto del Caballo, Andorra y son de edades Bathoniense inferior y medio.

Presentan una textura de *packstone* a *grainstone* de ooides, tanto del tipo 1 (Strasser, 1986), compuestos por láminas micríticas tangenciales, como del tipo 3, compuestos por cortezas de láminas finas y radiales. En algún caso se observan ooides compuestos por láminas micríticas tangenciales en su parte interna y láminas esparíticas con disposición radial en su parte más externa. Se presentan en porcentajes de entre un 30 a un 40 % del total de la roca, tienen un tamaño de entre 1 a 3 mm o mayor, presenta morfología redondeada a ovoidal, observándose en ocasiones deformados y aplastados con morfologías de *Spatholitos*, o bien rotos y fracturados por la acción de la compactación postdeposición. Como núcleos se identifican fragmentos de bioclastos como placas de crinoides y restos de bivalvos o braquiópodos. Localmente se observan cementos aciculares a prismáticos alrededor de los ooides, con morfologías en *rim*, o anillo y contactos con morfologías en forma de meniscos.

Además de los ooides se pueden observar también intraclastos, que pueden tener envueltas micríticas tangenciales y foraminíferos incrustantes (*Nubeculleridos*) en su parte más externa, así como ocasionales agregados de ooides. Se observan peloides de tamaño menor de 0,2 mm y bioclastos como fragmentos de bivalvos, braquiópodos, placas de crinoideos, radiólas de equínidos, posibles fragmentos de algas, así como restos de foraminíferos bentónicos (*Miliólidos*), briozoos, serpúlidos y corales solitarios.

Estas facies pueden presentarse en ocasiones afectadas por un incipiente dolomitización y recristalización ligada a la fase de dolomitización descrita por Nadal (2000).

INTERPRETACIÓN

Los ooides, se depositaron en unas condiciones de alta energía, tal y como indica el que se trate de ooides de los tipos 1 y 3 de Strasser (1986), en un medio formado por bajíos oolíticos en áreas situadas por encima del nivel de base del oleaje de buen tiempo. En las zonas más externas y abiertas, situadas muy cerca del nivel de base del oleaje y por encima del nivel de base de tormentas hacia las zonas adyacentes estas facies pasarían lateral y verticalmente a la facies de *packstone* de peloides y bioclastos alternando con las mismas como en los afloramientos de Andorra.

8.2.2. CALIZAS PELOIDALES CON BIOCLASTOS (FACIES B)

DESCRIPCIÓN

Las calizas se disponen en estratos tabulares con espesores decimétricos a métricos, e interestratos centimétricos de margas. En algunos afloramientos se identifican secuencias estratocrecientes de hasta un espesor de 1 a 2 m limitadas a techo por una superficie de discontinuidad que corona un

deposito rico en ammonites reelaborados y otros fósiles (Fig.8.5). Estas facies se identifican en el Maestrazgo Septentrional, Río Guadalope y Sierra de Arcos, dentro de los depósitos del Calloviense inferior y de la parte superior del Bathoniense y a techo de la secuencia Bathoniense en Aguilón, Tosos y Aladren. Se trata de las facies de “pelesparitas” de Gómez (1979).

Su textura varía entre *packstone* de peloides a *wackestone-packstone* de peloides y bioclastos (Lámina 8.1.B). Los peloides son los componentes mayoritarios, representando entre un 25 a un 40% de volumen total de la roca: Son de naturaleza micrítica, generalmente menores de 0,2 mm, aunque se han observado algunos que pueden alcanzar los 0,5 mm. Tienen una forma redondeada a ovoidal, siendo los de mayor tamaño más irregulares y menos redondeados, habiéndose identificado algunos bioclastos micritizados (*pseudopeloides*). Se observa también una granoclasificación negativa en algunos niveles, junto a una tendencia general a que sean de mayor tamaño y con una clasificación más pobre en los afloramientos de la zona central, cercana al Alto de Ejulve-Maestrazgo, mientras que tiene un de tamaño menor y buena clasificación en las zonas más externas (Peñisquera, Moneva, Belchite) o los que aparecen en Aguilón y Tosos.

Como otros componentes se identifican bioclastos, fundamentalmente “filamentos” de bivalvos. Estos, muy comunes en la Fm. Chelva, se han interpretado como restos de valvas pertenecientes a organismos juveniles, de comportamiento pelágico, del genero *Bositra* (Gómez, 1979; Khukry, 1979; Lardiés, 1988; Ramajo, 1996). Sin embargo Delvene (2000) indica que en los materiales del Calloviense del área de estudio no aparecen restos fósiles de bivalvos adultos del genero *Bositra*, por lo que habría que poner en duda esta asignación. En estas facies los “filamentos” de bivalvos se encuentran generalmente rotos y fragmentados, aunque localmente conservan la morfología de valva o las uniones entre las dos valvas. Además aparecen radiólas de equínidos, placas de crinoídeos, fragmentos de fósiles como belemnites, ammonoideos, braquiópodos, bivalvos, briozoos y foraminíferos bentónicos. Se observa una tendencia a aumentar la proporción de los fósiles hacia los afloramientos de Belchite, Aguilón, Peñisquera y Moneva. Los peloides y bioclastos presentan diversos grados de empaquetamiento, lo que hace que la textura oscile entre un *wackestone* a un *packstone*.

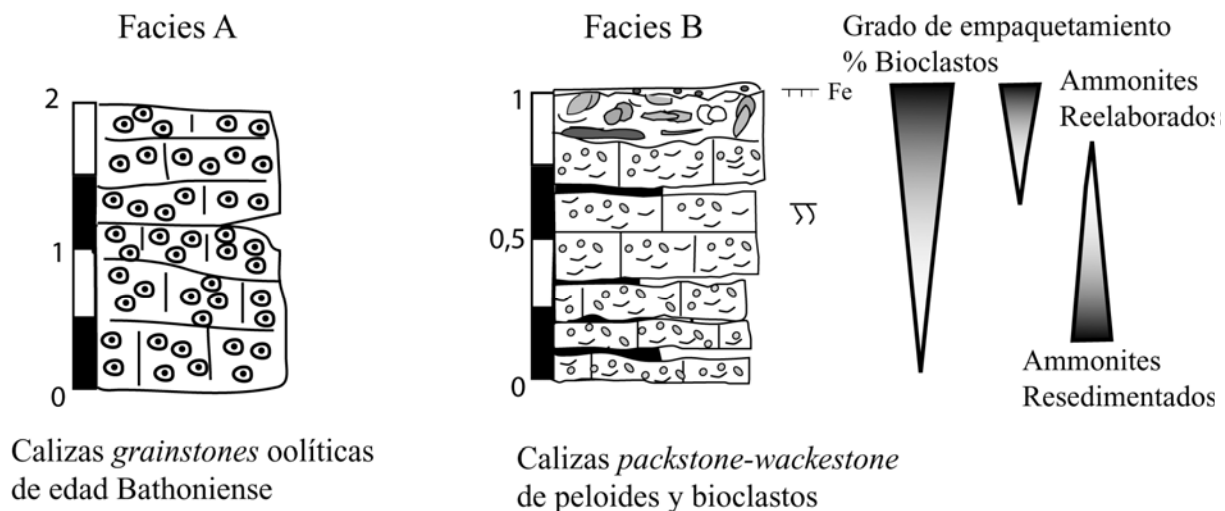


Fig. 8.5. Esquema de las Facies del Bathoniense medio-Calloviense inferior en la Sierra de Arcos.

Pueden presentar bioturbaciones, que se manifiesta como una redistribución de los componentes originales de la roca, generando cavidades por la acción del movimiento de organismos en el sustrato y que se explicaran más detenidamente al hablar de las facies de tipo C. De manera muy ocasional se ha observado en las facies de *packstone* la existencia de una serie de cementos marinos de hábito fibroso entre los peloides y entre peloides y los bioclastos. En los afloramientos de la Cañada de Verich y Alcorisa se observa la existencia de bioclastos con incipiente envueltas micríticas. En la zona del Río Guadalupe y Maestrazo Septentrional, se aprecia una incipiente dolomitización.

INTERPRETACIÓN

La facies se interpreta como generadas en un ambiente de energía alta a media en la plataforma media a externa, donde se produciría el retrabajamiento y la generación de los peloides a partir de la remoción del sedimento de partículas micritizadas y posiblemente por la actividad orgánica. En la zona de Ariño, dentro de los niveles de esta facies se identifica la existencia de una asociación de bivalvos denominada *Myoconcha (M.) Rathieriana-Plagiostoma fuersichi* (Delvene, 2000), formada por bivalvos infaunales y semiinfaunales y en menor medida por bivalvos epifaunales bisados, casi todos ellos suspensivos, que indican una energía del medio de alta a elevada necesaria para mantener en suspensión la materia orgánica. En cuanto al origen de los peloides las observaciones realizadas han constatado que buena parte de ellos (algo más del 30%) podían provenir de la micritización de partículas preexistentes, principalmente fragmentos de bioclastos (foraminíferos bentónicos, placas de crinoideos y otros). Estos *pseudopeloides*, formados por micritización son complementados por *pellets* fecales generados probablemente por la acción de organismos sedimentívoros; esto último está avalado por la existencia de una intensa bioturbación producida por la actividad de organismos como anélidos y crustáceos. La disminución de tamaño y la mejor clasificación de los peloides en las zonas algo alejadas de la Sierra de Arcos parece indicar que los peloides pueden ser transportados por la acción de corrientes. Estas facies se limitan a la parte superior del Bathoniense y la base de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior, en la zona de la sierra de Arcos y áreas cercanas al “Alto de Ejulve-Maestrazo”, donde las condiciones energéticas parecen prolongarse hasta el límite *Bullatus - Gracilis*. En el resto de los afloramientos, estas facies aparecen solo en el Bathoniense. Estas facies pasan lateral y verticalmente a facies bioclásticas de *wackestone* a *wackestone-packstone* con filamentos y otros bioclastos (Facies C), que en el área de la Sierra de Arcos y zonas adyacentes pueden presentar un alto contenido en peloides (hasta un 30%).

8.2.3 CALIZAS BIOCLÁSTICAS (FACIES C)

DESCRIPCIÓN

Se corresponden con las *Filamenkalkfazies* de Benke (1981), las “Biomicritas con filamentos” de Gómez (1979) o las *Filament peloid limestone* y *Filament peloid limestone/marl* de Wilde (1988); dentro de las mismas se han distinguido dos subtipos:

- C₁) *Mudstone-Wackestone* de Bioclastos (Filamentos) y Peloides.
- C₂) *Wackestone-Packstone* de Bioclastos (Filamentos) y Peloides.

Ambos consisten en calizas de tonos grises oscuros en la zona de Riela y el Río Huerva, que pasa a tonos beige a rojizos en la Sierra de Arcos. Las calizas se disponen en estratos tabulares a nodulo-

sos, de espesores decimétricos, que alternan con niveles decimétricos a métricos de margas o como interestratos centimétricos en los afloramientos de la Sierra de Arcos.

Su principal componente son los bioclastos fundamentalmente fragmentos de valvas de bivalvos de tamaño muy pequeño (filamentos) que llegan a constituir más del 75% del total de los bioclastos. En general se encuentran desarticuladas, predominando los fragmentos con morfologías de rectas a curvadas y alargadas menores de 5 mm pudiéndose observar puntualmente dos valvas unidas. Se identifican otros bioclastos como placas de crinoides, radiólas de equínidos, fragmentos de ammonoideos, belemnites, braquiópodos, bivalvos y foraminíferos planctónicos (*Globuligerinas*) y bentónicos (*Lagénidos*, *Miliólidos*). Las *Globuligerinas* son muy comunes a partir de la base del Calloviense medio, los foraminíferos bentónicos son escasos siendo más frecuentes en la Sierra de Arcos.

El siguiente componente, en orden de abundancia, son los peloides. Se trata de peloides micríticos de morfologías redondeadas a ovoidales, generalmente bien clasificados y de tamaño inferior a 0,2 mm. En ocasiones los peloides presentan un aspecto difuso diferenciándose bastante mal de la matriz, observándose también restos de bivalvos micritizados o *pseudopeloides*. Al igual que en las facies B se observa un incremento en la presencia de peloides en relación con la bioturbación, lo que indicaría un posible origen fecal de los mismo. Otros componentes son granos de cuarzo, en porcentajes que varían desde menores de 1% hasta un y 3%, en los perfiles de Ricla y el Valle del Huerva. Se identifican también óxidos y sulfuros de Fe (pirita).

Una de las características principales de estas facies es la presencia de una intensa bioturbación. Esta bioturbación ha sido ya descrita en el Calloviense superior del área de Ricla (Ramajo 1995 y Ramajo y Aurell, 1997). La misma se manifiesta fundamentalmente por la existencia de una reordenación de los componentes de la roca, filamentos, bioclastos y peloides; que actúan a modo de marcadores pasivos de la actividad orgánica en el sedimento así como por una micritización de bioclastos y la formación de "cavidades" rellenas por sedimentos más finos. Dentro de esta se han distinguido los 4 tipos, que se describen a continuación (Fig. 8.6).

- Tipo I

Esta formada la reordenación de los "filamentos" respecto a su posición original dentro del sedimento. Los filamentos se disponen de forma convexa con morfología de sardineta. Las alineaciones se pueden encontrar perpendiculares a la superficie del estrato con una dirección casi vertical y un sentido que puede interpretarse como ascendente, o bien subhorizontales y paralelas a la estratificación. En el primer caso se interpretan como huellas de escape o perforaciones no consolidadas de organismos dentro del sedimento (Tipo Ia). En el segundo puede responder a un comportamiento biológico de desplazamiento atribuyéndose quizás a huellas de movimiento sobre el fondo de crustáceos, de modo similar a las *Cruzianas* (Tipo Ib).

- Tipo II

Consiste en una alineación concéntrica o espiral de filamentos, que podrían corresponder con un corte ecuatorial del tipo Ia, de orientación perpendicular a la estratificación. Existen también alineaciones con una orientación paralela a la estratificación que podría corresponder al comportamiento de un organismo sedimentívoro (probablemente un *anélido*). Según Gómez (1979) estas estructuras

podrían formarse por rodamiento de intraclastos o restos de sedimentos no consolidados sobre el fondo. Sin embargo estas estructuras no presentan una clara separación con el sedimento englobante ni existen rastros de rodamiento de otras partículas en el sedimento (Láminas 8.1.C y 8.2.E).

-Tipo III.

Está formada por la alineación de filamentos que dejan entre sí huecos de forma elíptica, rellenos por sedimento micrítico con restos de filamentos y peloides (ver Láminas 8.2 C y E). Presentan en general una disposición subparalela a la estratificación y más raramente perpendiculares o angulares al techo del estrato. Se interpretan como generadas por organismos sedimentívoros o infaunales de cuerpo blando, seguramente anélidos.

-Tipo IV.

Dentro de este tipo se encontrarían la galerías (*Burrows*) de límites netos, rectilíneos o ligeramente irregulares que destruyen parte del sedimento original, lo que indicaría su carácter postsedimentario. Estas perforaciones son predominantemente de carácter perpendicular o angular con respecto a la superficie de estratificación, apareciendo incluso morfologías ramificadas de tipo *Thalassinoides*. Son bastante frecuentes en los afloramiento del sector del Río Huerva (Aguilón, Tosos, Aladren) y en los de Ricla, durante las Biozonas *Bullatus* y *Gracilis*. Se trata de cavidades generadas por organismos infaunales de tipo litófago, como bivalvos o crustáceos.

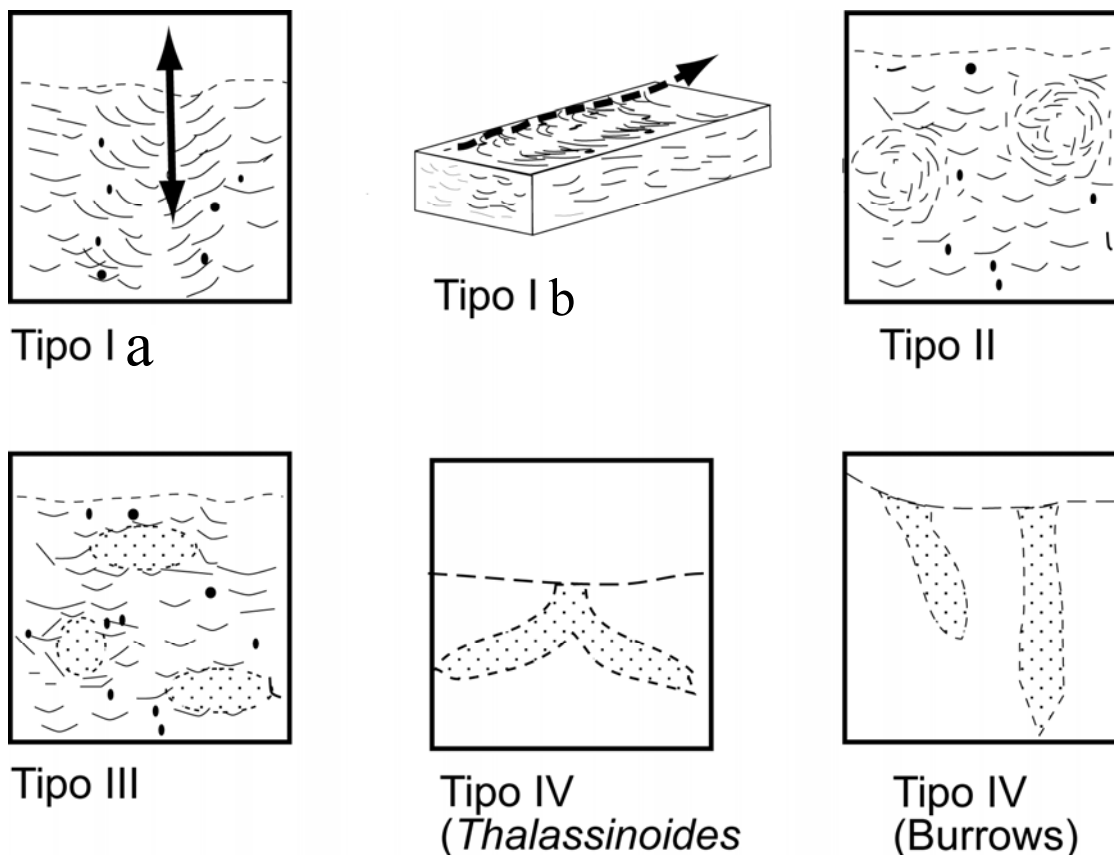


Fig. 8.6. Tipos de Bioturbaciones identificadas en las Facies del Calloviense.

DISTRIBUCIÓN DE LOS DOS SUBTIPOS DE FACIES

Las calizas con textura *mudstone-wackestone* (Subtipo C₁) aparecen preferentemente hacia la parte inferior de la unidad, en los afloramientos de la localidad de Ricla, Río Huerva y ocasionalmente en la Sierra de Arcos en el área de Moneva-Peñisquera. En los afloramientos del río Huerva y Ricla son más comunes durante las Biozonas *Bullatus* y *Gracilis*, sobre todo en esta última. Son bastante comunes también durante la Biozona de *Anceps* del Calloviense medio, en el sector de Tosos-Aguilón. Las calizas con texturas *wackestone-packstone* (Subtipo C₂) se encuentran sobre todo en la zona de la Sierra de Arcos y Río Guadalupe–Maestrazgo septentrional. En la zona del Río Huerva son las facies predominantes a techo de la Biozona *Gracilis* y en la base del Calloviense medio.

Localmente se observan secuencias estratocrecientes en las que las calizas *mudstone* a *wackestone mudstone* (C₁) se sitúan en la parte inferior, intercaladas entre los niveles margosos. Las margas pueden presentar un espesor hasta 2 a 4 veces superior al de las calizas, observándose frecuentes ammonoideos resedimentados con signos de compactación, dando paso progresivamente a calizas más empaquetadas de tipo *wackestone-packstone* bioclásticas (Fig. 8.7). Los niveles de techo de estas secuencias suelen presentar acumulación de fósiles (ammonites) o estar intensamente bioturbados con galerías subparalelas a la estratificación, terminando en un *hardground* o una superficie erosiva.

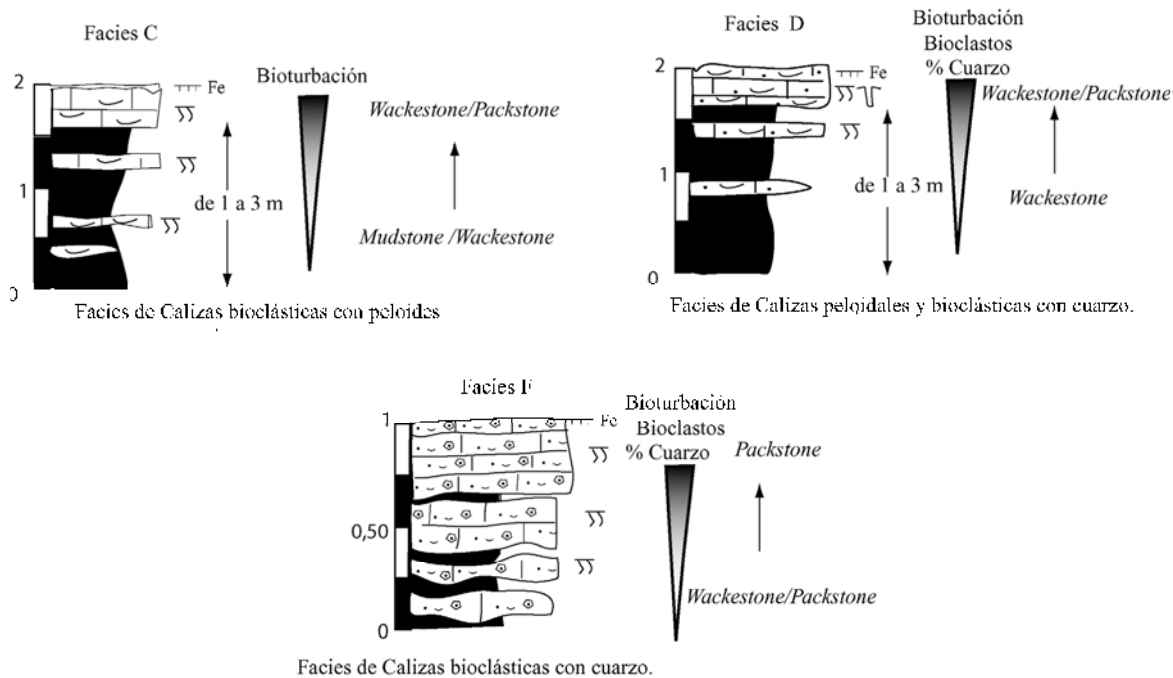


Fig. 8.7. Aspecto de los conjuntos de Facies C, D y F del Calloviense.

INTERPRETACIÓN

La facies se interpreta como generada en un ambiente de plataforma media en una zona de nula o escasa influencia detrítica sometida a la acción esporádica de corrientes de alta energía, por encima del nivel de base de tormentas. Las secuencias estratocrecientes se podrían interpretar como generadas en un medio de baja energía durante el momento de depósito de los tramos inferiores de calizas con margas, que pasan progresivamente a niveles bioclásticos depositados en condiciones de mayor energía y sometidos a la acción de las tormentas. Los momentos donde se dan estas condiciones de

sedimentación en un medio de menor energía corresponden a la parte superior de la Biozona Bullatus y a la parte media superior de la Biozona Gracilis, así como la parte media de la Biozona Anceps.

En algunas zonas de la Sierra de Arcos y Calanda, las secuencias estratocrecientes observadas presentan un término inferior con un menor desarrollo, predominando los niveles calizos en facies de *wackestone packstone* con bioclastos, que culmina a techo con un nivel claramente tempestítico, con acumulación de fósiles reelaborados. El medio de depósito sería de menor energía que el de las facies peloidales, pero en unas condiciones de mayor agitación y con una tasa de sedimentación menor que en las áreas más subsidentes de Ricla-Valle del Río Huerva (Lardiés, 1988, Ramajo *et al.*, 2000 y Meléndez y Ramajo, 2002). El análisis de las faunas de bivalvos, encontradas en estas facies (Delvene, 2000) indica que dominan los bivalvos suspensivos, con un predominio de semiinfaunales e infaunales sobre los epifaunales bisados, lo que avalaría su depósito en un medio relativamente energético y agitado, necesario para mantener la materia orgánica en suspensión.

8.2.4. CALIZAS PELOIDALES Y BIOCLÁSTICAS CON CUARZO (FACIES D)

DESCRIPCIÓN

Estas facies son características de los perfiles de la zona Noroccidental (Veruela-Ricla). En Veruela se desarrollan durante todo el intervalo Bathoniense-Calloviense superior. En Ricla y Morata se desarrollan partir del techo de la Biozona Gracilis siendo mayoritarios durante el Calloviense medio y superior. Aparecen esporádicamente durante el Calloviense medio en los perfiles de Aguilón, Aladren y Tosos. Se corresponden con las *Filamentekalke facies mit Planktonische foraminiferen facies (Anteil über 1%)* (Facies de calizas con filamentos, foraminíferos planctónicos y cuarzo superior al 1%) de Benke (1981). Así mismo se correspondería con las *Silty/fine sandy marls /limestone to calcareous Silt/Finesandstone, Silty filament limestone /marls* y las *Sandy peloidal limestone/marl* de Wilde (1988).

La característica principal que diferencia esta facies es la existencia de granos de cuarzo tamaño limo y otros componentes detríticos, en porcentajes de entre un 3 % a más de un 10%. Este porcentaje y el tamaño de grano se hacen mayores en la zona de Veruela. Se observa también un incremento del tamaño y porcentaje de los granos de cuarzos hacia la parte superior de la secuencia.

Como componente detrítico predomina el cuarzo, que se presenta en granos subredondeados a redondeados, acompañado por feldespatos y accesorios como turmalinas. Se observan también micas, más abundantes en los términos margosos. En la zona del Moncayo y en relación con el incipiente metamorfismo de la misma, se identifican una serie de agregados e interestratificados de filosilicatos (cloritas), de origen metamórfico. Este metamorfismo se manifiesta también por la aparición de una esquistosidad de tipo pizarroso y en menor medida de tipo grosero o en dominios (Gil-Imaz, 2001) (Lámina 8.1.E).

Las calizas se disponen en niveles de tabulares a ondulados de espesores decimétricos (0,2 a 0,7 m), con frecuentes intercalaciones de margas lajosas. Pueden ordenarse en secuencias estratocrecientes y carbonatocrecientes de orden métrico. Presentan un gran contenido en materia orgánica. Se pueden distinguir dos subfacies.

D1) Mudstone-wackestone peloidales y bioclásticos con granos de cuarzo

Se encuentran preferentemente en el tramo inferior del perfil de Veruela y a partir de la parte media del de Ricla. Presentan abundantes intercalaciones de margas limosas, a veces de espesores métricos, que tiene gran contenido en materia orgánica. En los niveles calcáreos predominan las texturas *wackestone* sobre las *mudstone-wackestone* (Lámina 8.1.C). Presentan un contenido en granos de cuarzo de tamaño limo de 3-5%. En las áreas más occidentales predominan los de peloides de pequeño tamaño ($>0,1$ mm) y formas redondeadas a subredondeadas, mientras que en las zonas más orientales son abundantes los bioclastos que consisten en filamentos, placas de crinoideos y fragmentos de ammonites, belemnites, bivalvos y braquiópodos. En ocasiones se observan acumulaciones paralelas a la estratificación de filamentos escasamente fragmentados. Presentan una bioturbación de baja a moderada, predominando las de Tipo I y II, que indican una acción de remoción del sedimento.

D2) Wackestone-packstone de bioclastos y peloides con granos de cuarzo

Aparecen alternando con las subfacies anteriores, en la parte inferior del Calloviense inferior en los afloramientos de Veruela y Ricla. Se convierten en predominantes durante el Calloviense medio y superior, apareciendo esporádicamente en los afloramientos de Aladrén, Tosos y Aguilón. Se trata de calizas dispuestas en estratos decimétricos de nodulosos a tabulares, que alternan con margas con espesores, decimétricos a centimétricos.

Los componentes principales son los filamentos. Estos se pueden presentar tanto con morfologías, curvadas y alargadas de tamaño grande (1 a 3 mm), como con morfologías rectas y de tamaño menor, presentándose en muchas ocasiones rotos y orientados por la acción de las bioturbaciones. Su porcentaje oscila aproximadamente entre un 35% a un 50% del total de la roca. Bulard (1972) indica que estos filamentos muestran una orientación preferente paralela a la estratificación. Sin embargo de la observaciones realizadas se desprende que esto sólo es cierto en algunos casos. Otros bioclastos son restos de radiólas de equínidos, placas de crinoides, braquiópodos, rostros de belemnites, restos de bivalvos del genero *Entolium*, escasos restos de ammonites y foraminíferos planctónicos (*Globuligerinas*), estos últimos sobre todo en el límite Calloviense inferior y medio. Los peloides son redondeados a subredondeados de tamaño inferior a 0,2 mm con porcentajes variables siendo menores en todo caso que los filamentos. En ocasiones se encuentran mal definidos y son difíciles de individualizar de la matriz, por lo que es fácil confundirlos con *pseudopeloides* formados por la recristalización parcial de la micrita o la formación de microesparita durante la diagénesis tardía. Estas facies presentan un porcentaje de granos de cuarzo tamaño limo que oscila entre el 3 y el 10% del total de la roca en los afloramientos del Somontano del Moncayo. Estos granos son de tamaño limo y morfología irregular a ligeramente redondeada, generalmente dispersos en la roca, apareciendo esporádicamente granos de feldespatos, micas y accesorios como turmalina. Se observan también óxidos y sulfuros de Fe, predominando los primeros. Los sulfuros de Fe son subidiomorfos y de pequeño tamaño. La matriz es micrítica de color pardo a marrón oscuro e incluso negro, debido a la presencia materia orgánica dispersa (calizas fétidas). Su distribución no es uniforme existiendo zonas donde con textura es casi granosostenida (*packstone*) en las que casi no aparece matriz, mientras que en otras predomina la micrita sobre los componentes (bioclastos, y peloides).

Esta facies se encuentra intensamente bioturbada, sobre todo en la parte superior de los estratos, predominando los tipos I y II. Sin embargo existen niveles con abundancia de los tipos III y IV a te-

cho de los mismos. Se observa puntualmente la existencia de una cementación temprana con cementos de tipo fibroso o prismático alrededor de algunos peloides y restos de filamentos.

INTERPRETACIÓN

El depósito de estas facies tuvo lugar en un medio de plataforma media a proximal relativamente más energético que el de la facies C, sometido a una influencia continental, tal y como pone de manifiesto la aparición de los componentes detríticos que caracterizan estas facies. Al igual que en las facies C se observa la existencia de secuencias estratocrecientes de orden métrico, que presentan unos términos inferiores con calizas *wackestone* bioclásticos y peloidales con cuarzo, que alterna niveles de margas y margocalizas, que evolucionan hacia la parte superior a calizas de tipo *wackestone-packstone* a *packstone*, aumentando el empaquetamiento, el porcentaje de granos de cuarzo y reduciéndose el espesor de los niveles margosos (Fig. 8.7). De igual manera se observa un predominio de los términos inferiores de esta secuencias en el Calloviense inferior y la parte media de la Biozona Anceps. Durante el Calloviense medio y superior se observa sin embargo un fuerte incremento del porcentaje de detríticos así como de la bioturbación. Esto podrían indicar la existencia de una somerización y el paso a unas condiciones más energéticas a lo largo de este intervalo en los perfiles de Ricla, Morata y Veruela (Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997).

Los materiales detríticos presentan un mayor porcentaje y granulometría en las cercanías de la zona del Moncayo, apareciendo restos de filosilicatos en los afloramientos de Talamantes y Veruela. De las observaciones realizadas, se desprende que estos procederían de la erosión de los materiales paleozoicos emergidos de la zona del Macizo ibérico, habiéndose observado la existencia de restos de interestratificados de clorita, típicos del Bundsanstein, junto con granos de cuarzo con extinción ondulante que indican la existencia de una fase tectónica previa a su depósito (A. Gil-Imaz *com. pers.*). En la zona del Moncayo se observa la existencia de esquistosidades y recristalizaciones, de sombras de presión en torno a algunos cristales de cuarzo y/o bioclastos, así como una reorientación de los componentes de la roca, indicios todos ellos de que estas facies han sufrido un anquimetamorfismo, relacionado con la deformación alpina y la estructuración de la Sierras de Cameros y el Moncayo (Gil-Imaz, 2001).

8.2.5. FACIES DOLOMITIZADAS (FACIES E)

DESCRIPCIÓN

Esta facies se ha identificado en los sectores del río Guadalope y el Maestrazgo meridional, en los perfiles de Rafales, Barranco de la Cerollera, Mas de las Matas y Alcorisa. Se corresponden fundamentalmente calizas del intervalo Bathoniense–Calloviense cuyas texturas originales no se reconocen estando parcial o totalmente dolomitizados.

La dolomía se presenta de dos formas:

- Como cristales rómbicos solitarios que reemplazan a peloides y bioclastos. En este caso se conserva la mayor parte de las características de las facies originales correspondientes a los tipos B y C (Lámina. 8.2.A).

- Como mosaicos inequigranulares de cristales de dolomía subirregulares a irregulares de morfología rómbica y tamaños menores de 4 mm (Lámina. 8.2.B). El núcleo de estos cristales presenta

restos de micrita y “fantasmas” de bioclastos que no han sido completamente sustituidos por la dolomía. Estos cristales presentan bordes subredondeadas a lineales sin que se observen señales de intercrecimientos. Se observan también la acumulación de óxidos de Fe en los límites de los cristales y la micritización de los cristales de dolomía en una fase posterior de dedolomitización. En algunos afloramientos (Rafales, Más de la Matas) se observa como la dolomitización no es continua, presentándose dentro del perfil niveles que están más dolomitizados que otros, observándose también un aumento del tamaño de los cristales de dolomía hacia la parte superior.

INTERPRETACIÓN

Se trata de dolomías producidas por el reemplazamiento de las facies originales. Estas podrían corresponder a facies de *wackestone* de bioclastos y peloides (Facies C) o de *packstone* de peloides (Facies B). La dolomitización observada en estos afloramientos es similar a la descrita por Nadal (2000) para la Fm. Dolomías de les Talaies en el Maestrazgo. Se trataría dolomías de reemplazamiento, que se producen por la acción de fluidos dolomitizantes de alta temperatura, de 80° a 125° C. De este modo, su génesis puede estar relacionada con la actividad de las fallas y la subsidencia térmica producida durante el Cretácico Inferior (Nadal, 2002). El hecho de que esta dolomitización fue favorecida probablemente por la acción de fallas o de fracturas que facilitan la actuación de los fluidos dolomitizantes, podría explicar el que no esté completamente dolomitizados todos los afloramientos de esta área, así como el que en un mismo afloramiento la dolomitización no se produzca de manera homogénea. Este reemplazamiento selectivo dentro de un mismo afloramiento puede estar también relacionado con la porosidad original de las facies que van a ser dolomitizadas, favoreciendo la textura de las facies peloidales y bioclásticas del Jurásico Medio, la infiltración de los fluidos dolomitizantes, afectado de manera menos acusada a las facies con esponjas de la Fm. Yátova y las calizas micríticas de la Fm. Loriguilla.

8.2.6. CALIZAS PACKSTONE BIOCLÁSTICAS (FACIES F)

Estas facies son características de la parte superior de la secuencia Calloviense en los afloramientos del Moncayo, Valle de Jalón y en los del Río Huerva. Se trata de calizas que se disponen en niveles de 0,2 a 0,6 m de espesor, de aspecto de tabular a noduloso con escasas intercalaciones de niveles centimétricos de margas.

Presentan como componentes principal los bioclastos (Lámina 8.2.E y F). Destacan los filamentos de 0,5 a 3 mm, que presenta morfologías ligeramente cóncavas a rectas. Se observan también placas de crinoides y foraminíferos planctónicos (*Globuligerinas*) y bentónicos, radiolas de equínidos así como fragmentos de bivalvos, braquiópodos, belemnites y ammonioideos. Los bioclastos pueden llegar a ser hasta el 60 a 65% de la roca, siendo mayoritarios los filamentos (hasta un 70%). Se observan también peloides en porcentajes inferiores al 5%, así como granos de cuarzo, en porcentajes que varían desde <1% en Tosos y Aguilón hasta más de un 7% en Riela y Veruela.

Los bioclastos, fundamentalmente los filamentos, presentan un fuerte apilamiento y se disponen de manera subparalela a la estratificación, con una textura casi granosostenida y escasa matriz micrítica y una. En otras ocasiones forman un entramado irregular, que deja una serie de huecos rellenos por matriz micrítica, peloides u otros bioclastos. Dentro de estos huecos y entre los mismos filamen-

tos se puede observar una primera etapa de cementación marina de hábito fibroso a prismática que presenta en ocasiones geometrías con forma de menisco, que en cátodoluminiscencia se observa como un cemento de tipo prismático y no luminiscente (NL). A continuación se produce el crecimiento de un mosaico drúsico irregular que presenta en cátodoluminiscencia una luminiscencia de brillante a mate (LB a LM). Cuando la diagénesis es intensa, como ocurre en Ricla, se observa la existencia de una cementación sintaxial, en la que se ha producido la recrystalización de los cementos fibrosos que rodean a los filamentos, que en cátodoluminiscencia presentan una luminiscencia mate (LM) de tonos rojos o anaranjados que presenta restos de zonas no luminiscentes (Lámina 9.8. C y D).

En la parte superior de la serie, es frecuente observar la existencia de bioclastos (*Globuligerinas* y filamentos) y peloides ferruginizados y fosfatizados (Ramajo 1996). Esta facies suele presentar frecuentes ferruginizaciones ligadas a la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. En muchos casos los niveles de calizas se encuentran culminados por un *hardground* encostramientos de naturaleza ferruginosa y fosfática, identificándose minerales de Fe (goethita y hematites) y fosfáticos (francolita), así como una matriz ferruginizada con minerales de la arcilla de tipo chamosita-berthierina.

INTERPRETACIÓN

La facies se encuentra en la parte superior de una secuencia de somerización formada por calizas bioclásticas con abundantes granos de cuarzo (Ricla), presentándose siempre por debajo de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. Su trataría de facies depositadas una plataforma somera epicontinental, con aportes siliciclásticos de áreas emergidas (zona del Macizo ibérico), que podría estar sometida a la influencia de corrientes marinas que permitan que llegada de fósiles de zonas más abiertas (ammonoideos y *Globuligerinas*). La existencia de frecuentes *hardgrounds* y de una intensa bioturbación hace suponer que la tasa de sedimentación es muy escasa. Se observa una intensa cementación marina temprana con cementos aciculares de aragonito y/o LMC (calcita pobre en magnesio). Esta cementación es mas intensa hacia techo de la serie y se encuentra asociada a una ferruginización, lo que podría indicar unas condiciones oxidantes en un medio situado por encima del nivel de base de tormentas que se va haciendo cada vez más somero.

8.2.7. CALIZAS CON OOIDES FERRUGINOSOS O FOSFÁTICOS (FACIES G)

En el área de estudio se producen dos episodios de depósito de facies de ooides ferruginosos o fosfáticos durante el intervalo Bathoniense-Calloviense superior. Estas depósitos se incluyen en calizas bioclásticas o peloidales similares a las facies B o C que presentan un contenido superior al 5% en ooides ferruginosos (fundamentalmente goethíticos), o fosfáticos (francolita). El primer episodio tiene lugar durante el límite Bathoniense medio-superior, tanto sobre la superficie de discontinuidad y el *hardground* asociada a la misma como en los materiales del Bathoniense superior. El segundo episodio forma parte de la Capa de Arroyofrío y tiene una amplitud variable según los afloramientos, abarcando desde el Calloviense inferior (Biozona Gracilis) hasta el Calloviense medio-superior (Biozonas Anceps-Coronatum). Estos depósitos han sido denominados como “capa de ooides ferruginosos inferiores” por Gómez (1979), dentro de la cual se constata la existencia de hasta tres tipos distintos de facies “oomicritas de ooides ferruginosos”. Se corresponden también con las denomina-

das *Einsenoidakalkfacies* de Benke (1981). Meléndez *et al.* (1997) diferencia dos tipos facies con ooides ferruginosos dentro del tramo calloviense de la Capa de Arroyofrío: facies de calizas *wackestone* con ooides ferruginosos gruesos y mal clasificados (zona de Peñisquera-Moneva) y una facies de *wackestone* con ooides ferruginosos pequeños y bien clasificados (zona del Río Huerva, Ariño-Andorra y Calanda-Ráfales) (Fig. 8.8).

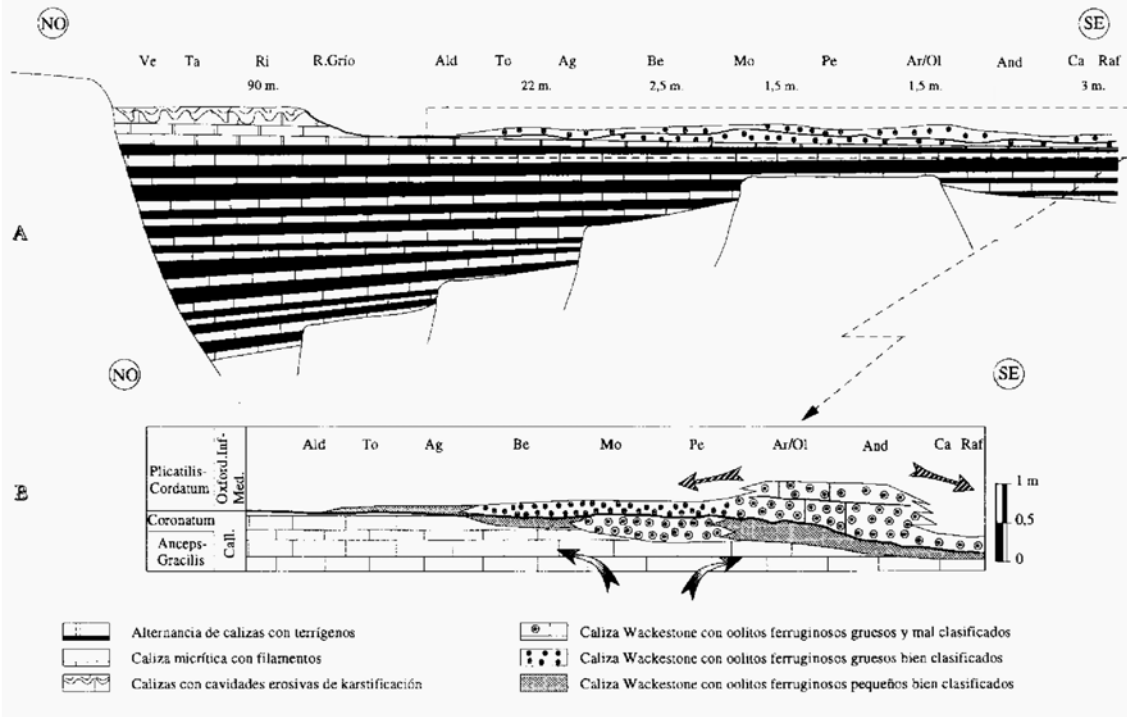


Fig. 8.8. Distribución de los ooides ferruginosos según Meléndez *et al.* (1997)

En el presente trabajo se han distinguido 4 subfacies, que se pueden dividir en 2 grupos:

- Los Ooides Ferruginosos Bathonienses
 - G₁. Wackestone-packstone de peloides y bioclastos con ooides ferruginosos y fosfáticos*
- Los Ooides Ferruginosos Callovienses
 - G₂. Wackestone de filamentos y peloides con ooides ferruginosos de pequeño tamaño*
 - G₃. Wackestone-packstone de peloides y bioclastos con ooides ferruginosos*
 - G₄. Wackestone-packstone con bioclastos, ooides ferruginosos y fosfáticos*

LOS OOIDES FERRUGINOSOS BATHONIENSES (SUBFACIES *G₁*)

DESCRIPCIÓN

El episodio de depósito de ooides ferruginosos bathonienses se identifica en los perfiles de la Sierra de Arcos, Río Guadalupe (Mas de las Matas, Calanda, La Cañada de Verich, Ráfales) así como en el de Alcorisa. Este episodio se encuentra ligado al límite Bathoniense medio-superior, encontrándose los ooides ferruginosos en el interior de las cavidades generadas en una superficie de discontinuidad ferruginizada que delimita un depósito de facies peloidales y bioclásticas, con ooides

ferruginosos y fosfáticos, que presenta ammonites y otros fósiles, truncados por un *hardground*. Por encima de este en los afloramientos de la Sierra de Arcos se pueden encontrar niveles en facies con ooides ferruginosos o fosfáticos. Estos depósitos se han incluidos dentro de una subfacies diferente de los que conforma la Capa de Arroyofrío.

Presentan ooides que son de naturaleza ferruginosa y fosfática, similares a los de la parte inferior de la Capa de Arroyofrío que tiene en algunos puntos de la Ibérica (Caudiel, Negrón) también edad Bathoniense (Gómez, 1978). Las texturas *wackestone* a *packstone* tiene como componentes principales peloides y bioclastos con características intermedias entre las facies B y C. Dentro de los bioclastos se identifican “filamentos” de bivalvos, crinoides, fragmentos de belemnites, bivalvos, braquiópodos y ammonites, así como foraminíferos bentónicos. Los ooides ferruginosos son escasos, alcanzando porcentajes de entre un 5% o en algunos puntos hasta el 10%, presentando un tamaño pequeño, generalmente inferior a 2 mm. Su morfología varía de geometrías redondeadas a subredondeadas, fusiformes o aplanadas. En ocasiones están deformados y aplastados (Lámina 8.3.A), por efecto de una compactación precoz *Spatholitos* (Young, 1988). El núcleo suele estar total o parcialmente sustituido por carbonato. Cuando no lo está se pueden observar como núcleo otros ooides más pequeños, agregados o fragmentos de láminas y raramente granos de cuarzo de tamaño limo. Los ooides están mayoritariamente "carbonatados" como resultado probablemente de la transformación total o parcial de ooides ferruginosos. Los ooides no afectados por este proceso o que solo lo están en parte son de composición goethítica, algunos chamosíticos y otros fosfáticos (Carbonohidroxiapatito); estos ooides pueden presentar una banda externa de cemento siderítico.

INTERPRETACIÓN

Los ooides podrían ser partículas arrastradas desde áreas no muy lejanas y depositados en un medio de submareal relativamente somero sometida a la acción de tormentas, pero por debajo del nivel de base del oleaje. Se podrían relacionar con un primer episodio de bajada del nivel del mar que tendría lugar durante el Bathoniense medio-superior, que implicaría el inicio de la emersión del Alto de Ejulve-Maestrazgo. Existen afloramientos (Torre de las Arcas, Obón, Ejulve) donde sobre los materiales del Bathoniense inferior a medio, solo se encuentran depósito de las facies del Oxfordiense. En otros puntos de la Cordillera Ibérica, como los cortes de Negrón en Teruel y Caudiel (Valencia) se encuentra ooides ferruginosos a la base de la Capa de Arroyofrío, depositados en facies con ammonoideos del Bathoniense superior y medio.

Los ooides presentan características similares a los ooides callovienses, si bien están más afectados por la diagénesis, por lo que es difícil observar características como el tipo de núcleo, la estructura de las láminas, así como su mineralogía que nos permitirían dar una hipótesis sobre su mecanismo de generación. No obstante podría apuntarse un depósito en un medio submareal somero probablemente en los márgenes de un área emergida, durante un momento de baja tasa de sedimentación (Ramajo y Aurell, 2002). En este medio más energético se produce la “fijación” de los minerales de hierro y fosfatos sobre algún tipo de partícula que actuaría como núcleo en un medio sometido a la alternancia de condiciones subóxicas y óxicas donde puedan ser estables tanto los minerales de hierro como los fosfáticos, alternando etapas de agitación con etapas de energía menor o incluso de enterramiento parcial en las que se produciría la formación de fosfatos. En estos medio ligeramente reductor, son estables las fases minerales ricas en fosfatos y los minerales del tipo de la chamosita/ berthie-

rina (Taylor, 1990). Una hipótesis alternativa a esta es que los minerales fosfáticos sean producto de transformaciones diagenéticas durante las primeras etapas de enterramiento de los ooides ferruginosos.

LOS OOIDES FERRUGINOSOS CALLOVIENSES

CARACTERÍSTICAS GENERALES

En la mayoría de los afloramientos estudiados, los depósitos de ooides ferruginosos Callovienses se disponen sobre el *hardground* o la superficie de discontinuidad que corona los depósitos sin ooides ferruginosos del Calloviense y forman la parte basal de la Capa de Arroyofrío. En algunos afloramientos el depósito se inicia con una costra ferruginosa con escaso ooides ferruginosos. En otros sobre esta discontinuidad se dispone un nivel margoso de espesor centimétrico con ooides ferruginosos dispersos. Por encima se encuentra una serie de niveles de calizas de entre 0,6 a 1,2 m de espesor, que en ocasiones presentan algunas intercalaciones centimétricas de margocalizas a margas. Las calizas muestran uno o varios niveles de entre 0,05 a 0,6 m de espesor con morfología tabular a nodulosa que se pueden ordenar en secuencias estratocreciente y se encuentran culminados por *hardgrounds* con ammonites truncados o acumulados subparalelos a techo. El límite superior es también un *hardground* (Moneva, Peñisquera y Andorra) que puede presentar una costra ferruginosa de entre 0,5 a 5 cm de espesor, con indicios de laminaciones de posible origen bacteriano. En algunos afloramientos de la zona del río Guadalope y del río Huerva, se identifican episodios con ooides del Calloviense, que consisten niveles irregulares de espesor centimétrico con facies de Calizas bioclásticas con ooides ferruginosos dispersos (Aguilón, Tosos, Calanda).

De manera general los ooides ferruginosos son pequeños, homométricos con tamaños entre 0,5 a 2 mm y bien clasificados, con una tendencia a aumentar de tamaño hacia la parte superior del tramo. Se observan también como en la parte inferior se encuentran ocasionalmente intercalados niveles sin ooides. Se han podido reconocer estratos con granoclasificación positiva, donde se acumulan a techo moldes de ammonoideos reelaborados (Aurell *et al.*, 1990 y 1999; Meléndez *et al.*, 1997). Se identifican además secuencias granodecrecientes, de espesor centimétrico a decimétrico, conformadas por tres términos (Fig. 8.9):

- Una parte inferior, donde se acumulan fragmentos de ammonites, braquiópodos, bivalvos y belemnites, junto con ooides ferruginosos. Estos van disminuyendo en tamaño y porcentaje hacia la parte superior del depósito, presentándose a veces alineados de manera paralela o formando pequeñas alineaciones inclinadas con relación a la superficie original del depósito. La mayoría de las veces en la parte superior de este tramo se encuentran reordenados por la acción biológica, de manera circular o dentro de pequeñas perforaciones (Lámina 8.B-F).

- En la parte superior el número de ooides es escaso y su tamaño más pequeño. Esta parte está intensamente bioturbada generalmente con galerías y bioturbaciones subparalelas a la estratificación.

- El techo se suele encontrar generalmente truncado por una superficie erosiva, que precede al depósito de la siguiente secuencia, o bien se encuentra una superficie de interrupción sedimentaria, irregular y generalmente encostrada y ferruginizada.

Estas secuencias tienen un espesor que oscila entre algo más de 1 cm hasta 7 u 8 cm. En ocasiones pueden conformar el depósito completo de un estrato, pero lo normal es que en un estrato encon-

tremos varias de ellas. En el techo de algunos niveles donde se observan acumulaciones de fósiles truncados o erosionados, donde se encuentra únicamente el termino inferior de una o varias superficies de estas pequeñas secuencias de depósitos (Lámina 8.3. B y C).

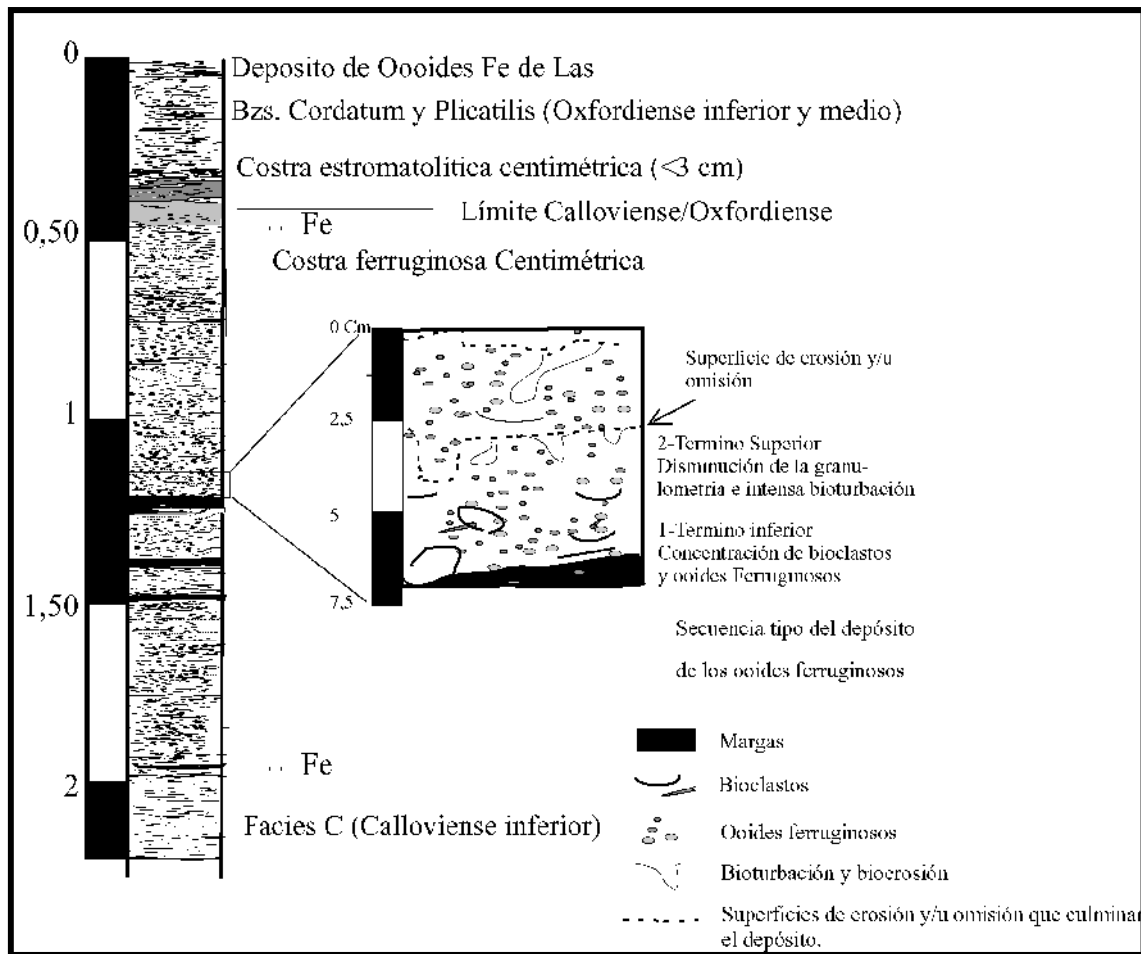


Fig. 8.9. Detalle de las secuencias identificadas en las facies de ooides ferruginosos de la Capa de Arroyofrío, en el Sondeo de Moneva.

LA NATURALEZA DE LOS OOIDES FERRUGINOSOS

Los ooides son de tamaño pequeño (raramente superan los 2 mm) y homométricos, si bien hacia la de la parte superior del episodio calloviense pueden encontrarse dispersos ooides de mayor tamaño. Se observan ooides subredondeados a redondeados, junto a otros de formas alargadas, arriñonadas a fusiformes presentándose también geometrías deformadas e irregulares (*Spatholitos*). Los núcleos de los ooides son bastante variadas: fragmentos de ooides de pequeño tamaño, o partículas amorfas de composición goethítica con un bandeo grosero de límites difusos que contrasta con la laminación del resto del ooide. Se pueden observar también núcleos de cuarzo y bioclastos (crinoides, *Globuligerinas*). En la parte superior del tramo se observan pisoides ferruginosos que presentan como núcleos intraclastos de las propias facies Callovienses. Las láminas se disponen tangencialmente al núcleo con espesores de 5 a 30 μm , y morfologías de planares a onduladas que no suelen envolver totalmente el ooide (Battacharyya y Kakimoto, 1982) (Láminas 8.4. A-D y 8.4.C-F). Excepcionalmente es posible distinguir granos de cuarzo, bioclastos y organismos incrustantes (*Nubeculleridos*) entre las láminas. Las observaciones de Microscopia electrónica (SEM) muestran

que están formadas por láminas constituidas por granos de minerales oxihidróxidos de Fe (goethita) estructuras similares a los descritos por Collin (2000) y Collin *et al.* (2005). Estas nanoestructuras se dividen en tres tipos (Lámina 8.4.E y F, y 8.5. A y B).

- Nanogranuda: compuesta por cristales subsféricos de tamaño inferior a 2 o 3 micras, dispuestas de una manera aleatoria, en el interior de las láminas.

- Nanohojosa: compuesta por un apilamiento, con disposición tangencial, de cristales de forma de laminares a hojosas, de mas de 1 micra de espesor, en el borde de las sucesivas láminas.

- Coalescente: en la que son difíciles de distinguir los límites entre los cristales así como la morfología inicial, observándose restos de la estructura nanogruesa. Esta estructura se observa en los láminas de cortezas de los ooides irregulares y *Spatholitos*.

En los ooides ferruginosos callovienses se observan los tres tipos de nanoestructuras. Predomina la nanoestructura hojosa. Es también muy abundante la nanoestructura coalescente, generalmente en los ooides deformados o transformados durante la diagénesis. Por ultimo y de manera puntual se observa la existencia de cristales de goethita con estructura nanogruesa en interior de las láminas.

Las observaciones realizadas mediante las técnicas de microscopio petrográfico, Difracción de Rayos X y el Voltamperímetro de micropartículas (Cepriá *et al.*, 2004), indica que los ooides son de naturaleza goethita (α -FeOOH) y en menor medida hematites (α -Fe₂O₃) con minerales de la arcilla de tipo illita y caolinita y raros ooides de composición fosfática (francolita) (Fig. 8.10). Sin embargo no es raro encontrar ooides con una lámina final de cemento de calcita férrica (siderita). También es muy común el que los ooides estén afectados por procesos diagénéticos estando parcialmente sustituidos por carbonatos (Gómez, 1979). Este proceso representa la sustitución total o parcial de la goethita por siderita y dolomía rica en Fe, estando localmente relacionada con la dolomitización observada en algunos afloramientos. Se observan también procesos diagénéticos como la desescamación de las láminas, la formación de grietas y la ruptura y fragmentación de las láminas de ooides. Estos procesos recibieron el nombre de “sinéresis” (Gómez, 1979). Así mismo se constata la existencia de posibles movimientos sinsedimentarios de estos ooides dentro del sedimento antes del enterramiento final. Estos movimientos pueden provocar huecos rellenos posteriormente por cementos diagénéticos. La observación de estos últimos en cátodoluminiscencia permite apreciar un relleno de estas cavidades por un primera fase de cementos no luminiscentes (NL) a mates (LM) de morfologías rómbicas, que pueden estar parcialmente disueltos o corroídos, observándose posteriormente una segunda fase de cementos rojos luminiscentes brillantes (LB), a veces zonados (Lámina 9.A-D).

Algunas muestras han sido sometidas a la técnica del Voltamperímetro de micropartículas inmovilizadas (Cepriá *et al.*, 2004), que permite conocer las fases minerales de Fe presentes. Estos análisis nos indican que la fase mayoritaria es la goethita, con un contenido en hematites, relativamente alto lo que puede deberse quizás a la transformación mineralógica de esta goethita durante la diagénesis.

En cuanto a la geoquímica, los análisis de tipo semicuantitativos realizados mediante la técnica de SEM-EDS permiten conocer la composición puntual de los ooides, siendo bastante precisa para los elementos mayores (>5%) y con algo menos de precisión para los elementos menores (1-5%), minoritarios y accesorios. En nuestro caso, los totales son siempre inferiores a 100% al no poder analizarse el contenido en C o en H. El contenido en Fe₂O₃, varía entre un 40 a un 65% del total; obser-

vándose en casi todos los casos un ligero decrecimiento del contenido en Fe hacia el borde del oide. Los contenidos en Al_2O_3 y SiO_2 , son menores, de entre un 2 a un 10%, aumentando dicho contenido hacia la parte más externa de los ooides. Los contenidos en MgO , CaO y P_2O_5 , varían bastante habiéndose observado contenidos de minoritarios o de hasta un 3% en el caso del P, en general no presentan una distribución clara, marcando probablemente la existencia de inclusiones de materiales marinos dentro de los ooides, o en su parte más externa. El MgO presenta un comportamiento similar al del CaO , observándose un ligero enriquecimiento hacia la parte más externa. El resto de los elementos, suele presentar en general un contenido inferior siempre al 1% (Fig. 8.11).

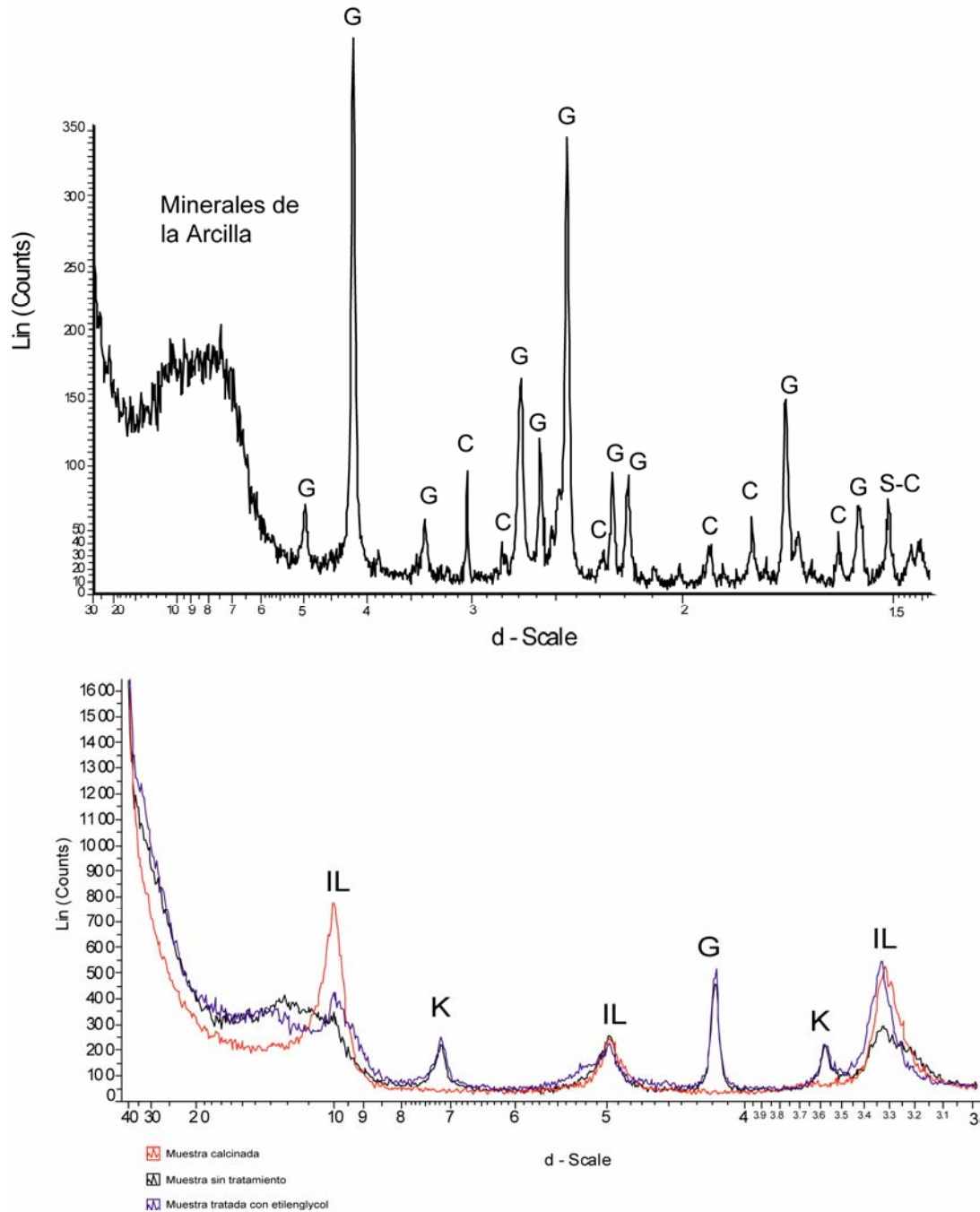
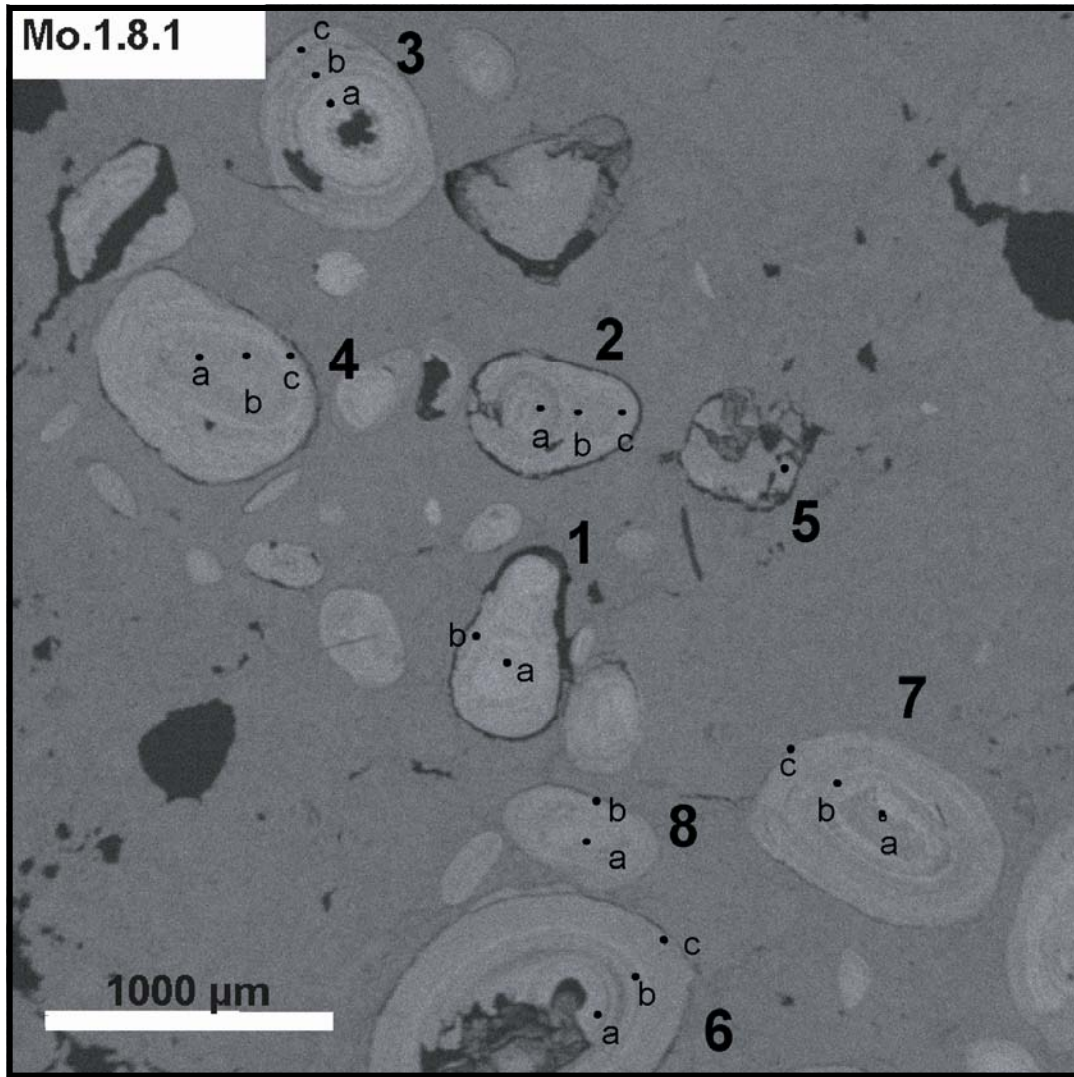


Fig.8.10 Análisis de difracción de Rayos X de una muestra de ooides ferruginosos callovienses. En la parte superior el análisis de muestra total y en la parte inferior el análisis de la Fracción Arcillas.



Mo 1.8	Mo1.8/1a	Mo1.8/1b	Mo1.8/2a	Mo1.8/2b	Mo1.8/2c	Mo1.8/3a	Mo1.8/3b	Mo1.8/3c	Mo1.8/4a	Mo1.8/4b	Mo1.8/4c
	ja. 38	ja. 39	ja. 40	ja. 41	ja. 42	ja. 43	ja. 44	ja. 45	ja. 46	ja. 47	ja. 48
K2O	0.198	0.016	0.231	0.218	0.092	0.092	0.915	0.915	0.103	0.178	0.104
Na2O	0.110	0.134	0.205	0.098	0.016	0.143	0.092	0.072	0.014	0.118	0.105
CaO	0.500	0.535	0.700	0.442	0.440	0.185	1.180	0.479	1.274	2.740	1.530
MgO	1.159	0.411	0.046	0.260	0.962	0.186	0.376	1.462	1.013	0.030	0.353
TI02	0.467	0.707	0.439	0.450	0.620	0.359	0.646	0.534	0.447	0.442	0.449
MnO2	0.077	0.046	0.073	0.082	0.169	0.346	0.066	0.082	0.041	0.063	0.006
Fe2O3	62.338	56.170	60.285	60.774	59.141	52.884	63.197	51.569	54.992	56.624	43.448
Al2O3	4.152	4.292	3.737	4.411	3.718	3.283	3.672	6.662	3.634	3.961	3.468
P2O5	0.496	0.375	1.269	0.899	0.598	1.044	1.309	1.005	1.468	2.596	0.824
SiO	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
SiO2	3.076	3.079	3.326	3.828	4.168	1.804	3.557	11.622	2.279	2.866	3.422
SO	0.119	0.377	0.227	0.231	0.173	0.234	0.140	0.114	0.120	0.238	0.284
	72.709	66.643	70.536	71.662	70.086	60.661	76.160	74.416	66.385	69.864	63.971
		Mo. 18/5	Mo. 18/6a	Mo. 18/6b	Mo. 18/6c	Mo18/7a	Mo18/7b	Mo18/7c	Mo18/8a	Mo18/8b	
		ja. 49	ja. 50	ja. 51	ja. 52	ja. 53	ja. 54	ja. 55	ja. 56	ja. 57	
		0.804	0.277	0.063	0.796	0.109	0.164	0.6202	0.099138	0.365446	
		0.058	0.219	0.143	0.076	0.094	0.015	0.1838	0.172466	0.120362	
		1.457	2.038	1.075	0.595	0.419	0.399	2.0524	2.0328	0.7224	
		0.592	0.766	1.005	0.448	1.315	1.549	0.4261	2.057578	1.137368	
		0.562	0.467	0.599	0.509	0.631	0.617	0.7439	0.568804	0.807312	
		0.139	0.082	0.051	0.035	0.054	0.082	0.1897	0.139128	0.04743	
		41.144	56.053	56.027	49.193	55.926	55.381	48.4942	53.365142	41.751276	
		4.785	4.179	4.309	5.267	3.839	3.665	4.4774	4.01625	4.06539	
		1.587	1.921	1.243	0.534	0.765	0.607	1.3648	1.96482	1.08317	
		s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	
		6.874	3.094	2.71994	6.694	2.994	3.225	5.8636	2.996	4.826	
		0.324	0.125	0.192	6.067	0.1785	0.0915	0.1125	0.2805	0.231	
		58.317	69.224	67.427	72.274	66.322	65.686	64.5336	67.713	55.147	

Fig. 8.11. Imagen de Microscopio Electrónico BSI y tabla de datos de EDS de una muestra Calloviense, Mo.1.8.

SUBFACIES

Dentro del episodio de ooides del Calloviense se pueden diferenciar tres subfacies. Las primeras se encuentran restringidas a los depósitos del Calloviense inferior. Las segundas engloban los depósitos del Calloviense medio de la Sierra de Arcos (Biozonas. Anceps y Coronatum). En la zona del Valle del Río Huerva, se ha identificado un depósito de facies de ooides ferruginosos depositada durante el Calloviense medio–superior (Biozonas Coronatum y Atletha) que presenta características diferentes de los anteriores.

G₂) *Wackestone de bioclastos y peloides con ooides Ferruginosos de pequeño tamaño*

Se trata de unas calizas que varían de *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides con ooides ferruginosos. Presenta características similares a la asociación de facies C así como una intensa bioturbación. Se identifican claramente las secuencias descritas anteriormente en las que se pueden distinguir todos sus términos. Los ooides son de tamaño inferior a 2 mm y se presentan dispersos, entre el 5 a más del 25% del total de la roca. Tienen gran diversidad de morfologías de subredondeadas a alargadas, arriñonadas o fusiformes. En ocasiones están deformados y aplastados por compactación precoz (*Spatholitos*). Los núcleos predominantes son las partículas amorfas de goethita y los fragmentos de ooides, siendo raros los bioclastos y no se observan granos de cuarzo. Las láminas tienen tamaño pequeño de 5 a 30 μm , con morfologías planares a onduladas e irregulares, que en ocasiones no envuelven totalmente los ooides (Lámina 8.B, C y D).

G₃) *Wackestone a packstone de peloides y bioclastos con ooides ferruginosos*

El contenido en bioclastos y peloides es variable según los afloramientos, la bioturbación no es tan intensa como en las facies anterior y se observan granos de cuarzo y de fosfatos. En general presentan una mayor variedad en el tipo de bioclastos, identificándose filamentos de bivalvos, placas de crinoides, radiolas de equínidos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, ammonites, belemnites, fragmentos de braquiópodos y *Globuligerinas*. Algunos de estos bioclastos pueden estar parcial o totalmente ferruginizados. Las secuencias de depósito se encuentran en su mayor parte constituida por los términos inferiores y suelen estar truncados por superficies de carácter erosivo.

Los ooides son más heterométricos con ocasionales ooides de tamaño $>2\text{mm}$, y ocasionales pisoides de mayor tamaño y morfología irregular. Las morfologías predominantes son la subredondeada a ovoidal, siendo escasos los *Spatholitos*. La estructura de los ooides sigue siendo la de láminas finas tangenciales de goethita y ocasionalmente de hematites o chamosita/berthierina, con morfología recta a ondulada, que pueden englobar granos de cuarzo y fósiles (*Nubeculleridos*). En cuanto al núcleo observan granos de cuarzo, fragmentos de otros ooides, bioclastos (placas de crinoides y *Globuligerinas*), así como núcleos amorfos o con un bandeo grosero de goethita. Los pisoides presentan en general núcleos intraclástico o formados por agregados de varios ooides (Lámina 8.4.E y F).

Estos ooides pueden presentar bandas de cemento siderítico, que lo envuelven total o parcialmente además de cementos calcíticos con morfología en *rim* o *pendant*. Se observan también bandas de cemento siderítico y signos de carbonatación de algunos ooides. Estos cementos presentan un carácter esparítico, con una disposición radial a acicular de cristales prismáticos, con contactos irregulares entre sí y límites de corroídos a netos. Pueden estar encostrados por fósiles (*Nubeculleridos* o serpúlidos). Estos cementos presentan luminiscencia de tonos rojos mate con zonas no luminiscentes

(LM-NL). Se interpreta que los que presenta crecimiento radiales o acicular de los cristales de calcita desde la superficie del ooide hasta el sedimento pueden originarse por un enterramiento precoz del ooide y un desenterramiento posterior en condiciones marina, mientras que los que presentan un crecimiento desde los bordes del hueco hacia el centro del mismo se originaron después del enterramiento definitivo del ooide en huecos formados por posibles movimientos postdeposicionales o fenómenos de ruptura de la estructura del ooides (*sinéresis*) (Lámina 9.7. A-D).

G₄) Wackestone a packstone con bioclastos, ooides ferruginosos y fosfáticos

En los afloramientos de Tosos, Aguilón y Ventolano se identifica un nivel discontinuo de espesor centimétrico perteneciente a la Biozona Coronatum del Calloviense medio, por debajo de la discontinuidad Calloviense–Oxfordiense (Meléndez *et al.*, 2005b). En el afloramiento de Aladren se observa únicamente en el relleno de algunos moldes de ammonoideos reelaborados del Calloviense dentro de la Capa de Arroyofrío. Estas facies tiene características similares a las Facies F de *wackestone a packstone* bioclástico. Los ooides son de tamaño inferior a 0,5 mm, muy fragmentados y dispersos con porcentajes de un 10 a un 15% del total de la roca. Ocasionalmente se observan concentrados dentro de las bioturbaciones. Son de naturaleza ferruginosa (goethita) y fosfática (francolita) generalmente transformados a siderita (carbonatación). Presentan estructura similar a los de las Subfacies G₃. Los ooides fosfáticos son redondeados a subredondeados con núcleos difusos a irregulares, presentando una laminación o bandeado muy grosero e irregular y están afectados total o parcialmente por procesos de carbonatación.

GENÉISIS

En este apartado se hace una interpretación del depósito de los ooides ferruginosos callovienses y de su posible mecanismo de génesis. Muchas de las interpretaciones que se hacen son también válidas para la interpretación posterior de los depósitos de ooides oxfordienses. A la hora de realizar un modelo que interprete el depósito y la génesis de los ooides ferruginosos, así como su ubicación en el contexto paleogeográfico, se han de tener en cuenta la interpretación de las condiciones en la cuales se realizó el depósito de los ooides ferruginosos. Para ello es necesario conocer las características de las facies en la cuales se encuentran incluidos. Por otro lado, las características propias de los ooides como su composición mineralógica, geoquímica, tipo de núcleo su estructura interna, nos permiten formular una hipótesis sobre la génesis de estos ooides. Esta hipótesis deberá de tener en cuenta también los posibles cambios sufridos por los ooides durante la diagénesis.

Gómez (1979) indica que estos ooides se depositaron en un medio de plataforma abierta comunicada con mar abierto, con una batimetría de al menos varias decenas de metros, durante un momento de ralentización de la sedimentación. Otros autores (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994) señalan que los ooides se depositaron en un ambiente de plataforma media, en los márgenes de un área emergida (Alto de Ejulve), en un medio relativamente energético. En este trabajo y tomando como punto de partida la hipótesis planteada por Ramajo *et al.* (2002) se propone una génesis de los ooides en un medio marino somero de no más de una decena de metros, que se encuentra sometido a la acción de corrientes. Está área se encuentra en el margen de la zona emergida del “Alto de Ejulve-Maestrazgo” (Fig. 8.12).

Los ooides serían distribuidos y depositados por la acción de corrientes de alta energía, (tempestades) en depósitos de espesor centimétrico similares a tempestitas, en donde se identifican tres estadios,

- Un estadio inicial donde se depositarían las partículas de mayor granulometría tras los episodios de tempestades (depósito gradado de tempestitas), con gran concentración de bioclastos (Fig. 8.12).
- Durante los episodios de buen tiempo se depositan ooides de menor tamaño y se produce una intensa bioturbación, lo que indican una ralentización de la sedimentación.
- El depósito está culminado por una superficie de omisión (*firm ground*), que indica una detención en las condiciones de sedimentación y una baja energía del medio. Sin embargo se observa como estas secuencias suelen encontrarse truncadas por una superficie de erosión, producida durante el inicio del siguiente episodio tempestático.

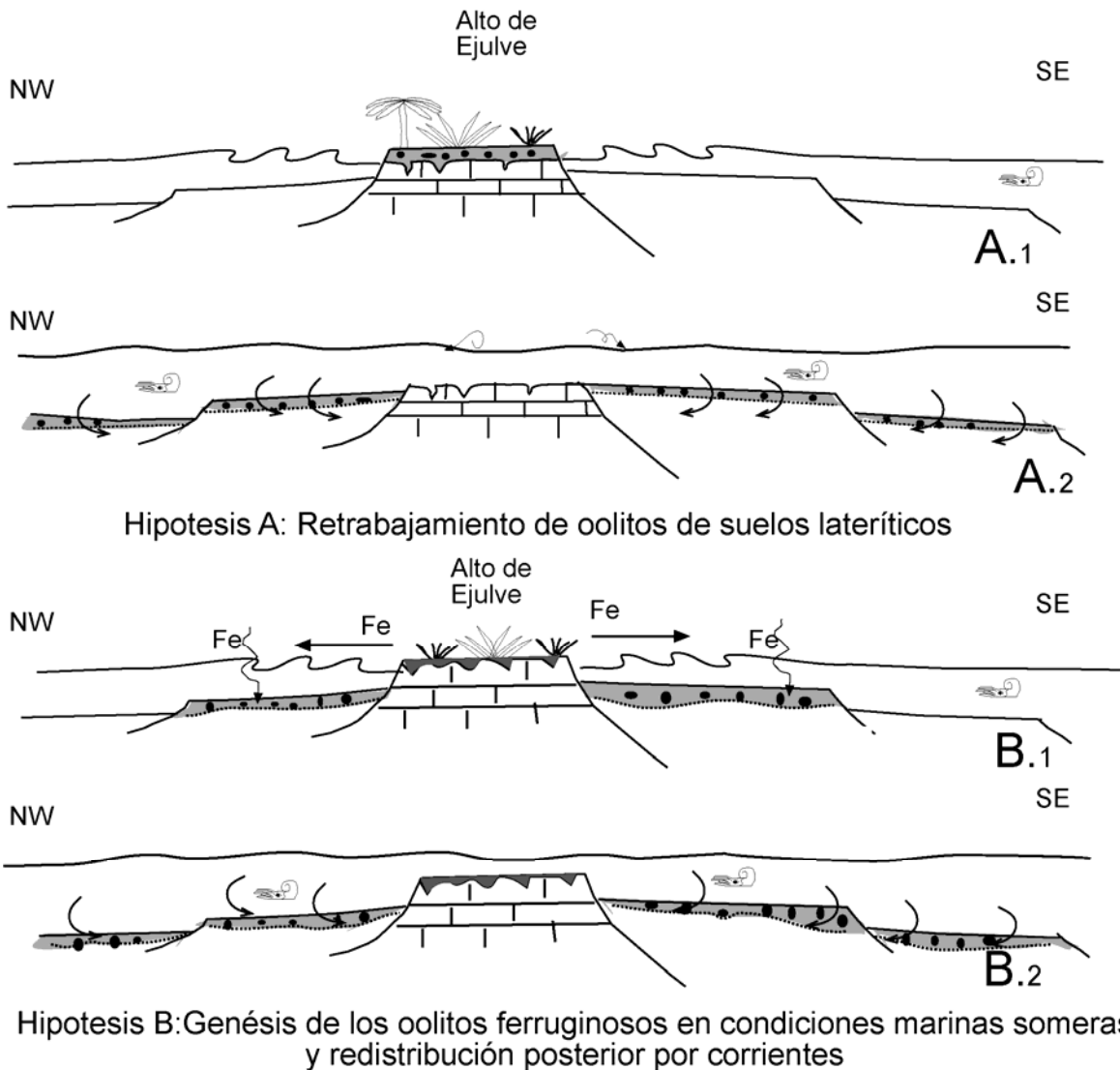


Fig. 8.12. Hipótesis propuestas para la génesis de los ooides ferruginosos de la Capa de Arroyofrío en Aurell (1990) A) y Ramajo *et al.* (2002) B).

El transporte de los ooides hacia zonas alejadas de su lugar de producción explicaría la existencia de niveles de ooides con morfologías lenticulares, observadas en los afloramientos de Moneva y Peñisquera, así como la mayor selección y clasificación y el tamaño menor que presentan los ooides en los perfiles más alejados del área fuente (Bulard, 1972; Aurell, 1990; Meléndez *et al.*, 1997 y Ramajo y Aurell, 2002).

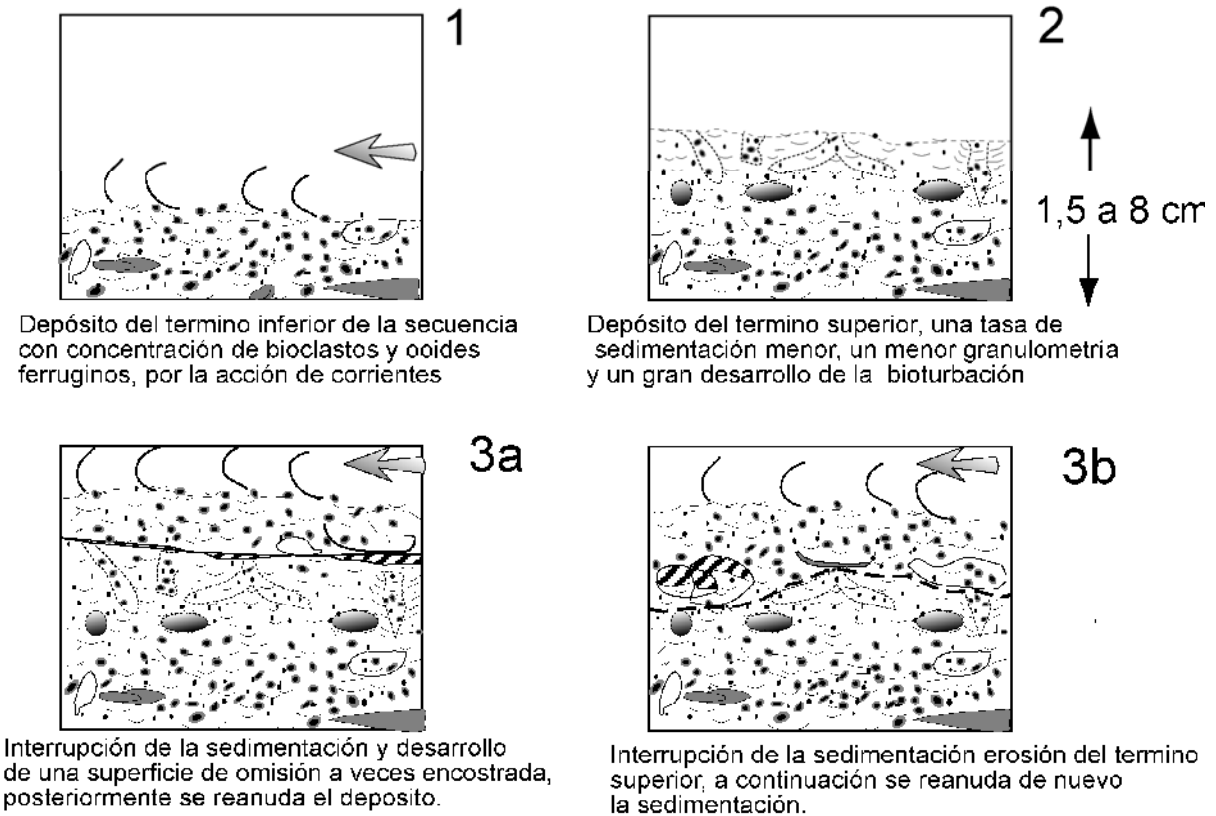


Fig. 8.13. Modo de depósito de las secuencias observadas de carácter tempestítico, observadas en los niveles de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío.

En cuanto a la génesis de los ooides ferruginosos, en trabajos precedentes (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994) se ha postulado que estos podría proceder del retrabajamiento de ooides y otras partículas procedentes de alteración de suelos lateríticos preexistentes en un área emergida cercana, (Alto de Ejulve-Maestrazgo). Sin embargo la existencia de núcleos bioclásticos, la aparición de foraminíferos incrustantes (*Nubeculleridos*) y partículas carbonatadas y fosfáticas entre las láminas de goethita, la existencia de ooides con núcleos intraclásticos, permiten enunciar como hipótesis más probable su génesis en condiciones marinas a partir de los materiales producidos por la alteración superficial de estas áreas emergidas (Ramajo *et al.*, 2002). Llegados a este punto y para corroborar la validez del modelo es necesario discutir cual puede ser la fuente del Fe y las condiciones fisicoquímicas necesarias para la formación de la goethita, que es el mineral mayoritario en los ooides.

Estos ooides se generarían durante una etapa de baja tasa de sedimentación, en la cual se dan las condiciones para que se produzca la precipitación de los oxihidróxidos de Fe, goethita y el depósito de los minerales de la arcilla, caolinita e illita, procedentes de la alteración. El medio se encontraría

bajo condiciones oxidantes necesarias para que Fe se encuentre como Fe³⁺. Estas condiciones oxidantes estarán restringidas a los centímetros iniciales del sustrato ya que conforme se hace mayor la profundidad de enterramiento pasamos a condiciones reductoras donde la estabilidad del Fe³⁺ es menor, pasando el Fe a estar presente como Fe²⁺, por lo que son más estables las fase minerales del tipo Berthierina /Chamosita y/o Glauconita en la zona subóxica, con Siderita y minerales de fosfato. En la zona reductora, el Fe se presentará en forma de pirita (SFe). La existencia de goethita como mineral predominante de los ooides indica unas condiciones oxidantes producidas por su formación en un ambiente sometido a agitación y a un retrabajamiento contaste (Taylor y Curtiss, 1995). Si la mineralogía fuera de tipo Berthierina /Chamosita, este retrabajamiento no sería tan constante siendo necesario la permanencia de los ooides dentro del sedimento por espacios de tiempos mayores necesarios para alcanzar las condiciones subóxicas donde son estables estas fases minerales. En cuanto a la forma de génesis de los minerales de goethita esta podría ser bien a partir de precipitación directa o microconcreción (Odin, 1990) o por transformación de un precursor previo que puede ser tanto un oxihidróxido de Fe (James y Van Houten, 1979; Sturensen *et al.*, 2000), o un mineral de la arcilla de composición similar a la de la Berthierina (Odinita), (Taylor, 1990; Odin, 1990; Taylor y Curtiss, 1995; Madon, 1991). En nuestro caso la hipótesis que parece más factible sería su formación a partir de oxihidróxidos de Fe. Estos oxihidróxidos, pueden absorber otros cationes como P, Al, Si y Ca (Gehring, 1989) lo que puede explicar el enriquecimiento de los mismos hacia el exterior de los ooides que se constata en las análisis geoquímicas de SEM-EDS (ver fig. 8.109. Esta diferente absorción de otros cationes puede determinar la existencia de bandas con diferente coloración dentro de los ooides observadas en las imágenes de Microscopia electrónica (BSI).

Tanto los óxidos e hidróxidos de Fe, como el Al y Si son elementos que no se encuentran habitualmente en el mar en las proporciones necesarias, para que se produzca la precipitación de los mismos. Habría que plantearse cual es el área fuente de los mismos. Estos podrían proceder de los aportes de productos de alteración de las áreas emergidas cercanas, Alto de Ejulve-Maestrazgo, Macizo Catalán. Estos elementos se transportarían en suspensión o en forma de geles coloidales y precipitarían en un área cercana a esta masa continental emergida, en un medio donde se producirían la alternancia de etapas de sedimentación tranquila y de agitación. Este proceso se produciría de modo similar a como se produce la formación de envueltas de Fe-Mn (goethíticas) sobre partículas marinas en condiciones someras (25-30 m) en la zona del golfo de Guinea (Guirese *et al.*, 1998), o la génesis de los ooides chamosíticos del Mioceno de Venezuela (Kimberly, 1994). Se han propuesto modelos similares (Bayer, 1989; Shiel y Thien, 1989; Garzanti *et al.*, 1989; Chan, 1992; Taylor y Curtiss, 1995; Donaldson, 1999, y Taylor *et al.*, 2002) para depósitos de ooides de Jurásico y del Cretácico de mineralogía goethítica, a partir de los materiales procedentes de zonas emergidas sometidas a alteración y depositados en áreas marinas adyacentes similar a la hipótesis A mostrada en la Fig. 8.12. Una de las dificultades que ofrece este modelo para ser contrastado en nuestro caso es inexistencia de minerales ricos en elementos metalogénicos en las supuestas zonas emergidas (Alto de Ejulve-Maestrazgo) (Aurell, 1990).

Otro fuente de aportes de Fe, Al y Si podría ser la alteración de materiales volcánicos, proceso que se ha demostrado que puede generar también los aportes de Fe necesarios para la formación de ooides ferruginosos con una mineralogía de goethita y/o limonita como por ejemplo los ooides ferru-

ginosos generados en la actualidad en un ambiente marino somero en Indonesia (Heinkoop *et al.*, 1996). La génesis de ooides en condiciones someras a partir de los productos de alteración de rocas volcánicas se ha argumentado como un mecanismo de formación de los ooides Ordovícicos, en la península Ibérica (García Ramos *et al.*, 1987; Suárez de Centi, 1988; Fernández *et al.*, 1998) o en el oeste de Europa, la Península Escandinava y el Báltico (Young, 1989; Sturesson, 1999; Sturesson, *et al.*, 2000 y 2002), en Corea (Kim y Lee, 2000), o en depósitos más recientemente como los pisoides goethíticos ricos en Mn del Pleistoceno/Holoceno de las Islas Lipari (Corselli *et al.*, 1994)

En nuestro caso las rocas volcánicas susceptibles de ser alteradas podrían provenir de los materiales volcánicos de edad Aalenense-Bajociense de áreas de la Cordillera Ibérica, como el montículo de Caudiel en Valencia, o la Sierra de Javalambre en Teruel (Gómez, 1979, Martín González *et al.*, 1997). Por último no se pueden descartar otras fuente del Fe, como pudiera ser el transportado por efecto del viento de áreas algo más alejadas, tal y como tiene lugar en la actualidad en las Bahamas.

En cuanto al mecanismo de génesis de estos ooides, éstos podrían producirse por un proceso precipitación y acreción de los minerales goethíticos. Esta precipitación podría producirse a partir de un precursor de mineralogía similar a la goethita que se transportaría en forma de gel o suspensión coloidal en el agua (Harder, 1989), fijándose y precipitando sobre el sustrato cuando las condiciones físico-químicas sean favorables. Otra hipótesis que se plantea es que la fijación de los oxihidróxidos de Hierro (FeOOH) se produzca como consecuencia del aumento en la concentración de en el agua marina y se produzca la adsorción sobre la superficie de un núcleo previo (Genring, 1989). En todo caso la fijación de los oxihidróxidos de Fe se produciría en condiciones oxidantes, dentro de los primeros centímetros del sedimento. La fijación de la goethita en condiciones marinas pudo estar favorecida por la acción biológica, tal y como sucede en algunos análogos actuales (Girese *et al.*, 1997) y como se desprende de la existencia de filamentos y mallas de origen biológico dentro de la estructura de algunos ooides estudiados.

La “precipitación” daría como resultando la formación de minerales de goethita con formas sub-esféricas o granulares que constituyen la textura nanogruosa (Collin, 2000). Esta textura primaria de carácter granular se observa en las zonas internas de las láminas de los ooides mientras que en las zonas externas los minerales de goethita presentan una textura hojosa dispuesta de manera tangencial a la superficie del mismo. Esta textura que parece ser la mayoritaria en los ooides callovienses, se puede formar por efecto de el apilamiento y el rodamiento sobre el sustrato, en momentos de agitación y aumento de la energía del medio, momentos en los cuales los cristales de goethita tenderán a agregarse de manera tangencial a la superficie del núcleo o de las sucesivas láminas (Shiel y Thein 1989; Bhattacharyya y Kakimoto, 1982). Estos periodos de agitación, darían paso a etapas de removilización con un probable cambio de posición del ooides o quizás de un rodamiento por el sustrato, acción que produciría un efecto de acreción del mismo y acentuaría la disposición tangencial de las láminas. Esta alternancia de periodos de calma relativa y de agitación en un medio donde las partículas se presenten relativamente cercanas favorecerá la acreción de los ooides de pequeño tamaño formando agregados, o bien su rotura al no presentar el tamaño o la estabilidad necesaria para conservarse. Estos fragmentos de ooides pueden actuar entonces como núcleos de formación de nuevos ooides. Los momentos de detención de este proceso pueden determinar la introducción dentro de las lá-

minas de partículas procedentes del sustrato o la colonización de las láminas por organismos incrustantes del tipo *Nubeculleridos* o Serpúlidos (ver estadios 1 y 2 de la Fig. 8.13).

DIAGÉNESIS DE LOS OOIDES

Una vez incorporados al sedimento los ooides pueden sufrir una serie de transformaciones o alteraciones dentro del mismo. Estos procesos de transformación pueden ser de carácter físico y tener lugar durante los primeros estadios del enterramiento como por ejemplo:

- La deformación temprana que genera ooides de formas ovoidales a elípticas con las láminas deformadas y aplastadas (*Spatholitos*, Taylor, 1989). Esta deformación puede ser producida un proceso de “deshidratación” o *sinéresis* (Gómez, 1979) que conlleva una pérdida de la estructura original de los ooides, que son aplanados y deformados durante un enterramiento temprano. Este proceso es especialmente abundante en la parte basal de las facies Calloviense con ooides ferruginosos.

- El proceso de *sinéresis* puede conllevar también la rotura parcial o total de las láminas de los ooides, donde se observan procesos de desescamación, o de aperturas de grietas.

- La deformación y el movimiento de los ooides respecto a su posición original, con el sedimento aun sin consolidar genera la formación de huecos entre el sedimento y el ooide, huecos rellenos posteriormente por cementos.

- Otras transformaciones de tipo químico y mineralógico tiene lugar preferentemente después del enterramiento definitivo. Estas pueden ser:

- La transformación parcial de la mineralogía de los ooides goethíticos por minerales de tipo carbonatado con la neoformación de siderita, que reemplaza total o parcialmente la estructura de estos ooides, apareciendo en muchos casos unas bandas de siderita en la parte más externa del ooide.

- La transformación de la mineralogía de estos ooides desde goethita a chamosita (cloritas), proceso que tiene lugar, por ejemplo, en los ooides del Ordovícico de la Cordillera Cantábrica (Suárez de Centi, 1988; Fernández *et al.*, 1998). Se produce por el paso de condiciones de enterramiento temprano a condiciones reductoras o subóxicas.

- La sustitución parcial o el reemplazamiento de parte de estos minerales de hierro por minerales fosfáticos del tipo de la francolita. Se puede producir en condiciones de profundidad de enterramiento y de Eh y Ph similares a las de la transformación a chamosita, pudiendo coexistir ambas formas mineralógicas dentro de un ooide así como la de ooides fosfáticos y chamosíticos (Pufahl y Grimm, 2003).

- Si el medio de enterramiento es oxidante se puede producir la transformación de Goethita a Hematites (Kimberly, 1978; Fernández *et al.*, 1998).

Además los ooides suelen estar asociados a cementos de calcita, de morfologías aciculares a prismáticas que forman bandas entorno a los mismos con morfologías de tipo *rim* o menisco. Los cementos de origen marino somero se producirían una vez depositado el ooide, con el sedimento no totalmente consolidado. Estos cementos muestran al observarlos en catodoluminiscencia una luminiscencia mate (LM) con relictos no luminiscentes (NL) y se interpretarían como producidos por la neofor-

mación de los cementos originales de aragonito o calcita pobre en magnesio (LMC) que en condiciones diagenéticas son sustituidos por cementos de Calcita rica en magnesio (HMC). Los cementos originales se formarían en condiciones marinas vadosas, sometidas a episodios de alta energía, lo que concuerda con el medio de depósito supuesto para estas facies.

Los cementos que rellenan los huecos y grietas producidos durante el proceso de *sinéresis* son posteriores al enterramiento definitivo de los ooides. Muestran una primera generación de cristales de hábito prismático con una luminiscencia mate (LM) de color rojo a anaranjado que a veces tiene zonas no luminiscentes (NL); pasando a una segunda generación de cementos con zonación donde alternan las bandas con luminiscencia mate y brillante (LM-LB). Estos cementos muestran crecimiento de tipo borde-centro y son similares a los observados en algunas porosidades intrapartícula dentro de estas facies. Su interpretación parece estar relacionada con los procesos de génesis de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense estudiados en el capítulo 9.

MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LOS OOIDES FERRUGINOSOS DEL CALLOVIENSE

Una vez explicados las hipótesis postuladas para explicar la génesis de los ooides, así como la interpretación del medio de depósito de los mismos y las transformaciones diagenéticas que han sufrido, es necesario integrar todos estos datos y proponer un modelo que explique la génesis de la facies de ooides ferruginosos dentro del contexto paleogeográfico del Calloviense.

Este modelo es un desarrollo de la hipótesis B de Ramajo *et al.* (2002) que se muestra en la Fig. 8.12. En el modelo propuesto en este trabajo (Fig. 8.14) se consideran que los ooides ferruginosos presentan un origen marino y procedente de la precipitación (o absorción) y acreción de oxihidróxidos de Fe procedentes de un área continental y transportados como geles o coloides hasta áreas marinas adyacentes donde se generan los ooides.

El proceso de fijación de la goethita y la formación de los ooides tiene lugar en condiciones marinas relativamente someras y agitadas. En el mismo pueden intervenir tanto procesos de carácter físico-químico como procesos biológicos. El hierro podría proceder tanto de suelos lateríticos como de la alteración de materiales volcánicos, sin que hasta el momento hallamos encontrado argumentos para descartar cualquiera de las dos fuentes.

Los ooides ferruginosos generados en estas áreas marinas someras serían arrastrados por corrientes de alta energía (tormentas), que en esta área durante el Jurásico Superior tienen una dirección preferente de SE-NW (Bádenas, 1999), siendo redistribuidos en las áreas adosadas al Alto de Ejulve-Maestrazgo.

En estos puntos se depositarían en forma de secuencias de tipo gradado (tempestitas) en condiciones submareales someras a profundas de algunas decenas de metros como máximo, en un medio de plataforma media a distal respecto a las áreas del Macizo Ibérico y el Estrecho de Soria.

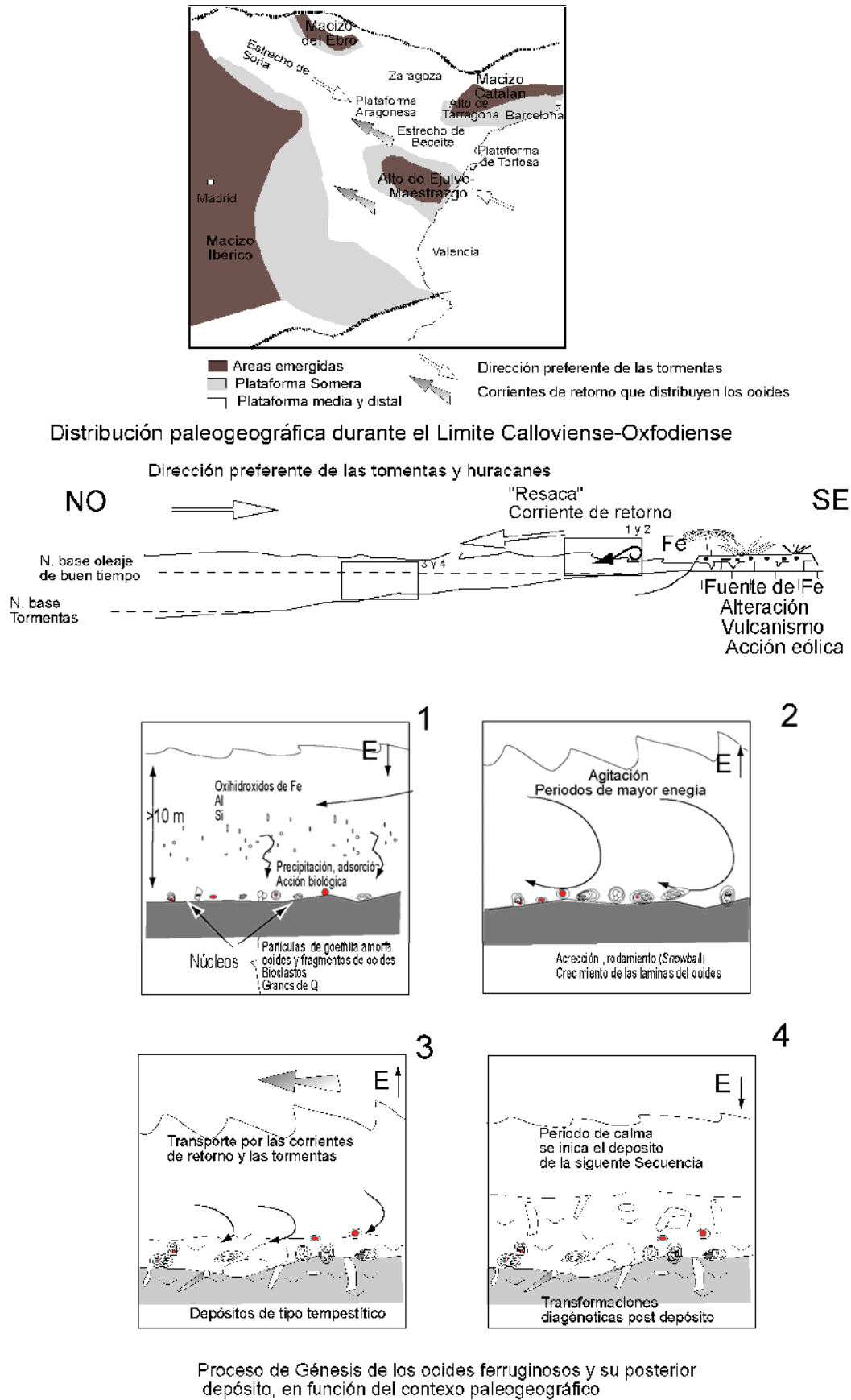


Fig. 8. 14. Modelo de génesis y depósito de los ooides ferruginosos Callovienses de la Capa de Arroyofrío

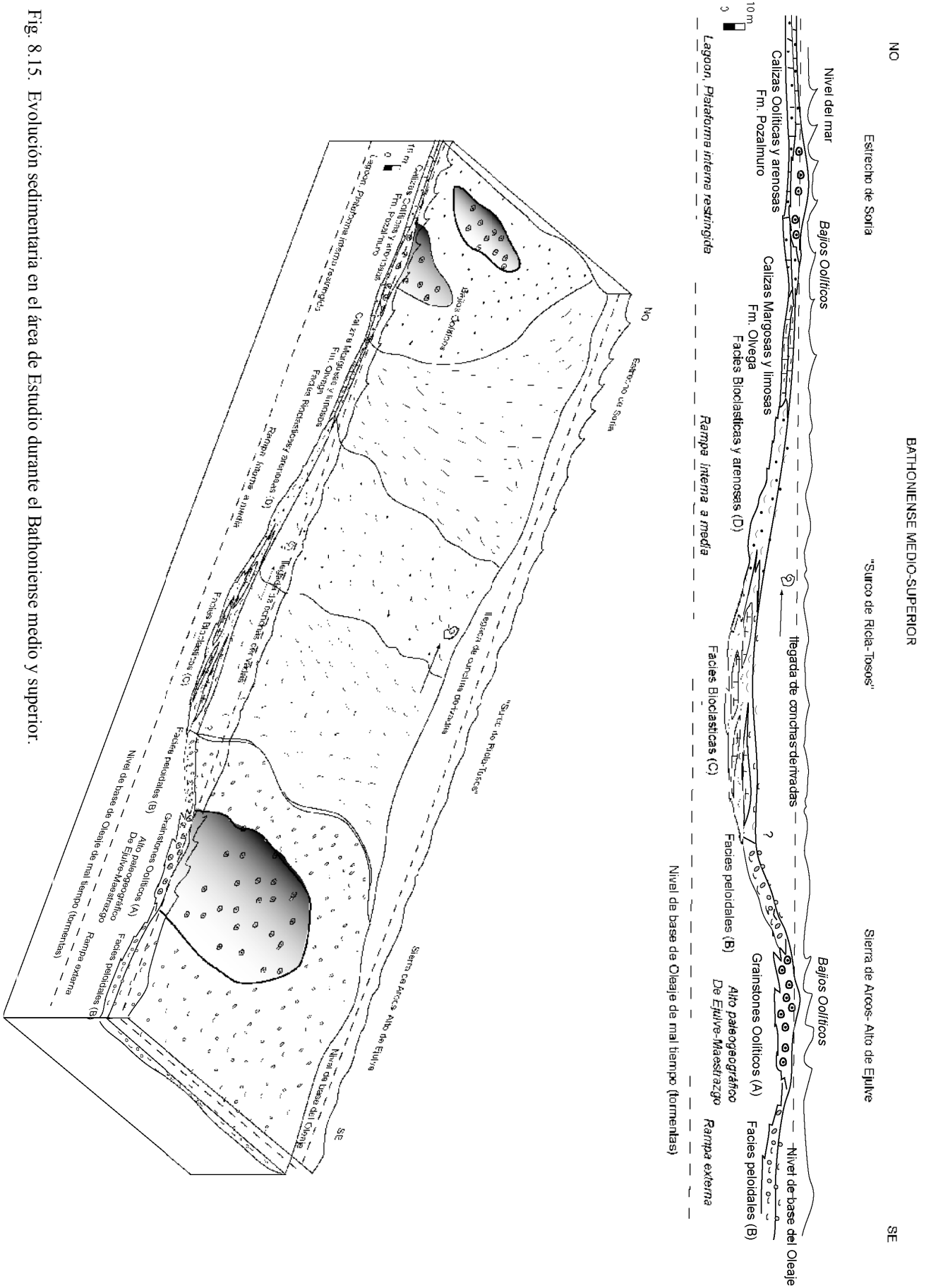
8.3. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DEL BATHONIENSE MEDIO-SUPERIOR.

Durante el Bathoniense medio a superior en la zona más noroccidental del área de estudio (Talamantes y Veruela) la sedimentación se produce en un ambiente de rampa media a interna con influencia detrítica, que hacia la zona del “Estrecho de Soria” (Bulard, 1972) pasa a una sedimentación de plataforma interna o *lagoon* (Wilde, 1988) con facies de calizas arenosas limosas y arcillosas, que pasan en región de Ciria-Bijuesca (al SE del Moncayo) a facies oolíticas depositadas en un medio más energético (Fig. 8.15).

Estas facies de plataforma interna evolucionan hacia condiciones de rampa media comunicada con mar abierto en el área de Ricla-Valle del Huerva, donde se depositan facies de calizas bioclásticas y peloidales con algo de influencia detrítica. Estos materiales presentan una mayor contenido en ammonoideos, dentro de los que destacan algunos ejemplares de gran talla, que llegaron a esta área como consecuencia de la deriva necroplanctónica (Lardies, 1989; Page y Meléndez, 1997 y 2000). Hacia el Sudeste, en la zona de la Sierra de Arcos, Maestrazgo Septentrional y Río Guadalope se encuentran una serie de sucesiones condensadas, caracterizadas durante el Bathoniense inferior y medio, por una serie de facies de calizas oolíticas y peloidales. Las cuales se depositaran en un ambiente de plataforma interna algo más energética, con bajíos oolíticos y zonas adosadas a los mismos, donde se produce el depósitos de las facies de calizas de peloides.

Asociado al límite Bathoniense medio-superior aparece un nivel de removilización con ooides ferruginosos y fosfáticos, ammonites reelaborados así como fósiles de belemnites bivalvos y braquiópodos ferruginizados y fosfatizados, que están truncados a techo por un *hardground* encostrado. Sobre él se disponen las calizas de *wackestone* a *packstone* peloidales del Bathoniense superior, en las cuales se encuentra episodios con ooides fosfáticos y ferruginosos. Este ooides podría estar en relación con la existencia de afloramientos (Negrón, Caudiel) donde la base de la Capa de Arroyofrío tiene esta edad (Gómez, 1979). Esta discontinuidad podría marcar el inicio de una etapa de emersión del alto de Ejulve-Maestrazgo, ya que a partir de este momento en algunos afloramientos (Alto del caballo, Ejulve, Obón, Torre de las Arcas, se constata la ausencia de materiales pertenecientes al Bathoniense superior-Calloviense. Hacia la zona de los Puertos de Beceite y la Plataforma de Tortosa, la sedimentación condensada da paso a una sedimentación de facies de calizas *mudstone* a *wackestone* bioclásticas, con numerosos ammonoideos, propia de un medio de plataforma distal bien comunicada con mar abierto (Fernández-López *et al.*, 1997).

Sobre estos materiales se produce una discontinuidad, que se encuentra caracterizada generalmente por una laguna sedimentaria que abarca a los materiales de la Biozona *Discus* del Bathoniense superior. Esta laguna es general en casi todos los afloramiento de la Cordillera Ibérica, abarca también la parte inferior de los materiales de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior (Mensink & Mertmann, 1984; Meléndez y Page, 1997 y 2000, Page *et al.*, 2004). Solo se encuentra registro de los ammonoideos de la base de la Biozona *Discus* en los sedimentos de plataforma externa de la plataforma de Tortosa (Fernández-López, 2001). Esta discontinuidad y su laguna sedimentaria asociada se atribuyen a la existencia de una somerización y una regresión generalizada a partir del límite Bathoniense medio-superior en la Cuenca Ibérica (Fernández-López, 1997; Aurell *et al.*, 2003).



8.4. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DE LA SECUENCIA CALLOVIENSE

Dentro de la secuencia Calloviense se pueden distinguir, tanto por el tipo de sedimentación como por el espesor depositado, dos zonas de sedimentación dentro del área de estudio:

- En la zona Noroccidental entre el denominado “Surco de Ricla–Tosos” y la zona de transición al Estrecho de Soria (Veruela-Talamantes), la sedimentación se produce en facies expandidas con espesores de entre 20 a más de 100 m. Estas facies presentan una cierta influencia detrítica, que se incrementa durante el Calloviense medio-superior. La sedimentación de esta área abarca desde el Calloviense inferior al superior (Biozona *Atletha*).

- En la zona de la Sierra de Arcos, Calanda- Río Guadalupe y el Estrecho de Beceite, se produce una sedimentación condensada, con espesores inferiores a los 5 m, que está caracterizada en su parte superior por la aparición de facies con ooides ferruginosos. En esta zona el intervalo de depósito de materiales se limita al Calloviense inferior y la parte basal de Calloviense medio (Biozona *Anceps* y base de *Coronatum*).

Las diferencias de espesor que presenta esta secuencia se ha interpretado como consecuencia de la actuación de una serie de fallas normales de carácter lístrico en los valles de los ríos Huerva, y Jalón (Lardiés, 1990; y Lardiés *et al.*, 1997). Sin embargo el hecho de que nos encontremos en una época generalizada de *postrift* durante el Jurásico Medio (Salas y Casas, 1993; Salas *et al.*, 2001), unido a que no se han observado indicios de actividad sintectónica aparte que esta diferencia de espesores hace que se esta afirmación deba ser puesta en cuestión por el momento, constatándose únicamente la existencia de dos zonas con una subsidencia diferencial. En función de los ascensos y caídas relativas del nivel del mar y del predominio de condiciones transgresivas o regresivas, esta secuencia se interpreta como equivalente a un ciclo de carácter transgresivo-regresivo (Fernández-López, 1997; Aurell *et al.*, 2003). Dentro de este podemos distinguir 3 etapas diferentes que son:

- 1)- Biozona *Bullatus* (Etapas de trasgresión generalizada)
- 2)- Biozonas *Gracilis*- *Anceps* (Final de la etapa de trasgresión, e inicio de la regresión)
- 3)- Biozonas *Coronatum* a *Athleta* (Etapas de regresión generalizada).

1) BIOZONA BULLATUS (ETAPA DE TRASGRESIÓN GENERALIZADA)

Por encima de las calizas margosas y limosas de la Fm. Olvega o del *hardground* de techo del Bathoniense se inicia, en la zona Noroccidental, la sedimentación con una facies de alternancia de calizas y margas algo limosas (Facies D), con granos de cuarzo en la zona de Veruela (Subfacies D1), con peloides y bioclastos en el perfil de Ricla (Subfacies D2). Estas facies pasan lateralmente a calizas bioclásticas y margas, casi sin detríticos, en los perfiles del río Huerva (Facies C). En esta área se observan secuencias estratocrecientes de espesor métrico durante la Biozona *Bullatus* que pasan progresivamente a una de alternancia de margas y calizas con predominio del término margoso, a techo de la Biozona *Bullatus* y base de la Biozona *Gracilis*, con espesores de entre 10 a más de 30 m. Estas facies se depositarían en un medio de transición entre las condiciones de plataforma interna influencia siliciclástica del área noroccidental, que evolucionan hacia el Suroeste a una rampa proximal a media, con influencia marina (Figs. 8.16 y 8.17).

En la zona de la Sierra de Arcos-Río Guadalupe (Fig. 8.16), la sedimentación Calloviense se inicia con facies de calizas de peloides (Facies B) depositadas en un ambiente de alta energía, en las áreas adosadas al Alto de Ejulve-Maestrazgo. Estas facies pasan a calizas bioclásticas, (Facies C). En algunos afloramientos de la zona del Río Guadalupe (Ráfales, Más de las Matas) pueden encontrarse sustituidas parcial o totalmente por dolomías de reemplazamiento (Facies E). Estas facies se interpretan como depositadas en un medio submareal de baja energía de plataforma media a distal que pasan a un ambiente más somero y energético hacia el Sur y el Este. En esta zona se observa también la transición entre las calizas peloidales y las calizas de bioclásticas debido al paso de condiciones energéticas de las zonas adosadas al alto de Ejulve, a unas condiciones algo más abiertas en la Zona del Estrecho de Beceite. En las áreas más proximales (Veruela-Talamantes) y en los perfiles de la Sierra de Arcos y Calanda, los ammonoideos que se encuentran son en general de macroconchas adultas, que llegaron por la acción de la deriva necroplañctónica, presentando generalmente un marcado carácter reelaborado con escasos ejemplares resedimentados (Meléndez *et al.*, 2002; Meléndez *et al.*, 2005b).

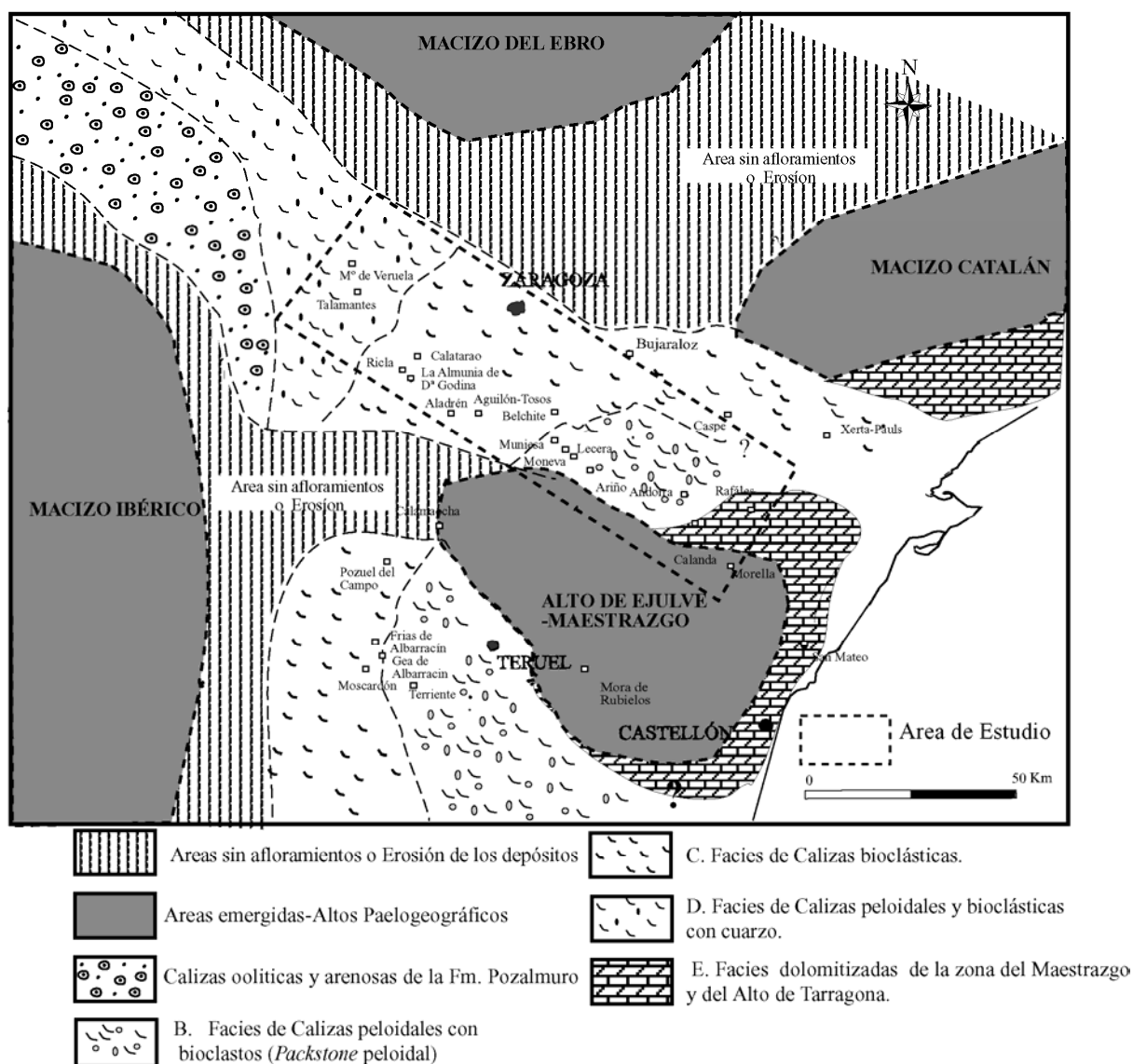


Fig. 8.16. Mapa de distribución de facies durante la Biozona Bullatus.

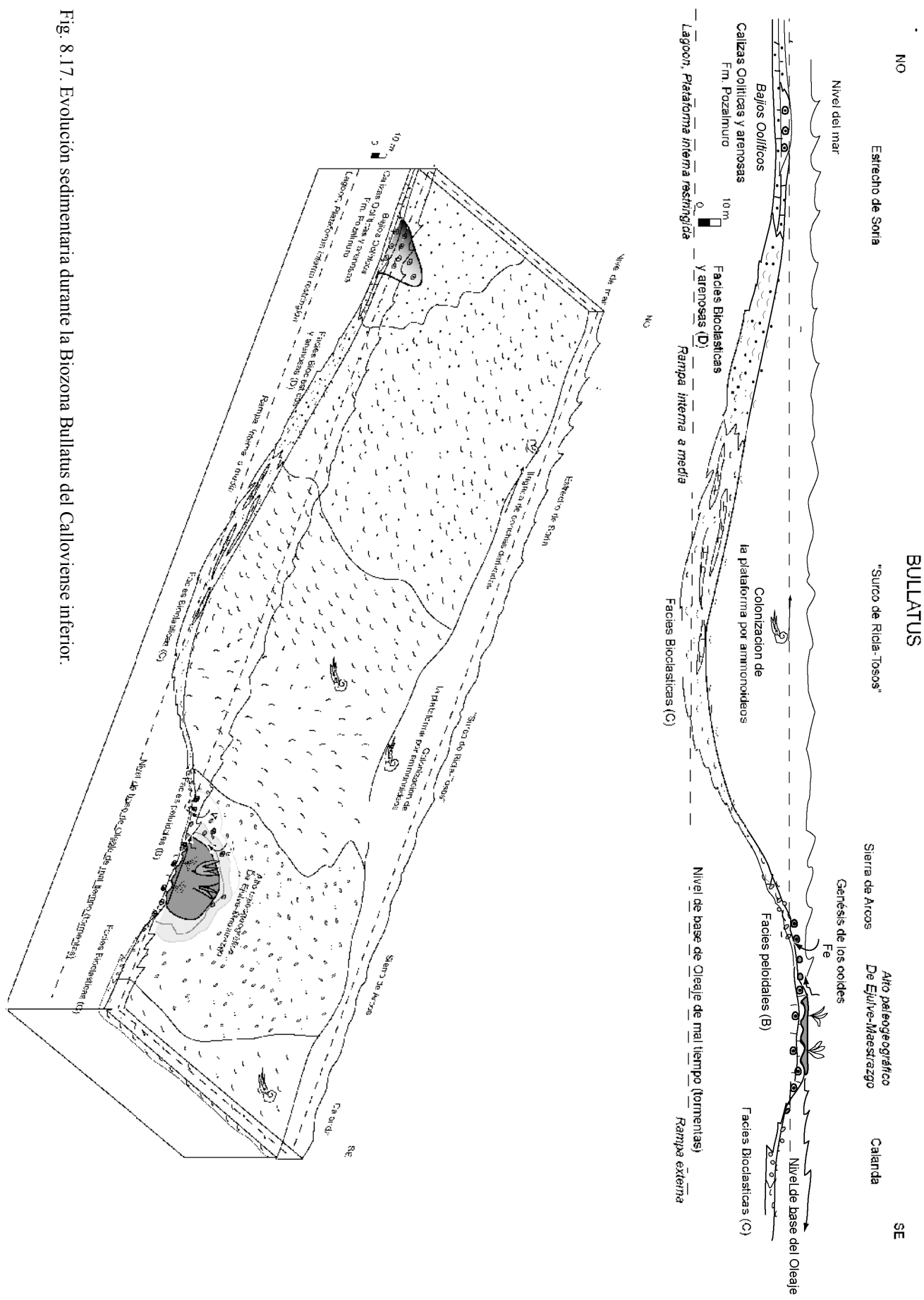


Fig. 8.17. Evolución sedimentaria durante la Biozona Bullatus del Calloviense inferior.

En los afloramientos del Valle del Jalón y del Huerva predominan los ammonoideos resedimentados, existiendo formas de carácter juvenil que indicarían la colonización de estos medios de una mayor batimetría por los ammonoideos. La zona de mayor batimetría se situaría en el área entre Ricla y Aguilón-Tosos, donde podrían existir profundidades del orden unas decenas de metros, probablemente incluso por debajo del nivel de base de tormentas o cerca de este (Fig. 8.17).

2) BIOZONAS GRACILIS-ANCEPS (FINAL DE LA ETAPA DE TRASGRESIÓN E INICIO DE LA REGRESIÓN)

En la zona más Noroccidental, durante la biozona Gracilis, se observa un predominio de las alternancias de calizas y margas, que hacia el límite Gracilis-Anceps pasa a una serie de secuencias calizas estratocrecientes con abundantes *hardgrounds*. Este aumento de los niveles calcáreos viene acompañado de un aumento del porcentaje de detríticos en el área de Veruela y Ricla y por un cambio de facies desde las de tipo C a las D (Figs.8.18 y 8.19).

A partir de este momento y en las áreas más abiertas (Ricla, Tosos y Aguilón) se observa en la parte basal e media de la Biozona Anceps una serie predominantemente margosa con intercalaciones de calizas *mudstone* a *wackestone* bioclásticas con o algo de influencia detrítica (Subfacies D₁ y C₁), que rápidamente pasan a una serie de calizas bioclásticas (Subfacies D₂ y C₂) hacia el límite entre las biozonas Anceps y Coronatum. Esta evolución indica el paso desde una sedimentación de plataforma interna a media sometida raramente a la influencia detrítica, a unas condiciones más someras con la aparición de depósitos tempestíticos frecuentes durante el límite Gracilis-Anceps. A partir de este momento se observa un incremento en la influencia terrígena, con el aumento del aporte de detríticos procedentes del Estrecho de Soria. Así mismo se observa la existencia, en algunos afloramientos, de un episodio de menor energía relativa en la parte media de la Biozona Anceps.

En la Sierra de Arcos, durante la Biozona Gracilis, se inicia el depósito de las facies con ooides ferruginosos (Facies G). Este depósito consta de calizas *wackestone* de bioclastos y peloides con ooides ferruginosos de pequeño tamaño, poco abundantes y muy dispersos (Subfacies G₂). Dentro de estos depósitos se identifican pequeñas secuencias granodecrecientes culminadas por una superficie de omisión (*firmground*) o erosiva. Estas secuencias se interpretan como producidas por episodios esporádicos de alta energía (tempestitas) (Fig. 8.12). Los ooides ferruginosos se interpretan como de origen preferentemente aloctóno siendo posteriormente transportados por corrientes marinas producidas por borrascas y huracanes y depositados en un medio de plataforma media a distal (Fig. 8.13).

Los ooides ferruginosos se originarían en las zonas cercanas al “Alto de Ejulve-Maestrazgo”, en un ambiente submareal somero situado por debajo del nivel de base del oleaje de buen tiempo y sometido a agitación. La existencia de una distribución de los ooides ferruginosos por corriente y la aloctonía de los mismo viene avalada al observar la disminución en el espesor de este tramo hacia el oeste y el norte conforme nos alejamos de la probable área fuente, así como la existencia de una distribución por tamaño en función de las situaciones de los diferentes afloramientos (Meléndez *et al.*, 1997). Estas facies con ooides ferruginosos pequeños cambian en la vertical a facies más bioclásticas con ooides ferruginosos de mayor tamaño y más abundantes y frecuentes ammonites reelaborados de las Biozonas Gracilis y Anceps. La zona del río Guadalupe presenta una evolución muy parecida aunque la sedimentación parece terminar en esta área a la base de la Biozona Anceps.

Durante este intervalo se produce en este área el momento de mayor profundización, que podría corresponder al tramo medio-superior de la Biozona Gracilis (Lardies, 1990, Aurell *et al.*, 2003, Fernández-López y Gómez, 2005). Corresponde en el cual área noroccidental de la plataforma, los mayores espesores de facies margosas y se produce la posible colonización por ammonites con la coexistencia de formas adultas y juveniles de las áreas más subsidentes. A partir del límite Gracilis-Anceps observa el inicio de una fuerte restricción en la sedimentación en las áreas cercanas al “Alto de Ejulve-Maestrazgo”, mientras que en las áreas más noroccidentales se observa una sedimentación con una mayor influencia siliclástica. De este modo, la sedimentación de los materiales correspondientes a la Biozona Anceps parece enmarcarse dentro de un contexto regresivo, con una etapa de sedimentación algo menos energética con influencia más marina durante la parte inferior y media de esta biozona.

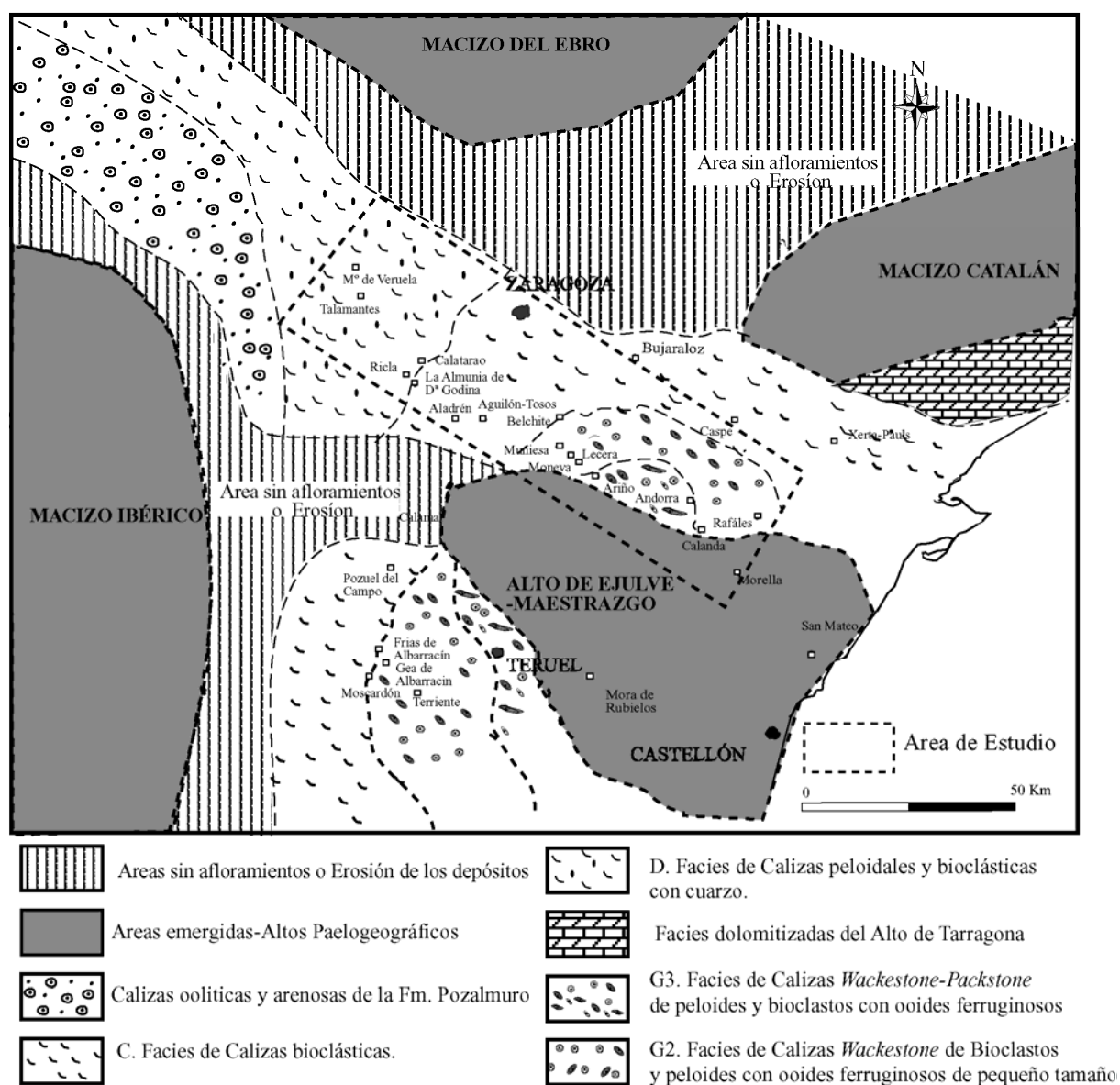


Fig. 8.18. Cuadro de distribución de facies durante las Biozona Gracilis-Anceps.

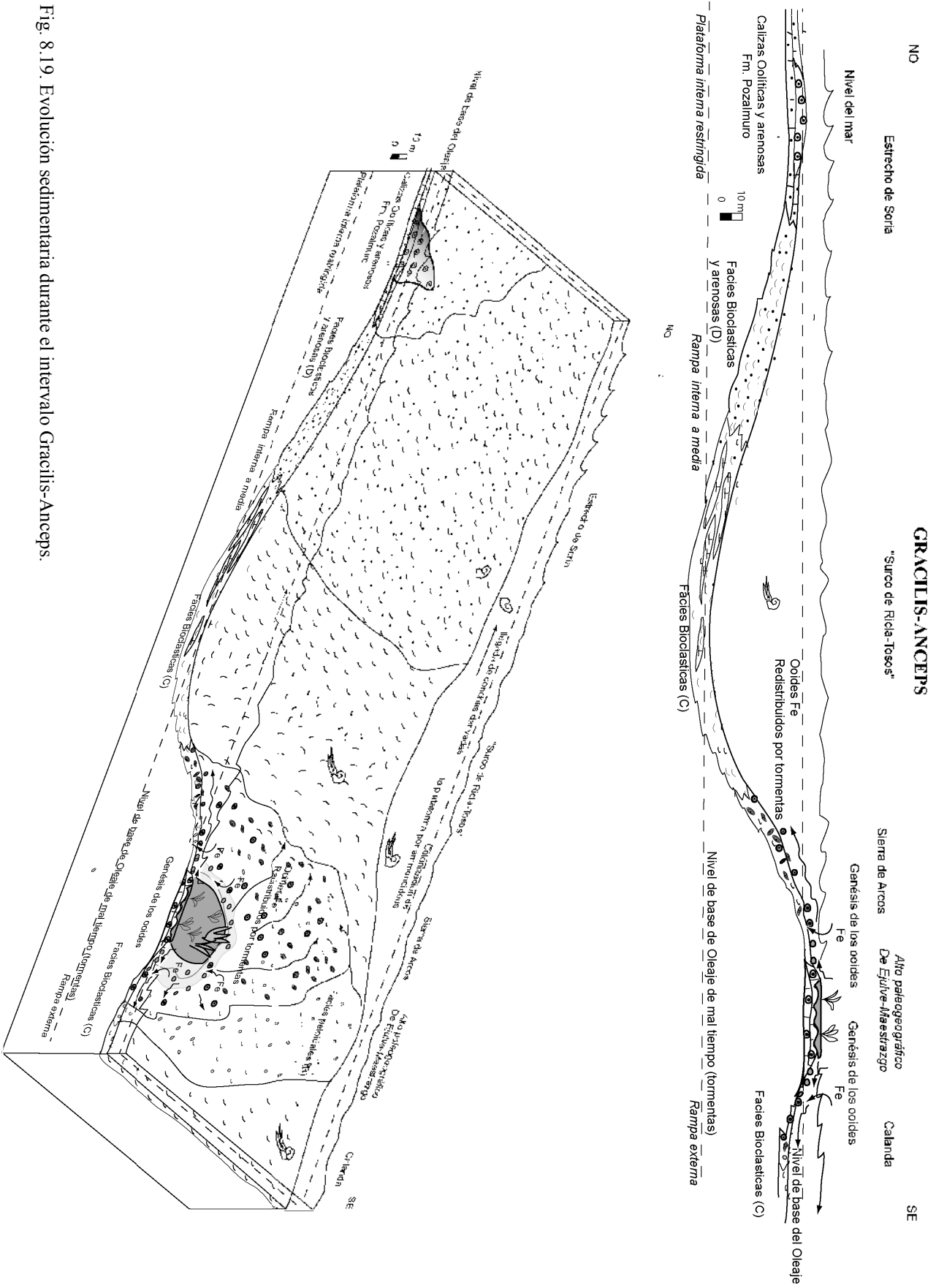


Fig. 8.19. Evolución sedimentaria durante el intervalo Gracilis-Anceps.

3) BIOZONAS CORONATUM A ATHLETA (ETAPA DE REGRESIÓN GENERALIZADA)

A partir de la Biozona Anceps se generalizan las condiciones regresivas en la sedimentación. En la zona Noroccidental durante el límite Anceps-Coronatum, se inicia la sedimentación de calizas *wackestone* a *packstone* bioclásticos con intensa bioturbación (Subfacies D₂), con el desarrollo de secuencias estratocrecientes durante las Biozonas Coronatum y Athleta. Esto viene acompañado por un aumento en el porcentaje de detríticos que alcanzan >7-10% en la zona de Veruela, y >5% en Riela, disminuyendo hacia el Valle del río Huerva donde pasan lateralmente a calizas bioclásticas (Subfacies C₂). Los perfiles de Riela y de la zona del Valle del río Huerva, están culminados por una facies de *packstone* bioclástico (Facies F) con numerosos *hardgrounds* (Fig. 8.20). El medio de sedimentación responde al paso desde unas condiciones de plataforma media a distal a una plataforma interna con influencia siliciclástica más acusada (Fig. 8.21), conformando una secuencia típica de somerización.

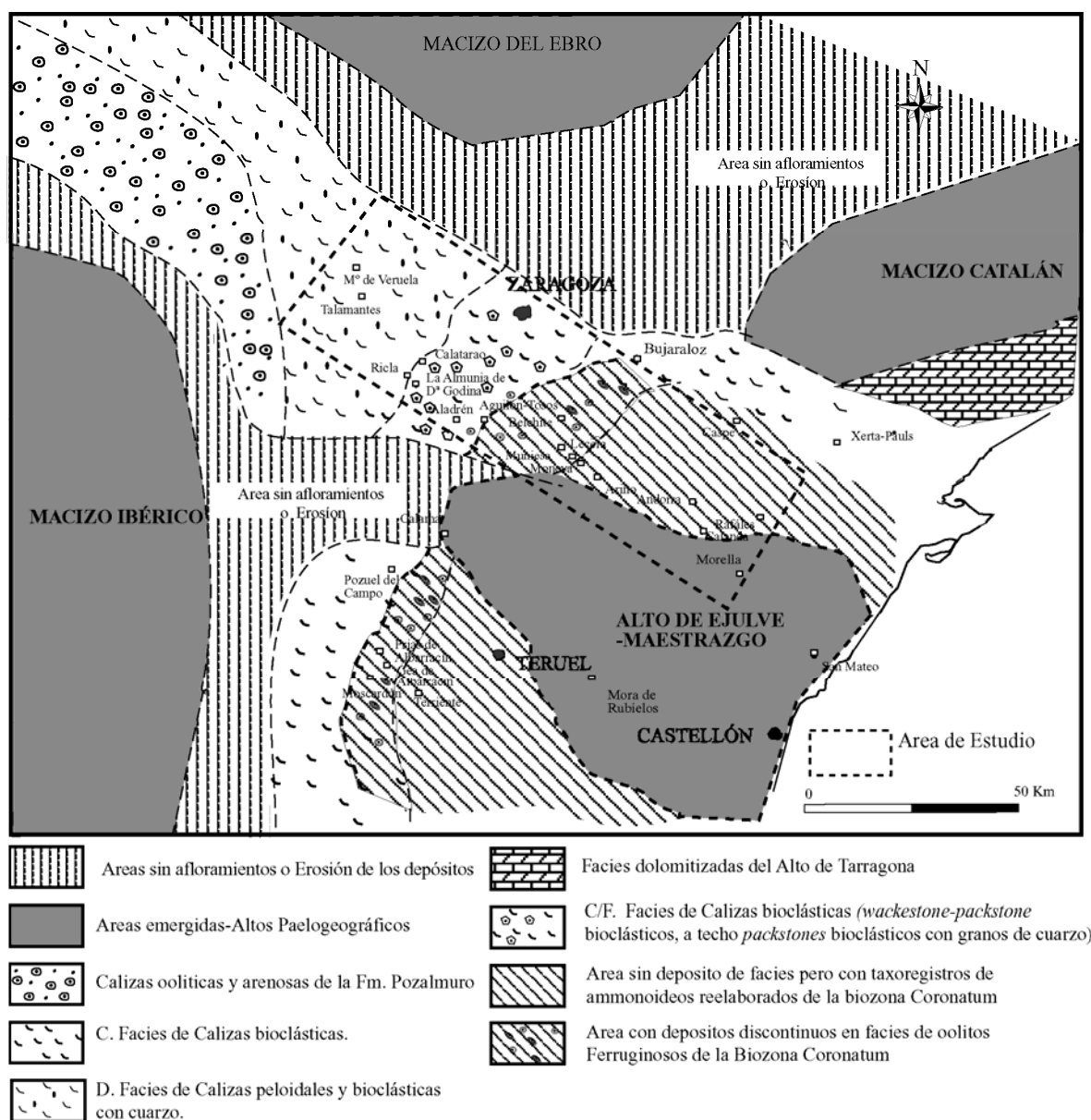


Fig. 8.20. mapa de distribución de facies durante las Biozonas Coronatum-Athleta

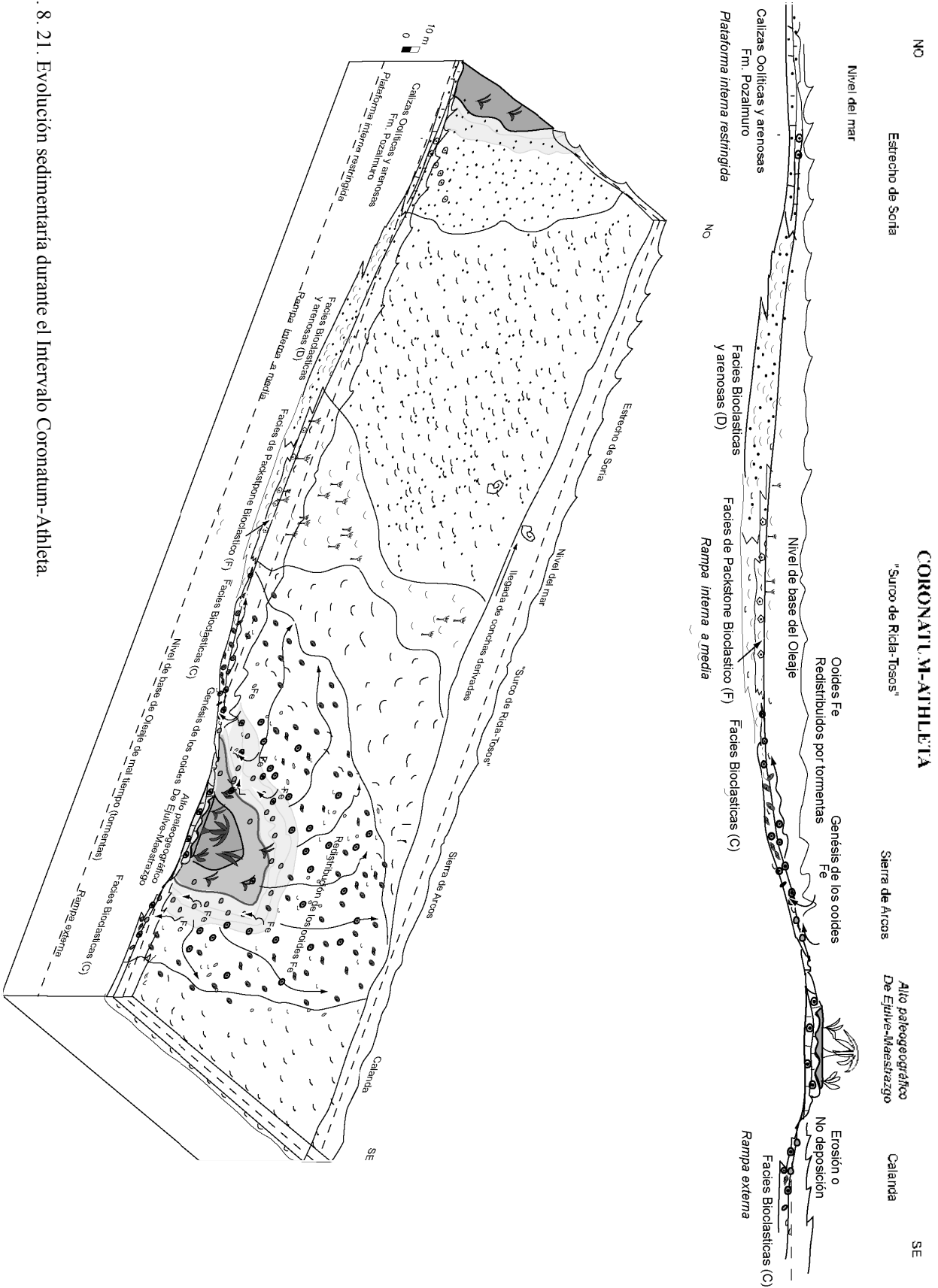


Fig. 8. 21. Evolución sedimentaria durante el Intervalo Coronatum-Athleta.

El marco paleogeográfico y los datos regionales indican una somerización al final del Calloviense en la Cordillera Ibérica (Bulard, 1972; Wilde, 1988; Lardiés, 1990, Aurell *et al.*, 2000). El Calloviense está culminado por un nivel irregular con una superficie de discontinuidad, que erosiona materiales de diferentes edades, de *Atletha* en la zona de Riela–Veruela y de *Coronatum* en la zona de Tosos-Belchite. Esta superficie de discontinuidad se ha interpretado como generado por una emersión durante el límite Calloviense-Oxfordiense (Ramajo, 1996; Ramajo y Meléndez, 1996; Ramajo y Aurell, 1997). El análisis del significado esta superficie de discontinuidad se llevara a cabo en el siguiente capítulo.

En la Sierra de Arcos, el depósito del Calloviense medio a superior corresponde generalmente a un nivel centimétrico a decimétrico de facies con ooides ferruginosos (Subfacies G₃) y ammonites reelaborados y resedimentados de la Biozona *Anceps* o *Coronatum p.p* del Calloviense medio que está separada por una costra ferruginosa de los sedimentos de la Biozona *Gracilis*. Algunas de sus características, tales como el mayor porcentaje de bioclastos y peloides, la esporádica aparición de granos de cuarzo y la existencia de pequeñas secuencias granocrecientes parecen indicar una mayor energía del medio y una cercanía mayor al área fuente de los ooides. Este depósito está culminado en la mayoría de los afloramientos por un *hardground* planar, con fósiles truncados y asociado a una costra ferruginosa de varios centímetros de espesor.

En la zona del río Guadalupe la sedimentación Calloviense con ooides ferruginosos se interrumpió después de la Biozona *Gracilis*, desarrollándose una superficie de discontinuidad ligeramente irregular y una costra ferruginosa (Ramajo *et al.*, 1998, Meléndez *et al.*, 1999), donde esporádicamente, y ya dentro de los depósitos de la Capa de Arroyofrío Oxfordiense, aparecen ammonites reelaborados del Calloviense medio.

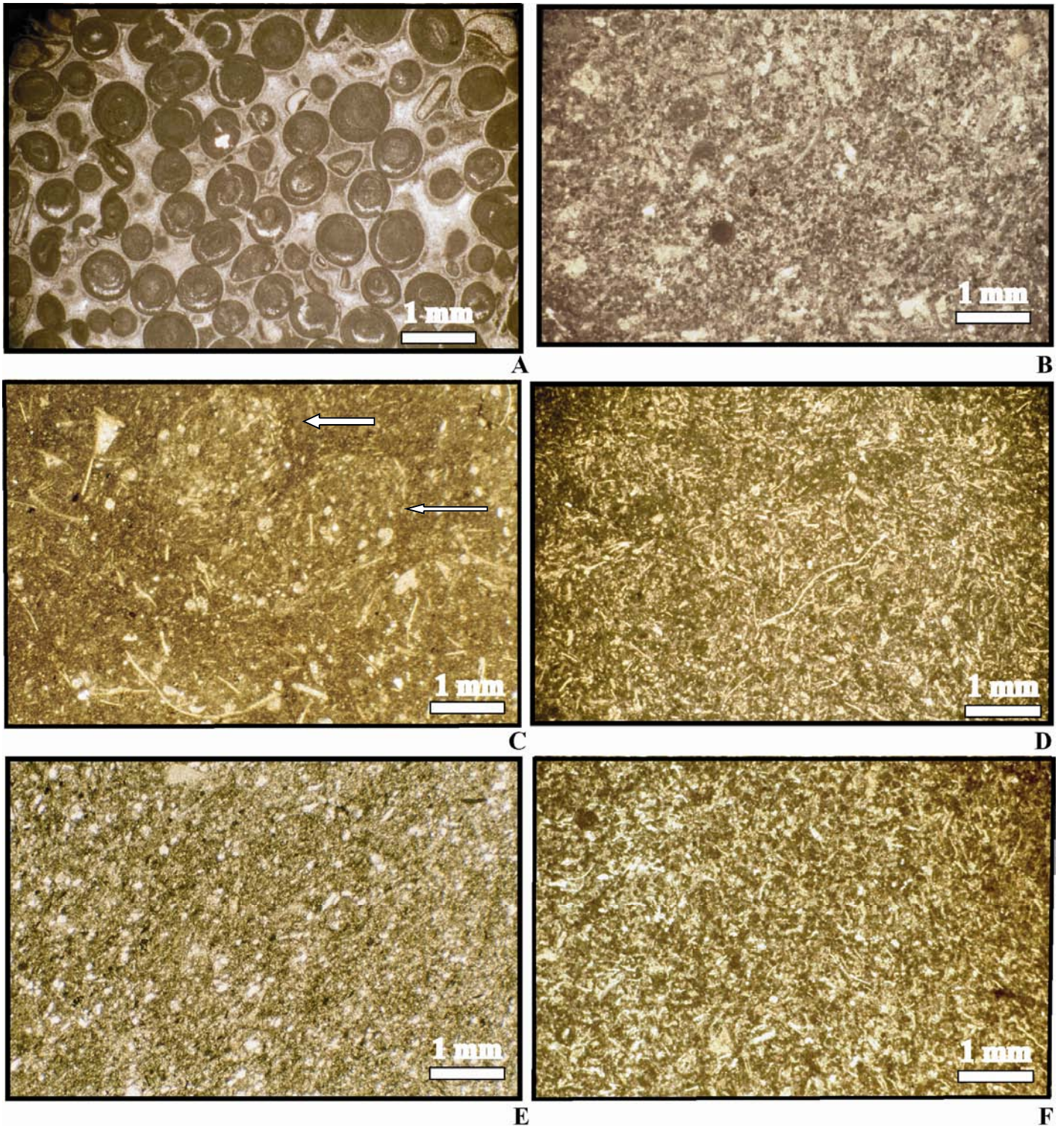


Lámina 8.1. A) Ejemplo de la Facies A, *grainstone* de ooides del Bathoniense (Ejulte). B) Facies B, de calizas *packstone* peloidales con filamentos de bivalvos pelágicos. C) Subfacies C₁ de calizas *mudstone* a *wackestone* bioclásticas, se indica con flechas las bioturbaciones de tipo II. D) Subfacies C₂ de calizas *wackestone* a *packstone* bioclásticas, se aprecian bioturbaciones de tipo III. E) Subfacies D₁ de calizas *mudstone* a *wackestone* peloidal y bioclástico con granos de cuarzo del perfil de Veruela. F) Subfacies D₂ calizas *wackestone* a *packstone* peloidal y bioclástico con granos de cuarzo, del Calloviense medio del afloramiento de Ricla.

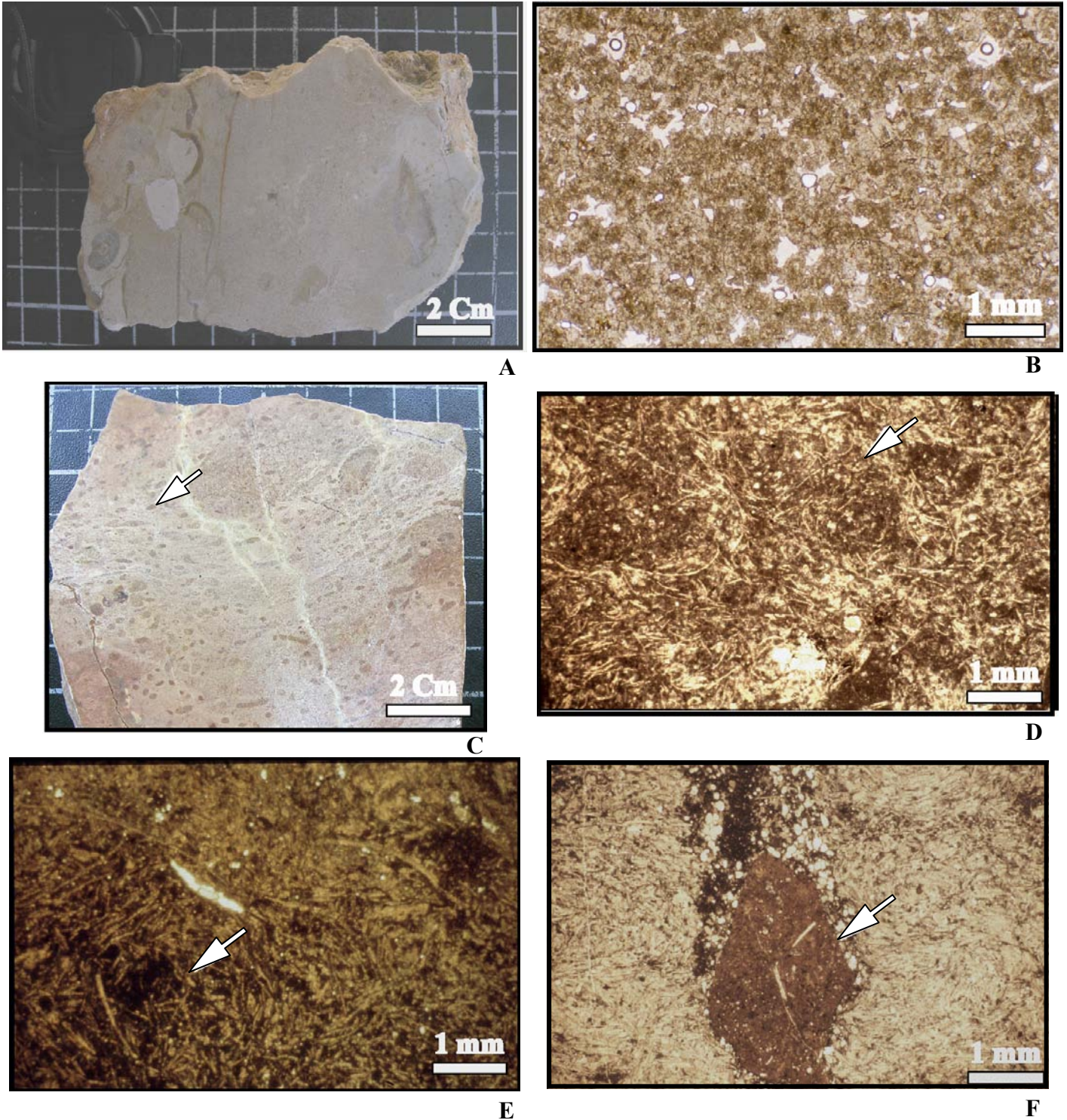
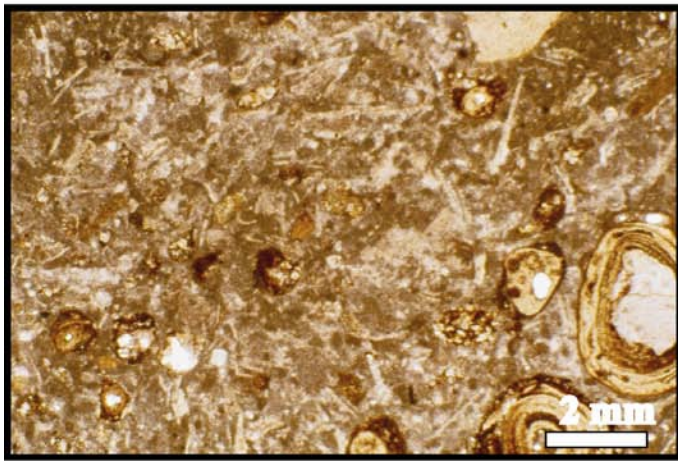
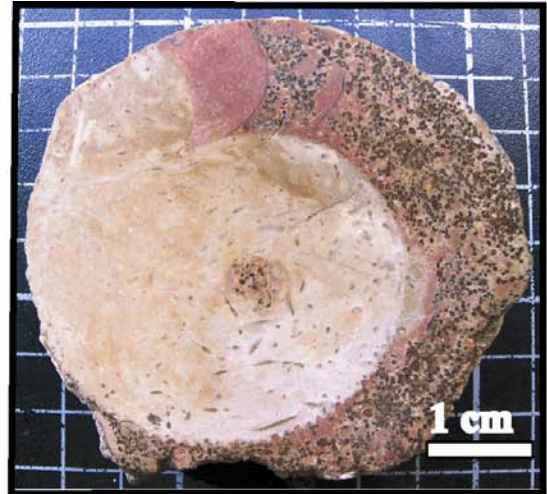


Lámina 8.2. A) Aspecto de Campo de las Facies C, parcialmente dolomitizadas, en el afloramiento de Ráfales. B) Detalle de las dolomías de las Facies E, en el afloramiento de Más de las Matas. C) Detalle del bioturbaciones de tipo III sobre las Facies C (Ráfales). D) Bioturbaciones de tipo III, señaladas con flecha, en las facies C de Aladrén. E) Bioturbaciones de Tipo II en las facies de *packstone* bioclástico (Facies F) de Ricla. F) Bioerosión sobre las Facies F por debajo de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense, donde se observa un intraclasto de facies Calloviense ferruginizado.



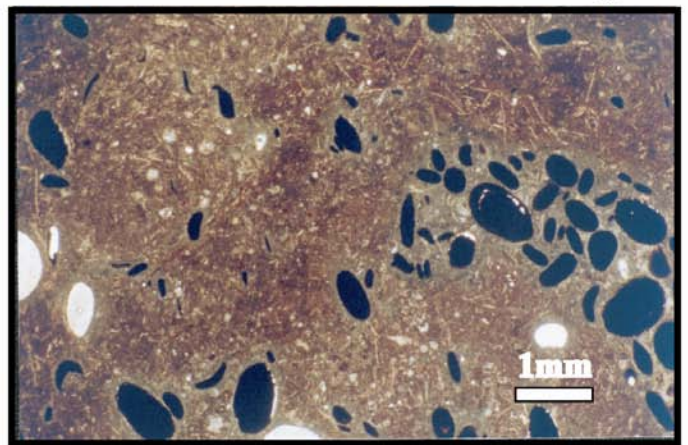
A



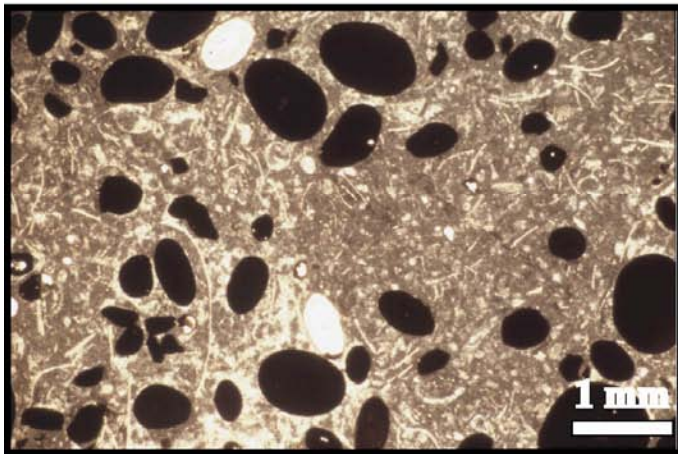
B



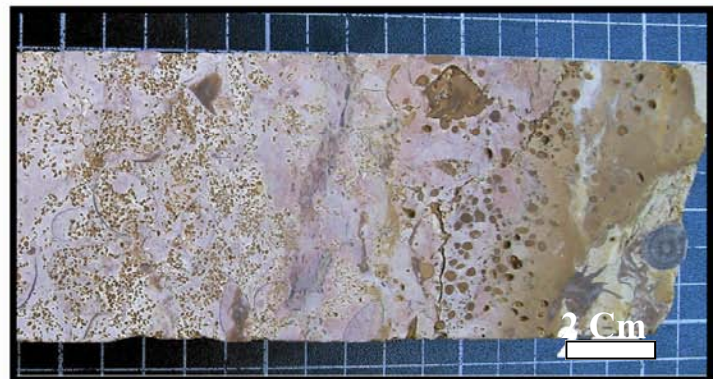
C



D

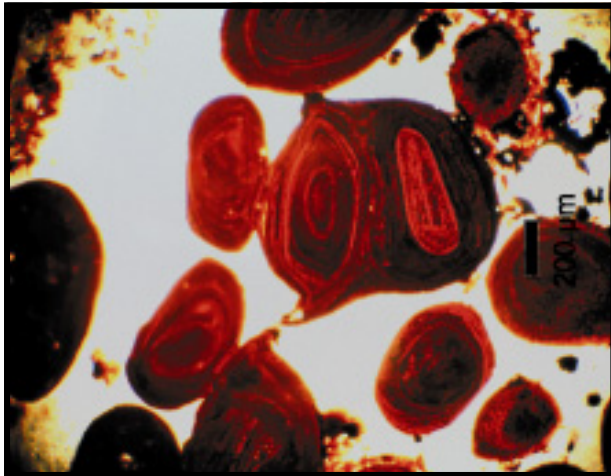


E

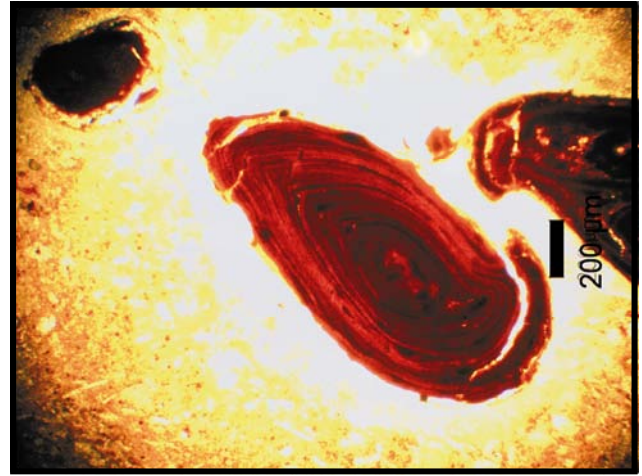


F

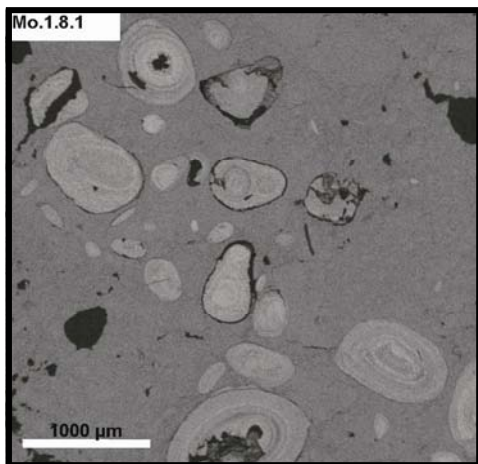
Lámina 8.3. A) Detalle de las facies con ooides ferruginosos del Bathoniense medio (Subfacies G₁), Moneva. B) Ammonite reelaborado de la base del deposito de las facies con ooides ferruginosos donde se observa el contraste entre el relleno interno y el de la cámara de habitación. C) Muestra del Sondeo de Moneva, donde se observan los depósitos gradados característicos de las facies de ooides ferruginosos (Facies G). D) Aspecto en lámina delgada de la subfacies G₂. E) Detalle de las subfacies de *wackestone* a *packstone* bioclásticas con ooides ferruginosos (Subfacies G₃). F) Depósitos de la parte superior del nivel de ooides ferruginosos callovienses del sondeo de Moneva.



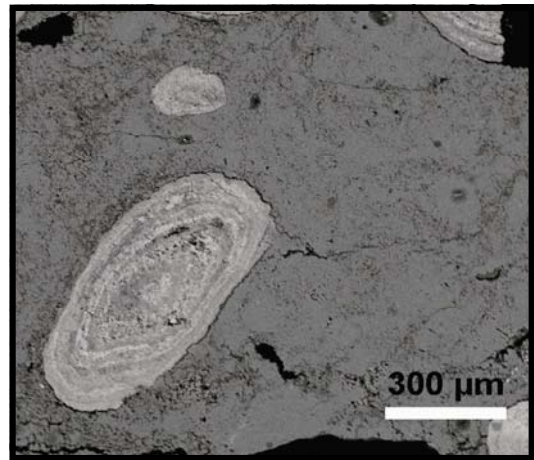
A



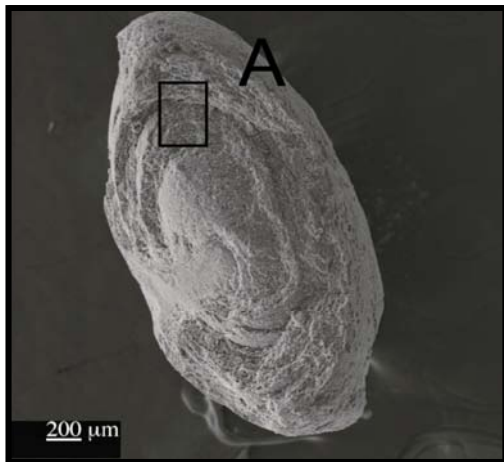
B



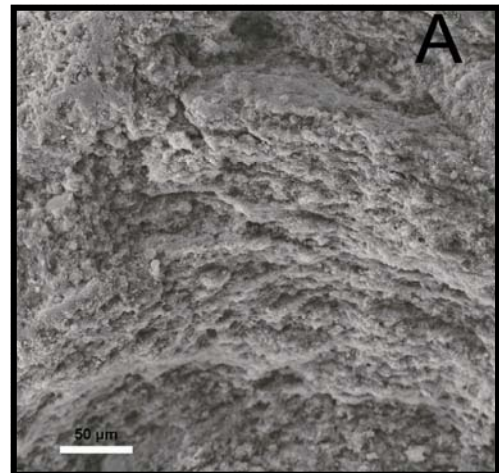
C



D



E



F

Lámina 8.4. A) aspecto en microscopio de los ooides ferruginos callovienses. B) Visión en detalle de un ooide ferruginoso deformado o *Spatholito*. C) Imagen en Microscopio electrónico de retrodispersión (BEI) de los ooides callovienses. D) Ooide ferruginoso de morfología ovoidal a lenticular típico del depósito de ooides calloviense. E) y F) Visión general y detalle de un ooide Calloviense y de la estructura tangencial de las láminas de goethita que forman el mismo.

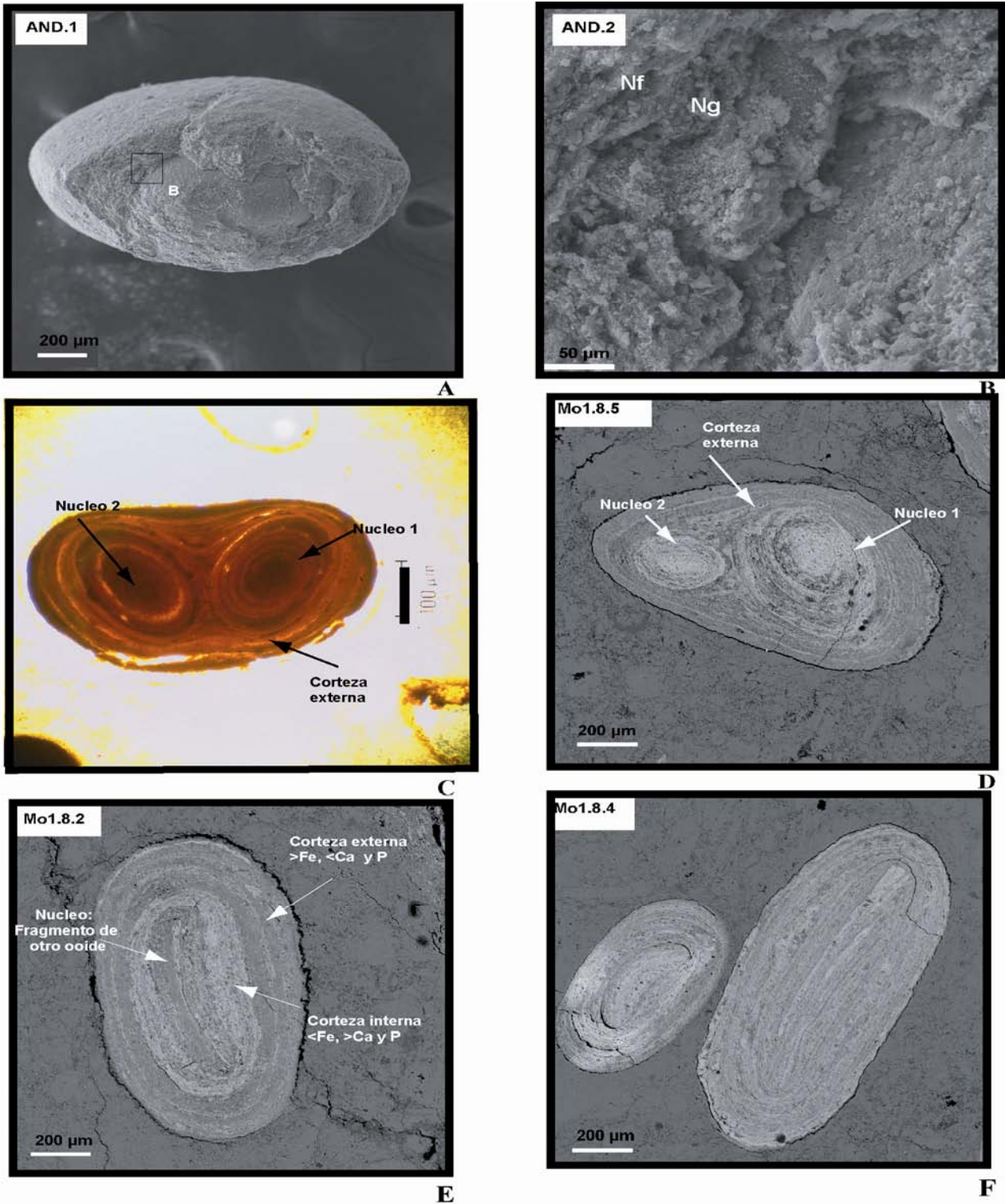


Lámina 8.5. A) y B) Visión de un ooide ferruginoso calloviense y detalle de la estructura interna nanogruesa (Ng) en el interior de la lámina y nanofilamentosa (Nf) en la parte externa de la misma. C) y D) Dos imágenes de ooides polifásicos cuyo núcleo son dos ooides englobados por una corteza externa. E) Imagen de electrones retrodispersados (BEI), mostrando como núcleo un fragmento de ooide con un menor contenido de Fe en la corteza externa y un aumento de Porcentaje de Ca y P hacia la parte más externa lo que se manifiesta por los diferentes tonos de gris observados. F) Ooides ferruginosos que muestran como núcleos fragmentos de otros ooides.

Capítulo 9. Evolución sedimentaria del intervalo Calloviense superior- Oxfordiense medio

9.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se realiza una descripción y caracterización de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense, así como el análisis sedimentológico de los depósitos situados por encima de la mismas con la descripción de las distintas superficies de discontinuidad que los separan. Se intentará formular un modelo que explique la evolución sedimentaria en el área de estudio durante la generación de la discontinuidad y el depósito de los sedimentos condensados asociados a la misma.

El límite Calloviense-Oxfordiense viene marcado en esta área por una superficie de discontinuidad (*discontinuity surface*) con rasgos diferentes según la zona en la que se observa. Esta discontinuidad lleva asociada una laguna estratigráfica de amplitud variable. La laguna es mayor en el Maestrazgo septentrional (Ejulve, Torre las Arcas), donde abarca desde el Bathoniense medio al Oxfordiense medio, (Biozona *Transversarium*, Subbiozona *Luciaeformis*). Por el contrario en el área Noroccidental (Veruela o Riela) la laguna abarca desde la parte superior de la Biozona *Atletha* hasta la base de la Biozona *Cordatum*, englobando las Biozonas *Lamberti* y *Mariae* (Fig. 9.1).

Por encima de esta superficie de discontinuidad se identifican dos episodios de sedimentación irregular y condensada. El primero se atribuye al Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatum*, Subbiozona *Claramontanus ex Bukowskii*) y el segundo a la base del Oxfordiense medio (Biozona *Plicatilis*, Subbiozona *Antecedens*), siendo éste de carácter más expansivo que el primero. Estos episodios pueden estar constituidos por facies con y sin ooides ferruginosos (Aurell *et al.*, 1993; Ramajo y Aurell, 1997; Ramajo *et al.*, 2000). Existen perfiles donde solo se identifica uno de estos depósitos y otros donde están ausentes ambos. Cuando aparecen los dos episodios, se encuentran separadas por una superficie de discontinuidad asociada a una laguna estratigráfica que abarca la Subbiozona *Costicardia*, de la Biozona *Cordatum* del Oxfordiense inferior (Ramajo y Meléndez, 1997).

Desde el punto de vista litoestratigráfico estos episodios de sedimentación forman parte de la parte de la Capa de Arroyofrío o de sus equivalentes laterales, encontrándose la superficie de discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense, tanto en la base de esta capa (Veruela, Riela, Aguilón, Tosos) como en el interior de la misma (Moneva, Ariño, Barranco de las Estacas Ráfales). Si embargo en aquellos perfiles donde esta discontinuidad presenta una laguna estratigráfica de mayor amplitud (Ejulve, Alcorisa y Torre de las Arcas.) no se observan depósitos de la Capa de Arroyofrío.

9.2. LA SUPERFICIE DE DISCONTINUIDAD DEL LÍMITE CALLOVIENSE-OXFORDIENSE

9.2.1. DESCRIPCIÓN

El estudio de el límite Calloviense-Oxfordiense se aborda partiendo de su interpretación como una “superficie de discontinuidad” o *discontinuity surface*, (Clari *et al.*, 1995), originalmente enunciado por Janusson (1966) y análogo al término *discontinuity* (Flügel, 2004). Su significado es eminentemente descriptivo y se aplica a una superficie o superficies cuya presencia dentro del registro estratigráfico lleva asociada una serie de características sedimentológicas (p.ej. contraste de facies, cambios en el medio de depósito), diagenéticas (p.ej. cementaciones, existencia de mineralizaciones y otras) o bioestratigráficas (p.ej. existencia de hiatos y lagunas sedimentarias), que permiten inferir de la misma la existencia de una ruptura en la continuidad de la sedimentación de amplitud variable.

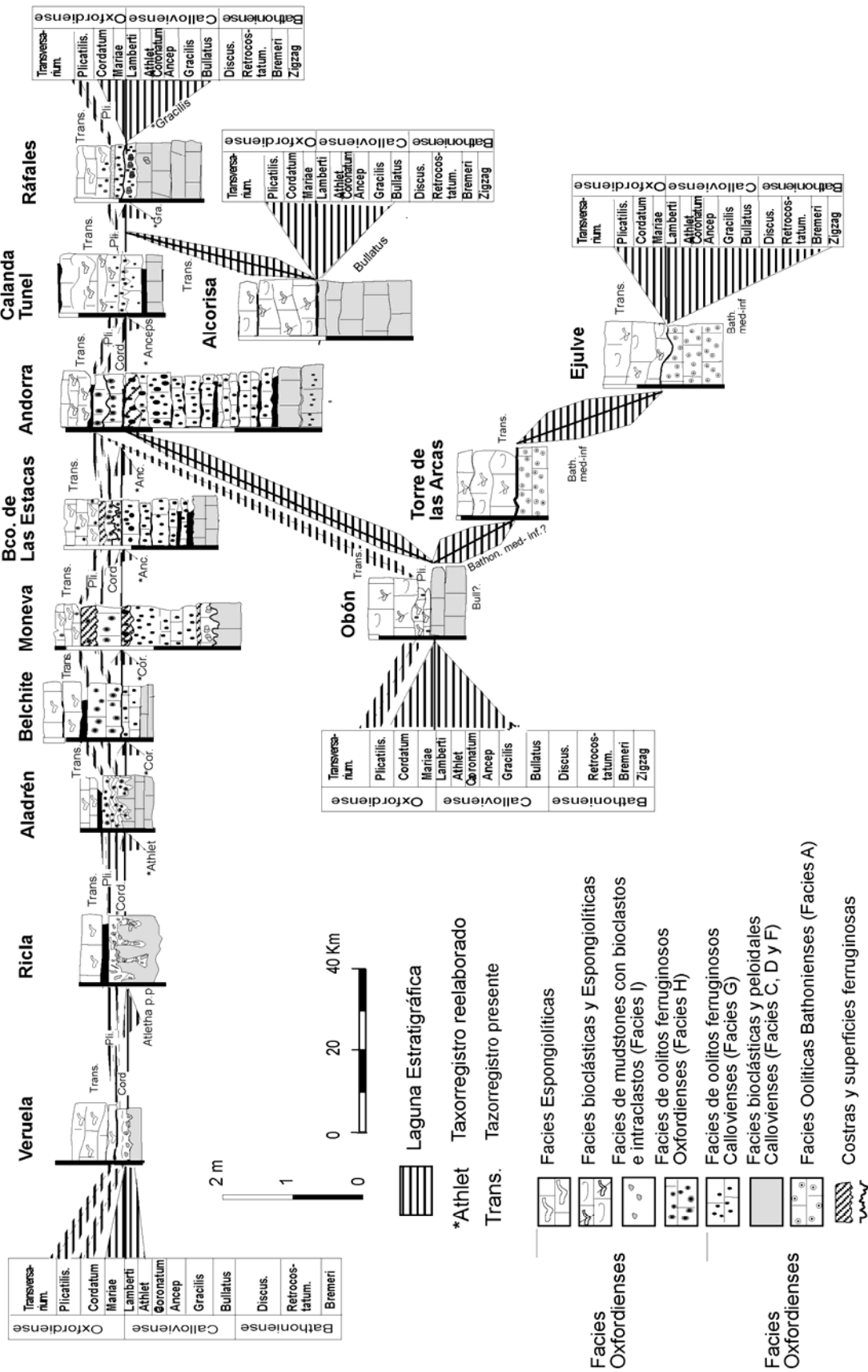


Fig. 9.1. Correlación de la Capa de Arroyoñero en el área de estudio.

Este termino no se circunscribe solo a la superficie en si misma, sino que abarcaría el espacio afectado, generalmente unos pocos centímetros, por los procesos como encostramiento, disolución, cementación, perforación biológica y otros ligados a la génesis de la misma (Flugel, 2004). Dentro de este termino de superficie de discontinuidad, podrán incluirse superficies que reciben la denominación de *hardground*, *firmground*, *corrosión surfaces* y otros similares. Se incluirían en la misma tanto superficies generadas en condiciones marinas como aquellas ligadas a los procesos de emersión o exposición de los sedimentos marinos en condiciones subaéreas (Hillgärtner, 1998). Estas superficies serían equivalentes, en la nomenclatura estratigráfica a una *uncoformity* (Flugel, 2004) o “inconformidad”, que es “una superficie de erosión o no deposición entre cuerpos rocosos que representan un hiato o interrupción significativos en la sucesión estratigráfica” (Reguant y Ortiz, 2001).

El límite Calloviense-Oxfordiense sería mejor definido como una “disconformidad”, termino que hace referencia “a una discontinuidad estratigráfica en la que entre las unidades infra y suprayacentes en la que hay paralelismo de capas pero entre ambas media una superficie erosiva” (Vera, 1994) siendo definido también como “un tipo concreto de inconformidad en la cual los planos de estratificación, situados por encima o por debajo de la ruptura estratigráfica son prácticamente paralelos” (Reguant y Ortiz, 2001). De ambas definiciones se deduce que el rasgo fundamental para definirlo es la existencia de paralelismo entre los planos de estratificación situados por encima y por debajo de la misma. Esta condición parece cumplirse en la casi totalidad de los afloramientos observado; a excepción de la supuesta discordancia de bajo ángulo observada por Bulard (1972) en algunos afloramientos como Alcorisa y Ráfales, cuya existencia no se ha podido contrastar.

Para estudiar esta superficie de discontinuidad se han tenido en cuenta criterios similares a los de Hillgärtner (1998), que nos permiten estudiar y caracterizar con precisión las “superficies de discontinuidad” *s. l.* así como ofrecer una interpretación a la génesis de la misma. Estos son:

- A) La geometría de las superficies
- B) La extensión lateral de las mismas
- C) La morfología que presentan
- D) La actividad biológica observada
- E) La existencia de mineralizaciones
- F) Las facies que se presenta por debajo o por encima de la discontinuidad
- G) La diagénesis temprana tanto por encima como por debajo de la discontinuidad
- H) La laguna estratigráfica que representa la misma

La discontinuidad del límite Calloviense Oxfordiense presenta variaciones en las diferentes zonas estudiadas (Moncayo-Valle del Jalón, Valle del Río Huerva-Belchite, Sierra de Arcos y Calanda; y Maestrazgo septentrional). A continuación pasaremos a describir esta superficie de discontinuidad en los diferentes sectores y áreas estudiadas (Fig. 9.2).

Esta descripción se centra en aquellas características que afectan a la discontinuidad y materiales infrayacentes a la misma. Las relativas a los depósitos, como el tipo de facies y la diagénesis que sufren, se explicaran en el apartado del análisis de facies de este capítulo.


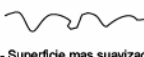


Área de Estudio	Geometría y Morfología	Extensión lateral	Actividad Biológica	Mineralización	Facies	Diagénesis	Bioestratigrafía
Moncayo-Valle del Jalón	 Superficie fuertemente irregular. Cavidades con morfologías verticales, en surco y angulares. Posibles Kamenitzas Existencia de "Cavernas"	Desde unos pocos metros a varios Kms. (Ricla)	- 2 generaciones de perforaciones una prediscontinuidad otra post discontinuidad - <i>Trypanites</i> y <i>Thalassinoides</i> - Superficie encostrada y Colonizada - Bioturbación prediscontinuidad intensa	- Ferruginización e Impregnación con Óxidos de Fe/Mn - Chamositización? - Fosfatización Mineralización irregular de hasta 10 cm por debajo de la superficie	<i>Mudstone-wackestone</i> con bioclastos, intra-clastos y glauconita. Estromatolitos frecuentes <i>Packstone</i> Bioclástico a <i>Wack-Pack</i> bioclástico con granos de Q	- Vadose Silt NL a Zonados. - Micrita peloidal NL/LM - Cementos marinos 1º NL o LB, a Zonados - Cem. marinos 1º e los Estromatolitos. LM a NL/LB - Cem. marinos 1º NL	Transversarium Plicatilis Cordatium Mariae Lamberti Athleta Coronatum Ancep Gracilis
Río Huerva-Belchite	 - Superficie mas suavizada - Cavidades de morfologías verticales y en surco. - Raras "Cavernas".	Desde unos pocos metros a unas decenas.	- 2 generaciones de perforaciones una prediscontinuidad otra post discontinuidad - <i>Trypanites</i> y <i>Thalassinoides</i> - Superficie encostrada y Colonizada - Bioturbación prediscontinuidad intensa	- Ferruginización e Impregnación con Óxidos de Fe/Mn - Fosfatización Mineralización irregular y discontinua similar a la anterior.	<i>Mudstone-wackestone</i> con bioclastos, ooides ferruginosos y glauconita Laminas estromatolíticas en algunos afloramientos <i>Packstone</i> Bioclástico y puntualmente <i>Wackestone</i> bioclástico con ooides Fe	- Cem. marinos 1º NL a LB. - Cem. rim o pendant LM con restos de NL - Cem. Actinulares Aragoníticos. NL - Cem. marinos 1º NL - Cem. marinos truncados LM a LB	Transversarium Plicatilis Cordatium Mariae Lamberti Athleta Coronatum Ancep
Sierra de Arcos/Río Guadalupe/	 - Superficie ligeramente irregular. - Desarrollo local de cavidades .	Desde unos pocos metros a varios Km. (Valle del Río Martín)	- Una generación de perforaciones post discontinuidad, - Superficie encostrada y Colonizada - Bioturbación prediscontinuidad intensa	- Óxidos de Fe, - Goethita - Hematites - Siderita - Raras fosfatizaciones Mineralización discontinua Costra de entre unos mm a varios centímetros	<i>Wackestone</i> a <i>Packstone</i> con bioclastos, ooides ferruginosos Laminas estromatolíticas <i>Wackestone</i> bioclástico y puntualmente peloidal con ooides Fe	- Cem. marinos 1º NL a LB. - Cem. rim o pendant LM con restos de NL - Cem. marinos post deposito ooides LMa LB, a veces zonados (LM-LB-LM) - Cem. rim o pendant LM con restos de NL	Transversarium Plicatilis Cordatium Mariae Lamberti Athleta Coronatum Ancep Gracilis
Maestrazgo Septentrional	 - Superficie plana a ligeramente irregular - Posible discordancia Angular (Bulard, 1972)	Desde unos pocos metros a varios Km. (desde Obón a Torre las Arcas)	- Solo puntualmente se observada Superficie encostrada y Colonizada - Bioturbación prediscontinuidad de media a escasa	- Óxidos de Fe, Mineralización discontinua y dispersa	<i>Wackestone</i> a <i>Packstone</i> con bioclastos y esponjas con ocasionales niveles con, ooides ferruginosos <i>Packstone</i> peloidal o un <i>grainstone-packstone</i> oolítico	Cem. marinos 1º LB a zonados - Cem. Dolomíticos 1º? LB/LM - Cem. meteóricos NL a zonados (NL-LB) - Cem. marinos 1º NL/LM - Vadose Silt NL	Transversarium Plicatilis Cordatium Mariae Lamberti Athleta Coronatum Ancep Gracilis Bullatus Discusa Retrocostatu Bremeri Subcontractu

Fig. 9.2. Características de la superficie de discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense.

Por sectores, sus características son las siguientes:

ZONA NOROCCIDENTAL (MONCAYO-VALLE DEL JALÓN)

En esta zona el limite se encuentra situado en la base del deposito equivalente lateral de la Capa de Arroyofrío (Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997, y Ramajo y Meléndez, 1997). Esta discontinuidad se manifiesta como una superficie irregular, que culmina un nivel de calizas bioclásticas, en facies de *wackestone-packstone* a *packstone* de bioclastos y peloides con granos de cuarzo (Facies D y F) de edad Calloviense Superior, Biozona *Athleta p.p* (Lardies,1990: Ramajo y Meléndez, 1997; Meléndez *et al.*, 2005b). Esta superficie se ha denominado S₁ (Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997) y presenta en los afloramientos de Ricla una muy buena exposición presentando unas características similares a lo largo de varios kilómetros. Esta superficie define una serie de "cavidades" (Fig. 9.4) dentro de el nivel Calloviense, rellenas posteriormente por sedimentos oxfordienses, que tiene geometrías muy diversas, que se han clasificado en varios tipos:

-*Verticales o Pseudovericales*. Son las de mayor desarrollo vertical, presentando mayor profundidad (H) que anchura (A), alcanzando los 30 cm de profundidad y paredes rectas a irregulares.

-*Angulares*. Son cavidades que inciden con un cierto ángulo con respecto a la horizontal y presentan un menor desarrollo vertical que las anteriores. Algunas de ellas, al ensancharse lateralmente, pueden dar lugar a "cavernas" en el interior del estrato calloviense. La forma de estas "cavernas" es irregular y subparalela a la estratificación, llegando alcanzar un gran desarrollo lateral de varias decenas de metros en algunos perfiles. Las paredes son irregulares, presentándose a veces escalonadas

(Lámina 9.5.B y C). Si la superficie de exposición corta tangencialmente a estas cavidades, puede parecer que los depósitos oxfordienses forman "enclaves" dentro del nivel Calloviense.

-*Cuenca o Surco*. Estas cavidades presentan una morfología arqueada con tendencia a la forma semicircular en dos dimensiones ($A > H$). Su superficie es irregular y a veces, en los bordes, se presentan pequeños escalonamientos.

En la localidad de Riela algunas de estas cavidades con morfología vertical presenta geometrías similares a *Kamenitzas* de origen kárstico y contactos irregulares (Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997). Otras como las de tipo *angular* y algunas de tipo *vertical* con morfologías similares a *Thalassinoides* pueden atribuirse a bioerosión o perforaciones de organismos sobre un sustrato ya consolidado, tal y como sucede en los *hardgrounds* (Fursich, 1979). Esta superficie presenta una amplia distribución, con una extensión en este afloramiento de entorno a los 3 Km., (Fig. 9.3 y 9.4). Se ha observado superficies similares en Veruela, Talamantes, Calatorao y Morata de Jalón, en afloramientos separados unos 50 Km.



Fig. 9.3. Visión de la materiales jurásicos del área de Riela en el paraje de las Navas, se ha marcado con una flecha diferentes puntos de observación del límite Calloviense-Oxfordiense.

En relación con la superficie de discontinuidad se observa la presencia de cavidades verticales similares a *Trypanites* a veces truncadas por la superficie de discontinuidad (Fig. 9.3.). Al observar las facies situadas por debajo de la discontinuidad se constata la existencia de una intensa bioturbación. Estas consisten en bioturbaciones de tipo Ib y III y en menor medida de tipo IV que aparecen en la parte situada por debajo de la discontinuidad con una orientación vertical a subvertical relacionadas con organismos excavadores. Sin embargo en la parte inferior de estas facies son mayoritarias las bioturbaciones de tipo II y III, con una orientación horizontal y debidas probablemente a organismos sedimentívoros.

Sobre la superficie (S1) se observa el desarrollo de una costra ferruginizada. así como la ferruginización y fosfatización de las facies situadas por debajo de las discontinuidad, tal y como sucede en los *hardgrounds* (Fursich *et al.*, 1992 y Clari *et al.*, 1995). Las ferruginizaciones se presentan como acumulaciones de óxidos de Fe (hematites), carbonatos de tipo siderita, fosfatos y minerales de la arcilla ricos en Fe (chamosita). Estas ferruginizaciones se producen torno a granos y bioclastos, o que forman acumulaciones dentro de algunas cavidades. Se observa también un incremento de la intensidad de la cementación y la compactación conforme nos encontramos más cerca de la superficie.

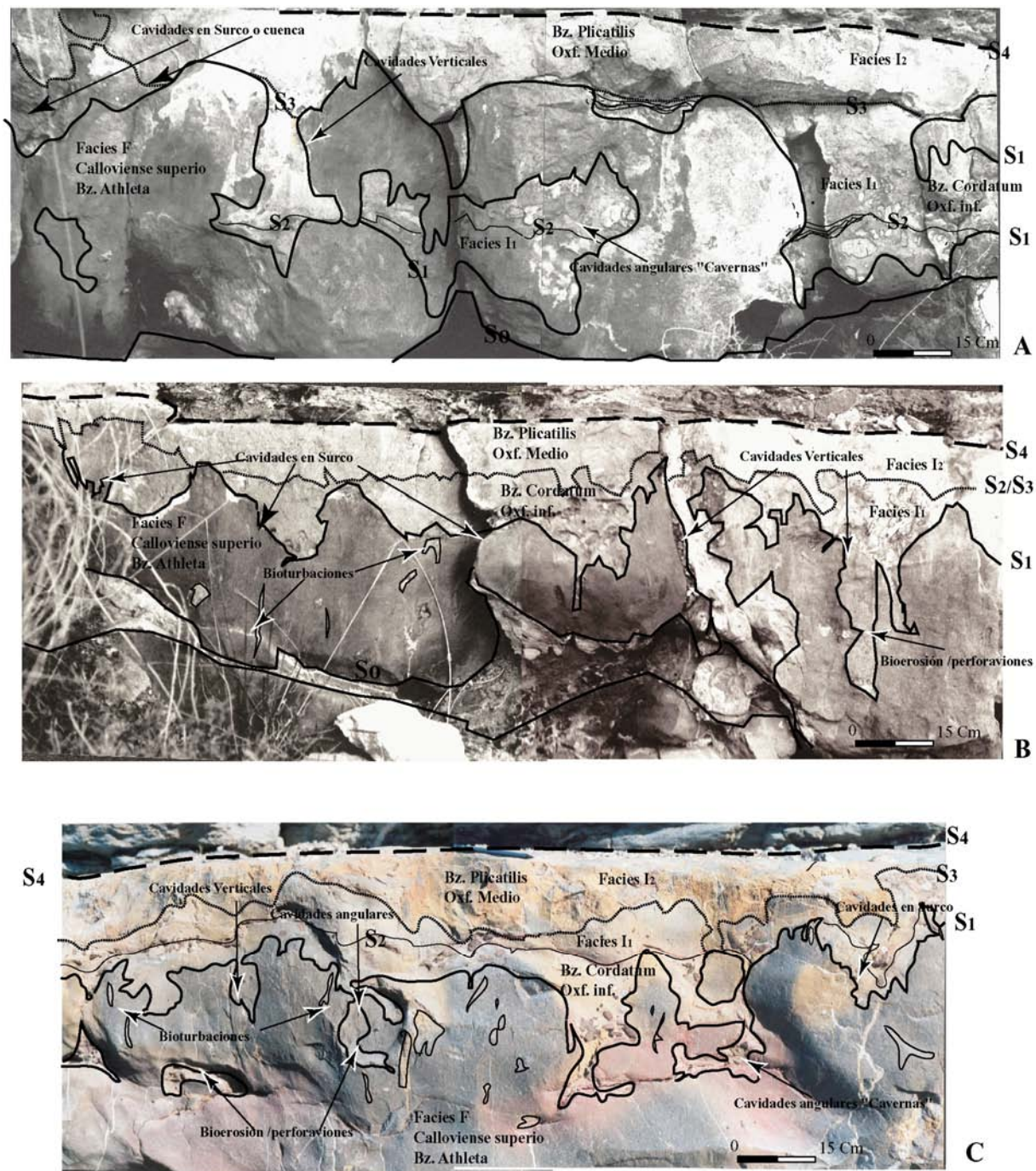


Fig. 9.4. Esquema de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense en dos afloramientos de Ricla, en Ricla 1 (Esquemas A y B), situado cerca del Río Jalón y en el afloramiento de Ricla 4 (esquema C), situado en el Bco. de la Paridera a unos 3,5 Km. uno de otro.

Dentro de los cementos situados por debajo de la discontinuidad se constata la existencia de una primera generación de hábito prismático a acicular en torno a los bioclastos (filamentos), que observados en cátodoluminiscencia no presentan luminiscencia (NL) así como uniones en forma de menisco; por esto su geometría acicular se interpretan como cementos generados en un ambiente marino vadoso. Estos cementos se observan neofrmados como un posible cemento sintaxial que presenta una luminiscencia de tono rojo mate (LM). Dentro la porosidad interparticular, generada en torno a

los bioclastos y de algunos poros intrapartícula correspondientes huecos dentro de fósiles, se observa una segunda generación de cemento formado por un mosaico drúsico irregular, con tamaño de grano medio que rellenan total o parcialmente los poros. Estos cementos presentan una luminiscencia zonada donde alternan las bandas con tonos rojos anaranjados mates (LM) con otras luminiscentes brillantes (LB). Los contactos de esta segunda generación de cementos con los cementos primarios se presentan generalmente con signos de disolución y corrosión (Lámina 9.8.C y D).

La laguna estratigráfica presenta en Ricla una duración temporal, abarca desde la Biozona *Athleta p.p* del Calloviense superior hasta la Biozona *Claramontanus* (ex *Cordatum*) (Subbiozona *Bukowskii*) (Fontana, 1990; Meléndez *et al.*, 1983, Ramajo y Meléndez, 1997, Meléndez *et al.*, 2005b). En el interior de las cavidades se observa sin embargo la existencia de ammonioideos reelaborados de la parte inferior de la Biozona *Lamberti*, por lo que la laguna registrática es menor (Ramajo y Meléndez, 1997 y Meléndez *et al.*, 2005b).

ZONA DEL VALLE DEL RÍO HUERVA- BELCHITE

En esta zona, el límite Calloviense-Oxfordiense se encuentra dentro de un nivel complejo, que presenta una diacronía en cuanto a las facies situadas por debajo el mismo. La discontinuidad se manifiesta como una superficie irregular, con una serie de cavidades y perforaciones similares a las descritas en los afloramientos de Ricla, sin bien en la mayoría de los casos tienen dimensiones y una extensión lateral menor, de alguna decenas de metros. En casi todos los perfiles se observa el desarrollo de encostramiento sobre esta discontinuidad, así como una intensa mineralización (ferruginización y/o fosfatización) y una fuerte cementación de los materiales del Calloviense infra-yacente. En los afloramientos de Aladrén y Tosos se desarrolla una superficie similar a la descrita en Ricla (Ramajo, 1996, Ramajo y Meléndez, 1996 y Ramajo y Aurell, 1997), esta superficie es bastante irregular con cavidades horizontales (cavernas) en Aladrén, así como otras de morfología vertical o ligeramente angular producidas por bioerosión. La superficie se desarrolla sobre una facies de *wackestone-packstone* a *packstone* de bioclastos (Facies F) o bien en facies de calizas bioclásticas con ooides ferruginosos (Subfacies G₄) de edad Calloviense, Biozona *Coronatum* (Lardiés 1990, Meléndez *et al.*, 2005b). Estas facies de ooides ferruginosos aparecen generalmente como relleno de ammonioideos de edad Calloviense, o en el interior de algunas perforaciones en Aladrén, como un nivel centimétrico y discontinuo a techo de la serie Calloviense en Tosos y Aguilón. Adquieren un mayor desarrollo en Belchite y Ventolano donde el límite Calloviense-Oxfordiense está formado por un *hardground* encostrado que de morfología planar a ligeramente irregular que separa dos niveles de ooides ferruginosos dentro de la Capa de Arroyofrío (Lámina 9.5. C, D, F y G).

En las facies situadas por debajo de la discontinuidad es posible observar cementos primarios similares a los descritos en Ricla (Ramajo, 1996) con una primera generación de cementos aciculares y prismáticos no luminiscentes (NL) en torno a los “filamentos” de bivalvos. A continuación, relleno de los huecos de porosidad interpartícula, se observa una segunda generación de cementos luminiscentes brillantes (LB) a mates (LM) de tonos rojizos, que pueden estar truncados en las proximidades de la discontinuidad. Se observa como se produce un incremento en la cementación, ligada a la proximidad de la discontinuidad. La cementación y las mineralizaciones ferruginizaciones y fosfati-

zaciones se concentran en las proximidades de la superficie de discontinuidad, en los 5 a 10 cm situados inmediatamente por debajo de la misma.

En esta zona, la amplitud de la laguna estratigráfica asociada al límite varía entre la parte media de la Biozona Coronatum (Subbiozona Baylei) y el Oxfordiense inferior, Biozona Cordatum (Meléndez *et al.*, 2005b). Dentro del nivel de ooides ferruginosos (Tosos y Aguilón) se identifican restos de ammonites reelaborados pertenecientes a la parte media a inferior de la Biozona Athleta, Subbiozona Trezeense (Sequeiros y Meléndez, 1981; Sequeiros *et al.*, 1984; Meléndez *et al.*, 2005). Sin embargo en los afloramientos más orientales (Ventolano y Belchite) aparece por debajo del límite ammonoideos reelaborados característicos del Calloviense medio.

ZONA DE LA SIERRA DE ARCOS-CALANDA-RÍO GUADALOPE

En la Sierra de Arcos, el límite Calloviense-Oxfordiense se manifiesta en la zona más occidental (Peñisquera y Moneva) como una superficie planar a ligeramente irregular asociada a una costra centimétrica, de unos 5 a 7 cm de espesor máximo, en la cual se encuentran ammonoideos reelaborados de las Biozonas Anceps y Coronatum del Calloviense medio (Meléndez *et al.*, 1997; Meléndez y Ramajo 2002; y Meléndez *et al.*, 2002). Se observa también la existencia puntual de una serie de perforaciones y de cavidades de pequeño desarrollo por debajo de esta costra que en algunos afloramientos (Sondeos de Moneva y Alacón) pueden presentarse tapizados por estromatolitos ferruginizados. En los afloramientos del área de Ariño y de Andorra, el límite Calloviense-Oxfordiense se sitúa en una superficie irregular y encostrada con escasas perforaciones, que se desarrolla sobre una serie de depósitos con ooides ferruginosos de la Capa de Arroyofrío (subfacies G₂ y G₃), cuya edad varía entre el Calloviense inferior (Biozona Gracilis) y el medio, Biozona Anceps (Lámina 9.5. D y F). En la zona de Calanda- Ráfales, el límite Calloviense-Oxfordiense, se sitúa en una superficie irregular a planar encostrada de morfología planar, sin cavidades ni perforaciones (lámina 6.B). Esta superficie está desarrollada sobre un nivel decimétrico de calizas *wackestone* bioclásticos con ooides ferruginosos dispersos y presenta abundantes restos de ammonoideos reelaborados del Calloviense inferior y medio (Biozonas Gracilis y Anceps?) que se suelen encontrar concentrados en la costra ferruginosa de techo este nivel (Ramajo *et al.*, 1998 y Meléndez *et al.*, 1999). En los perfiles de Calanda-Túnel y Mas de las Mata las facies situadas por debajo de la discontinuidad se limitan a un depósito centimétrico de calizas *wackestone* con escasos ooides ferruginosos muy dispersos, en donde se han recogido ammonites de la Biozona Gracilis.

Las observaciones realizadas sobre la costra ferruginosa muestran que está constituida por crecimientos de minerales férricos, cementos calcíticos drúsicos de naturaleza siderítica asociadas a óxidos de Fe (hematites y posiblemente goethita?), que rellenan cavidades y porosidades, con un primer relleno de cementos de hábito fibroso y depósitos de micrita peloidal de tipo *vadose silt*. Estos cementos férricos son anteriores a cementos macroesparíticos o dolomitizaciones típicos de una diagénesis más tardía. Los cementos primarios presentan en catodoluminiscencia una luminiscencia brillante (LB) con relictos no luminiscentes (NL) en los bordes de los cristales (lámina 9.7.A-F). Las observaciones de Microscopía electrónica (SEM) realizadas en esta costra, muestran que asociados a los carbonatos se encuentran crecimientos de cristales de óxidos de Fe de carácter amorfo o botroidales, probablemente de goethita y cristales de hábito rectangular interpretados como hematites.

En las facies situadas inmediatamente por debajo de la discontinuidad los ooides ferruginosos muestran una serie de bandas de cementos de naturaleza calcítica, a veces sideríticos. Estos bandeados presenta o bien cementos de hábitos prismáticos a aciculares con una morfología *rim* o en anillo o un relleno de tipo drúsico con geometrías prismática con crecimientos desde el borde al centro. Estos últimos cementos están relacionados con los observados en porosidades móldicas o rellenos vadosos que suceden dentro de estas mismas facies y se han observado en algunas ocasiones truncados por superficies de discontinuidad que pueden corresponder como en el caso de Belchite a la superficie de discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. Los primeros en catodoluminiscencia una luminiscencia mate (LM) a brillante (LB) de tonos rojos a anaranjados, con relictos de cristales de hábito prismático (NL) no luminiscente. En cuanto a los cementos con crecimientos de borde a centro rellenan huecos generadas normalmente por procesos de *sinéresis* de los ooides o porosidades intraparticulas. Al observarlos en catodoluminiscencia presentan una primera generación, de cementos prismáticos de color rojo a anaranjado con luminiscencia mate (LM), que pasa a no luminiscente (NL), o zonados de tipo LM-LB (mate -brillante). Puntualmente se observa el relleno de porosidades con cementos de tipo microesparítico y hábitos irregulares a rómbicos, con luminiscencia brillante (LB) de tonos amarillos a anaranjados (lámina 9.A-F).

La laguna estratigráfica, presenta una amplitud muy variable. En los afloramientos más occidentales (Moneva, Peñisquera) la discontinuidad se sitúa sobre facies con ammonites resedimentados y reelaborados de la Biozona Coronatum del Calloviense medio (Meléndez *et al.*, 2002). En Ariño y Barranco de las Estacas, la discontinuidad se desarrolla sobre facies que presentan ammonoideos reelaborados y resedimentados del Calloviense medio Biozonas Anceps o Coronatum (Meléndez *et al.*, 1997 y Aurell *et al.*, 1999). En la zona de Calanda Ráfales, los ammonoideos callovienses de la Capa de Arroyofrío pertenecen preferentemente a formas características de la Biozona Gracilis y sólo puntualmente aparecen ammonoideos atribuidos al Calloviense medio (Meléndez *et al.*, 1999). En la Sierra de Arcos sobre la discontinuidad se depositan facies con ooides ferruginosos y ammonites resedimentados y reelaborados pertenecientes a la Biozona Cordatum del Oxfordiense inferior. Sin embargo, en la zona de Calanda los primeros ammonoideos encontrados pertenecen a la Biozona Plicatilis o la base (Subbiozonas Parandieri y Luciaeformis) de la Biozona Transversarium del Oxfordiense medio (Bello, 2005).

ZONA DEL MAESTRAZGO SEPTENTRIONAL

En esta zona se pueden distinguir dos tipos de situaciones. La primera, que ocurre en los afloramientos de Obón 1 y Alto del Caballo, en la que sobre la discontinuidad que se sitúa sobre materiales del Calloviense inferior (Biozona Bullatus) o del Bathoniense medio-superior, se dispone un nivel de ooides ferruginosos de la base de la Biozona Transversarium (Subbiozonas Parandieri o Luciaeformis). La segunda, en Ejulve, Torre de las Arcas o Alcorisa, donde el Oxfordiense se encuentra directamente sobre los materiales del Bathoniense inferior y medio, separada por una superficie ferruginizada de morfología planar a ligeramente irregular. En alguno de estos afloramientos se ha indicado también la existencia de una ligera discordancia angular (Bulard, 1972) (Lámina 7.A-C, y 9.5.A).

En Ejulve y Alcorisa el límite Calloviense-Oxfordiense es una superficie de discontinuidad plana a ligeramente irregular asociada a una costra de espesor centimétrico, de 1 a 2 cm., con cementos de

aspecto similar a los espeleotemas. Estos cementos, formados por cristales de esparita de tamaño media a grande con hábito prismático, se sitúan por encima de la superficie de discontinuidad. En el caso de los cementos observados en el afloramiento de Alcorisa, se disponen sobre una facies de *wackestone* de bioclastos y peloides (Facies B), que presenta una porosidad intrapartícula con rellenos geopetales, observándose como los cementos asociados a esta costra engloban a serpúlidos, y se presentan por debajo de una costra milimétrica ferruginizada. En el afloramiento de Ejulve la discontinuidad se sitúa sobre facies de calizas de facies de *grainstone* oolítico (Facies A).

Estos cementos no presentan luminiscencia (NL). En Alcorisa se observan dos generaciones de cementos de hábito prismático que se disponen de manera perpendicular al sustrato, presentado diferente tamaño. La primera, la más pequeña, tiene cristales de hábito regular casi subidiomorfo, mientras que la segunda tienen un tamaño mayor con los cristales de formas más irregulares. En ambos casos presentan una etapa inicial con tonos anaranjados a rojos no luminiscente (NL) que da paso a una zonación de tipo NL-LB que evoluciona a NL-LM.

Dentro de las facies situadas inmediatamente por debajo de la discontinuidad, se observan una serie de cementos que podrían estar relacionados con la génesis de la discontinuidad. Estos varían en función de los afloramientos. En Alcorisa estos cementos se encuentran dentro de la porosidad intrapartícula, y de los rellenos geopetales, presentando un hábito prismático a acicular, con tonos rojos no luminiscentes (NL) a zonados, con una zonación de tipo NL-LB. En Ejulve, se observan en la porosidad intrapartícula entre los ooides, con una primera generación de cementos aciculares, que pueden presentar en ocasiones geometrías de menisco. Presentan una luminiscencia de tonos rojizos mate (LM) a no luminiscente (NL). Estos cementos dan paso a una segunda fase de cementos en mosaico drúsico que en ocasiones obtura completamente la porosidad.

Esta fase está compuesta por cementos de hábito ideomórfico a subidiomorfo, con una luminiscencia brillante (LB) de tonos anaranjados, con una geometría rómbica de los cristales. En el límite entre ambas generaciones se observan signos de corrosión y disolución de los cristales de hábito acicular. En aquellos poros que no se encuentran completamente rellenos, existe una tercera generación de cementos de geometría drúsica y tamaño de grano con una luminiscencia mate (LM) de tonos rojizos a veces no luminiscente (NL), que da paso a una incipiente zonación NL-LM. Dentro de esta porosidad creada por los ooides se observan también rellenos geopetales con micrita peloidal y cementos de hábito acicular que dan paso a mosaicos de tipo drúsico que presenta en catodoluminiscencia una evolución similar a la descrita.

En Torre las Arcas, dentro de la porosidad que existe entre los ooides, se observa una primera generación de cementos de hábito acicular, que dan paso a dos generaciones de crecimientos de cristales de esparita o macroesparita con una disposición en mosaico drúsico, la segunda de mayor tamaño que la primera. Al observarlos mediante catodoluminiscencia se observa una primera generación de cementos no luminiscentes (NL) a veces próximos a una luminiscente mate (LM) de tonos rojos muy oscuros, que puede dar paso a zonas con hábito prismático y una luminiscencia zonada de tipo NL-LB. Por último se observa una generación de cementos con luminiscencia brillante (LB) en tonos anaranjados, con bordes corrosivos sobre las anteriores que deja relictos no luminiscentes (NL) y que rellena completamente los poros.

9.2.2. GÉNESIS DE LA SUPERFICIE DE DISCONTINUIDAD

La interpretación de la génesis de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense ha estado sometida a cierta controversia, habiéndose enunciado varias hipótesis. Estas hipótesis se pueden dividir en dos grandes grupos. En el primero se englobaría a aquellas hipótesis que sugieren que la discontinuidad se generó en condiciones exclusivamente marinas, y el segundo aquellas que la ligan su génesis a un periodo de emersión y exposición subaérea.

Gómez (1979) interpreta la discontinuidad del Jurásico Medio-Superior como resultado de procesos de condensación y resedimentación, que dan lugar a hiatos y lagunas en un contexto de baja tasa de sedimentación, debida a la escasez de aportes continentales, asociada a factores como el aumento del Ph, cambios en la temperatura del agua, aumento de la energía hidrodinámica, escasez de nutrientes y otros que dificultarían el depósito de carbonatos.

Benke (1981) postula una interpretación de estos depósitos y superficies dentro del contexto de un depósito condensado, con bajas tasas de sedimentación y la formación de un *hardground* y una superficie de corrosión o abrasión submarina. La corrosión submarina ligada a la acidificación de las aguas ha sido postulada también por Brochwicz-Lewinski *et al.* (1984, 1986) y Meléndez *et al.* (1987), que indican que se produciría como consecuencia de un impacto meteorítico, para lo cual se arguye la existencia de anomalías geoquímicas (Tierras raras, Iridio y Platino) en varios puntos de la cuenca Submediterránea. Este posible impacto meteorítico es citado con frecuencia en la literatura sobre impactos. Sin embargo Díaz-Martínez *et al.* (2002) indican que la hipótesis más plausible es la generación de estas anomalías como consecuencia de la particular geoquímica que presenta los depósitos de ooides ferruginosos de la Capa de Arroyofrío, originados quizás por procesos de alteración de materiales volcánicos.

Norris y Hallam, (1995) postulan que las superficies de discontinuidad de Riela se produce por un proceso de disolución de los carbonatos como consecuencia del ascenso del nivel de compensación de la calcita o de una profundización de los sedimentos, que se situarían por debajo de ese nivel. Sin embargo la posibilidad de un ascenso de la línea de compensación de la calcita es difícil de argumentar al no existir evidencias de que se halla producido dicho fenómeno durante el Calloviense-Oxfordiense, más bien al contrario, existiendo datos que cifran la profundidad de esta línea en profundidades entorno a los 2.500 metros durante el Jurásico (Gómez, 1979). Esta hipótesis se contradice además con la posible batimetría de la cuenca Ibérica durante el Jurásico, que se interpretan como sedimentos producidos en plataformas epicontinentales somera, que no sobrepasaría unas decenas a un centenar de metros de profundidad (Gómez, 1979; Fernández López, 1985; Salas, 1989; Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Aurell *et al.*, 2000, 2003). Por todo lo cual se hace difícil explicar un ascenso de la línea de compensación de la calcita de la magnitud necesaria como para poder alcanzar profundidades donde se produzca la disolución de los carbonatos.

Las hipótesis que plantean el origen de la discontinuidad en una ambiente marino submareal somero con periodos de exposición subaérea ha sido postulada en trabajos previos (Meléndez *et al.*, 1990; Aurell, 1990; Fontana, 1990; Aurell *et al.*, 1994; Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997, y Ramajo y Meléndez 1997). Esta hipótesis estaría de acuerdo con los estudios regionales (Gómez, 1979; Fernández López, 1985; Salas, 1989; Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Aurell *et al.*, 2003) siendo la hipótesis de partida del presente trabajo que se tratara de discutir a continuación.

Las características que presenta la superficie de discontinuidad indican que la misma es una superficie de tipo complejo cuyas características varían según los sectores estudiados (Fig. 9.2). Esta variación en las características de esta superficie, así como las variaciones en las facies situadas por encima y por debajo de la misma, y la duración temporal de las lagunas, hace pensar que el conjunto de procesos que llevo a la formación de esta discontinuidad es progresivo y evoluciona de manera diferente en cada área (Fig. 9.5).

Las facies del Calloviense son calizas *wackestone* a *packstone* bioclástico (Facies D y F), intensamente bioturbadas que se interpretan como depositadas una plataforma somera epicontinental con aportes de siliciclásticos, comunicada con mar abierto. Estas facies presentan una serie cementos marinos primarios de hábito acicular y una fuerte ferruginización, con óxidos de Fe/Mn, junto a una fosfatización, que puede llegar a ser de espesor centimétrico. Las perforaciones biológicas pueden ser previas a la formación de la discontinuidad, rellenas por facies similares a las del depósito Oxfordiense posterior, estando cortadas por la superficie de discontinuidad que estar también perforada por la acción biológica.

Durante la Biozona Lamberti del Calloviense superior que es el ultimo episodio registrado por la llegada de ammonoideos, tiene lugar los procesos de bioturbación, cementación, ferruginización y bioerosión, un medio submareal somero a intermareal. A partir de este momento se produce la exposición subaérea y la génesis de la superficie de discontinuidad. Este proceso abarcara probablemente parte la Biozona Lamberti del Calloviense superior y la Biozona Mariae del Oxfordiense inferior, intervalo estratigráfico del que no queda registro sedimentario ni de ammonites reelaborados.

Trabajo previos en la localidad de Riela (Ramajo, 1996; Aurell y Ramajo 1995 y 1997; Meléndez y Ramajo, 1997) interpretan la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense como producida por una etapa de exposición subaérea con la generación de un karst somero o *epikarst* (Esteban y Kappla, 1983). Estos trabajos e basan fundamentalmente en la existencia de cementos vadosos y en las geometrías de tipo *kamenitzas*. Si bien la morfología de las cavidades no es un criterio definitivo para atribuir su génesis a procesos kársticos su similitud con morfologías actuales producidas por procesos kársticos en áreas costeras (Sweting, 1972; Folk *et al.*, 1973; Jones and Smith, 1988; Jones, 1989; Jones, 1992; Di Stefano y Mindszanty, 2002; Calner, 2002) hace que no sea posible descartar la misma. Junto a esto, los resultados de los análisis tafonómicos realizados a partir de los ammonoideos reelaborados encontrados (Aurell *et al.*, 1994; Meléndez y Ramajo, 1997) indican la existencia de corrientes unidireccionales y condiciones del alta energía que afectaron a los fósiles una vez enterrados.



Fig. 9.5. Distribución de los ambientes y medios de depósito en la plataforma aragonesa durante la génesis de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense.

La existencia de galerías y perforaciones de tipo *Thalassinoides* y *Trypanites*, parece apuntar que la actividad de los organismos fue un proceso tan importante como la erosión y disolución en condiciones subaéreas para configurar la geometría de esta superficie. Los procesos bioerosivos juegan un papel muy acusado en la erosión dentro de las zonas costeras formadas por rocas carbonatadas en la actualidad (Sweting, 1972, Jennings, 1985, Trudgill, 1985). La acción de estos organismos perforantes se producen de manera más acusada cuando los sedimentos se encuentran en un medio intermareal (Jennings, 1985).

Dentro de la sucesión temporal de procesos que generan esta superficie las perforaciones biológicas se darían en una etapa de tránsito, en un medio intermareal, previo a la posible emersión y también en los momentos inundación y depósitos de las facies marinas (Fig. 9. 5). Esta generación implica varias fases de perforaciones y bioturbaciones que se superponen entre sí y la presencia de depósitos marinos submareales rellenando las cavidades. La ausencia de rasgos típicos de una prolongada exposición subaérea, como marcas de raíces o el desarrollo de paleosuelos, parece apuntar a la generación de esta superficie en un medio intermareal con exposiciones no muy prolongadas de la plataforma en condiciones subaéreas y en el que los posibles depósitos continentales quedaron erosionados y destruidos durante una posterior transgresión marina. De este modo se conserva únicamente los depósitos condensados, generados en momentos de ascenso del nivel de mar como los de las Biozonas *Cordatum* y *Plicatilis* del Oxfordiense inferior y medio.

El modelo de génesis de las superficies de discontinuidad en Riela sería válido también para las superficies de discontinuidad observadas en Aguilón, Tosos y Aladren. Sin embargo, en esta área la sedimentación del Calloviense se detiene durante la Biozona *Cordatum*, la superficie de discontinuidad tiene una menor irregularidad, y no se observan morfologías de *Kamenitzas* y si cavidades de tipo subhorizontal o “cavernas”. La ferruginización es más intensa lo que podría estar ligado a la existencia de periodos más prolongados de exposición en condiciones submarinas. Esta mayor exposición en condiciones submarinas pudo contribuir a la menor irregularidad de la superficie de discontinuidad y a una relación más estrecha entre la génesis de las cavidades y la actividad biológica.

En el área de la Sierra de Arcos y zonas adyacentes, la discontinuidad se manifiesta como un *hardground* ferruginizado y encostrado de morfología planar a ligeramente irregular. La costra es fundamentalmente ferruginosa (goethita y hematites) de hasta varios centímetros de espesor. Esta superficie está asociada a organismos incrustantes (serpúlidos, pequeños bivalvos) y puede presentar restos de filamentos bacterianos o algales asociados a minerales de Fe, goethita y hematites, en algunos afloramientos (Peñisquera, Moneva).

Esta discontinuidad separa facies similares con ooides ferruginosos donde se identifican cementos marinos primarios, generados en condiciones oxidantes, propias de medios submareales someros. Todo estos indicios apuntan a un génesis marina, probablemente en un medio intermareal o submareal somero, sometido a la acción de corrientes y un momento durante el cual se ralentiza o incluso se paraliza el depósito de los sedimentos marinos carbonatados. De los datos obtenidos de la observación de esta discontinuidad y de las facies asociadas a la misma no se desprenden indicios de que haya existido una exposición en condiciones subaéreas. Los estudios tafonómicos (Aurell *et al.*, 2004; Meléndez *et al.*, 1997; Ramajo y Meléndez, 2000; Meléndez *et al.*, 2002 y 2005 b) realizados a partir de los ammonoideos recogidos en esta área, muestran que los ammonoideos del Calloviense

inferior y medio, reelaborados e incluidos dentro de las facies del Oxfordiense inferior, presentan una serie de rasgos tafonómicos (facetas de desarticulación y de truncamiento, facetas de desgaste, surcos anulares y otras) que pueden ser indicativos de unas condiciones marcadas por una batimetría mínima y una alta energía del medio (Fernández-López, 1995). Estas condiciones debieron tener lugar durante el proceso de reelaboración de estos fósiles siendo previas al depósito de las facies del Oxfordiense inferior donde se han encontrado (ver Fig. 9.6).

En la zona del Maestrazgo septentrional, se observa una superficie de discontinuidad plana a irregular, asociada con una laguna estratigráfica que generalmente incluye la mayor parte del Calloviense y el Oxfordiense inferior. Las facies situadas por encima y por debajo de la discontinuidad se encuentran depositadas ambas en condiciones relativamente someras y energéticas. Por debajo de esta discontinuidad y asociada a la misma se han observado cementos con cuya génesis parece ligada a una incipiente dolomitización o un origen meteórico. Esto unido a la existencia de depósitos como los ooides ferruginosos ligados a la alteración de facies continentales o con influencia continental, son indicios de una probable emersión de los materiales del Jurásico Medio durante este intervalo. Sin embargo hasta el momento no se han encontrado en esta área depósitos de origen continental atribuidos claramente a este intervalo temporal.

En el modelo propuesto y dentro del contexto de una etapa de caída del nivel del mar bajo, las áreas que se encuentran situadas en condiciones submareales relativamente someras pasan a condiciones intermareales a submareales muy someras donde predomina las condiciones de carácter erosivo (bioerosión, abrasión), produciéndose emersiones temporales de la plataforma en las áreas más cercanas a la línea de costa. Estudios en otros lugares (Béticas y otras áreas del Tethys) muestran el paso lateral de superficies de discontinuidad de origen continental a superficies de erosión litoral, submarina y superficies de omisión o *hardgrounds* (Molina *et al.*, 1995).

9.3. LAS SUPERFICIES DE DISCONTINUIDAD INTERMEDIAS

Tanto las facies con ooides ferruginosos como las facies bioclásticas e intraclásticas se depositan en niveles centimétricos separados por una serie de superficies de discontinuidad intermedias. Dentro de la Capa de Arroyofrío o de su equivalente lateral se ha observado en la mayoría de los afloramientos dos episodios de depósito durante las Biozonas *Cordatum* y *Plicatilis* del Oxfordiense inferior y medio, que se encuentran separados por una superficie de discontinuidad bien diferenciada a lo largo del área de estudio.

9.3.1. DESCRIPCIÓN

En los afloramientos del Río Jalón y el Moncayo, se han observado al menos dos superficies intermedias (S2 y S3) en Ricla (Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997), mientras que en el resto se observa solo una superficie. Estas superficies tienen una morfología más sencilla que la del límite Calloviense-Oxfordiense. Se trata de una superficie formada por surcos de escaso desarrollo vertical (no más de 10 cm) y crestas (Fig. 9.2). Estos surcos y crestas pasan lateralmente a una superficie irregular y aserrada. En algún caso estas superficies se encuentran formando parte del interior de una cavidad anterior, separando dos rellenos de facies de tipo I1 o bien separando las facies I1 de las I2. Asociada a estas superficies, se observa el desarrollo local de encostramientos de milimétricos a centimétricos que parecen tener relación con la aparición dentro de los sedimentos de facies I1 de organismos in-

crustantes como serpúlidos, briozoos y Nubeculleridos que van a "fijar" el sustrato sobre el que se va a formar la costra. La costra está constituida por una acumulación de bioclastos (Globuligerinas, placas de equínidos, crinoides, bivalvos y otros), con granos de glauconita y berthierina englobados dentro de una matriz micrítica con cementos microesparíticos y se encuentra bastante ferruginizada. Asociados a la misma suelen encontrarse los crecimientos de estromatolitos. Las superficies de discontinuidad de menor entidad muestran una superficie irregular erosiva con fósiles y cementos truncados con ferruginizaciones y cementaciones de espesor milimétrico por debajo de las mismas.

En la zona del Río Huerva se observa una superficie que separa dos episodios con facies de ooides ferruginosos, presentado geometrías que varían desde una superficie irregular ondulada, con perforaciones y colonizaciones por crecimientos estromatolíticos a una superficie planar poco irregular. También puede observarse la existencia de superficies de menor entidad dentro de cada uno de los episodios de depósitos Oxfordienses.

En la Sierra de Arcos, se observa una superficie intermedia que separa los dos episodios de depósito (Aurell, 1990, Ramajo *et al.*, 2000 Ramajo y Aurell, 2002). Esta presenta una morfología planar a irregular con continuidad limitada a la escala de afloramiento. Sobre la misma se observan cavidades y perforaciones verticales o angulares producidas por bioerosión, que penetran varios centímetros por debajo de la misma. En la mayoría de los afloramientos está asociada a una fuerte ferruginización que alcanza varios centímetros por debajo de la misma. En ocasiones (Sondeos de Aladrén y Moneva) se observan crecimientos estromatolíticos y generalmente ferruginizados centimétricos. Dentro de las facies con ooides ferruginosos se observan superficies de discontinuidad que separan niveles irregulares o lenticulares centimétricas. Estas superficies estarán ligadas al carácter irregular y episódico del depósito de las facies de ooides ferruginosos, interpretados como depósitos de tempestitas.

En los afloramientos de área Calanda-Ráfales no se observa ninguna superficie correspondiente al límite Oxfordiense inferior-medio observándose solo la existencia de discontinuidades de pequeña escala, asociadas a ferruginizaciones milimétricas que separan niveles irregulares ligados probablemente al carácter episódico de estos depósitos.

9.3.2. INTERPRETACIÓN

La superficie de discontinuidad que separa los depósitos de la Biozona Cordatum de los de la Biozona Plicatilis, esta asociada a una laguna estratigráfica que abarca al menos la parte superior de la Biozona Cordatum. Es una discontinuidad de carácter general que se observa en una amplia zona del área estudiada y puede correlacionarse con lo observado en otros puntos de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín, Pozuel-Alustante). Se trataría probablemente de una superficie generada en condiciones submareales someras a intermareales según el área donde nos encontremos. En estas condiciones de caída relativa del nivel del mar se produce una ralentización de la sedimentación, con la generación de encostramientos y ferruginizaciones sobre las facies infrayacentes, que precederían a la aparición de las perforaciones biológicas sobre los sedimentos ya consolidados y quizás en las áreas más someras a la existencia de una erosión o corrosión submarina.

En este momento se producirían los procesos de reelaboración de los ammonoideos que serían posteriormente depositados dentro de las facies del Oxfordiense medio, tal y como se observa en Ri-

cla (Ramajo y Meléndez, 1997) en la zona de Aguilón -Tosos (Sequeiros *et al.*, 1984; Meléndez *et al.*, 2005b) Moneva (Meléndez y Ramajo, 2000; Meléndez *et al.*, 2002), Ariño (Meléndez *et al.*, 1997) y otros. Estas condiciones se prologaron durante al menos una subbiozona, produciéndose después una vuelta a unas condiciones marinas más estables que favorecieron la aparición de los desarrollos estromatolíticos que tapizan esta discontinuidad en algunos afloramientos en un ambiente submareal somero bastante tranquilo.

9.4. LOS CRECIMIENTOS ESTROMATOLÍTICOS

Estos crecimientos se desarrollan generalmente sobre la discontinuidad que separa los dos depósitos Oxfordienses y mas raramente sobre el límite Calloviense–Oxfordiense. Estos estromatolitos fueron observados por Bulard (1972) y Benke (1981) quien los incluye dentro de las *Stromatolithfa-zies*. Gómez (1979) cita probables filamentos algales o bacterianos en algunas muestras de la Capa de Arroyofrío. Han sido citados en el afloramiento de Riela por Wilde (1988) y Brochwicz-Lewinski *et al* (1986), siendo también estudiados y descritos en esta y otra localidades por Ramajo (1996), Ramajo y Aurell (1997), Ramajo y Meléndez (1997) y Ramajo y Aurell (2002).

9.4.1. DESCRIPCIÓN

Estos crecimientos suelen presentar espesores de milimétricos a centimétricos (de hasta 5 cm), pueden desarrollarse en el interior de las cavidades que conforma la superficie de discontinuidad, presentándose en ocasiones creciendo sobre el techo de las mismas, hacia su interior con un geotrópismo negativo, formando lo que se denomina endoestromatolitos (Burkhalter, 1995) (Láminas 9. 5 D a G y 9.6. A-F). Están formados por una serie de láminas de espesor milimétrico que alternan con sedimentos micríticos. Las láminas muestran cuatro tipos distintos de morfologías, similares a los descritos por Martín-Algarra y Vera (1994):

- Morfologías planares, lateralmente continuas que pasan a laminación ondulada a veces discontinuas.
- Morfologías hemiesferoides o domáticas, formados por cúpulas solitarias o enlazadas lateralmente.
- Morfologías columnares a pseudocolumnares, de forma cilíndrica y desarrollo vertical.
- Microestromatolitos, que son formas de talla microscópica con morfologías columnares, dendroides o arborescentes.

Las láminas se agrupan en secuencias de mayor tamaño, que presenta una evolución vertical muy marcada con la variación de la morfología de las mismas (Fig. 9.6). Dentro de éstas secuencias se pueden distinguir tres partes:

- En la parte inferior se observan láminas planas y onduladas o crecimientos microestromatolíticos, que tienden a suavizar las irregularidades del sustrato.
- En la parte media, generalmente la de mayor espesor, podemos encontrarnos con láminas de morfologías ondulada a domática que evolucionan a formas columnares o pseudocolumnares.
- La parte superior puede presentar microestromatolitos, intercalados con sedimentos micríticos.

El desarrollo de esta secuencia ideal suele estar truncado por pequeñas superficies de erosión, faltando en la sucesión algunas de las partes. De este modo, los crecimientos estromatolitos están generalmente formados por láminas planares a onduladas y raramente domáticas, o microestromatolitos con intercalaciones de sedimentos micríticos y cementos calcíticos fibrosos. Las láminas estromatolíticas están asociadas a organismos incrustantes como briozoos, serpúlidos y foraminíferos incrustantes (*Nubeculleridos*), que contribuyen a aumentar su estabilidad.

El sedimento micrítico presenta facies de *mudstone* a *wackestone* con bioclastos como *Globuligerinas*, ostrácodos, fragmentos de bivalvos además de calcioesferas, peloides, granos de glauconita y en algún afloramiento ooides ferruginosos o fosfáticos. Dentro de estos estromatolitos se observan con Microscopio Electrónico (SEM), crecimientos de tipo laminar que engloban granos de carbonato de tamaño micrita y dos tipos de filamentos:

- Filamentos de morfología planar y tamaño relativamente grande, de 4 a 10 μm de ancho y de 50 a más de 150 μm de longitud, que suelen encontrarse aislados (Lámina 9. 6.F)
- Filamentos de tamaño más pequeño, con diámetros de 1 a 2 μm y una longitud de hasta 25 μm con sección cilíndrica aspecto tubular y morfología ondulada o en “bastoncillo”. Estos filamentos pueden encontrarse agrupados en haces y envolver partículas de sedimento (Lámina 9. 6.E)

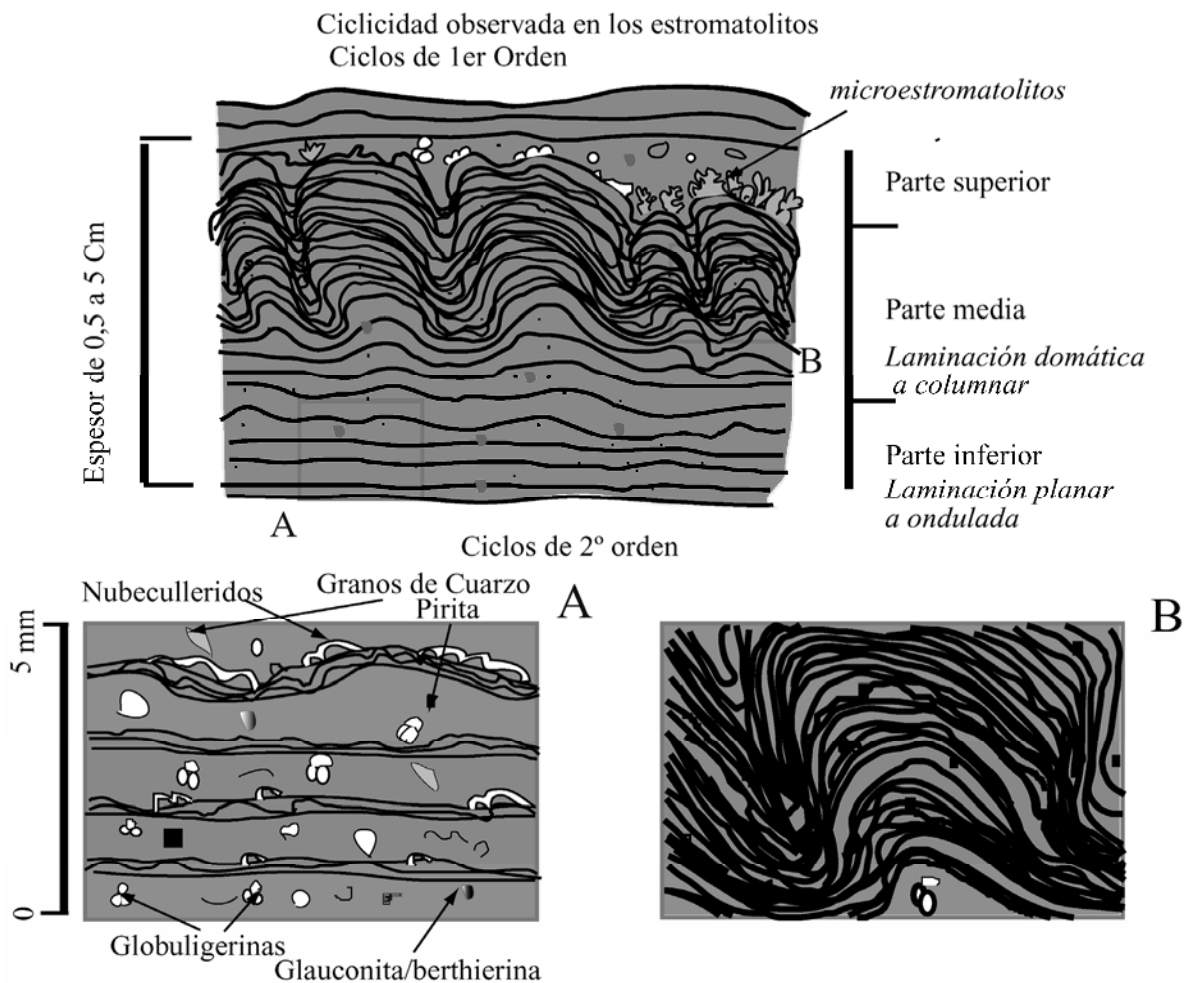


Fig. 9.6. Modelo de la ciclicidad observada en los crecimientos estromatolíticos de los sedimentos del Oxfordiense de la Capa de Arroyofrío

Las láminas estromatolíticas muestran una luminiscencia mate de tono rojo (LM) a no luminiscente (NL). Se han distinguido también dos tipos diferentes de cementos. Unos son cementos calcíticos de tipo fibroso que presenta luminiscencias mate (LM) de tonos rojizos a zonada con bandas de luminiscencia rojo mate a rojo claro luminiscente (LM-LB). Los otros se observan rellenando porosidades en los sedimentos intercalados con los estromatolitos, se trata de cementos prismáticos no luminiscentes (NL) que pasan a cementos rojos y naranjas luminiscentes brillantes (LB), o bien cementos rojo mate a luminiscentes (LM-LB).

Estos estromatolitos presentan una mineralización variable, habiéndose observado estromatolitos ferruginizados en los afloramientos de la Sierra de Arcos (sondeos de Aladrén y Moneva). En los afloramientos del Ventolano, Aladrén, Ricla, Morata de Jalón y Veruela, es el sustrato sobre el que se disponen el que se encuentra ferruginizado y fosfatando. Así mismo es frecuente observar intercalados entre las láminas granos de glauconita, pirita y fosfatos, en muchos casos con indicios de autogénesis. Pueden encontrarse asociados con ooides fosfáticos o chamosíticos, producto de la alteración diagenética de los ooides ferruginosos originales. En otras áreas (Moneva, Ariño, Andorra, Aguilón) se observan crecimientos de aspecto estromatolítico tapizando superficies de discontinuidad en los sedimentos del Oxfordiense inferior. Estos crecimientos consisten en láminas ferruginosas, de espesor milimétrico con morfología planar a ondulada a veces domática que se desarrollan sobre superficies irregulares perforadas. Así mismo es frecuente encontrar dentro de estos depósitos pisoides ferruginosos de tamaño mayor de 5 mm, formados por intraclastos de facies Callovienses y Oxfordienses, recubiertos por láminas ferruginizadas de aspecto similar. Por último observaciones de SEM realizadas en las facies con ooides ferruginosos han puesto de manifiesto la existencia de filamentos o de morfologías de hábitos fibrosos de posible origen microbiano o fúngico, situados en la parte más externa de los ooides y aglutinando posibles partículas de goethita (Lámina 9.3.B).

9.4.2. INTERPRETACIÓN

Los estromatolitos objeto de estudio se desarrollaron en condiciones submareales someras, en un medio marino comunicado con las zonas abiertas como evidencia la presencia de *Globuligerinas*, calcioesferas, y ammonoideos en los sedimentos asociados. Alcanzan su mayor desarrollo en las zonas más protegidas, en el interior de las cavidades o en los surcos generados en la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense o entre el Oxfordiense inferior y el medio. Su conservación estaría ayudada por su asociación con organismos incrustantes (*Nubeculleridos*, briozoos y serpúlidos) que estabilizan estos crecimientos. Estos estromatolitos son debidos probablemente a cianobacterias, tal y como pone de manifiesto el hecho de que se produzcan crecimientos en el interior de cavidades sin luz solar o la morfología de los filamentos. En este ambiente submareal se produciría la alternancia de periodos con escasa tasa de sedimentación y poca energía, donde se desarrollarían los estromatolitos. En las etapas de mayor energía se produciría la acumulación de los sedimentos. De este modo se generaría por la variación de las condiciones medioambientales una ciclicidad con ciclos de primer orden y segundo orden (Martín-Algarra y Vera, 1994). Los ciclos de primer orden corresponderían a los crecimientos estromatolíticos y los de segundo orden a la alternancia de láminas estromatolíticas y sedimento (Fig. 9.6).

Esta variación de las condiciones del medio se puede comprobar también al observar los dos tipos de cementos asociados a los crecimientos estromatolíticos. Los de luminiscencia zonada (LM-LB) o Luminiscencia mate (LM) se originarían en condiciones reductoras con nula o escasa sedimentación durante los momentos de crecimiento de los estromatolitos. Los cementos no luminiscentes (NL) a rojo y los luminiscentes (LB) de tonos naranjas se generarían durante los periodos de sedimentación cuando se detiene el crecimiento de los estromatolitos y el posterior enterramiento en condiciones marinas. La mineralización del sustrato y de los estromatolitos, así como la aparición de minerales autigénicos se debe probablemente a las condiciones reductoras y a la acción de biosíntesis de las bacterias, tal y como ocurre en las Béticas y en otras áreas del Tethys (Vera y Martín Algarra, 1994, Krawjeski, 2000). Los estromatolitos ferruginizados observadas sobre la superficie de discontinuidad, los pisoides con laminaciones casi estromatolitos de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío y la aparición de filamentos en los ooides ferruginosos indicarían que las bacterias pudieron contribuir en la fijación del hierro en condiciones marinas, tal y como se ha descrito en situaciones similares durante el Jurásico (Burkather, 1995).

Estos crecimientos se podría desarrollarían en dos situaciones. La primera al finalizar el relleno de las cavidades durante los momentos de detención o ralentización de la sedimentación, en general en las áreas protegidas, lo que explicaría la existencia de geotropismo negativo en algunas cavidades. La segunda tendría lugar en relación con un momento de baja tasa de sedimentación durante el inicio del episodio transgresivo, conservándose únicamente en aquellos sitios relativamente protegidos y donde no existe una sedimentación posterior de los depósitos de alta energía de tipo tempestítico.

9.5. ANÁLISIS DE FACIES

9.5.1. INTRODUCCIÓN

Los depósitos de la parte superior de la Capa de Arroyofrío se presentan como niveles irregulares de espesor centimétrico a decimétricos no superando nunca los 0,5 m de espesor. Están constituidos por calizas con abundantes bioclastos e intraclastos, ferruginizados y fosfatizado (Facies I). Estas facies pasan lateralmente a calizas bioclásticas con ooides ferruginosos (Facies H) (Fig. 9.7). Ambos depósitos forman niveles separados entre si por superficies de discontinuidad encostradas y ferruginizadas, o tapizadas por estromatolitos ferruginizados o fosfatizados.

9.5.2. CALIZAS CON OOIDES FERRUGINOSOS (FACIES H)

Corresponde a la facies de micritas con oolitos ferruginosos, facies de intraclastos y oolitos ferruginosos y facies de oomicritas con oolitos ferruginosos de Gómez (1979), fueron también denominadas *Einsenooidakalkfacies* por Benke (1981). Aurell (1990) identifica dos tipos de facies con ooides ferruginosos: “facies de *packstone* de ooides ferruginosos” y las facies de “*wackestone* con pisoides y ooides ferruginosos”. Meléndez *et al.*, (1997) distingue tres tipos de facies: 1) Calizas *wackestone* con ooides ferruginosos gruesos y mal clasificados, restringidas a la zona de Ariño-Andorra. 2) Calizas *wackestone* con ooides ferruginosos gruesos y bien clasificados, en Peñisquera, Moneva y Belchite. 3) Calizas *wackestone* con ooides ferruginosos pequeños homométricos en la zona de Aladren, Aguilón y Tosos. Por último Ramajo *et al.* (2002) diferencia tres tipos de facies: *wackestone* con bioclastos y ooides ferruginosos, *wackestone* a *packstone* de bioclastos y peloides con ooides y pisoides ferruginosos y *wackestone* a *packstone* de bioclastos, con esponjas, ooides y pisoides ferruginosos.

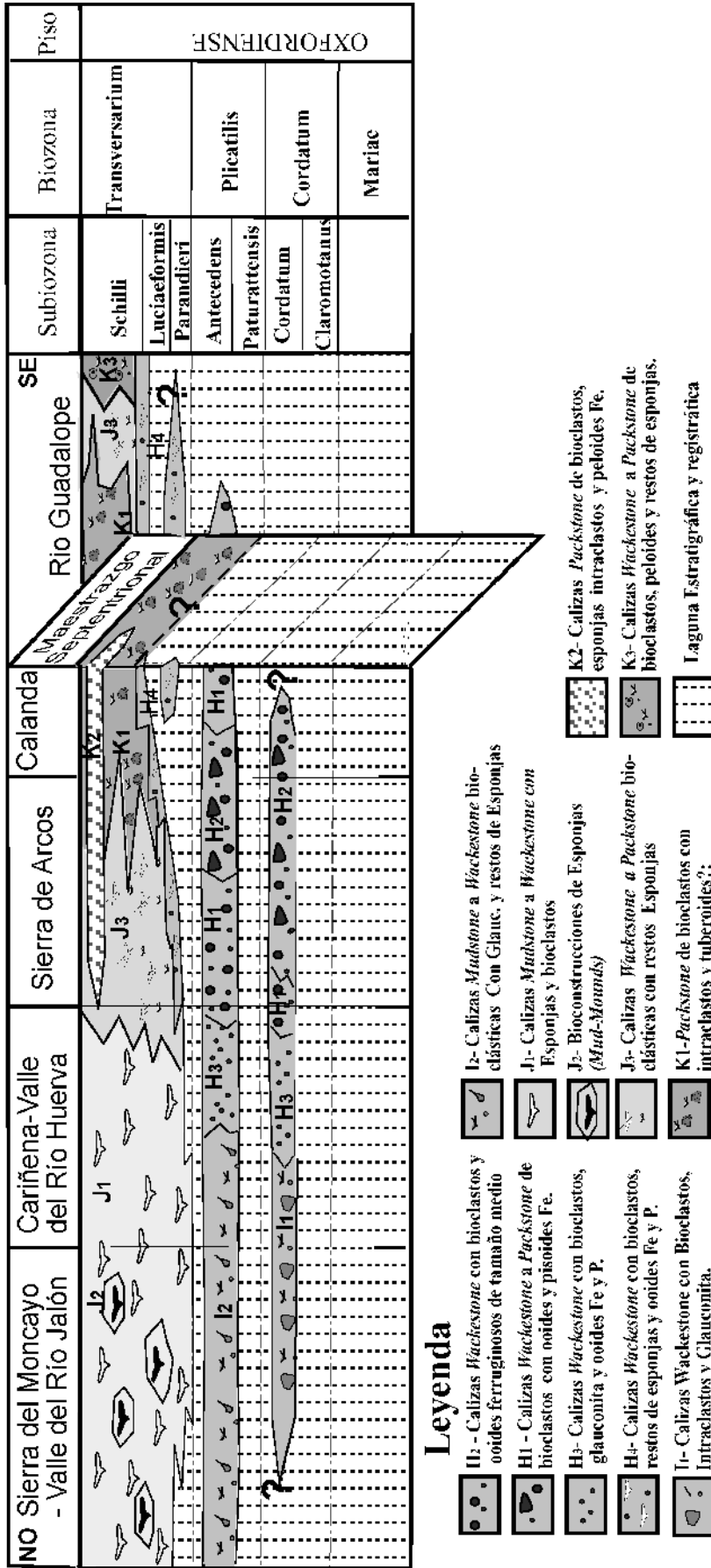


Fig. 9.7. Cuadro de distribución de facies del intervalo Oxfordiense inferior-medio en el área de estudio.

Los ooides ferruginosos se presentan incluidos dentro de facies *wackestone* a *packstone* bioclásticas. Como bioclastos se identifican de los ammonoideos, belemnites, bivalvos, braquiópodo, *Globuligerinas*, ostrácodos y foraminíferos bentónicos, presentando ocasionalmente restos de esponjas (espículas o tuberoides). En general los ooides del episodio Oxfordiense presentan un tamaño comprendido entre 1 ó 2 mm, observándose pisoides de hasta 5 mm o más de diámetro. Predominan los ooides con formas redondeadas a subredondeadas, siendo escasos los ooides fusiformes y raros los ooides deformados o *spatholitos*.

Presentan núcleos de naturaleza muy variada, como fragmentos de ooides u ooides más pequeños: granos de cuarzo, bioclastos (*Globuligerinas*, fragmentos de algas *solenoporáceas*, placas de crinoides), intraclastos carbonatados y núcleos de goethita amorfa o con un bandeo grosero de límites difusos (Lámina 9.3 A y B, D y 9.4. B). Las láminas de estos ooides tienen un espesor de 5 a 50 μm , siendo frecuentes las morfologías onduladas con frecuentes interrupciones en el crecimiento (Láminas 9.3 A y C). En su crecimiento atrapan frecuentemente restos de partículas carbonatadas, bioclastos y granos de cuarzo, observándose en ocasiones la existencia de organismos incrustantes, foraminíferos *Nubeculeridos*, e incluso serpúlidos, fijados sobre los ooides ferruginosos (Lámina 9.4.A). En otras ocasiones lo que se observa es la existencia de filamentos de origen bacteriano, que aglutinan a su alrededor partículas de minerales de goethita (lámina 9.3.D).

Las láminas presentan la tres nanoestructuras, descritas en el capítulo 8: nanogruosa, nanohojosa y coalescente (Collin, 2000). En las muestras observadas se manifiesta una mayor presencia de la textura coalescente. En las láminas de goethita predomina la mayoría de los casos nanoestructura hojosa, formadas por las láminas tangenciales. Se observan también ooides ferruginosos que presentan en su parte más externa restos de minerales de la arcilla de tipo caolinita (Lámina 9.3.F), además de minerales como calcita y siderita procedentes probablemente de la diagénesis de los ooides goethíticos. En cuanto a la composición de estos ooides, los análisis de difracción de Rayos X (DRX), realizados, muestran que estos ooides son de naturaleza eminentemente goethítica (Fig. 9.8.a, b), con ocasionales inclusiones de hematites, siderita y calcita detectadas en los análisis de SEM-EDX (Láminas 9.4 C y D) y mediante la técnica del voltamperímetro. Se identifica como componente mayoritaria la goethita y minoritaria el hematites, ambas formas oxidadas de Fe^{3+} , para las muestras del Oxfordiense inferior, mientras que la muestra del Oxfordiense medio presentan también goethita y se identifican como componentes minoritario Fe^{2+} , debido probablemente a la existencia de siderita.

Los análisis DRX de estas dos muestras coinciden con la voltamperimetría indicando que en la muestra del Oxfordiense inferior aparece un mayor porcentaje de minerales de la arcilla y de fases minerales oxidantes (goethita y hematites) que en la muestra del Oxfordiense medio, donde aparece calcita y posiblemente siderita. Esto a falta de un número mayor de muestras que permita contrastarlo se debe probablemente al efecto la diagénesis. Sin embargo al comparar el resultado con los realizados por Aurell (1990) se observa que la mayor presencia, de minerales de la arcilla, probablemente caolinita, se concentra en los afloramientos más cercanos al Alto de Ejulve-Maestrazgo, observando una disminución en el porcentaje de los minerales de la arcilla en los afloramientos de las áreas más occidentales (Moneva, Peñisquera).

En las dos muestras de ooides ferruginosos estudiadas se ha analizado también los minerales de las arcillas que en principio muestran la presencia de illita, caolinita y posibles clorita y esmécita.

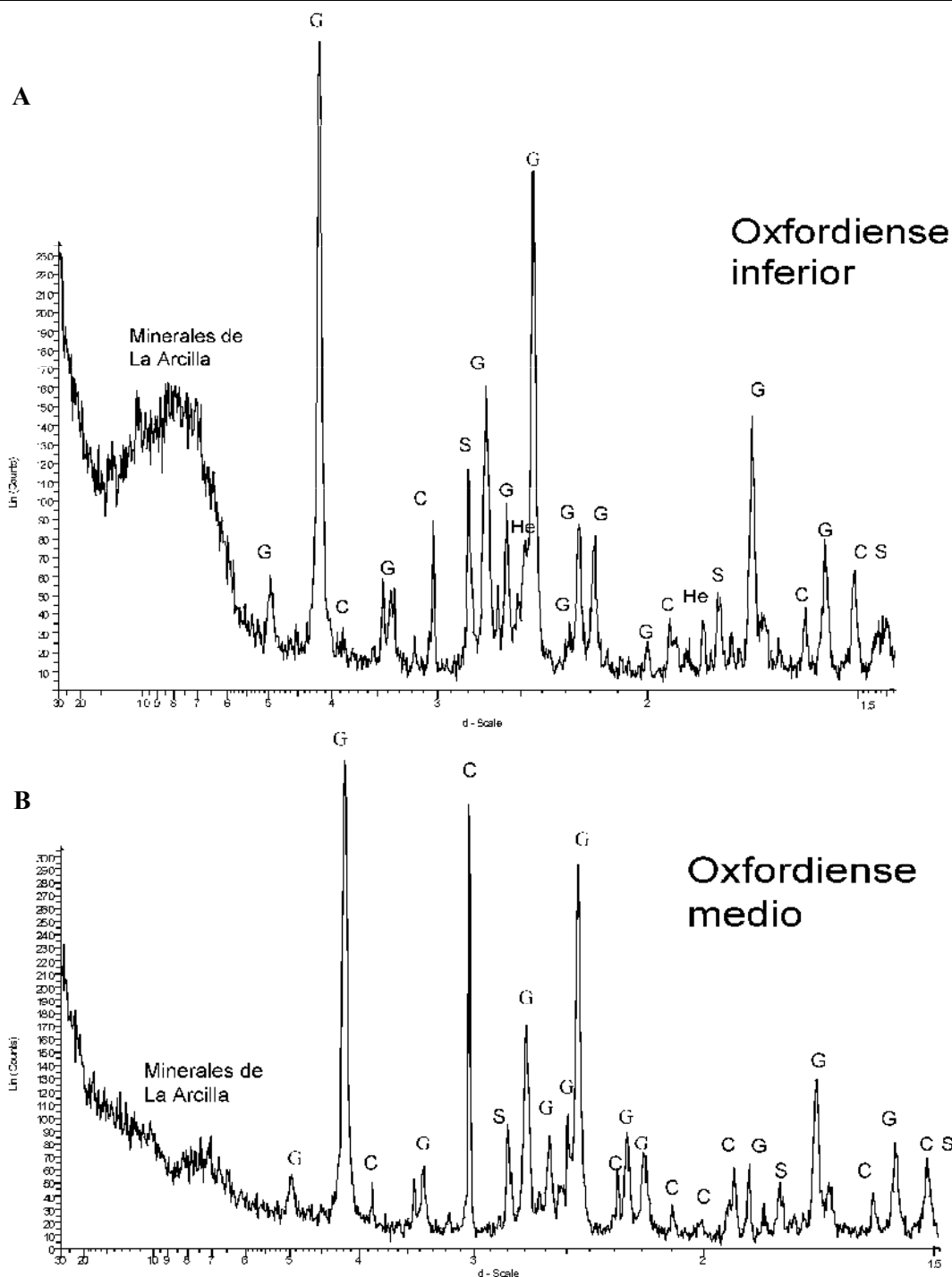


Fig. 9.8. Análisis de muestra total de dos ooides ferruginoso, uno del Oxfordiense inferior (A) y otro del medio (B) G-Goethita. C-Calcita. He- Hematites. S-Siderita

Tras la realización de una serie de tratamientos (calcinación y tratamiento con etilenglicol) se descarta la presencia de estas dos últimas y solo aparecen de caolinita e illita en una relación aproximada de 6 a 4 dentro de la fracción arcilla (Fig. 9.9. A. B). Sobre estos ooides se ha realizado también un análisis preliminar de la geoquímica de elementos mayores (SEM-EDS). Los resultados obtenidos indican que las láminas de goethita (Fig. 9.10), tienen porcentajes de Fe_2O_3 de entre el 55 y el 75% y menores del 5% de Al_2O_3 , de MgO y de SiO_2 junto a porcentajes minoritarios (>1%) de CaO y P_2O_5 .

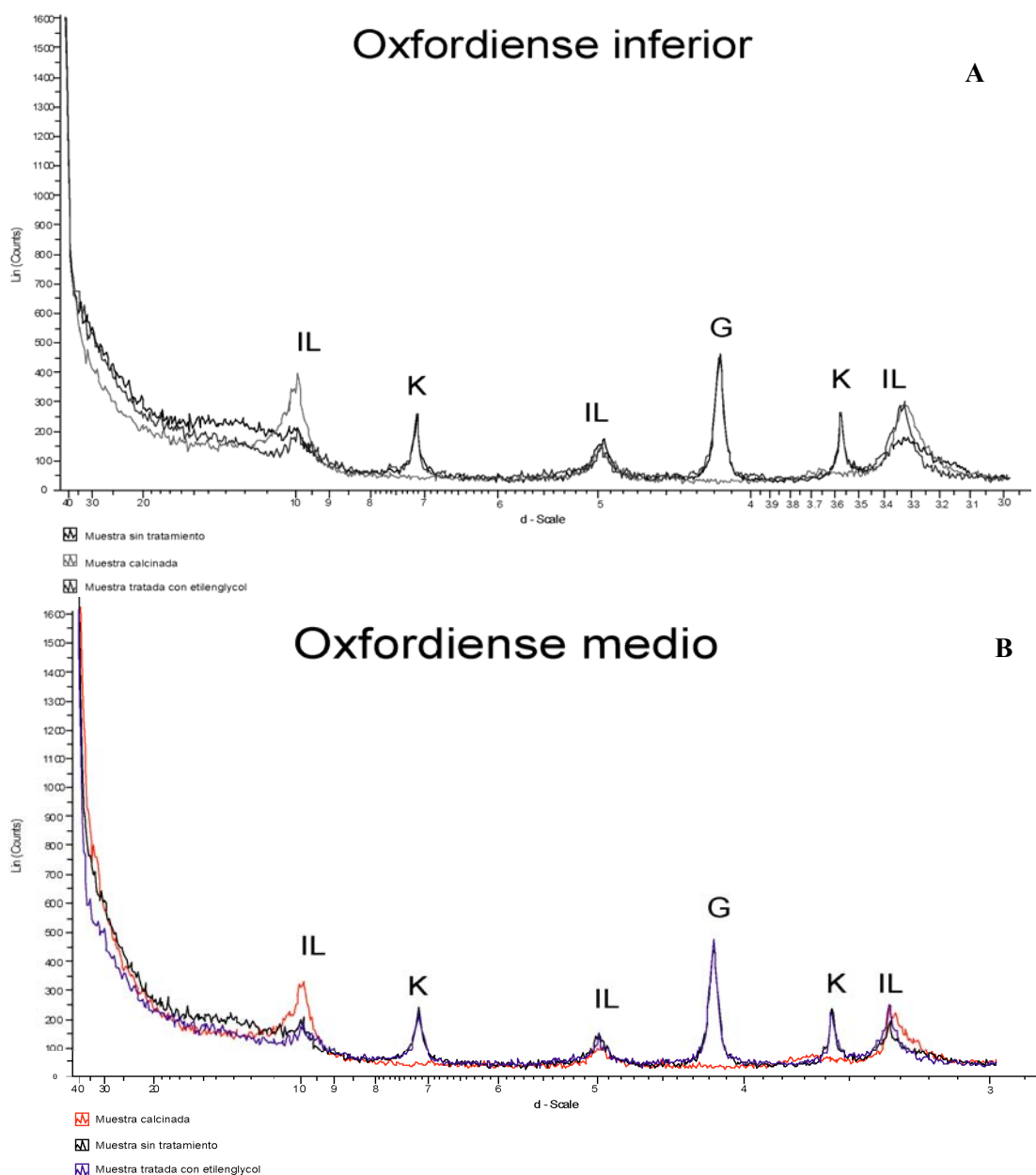
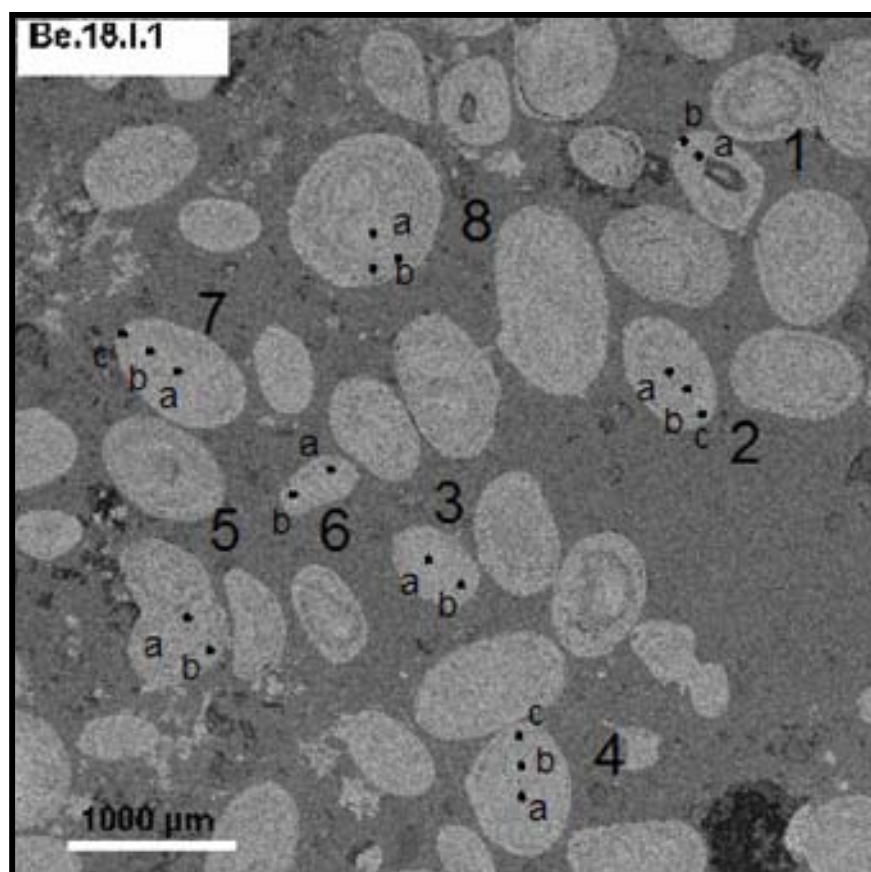


Fig. 9.9 Análisis de los minerales de la Arcilla de dos muestras una del Oxfordiense inferior (A) y otra del Medio (B) IL-Illita. K- Caolinita, G-Goethita.

Estos últimos alcanzan puntualmente porcentajes mayores de 10% o incluso del 25% debido probablemente a la presencia puntual minerales fosfáticos como el carbonohidroxiapatito o a procesos puntuales de reemplazamiento por carbonatos (Lámina. 9,4 C y D). Se observa como los ooides se enriquece en Fe, Si, Al y Mg hacia las zonas más externa, que puede deberse a procesos de absorción de estos cationes durante la ultima etapa de formación del ooide o procesos de alteración. El Ca pueden darse tanto en las partes internas como en las externas. Esto puede explicarse bien por que resulte de un enriquecimiento debido a procesos diagenético o bien a la existencia de partículas carbonatadas englobadas dentro de las láminas del ooide. El P estar asociado al Ca, debido a la existencia de minerales fosfáticos generados durante la diagénesis.



Be.18	Be 18.1a	Be 18.1b	Be 18.2a	Be 18.2b	Be 18.2c	Be 18.3a	Be 18.3b	Be 18.4a	Be 18.4b	Be 18.4c
K ₂ O	0,3808	0,0725	0,0060	0,1850	0,0036	0,0326	0,1209	0,0967	0,1173	0,1161
Na ₂ O	0,2078	0,1127	0,1956	0,0326	0,0760	0,0217	0,0448	0,2390	0,0177	0,1507
CaO	0,4438	1,2432	1,7024	0,7294	0,7434	5,1338	1,3692	0,3668	0,3010	0,6608
MgO	1,6232	0,7677	0,5687	1,1739	2,1687	1,3065	0,5737	0,7544	1,9995	0,0514
TiO ₂	0,4537	0,5621	0,0434	0,1268	0,7856	0,3102	0,4687	0,5271	0,5638	0,4153
MnO ₂	0,1028	0,0443	0,0111	0,0743	0,2166	0,1138	0,0000	0,0285	1,1067	0,1154
Fe ₂ O ₃	64,7647	70,7149	25,3668	21,6931	70,0085	39,2564	70,2759	71,3298	70,1558	72,3709
Al ₂ O ₃	5,9724	4,6362	4,9499	4,3470	4,6607	1,0000	3,7819	4,5946	6,2332	4,0881
P ₂ O ₅	0,5702	0,6756	2,0129	1,2229	0,8404	4,2067	0,9275	0,9595	0,9252	4,2205
SrO	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
SiO ₂	5,7887	3,5852	5,2558	5,0097	3,4604	3,6722	2,2363	2,2192	3,4026	3,9440
SO	0,0240	0,1905	0,2925	0,4185	0,2700	0,1620	0,3390	0,1755	0,1005	0,3975
	80,3321	82,5849	40,4051	35,0131	83,2340	55,2161	80,1379	81,2911	84,9232	86,5307
Be.18	Be 18.5a	Be 18.5b	Be 18.6a	Be 18.6b	Be 18.7a	Be 18.7b	Be 18.7c	Be 18.8a	Be 18.8b	
K ₂ O	0,1016	0,1209	0,1390	0,0133	0,3083	0,0556	0,1354	0,1100	0,1560	
Na ₂ O	0,2716	0,0109	0,0081	0,0407	0,1100	0,1032	0,3952	0,0407	0,1127	
CaO	2,5844	1,2348	0,5166	0,9688	5,3928	0,7714	0,8232	1,2068	0,9576	
MgO	1,4607	1,5867	1,8901	1,9249	0,3880	1,8686	0,2537	1,6298	1,1938	
TiO ₂	0,1468	0,5488	0,4637	0,5655	0,4537	0,3219	0,4170	0,4720	0,7723	
MnO ₂	0,0443	0,0221	0,0458	0,0854	0,1992	0,0095	0,0379	0,0443	0,0285	
Fe ₂ O ₃	68,5728	72,2079	72,1478	72,4095	64,7189	71,3913	71,0395	70,4447	70,9309	
Al ₂ O ₃	4,8668	4,4547	4,2846	3,9123	4,1240	3,6269	4,5020	4,8535	5,1748	
P ₂ O ₅	2,9037	3,4716	2,9449	3,2884	3,8449	2,9083	3,7510	3,8495	4,5434	
SrO	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	
SiO ₂	2,7135	3,2442	2,7520	3,0730	3,5931	2,7178	3,5053	3,5973	4,2458	
SO	0,1080	0,1905	0,2640	0,2580	0,1680	0,2595	0,2385	0,1530	0,3630	
	83,7741	87,0931	85,4569	86,5399	83,3009	84,0340	85,0988	86,4017	88,4786	

Fig. 9.10. Ejemplo de los análisis (SEM-EDS) de elementos mayores en una muestra de ooides Oxfordiense.

SUBFACIES

Dentro de la facies con ooides ferruginosos del Oxfordiense y siguiendo criterios similares a los empleados por Meléndez *et al.*, (1997) y Ramajo *et al.* (2002) se pueden subdividir 4 diferentes tipos de subfacies.

H₁) wackestone -packstone de bioclastos y peloides con ooides y pisoides ferruginosos

En estas facies los ooides son abundantes (25-50%), heterométricos con diámetros de 0,1 a 5 mm y se observan pisoides, con diámetros de 5 mm a más de 1 cm. Los ooides tienen geometrías redondeadas a subredondeadas, ovaladas o fusiformes. Son generalmente de goethita, habiéndose observado también minerales de la arcilla (illita/caolinita) y hematites. Los ooides pueden estar rotos y fragmentados o presentarse sustituidos parcialmente por carbonatos o minerales fosfáticos. Los pisoides presentan un núcleo intraclástico o de agregados de ooides con una envuelta de láminas, generalmente de goethita, que recuerda a los crecimientos estromatolíticos (lámina 9.3.A).

Otros componentes son los bioclastos, que se encuentran bastante fragmentados y ferruginizados. Dentro de los bioclastos se identifican restos de ammonites, belemnites, braquiópodos, bivalvos gasterópodos, crinoides, foraminíferos bentónicos y *Globuligerinas*. Junto a los bioclastos se observan peloides y granos fosfáticos o de cuarzo de tamaño limo con contenidos minoritarios (del 1 al 3%). Se trata de niveles varios depósitos, de espesor centimétrico separados por superficies de omisión o erosión a veces ferruginizadas. Al igual que sucedía en las facies calloviense se observa una ordenación granodecreciente del depósito, concentrándose los ooides y los restos fósiles en la base de los mismos. Esta facies se identifica en los niveles del Oxfordiense inferior (Biozona Cordatum), desde la zona de Ariño hasta Calanda, mientras que el depósito superior del Oxfordiense medio (Biozona Plicatilis) se observa solo puntualmente en la zona de Ariño-Andorra, observándose en este caso una tendencia al aumento en el tamaño de grano en la vertical (Lámina 9.1 Ay B).

H₂) Wackestone con abundantes bioclastos y ooides ferruginosos de tamaño medio

Esta facies está caracterizada por una textura de tipo *wackestone* con abundantes ooides con porcentajes de entre un 20 a un 50% del total de la roca. Estos ooides son poco heterométricos con un tamaño medio de 0,1-5 mm, predominando las morfologías redondeadas, estando frecuentemente rotos y fragmentados. Son mayoritariamente de goethita y minerales de la arcilla (illita, caolinita). Como núcleos se observan mayoritariamente fragmentos de ooides y partículas de goethita, amorfa. Se pueden observar también granos de cuarzo y raramente bioclastos. Se observan además restos de ammonoideos, belemnites, braquiópodos, bivalvos, placas de crinoideos, radiolas de equínidos, foraminíferos bentónicos y *Globuligerinas*. Algunos depósitos presentan como minoritarios bioclastos ferruginizados y granos de cuarzo, (> 1%) (Lámina 9.1B-C). Esta facies se presenta generalmente en los afloramientos del Norte de la Sierra de Arcos (Peñisquera, y Moneva) durante el episodio del Oxfordiense inferior (Biozona Cordatum). Durante el episodio del Oxfordiense medio (Biozona Plicatilis), se observa en estos y en algunos afloramientos (Sondeo de Alacón, Oliete) más meridionales y puntualmente en la zona del Río Guadalopec-Ráfales.

En esta facies y en la anterior se observa como los ooides pueden estar alterados y modificados durante la diagénesis, transformándose en ooides fosfáticos o chamosíticos, apareciendo también procesos de "Carbonatación", con la sustitución total o parcial del ooide por calcita o siderita, que ocasionalmente forman bandas en la parte más externa del ooide. Son frecuentes también los procesos de

sinéresis o de “desescamación” descritos en el capítulo de los ooides callovienses. Se observan también cementos calcíticos con morfologías *rim* o *pendant* que rodean estos ooides. Estos cementos presentan mayoritariamente una luminiscencia de tonos rojo mate (LM) con zonas no luminiscentes (NL) que pasa a veces a un cemento de tono rojo claro y luminiscencia brillante (LB). En alguna porosidad de esta facies, ligada a los procesos de sinéresis y movimiento de los ooides postdepósito, se observa una primera fase de cementación, que en catódoluminiscencia presenta cementos no luminiscentes (NL) que pasan a luminiscentes (LB) de tonos naranjas o amarillos

H₃) *wackestone* con bioclastos, glauconita y ooides ferruginosos de pequeño tamaño

Se desarrolla preferentemente en la zona de Aguilón-Belchite. Además de los ooides se observan bioclastos, granos de glauconita e intraclastos ferruginizados y fosfatizados, relleno de las cavidades irregulares de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense. En cuanto a su edad se encuentra restos de ammonoideos que permiten caracterizar las Biozonas Cordatum y Plicatilis, estando separados por una discontinuidad asociada a crecimientos de estromatolitos ferruginizados y fosfatizados.

Los ooides observados son de pequeño tamaño, generalmente rotos y fragmentados, con un diámetro que raramente supera 0,5 mm, siendo relativamente homométricos. En general suelen presentar porcentajes inferiores al 20% (Lámina 9.1.E y F). Los ooides suelen presentar núcleos de goethita amorfa o fragmentos de ooides siendo raros los núcleos de granos de cuarzo o bioclastos. En cuanto a su composición es fundamentalmente goethítica, si bien aparecen ooides de naturaleza fosfática, de tonos ocre a blancos (Aladrén, Ventolano). Los ooides fosfáticos se encuentran relacionados con los crecimientos estromatolíticos y tienen indicios de haberse generado a partir de la transformación diagenética temprana de ooides ferruginosos previos, presentándose asociados a intraclastos y restos de moldes de ammonoideos fosfatizados.

Aparecen mayoritariamente bioclastos como fragmentos de ammonoideos, belemnites, bivalvos, braquiópodos, *Globuligerinas*, espículas de esponjas, radiolas de equínidos y placas de crinoideos. Se presentan también gran cantidad de granos (hasta el 10%) de glauconita y/o berthierina, que provenientes de la transformación de fósiles (*Globuligerinas*) o peloides. Se han observado como minoritarios granos de cuarzo tamaño limo (<1%).

El depósito de estas facies se encuentra formado por secuencias centimétricas a decimétricas, similares a las observadas en las subfacies anteriores, si bien los granos de glauconita se presenta dispersos en todo el depósito observándose únicamente un cierto carácter granodecreciente. Al igual que sucede en las facies sin ooides ferruginosos de Ricla, los depósitos del Oxfordiense inferior presentan una textura más empaquetada de tipo *wackestone* con una mayor concentración de intraclastos y bioclastos, mientras que las facies del Oxfordiense Medio (Biozona Plicatilis) tienen una textura menos empaquetada, de *mudstone* a *wackestone*, con restos de espículas de esponjas y abundantes *Globuligerinas*, disminuyendo el tamaño y abundancia de los ooides ferruginosos hacia techo.

Al igual en las Facies H₂, los ooides suelen estar orlados por un cemento calcítico con morfologías *rim* o *pendant*, habiéndose observado también cementos con morfología “botroidal” (Aladrén) (Lámina 9.7.1). Los cementos con morfología “botroidal” presentan cristales de hábito fibroso a prismático alargado con un geotropismo negativo, son no luminiscentes (NL), estando parcialmente sustituidos por un cemento de tono rojo anaranjado luminiscente mate a brillante (LM/LB).

H.) *Wackestone bioclásticas con restos de esponjas y ooides ferruginosos o fosfáticos*

Presenta ooides ferruginosos de 2 a >5 mm. Estos ooides son de morfologías subredondeadas a redondeadas, con raros pisoides de núcleos intraclásticos. Los núcleos son generalmente fragmentos de ooides y partículas de goethita amorfa, además de raros núcleos bioclásticos. Son mayoritariamente goethíticos aunque son relativamente frecuentes los ooides fosfáticos, como en los perfiles de Calanda y Alto del Caballo. Se presentan en muchas ocasiones alterados a chamosita o con signos de haber sufrido procesos de “carbonatización” y sustitución parcial por siderita (Lámina 9.2. A-C).

Su rasgo característico es la presencia de restos de esponjas, fundamentalmente espículas y tuberoles y raros fragmentos de tamaño medio de microbialitas. Como bioclastos se identifican fragmentos de ammonoideos, belemnites, bivalvos, braquiópodos, *Globuligerinas* y placas de crinoideos. Se identifican también otros componentes como oncoides, peloides y bioclastos con envueltas micríticas (Obón). Estas facies aparecen tanto como un nivel centimétrico a decimétrico discontinuo en afloramientos (Obón) donde no existen depósitos de otros niveles de la Capa de Arroyofrío, como en lugares (Alto del Caballo, Cañada de Verich, Ráfales) donde se encuentra un depósito discontinuo centimétrico fuertemente encostrado y ferruginizado culminando la Capa de Arroyofrío. En la mayoría de estos afloramientos se recogen ammonites reelaborados de la Biozona Plicatilis o a la base de la Biozona Transversarium, Subbiozonas Parandieri a Luciaeformis (Bello, 2005).

9.5.3. INTERPRETACIÓN

Los ooides ferruginosos del episodio Oxfordiense presentan una serie de diferencias con respecto a ooides del episodio Calloviense:

- Son de tamaño mayor, observándose pisoides de tamaños mayores de 0,5 cm y siendo normales diámetros de 1 ó 2 mm. Se observa como este tamaño aumenta en algunos afloramientos (Ariño y Andorra) hacia techo del tramo Oxfordiense.
- Predominan los ooides con formas redondeadas a subredondeadas, siendo escasos los ooides con geometrías fusiformes y muy raros los ooides deformados (*Spatholitos*).
- Sus núcleos estas formados fundamentalmente por fragmentos de ooides u ooides de menor tamaño, partículas de goethita amorfa y los granos de cuarzo, que pueden ser localmente abundantes en algunos perfiles (Sierra de Arcos) sobre todo en el nivel del Oxfordiense inferior.
- Suelen presentar frecuentes interrupciones en el crecimiento de las láminas, asociadas a intercalaciones de sedimentos marinos o fósiles incrustantes; estas láminas tienen un espesor mayor
- Se observan frecuentes pisoides con núcleos de agregados o intraclastos, que se concentran en los depósitos del nivel Oxfordiense inferior.
- Son de naturaleza goethítica y en menor medida de hematites y siderita, presentado un mayor contenido en minerales de la arcilla, en entre los que aumenta la presencia de caolinita.
- Aparece un mayor porcentaje de ooides fosfáticos, que pueden estar ligados a la existencia de medios reductores y la presencia de estromatolitos o de filamentos de crecimientos bacterianos (Aladrén, Calanda).

- Los ooides del Oxfordiense presenta mayores porcentajes de Fe que los ooides del Calloviense, se aprecia también un mayor porcentaje en CaO₂ y P₂O₅. Sin embargo los ooides del Calloviense parecen tener una mayor proporción de Al₂O₃ y SiO₂, lo cual parece contradictorio con los datos obtenidos de los difractogramas (Aurell, 1990, Ramajo *et al.*, 2002; Cepriá *et al.*, 2004).
- Algunas transformaciones diagenéticas (“carbonatación”, neoformaciones y recristalizaciones) afectan de manera similar a los ooides de ambos episodios. Otras como las deformaciones plásticas, los procesos de descamación y rotura (*sinéresis*) o la neoformación de chamosita son más frecuentes en los ooides del Calloviense.
- Los ooides del Calloviense medio y el Oxfordiense inferior de los sectores Moneva-Peñisquera y Aguilón-Ventolano presentan frecuentemente cementos primarios o diagenético tempranos con morfologías *rim*, en menisco o *pendant* alrededor de los ooides.
- Tanto en los depósitos del Calloviense medio como en el Oxfordiense inferior, se observa la existencia de movimientos post-deposito del ooide con la generación de huecos rellenos posteriormente por cementos primarios.

Estas diferencias plantean la existencia de un modelo ligeramente diferente tanto para el deposito como para la génesis de los ooides callovienses (Fig. 8.13) y oxfordienses (Fig. 9.11).

El depósito de los ooides tiene lugar en una rampa carbonatada, muy homogénea con escasa pendiente en unas condiciones batimétricas someras, de algunas decenas de metros de profundidad, con un predominio de los ambientes submareales situados por encima del nivel de base de tormentas. La sedimentación está condicionada por la acción de episodios de alta energía, que son los responsables de producir el deposito y redistribución de los ooides ferruginosos (Figs. 8.13 y 9.11). De este modo se observa en el depósito de ooides oxfordienses unas secuencias muy parecidas a la observadas durante el Calloviense (Fig. 8.11), si bien en el caso de los ooides oxfordienses predominan de los sedimentos del término inferior relacionados con las etapas de mayor energía. En el episodio oolítico Oxfordiense, se observa como las facies iniciales presenta un mayor empaquetamiento, un mayor tamaño de los ooides, así como la presencia de granos de cuarzo, localmente abundante. Todos estos indicios apuntan a un depósito en condiciones de mayor energía, más cerca del área de generación de los ooides, así como en unas condiciones de menor batimetría. Esto da lugar a sedimentos de una mayor granulometría observándose con mayor frecuencia el retrabajamiento y erosión de los sedimentos previos, tal y como se pone de manifiesto la abundancia de los pisoides ferruginosos algunos con núcleos de intraclastos edad Calloviense.

La génesis de los ooides oxfordienses puede explicarse también con el modelo B expuesto en el capítulo anterior (Fig.8.12), en el cual los ooides se desarrollan en las áreas adosadas a un alto paleogeográfico, del cual proceden los aportes de Fe, Al, Si, bien como productos de la alteración de un suelo laterítico o de rocas volcánicas.

Estos componentes se transportarían como geles de oxihidróxidos y minerales de la arcilla, se fijarían sobre las partículas que actúan como núcleos mediante un proceso de tipo adsorción-acreción como el descrito para los ooides callovienses. Todo ello en un ambiente oxidante sometido a agitación y de escasa batimetría, en torno al área fuente (Alto de Ejulve-Maestrazgo). El origen marino

esta avalado, al igual el de los ooides callovienses, por la existencia núcleos intraclásticos y bioclásticos, la presencia de material sedimentario marino y de bioclastos entre las láminas, la existencia de filamentos de origen bacteriano y de pisoides con recubrimientos de tipo estromatolítico y otros.

Sin embargo rasgos como la abundancia de núcleos de goethita amorfa y granos de cuarzo, así como la presencia de ooides con un mayor contenido en minerales de la arcilla (especialmente caolinita) indican que los aportes de material continental tiene una mayor importancia en la génesis de los ooides Oxfordiense. Esta mayor importancia de los materiales de origen continental es coherente con datos como la mayor granulometría, la existencia de pisoides e intraclastos, la menor aloctonía de los ooides y una mayor proximidad al área fuente del depósito de ooides oxfordiense de las zonas proximales (Andorra, Ariño, Barranco de las Estacas, Calanda, Alto del Caballo). Se podría incluso hablar de una autoctonía relativa de parte de los ooides en el episodio del Oxfordiense inferior (Fig. 9.11).

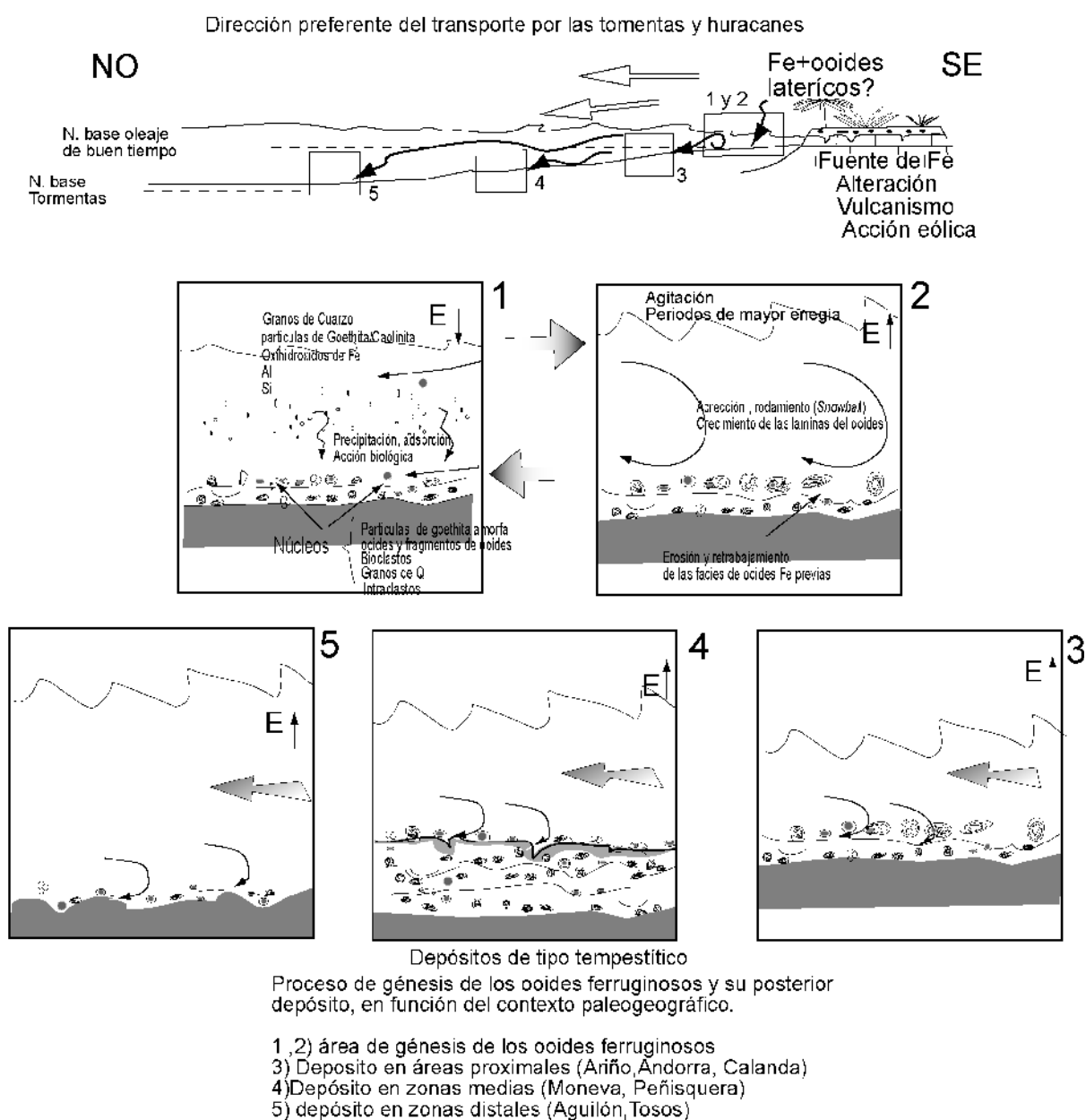


Fig. 9.11. Modelo genético y de depósito de los ooides ferruginosos del Oxfordiense

A diferencia de lo que sucede durante el Calloviense, en que la sedimentación tiene lugar en un contexto tipo regresivo, el episodio Oxfordiense se deposita en un contexto transgresivo, en el cual cada uno de los dos episodios son sucesivamente más expansivos uno respecto al otro y respecto al episodio Calloviense. De este modo se constata la existencia de depósitos oolíticos de edad Oxfordiense en áreas donde no hay registro del episodio Calloviense (Aurell, 1990, Ramajo *et al.*, 1999, Aurell *et al.*, 2002), tal y como se aprecia en la correlación efectuada en la Fig. 9.1, y en la distribución de facies (Fig. 9.7). Este carácter transgresivo se ve corroborado por hechos como el incremento dentro del sedimento en la aparición de los organismos marinos planctónicos o nectónicos, ammonioideos, *Globuligerinas*, belemnites o la existencia de restos de esponjas (espículas y tuberoides) que se observan en los episodios de ooides ferruginosos de la base del Oxfordiense medio.

9.5.4. CALIZAS MUDSTONES A WACKESTONES BICLÁSTICOS (FACIES I)

DESCRIPCIÓN

Estas facies se presentan en los afloramientos de la zona Noroccidental, desde Veruela a Morata de Jalón y Riela. Están caracterizadas por la ausencia de ooides ferruginosos y la presencia de bioclastos e intraclastos ferruginizados o fosfatizados con abundantes granos glauconita o berthierina y cuarzo. Estas facies se corresponderían con *Glaukonit-phosphoritfazies* y parte de las *Schwammakalkfazies* de Benke (1981), equivalen a las facies de “mudstone y wackestones con fósiles” de Aurell (1990) y las facies de “wackestone a mudstone de intraclastos y bioclastos” descritas por Ramajo (1996) y Ramajo y Aurell (1997).

Este conjunto de facies pueden subdividirse en dos subfacies. La primera comprende los depósitos del episodio del Oxfordiense inferior, de la Biozona Cordatum, (Subbiozona Claromontanus) y la segunda el episodio del Oxfordiense medio, de la Biozona Plicatilis (Subbiozona Antecedes).

I₁) Wackestone con bioclastos, intraclastos y glauconita

Presentan generalmente una facies de *wackestone* que puntualmente puede variar a *packstone* o *mudstone*. Tienen gran cantidad de bioclastos o intraclastos, que suelen estar fosfatizados y/o ferruginizados. Dentro de los bioclastos destaca la presencia de moldes reelaborados o resedimentados de ammonites así como fragmentos de belemnites bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, ostrácodos, placas de crinoides, radiolas de equínidos, corales solitarios, foraminíferos planctónicos (*Globuligerinas*) y bentónicos (*lagénidos* y *miliólidos*), además de organismos incrustantes como *Nubeculleridos*, serpúlidos y briozoos. Casi todos los bioclastos, de mayor tamaño, suelen aparecer corroídos y/o perforados, presentando a veces una pátina ferruginosa (Lámina 9.2.D y E).

Los estudios tafonómicos realizados en los ammonioideos encontrados en estas facies en los afloramientos de Riela (Meléndez *et al.*, 1990; Ramajo y Meléndez, 1996), indican que se trata de una asociación de elementos resedimentados y reelaborados. Los elementos reelaborados están constituidos por tres taforregistros (Meléndez *et al.*, 1990). El primero está formado por fragmentos irregulares de moldes de ammonites y belemnites de pequeño tamaño, intensamente corroídos, fosfatizados y/o ferruginizados. Estos ammonites están, en la mayoría de los casos, fragmentados a favor de facetas de desarticulación. El segundo se compone fundamentalmente de moldes fragmentados e incompletos de ammonites de pequeño tamaño rellenos por micrita, de color negro y glauconita que presen-

tan facetas de desgaste. El último taforregistro está compuesto por moldes incompletos de ammonioideos, con facetas elipsoidales o surcos anulares, con un bajo grado de fragmentación y redondeamiento.

Los intraclastos se corresponden a restos de facies del calloviense retrabajada, ferruginizada y/o fosfatada. La facies de estos intraclastos varían entre un *wackestone* a un *wackestone-packstone* de bioclastos, donde se identifican como bioclastos “filamentos”, crinoides, foraminíferos bentónicos y *Globuligerinas*, además de peloides y granos de cuarzo. Dentro de los intraclastos, se observa como la fosfatización afecta fundamentalmente a la matriz, mientras que la ferruginización afecta tanto a la matriz como a los bioclastos, generalmente a esto últimos con la neoformación y sustitución de la calcita por siderita. Se observa además sobre algunos intraclastos la existencia de bioerosiones o perforaciones, así como un cierto grado de redondeamiento y desgaste, lo que podría ser indicio de haber sufrido un transporte aunque fuera de corto recorrido.

Además de los intraclastos y bioclastos se identifican como componentes de estas facies minerales como glauconita y berthierina. Se presentan en forma de granos de tamaño normalmente menor de 1 mm con morfología de redondeada a subredondeada. Se encuentran dispersos en matriz, concentrándose en ocasiones hacia la parte superior del relleno, o ligados a crecimientos estromatolíticos. En Ricla es más abundante la berthierina, mientras que en otros afloramientos (Morata, Calatorao) es más común la glauconita. Se observan también óxidos de hierro y granos de cuarzo. Los óxidos de Fe pueden encontrarse como masas amorfas que se sitúan alrededor de superficies irregulares o rellenando huecos con una disposición similar a los rellenos geopetales. Los granos de cuarzo son de dos tipos: el primero está formado por granos de tamaño limo, subredondeados a angulares, con signos de corrosión o alteración. El segundo está formado por cristales de morfología idiomorfa a subidiomorfa, con un gran número de inclusiones y tamaño algo mayor que los anteriores.

Estas facies forman diversos rellenos separados por superficies de discontinuidad, de pequeña entidad, de las cuales se reconocen al menos una denominada S₂ en todo los afloramientos de Ricla (Ramajo, 1996). Estas superficies se presentan en ocasiones con una ligera costra ferruginosa, y en la mayoría de los casos se encuentra perforadas, colonizadas por estromatolitos o incrustada por serpúlidos, *Nubeculleridos* o briozoos. Presentan un depósito gradado, concentrándose en la parte inferior de las cavidades los intraclastos y bioclastos fosfatizados y/o ferruginizados, disminuyendo su número y tamaño hacia la parte superior (Bulard, 1972; Ramajo, 1996; y Ramajo y Aurell, 1997). Se observa también un aumento de la proporción de glauconita/berthierina y en la presencia de *Globuligerinas*, pasado de facies *wackestone* a *packstone* a facies de *wackestone*, y observándose de intraclastos de facies similares procedentes de rellenos anteriores hacia techo.

Existen cementaciones tempranas dentro de la porosidad intrapartícula (huecos de los bioclastos fundamentalmente ammonioideos) e interpartícula o relacionados con los crecimientos estromatolíticos (Ramajo 1996; Ramajo y Aurell, 1997). En general estos cementos tienen una morfología fibrosa a acicular y se disponen perpendicularmente al sustrato presentando al ser observados desde cementos no luminiscentes (NL), típicos de las porosidades intrapartículas, a otros zonados con bandas luminiscencia de tonos rojos mate y otras de tonos anaranjados y amarillo luminiscentes brillantes (LM-LB) con relictos de zonas no luminiscentes (NL). Estos cementos zonados pueden presentar también una alternancia de bandas de luminiscencia mate con bandas no luminiscentes (LM-NL) pa-

sando hacia el borde a bandas no luminiscentes a luminiscente brillantes con tonos anaranjados (NL-LB). Se observa también rellenos vadosos (*Vadose Silt*) con crecimientos geopetales. Estos huecos presentan su parte inferior rellena por sedimentos micríticos a veces peloidales, que pueden presentar granoselección positiva. La parte superior está ocupada por una primera generación de cementos de morfología rómbica a prismática que tapizan las paredes del hueco con un crecimiento de borde a centro. En la parte central se observa en ocasiones el desarrollo de más generaciones de cementos con morfología drúsica. Los cementos de la primera generación son en general no luminiscentes (NL) o de luminiscencia mate (LM). Los de la segunda generación presentan luminiscencias zonadas con bandas alternantes con luminiscencia naranja amarillenta brillante a roja mate, o bien de bandas no luminiscente a roja brillante (LB-LM/NL-LB); o simplemente una luminiscencia de color rojo oscuro mate (LM). Alguno de estos poros intraparticulas presentan en otras ocasiones cementos de tipo *Radial Fibrous Calcite (RFC)* que rellenan completamente los huecos, y presentan luminiscencias mates (LM) de tonos rojo oscuro a naranja, similar a la que presenta la matriz. Con posterioridad a estas primeras generaciones de cementos se han observado diversos cementos diagénéticos tardíos como cementos macroesparíticos, cementos en mosaicos equigranulares, cementos de dolomía férrica y dolomía *saddle* (Ramajo, 1996).

Algunos cementos de los rellenos vadosos y otros de los relacionados con los estromatolitos han sido objeto de un análisis geoquímica (Ramajo *et al.*, 1998b) mostrando los cementos aciculares porcentajes altos Mg y Fe, relativamente altos en Mn y bajos en Sr y Na, similares a obtenidos en la matriz. Por el contrario los cementos de las segundas generaciones de relleno presenta valores bajos en Mg, altos en Fe y bajos en Mn, Sr y muy bajos en Na. Los primeros son cementos de calcita rica en magnesio (HMC) o de Aragonito generados en las primeras fases de la diagénesis, mientras que los segundo son cementos diagénéticos que se producen durante el enterramiento.

I₂) Mudstone a wackestone bioclásticas con glauconita y escasos intraclastos

Estas facies se presentan como un nivel centimétrico (de 5 a 20 cm) de *mudstone a wackestone* bioclástico, que culmina el nivel equivalente lateral de la Capa de Arroyofrío. Los principales bioclastos observados son *Globuligerinas*, fragmentos de crinoides, bivalvos, equínidos, belemnites, ammonites, gasterópodos, corales solitarios, organismos incrustantes (*Nubeculleridos*, serpúlidos) y raras espículas de esponjas. Los bioclastos se presentan corroídos y perforados algunos con una costra ferruginosa milimétrica. El análisis tafonómico de los ammonoideos encontrados en Ricla muestra la existencia de dos taforregistros (Meléndez *et al.*, 1990; Ramajo y Meléndez, 1997). El primero está formado por elementos reelaborados (moldes desarticulados a favor de septos) y el segundo por conchas de ammonites incompletas (Lámina 9.D y F).

Los intraclastos son escasos y de tamaño menor que en la Subfacies I₁, aunque en algunos puntos pueden llegar a acumularse en gran número. Tienen un origen variado, pueden ser de facies micríticas con restos de encostramientos y crecimientos estromatolíticos, clastos y moldes de ammonoideos retrabajados fosfatados y ferruginizados procedentes de las facies I₁ o incluso de facies callovienses. En esta facies se observa también la presencia de glauconita y/o berthierina, aunque los granos de estos minerales son menos abundantes que en las facies anteriores. Estos minerales se presentan preferentemente en la parte inferior del depósito cerca de la superficie S₃, en relación con los estromatolitos o en el interior de algunas bioturbaciones. Los sulfuros de Fe (pirita) son abundantes y se en-

cuentran dispersos en toda la facies. Existen también granos de cuarzo de pequeño tamaño que pueden mostrar signos de corrosión. La matriz presenta un color negro a marrón oscuro y abundante materia orgánica. Se observa también la presencia de abundante bioturbación con galerías, excavaciones y perforaciones, situadas hacia la parte superior y ligadas a la superficie plana y perforada S₄, que culmina este depósito (Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997). Estas perforaciones y galerías presentan una gran variedad de morfologías y están rellenas por sedimentos de tipo micrítico con bioclastos y glauconita, observándose la existencia de superposición entre las mismas.

INTERPRETACIÓN

Estas facies constituyen el relleno de las cavidades generadas por la superficie de discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. Dentro de este depósito se observan un ordenamiento interno granodecreciente, con los depósitos con mayor cantidad intraclastos y bioclastos (ammonites reelaborados) situados en la parte inferior de las cavidades (Subfacies I₁). Estas facies se interpretan como consecuencia de un depósito en condiciones de alta energía relativa, (tempestitas) y son similares a los observados en los ooides ferruginosos. En la parte superior se encuentran depósitos más micríticos, intensamente bioturbados (Subfacies I₁), en los que disminuye el contenido en intraclastos y minerales autigénicos, aumentan el porcentaje de foraminíferos planctónicos y aparecen de espículas de esponjas. Así mismo se constata la disminución del número de ammonites reelaborados y un aumento de ammonites resedimentados (Ramajo y Meléndez, 1997). Estos datos indicarían menor energía en el medio y posiblemente el depósito en unas condiciones de mayor batimetría

La abundancia relativa en estas facies de foraminíferos planctónicos (*Globuligerinas*), se ha usado como argumento para atribuir sus depósitos a un medio submareal profundo a pelágico (Norris y Hallam, 1995). Si embargo un estudio en detalle de los mismos indica que estos son más abundantes en las facies del término superior que en el inferior. La presencia de concha fina de un tamaño pequeño y la coexistencia con foraminíferos bentónicos indican que se trata de una asociación de tipo epicontinental (Görog y Wernli, 2003), similar a observadas en las facies del Calloviense medio a superior. Sin embargo en el episodio del Oxfordiense medio (Biozona Plicatilis) y en la parte basal de la Fm. Yátova las *Globuligerinas* tiene mayor tamaño y conchas más gruesas, características que coinciden con las asociaciones de plataforma externa o de tipo *Thetysiano* (Görog y Wernli, 2003). Esta colonización por especies características de medios abiertos de las plataformas epicontinentales tiene lugar en otras áreas del Tethys durante el Oxfordiense inferior y medio donde se observa la expansión de las *Globuligerinas* desde zonas de plataforma externa y cuenca a las zonas internas (Riegraf, 1987; Görog y Wernli, 2003). Esto coincide con la interpretación de estos depósitos como producidos durante un evento transgresivo, momento en el cual se produce la llegada de organismos pelágicos o neotónicos que colonizan la plataforma, como ocurre con los ammonoideos durante el inicio del Oxfordiense (Reolid, 2003; Bello, 2005).

Otro argumento de Norris y Hallam (1995) para indicar un medio de depósito profundo, es la existencia de minerales autigénicos como la glauconita o la berthierina. Sin embargo su presencia no tiene por qué indicar que se trate de sedimentos profundos de plataforma externa, ya que estos pueden ser transportados por las corrientes hasta zona someras relativamente distales de la zona de génesis de los mismos, y en el caso de la berthierina depositarse en medios relativamente más someros que la glauconita. En nuestro caso estos minerales se encuentran en formas de granos de morfología

redondeada de pequeño tamaño susceptibles de haber sufrido un transporte desde áreas algo alejadas. Si embargo se ha constado la presencia de crecimientos de cementos de glauconita de formas láminares o de neoformaciones de conchas de fósiles, que pueden ser indicativas de una autoctonía de la misma. Esta glauconita “autóctona” se produce tanto en las Facies I, como en las facies de ooides ferruginosos de tipo H₃ (Aladrén y Ventolano) siempre en relación con crecimientos estromatolíticos. Estos crecimientos pueden dar lugar microambientes reductoras que unido a la acción de biosíntesis de las bacteria y a la presencia de materia orgánica pueden producir la formación de minerales como la glauconita (Vera y Martín Algarra, 1994; Krawjeski, 2000).

Por ultimo, los cementos observados en estos depósitos se pueden generar en condiciones marinas someras relativamente oxigenadas tanto los rellenos geopetales o *vadose silt*, como los cementos de habito prismático, no luminiscentes a zonados. Estos cementos se originarían en un ambiente en el que alternan etapas donde los poros están llenos de agua, con otras en los que están vacíos. Se observan además cementos marinos aciculares, de naturaleza aragonítica y neoformados a calcita, de luminiscencia mate (LM) de tonos rojos originados en condiciones diagenéticas tempranas. Ello viene avalado por los rasgos isotópicos y la geoquímica de estos cementos. Con posterioridad se desarrollan cementos zonados con bandeados de luminiscencia naranja amarillenta brillante roja oscura mate, o bien no luminiscente y luego roja brillante (LB-LM/NL-LB); o cementos zonados en los que alternan las bandas rojo mate a no luminiscentes con bandas luminiscentes (LM/NL-BL). Estos cementos se originaron una vez producido el depósito definitivo de los sedimentos durante etapas posteriores en las que se produce el aporte de aguas marinas y la neoformación de los cementos originales desde aragonito o calcita HMC, durante la transgresión de la base de del Oxfordiense medio.

Los argumentos expuestos hacen que parezca más coherente explicar estas facies y las de ooides ferruginosos como depositadas en unas condiciones marinas submareales relativamente someras, probablemente por debajo del nivel de base del oleaje y por encima del nivel de base de tormentas. En los momentos de ascenso relativo del nivel del mar y la estabilización de las condiciones del medio se produciría el depósito de estas facies, en relación con eventos de alta energía, en forma de depósitos gradados tempestíficos. La acción de las corrientes aportaría elementos procedentes de áreas más distales de la plataforma como los ammonoideos y las *Globuligerinas*.

9.6. MODELO DE SEDIMENTACIÓN

Como se ha indicado en el capítulo anterior, al final del Calloviense se produce una ralentización de la sedimentación y el inicio de una somerización ligada a una regresión generalizada. En ese contexto se produce la detención de la sedimentación y la generación de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense.

Esta discontinuidad está formada por una superficie irregular en algunos casos y en otros por una superficie planar, en la que se observa un encostramiento ferruginoso o cementos de posible origen meteórico. Esta discontinuidad se interpreta como generada por una exposición en condiciones subaéreas en áreas como Ricla-Veruela o en la zona del Alto de Ejulve -Maestrazgo. En el área de Ricla-Veruela durante el Calloviense superior (Biozonas Athleta o más probablemente Lamberti) se produce una somerización y una bajada del nivel del mar durante un momento de ralentización y detención en la sedimentación, momento en el que se genera una compactación y una cementación marina tem-

prana que dan paso a una ferruginización y mineralización en los primeros centímetros del sedimento. Estos procesos son contemporáneos con la actuación de organismos que producen la generación de galerías y perforaciones sobre un sedimento consolidado o semiconsolidado. Estos procesos se produjeron probablemente en unas condiciones batimétricas mínimas con la llegada de posibles conchas derivadas de ammonoideos durante las Biozonas Athleta y Lamberti (Ramajo y Meléndez, 1997; Meléndez *et al.*, 2005b) que sufren posteriormente procesos de reelaboración, incorporándose a los depósitos posteriores del Oxfordiense (Fig. 9.12). Durante la Biozona Mariae se producirían probablemente condiciones de batimetrías mínimas con probables periodos de emersión puntual que pudieron generar la superficie de discontinuidad por procesos de disolución kárstica o corrosión a partir de las cavidades de bioerosión previas.

En las áreas más distales de la plataforma Calloviense (Sierra de Arcos, Calanda-Ráfales) la superficie de discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense, se produce sobre los materiales con ooides ferruginosos de la parte inferior de la Capa de Arroyofrío, de edad Calloviense medio (Biozonas Anceps y Coronatum) o sobre materiales de la Biozona Gracilis del Calloviense inferior (Meléndez *et al.*, 1996 y 2005b). Esta superficie se manifiesta generalmente como una superficie planar a ligeramente irregular con una costra ferruginosa, por debajo de la cual se desarrolla también procesos de cementación marina temprana, ferruginizaciones y mineralizaciones así como unas primeras transformaciones diagenéticas de los ooides ferruginosos, (Fig. 9.13). En este caso los rasgos de esta superficie parecen indicar la existencia de una bajada del nivel del mar, en un contexto de ralentización o detención de la sedimentación, en condiciones de exposición submarina. Sin embargo en esta área de la plataforma no se han encontrado indicios claros de la existencia de una exposición subaérea prolongada.

9.6.1 EVOLUCION SEDIMENTARIA DURANTE EL OXFORDIENSE INFERIOR (BIOZONA CORDATUM)

La sedimentación carbonatada se reinicia durante dos pulsos transgresivos, con depósitos de facies ooides ferruginosos o de sus depósitos equivalentes, que tienen lugar durante la Biozona Cordatum del Oxfordiense inferior y la Biozona Plicatilis de la base del Oxfordiense medio. Se puede observar a grandes rasgos una distribución de las facies, en dos áreas diferentes, en dos áreas situadas respectivamente al Noroeste y Sureste la zona de estudio (Fig. 9. 14).

Entre el área del Valle del Jalón y la zona del Moncayo se depositan las facies de calizas *wackestone* bioclásticas e intraclásticas, con glauconita, por encima de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. En la zona del Río Huerva (Aladrén, Tosos y Aguilón) y hasta las proximidades del Alto de Ejulve-Maestrazgo se depositan facies de calizas de ooides ferruginosos, que presentan una diferente distribución espacial en función de su textura y de la granulometría de los ooides ferruginosos (Fig. 9.15).

En las áreas más cercanas al alto de Ejulve-Maestrazgo (Ariño-Andorra) se sitúan las facies más empaquetadas de tipo *wackestone* a *packstone* y que presentan una mayor granulometría y pisoides (Facies H₁). En las zonas algo más alejadas (Moneva-Peñisquera) se depositan facies con un menor empaquetamiento y donde el tamaño de los ooides ferruginosos es menor (Facies H₂). En las zonas más distales se depositan los ooides ferruginosos que muestran signos de haber sufrido un grado de

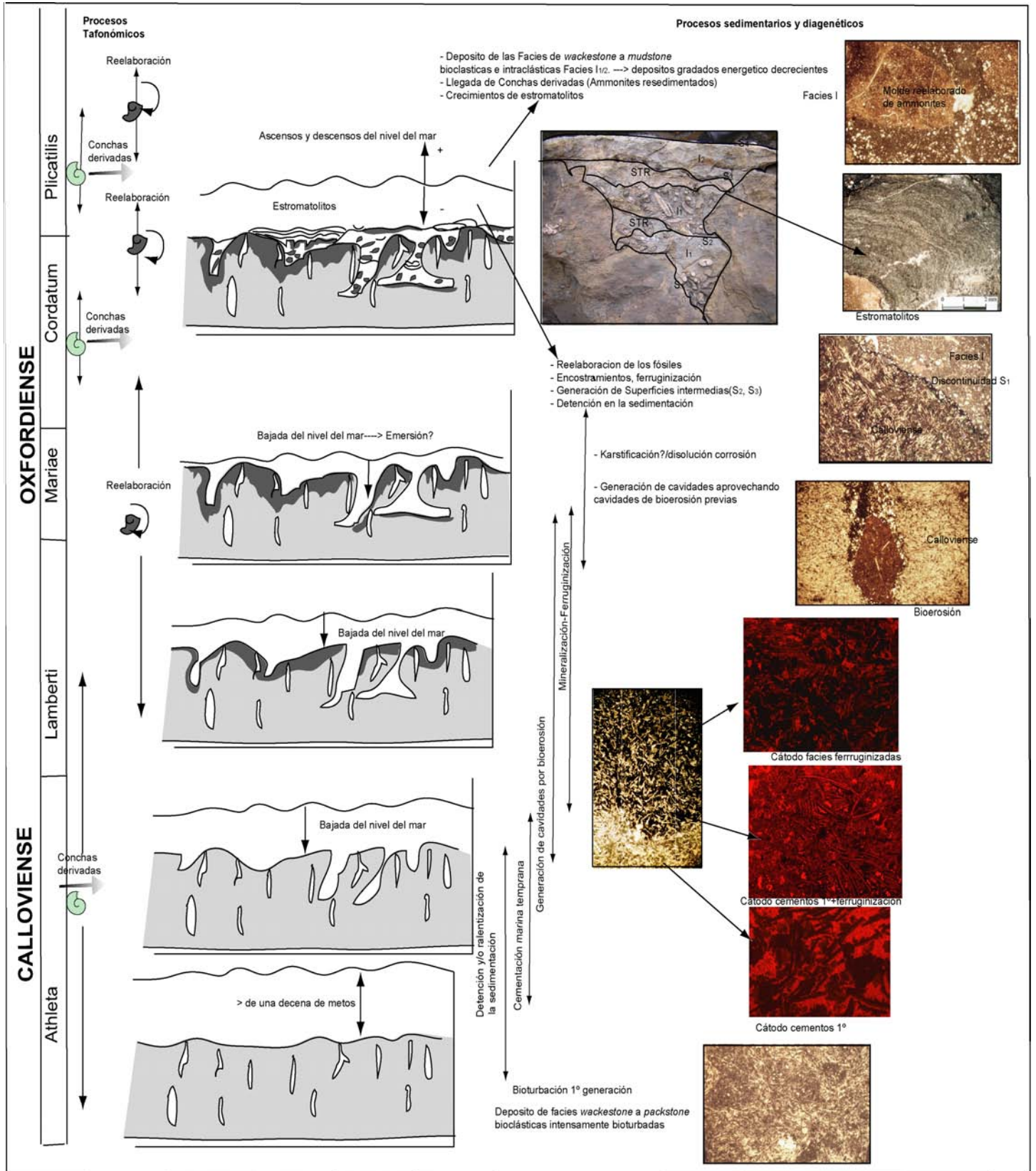


Fig. 9.12. Evolución temporal de los procesos observados durante la génesis de la discontinuidad en Rícla.

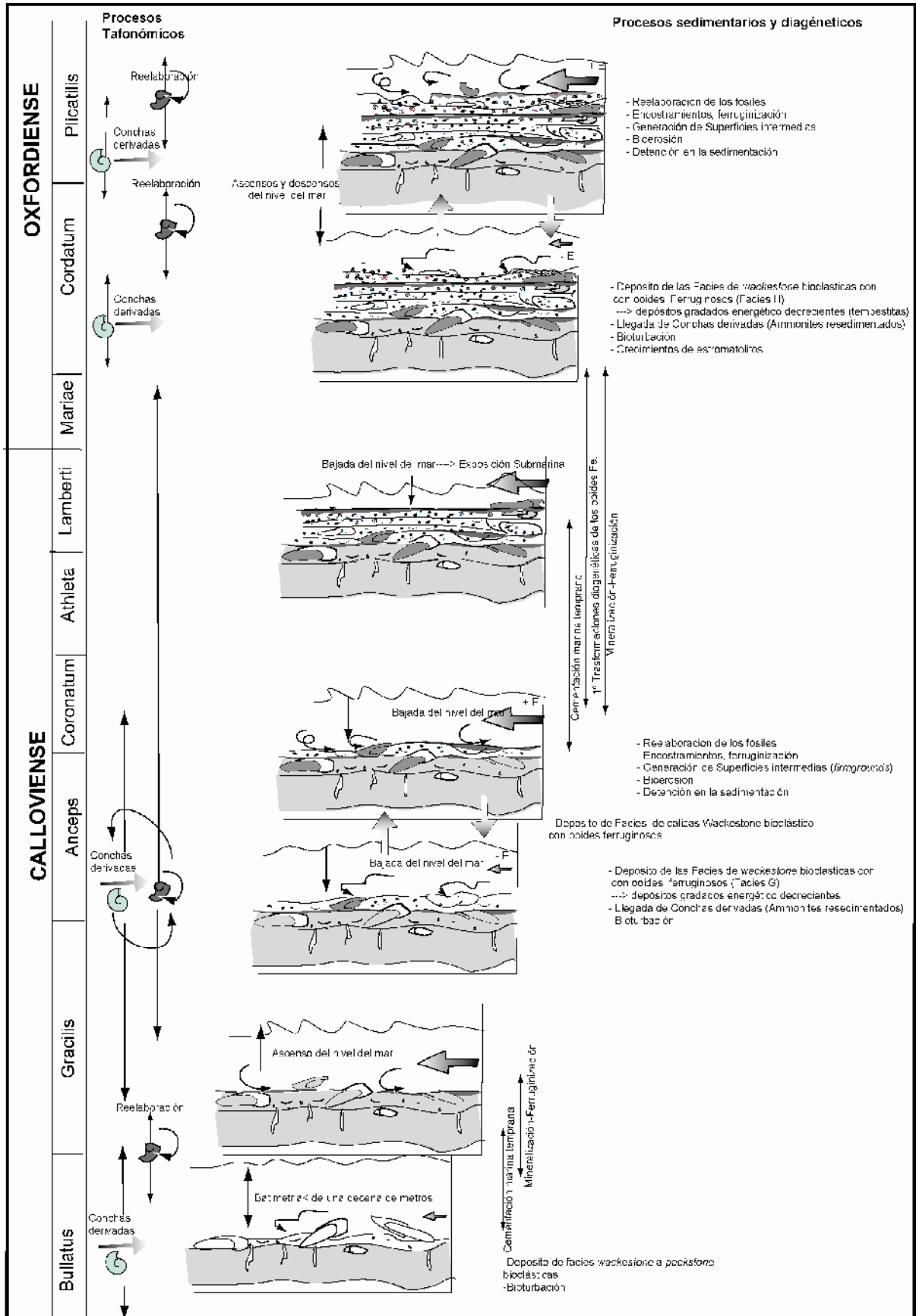


Fig. 9.13. Evolución temporal de los procesos de la génesis de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense en la Capa de Oolitos de Arroyofrío. Basado en los afloramientos de la Sierra de Arcos.

transporte mayor, tales como una menor granulometría, un mayor redondeamiento y una menor proporción de los ooides ferruginosos.

Esta distribución de facies se debería probablemente a que los ooides ferruginosos, originados en áreas relativamente cercanas al Alto de Ejulve-Maestrazgo, son distribuidos posteriormente por la acción de las tormentas a las áreas más alejadas (Fig. 9.14). En las zonas más distales y en un ambiente submareal relativamente somero se depositan las facies sin ooides ferruginosos que se depositan sobre la superficie de discontinuidad, rellenando las cavidades y depresiones que forma esta. En esta área, los momentos donde se producen estos depósitos de carácter también tempestítico, coexisten con momentos donde no hay depósitos y se produce la generación de superficies de discontinuidad menores o de *hardgrounds*.

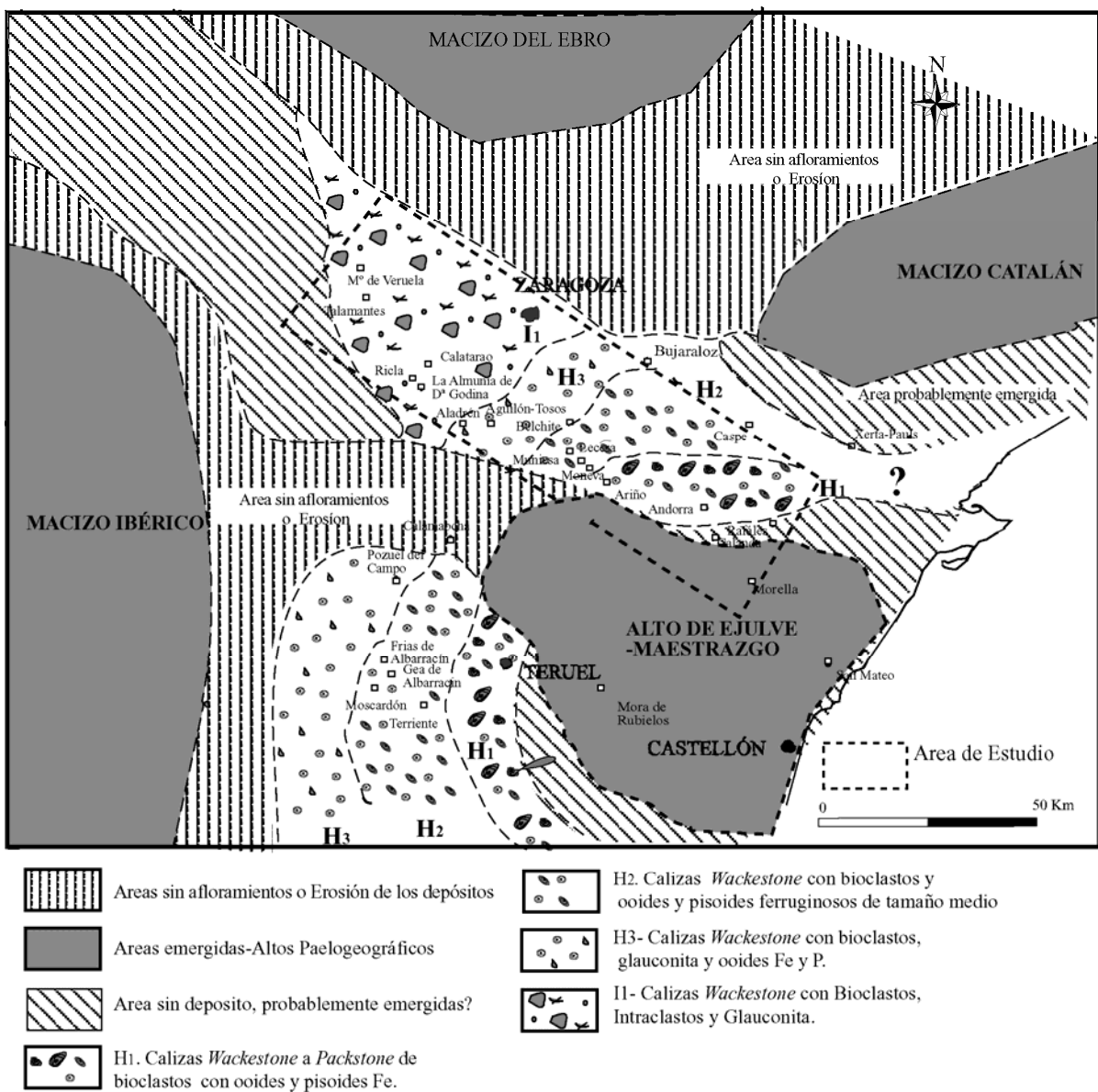


Fig. 9.14. Mapa de distribución de facies durante la Biozona Cordatum del Oxfordiense inferior.

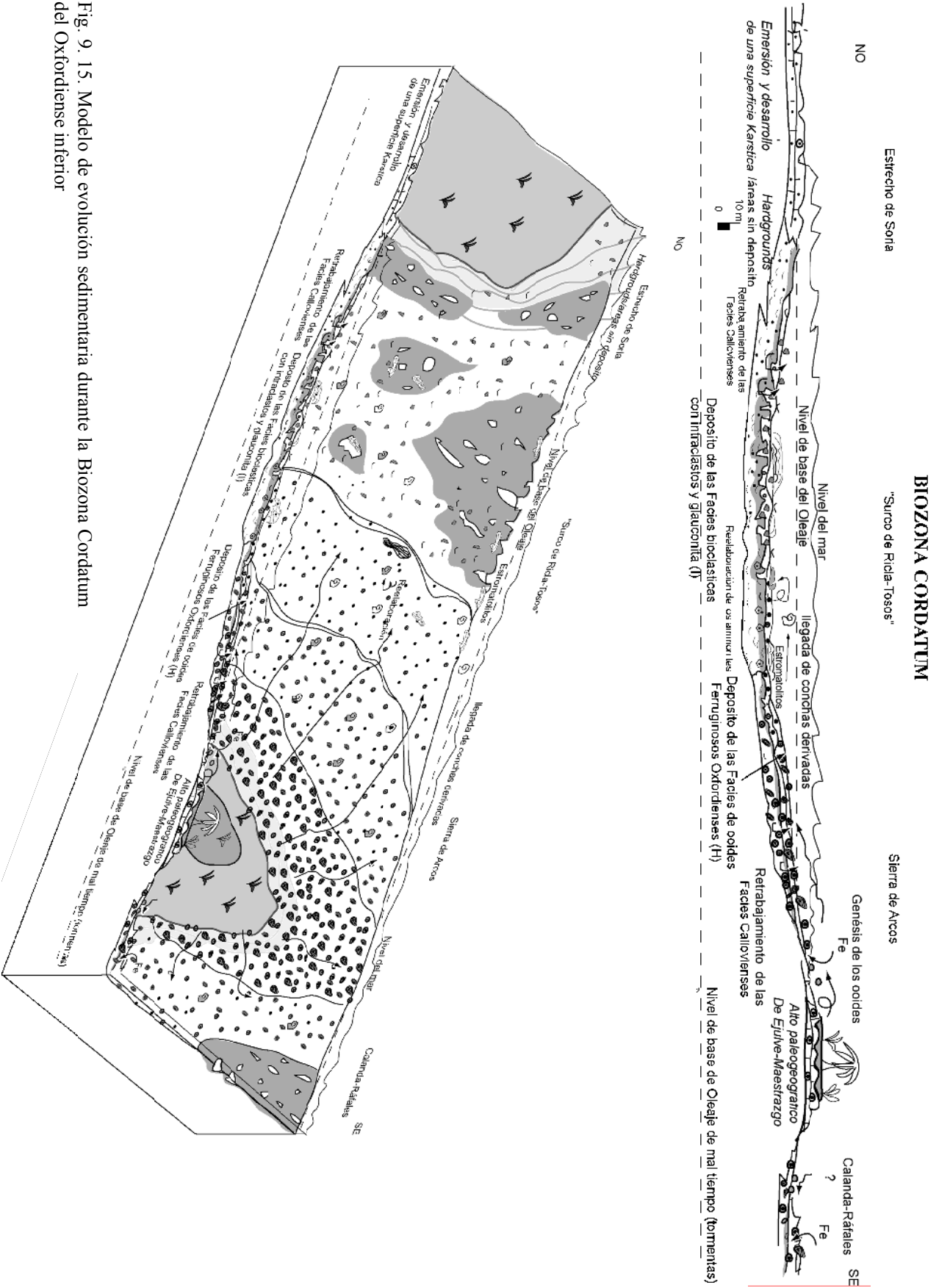


Fig. 9. 15. Modelo de evolución sedimentaria durante la Biozona Cordatum del Oxfordiense inferior

En las zonas más proximales en el área del Estrecho de Soria (Bulard, 1972; Benke, 1981; Wilde, 1988), y con la excepción de los afloramientos las áreas próximas al Moncayo (Veruela, Agreda, Talamantes) no se depositan sedimentos atribuidos a este intervalo estratigráfico identificándose una posible superficie de erosión karstificada. Al final de la Biozona Cordatum se produce una laguna estratigráfica en la mayor parte de la zona de estudio, esta detención en la sedimentación, se encuentra ligada en la mayor parte de los afloramientos a la generación de una superficie de discontinuidad o un *hardground*, que se observa en la mayor parte de los afloramientos.

9.6.2 EVOLUCION SEDIMENTARIA DURANTE EL OXFORDIENSE MEDIO (BIOZONA PLICATILIS)

Durante la Subbiozona Antecedens, de la Biozona Plicatilis del Oxfordiense medio, las facies muestran una distribución similar a la del episodio anterior (Figs. 9.16 y 9.17).

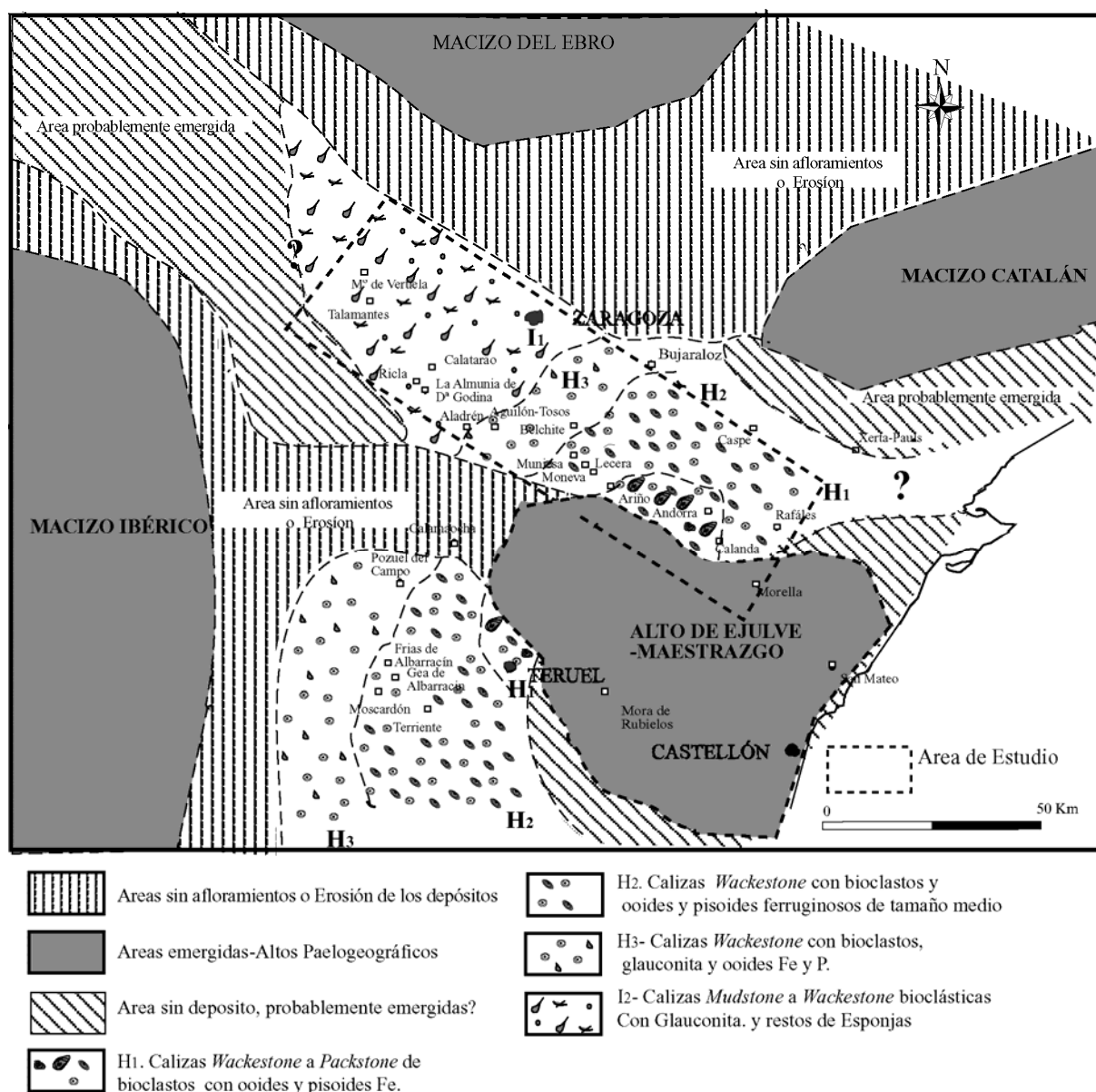
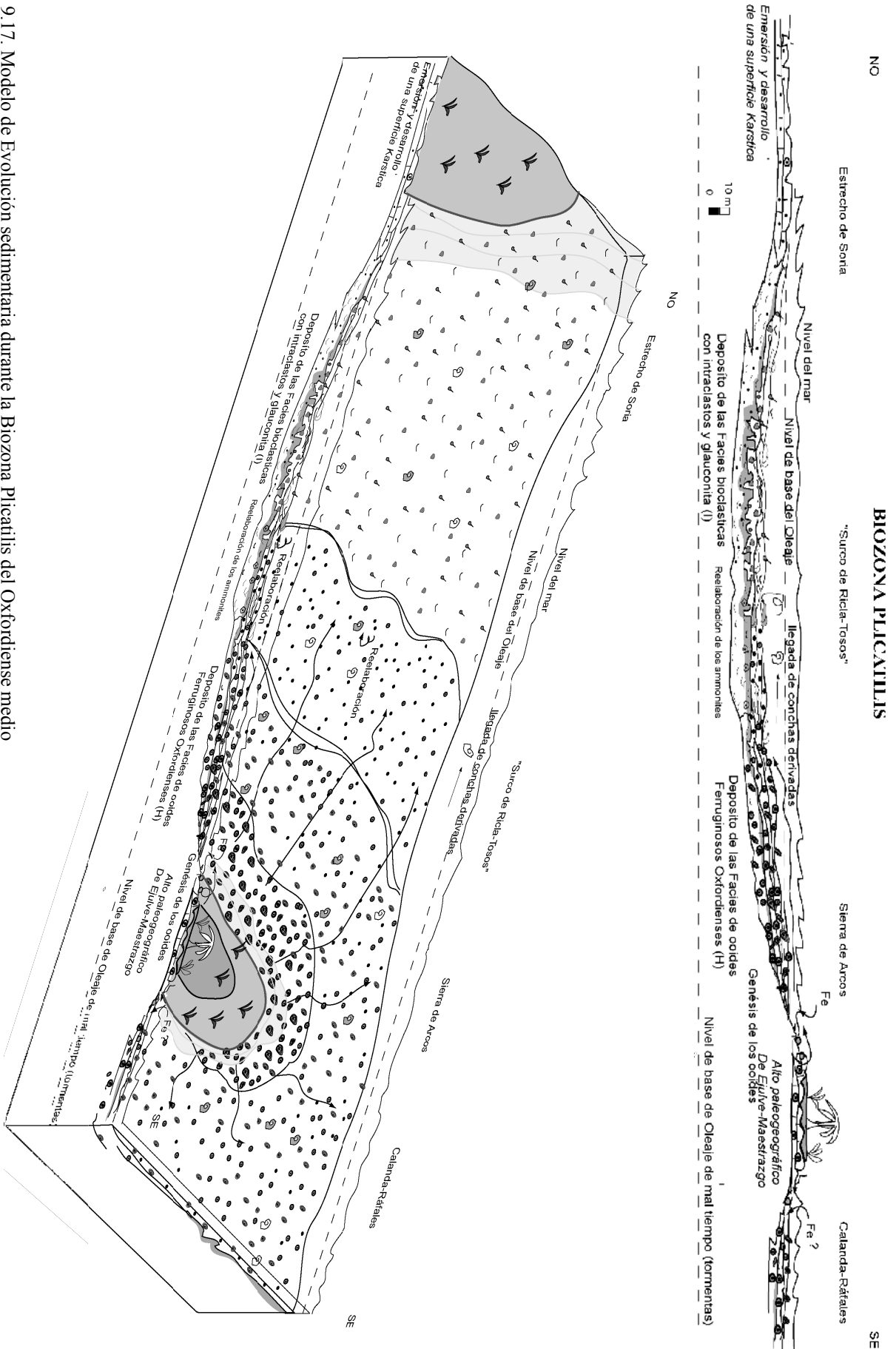


Fig.9.16. Mapa de distribución de Facies durante la Biozona Plicatilis del Oxfordiense medio.



9.17. Modelo de Evolución sedimentaria durante la Biozona Plicatilis del Oxfordiense medio

En la zona Noroccidental se depositan sedimentos sin ooides ferruginosos, en este caso con facies de calizas *mudstone* a *wackestone* bioclásticas con glauconita y restos de esponjas fundamentalmente espículas, depositados probablemente en un medio algo más profundo que en el caso del episodio anterior. Este depósito se encuentra representado de una manera uniforme en todos los afloramientos estudiados. Presentan una mayor amplitud y un carácter transgresivo respecto al episodio anterior, habiendo citado la aparición de ammonoideos de esta edad en afloramientos del área de Agreda-Olvega (Benke, 1981; Wilde, 1988),

En el área Suroriental de la zona de estudio (Sierra de Arcos y Valle del Huerva) se depositan sedimentos de facies de ooides ferruginosos. Las facies de *wackestone* a *packstone* de ooides ferruginosos (Facies H₁) se concentran en los afloramientos de los alrededores de Andorra, mientras que las facies de *wackestone* a *mudstone* (Facies H₂) se encuentra representadas en la mayor parte de los afloramientos quedando restringidas las facies de *wackestone* a *mudstone* con ooides pequeños y homométricos (Facies H₃) a la zona del Río Huerva (fig. 9.16). Esta distribución al igual que en el episodio anterior se atribuye a la acción de las corrientes de alta energía (tempestitas) que distribuyen los ooides por la plataforma. Sin embargo se puede decir que en general estos depósitos presentan indicios de haberse depositado en unas condiciones más abiertas y de menor energía que en el caso del episodio del Oxfordiense inferior (Fig. 9.17).

Se produce también el depósito de las facies de la Biozona *Plicatilis* en localidades donde no se han encontrado hasta el momento restos de ammonoideos y sedimentos atribuidos a la Biozona *Cordatum*, como en los afloramientos de la Cañada de Verich o Ráfales. Este hecho corrobora el carácter expansivo y claramente transgresivo de este último episodio de depósito de ooides ferruginosos, en facies condesadas. Sin embargo en algunos puntos de la Sierra de Arcos y la Zona de Calanda y el Maestrazgo, el depósito de los ooides ferruginosos de techo de la capa de Arroyofrío se prolonga hasta la base de la Biozona *Transversarium*, Subbiozonas *Luciaeformis* y/o *Parandieri* del Oxfordiense medio.

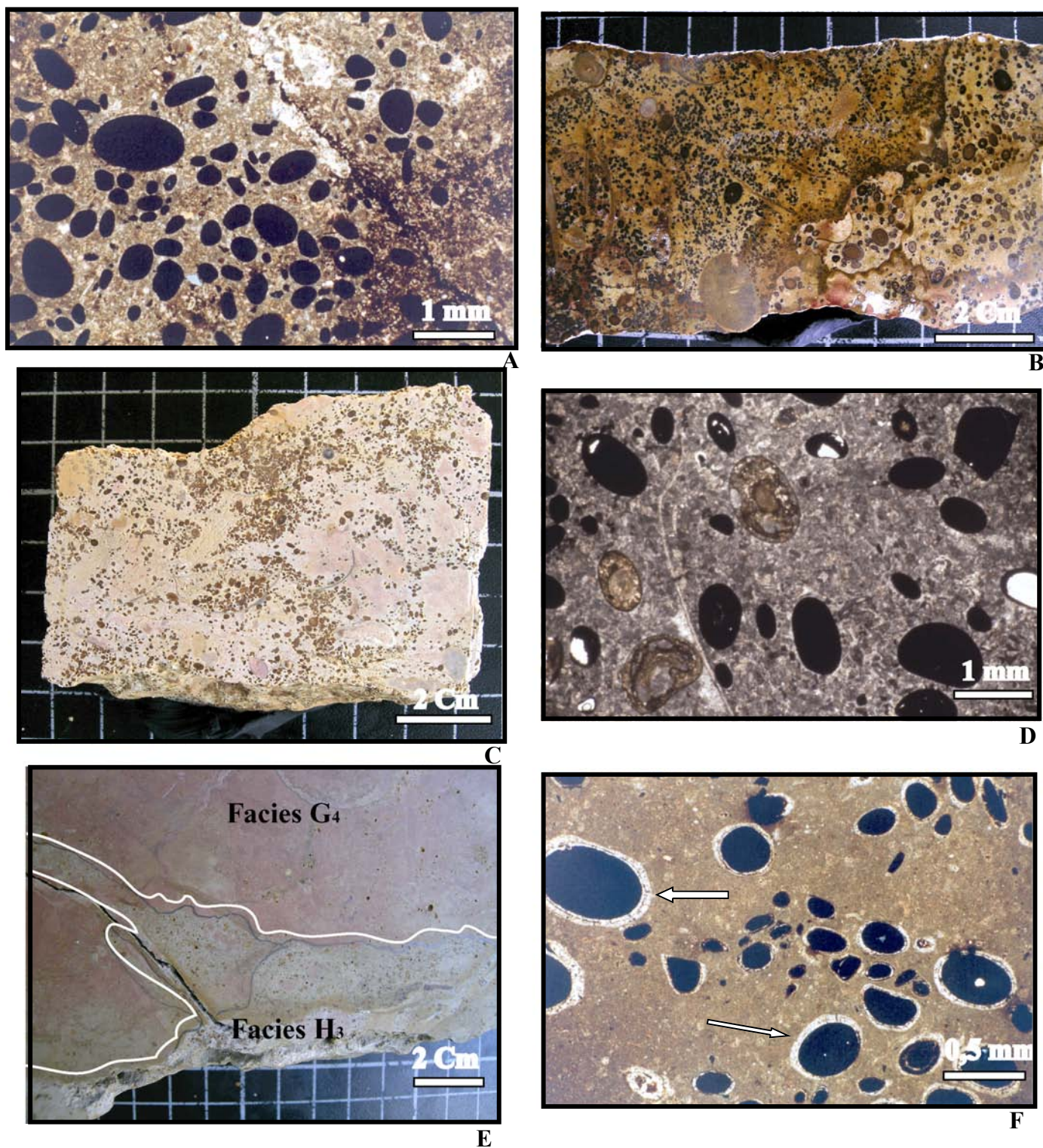


Lámina 9.1. A) Subfacies H₁ de *wackestone* a *packstone* bioclástico y de ooides Fe (Andorra). B) Superficie de discontinuidad intraoxfordiense separando las Subfacies H₁ y H₂ (Barranco del Moro). C) Subfacies H₂ de calizas *wackestone* bioclásticas con ooides Fe (Sondeo de Moneva). D) Detalle de las Subfacies H₂ (Ariño). E) Detalle de una bioturbación sobre las facies calloviense (Subfacies G₄) rellena de facies Oxfordienses H₃ en el afloramiento del Ventolano. F) Detalle en lámina delgada de los ooides de las Subfacies H₃ (Aguilón) se señalan con una flecha blanca los cementos con morfología *rim*.

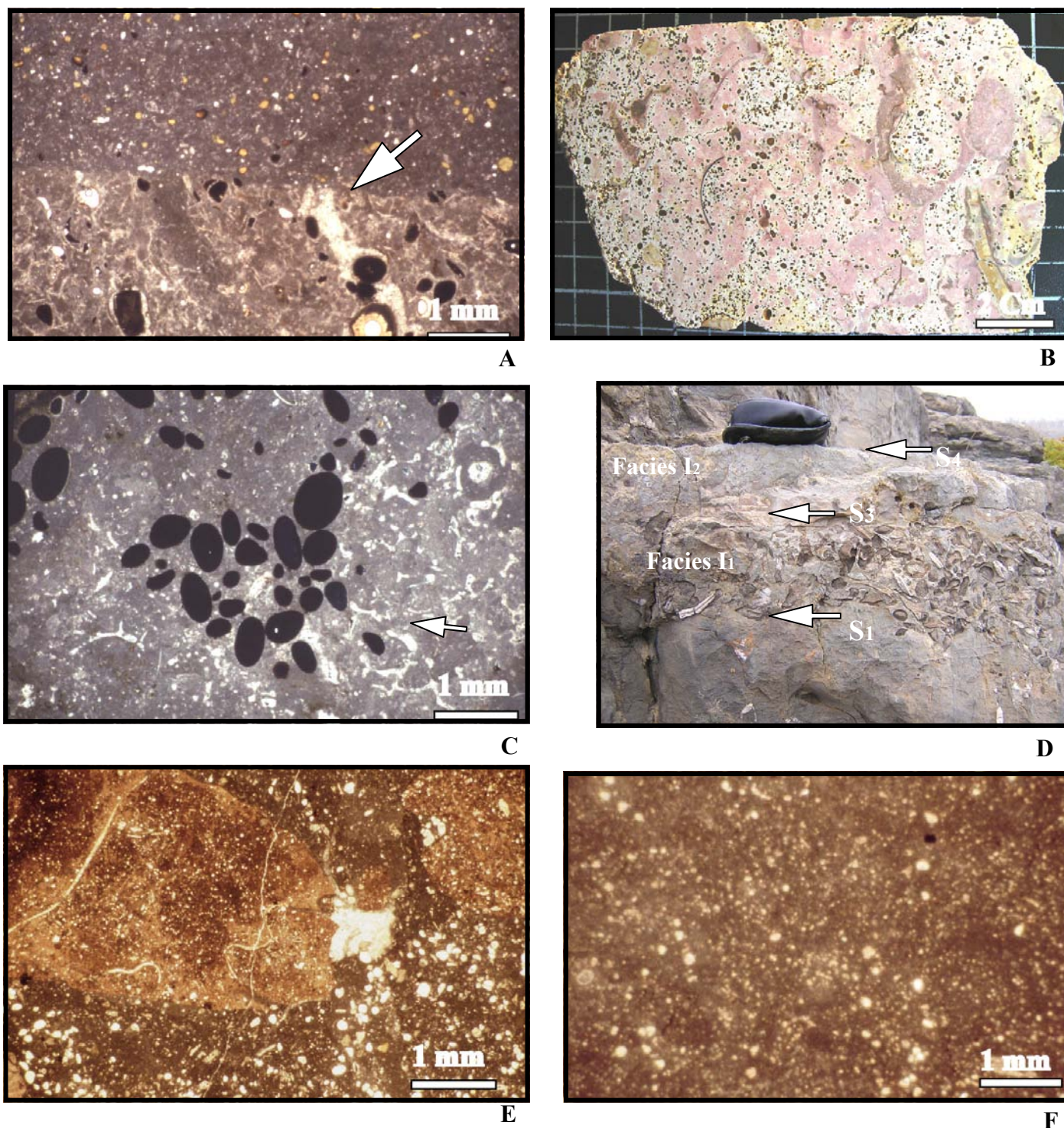


Lámina 9.2. A) Contacto entre las Subfacies H₃ y H₄ (Belchite). B) Subfacies H₄, de *wackestone* con restos de esponjas y ooides ferruginosos (Moneva). C) Detalle de las Subfacies H₄ de techo de la Capa de Arroyofrío (Alto del Caballo). D) Aspecto del nivel de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense (Ricla), están indicadas con flechas las superficies S₁, S₂ y S₃ y se observan las calizas *wackestone* a *packstone* con intraclastos ferruginosos y bioclastos (Subfacies I₁) y las calizas *wackestone* a *mudstone* con *Globuligerinas* y espículas de esponjas, (Subfacies I₂). E) Aspecto en lámina delgada de la subfacies I₁ se señala un fragmento de molde de ammonites ferruginizado. F) Visión general en lámina delgada de las Subfacies I₂.

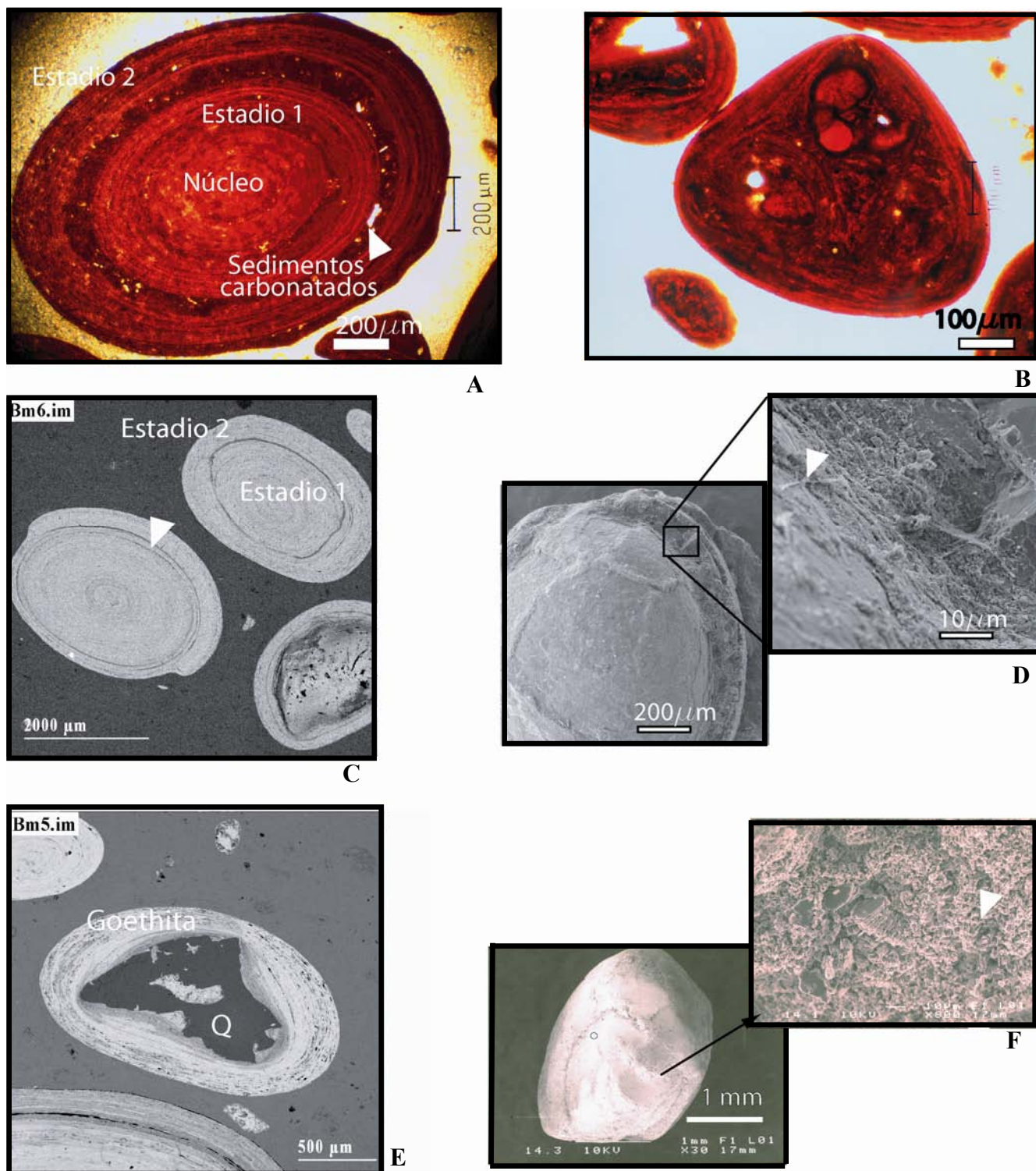


Lámina 9.3. A) Aspecto de un ooide ferruginoso donde se observan dos fases de crecimiento. B) Pisoide ferruginoso englobando un núcleo intraclástico con Globuligerinas. C) Diversos aspectos de ooides ferruginosos oxfordienses mostrando un desarrollo desigual de las láminas externas y crecimientos polifásicos. D) Láminaciones de carácter algal o bacteriano sobre la capa externa de un ooide ferruginoso Oxfordiense. E) Núcleo de cuarzo de un ooide ferruginoso. F) Detalle de la capa externa de un ooide ferruginoso Oxfordiense donde se observan apilamientos *Stacking* de Caolinita.

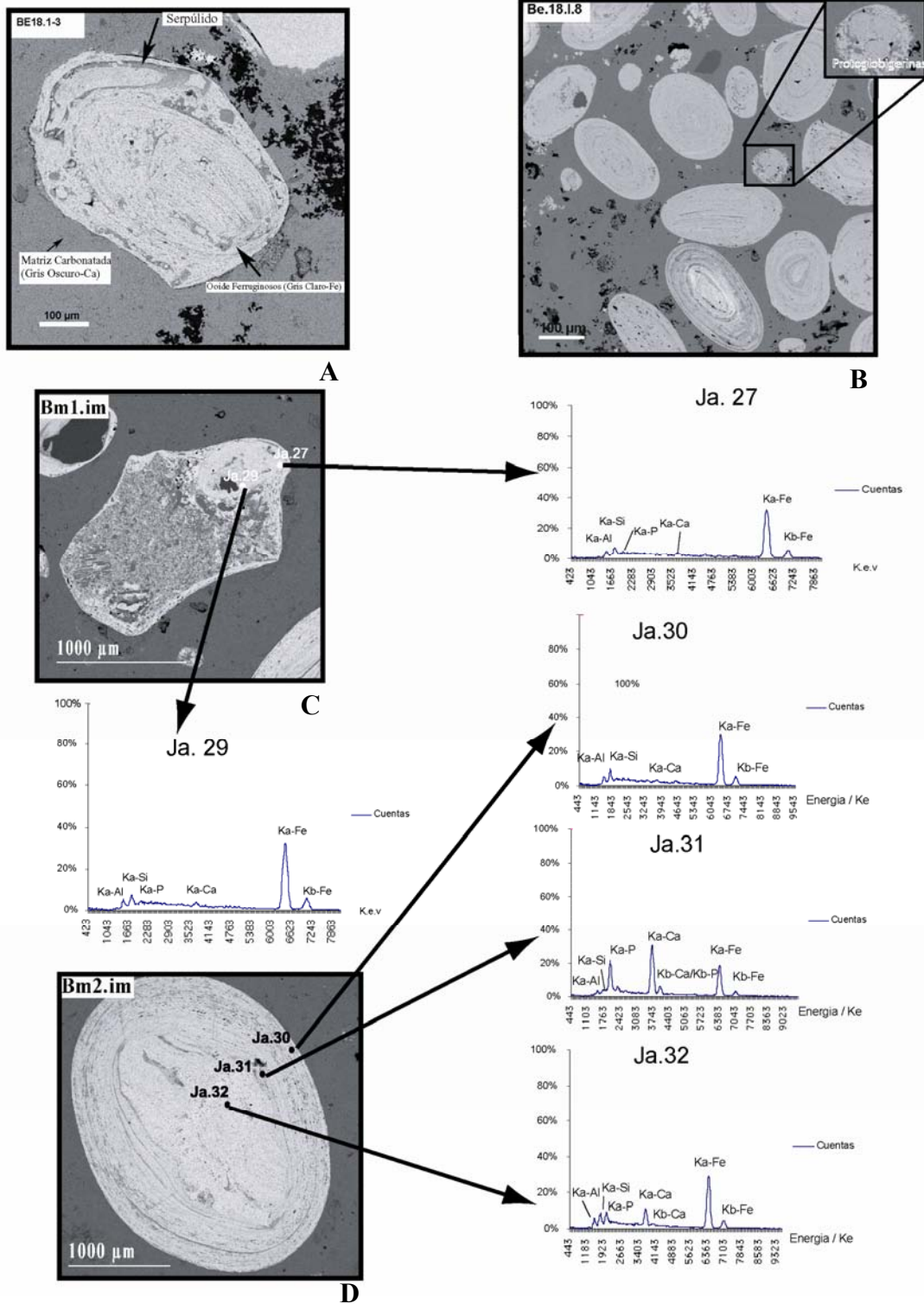
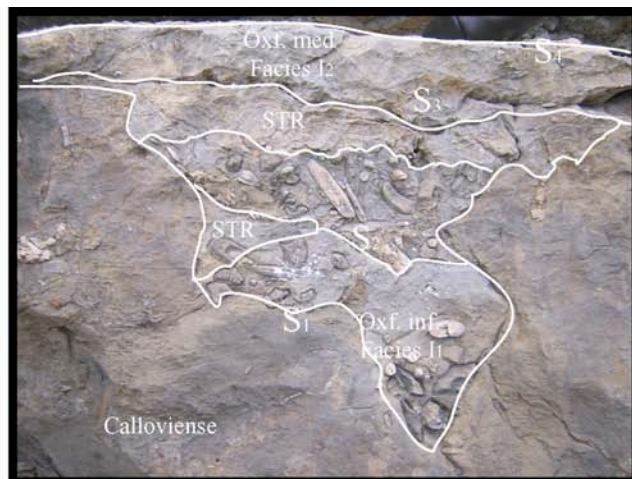


Lámina 9.4. A) Visión de microcopio electrónico de un ooide ferruginoso en el que se observa como crece un serpúlido en la capa externa del ooide. B) Detalle de el núcleo bioclástico (*Globuligerina*) de un ooide ferruginoso. C) Imagen de electrones retrodispersados (BEI) de un pisoide ferruginoso se muestran también dos espectros de SEM-EDX mostrando una composición similar del ooide del núcleo intraclástico y de la corteza externa. D) Imagen (BEI) de un ooide ferruginoso polifásico en el que se observan los espectros de un punto del núcleo (un fragmento de ooide) de una capa intermedia con sedimentos calcáreos y de la lámina más externa.



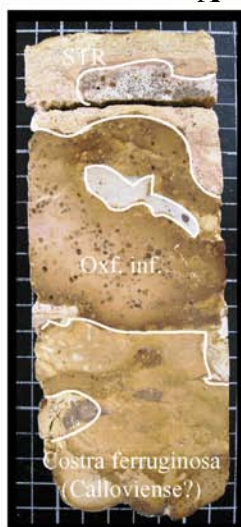
A



B



C



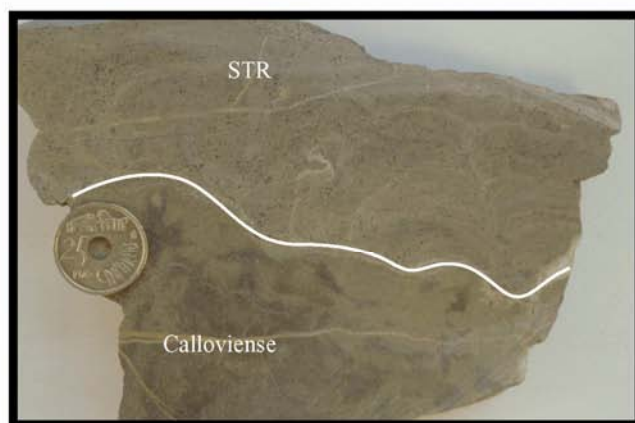
D



E



F



G

Lámina 9.5. A) *hardground* de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense (Alcorisa). B) Superficie de discontinuidad, superficies intermedias y las facies de relleno (Ricla). C) Perforación de Origen biogénico sobre la superficie de discontinuidad Calloviense-Oxfordiense (Ventolano). D) Discontinuidad Calloviense-Oxfordiense asociada a un *hardground*, fuertemente encostrado (Moneva). E) Crecimientos estromatolíticos del depósitos del Oxfordiense inferior (Aladrén). F) Detalle de los estromatolitos ferruginizados sobre la discontinuidad (Moneva). G) Aspecto de los estromatolitos sobre el límite Calloviense-Oxfordiense (Morata de Jalón).

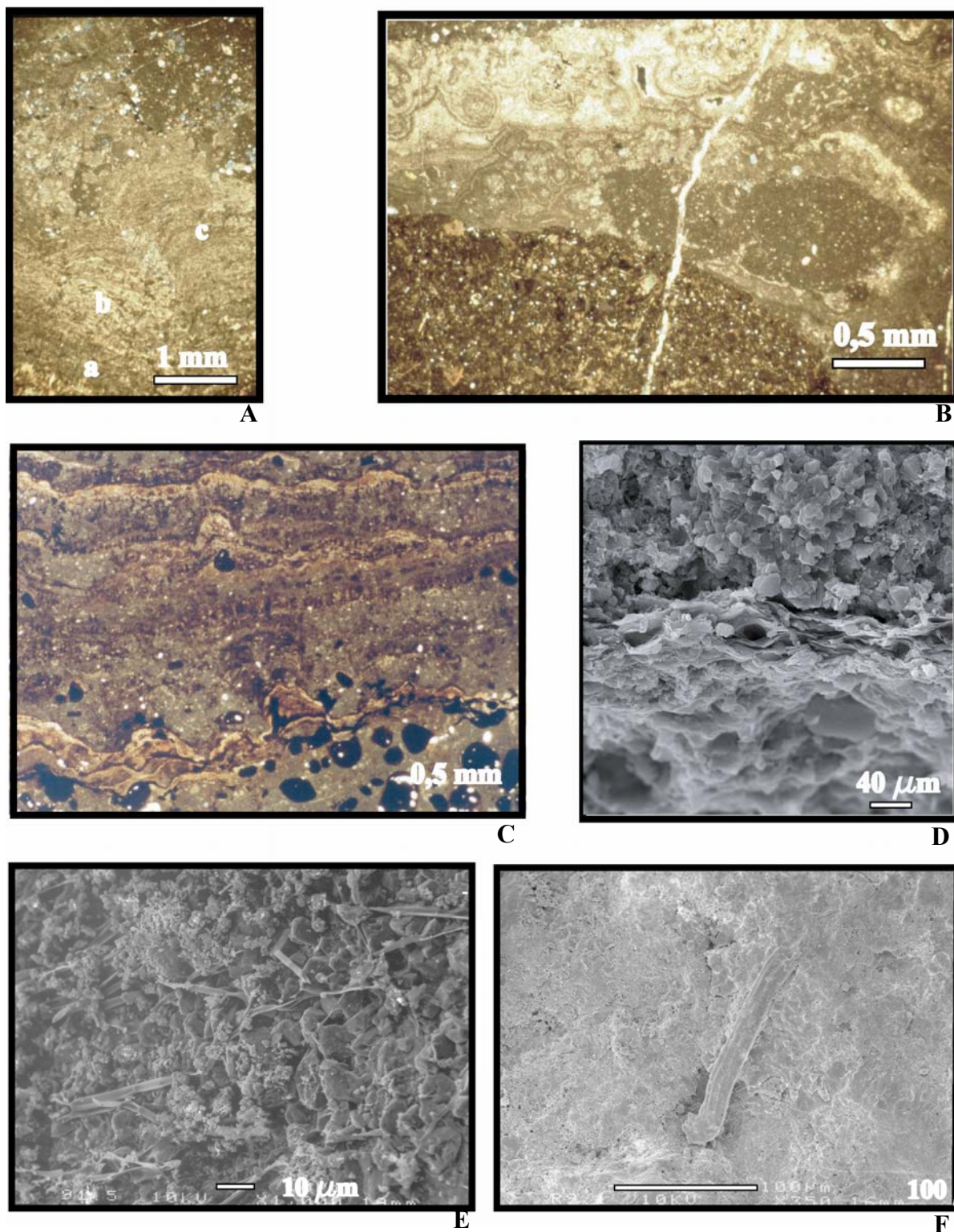


Lámina 9.6. A) Desarrollo vertical de crecimientos estromatolíticos: a- crecimientos de láminas planares a onduladas, b- crecimientos de láminas domáticas, c-crecimientos columnares y d - microestromatolitos. B) Cementos fibrosos asociados a crecimientos estromatolíticos (Ricla). C) Crecimientos de estromatolitos ferruginizados. D) Microfotografía de Microscopio Electrónico (SEM) de las láminas estromatolíticas (Aladrén). E) Detalle de una malla de filamentos de morfología planar atrapando sedimentos dentro de los estromatolitos. F) Filamento de gran tamaño y morfología planar.

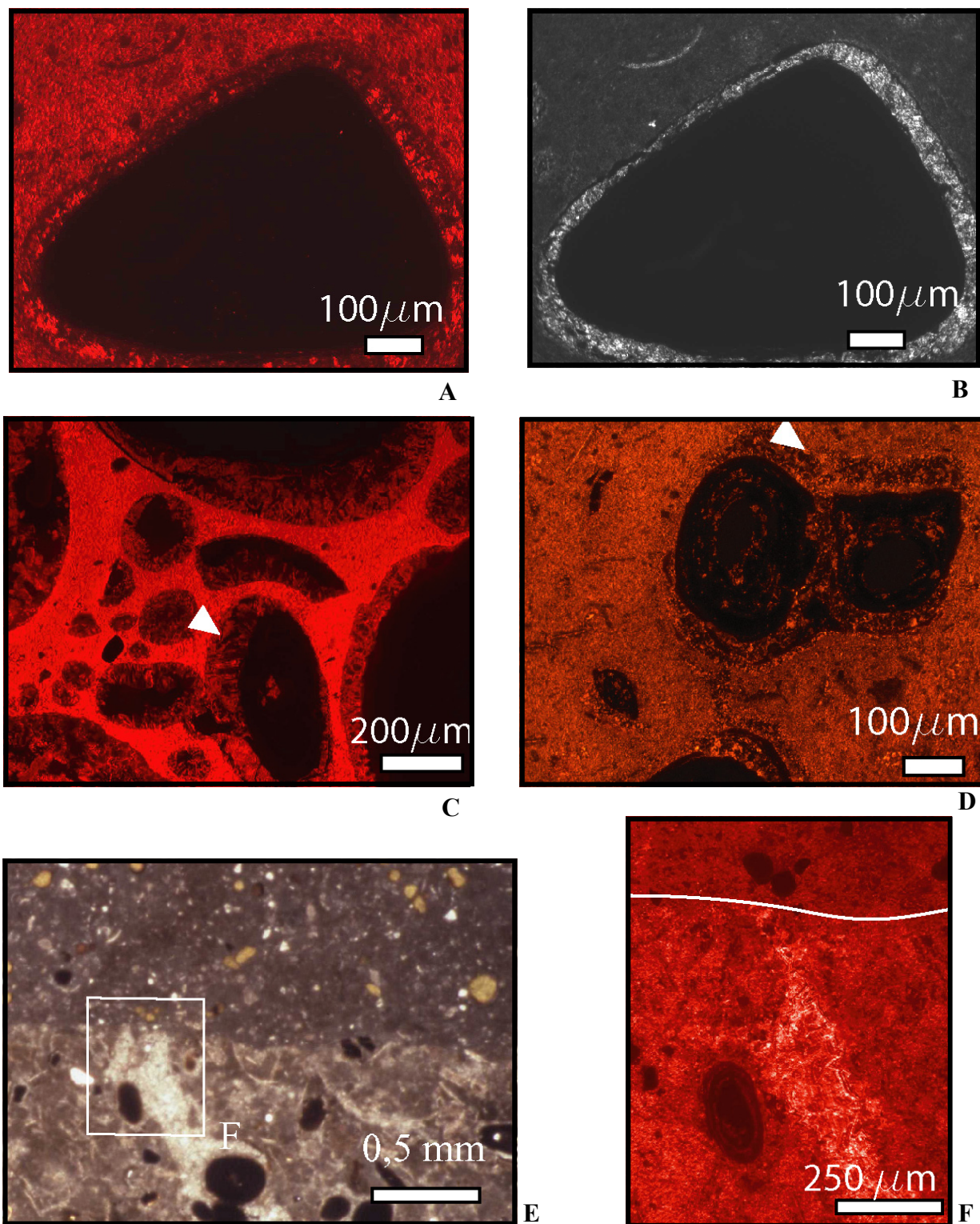


Lámina 9.7 A y B) Aspecto en microscopio óptico y en cátodoluminiscencia de los cementos *rim*, sobre los ooides ferruginosos. C) Cementos aciculares con morfologías *pendant* o en menisco con luminiscencia rojo mate (LM) a brillante (LB) y relictos No luminiscentes (NL) sobre los ooides ferruginosos y fosfáticos (Aladrén). D) Detalle de crecimientos de cementos luminiscente mate (LM) con relictos (NL) uniendo dos ooides y creciendo dentro de las capas del ooide. E y F) Cementos diagénéticos primarios (LB) cortados por la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense (Belchite).

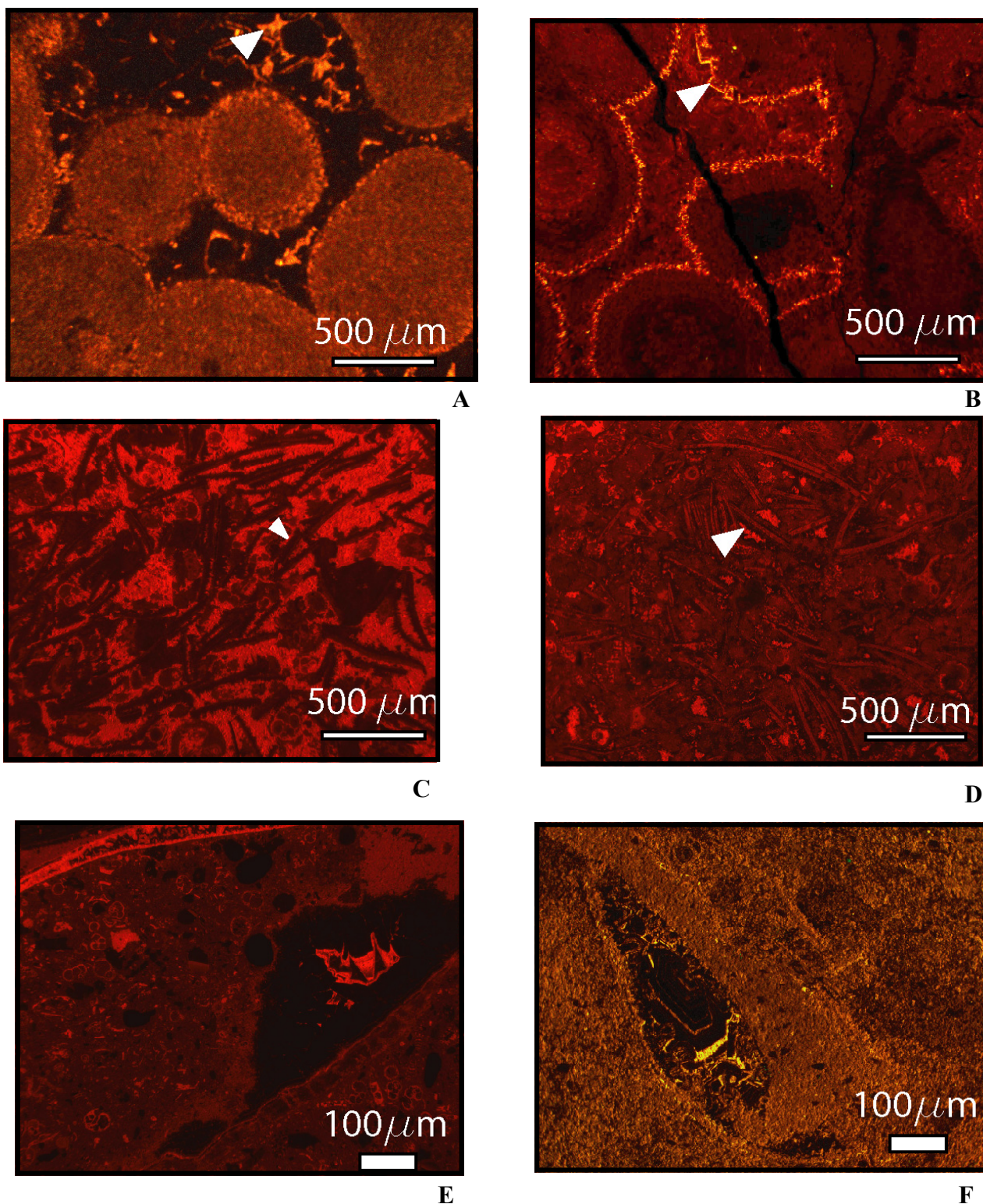


Lámina 9.8. A) Cementos NL a naranjas LB, dentro de la porosidad interpartícula de las facies de ooides bathonienses (Torre de las Arcas). B) banda de cementos rómbicos de tonos anaranjados (LB) sobre los ooides Bathoniense (Ejulve) C y D) Cementos primarios aciculares (NL) sobre los filamentos de las Facies F, por debajo de la discontinuidad, (Aguilón). E) Relleno vadoso con cementos (NL) en las facies I₁ (Ricla). F) Cementos NL a LB naranjas en una porosidad intrapartículas situada por debajo de la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense (Alcorisa).

Capítulo 10. Evolución sedimentaria del intervalo Oxfordiense medio- Kimmeridgiense inferior

10.1. INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se muestran los resultados del análisis sedimentológico de los materiales pertenecientes al intervalo entre el Oxfordiense medio y Kimmeridgiense inferior. Los materiales se encuentran englobados dentro de las Fm. Yátova la parte inferior de la Fm. Sot de Chera (Miembro Talamantes) y la Fm Aldealpozo (Miembro Veruela).

La sedimentación Oxfordiense presenta una gran diversidad de facies y espesores. En el área Noroccidental tiene espesores que varían entre 60 y 90 m. Estos espesores disminuyen hacia las zonas más distales y quedan reducidos a 5 a 12 m en la Sierra de Arcos y Calanda-Ráfales (Fig.10.1). En las zonas adosadas al Alto de Ejulve (Bulard, 1972), estos espesores se reducen a menos de 5 metros en la mayoría de los perfiles estudiados (Ejulve, Alcorisa, Obón).

El intervalo analizado se sitúa por encima de la Capa de Arroyofrío o sus equivalentes laterales. Únicamente en algunos afloramientos meridionales del sector del Maestrazgo Septentrional (Obón, Torre de la Arcas, Ejulve, Alcorisa) se sitúa directamente por encima de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. En cuanto a su posición bioestratigráfica su límite inferior que coincide con la base de la Fm. Yátova presenta una marcada heterocronía, asociada a una laguna estratigráfica de amplitud variable (Fig.10.2). En el área Noroccidental los primeros metros de la Fm. Yátova tienen una edad de Oxfordiense medio Biozona *Transversarium* (Subbiozona *Parandieri*). Por el contrario en las zonas más orientales (Sierra de Arcos, Maestrazgo septentrional, en los primeros niveles de la Fm. Yátova se recogen ammonoideos de la Subbiozona *Schilli* (Bello 2005). El límite entre las secuencias Oxfordiense y Kimmeridgiense (Aurell *et al.*, 2000 y 2002) se encuentra situado en la base del Kimmeridgiense inferior entre las Subbiozonas *Planula* y *Galar* de la Biozona *Planula* (Fig.10.2).

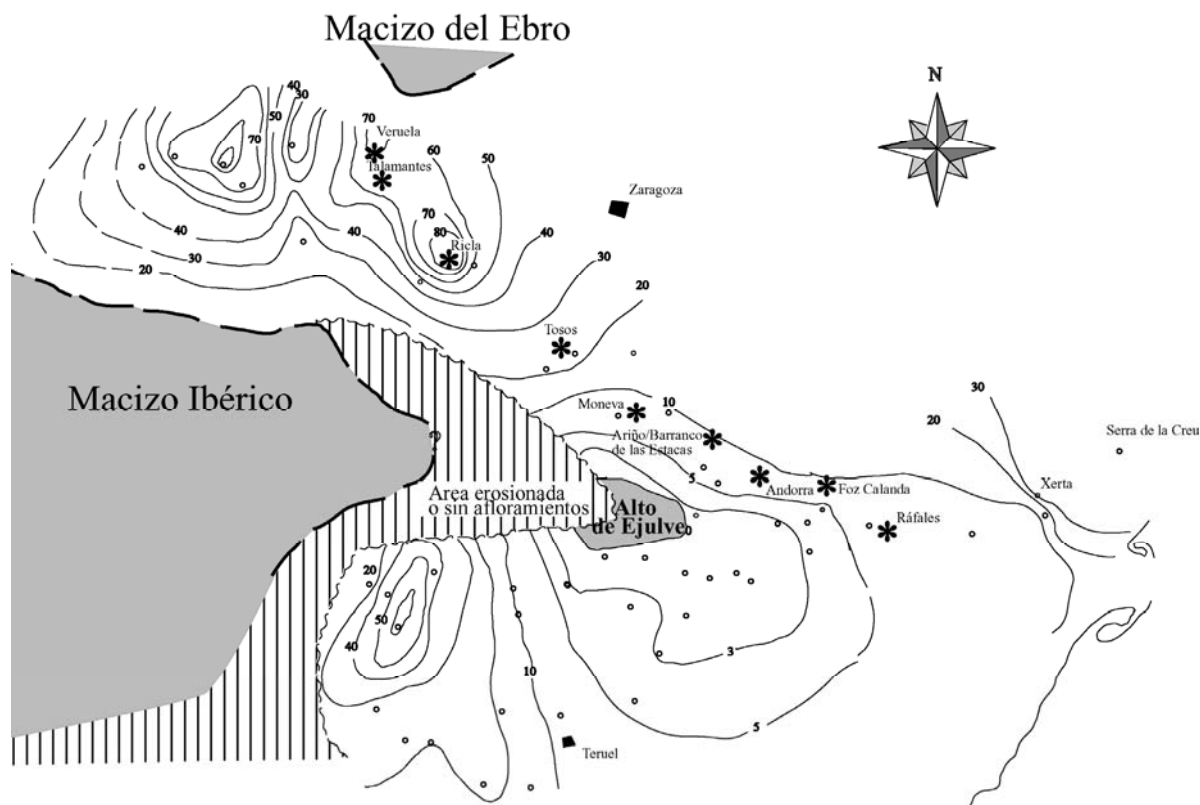


Fig. 10.1. Mapa de isopacas de los sedimentos depositados durante la secuencia Oxfordiense.

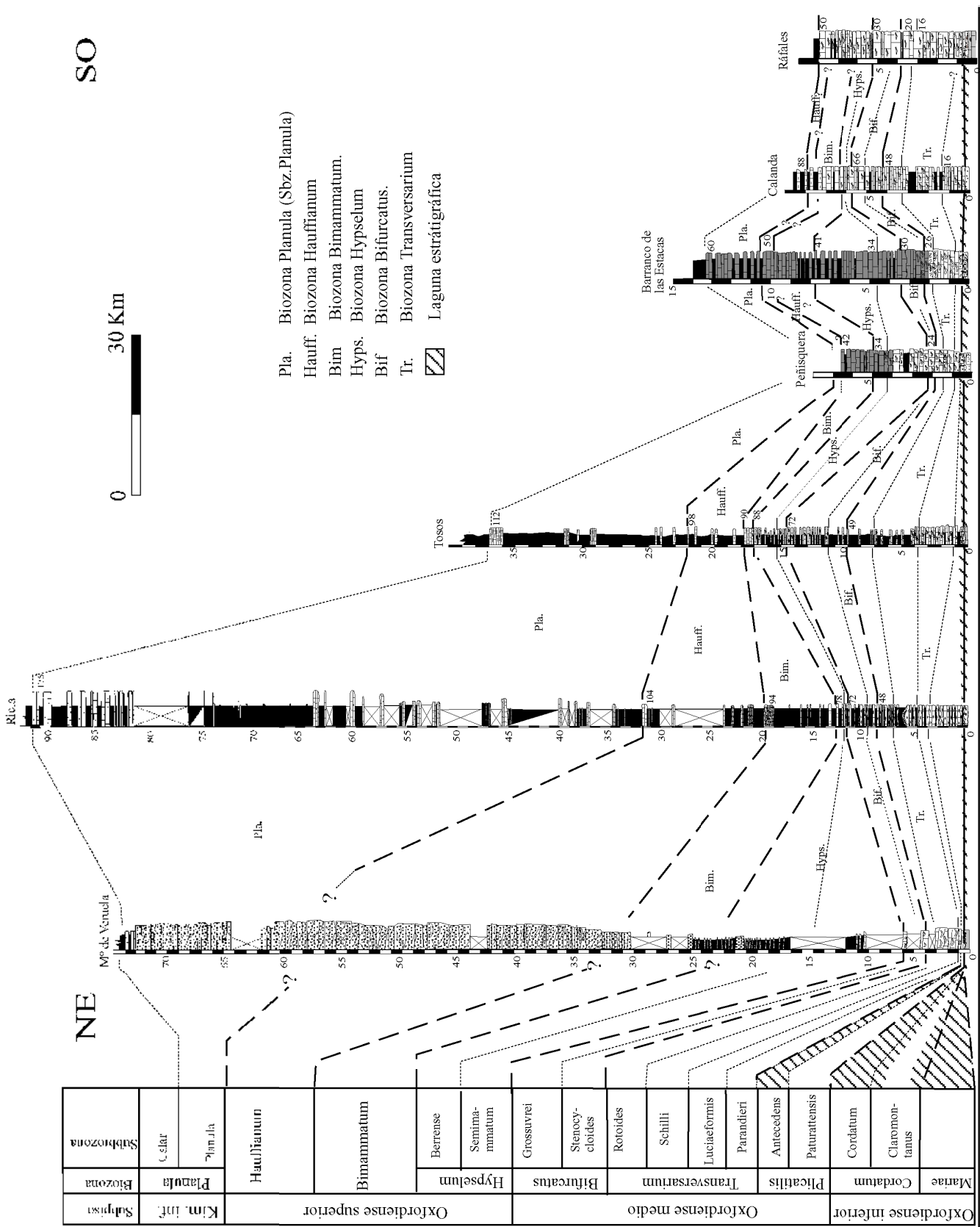


Fig. 10.2. Correlación de los materiales del Oxfordiense inferior-Kimmeridgiense inferior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica

10.2. ANÁLISIS DE FACIES

Los primeros análisis de facies de esta secuencia fueron realizados por Aurell, Salas y Meléndez (1989) y Aurell (1990) para el ámbito de la Cordillera Ibérica central, siendo revisados por Aurell *et al.* (1997) y Ramajo *et al.* (1998), que distinguen 5 grandes conjuntos de facies muy similares a los empleados en este trabajo (Fig. 10.3).

10.2.1. CALIZAS CON ESPONJAS Y BIOCLASTOS (FACIES J).

DESCRIPCIÓN

Este conjunto de facies incluye a las calizas cuyos componentes más destacados son los restos de esponjas. Se trata de las facies *Wackestone* de calizas de Aurell (1990) o las facies espongiolíticas de Aurell *et al.* (1997) y Ramajo *et al.* (1998). (Láminas 10.1. y 10.2). Se trata de facies similares a las observadas en otros puntos de las Cuencas que rodean el Tethys durante el Oxfordiense, en la Península Ibérica (Prebético Externo, Portugal) Francia (Cuenca de Paris), Alemania (Swabia Alps), Polonia, Rumania o la Cuenca de Neuquén en Argentina (Deusch *et al.*, 1990; Leifender *et al.*, 1994; Collin, 2000; Oloriz *et al.*, 2002 y 2005; Reolid, 2003; y Olivier *et al.*, 2004).

Estas calizas pueden presentarse en niveles de aspecto de masivo y tabular a noduloso o lenticular. Tienen espesores decimétricos a raramente un metro. La facies oscila entre *mudstone* a *wackestone* o incluso *packstone*. La matriz es micrítica en ocasiones de aspecto peloidal y a veces recristalizada a pseudoesparita. Puntualmente se observan una incipiente dolomitización, en los afloramientos de la Sierra de Arcos o el Sector Calanda-Ráfales, con cementos diagénéticos de dolomía ferrosa. Se ha observado esporádicos niveles bioconstruidos, con morfologías lenticulares (Aurell, 1990, Krautter, 1998, Ramajo *et al.*, 1998), que forman montículos o resaltes morfológicos, con espesores menores de 1,5 m. Los niveles de calizas presentan intercalaciones de margas de tonos grises a negros con aspecto de masivo a lajoso dispuestas en niveles que varían entre interestratos centimétricos a niveles de espesor mayor de un metro, presentándose en general en niveles decimétricos de espesores medios entre 0,1 a 0,4 m. Dentro de esta litofacies se pueden observar como ambas litologías se presentan de tres maneras diferentes: como bancos masivos de calizas con interestratos centimétricos margosos, como secuencias de orden decimétrico a métrico de carácter estrato y carbonatocreciente, y como raras secuencias de carácter estratodecreciente con incremento del porcentaje de marga.

Las esponjas son organismos filtrantes, compuestos en vida por una sustancia de carácter orgánica y proteínica, la espongina que rodean un esqueleto compuesto por pequeñas partes de naturaleza silíceas (*espículas*) que forma un endoesqueleto que confiere una cierta consistencia al organismo. Sin embargo a pesar de ser de naturaleza silícea no se conservan como tales el registro sedimentario debido a que la sílice (de tipo calcedonia o ópalo) no es estable en las condiciones normales del agua marina, por lo que necesariamente para que se conserven estas espículas, se debe de haber producido de manera contemporánea con el enterramiento un proceso de neoformación a calcita. Además de esta transformación mineralógica, para que se preserve la forma externa es normalmente necesario la existencia de otros organismos que fijándose sobre la superficie de la esponja permitan su preservación. Estas consisten tanto en laminaciones producidas por bacterias denominadas costras microbianas o Microbialitas (*Microbialite* o *Microbolite* según Riding, 1999; en Flugel, 2004), que se encuentra generalmente asociada a organismos como anélidos (*Serpúlidos*, *Terebella*) briozoos, y foraminíferos incrustantes como *Nubeculleridae*, *Bullopore*, *Tubyphites* y otros.

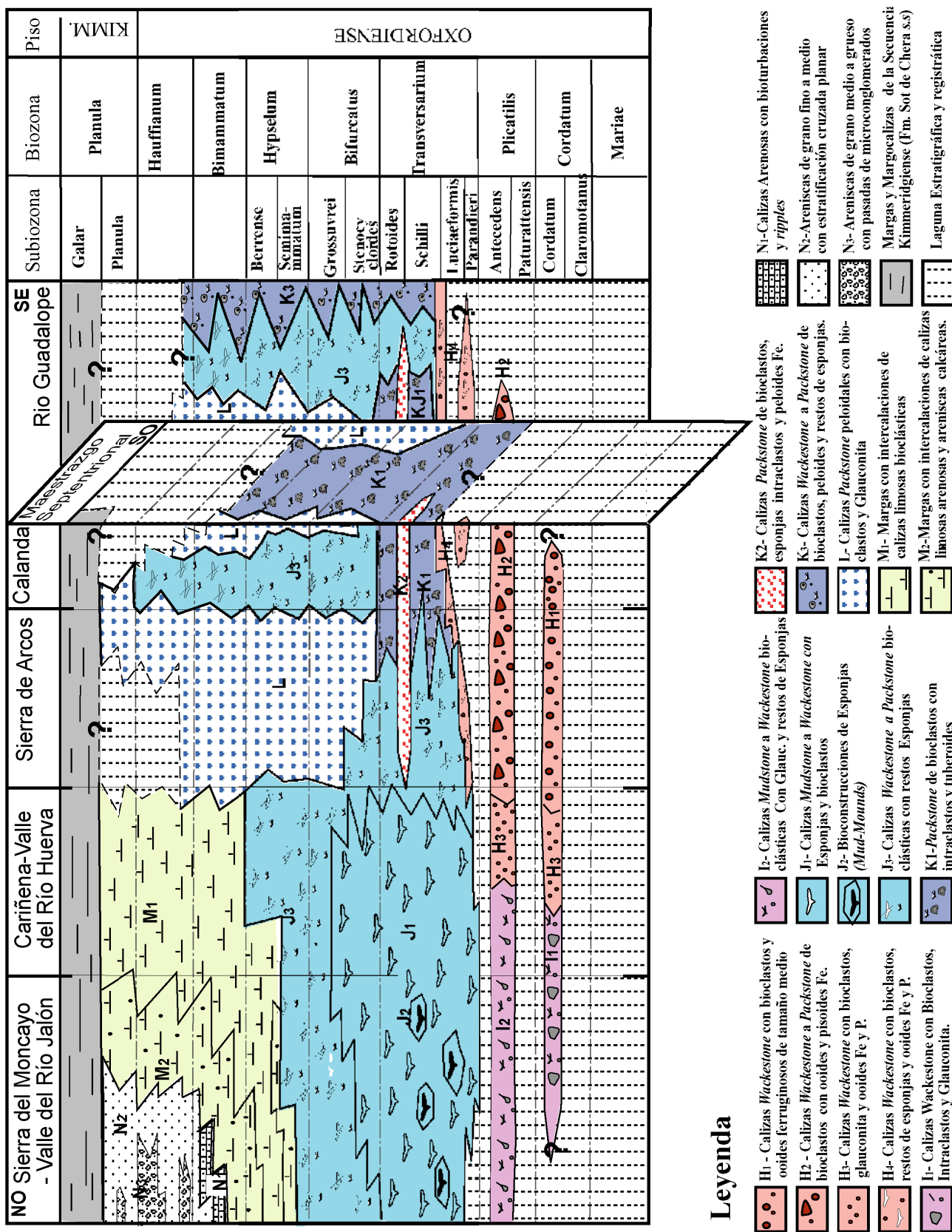


Fig. 10.3. Cuadro de distribución de facies durante el Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Las esponjas son principalmente de los grupos *Listhinidae*, *Hexactinellidae* (Pisera, 1991, Krautter, 1998), correspondiendo la mayoría de las mismas a este último con porcentajes de casi un 90%. Se trata de organismos con morfologías diversas predominando las de tipo discoidal (en forma de plato) a formas cóncavas, con forma de vaso o cuenco, y siendo minoritaria las tubulares o cilíndricas. Estas esponjas de morfología discoidal, pueden presentar en ocasiones dimensiones de hasta 0,5 m de diámetro. Estas formas varían en función de las condiciones medioambientales como la energía del medio y la cantidad de nutrientes.

Además de los restos que conservan parcialmente la morfología de las esponjas, se observan otra serie de componentes derivados de las mismas. El primero son los tuberoides que consisten en fragmentos más o menos redondeados de naturaleza micrítica procedentes de los sedimentos de micríticos que se depositan en el interior de la esponja. Su tamaño y forma son variables, por lo que para diferenciarlos de los peloides o intraclastos se ha de observar bien la presencia de espículas, la aparición de restos de organismos incrustantes o la existencia de costras microbiana de espesor milimétrico. Las espículas de esponjas, también pueden encontrarse sueltas dentro de las facies.

Además de los restos de esponjas, se identifican ammonoideos, belemnites, bivalvos braquiópodos (*Terebratulidos* y *Rinchonellidos*), crinoideos (placas sueltas y fragmentos de tallos), foraminíferos bentónicos, de entre los que se han identificado los generos *Spirullina*, Nodosariáceos como *Nodosaria* y *Lenticulina*, Miliólidos y foraminíferos aglutinantes; además de *Globuligerinas*, ostrácos, radiolas de equinodermos, restos de peces y esporádicos restos de corales solitarios.

Se identifican otros componentes como granos de cuarzo (Moncayo-Valle del Jalón) con porcentajes de entre 1 a un 5%, glauconita que localmente puede ser abundante (> 5%) y que aparece en los perfiles del Río Huerva y la Sierra de Arcos, o pirita en la zona del Moncayo. Se presentan también intraclastos y partículas similares a los oncoides, con encostramientos microbianos asociados a organismos incrustantes, fundamentalmente *Nubeculleridos* además de ocasionales pisoides o bioclastos ferruginizados.

Se han diferenciado tres subfacies en función de la abundancia de restos de esponjas frente a los bioclastos y de la existencia de bioconstrucciones.

J₁) WACKESTONE A MUDSTONE CON ESPONJAS Y BIOCLASTOS

Se identifica en casi todos los afloramientos (Fig. 10.3), preferentemente en el intervalo entre las Biozonas *Transversarium* y *Bifurcatus* y se presentan asociadas a las facies bioconstruidas, pasando lateralmente y en la vertical a las Subfacies J₃.

Presentan un aspecto de noduloso a tabular a veces masivo (Riela, Morata de Jalón, Tosos y Aguilón), con escasas intercalaciones de margas y margocalizos, superficies onduladas y una gran extensión lateral. Estos niveles masivos y continuos son seguramente los que Krautter en Leifender *et al.*, (1994) consideran como crecimientos biostromales. En estas zonas se observa una evolución vertical hacia secuencias estrato y carbonatocrecientes formadas por 2 o 3 niveles de calizas con intercalaciones de margas y margocaliza, con espesores raramente métricos. También se pueden observar en Riela y Tosos posibles secuencias margocrecientes a techo de la Biozona *Transversarium* y base de la Biozona *Bifurcatus*, (Subbiozonas Schilli y Rotoides).

En esta facies predominan las texturas no granosostenidas, con las esponjas y bioclastos envueltos por una matriz micrítica grumosa o peloidal. Las esponjas presentan un buen estado de conservación, como consecuencia de la acción de las costras microbianas y los organismos incrustantes (Serpúlidos, Briozoos y *Nubeculleridos*). Las costras tienen en general un espesor milimétrico y raramente centimétrico, estando compuesta por crecimientos bacterianos que presentan un mayor desarrollo en las facies de montículos (J₂), donde se describirán con detalle (Lámina 10.1,A. y B). Son relativamente abundantes las espículas sueltas de *Hexactinelidas* y los tuberoides, procedentes tanto de los esponjas como de las costras microbianas. Estos tuberoides presentan gran variedad de tamaño y de formas, predominando las irregulares. Sin embargo en la zona de Tosos- Aguilón, se observan en las Subbiozonas Luciaeformis y base de Schilli (Bello, 2005) niveles con facies *wackestone a mudstone* de tuberoides, relativamente bien clasificados y redondeados a subredondeados, lo que indicaría un cierto grado de trasporte desde áreas relativamente alejadas.

Los bioclastos observados son similares a los descritos para el conjunto de facies con esponjas (ammonoideos, belemnites, braquiópodos, bivalvos, crinoideos, foraminíferos bentónicos y planctónicos, si bien se constata una mayor abundancia de organismos bentónicos como los Braquiópodos (*Terebratulidos* y *Richonellidos*) y los crinoideos, de los que se observan tanto placas sueltas como fragmentos de tallos. Dentro de los foraminíferos bentónicos se observa una presencia mayoritaria de *Spirullina* y Nodosariaceos con formas cónicas y ovoidales, siendo escasos los de tipo uniseriado, los *Miliólidos* y los foraminíferos aglutinantes. En los niveles inferiores se aprecia una mayor proporción de foraminíferos planctónicos (*Globuligerinas*), cuya presencia va disminuyendo hacia techo.

En el Moncayo y Riela, se constata la presencia de hasta un 3% de granos de cuarzo en los primeros bancos de la Subbiozonas Parandieri y Subbiozona Luciaeformis. En Aguilón y Tosos se observa glauconita en granos o como crecimientos y neoformaciones de bioclastos por glauconita, cuya presencia se hace más notoria a partir del límite Transversarium-Bifurcatus. Se observa también la neoformación de bioclásticos por minerales fosfáticos (francolita) o ferruginosos (chamosita).

Estas facies se disponen en una serie de secuencias elementales marga-caliza, donde se puede diferenciar una ordenación interna en varios tramos, en función de la posición la abundancia y la preservación de los restos de esponjas (Fig. 10.4).

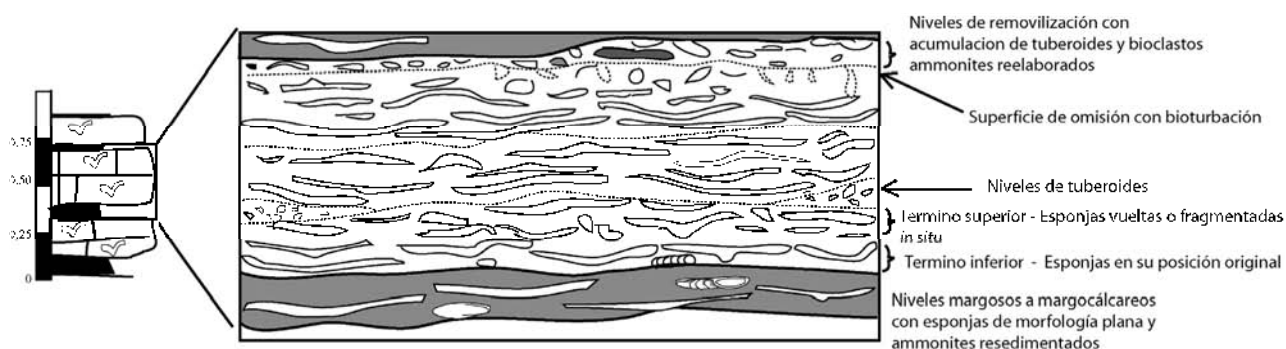


Fig. 10.4. Secuencias elementales observadas en las Facies J₁.

La ordenación interna de estas secuencias consta de los siguientes tramos:

- Un tramo inicial margoso de espesor centimétrico, con esponjas de morfología planar y bioclastos, (belemnites, ammonioideos, braquiópodos etc). Las esponjas se encuentra normalmente en la posición original en la que vivían, pudiendo estar fracturadas como consecuencia de la compactación de los niveles carbonatados superiores.

En las calizas se observan las secuencias centimétricas a decimétricas, con tres términos (Fig.10.5):

- Uno inferior constituido por esponjas de tamaño medio a grande, hasta más de 45 cm de diámetro (*Hexactinellidas*) dispuestas de manera subparalela a la estratificación, y conservadas en su posición de máximo equilibrio hidrodinámico (Meléndez y Fernández-López, 2004). Estas esponjas están acompañadas por braquiópodos y crinoides. Presentan costras microbianas *Microbialites* (Flügel, 2004), como las descritas por Leinfelder *et al.* (1994), Oloriz *et al.* (2003), Olivier *et al.* (2004) y Reolid *et al.* (2005). Se observa como este tramo centimétrico a decimétrico y aspecto lenticular a noduloso pasa lateralmente a niveles de *mudstone-wackestone* con tuberoides, heterogéneos e irregulares, y bioclastos.
- El segundo termino está compuesto por esponjas vueltas o fragmentadas con escaso o nulo transporte, que muestran también costras microbianas y fósiles bentónicos acompañados de restos de fauna nectónica y planctónica en mayor cantidad. Hacia techo se puede observar una mayor fragmentación o redondeamiento de los fragmentos de esponjas.
- Por ultimo, estas secuencias se pueden encontrar culminadas por un nivel de removilización de espesor centimétrico con bioclastos, fragmentos de esponjas rotas y redondeadas y ammonites reelaborados, o bien por una superficie de omisión ferruginizada con abundante bioturbación.

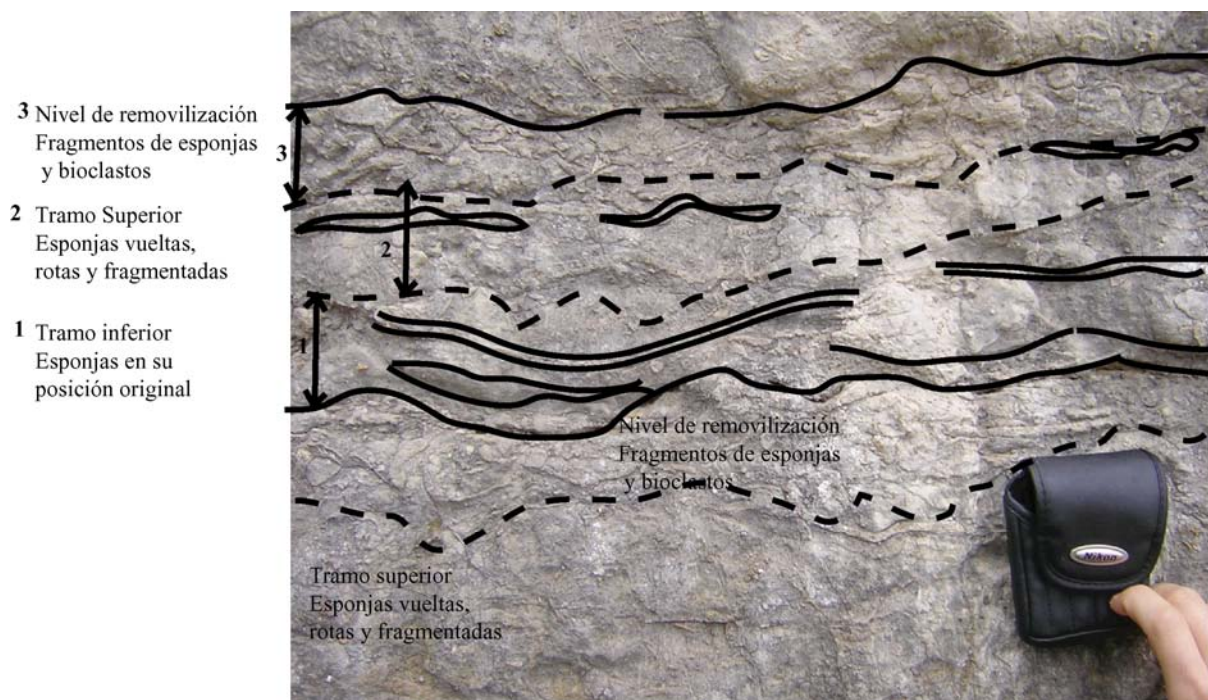


Fig. 10.5. Secuencias elementales reconocidas en los materiales de la Biozona Transversarium (Ricla).

Las calizas de esta Subfacies están formadas por una o varias de estas secuencias, en las que pueden faltar el término margoso o el de esponjas en posición original (Fig. 10.5). Los términos inferiores de estas secuencias son frecuentes en la zona más noroccidental (Riela, Morata de Jalón y Calatorao, Tosos y Aguilón) durante la parte inferior de la biozona Transversarium (Subbiozonas Parandieri, Luciaeformis y Schilli) alternando con niveles bioconstruidos. En las zonas de Sierra de Arcos (Peñisquera, Moneva, Moyuela) y Moncayo (Veruela y Talamantes), predominan por el contrario los términos con esponjas fragmentadas y vueltas siendo raras las con esponjas conservadas *in situ*.

J₂) BIOCONSTRUCCIONES DE ESPONJAS (MOUNDS).

Estos niveles se desarrollan en el área noroccidental (Talamantes, Veruela, Riela y Calatorao), así como en los afloramientos de Jabaloyas y Villel en el área de la Sierra de Albarracín (Aurell, 1990, Bello, 2005). Las bioconstrucciones tienen morfologías de *mounds* o montículo. Muestran tanto una base plana a irregular y una superficie de techo convexa como una morfología biconvexa a lenticular. Presentan espesores decimétricos y raramente mayores de 1,5 m (Talamantes, Veruela). Se presentan en niveles de extensión limitada una decena de m como mucho o formando niveles en los cuales se desarrollan una serie de bioconstrucciones que se siguen a lo largo de unas decenas de m. Se presentan únicamente en los materiales de las Subbiozonas Luciaeformis y Schilli. En el presente trabajo para referirnos a ellos se ha usado el término de *mound* o montículo, que hace referencia a la morfología y a la existencia de un relieve positivo sobre los materiales adyacentes.

Los niveles bioconstruidos están constituidos fundamentalmente por la acumulación de esponjas y fango micrítico que se encuentra fijado por la acción preservadora de las costras bacterianas, que lo retienen y fijan así como por la acción de pantalla de las esponjas, con facies tipo *Bindstone* a *Bafflestone* (Ramajo *et al.*, 1998b). Estas bioconstrucciones han sido incluidas dentro de los *Siliceous Sponge mud-mounds* del Jurásico Superior de la Cuenca Ibérica en Leininger *et al.* (1993 y 1995) debido al gran volumen de fango micrítico que acumulan. Estas bioconstrucciones pueden clasificarse como *microbialitas* debido a la importancia que tienen las costras microbianas en su formación. Se trataría de arrecifes orgánicos (*organic reef*) según Riding (2002) y no de *mud-mound*, que son montículos formados por un porcentaje mayoritario de fango micrítico, donde es difícil distinguir la existencia de ningún otro organismo. Dentro de esta categoría de arrecife orgánico se encontraría entre los denominados *cluster reef*, formados por elementos esqueléticos situados juntos pero no necesariamente en contacto y los *frame Reef*, en los cuales los elementos esqueléticos están en contacto tanto con los organismos que forman la bioconstrucción, como los encostramientos o crecimientos microbianos que se encuentran entre los mismos. Estas bioconstrucciones son similares a las descritas por Olóriz *et al.* (2003) en el Oxfordiense del Prebético Externo, aunque estas últimas tienen una extensión temporal mayor, hasta la Biozona Bifurcatus.

En cuanto a la estructura interna de dichos montículos se observa una distribución de las facies, en función de la posición que ocupan dentro de los mismos, esta distribución es similar a la observada en otras bioconstrucciones del Jurásico (Olóriz *et al.*, 2003).

Estos montículos se desarrollan a partir de un sustrato inferior relativamente consolidado (*Firm ground*), como puede ser el techo de otro nivel calcáreo situado en una posición inferior, o incluso como (Riela y Calatorao) una esponja de grandes dimensiones. Por encima de esta primera etapa de colonización del sustrato se produce el crecimiento de esponjas y microbialitas. Esta primera parte

esta compuesta por el apilamiento de esponjas planas intensamente colonizadas por epibiontes, (serpúlidos y briozoos) y con un escaso desarrollo de costras microbianas, de manera similar a lo descrito por Oloriz *et al.* (2005) y a lo observado en los niveles biostromicos de las facies J1. A continuación se produce un apilamiento menos denso de las esponjas, desarrollándole sobre todo las microbialitas o costras microbianas. Estas costras microbianas que se disponen sobre los restos generalmente bioerosinados o perforados por organismos de las esponjas, presentan una zonación interna similar a la descrita por Olivier *et al.* (2004) y Reolid *et al.* (2005) (Fig. 10.6).

Esta zonación consta de varias fases:

- Una primera en la que sobre las zonas externas de la esponja, que pueden estar perforadas por organismos, se desarrolla una primera colonización por organismos epibiontes (serpúlidos y briozoos preferentemente). Esta primera fase se desarrolla tanto en la parte superior como inferior de la esponja (Lámina 10.1.D-F).
- Una segunda compuesta por la alternancia de laminaciones microbianas de tonos oscuros asociadas organismos de carácter incrustante, fundamentalmente *Nubeculleridos* y otros como *Bullopورا*, foraminíferos incrustantes similares a *Tolypammina*, serpúlidos y anélidos como *Terebella*. Estas láminas pueden atrapar sedimentos micríticos de carácter peloidal a grumoso. Esta primera fase presenta una disposición laminar a ondulada con un espesor milimétrico a centimétrico, que tiende a desarrollar hacia la parte superior del mismo crecimientos semicirculares a domáticos (M1 de Olivier *et al.*, 2004, *planar encrustations* de Reolid *et al.*, 2005).
- Por encima se observa una laminación con la alternancia de láminas micríticas, organismos incrustantes y sedimento micrítico, que presenta un desarrollo vertical desde domos aislados a formas columnares (M2. Olivier *et al.*, 2004, *Columnar encrustations* de Reolid *et al.*, 2005).
- Por ultimo se observa, en aquellos crecimientos que tienen un mayor desarrollo, una tercera fase compuesta por finas láminas de micrita de tonos mas oscuros, en las que las costras microbianas engloban capas de micrita de tonos mas claros en ocasiones de aspecto grumoso. Esta laminaciones tienen un aspecto más ondulado e irregular y recubre los crecimientos columnares anteriores, con un aspecto que recuerda a los estromatolitos (Fase M3 de Olivier *et al.*, 2004). Por encima se observan facies de *mudstone* con bioclastos o la colonización del sustrato por otra esponja.

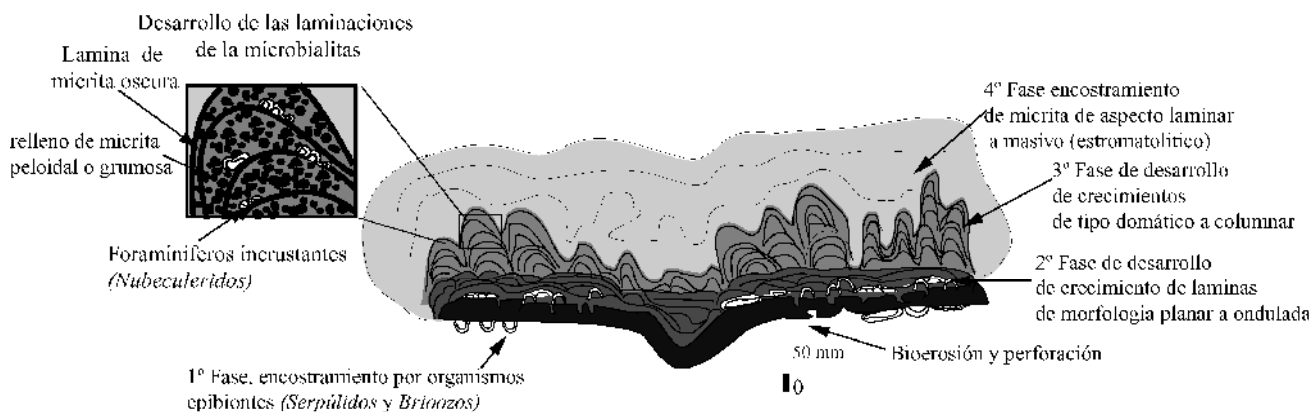
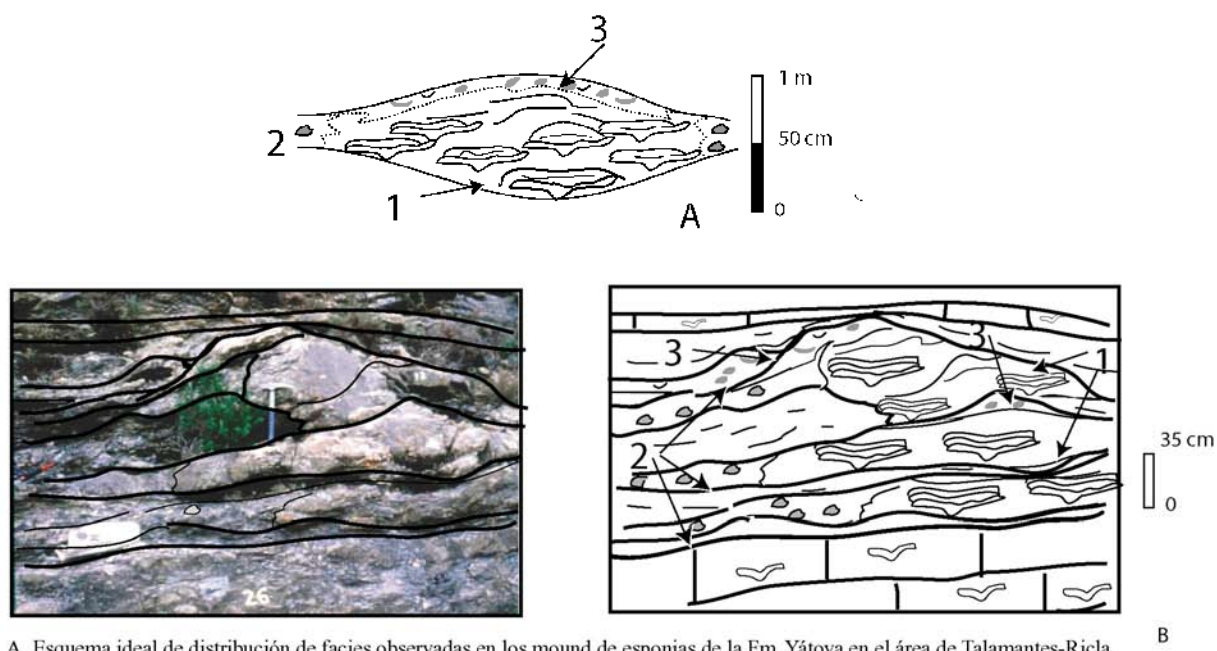


Fig. 10. 6. Esquema idealizado del desarrollo de las costas microbianas (Microbialitas).

Estas microbialitas alcanza su mayor desarrollo en la parte media a superior de los montículos, donde las esponjas presenta una densidad menor. En la parte basal, la bioconstrucción se desarrolla fundamentalmente por el apilamiento de la esponjas y estas costras tienen un desarrollo menor. En la mayor parte de los casos se observa únicamente la fase de colonización por epibiontes y los crecimientos microbianos de la 1ª fase de encostramiento planar, siendo raros los desarrollos columnares y la última fase de laminación micrítica masiva a ondulada.

Los niveles bioconstruidos pasan lateralmente a facies de *mudstone* a *wackestone* de tuberoides, espículas de esponjas y escasos restos de bioclastos, o a niveles margosos con escasos fragmentos de esponjas y fósiles con ammonoideos resedimentados (Fig. 10.7). Tanto por encima de los niveles bioconstruidos como en su interior, existen niveles de removilización, procedentes de la destrucción de la bioconstrucción. Estos niveles de removilización presentan facies de *wackestone* a *packstone* de esponjas, tuberoides y bioclastos, de entre estos los que destacan restos fragmentados de crinoides (Riela) o de corales solitarios (Vruela, Talamantes). Estos niveles tienen un carácter lenticular con una cierta gradación, ammonoideos reelaborados y terminan en una superficie de omisión (Fig. 10.7).

La secuencia ideal se identifica solo en los montículos de tamaño decimétrico (Riela y Calatorao). En los que tienen un espesor métrico lo normal es la existencia de varios de estos ciclos amalgamados unos sobre otros y separado por superficies de erosión o truncamiento asociadas a niveles de removilización.



A. Esquema ideal de distribución de facies observadas en los mound de esponjas de la Fm. Yátova en el área de Talamantes-Riela.
 1. Zona de bioconstrucción formada por esponjas en posición de vida y costras microbianas ,con facies de *Bafflestone* a *Bindstone*.
 2. Zonas intermonticulos caracterizadas por una facies de *Mudstone* a *Wackestone* de tuberoides.
 3. Niveles de Removilización y destrucción del monticulo con facies de *Packstone* a *Wackestone* de tuberoides y bioclastos.
 B. Esquema de Campo de un monticulo de os afloramientos de Riela mostrando las diferentes zonas, diferenciadas.

Fig. 10.7. Aspectos de la distribución de las facies observadas en los montículos: A. Esquema ideal de distribución de facies observadas en los montículos de esponjas en el área de Talamantes-Riela. B. Esquema de Campo de un monticulo en los afloramientos de Riela, mostrando las diferentes facies diferenciadas.

Los niveles formados por la acumulación de varios de estos ciclos de crecimiento son bastante comunes entre los montículos del área de Talamantes y Veruela. En estos afloramientos se observa también una mayor entidad de los niveles de acumulación o apilamiento de esponjas frente al tramo donde predominan los encostramientos bacteriano (*microbialitas*). Además en estos niveles bioconstruidos más proximales se observa la existencia de corales ahermatípicos, que se concentran hacia la parte superior de los tramos bioconstruidos y en los niveles de removilización.

J₃) WACKESTONE A PACKSTONE DE ESPONJAS Y BIOCLASTOS.

Las calizas presentan texturas de tipo *wackestone a packstone*. Presentan frecuentes niveles ferruginizados y superficies encostradas (*hardgrounds*) sobre todo a techo de las calizas con esponjas. Los restos de esponjas se suelen encontrar rotas y fragmentadas y cuando se encuentran bien conservadas se suelen encontrar en posición de máximo equilibrio hidrodinámico, invertidas con respecto a la posición original (Lámina 10.2.B-D).

Las costras microbianas tienen un desarrollo bastante menor que en las facies anteriores, identificándose normalmente solo las dos primeras fases de colonización de las esponjas (colonización por epibiontes y los encostramientos planares). Junto a los restos de esponjas rotas se encuentran abundantes tuberoides. Estos son en general fragmentos de esponjas, envueltos o no por costras microbianas, que presentan forma irregular a sudredondeadas y que pueden llegar a formar más de un 30% de la roca. Los bioclastos son muy abundantes (representando normalmente más del 30% del sedimento) y están muy fragmentados. Se han identificado fragmentos de belemnites, braquiópodos, bivalvos, ammonoideos *Globuligerinas*, foraminíferos bentónicos (*Nodosariaceos*, *Lagénidos*, *Spirullina*, formas de tipo uniseriado y restos de foraminíferos aglutinantes). placas de crinoideos, radiolas de equinodermos, algunos ostrácodos y gasterópodos.

Se observa la presencia de peloides, que pueden ser localmente abundantes (Moneva, Peñisquera, la Cañada de Verich). Aparecen también intraclastos y granos con envueltas, que tienen morfologías subredondeadas a redondeadas, con tamaños de entre 0,2 a 0,5 mm. Están formados por un núcleo bioclástico (crinoideos), intraclástico o tuberoides y restos de esponjas, que se presentan rodeados por encostramientos de tipo microbiano similares a los de las esponjas. Estos encostramientos están constituidos por láminas de micrita de tonos oscuros, de morfología planar, ondulada o domática, de continuidad lateral limitada y carácter concéntrico, que rodean total o parcialmente el núcleo. Asociadas a estas laminaciones se observan organismos incrustantes como *Nubeculeridos*, serpúlidos y anélidos del género *Terebella*. Estas partículas son similares a las observadas en el Prebético Externo por Reolid *et al.* (2005) y se pueden clasificar como oncoides (Flügel, 2004). Estos oncoides presentan porcentajes minoritarios dentro de estas facies, alcanzando raramente el 10% de las mismas. En los afloramientos de Tosos, Moneva y Peñisquera y en la zona de Calanda, se constata también la presencia de glauconita generalmente como granos neoformados a partir de restos de foraminíferos, que localmente puede ser abundantes. En el área Noroccidental (Veruela-Ricla) se observa la presencia de granos de cuarzo tamaño limo, cuya abundancia se hace mayor hacia la parte superior de la serie (3 al 5%). En general se observa una intensa bioturbación que aumenta hacia a techo de los estratos.

Las calizas alternan con niveles de margas lajosas a laminares, de espesores decimétricos a centimétricos con escasos restos fósiles como ammonoideos, belemnites y braquiópodos, donde las esponjas pueden encontrarse fragmentadas en su posición original, por efecto de la compactación postde-

posicionales, o bien encontrarse en posición invertida. Las calizas presentan una ordenación interna diferente a la observada en las Subfacies J₁ (Fig. 10.8).

Existe un tramo inicial de espesor centimétrico a decimétrico, en el que las esponjas se encuentran apiladas en posición invertida y colonizadas por costras microbianas de escaso desarrollo. Este tramo evoluciona en la vertical a niveles de esponjas rotas y fragmentadas con tuberoides y gran cantidad de bioclastos, intensamente bioturbados a techo. Estos depósitos se encuentran truncados por una superficie erosiva que da paso a un depósito gradado de facies *packstone* compuesto por tuberoides y bioclastos, con frecuentes ammonioideos reelaborados. Los estratos de calizas suelen encontrarse culminados por un *hardground* fuertemente ferruginizado y encostrado (Fig. 10.8.).

En general estos niveles se presentan ordenados en secuencias estratocrecientes formadas por dos o tres pares marga-caliza. En los afloramientos de la zona Noroccidental estas secuencias pueden llevar aparejado el incremento en el porcentaje de cuarzo, en los niveles situados entre las biozonas *Bifurcatus* y *Hypselum*. En la zona de Moneva-Peñisquera y en el área de Calanda los intervalos margoso presenta escaso desarrollo, con el predominio del tramo calcáreo y un mayor desarrollo de los niveles de removilización y del tramo de esponjas fragmentadas y rotas.

INTERPRETACIÓN

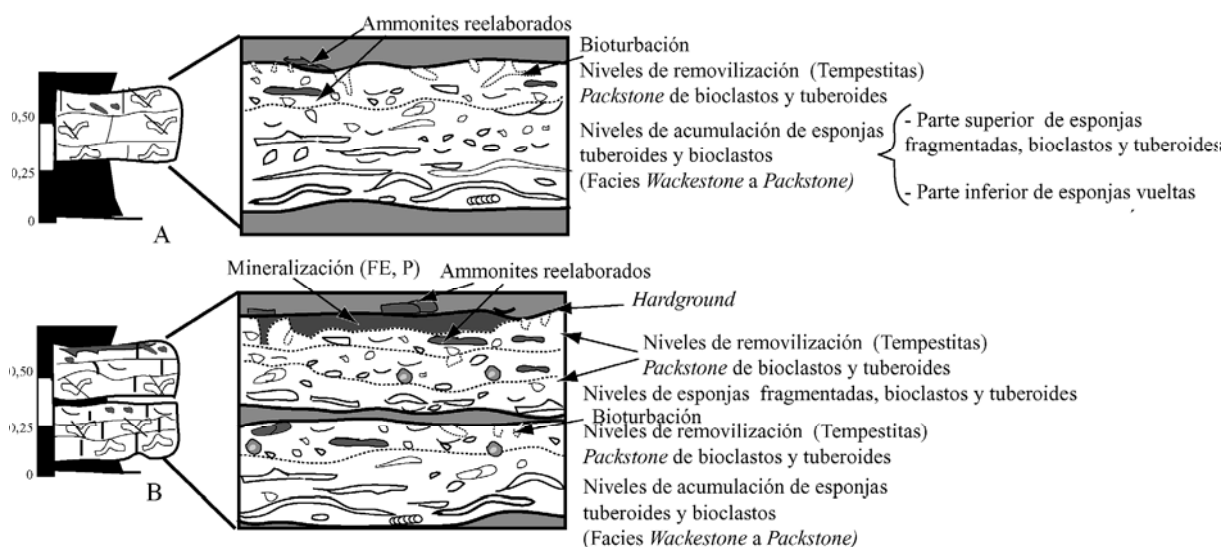


Fig. 10.8. Esquemas de las secuencias tipo observadas en las facies espongiolíticas ricas en bioclastos J₃. (A). Secuencias predominantes en el área Noroccidental (Sectores de Moncayo-Río Jalón, Valle del Huerva). (B). Secuencias predominantes en la Sierra de Arcos y en el sector de Calanda.

Estas facies se han interpretado como depositadas en un medio submareal abierto, dentro de la zona fótica y bajo la influencia ocasional de tormentas (Aurell, 1990; Ramajo *et al.*, 1999) y bajas tasas de sedimentación. La morfología mayoritaria de las mismas en forma de plato, parece deberse a una adaptación a un medio con nutrientes escasos, lo que hace necesario el desarrollo de una gran superficie para realizar con más eficiencia la labor de filtración (Krautter, 1998) El conjunto de facies descritos estaría formado por una primera etapa de colonización del sustrato donde las esponjas se asentarían en áreas más favorables a modo de “praderas”. En este momento junto a las esponjas se desarrollan otros organismos bentónicos como braquiópodos y crinoides, produciéndose la coloniza-

ción del sustrato a partir de los restos acumulados de las esponjas, que son colonizados posteriormente otras esponjas o organismos bentónicos. Estas praderas se localizan en zonas donde se produce el depósito de facies margosas o micríticas, conjuntamente con restos bioclásticos y fragmentos procedentes de la descomposición de estas esponjas y arrastradas a áreas relativamente cercanas. En estos lugares se desarrollaría las facies ricas en tuberoides. Estos episodios de colonización en forma de “praderas” darían lugar, en áreas relativamente profundas y protegidas, a la generación de los episodios biostromales de las Subfacies J₁ (Fig.10.9), donde se observa las esponjas conservadas en su posición original por la acción preservadora de los encostramientos bacterianos en momentos de escasa o nula energía del medio. En los momentos en que la energía del medio es algo mayor, estas praderas sufrirían una destrucción parcial con la acumulación de los restos de esponjas en posición invertida. Estos episodios de energía baja a moderada darían lugar a la formación de los depósitos descritos en las Subfacies J₁ y parcialmente en la Subfacies J₃.

De manera puntual se produciría la generación de bioconstrucciones o montículos de esponjas, que alcanza un desarrollo muy escaso. Estos montículos son indicadores de la existencia en la plataforma de momentos de detención de la sedimentación. Otro indicio de esta escasa tasa de sedimentación, es el desarrollo de las costras microbianas, cuyo crecimiento indica la existencia de periodos con escaso aporte sedimentario y una energía mínima. Los crecimientos microbianos que dan lugar a estas costras se desarrollan siempre dentro de la zona fótica (Leinfender *et al.*, 1995, Smichd y Leinfender, 2000) por encima de los 200 m. En la bibliografía se dan unos rangos de batimetría para montículos desarrollados en condiciones similares que oscilan entre los 60 a 90 m de Leinfender *et al.* (1993, 1994), a los 50 a 100 m de Olivier *et al.* (2004) y Collin (2000) o los al menos 60 m que suponen Olóriz *et al.*, (2003). En nuestro caso la batimetría se puede estimar en unas decenas de metros para los más someros, los observados en Veruela-Talamantes, que están asociados a corales hermatípicos y constituidos preferentemente por esponjas apiladas. Los de Ricla y Calatorao se depositaron probablemente bajo el nivel de base de tormentas a más de 50 a 60 m.

En las áreas más distales la sedimentación está caracterizada por la condensación y el mayor contenido bioclástico, con etapas menor energía y la generación de niveles de esponjas vueltas y apiladas, que son en general minoritarios. Durante los eventos de alta energía (tormentas) se destruyen las comunidades bentónicas, siendo barrido el fango micrítico y quedando únicamente los fragmentos de esponjas y los tuberoides, asociadas a una intensa bioturbación, depósitos de removilización y a superficies de omisión o *hardgrounds*, que indica la existencia de periodos con una tasa de sedimentación muy escasa. Estos episodios debieron generarse también en las áreas con una menor batimetría (Sierra del Moncayo).

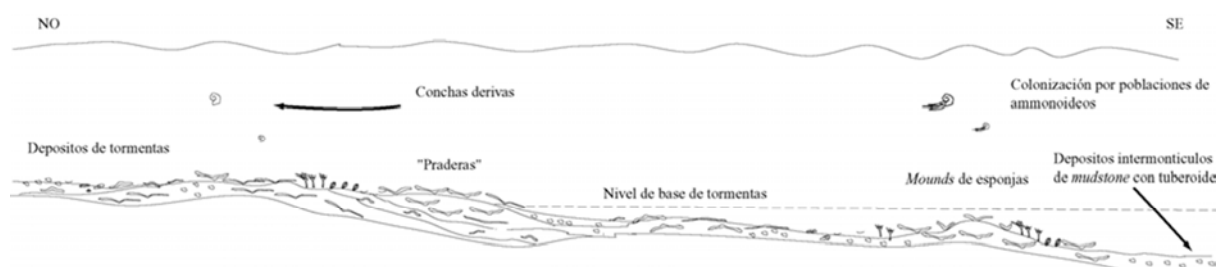


Fig. 10.9. Reconstrucción paleoambiental de los diferentes medios desarrollados en la plataforma Aragonesa durante el depósito de las facies de esponjas.

10.2.2. CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y ONCOLÍTICAS CON ESPONJAS, Y PELOIDES FERRUGINOSOS (FACIES K)

DESCRIPCIÓN

Estas facies están formadas por calizas bioclásticas de un aspecto masivo a tabular con escasas intercalaciones margosas. Se trata de *Packstone bioclásticos e intraclásticos* de Aurell (1990) que se agrupan en el trabajo de Ramajo *et al.* (1999) dentro de las *facies bioclásticas*. Se sitúan en dos zonas concretas del área de estudio, en el Maestrazgo Septentrional o en afloramientos próximos a la misma (Mas de las Matas, Calanda. Ariño, Andorra) y en las zonas aledañas al Macizo Catalán (Ráfales, Cañada de Verich) alternando con las facies de esponjas y bioclastos. se trata de facies similares las descritas como *facies de Bioclastos* en el perfil de Xerta-Paüls (Aurell *et al.*, 1999; y Bello, 2005). Se han diferenciado estas facies de las espongiolíticas debido a su significado paleogeográfico y las diferentes características que presentan. Se han distinguido tres subtipos.

K₁) Packstone de bioclastos con tuberoides, intraclastos y oncoides

Se trata calizas dispuestas en niveles masivos a tabulares de espesor decimétrico (0,2 a 0,7 m). Se encuentran situadas en el área del Maestrazgo septentrional, donde constituyen la práctica totalidad de las facies de calizas observadas. En las zonas adyacentes de la Sierra de Arcos aparecen esporádicamente intercaladas con las facies de calizas con esponjas y bioclastos (J3). Presentan facies de *wackestone* a *packstone*. Los fósiles identificados son fundamentalmente ostrácodos, foraminíferos bentónicos (*Lagénidos*, *Nodosariaceos*, *Miliólidos*, y aglutinantes) siempre en mayor proporción que los planctónicos (*Globuligerinas*), junto a restos de esponjas (fragmentos y espículas), equínidos, crinoides, bivalvos, braquiópodos y gasterópodos. Los bioclastos se encuentran normalmente fragmentados y pueden llegar a constituir más del 30 % de la roca, presentándose perforados y afectados por bioerosión y recubiertos posteriormente por una fina banda de micrita. Esto les da un aspecto similar a los cortoides o *Cortoids* (Flügel, 2004). Se encuentran también incrustados por organismos como briozoos, serpúlidos y *Nubeculeridos*.

Además de los bioclastos se observan abundantes granos con envueltas de morfologías subredondeadas a redondeadas, con tamaños entre 0,2 a 0,5 mm o incluso mayores. Son similares a las observados en el Prebético Externo (Reolid *et al.*, 2005) y se clasificarían más propiamente como oncoides (Flügel, 2004). Presentan encostramientos concéntricos constituidos por láminas de micrita de tonos oscuros, planares a ondulada o domática, que rodean total o parcialmente el núcleo. Asociadas a estas laminaciones, se observan organismos incrustantes tales como *Nubeculeridos*, Serpúlidos y *Terebella*, predominado los primeros, por la cual la mayoría de estos oncoides pueden ser incluidos dentro de los *foraminiferal oncoids* (Flügel, 2004). En los afloramientos más internos del área del Maestrazgo Septentrional alcanzan porcentajes mayores del 20%. Los intraclastos son restos fragmentados de facies bioclásticas o de esponjas y ocasionales moldes fragmentados de ammonoideos reelaborados. Se observan también tuberoides de tamaño pequeño, con un grado de redondeamiento elevado y buena clasificación. Se han identificado también peloides similares a los observados en las Facies L, así como glauconita.

Tanto bioclastos como tuberoides, peloides y oncoides pueden presentar una incipiente ferruginización. Puntualmente se observan ordenamientos granodecrecientes. La matriz es micrítica de aspecto masivo a grumoso y suele estar recristalizada a microesparita o dolomitizada. Esta dolomitización puede llegar a borrar la estructura original dejando únicamente fantasmas de bioclastos o otros com-

ponentes. En ocasiones se observan cementos de morfología acicular o prismática de tipo *rim* alrededor de los peloides, los cortoides y los oncoides (Lámina 10.3.A-C).

K2) Packstone de bioclastos y esponjas con peloides e intraclastos ferruginizados

Se encuentra en la Sierra de Arcos, Calanda-Río Guadalope, y en algunos afloramientos del Maestrazgo Septentrional (Alcorisa y Obón. 1 y 2) por encima de una superficie de discontinuidad marcada por un nivel con abundantes ammonites, reelaborados en su mayor parte, con perforaciones rellenas por una facies con restos de peloides e intraclastos ferruginosos. El espesor que alcanza esta capa varía de 5 a más de 20 cm, desarrollándose en ocasiones un nivel bien estratificado como Ariño o Barranco de las Estacas (Meléndez *et al.*, 1997 y Aurell *et al.*, 2003). Las facies observadas consisten en un *packstone* a *wackestone* con bioclastos, peloides e intraclastos ferruginizados. Se trata de una facies con características intermedias entre las de las facies de esponjas y bioclastos (J3) y las facies bioclásticas K1. En general se observa por debajo de la discontinuidad Schilli-Rotoides, un incremento en las partículas ferruginosas (bioclastos, tuberoides o peloides), hasta llegar a una superficie ferruginizada y perforada (*hardground*). Por encima se sitúa el depósito de la facies rica en peloides ferruginosos, en varios niveles centimétricos separados por superficies de discontinuidad irregulares y erosivas ferruginizadas (Lámina 10.2. E-F).

Su componente principal son los bioclastos de características semejantes a los descritos en la facies anterior. Se trata de restos de crinoides, bivalvos, braquiópodos, belemnites, ammonites relativamente abundantes, *Globuligerinas* y foraminíferos bentónicos, muy rotos y fragmentados. Junto a ellos encontramos granos o partículas ferruginizadas que consisten en peloides, tuberoides, intraclastos y bioclastos (fundamentalmente crinoides), ligeramente ferruginizados y en ocasiones con una incipiente laminación. Todas estas partículas presentan morfologías redondeadas a subredondeadas con tamaños que varían entre 0,1 a 0,5 mm. Su distribución es bastante homométrica, sin embargo hay zonas donde presentan una distribución más heterométrica observándose posibles ordenaciones granodecrecientes.

La ferruginización presenta un aspecto similar a la chamosita, con tonos de marrones a ligeramente verdosos, siendo menos abundante la goethita. Se trata de una mineralización de la matriz micrítica sustituyendo total o parcialmente la misma. En los bioclastos, más concretamente en las placas de crinoideos, se observa como se encuentran mineralizados la corteza externa de los mismos y como esta mineralización avanza a través de perforaciones de origen biológico. En los tuberoides y peloides, se observa también un crecimiento de la ferruginización de borde a centro. Dentro de los sedimentos de estas facies se observa una fosfatización de algunos peloides, intraclastos o moldes reelaborados de los ammonites, por lo que es coherente asignar a la fosfatización una génesis en condiciones ambientales similares.

K3) Wackestone-packstone de bioclastos, peloides, intraclastos y restos de esponjas

Esta facies se identifica únicamente en el afloramiento de Ráfales, a partir de la Biozona Bifurcatus y es similar a las observadas por Aurell *et al.* (1999) en los afloramientos de Xerta-Paüls y Sierra de la Creu. Dentro de la misma se observa como diferencia fundamental con las facies bioclásticas de la Sierra de Arcos y el Maestrazgo Septentrional la mayor presencia de peloides, el escaso número de oncoides y el menor tamaño de estos, la esporádica presencia de ooides similares a los encontrados

en Xerta-Pauls y el aumento en la proporción de tuberoides que en constituyen hasta un 25% del total. Se observa además que junto a los tuberoides aparecen frecuentes restos de esponjas más o menos bien conservadas. En Ráfales estos niveles alternan con niveles con facies similares a las de calizas con esponjas y bioclastos (Facies J₃). Se observan secuencias en las cuales sobre un término caracterizado por la presencia de esponjas rotas y fragmentadas con tuberoides en facies de *packstone* a *wackestone* de calizas con esponjas y bioclastos, se sucede uno o dos niveles de calizas bioclásticas con peloides y abundantes tuberoides.

INTERPRETACIÓN

La Subfacies K₁ se formó en un medio relativamente somero, sometido a agitación. Esta agitación es necesaria para que se produzca la formación de los oncooides y *cortoides* (Flügel, 2004). Este medio estaba situado en un ambiente distal de la plataforma con unas tasas de sedimentación muy bajas, formando seguramente un alto relativo, con una batimetría menor que la de las áreas circundantes. Esta zona algo más somera se situaría en el Alto de Ejulve-Maestrazgo, que estaría sometida a la influencia de áreas más abiertas, como muestra la existencia de glauconita, *Globuligerinas*, peloides y bioclastos ferruginizados procedentes de las zonas adyacentes.

El depósito de las facies con peloides, intraclastos y bioclastos ferruginizados (Subfacies K₂) se correspondería a un depósito de tipo tempestítico. La mineralogía de estas partículas, chamosíticas y fosfáticas indica una génesis en un ambiente reductor a subóxico, por debajo de los primeros centímetros del sedimento, durante una etapa con tasas de sedimentación muy bajas, que favorecen la fijación del Fe. Se observa como estas ferruginizaciones se presentan asociadas a la actividad de organismos perforantes sobre bioclastos de modo parecido al descrito por Mamet y Preat (2003) y producido por la acción sintetizadora de bacterias o hongos.

La generación de estos “peloides, intraclastos y bioclastos ferruginizados” está probablemente ligada a la génesis de depósitos condensados que son posteriormente erosionados y depositados por la acción de corrientes de alta energía (tempestitas) en un medio con una tasa de sedimentación muy baja. Este modelo es similar al propuesto para la génesis de los ooides ferruginosos. Sin embargo en este caso la naturaleza no goethítica de la ferruginización, hace pensar que no existen aportes de Fe por parte de ninguna área emergida. Estas condiciones de nula tasa de sedimentación y un depósito de tipo tempestítico, podría tener relación con el hecho de que en este momento exista una etapa de rápido ascenso del nivel de mar, que no se compense por los aportes sedimentarios, produciéndose entonces un descenso brusco de la tasa de sedimentación.

Las facies bioclásticas observadas en el área de Ráfales (Subfacies K₃) son facies depositadas en un medio de plataforma media a distal, en condiciones submareales someras sometidas a la acción de corrientes producidas por eventos de tipo tempestítico. En esta área se deja sentir la influencia de las zonas someras adosadas al Macizo Catalán, donde se depositan facies características de medios de alta energía como las Calizas con Oolitos y Oncolitos de la Fm. Serra de la Creu. Esta influencia parece mostrarse únicamente a partir de la Biozona *Bifurcatus*, lo que coincide por ejemplo con la aparición de las calizas de *packstone* de peloides de la zona de la Sierra de Arcos, que extiende su influencia hasta el cercano afloramiento de la Cañada de Verich.

10.2.3. CALIZAS PELOIDALES CON GLAUCONITA (FACIES L)

DESCRIPCIÓN

Estas facies corresponde a la *Alternancia de margas y calizas con glauconita* de Aurell (1990) y las *Calizas de peloides y glauconita* de Aurell *et al.* (1997) y Ramajo *et al.* (1999). Se localizan fundamentalmente en la Sierra de Arcos, y en áreas cercanas a la misma (Torre de las Arcas, Calanda-Túnel, Más de las Matas y Cañada de Verich). Se pueden encontrar desde la base de la Biozona *Bifurcatus* hasta la Subbiozona *Planula* de la Biozona *Planula* (Ariño y Barranco de las Estacas). Se encuentran constituidas por niveles de calizas de espesores de 0,2 a 0,6 m con morfologías de tabulares a nodulosas, que alternan con niveles centimétricos a decimétricos de margas grises a blancas con fósiles dispersos. En ambos casos se observa la presencia de glauconita. En algunos perfiles estas calizas tienen un aspecto masivo (Torre de las Arcas, Mas de las Mata) mientras que otros se observa la existencia de secuencias estratocreciente de orden métrico, en las que se observa un incremento en la bioturbación, una disminución en el porcentaje y tamaño de los granos de glauconita, y un aumento en el tamaño de los peloides en la vertical (Fig. 10.10).

Se trata calizas *packstone* y en menor medida *wackestone* de peloides, con glauconita y bioclastos. Los peloides forman más del 30% de la roca, presentando la mayor parte formas subredondeadas, ovoidales, esféricas o arriñonadas así como una muy buena granoclasificación. En la mayoría de los afloramientos se observa una tendencia a un mayor predominio de las facies *packstone* a techo de la serie, que en ocasiones viene acompañada de un aumento del tamaño de grano y una disminución del porcentaje de glauconita. Estas dos tendencias pueden darse de una manera repetitiva dentro de las secuencias estratocrecientes. En cuanto a la naturaleza de estos peloides, al menos un tercio de los mismos presenta formas irregulares que se pueden corresponder con fósiles o fragmentos de fósiles micritizados (Ramajo *et al.*, 1998), mientras que el resto con formas ovoidales, subredondeados o redondeadas, puede corresponder a *pellets* fecales. Se observa también que en la zona de Ariño-Andorra los peloides presentan un tamaño mayor y una peor granoclasificación, mientras que en la zonas septentrional (Peñisquera-Moneva) los peloides son de tamaños mas pequeños, apreciándose también en estas facies un mayor contenido en bioclastos.

Los bioclastos son abundantes presentándose en la mayor parte de los casos rotos y fragmentados. Se han podido identificar abundantes restos de bivalvos, especialmente del genero *Pholadomya*, braquiópodos, ammonioideos, belemnites, foraminíferos bentónicos (fundamentalmente *Miliólidos*, *Lagénidos*, *Nodosariaceos*, y en menor medida aglutinantes), *Globuligerinas*, radiolas de equínidos, crinoideos, ostrácodos y esporádicos restos de esponjas (espículas y tuberoideos), más comunes hacia la parte inferior del tramo glauconítico. La glauconita es muy abundante (entre el 5% al 10% de la roca) presentándose como granos procedentes de bioclastos (*Globuligerinas* y foraminíferos bentónicos) y peloides. Contiene también granos de cuarzo en porcentajes minoritarios (>1%), de tamaño limo, sobre todo en los términos superiores. Ocasionalmente se observa la presencia de oncolitos y de bioclastos con envueltas micríticas similares a los observados en las Subfacies K₃. La matriz es muy escasa, presentando una textura casi granosostenida, estando frecuentemente recristalizada a microesparita y esparita, o afectada por una dolomitización, que llega a borrar completamente la textura original. Estas facies se presentan en general intensamente bioturbadas con signos de remoción de la matriz y perforaciones con estructuras similares a las descritas para las facies del calloviense. Hacia

la parte superior de la serie se encuentra niveles con acumulación de fósiles, ammonites reelaborados, ferruginizados y fosfatizados, estando muchos truncados por *hardgrounds* (Fig.10.10).

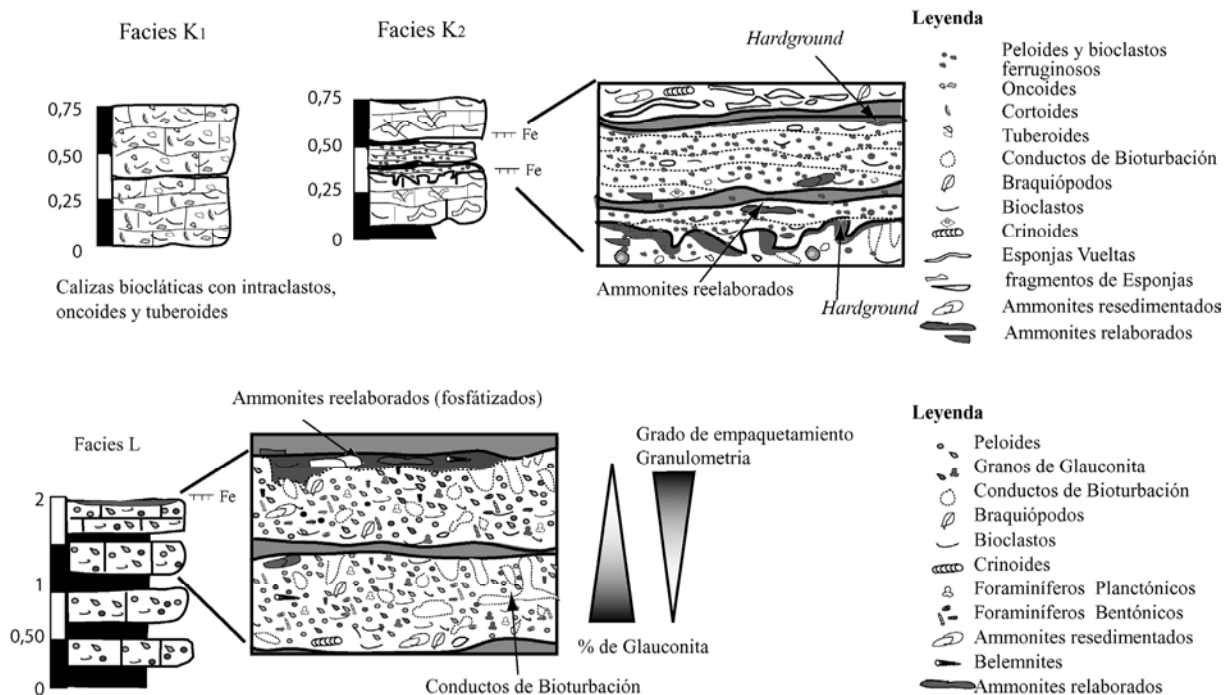


Fig. 10.10. Esquemas de las secuencias reconocidas en las Facies K y L.

INTERPRETACIÓN

Esta facies se interpreta como depositada en un medio distal con unas condiciones desfavorables para el desarrollo de las facies espongiolíticas. Esto podría ser debido a la existencia de unas condiciones de mayor turbidez del medio, que hace que sea más difícil la obtención de nutrientes por parte de las esponjas que son organismos de tipo filtrador. Esta turbidez estaría probablemente relacionada con una condiciones más energéticas del medio durante la Biozona Bifurcatus en la Sierra de Arcos. La influencia terrígena se manifiesta de una manera clara a partir de la biozona Bimammatum, momento en el que empieza a ser frecuente la aparición de los granos de cuarzo tamaño limo en estas facies y se observa una mayor presencia de las intercalaciones margosas.

Los peloides corresponderían en parte a peloides del tipo *Bahamite peloids* (Flügel, 2004) producto principalmente de la micritización de bioclastos y que son probablemente un tercio de los observados (Ramajo *et al.*, 1999) y se corresponden con los de morfologías más irregulares o que conservan relictos de la estructura original. Sin embargo aquellos que tienen morfologías redondeadas y no presentan signos de micritización, responde probablemente a peloides generados por organismos, *fecal pellets* (Flügel, 2004). Esta interpretación sería coherente con la gran abundancia de trazas de bioturbación que se observan en el sedimento. La buena clasificación, la existencia de depósitos gradados, así como la existencia de secuencias estratocreciente que llevan aparejadas un granoclasificación positiva del tamaño de los peloides y de los bioclastos (Fig. 10.10), hace pensar en un depósito en un medio relativamente agitado. Sin embargo la existencia de una intensa bioturbación, de ferruginizaciones, fosfatizaciones de bioclastos y de *hardgrounds*, pone de manifiesto que existieron periodos prolongados de exposición del sustrato en condiciones de baja tasa de sedimentación.

De este modo estas facies se depositaron en un medio relativamente más somero que las áreas circundantes, en una zona relativamente alejada del área fuente de los detríticos, en la rampa media a distal y en el cual son frecuentes los periodos de agitación y de depósitos producidos durante periodos de alta energía (tempestitas). La zona de depósito de estos sedimentos estaría situada por encima del nivel de base de tormentas y por debajo de del oleaje, en las zonas adyacentes un alto fondo relativo que sería la zona del Alto de Ejulve.

Estas condiciones batimétricas pueden parecer contradictorias con la presencia de abundantes granos glauconita. La glauconita es un mineral autigénico que se generan en ambientes marinos, a partir de neoformación de arcillas que presentan K y Fe. Su formación se produce en microambientes reductores y dentro de un ambiente oxidante general (Mac Rae, 1972) en la zona subóxica del sedimento por debajo de los primeros centímetros del mismo y antes de la zona reductora, donde se produciría la formación de pirita. Se trata de un mineral producido por un proceso de neoformación o de disolución-precipitación y una transformación progresiva (maduración) de minerales arcillosos a partir de un sustrato adecuado (pellets, bioclastos etc...), denominado glauconitización (Odin y Matter 1981). Esta sustitución hace que los granos presenten en general una morfología muy diversa. La glauconita se origina normalmente en medios tranquilos a profundidades de más de 15 m, siendo su profundidad de formación en medios actuales entre 50 y 500 m, apareciendo sobre todo a profundidades de entre 200 y 300 m. Estos rangos de profundidades son solo validos para la glauconita autóctona y no para la aloctóna, que puede ser transportado a áreas adyacentes de menor batimetría. Además Chafez y Reid (2000) y El Albani *et al.* (2005) indican que en medios antiguos puede producirse la glauconitización en batimetrías de unas docenas metros.

La glauconita puede estar relacionado con los fosfatos y con la fosfatización, produciéndose primero la formación de glauconita (glauconitización) y posteriormente la de los fosfatos (Odin y Letolle, 1980), previa a la neoformación de pirita y siderita. También pueden producirse la glauconitización en relación con los estromatolitos capaces de generar los microambientes reductores necesarios para su génesis, tal y como ocurre durante el límite Calloviense-Oxfordiense (Ramajo y Aurell, 2001), o en los estromatolitos pelágicos de las Cordillera Béticas (Martín-Algarra y Vera, 1994).

En nuestro caso la glauconita aparece ligada a facies distales, de rampa media a externa, apareciendo tanto en las facies de esponjas y bioclásticas, como en las facies de peloides, aunque es más notoria en estas últimas. En las primeras aparece tanto como granos producidos como producto de la neoformación como recrecimientos y neoformaciones de partículas bioclásticas, mostrando siempre un grado de maduración, ligero a moderado. Este grado de maduración puede deducirse por la intensidad de los tonos verdosos que presentan los granos, que es función del contenido en K del mineral de la glauconita y es función de su grado de permanencia bajo la superficie durante el proceso de glauconitización (Chafez y Reid, 2000; Kim y Lee, 2000; Gírese *et al.*, 2004), sin que se aprecie una gran variación en el grado de maduración de los granos de las facies con esponjas. Por el contrario, en las facies de peloides se observa una gran diversidad de tonos verdosos en muchos de estos niveles, lo que manifiesta un grado de remoción bastante elevado del sedimento, necesario para que se mezclen granos con diferentes grados de maduración. Esta mezcla es mucho más común en los afloramientos meridionales de la Sierra de Arcos (Ariño, Andorra) siendo un indicador de que la glauco-

nita puede ser en esta área de carácter aloctóno, mientras que en el área de Moneva-Peñisquera se observa la existencia de una menor mezcla de granos de glauconita de diferentes tamaños y grados de maduración. De este modo parece plausible que el área fuente de la glauconita se encontrara en la zona entre los afloramientos de Tosos y Moneva, siendo luego redistribuidas por las tormentas.

Se puede concluir que estas facies se depositaron en un medio submareal somero situado por encima del nivel de base del oleaje de mal tiempo, en una zona media y distal de la rampa, con una tasa de sedimentación baja, donde se producían episodios relativamente frecuentes de agitación con un incremento de la turbidez de las aguas lo que impediría la colonización por las esponjas del mismo. Estos episodios de alta energía alternarían con prolongados periodos de muy baja tasa de sedimentación, momentos en el cual se producen los procesos de micritización de los bioclastos, la bioturbaación o las mineralizaciones (ferruginizaciones y fosfatizaciones) con el desarrollo de los *hard-grounds*. Este medio es coherente con la elevada tasa de ammonites reelaborados encontrados dentro de estas facies. En esta área se distingue una zona relativamente más profunda situada a unas decenas de metros donde se produciría principalmente la generación de la glauconita en la zona de Moneva-Peñisquera, por el contrario en la zona de Ariño-Andorra, esta relativamente más elevada siendo predominante la aparición de glauconita aloctóna. Esto concuerda, con la situación paleogeográfica zona, situada más próxima al Alto de Ejulve.

10.2.4. ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS LIMOSAS (FACIES M)

DESCRIPCIÓN

Este conjunto de facies está formado por una alternancia de calizas limosas y arenosas de color beige a grises dispuestas en estratos tabulares de potencia decimétrica e intervalos margosos de potencia decimétrica a métrica. Se encuentra desde del área noroccidental en el área del Moncayo, Valle del Jalón y se prolongan hasta los afloramientos del río Huerva (Tosos y Aguilón). Se sitúan por encima de la Fm. Yátova, dentro del Mb. Talamantes de la Fm. Sot de Chera. Estas facies representarían el intervalo entre las Biozonas *Hypselum* y *Bimammatum* del Oxfordiense superior (Veruela y Talamantes) donde se situarían por debajo del Mb. Veruela de la Fm. Aldealpozo. En el área Ricla-Valle del Río Huerva este intervalo abarcaría hasta la Subbiozona *Planula* del Kimmeridgiense inferior (Fig. 10.2). Dentro de este conjunto podemos diferenciar dos tipos de subfacies.

M₁) Margas con intercalaciones de calizas limosas bioclásticas

Estas subfacies se concentran en la parte media de la serie en los afloramientos de Veruela y Talamantes y forman parte del Tramo II de Bádenas (1999) en el área de Ricla, siendo los mayoritarios en los perfiles del Río Huerva (Tosos y Aguilón).

En esta subfacies, los niveles calcáreos se encuentran formados fundamentalmente calizas *wackestone a wackestone-packstone* bioclástica con peloides y granos de cuarzo. Estos niveles de calizas limosas, presentan estratificaciones tabulares a nodulosas a veces algo lajosas, con bases más margosas en facies de *mudstone* a *wackestone* limosos, de espesores decimétricos 0,2 m a más de 0,7 m. Pueden presentar superficies ferruginizadas y acumulación de fósiles ferruginizados a techo. Se identifican fragmentos de ammonoideos y belemnites, bivalvos y braquiópodos, además de foraminíferos bentónicos, espículas de equínidos y abundantes restos de ostrácodos, sobre todo en Ricla. Los gra-

nos de cuarzo son generalmente subredondeados a redondeados, aunque localmente pueden ser abundantes los granos irregulares, con un porcentaje que varía entre 10 al 20% del total de la roca. Se ha observado la existencia de una ordenación en láminas paralelas o subparalela a la estratificación de los granos de cuarzo. Otros componentes son feldespatos, granos de micas (moscovitas, cloritas y biotitas) también localmente abundantes. En el afloramiento de Tosos se observan también granos de glauconita dispersos. La matriz es en general micrítica, a veces algo recrystalizada a microesparita y rica en materia orgánica,.

Se observa una intensa bioturbación del sedimento con perforaciones biogénicas y estructuras similares a las observadas en las facies callovienses. Hacia la parte superior del Oxfordiense se observan marcas de pistas fósiles subhorizontales en ocasiones de grandes dimensiones, sobre todo en el área de Riela, e interpretadas como pertenecientes a los ichnogeneros *Planolites*, *Megaplanolites* y *Phycodes* (Aurell, 1990). Las margas asociadas a estas facies son limosas, con restos de fósiles, ammonites, bivalvos y belemnites, de aspecto lajoso en ocasiones con intercalaciones de margocalizas y nódulos de carbonato. Se disponen en niveles de decimétricos a métricos (Lámina 10.4.B).

M₂) Margas con intercalaciones de calizas limosas arenosas y areniscas calcáreas

Esta subfacies se corresponde con los niveles encontrados en los afloramientos del área noroccidental, que se disponen tanto hacia la base como en la parte superior de la serie alternado con tramos o niveles de las facies anteriores. Esta caracterizada por la existencia litologías con un mayor porcentaje de siliciclásticos. Dentro de las mismas podemos encontrar niveles de calizas limosas similares a los anteriores con facies de *wackestone* con granos de cuarzo y bioclastos (fragmentos de ammonites, bivalvos, equínidos, foraminíferos bentónicos y ostrácodos). Se observa un menor número de peloides, además de un aumento del porcentaje de detríticos de hasta un 25 a un 30% del total. Estos son granos de cuarzo y en menor medida de feldespatos, opacos (sulfuros de Fe) y turmalina, junto. Los granos de cuarzo tiende a ser de un tamaño de grano limo a arena fina y de morfologías más irregular que en los niveles anteriores. Estas calizas tienen un aspecto similar a las anteriores si bien se observa en el campo una mayor presencia de pistas fósiles y según Aurell (1990) la existencia de restos vegetales en la base de estos niveles (Lámina 10.4. A y C)

Además de esto niveles de calizas limosas a arenosas, se observan intercalados entre las margas niveles de areniscas calcáreas de grano fino a medio, con un contenido en siliciclásticos mayor del 40%, con matriz calcárea y cemento esparítico. Como componente principal destacan los granos de cuarzo y en menor medida micas, así como feldespatos, fragmentos de rocas carbonatadas, peloides y bioclastos. De entre estos se han identificado restos de foraminíferos bentónicos y ostrácodos así como fragmentos de fósiles mayores. Como accesorios se observan turmalina y opacos (óxidos y sulfuros de Fe). El cuarzo y los componentes detríticos se presentan como de granos de morfologías angulosas a subangulosas, a veces subredondeadas presentado texturas no granosostenidas. Estas areniscas se disponen en niveles de 0,4 a menos de 1,2 m, con morfologías de tabulares a lenticulares, en ocasiones con bases erosivas de apariencia canaliforme. Dentro de los mismos se observan, laminaciones paralelas o laminaciones cruzadas planares con unas ordenaciones granodecrecientes. En ocasiones presentan niveles de acumulación de bioclastos y granos de cuarzo de apariencia lenticular, situados en la base de estos estratos. Se observan también ocasionales acumulaciones de fósiles, bi-

valvos y braquiópodos a veces ferruginizados en el techo de algunos niveles, sobre todo en los afloramientos de Ricla.

Los margas son similares a las de la subfacies M₁, aunque presentan un mayor contenido en siliciclásticos (micas y granos de cuarzo tamaño limo) y un mayor número de intercalaciones centimétricas a decimétricas de calizas margosas de textura *mudstone* limosas, frecuentes nódulos de Fe y carbonatados y más raramente fósiles, de belemnites, ammonites y bivalvos. En general se presentan en niveles masivos a lenticulares o laminados, con espesores decimétricos y más comúnmente métricos.

INTERPRETACIÓN

Estas margas se depositan en un ambiente marino relativamente distal, donde llegan derivadas conchas de ammonoideos, con intercalaciones de niveles siliciclásticos procedentes del aporte del delta situado en el área de Veruela. Esta influencia se deja sentir sobre todo en la zona de Ricla donde aparecen las intercalaciones de calizas arenosas a partir de la biozona Hauffianum y en el techo del tramo atribuido a la Biozona Planula. En cuanto a las condiciones de depósito de estas margas el estudio de los niveles de bivalvos, que son especialmente abundantes, encontrados en la parte superior de la secuencia Oxfordiense y en la base de la secuencia Kimmeridgiense (Delvene *et al.*, 1998; Delvene, 2000 y 2003) muestran que los mismos se desarrollan en un medio de energía media a alta, produciéndose un relevo entre las asociaciones descritas en el área de Ricla, pasando de un predominio de los bivalvos infaunales a techo de la secuencia Oxfordiense (Subbiozona Planula) a bivalvos epifaunales en los materiales de la Subbiozona Galar, lo que indicaría un posible aumento en la energía del medio. Las asociaciones descritas en áreas próximas y relativamente más distales, (Tosos y Aguilón) están formadas predominantemente por bivalvos suspensivos que indican un medio menos energético en el que se producen aportes de sedimento desde la zona del delta de carácter esporádicos y grano fino a rara vez medio. En esta zona predominan las litologías carbonatadas con sedimentos de grano fino, se observa además una intensa bioturbación y la presencia de pistas de tipo *Planolites* y *Chondrites*, además de una mayor abundancia relativa de fósiles de organismos nectónicos derivados como ammonites y belemnites así como la presencia ocasional de glauconita (Tosos) lo que indicaría una mayor influencia marina.

10.4.5. FACIES SILICLÁSTICAS (FACIES N)

DESCRIPCIÓN

Se trata de facies de carácter detrítico y siliciclásticas desarrolladas únicamente en la parte Noroccidental (Talamantes y Veruela), dentro del Mb. Veruela (Aurell, 1990), con un espesor de entre 25 a 40 m. Se trata de bancos de areniscas y microconglomerados bien cementados, con frecuentes laminaciones y estratificaciones cruzadas planares o en surco, con morfologías de barras y de relleno de canal. Se encuentran asimismo laminaciones de *ripples* de corriente y de oscilación. En la base hay bancos de calizas arenosas o areniscas calcáreas de espesor decimétrico con perforaciones de carácter subvertical. Dentro de este conjunto detrítico se pueden encontrar tres subfacies.

N₁) Calizas arenosas con bioturbación y ripples

Está constituida por niveles de calizas arenosas de grano fino a limo con granos de cuarzo y componentes de naturaleza calcárea, envueltos en cementos carbonatados de tipo esparítico, a veces fe-

ruginosos. Además de granos de cuarzo en menor medida se encuentran feldespatos, plagioclasas y micas (biotitas y cloritas) con porcentajes de hasta un 20 a un 35 % del total de la roca. Muestran una distribución de tamaño homométrico, con formas de subredondeadas a irregulares con los bordes redondeados. Se observan también entre un 10 a un 15% de componentes carbonatados. Estos son principalmente peloides y en menor medida restos de bioclastos de los que se identifican foraminíferos bentónicos y fragmentos de bivalvos, que ocasionalmente son bastante abundantes. Se observan también frecuentes óxidos y sulfuros de Fe (pirita) que localmente son abundantes, como minoritarios se observan minerales pesados como zircón y turmalinas.

Se encuentran en la parte inferior del tramo siliciclástico de los afloramientos de Veruela y Talamantes, como un tramo de unos 3 a 4 m de espesor. Los niveles de calizas arenosas presentan espesores decimétricos de 0,2 a 0,4 m. Como característica principal destaca la existencia de perforaciones biogénicas de carácter subvertical (*Skolithus*), así como la existencia de niveles con acumulación de fragmentos de bioclastos. Dentro de estos niveles se presentan en ocasiones estratificación paralela o cruzada de bajo ángulo y posibles *ripples* a techo. En el campo se observa como estos niveles se encuentra cortados o erosionados por niveles de areniscas de tamaño de grano fino a medio, con morfologías de barras y canales, que presentan estratificación cruzada, planar o en surco y esporádicamente pasadas de arena gruesa a microconglomerática. (Fig. 10.11.).

N₂) Areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada planar

Formadas por areniscas con cementos calcáreos generalmente esparíticos y en menor medida ferruginosos y puntualmente silíceos (cementos syntaxiales). Su tamaño de grano oscila entre 0,2 a 0,3 mm. El contenido en componentes detríticos es variable entre un 30 a más de un 50% del total de la roca. Los clastos son mayoritariamente de cuarzo, si bien presentan un contenidos en feldespatos ocasionalmente muy abundantes, con porcentajes de más del 10 o el 15%, se observan también plagioclasas, micas (moscovita, clorita y biotitas) que pueden ser en ocasiones muy abundantes, opacos (pirita), fragmentos de rocas (cuarcitas y rocas carbonatada) y accesorios como turmalina y apatito.

La morfología de los granos varía desde subangulosos con los cantos redondeados a subredondeados con una distribución en general homométrica y una buena clasificación, presentando una cierta orientación y laminaciones. Estas areniscas se presentan en estratos de morfologías tabulares a lenticulares en ocasiones con bases erosivas, con un tamaño de grano medio a fino y raramente pasadas o niveles de tamaño mayores, que presentan laminaciones cruzadas, planares o en surco o estratificación planar o en surco de *sets* centimétricos a decimétricos, con ordenaciones granodecreciente y *ripples* a techo, (Lámina 10.4 D, E y F).

N₃) Areniscas de grano medio a grueso con pasadas de microconglomerados

Se trata de niveles de areniscas de un tamaño de grano medio a grueso, que presenta pasadas o niveles de acumulación de granos de cuarzo de tamaño microconglomerático e incluso conglomerático de entre 0,5 a 2 cm, dispuestas en niveles de tabulares a lenticulares con bases erosivas a canaliformes, con unos espesores que pueden llegar hasta 2,5 m. Muestran en ocasiones una evolución vertical granodecreciente, con estratificación cruzada planar a surco, con *sets* decimétrico, a veces también de relleno de canal, con ordenaciones granodecrecientes y *lags* de cantos en las base de los *sets*. En otras ocasiones se observan como estas barras están cortadas por niveles con geometrías de relleno de canal, con ordenaciones granodecrecientes y estratificación cruzada en surco (Fig.10.11).

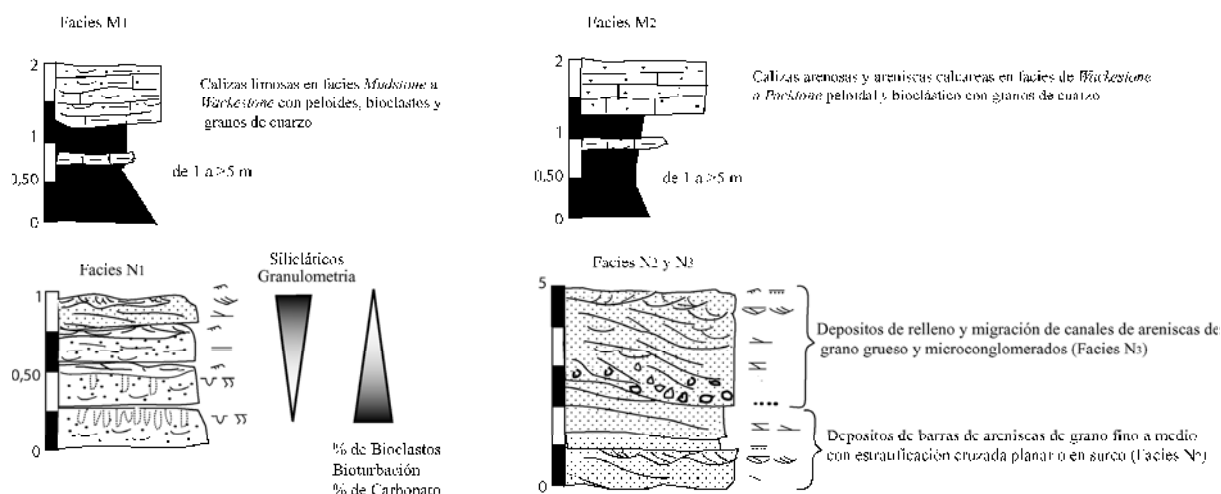


Fig. 10.11. Esquema de distribución de las facies M y N.

Las areniscas tienen cementos calcáreos esparíticos a veces ferruginizados. La morfología de los granos es variable predominando las formas subredondeadas a subangulosas con los cantos redondeados. En general se observa una buena granoclasificación e incluso una ordenación interna granodecreciente, observándose zonas con una textura casi granostenida y contactos ligeramente suturados. Los granos de cuarzo oscilan entre un 80 a un 90% del total de los clastos, en ocasiones con extinción ondulante. Como componentes minoritarios se identifican feldespatos y plagioclasas, fragmentos de rocas (correspondiendo generalmente a cuarcitas), además de micas (biotitas, cloritas) y opacos (sulfuros y óxidos de Fe), como accesorios se han identificado minerales pesados como turmalinas, zircones y posibles apatitos.

Las subfacies N₂ y N₃ se encuentran irregularmente repartidas a lo largo de todo el depósito y localmente forman secuencias métricas granocrecientes. Estos niveles se ordenan en secuencias estrato y granocrecientes de entre 1 a 3 m de potencia compuestos por niveles de geometrías tabulares a lenticulares en la base que se encuentran coronadas por un nivel de aspecto canaliforme y base erosiva en muchos casos. Este último nivel presenta generalmente un relleno con pasadas de granos de cuarzo de tamaño arena gruesa a microconglomerática en la base.

Los niveles tabulares suelen presentar estratificación cruzada planar y en surco, y en menor medida laminación cruzada con *ripples* a techo. Los niveles canaliformes presentan secuencias de relleno de canal, con estratificación y laminación planar o en surco, así como secuencias granodecrecientes dentro de los cuerpos canaliformes. Los cuerpos de relleno de canal se puede desarrollar en ocasiones sobre cuerpos con megaestratificación cruzada planar. Se han medido paleocorrientes de direcciones 140° a casi 180°. No se reconoce ningún resto fósil ni niveles con indicación de la existencia de depósitos de tipo continental.

INTERPRETACIÓN

Estas facies fueron interpretadas por Aurell (1990) como depositadas en un ambiente de frente deltaico en un ambiente submareal somero a intermareal sometido a la acción de corrientes. El conjunto de materiales observados en los afloramientos de Talamantes y Veruela es enteramente siliclás-

tico sin ningún resto de sedimentos margosos o lutíticos propios de los depósitos de situados entre los canales distributarios o de los depósitos de llanura deltaíca.

Dentro del conjunto siliciclástico en la parte inferior predominan las facies de calizas arenosas y areniscas de grano fino a medio, depositadas probablemente en un ambiente submareal muy somero a intermareal, como lo demostraría la existencia de perforaciones subverticales de la icnofacies de *Skolithus* o la presencia de niveles de barras de areniscas con estratificación cruzada planar o en surco y *ripples* a techo. Sobre este ambiente se implantaría una sedimentación de tipo deltaico, que viene indicada por las facies N₂ y N₃, correspondientes a los sedimentos de los canales distributarios y sus depósitos de migración depositados entre los mismos en condiciones submareales someras a intermareales, bajo la acción de corrientes de oleaje.

Estos depósitos se organizan en secuencias de orden métrico de 2 a 3 m de espesor, compuestas por un termino limoso o de arena de grano fino, sobre el que se disponen las barras de arenas de grano fino a medio con estratificación cruzada planar o en surco, con *sets* de espesores en general centimétrico a raramente decimétricos. La secuencia se encuentra coronado por areniscas de grano medio a veces grueso, y niveles de microconglomerados, con morfologías canaliformes y bases erosivas, que presentan en general una ordenación interna granodecreciente con secuencias de relleno de canal constituidas por *sets* de estratificación cruzadas en surco. De manera puntual se observan también secuencias de migración lateral de estos canales con superficie de acreción lateral y la erosión del paleocanal sobre niveles decimétricos de barras con estratificación cruzada planar.

En Veruela predominan las facies de relleno de canal y se observa una tendencia hacia una granulometría mayor en su parte media, que disminuye hacia la parte superior del perfil. En el afloramiento de Talamantes se constata también esta tendencia al granocrecimiento y la mayor presencia de las facies de tipo N₃ en la parte media del perfil, pero se observa también disminución en la granulometría así como una menor presencia de los tramos de relleno de canal (N₃). La dirección de los aportes predominante en el perfil de Veruela es N-S, mientras que Talamantes predominan las paleocorrientes con dirección NE-SW, lo que coincide con los aportes procedentes del área del estrecho de Soria, de manera similar a como ocurre en el Kimmeridgiense inferior (Bádenas, 1999). De este modo se puede indicar que probablemente las facies con mayor influencia fluvial y más proximales se encuentra en las cercanías del perfil de Veruela, mientras que los sedimentos depositados en Talamantes se encontrarían en una zona más abierta y distal respecto al delta, sometida a una mayor influencia marina.

Para concluir podemos decir que estos depósitos se corresponden a la implantación rápida de un sistema deltaico, de carácter marcadamente fluvial con direcciones N-S a NE-SW, predominando las primeras. Los aportes estuvieron generadas probablemente por la erosión de un área emergida situada al N (Macizo del Ebro, Bulard, 1972). La implantación de este frente deltaico tuvo lugar probablemente durante el intervalo temporal comprendido entre la parte superior de la Biozona Bimammatum y la Biozona Hauffianum hasta la parte inferior de la Biozona Planula. Posteriormente se produciría la vuelta a unas condiciones marinas de plataforma con el depósito de las margas de Sot de Chera.

10.3. MODELO DE SEDIMENTACIÓN

Después del periodo de sedimentación irregular y condensada del límite Calloviense-Oxfordiense tienen lugar los pulsos transgresivos, con depósitos de ooides ferruginosos o de sus equivalentes durante la Biozonas Cordatum y Plicatilis. A partir de la Biozona Transversarium se produce la inundación definitiva de la plataforma y la generalización de los depósitos carbonatados. Dentro de esta sedimentación carbonatada podemos distinguir 3 estadios diferentes en función del predominio de las condiciones transgresivas o regresivas.

- 1) Biozona Transversarium Etapa de trasgresión generalizada.
- 2) Biozonas Bifurcatus-Hypselum, final de la trasgresión e inicio de la regresión
- 3) Biozonas Bimammatum-Hauffianum-Planula. Regresión generalizada.

10.3.1. BIOZONA TRANSVERSARIUM. ETAPA DE TRANSGRESIÓN GENERALIZADA.

La sedimentación en la plataforma se generaliza durante la base de la Biozona Transversarium (Subbiozonas Luciaeformis y Parandieri) en la parte Noroccidental, en la zona más subsidente de Ricla-Tosos. En esta zona la sedimentación de calizas con esponjas está caracterizada por la aparición de las facies espongiolíticas (facies J) con predominios de los términos con un mayor contenido en esponjas (J_1 y J_2), donde ocasionalmente se observa el desarrollo de montículos. Hacia el Noroeste estas facies presentan influencia siliciclástica, apareciendo granos de cuarzo minoritarios en los primeros niveles de las calizas con esponjas (Figs. 10.12 y 10.13).

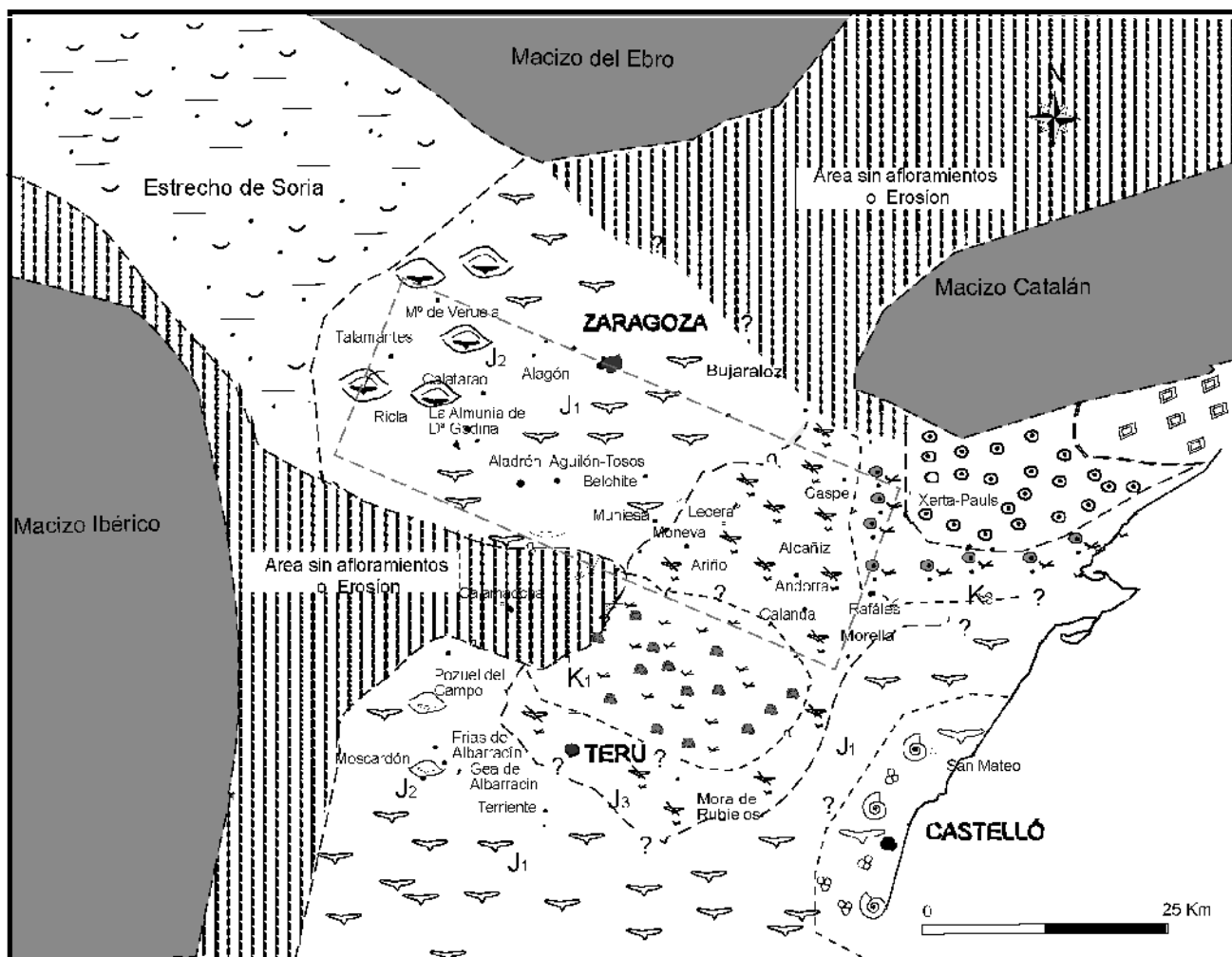
Hacia las zonas más distales, como la Sierra de Arcos, la sedimentación es irregular y condensada apareciendo en a la base de las calizas con esponjas niveles con oolitos retrabajados de la Capa de Arroyofrío. En la zona de Calanda-Ráfales se constata la existencia de una laguna, encontrándose únicamente restos de ammonoideos característicos de la Biozona Luciaeformis por encima o dentro de la Capa de Arroyofrío.

En otras zonas (Alto de Ejulve) no existen indicios de la existencia de ammonoideos característicos de esta subbiozonas. Sin embargo algunos puntos como el Alto del Caballo u Obón, aparecen ammonites del Oxfordiense medio, de la base de la Biozona Transversarium, dentro de las facies con oolitos ferruginosos de la Capa de Arroyofrío (Bello, 2005).

A partir de la Subbiozona Schilli se desarrolla una sedimentación carbonatada con un dispositivo de rampa, con una zona más proximal que enlaza con las facies de plataforma interna algo restringida situada en el área de Soria, donde se deposita la Fm. Aldealpozo (Alonso y Mas, 1988; Aurell, 1990). En esta área la sedimentación se da en condiciones someras probablemente bajo la acción del oleaje, con depósitos de llanuras de marea siliciclásticos. La sedimentación carbonatada con esponjas se produce en una rampa media a distal, con una subsidencia alta a media y una tasa de sedimentación escasa, dentro de la zona fótica, con un aporte de los nutrientes necesarios para que se desarrollen las esponjas, y comunidades bentónicas asociadas a estas (braquiópodos y crinoideos).

Durante este periodo se puede producir un primer inicio de la colonización de la plataforma por poblaciones de organismos nectónicos como los ammonoideos del genero *Larcheria*, que podrían tener un comportamiento oportunista colonizando ambientes hasta ahora restringidos (Bello, 2005).

En este periodo las tasas de sedimentación, aporte de nutrientes y energía del medio fueron los suficientemente estables, como para permitir la formación de los montículos generados por la acción conjunta de las esponjas, microbialitas y organismos incrustantes tales como briozoos, serpúlidos y foraminíferos. Las esponjas y los organismos asociados a las misma (bacterias y foraminíferos incrustantes) son esencialmente de carácter foto-dependiente, por lo que la batimetría que alcanzaron no debía superar los 150 a 200 m (Krautter, 1998), estando en la mayor parte de los casos por debajo del nivel de base del oleaje de mal tiempo, situado a unos 50 m de profundidad.



Leyenda

- | | | | | | |
|--|---|--|--|--|------------------------|
| | Facies de calizas arenosas de la Fm. Aldealpozo (plataforma interna) | | Facies K3- Calizas Wackestone a Packstone de bioclastos, peloides y restos de esponjas. | | Areas emergidas |
| | Facies J1- Calizas Mudstone a Wackestone con Esponjas y bioclastos | | Facies de Rampa Externa del área de Castellón | | |
| | Facies J2- Calizas bioconstruidas Mud mounds | | Facies dolomíticas de la Plataforma Catalana | | |
| | Facies J3- Calizas Wackestone a Packstone bioclásticas con restos Esponjas | | Facies oolíticas de La Sierra de la Creu | | |
| | Facies K1-Packstone de bioclastos con intraclastos y tuberoides?: | | Area sin afloramientos | | |

Fig. 10.12. Mapa de distribución de facies durante la Biozona Transversarium.

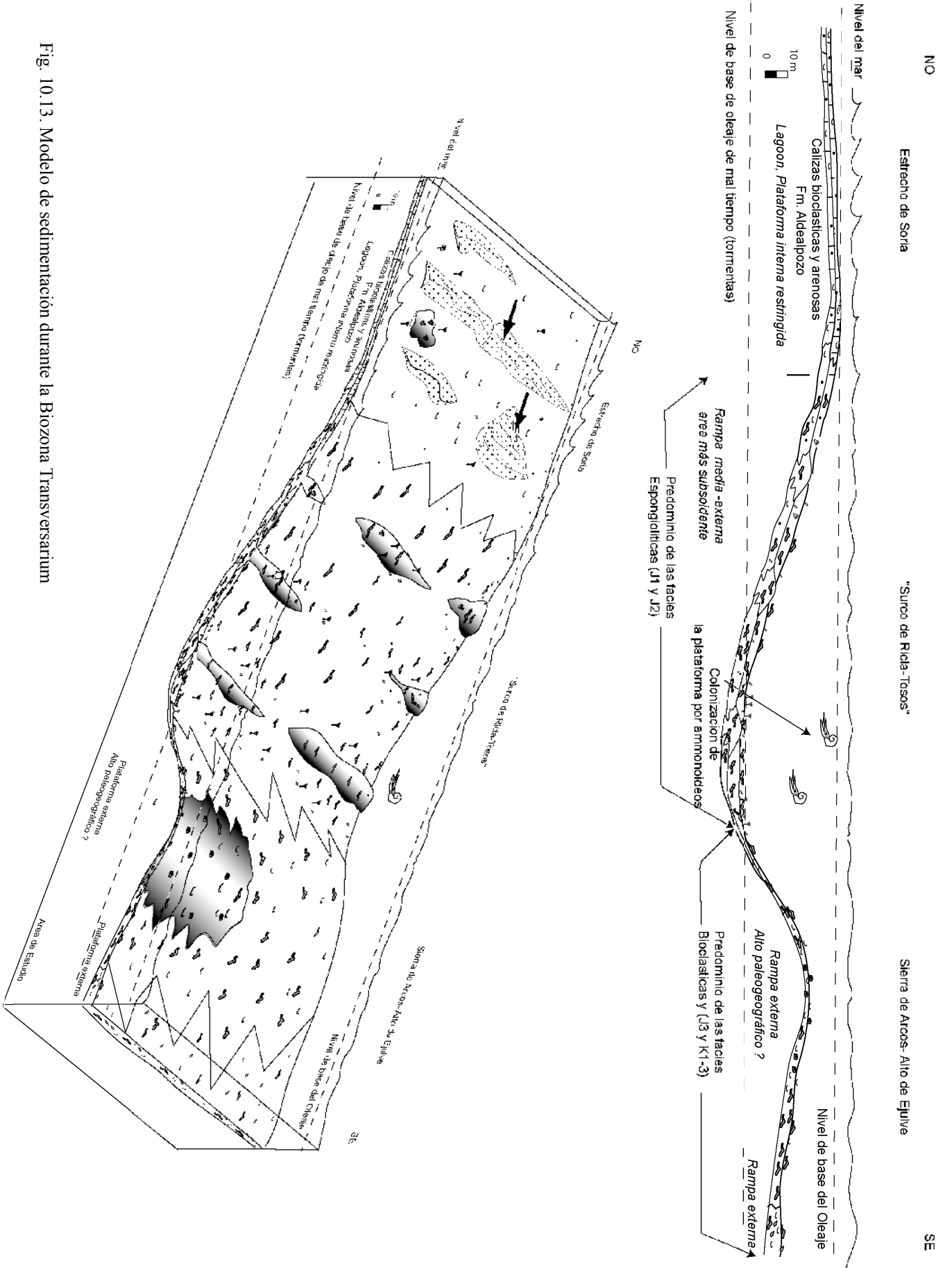


Fig. 10.13. Modelo de sedimentación durante la Biozona Transversarium

Dentro de este rango de profundidades hay que tener en cuenta que los montículos de esponjas desarrollados en este periodo tiene un escaso desarrollo vertical, presentando frecuentes niveles de removilización producidos probablemente por la acción de tormentas, lo que hace pensar en una batimetría de unos 50 a 60 m para el desarrollo de los mismos (Fig. 10.13). Este rango es similar al interpretado por Reolid *et al.* (2005) para las bioconstrucciones de esponjas del Prebético Externo.

Las facies predominantemente espongiolíticas dan paso a facies algo más bioclásticas, condensadas y depositadas en un medio más energético debido a la influencia del Alto de Ejulve, donde se configura una zona de inferior batimetría. En la Sierra de Arcos y en el área de Calanda-Ráfales tiene lugar una sedimentación condensada, con el desarrollo de facies bioclásticas, de los tipos J₃ y K₁₋₃, con depósitos de carácter tempestítico. En el área ocupada anteriormente por el Alto de Ejulve se depositan facies bioclásticas a intraclásticas o incluso oncolíticas, características de un depósito distal en un área relativamente somera y depositada en un medio de mayor energía que las de áreas circundantes. La génesis de la superficie de discontinuidad del límite Schilli-Rotoides, con el depósito de las facies de pisoides ferruginosos, indica la existencia de momentos de baja tasa de sedimentación y de episodios de alta energía tormentas. En las zonas más orientales (Ráfales) se depositan localmente facies de calizas bioclásticas y peloidales con esponjas, similares a las descritas por Aurell *et al.* (1997) en el perfil de Xerta-Paüls, en las facies que rodean el Macizo Catalán.

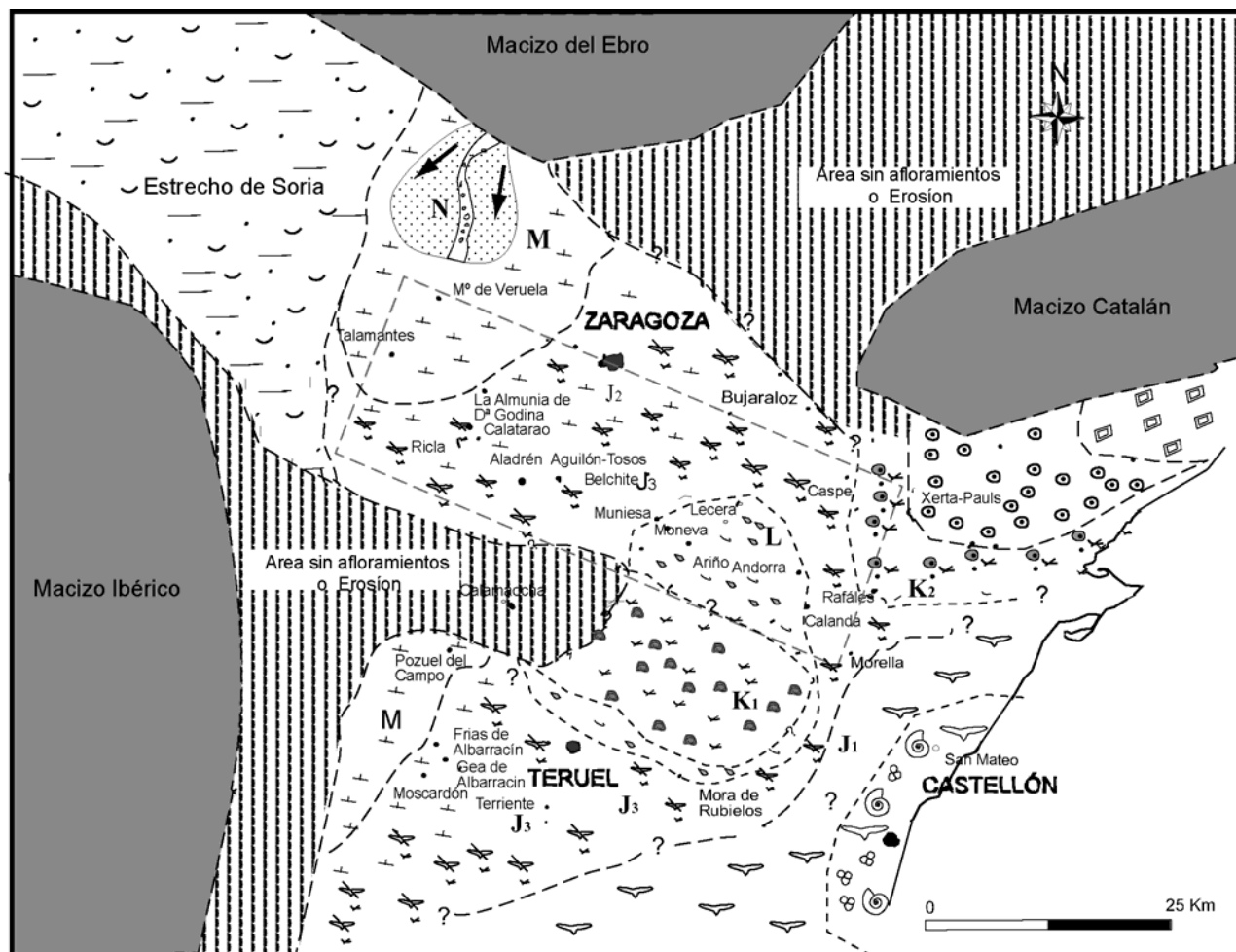
10.3.2. BIOZONAS BIFURCATUS-HYPSELUM: FINAL DE LA TRANSGRESIÓN E INICIO DE LA REGRESIÓN

En la base de la Biozona Bifurcatus, en los afloramientos de Talamantes y Veruela se aprecia un incremento en el aporte de detríticos, con el aumento de los niveles margosos, la disminución de las esponjas y un incremento del porcentaje de granos detríticos. Se observa también frecuentes superficies de removilización, *hardgrounds*, y depósitos de tipo tempestítico, lo que indicaría el comienzo de unas condiciones más energéticas, que conducirían a la desaparición de las esponjas en esta zona de la plataforma durante el intervalo Bifurcatus-Hypselum (Bello *et al.*, 2004).

A continuación se iniciaría la sedimentación de margas negras a grises con niveles bioclásticos y de calizas limosas (Facies M₁), que representarían el inicio de la sedimentación del sistema deltaico de Veruela (Figs. 10.14 y 10.15). En el área de Ricla se mantienen unas condiciones similares a las del final de la Biozona Transversarium durante la mayor parte de la Biozona Bifurcatus con una sedimentación de facies espongiolíticas (J₁), si bien dejan de observarse el desarrollo de montículos, aumenta el porcentaje de margas en la serie y se observa una disminución en el contenido de esponjas y en los encostramientos.

El estudio tafonómico de las asociaciones de ammonoideos de este intervalo (Fernández-López y Meléndez, 2004), parece mostrar la existencia de poblaciones características de un taforregistro de profundización avanzada (Fernández-López, 1997) próximo a las condiciones de máximo nivel del mar que se situaría a techo de la Biozona Bifurcatus, produciéndose la desaparición de las calizas con esponjas que evoluciona a facies de bioclastos y restos de esponjas en el límite entre las Subbiozonas Semimammatum y Berrense. Esta desaparición de las esponjas en las áreas proximales, se debe probablemente a la escasez de nutrientes, debida a un aumento en la turbidez de las aguas (Krautter, 1998 y Leifender *et al.*, 1994).

En la zona del Río Huerva, la sedimentación de calizas con esponjas es continua en todo el área. Se observa sin embargo un aumento en la presencia de los niveles margosos, así como un cambio de facies en torno a la parte media o superior de la Biozona Bifurcatus con el predominio de las facies de calizas *wackestone* a *packstone* con restos de esponjas y bioclastos, y la aparición de frecuentes niveles de removilización y de *hardgrounds*. En los materiales de este intervalo se observa la presencia de gran cantidad de glauconita, tanto de granos, como de reemplazamientos. Este hecho viene a avalar la existencia de una ralentización de la sedimentación hacia el final de este intervalo.



Leyenda

- | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|
| | Facies de calizas arenosas de la Fm. Aldealpozo (plataforma interna) | | Facies J1- Calizas <i>Mudstone</i> a <i>Wackestone</i> con Esponjas y bioclastos | | Facies dolomíticas de la Plataforma Catalana |
| | Facies N.1/2. Conjunto de facies siliciclásticas defrente deltaico | | Facies K1- <i>Packstone</i> de bioclastos con intraclastos y tuberoides? | | Facies oolíticas de La Sierra de la Creu |
| | Facies N.3. Rellero de Canales de areniscas con pasadas de microconglomerados | | Facies K3- Calizas <i>Wackestone</i> a <i>Packstone</i> debioclastos, peloides y restos de esponjas. | | Area sin afloramientos o Erosion |
| | Facies M. Conjunto de facies margosas (Margas de prodelta?) | | Facies L- Calizas <i>Packstone</i> peloidales con bio-clastos y Glauconita | | Areas emergidas |
| | Facies J3- Calizas <i>Wackestone</i> a <i>Packstone</i> bioclásticas con restos Esponjas | | Facies de Rampa Externa del área de Castellón | | |

Fig. 10.14. Mapa de distribución de facies durante las biozonas Bifurcatus e Hypselum.

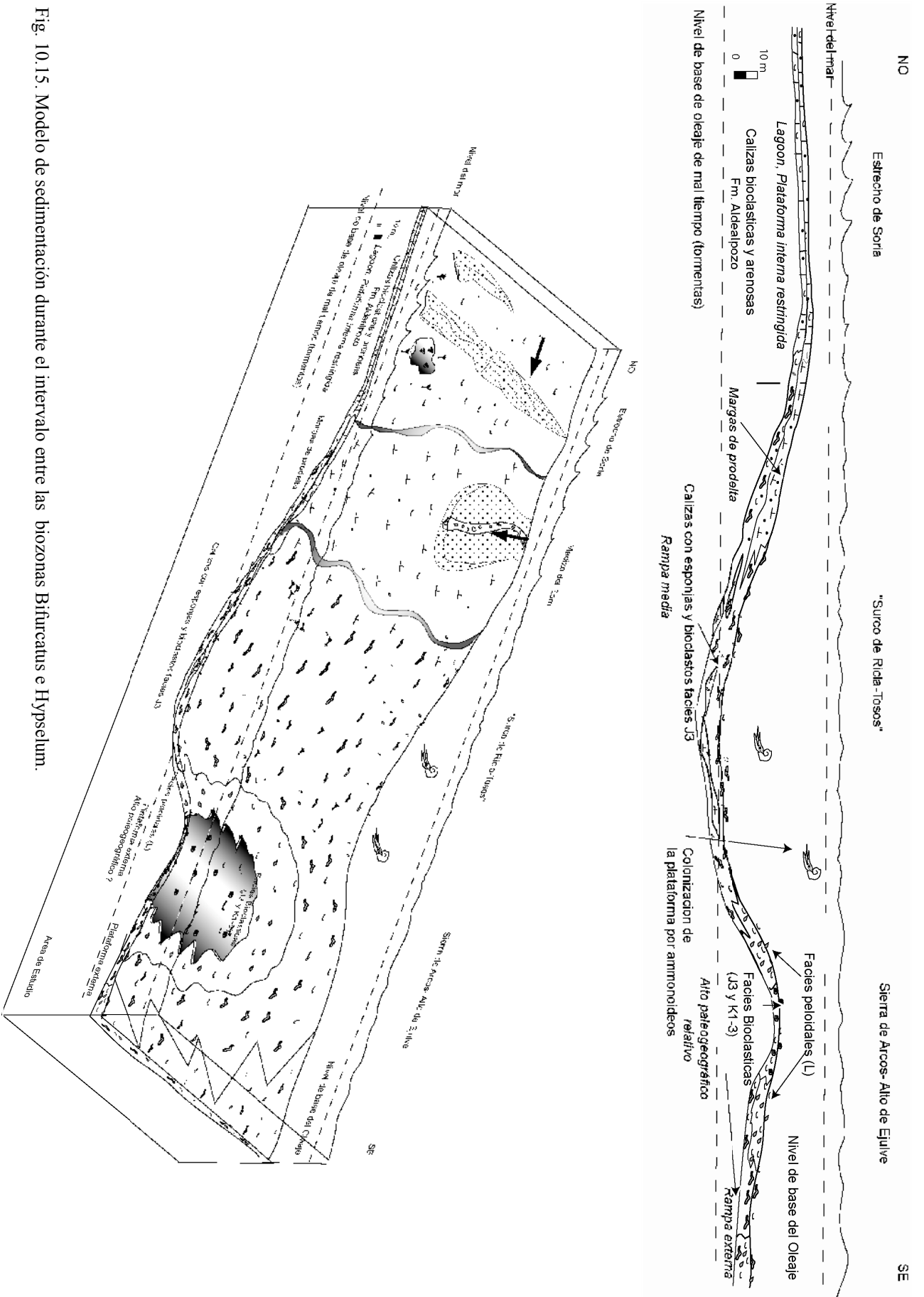


Fig. 10.15. Modelo de sedimentación durante el intervalo entre las biozonas *Bifurcatus* e *Hypselum*.

En la Sierra de Arcos, la sedimentación del intervalo Bifurcatus-Hypselum viene marcada por la existencia de un cambio de facies con la aparición de facies de *packstone* de peloides y bioclastos con glauconita, que sustituyen a las calizas bioclásticas con restos de esponjas y tuberoides.

Este cambio de facies se interpreta como producida por el inicio de los aportes detríticos que produjo en esta zona relativamente más somera de la plataforma la desaparición de las esponjas y la implantación de un medio agitado, donde se depositaron los peloides procedentes tanto de la bioturbación del sedimento, como de la destrucción biológica de bioclastos. Estas facies progradan en ocasiones sobre la facies bioclásticas, intraclásticas y peloidales depositadas en las cercanías del Alto de Ejulve. Los escasos ejemplares encontrados a techo de los materiales condensados depositados en esta área, (Ejulve, Alcorisa, Obón 2) se pueden atribuir a ammonoideos pertenecientes a la biozona Bifurcatus, si bien el carácter reelaborado de los mismos y la extremada condensación de estos depósitos no descarta que la sedimentación se prolongue hasta la Biozona Hypselum (J. Bello *com. pers.*)

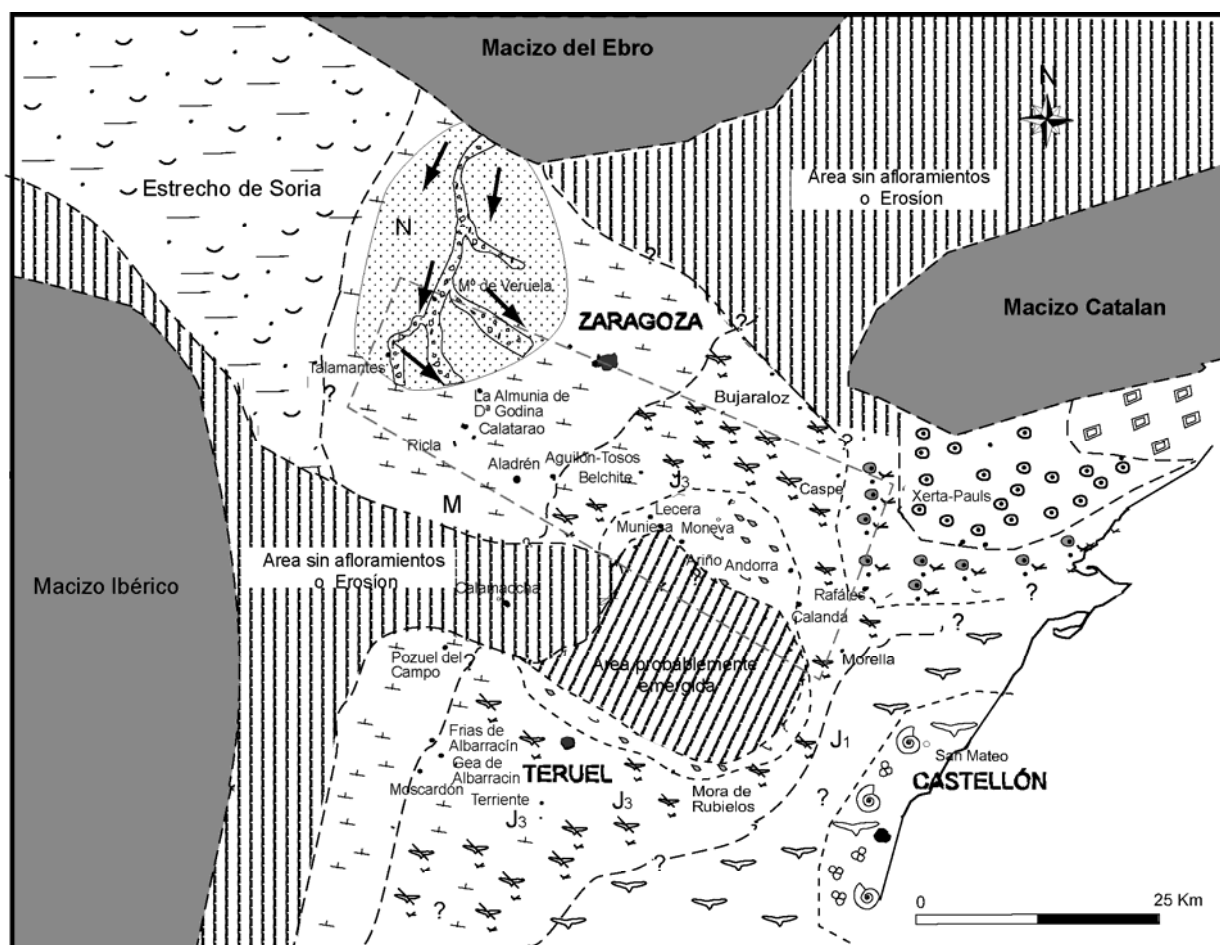
En la zona de Calanda-Río Guadalupe, se produce una gran diversidad de ambientes. En la zona situadas al Norte (Foz-Calanda), se conserva la sedimentación de esponjas, en facies de tipo J₃, a lo largo de todo el intervalo, mientras que en la zona Sur, (Calanda-Túnel y Más de las Matas) se observa una progradación de las facies de peloides, sobre las facies bioclásticas. En los afloramientos más orientales (Rafales y la Cañada de Verich) se observa a techo de este intervalo una progradación de las facies bioclásticas con restos de esponjas y peloides (K₃) sobre las facies de esponjas con bioclastos de tipo J₃.

10.3.3. BIOZONAS BIMAMMATUM-HAUFFIANUM-PLANULA. ESTADIO DE REGRESIÓN GENERALIZADA.

Durante este intervalo podemos distinguir dos áreas. En el área noroccidental se pone de manifiesto la influencia siliciclástica, con la implantación definitiva de el complejo deltaico del área de Veruela, que va a generar una serie de sedimentos marinos con influencia continental (Facies N y M). La zona de rampa media-externa se sitúa en los alrededores de la Sierra de Arcos, Alto de Ejulve, zona de Calanda-Ráfales y fue sometida a una sedimentación irregular y condensada.

En los afloramientos Veruela y Talamantes se produce la transición desde unos sedimentos de plataforma marina proximal con influencia siliciclástica (Facies M1) a unas facies de margas de prodelta (Facies M2) durante la parte superior de la Biozona Hypselum y Bimammatum (Figs. 10.16 y 10.17). A continuación se produce una sedimentación de unos escasos metros de calizas arenosas y bioclásticas (facies N), depositadas en medios submareales someros, seguramente por debajo del nivel de base del oleaje. Estas facies se encuentran interdigitadas con barras de areniscas con estratificación cruzada planar o en surco y depósitos de canales arenosos y microconglomeráticos (Facies N₂ y N₃) de frente deltaico. Su área fuente más probable fueron materiales provenientes del desmantelamiento del denominado Macizo del Ebro (Bulard, 1972) situado al Norte del área estudiada, lo que concuerda con las paleocorrientes observadas. Estas concuerdan con la dirección indicada por Bádenas (1999) como más probable para el transporte del sedimento desde el área de sedimentación marina restringida del estrecho de Soria hacia la zona de la plataforma, coincidiendo probablemente con la pendiente producida en el sustrato de la rampa.

El desarrollo de la sedimentación deltaíca tiene lugar durante parte de las Biozonas Bimammatum, Hauffianum y la base de la Biozona Planula, Subbiozona Planula (Bádenas *et al.*, 1998). En las zonas adyacentes, esta influencia deltaíca se manifiesta con el depósito de margas (Facies M1 y M2). Esta sedimentación tiene lugar a partir de la parte media de la Biozona Hypselum en el área de Ricla y del límite Hypselum-Bimammatum en la zona de Tosos-Aguilón. Estas margas se depositan en un ambiente marino relativamente distal, donde llegan derivadas conchas de ammonoideos con intercalaciones de niveles siliciclásticos. En la zona de Ricla aparecen intercalaciones de calizas arenosas a partir de la Biozona Hauffianum y en el techo del tramo atribuido a la Biozona Planula. El estudio de los bivalvos, encontrados en este intervalo (Delvene *et al.*, 1998; Delvene, 2000 y 2003) indica un medio de energía media a alta, con un predominio de los bivalvos infaunales.



Leyenda

- | | | | | | |
|--|--|--|---|--|--|
| | Facies de calizas arenosas de la Fm. Aldealpozo (plataforma interna) | | Facies J1- Calizas <i>Mudstone</i> a <i>Wackestone</i> con Esponjas y bioclastos | | Facies dolomíticas de la Plataforma Catalana |
| | Facies N.1/2. Conjunto de facies siliciclásticas defrente deltaico | | Facies K1- <i>Packstone</i> de bioclastos con intraclastos y tuberoides?: | | Facies oolíticas de La Sierra de la Creu |
| | Facies N.3. Rellero de Canales de areniscas con pasadas de microconglomerados | | Facies K3- Calizas <i>Wackestone</i> a <i>Packstone</i> de bioclastos, peloides y restos de esponjas. | | Area sin afloramientos |
| | Facies M. Conjunto de facies margosas (Margas de prodelta?) | | Facies L- Calizas <i>Packstone</i> peloidales con bioclastos y Glauconita | | Area probablemente emergida |
| | Facies J3- Calizas <i>Wackestone</i> a <i>Packstone</i> bioclásticas con restos Esponjas | | Facies de Rampa Externa del área de Castellón | | Areas emergidas |

Fig.10. 16. mapa de distribución de facies durante el intervalo Bimammatum-Planula.

En Tosos y Aguilón, predominan los bivalvos suspensivos, lo que concuerda con el hecho de que se produzcan aportes importantes desde la zona del delta. En esta zona distal del frente deltaico, se registrarán sólo esporádicos aportes continentales de grano fino a rara vez medio, predominando las litologías carbonatadas con sedimentos de grano fino. Se observa una intensa bioturbación y la presencia de pistas de tipo *planolites*. Además de los bivalvos se identifican foraminíferos bentónicos aglutinados y abundantes ostrácodos, así como escasos gasterópodos y braquiópodos, junto a la presencia ocasional de fósiles de organismos nectónicos derivados como ammonites y belemnites. En áreas más dístales (Tosos) se ha constatado la presencia ocasional de glauconita, lo que indicaría una mayor influencia marina.

El área de Ricla-Aguilón estaría situada por debajo del nivel de base del oleaje pero por encima del de tormentas, donde las corrientes van llevando los aportes terrígenos. La acción esporádica de corrientes de alta energía (tormentas, huracanes) harían llegar a la misma conchas derivadas de ammonites. Hacia la parte superior del Oxfordiense se estabilizan las condiciones marinas con el inicio de la colonización de las faunas marinas (bivalvos), en un ambiente marino de plataforma interna a media (Bádenas, 1999).

En las zonas marginales la tasa de sedimentación fue elevada, lo que quizás fuera, junto a la gran diferencia de espesores observadas, indicativo de la reactivación de fallas. Se interpreta este periodo de relativa actividad tectónica como ligado probablemente al inicio de los procesos de *rifting* que se generalizaran ya durante el límite Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Este proceso de reactivación tectónica ha sido observado en otras áreas de la cuenca (Aurell *et al.*, 1997; Salas, 1999; Bádenas 1999 y Salas *et al.*, 2001). Los mayores espesores depositados corresponden sobre todo a la parte superior de este intervalo, a la biozona Planula con más de 50 m en la zona de Ricla hasta 10 o 12, en Tosos, lo que hace pensar que a partir de este momento se produce la reactivación de la tectónica.

En las zonas más dístales durante este periodo se produce una sedimentación condesada, desarrollada en facies de *packstone* de peloides con glauconita (Facies L), en las zonas cercanas de la Sierra de Arcos. Estos materiales presentan frecuentes *hardgrounds* y superficies de omisión, culminando en los afloramientos donde es posible observarlo, con un *hardground*, fuertemente encostrados y ferruginizado con gran cantidad de Glauconita y moldes fosfáticos, asociado a una laguna de extensión variable. Esta sedimentación es bastante irregular lo que podría ser debido a que no lleguen aportes sedimentarios significativos desde la rampa interna. En la zona del alto de Ejulve (Alcorisa, Obón, Ejulve, etc.) no se han encontrado ammonoideos que permitan adjudicar algún sedimento a este intervalo, descansando tanto las margas de la Fm. Sot de Chera, como los depósitos de la Fm Loriguilla, por encima de materiales de la Biozona Bifurcatus.

Esto se interpreta como debido a la probable emersión de esta área. En las áreas aun más externas (Calanda y Ráfales) se observa como persiste la sedimentación de las facies bioclastos con restos de esponjas (facies J₃) y las bioclásticas (Facies K₃) del margen del macizo Catalán. Estas facies indican la existencia de un medio distal de plataforma externa, relativamente abierto hacia el Suroeste, conectado con las áreas abiertas del sector Levantino, donde persiste la sedimentación de esponjas en un medio fuertemente energético, probablemente situado por debajo del nivel de base del oleaje, pero donde se observan frecuentes depósitos gradados de carácter tempestítico (Ráfales).

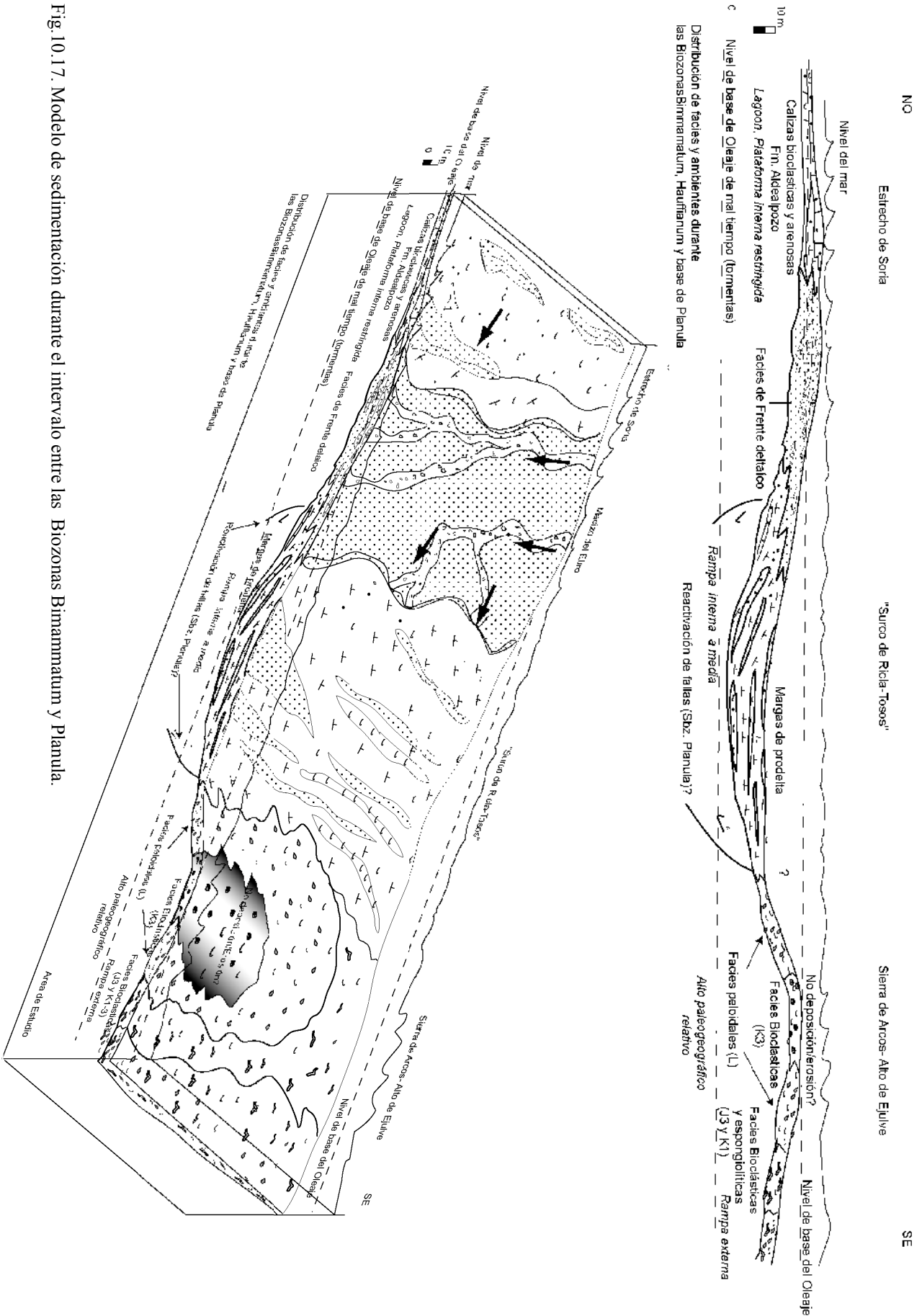


Fig. 10. 17. Modelo de sedimentación durante el intervalo entre las Biozonas Bimammatum y Planula.

Durante la Subbiozona Galar se produce una homogenización de las condiciones de la plataforma con la aparición, en la mayor parte del área de estudio, del tramo superior de las margas de Sot de Chera, que representa la implantación de unas condiciones marinas de rampa media en el sector Noroccidental (Talamantes-Tosos) que puede pasar a media y distal en el área de la Sierra de Arcos y el sector Calanda-Ráfales (Bádenas, 1999). Estas margas se interpretan como el inicio del cortejo transgresivo de la Secuencia Kimmeridgiense inferior (Bádenas, 1999; Aurell *et al.*, 2004).

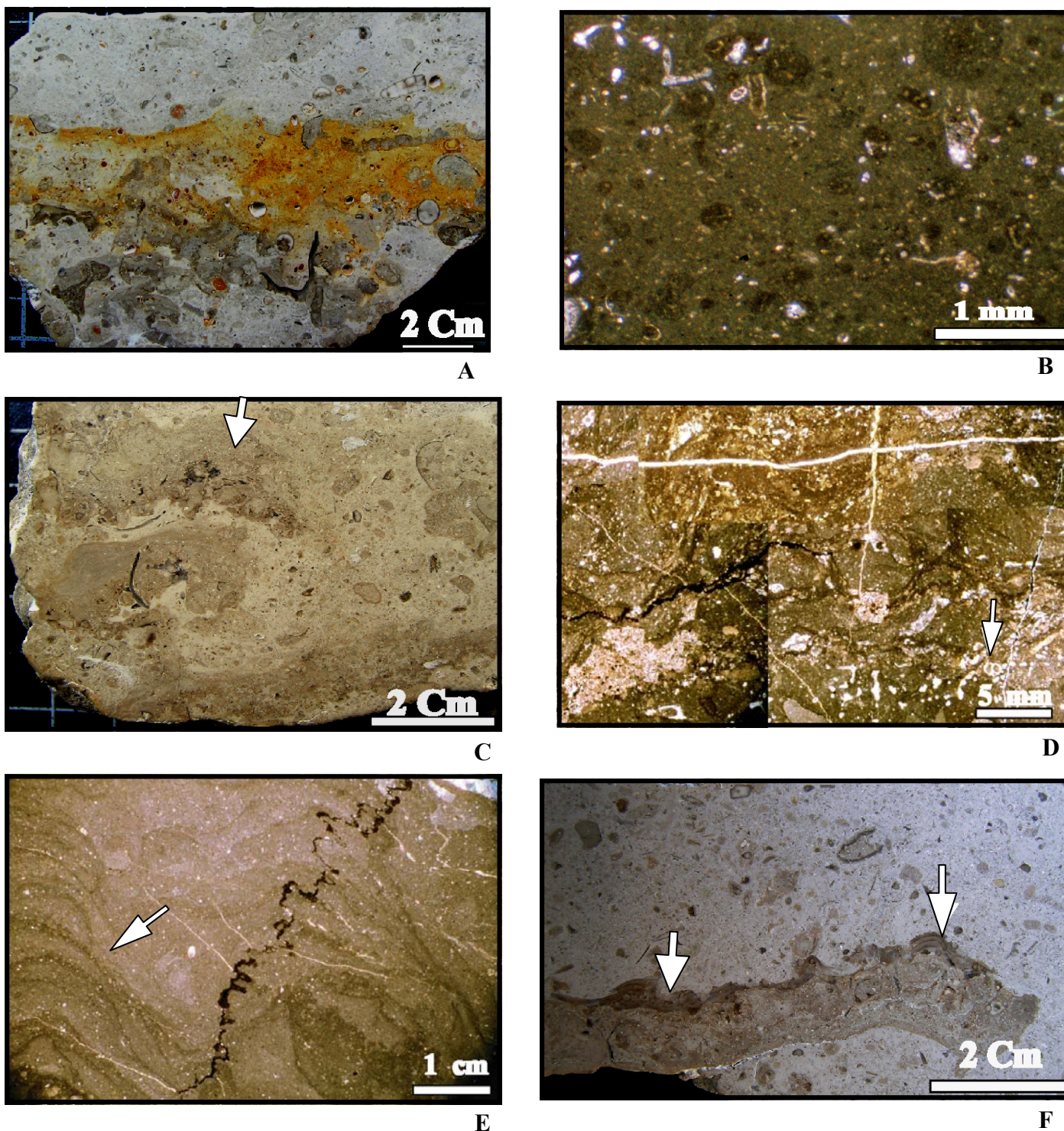
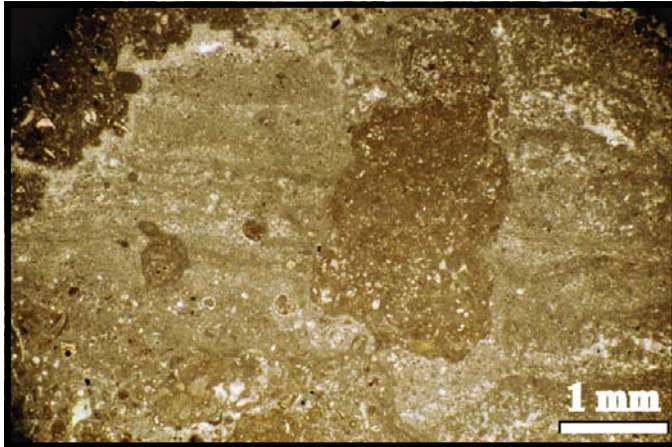


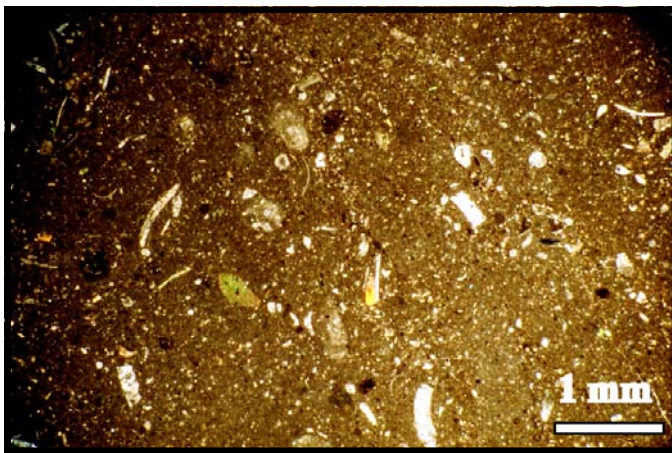
Lámina 10.1. A) Facies de *wackestone* a *packstone* con esponjas y restos de ooides fe, retrabajados de la base de la Fm. Yátova (Ariño). B) Detalle de las facies de *mudstone* con tuberoides (Tosos). C) Facies de *packstone* a *wackestone* con esponjas y bioclastos (subfacies J₃) se indica la existencia de costras sobre los fragmentos de esponjas. D) Detalle de crecimientos microbialíticos en los montículos de esponjas de la Fm. Yátova (subfacies J₂), la presencia de *Nubeculleridos* se indica con una flecha. E) Aspecto de la parte superior de los crecimientos microbiales con aspecto estromatolítico. F) Crecimientos de encostramientos bacterianos sobre una "momia" de esponjas (Ariño).



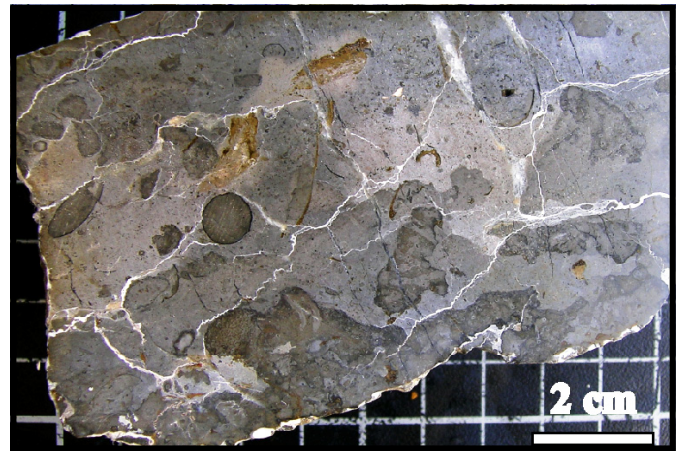
A



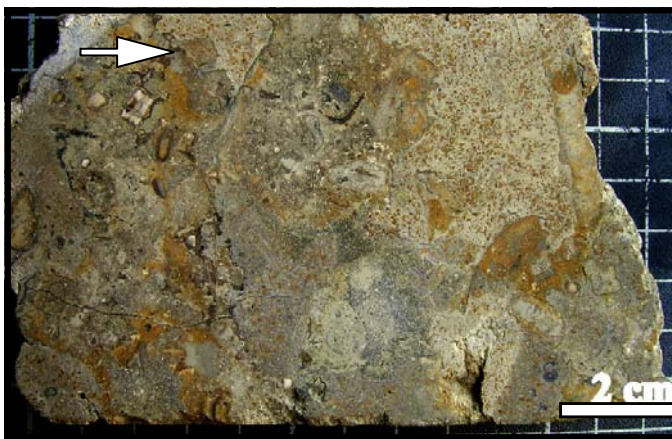
B



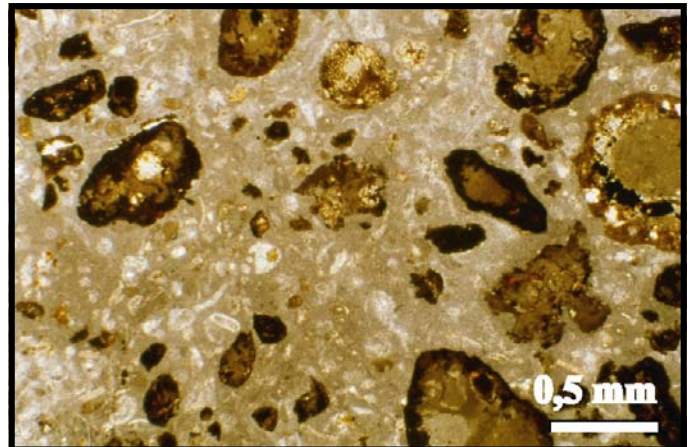
C



D

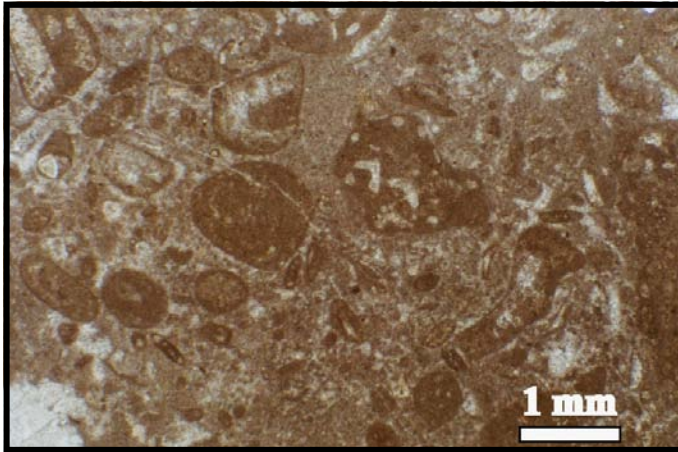


E

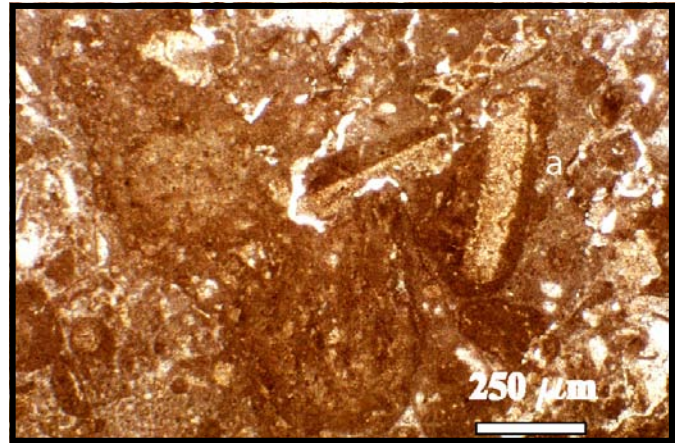


F

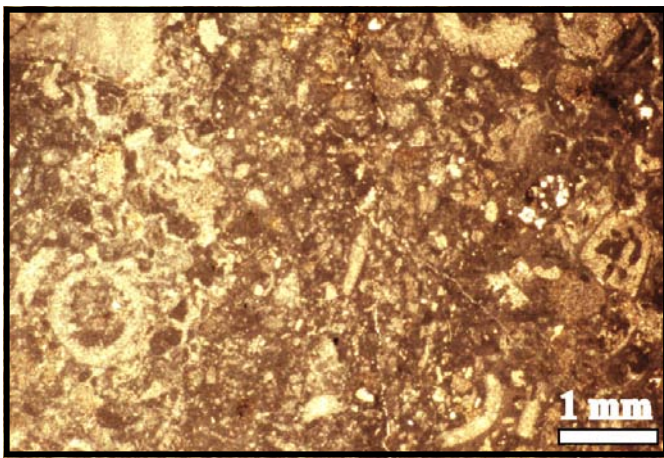
Lámina 10.2. A) Aspecto de intraclastos y encostramientos microbianos (Subfacies J₃). B) Visión de una esponja vuelta en el afloramiento de Ricla. C) Facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y restos de Esponjas (Subfacies J₃). D) Aspecto de las facies *wackestone* a *packstone* con bioclastos y fragmentos de esponjas y tuberoides. E) Detalle de la discontinuidad entre las facies de peloides ferruginosos y las facies de esponjas, en el sondeo de Alacón. F) Aspecto en lámina delgada de los pisoides ferruginosos características de las Subfacies K₂.



A



B



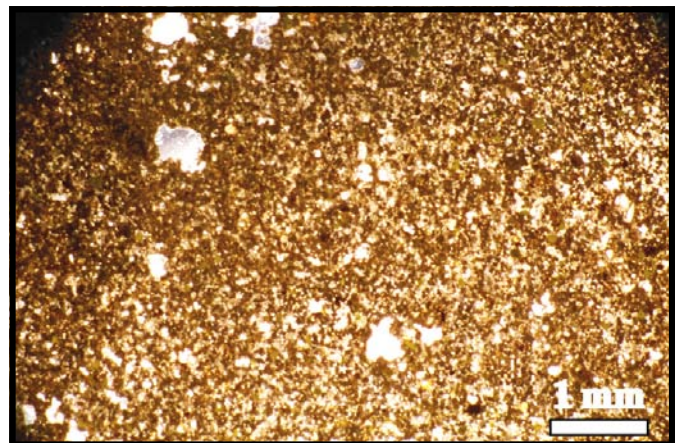
C



D



E

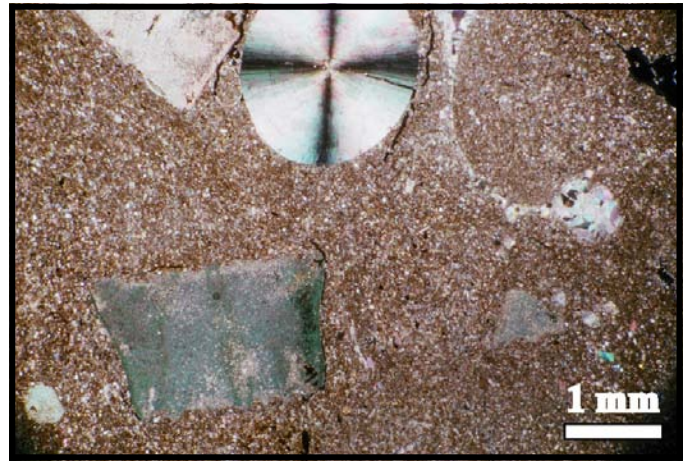


F

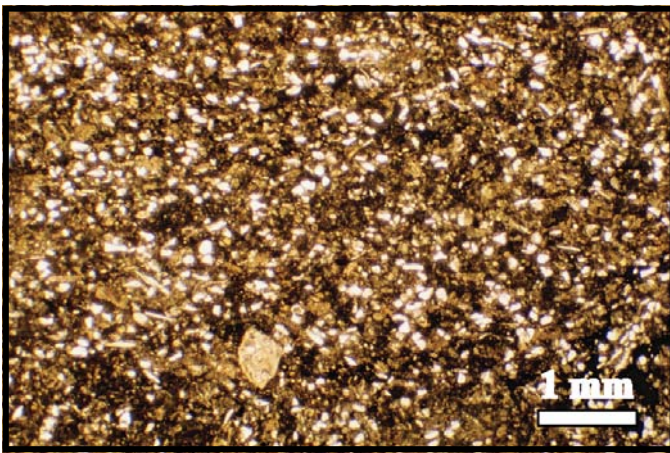
Lámina 10.3. A) Facies de *packstone* de bioclastos, intraclastos y oncoides (subfacies K₁) en Ejulve. B) Detalle de un cortoide, (a) un bioclastos con envuelta micrítica además de oncoides (b). C) Aspecto de las facies bioclásticas (subfacies K₃) del afloramiento de Ráfales. D) Visión de los niveles de calizas peloidales y glauconita en el afloramiento de Ariño. E) Visión en sección púldida de las facies de *packstone* de peloides, obsérvese la gran cantidad de bioturbaciones. F) Aspecto en lámina delgada de las facies de *packstone* de peloides y glauconita.



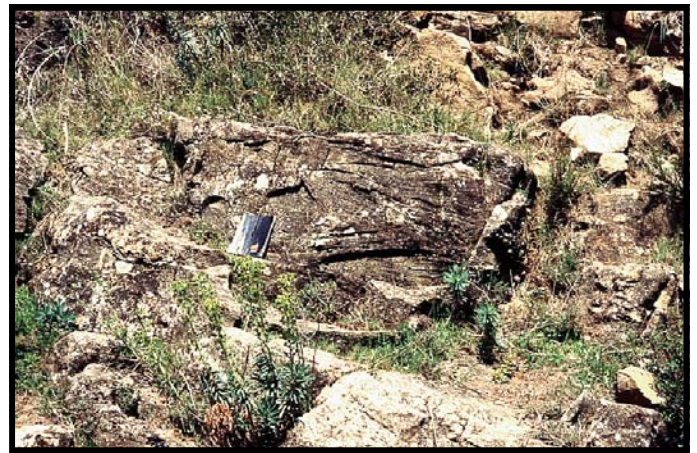
A



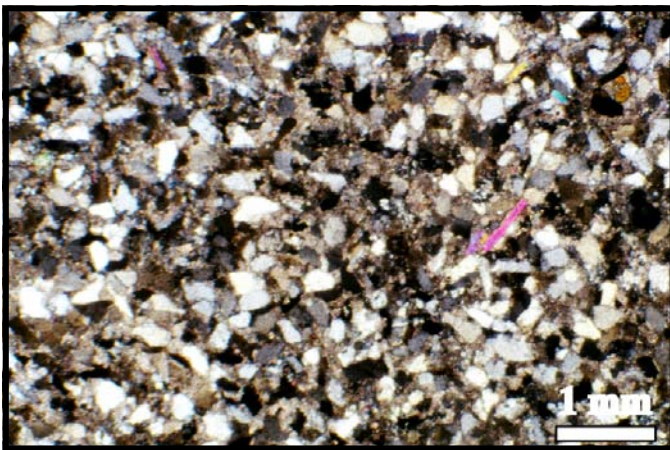
B



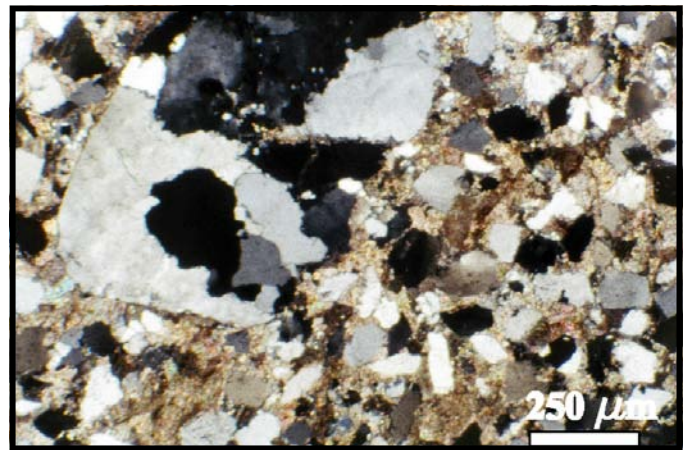
C



D



E



F

Lámina 10.4. A) Aspecto de campo de las Facies de alternancia de calizas limosas o arenosas y margas (Facies M) en Ricla. B) Detalle en lámina delgada de las facies de calizas limosas y bioclásticas de la Subfacies M₁. C) Aspecto de las facies de calizas arenosas y limosas de las subfacies M₂. D) Paleocanal de areniscas y microconglomerados, (Facies N) en el afloramiento de Veruela E) Areniscas de grano medio a fino de las Subfacies N₂. F) Aspecto en lámina delgada de los niveles de areniscas de grano grueso y microconglomerados.

IV-DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Capítulo 11. Estratigrafía Secuencial

10.1. INTRODUCCIÓN

El análisis estratigráfico secuencial realizado ha permitido precisar la evolución de los ciclos de facies de Transgresivo-Regresivo denominados ciclo J2.4 (Calloviense) y J3.1 (Oxfordiense) en Aurell *et al.* (2003). Además se ha realizado una propuesta de división de estos dos ciclos en secuencias de orden superior. Se realiza también una discusión sobre el significado del límite Calloviense-Oxfordiense en el área de estudio y su relación con los eventos paleoambientales y las variaciones eustáticas que tienen lugar en las cuencas que rodean al Tethys durante el intervalo estudiado y cuya interpretación ha sido objeto de controversia científica.

10.2. LA SECUENCIA CALLOVIENSE (J2.4)

10.2.1. INTRODUCCIÓN

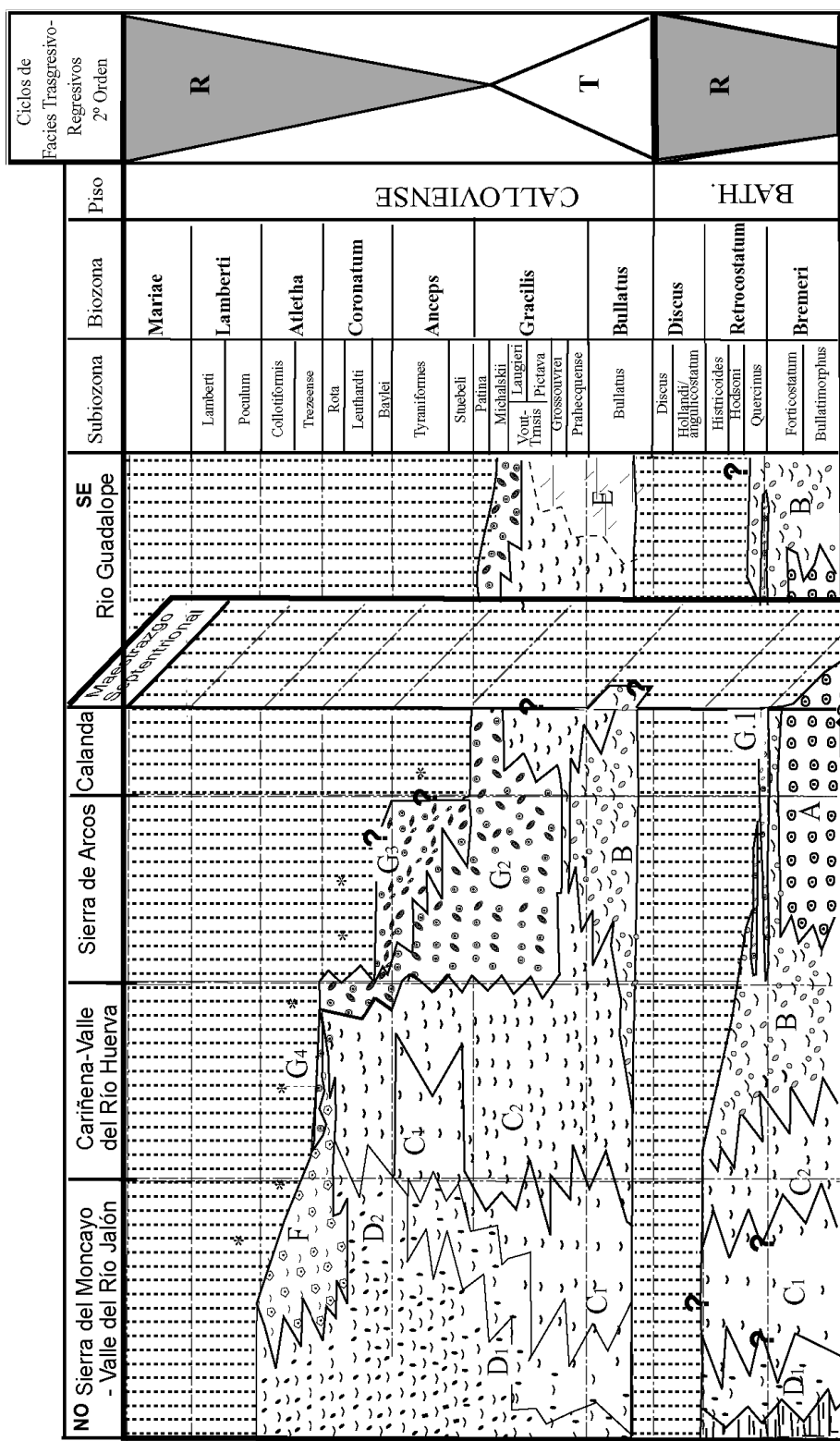
La secuencia Calloviense no ha sido estudiada desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial de manera detallada. Si ha sido definida su separación en un ciclo transgresivo-regresivo por Fernández López (1997) y en los trabajos de síntesis sobre el Jurásico de la Cordillera Ibérica de Aurell *et al.* (2000, 2002 y 2003), siendo denominada secuencia o ciclo J2.4. Esta secuencia de depósito se encuentra constituida, en el área de estudio, por materiales depositados en facies de plataforma media a externa que pasan a facies de plataforma proximal o interna en el área del Estrecho de Soria (Bulard, 1972; Wilde, 1988). Presenta espesores que varían entre más de 100 metros en las áreas más proximales, en el sector del Moncayo hasta menos de 5 metros en las áreas de la Sierra de Arcos (Fig.8.2). Los depósitos del calloviense están ausentes en el área del “Alto de Ejulve–Maestrazgo”.

10.2.2. EL LÍMITE INFERIOR (LA DISCONTINUIDAD BATHONIENSE-CALLOVIENSE)

El límite inferior consiste en una discontinuidad asociada a una laguna estratigráfica que abarca la Biozona Discus, parte de la Biozona Retrocostatum y la parte inferior de la Biozona Bullatus del Calloviense inferior (Fernández-López, 1997, 2001). Esta discontinuidad tiene una mayor entidad hacia las zonas más cercanas al Alto de Ejulve-Maestrazgo (Sierra de Arcos y Calanda-Ráfales) en las cuales se encuentran localidades donde los últimos ammonoideos del Bathoniense pertenecen a la Biozona Bremeri del Bathoniense medio, y ocasionalmente a la base de la Biozona Retrocostatum (Fig. 11.1). Sin embargo en las zonas del río Huerva-Valle del Jalón, la discontinuidad, que está marcada en ocasiones por un *hardground*, con acumulación de fósiles, que afecta únicamente a la Biozona Discus. No se constata la existencia de una laguna de la Biozona Retrocostatum (Page y Meléndez, 2000 y Page *et al.*, 2004). Esta discontinuidad se interpreta como consecuencia de una restricción en la sedimentación y la emersión parcial de áreas más distales de la plataforma (Alto de Ejulve-Maestrazgo), ligada al final del ciclo regresivo del Bathoniense. En los afloramientos desde el Moncayo a la Sierra de Arcos, no se encuentran indicios de esta emersión generalizada de la plataforma.

10.2.3. HEMICICLO TRANSGRESIVO

La sedimentación se reanuda en la base de la Biozona Bullatus, en la que existe una laguna estratigráfica que afecta a su parte basal, no habiéndose encontrado la asociación del biohorizonte caracterizado por *Macrocephalites Jaquoti* (Page *et al.*, 2004). A partir de este momento se reanuda la sedimentación en la mayor parte de la plataforma y del área estudiada, apareciendo incluso en áreas marginales del Alto de Ejulve-Maestrazgo, como Alcorisa y Obón, donde se identifican una serie de calizas *packstone* a *wackestone* peloidales y bioclásticas (Facies B) atribuidas al Calloviense.



Leyenda

- * Presencia de ammonioideos reelaborados
- Laguna Estratigráfica
- Calizas margosas y limosas de la Fm. Olvega
- A. Facies de Calizas *Grainsf.* oolíticas
- B. Facies de Calizas *Pack. de* peloides con bioclastos
- C1. Calizas *Wack. a mad.-wack.* de bioclastos (filamentos) y peloides.
- C2. Calizas *Wack. a wack.-pack.* de bioclastos (filamentos) y peloides.
- D1. Calizas *Mad.-wack. a wack.* peloidales y bioclastos con granos de Qz.
- D2. Calizas *Wack. a wack.-pack* bioclastos a peloidales con granos de Qz.
- E. Facies dolomitizadas
- F. Facies de *Pack.* bioclasticos con o sin granos de Qz.
- G1. Cal. *Wack. a pack.* de peloides y bioclastos con ooides Fe. y P.
- G2. Cal. *Wack.* de filamentos y peloides con ooides Fe. de pequeño tamaño
- G3. Calizas *Wack. a packs.* de peloides, y bioclastos con filamentos y ooides Fe.
- G4. *Wack. a pack.* con bioclastos y ooides Fe. y P.

Fig. 11.1. Cuadro de distribución de facies del Calloviense y su relación con los ciclos transgresivos-regresivos, propuestos en este trabajo y los ciclos del Jurásico del Noroeste de la Península Ibérica (Aurell et al., 2003).

La sedimentación presenta dos áreas bien diferenciadas: una más subsidente en la zona Noroccidental y una con sedimentación condensada en la zona más Suroriental (Sierra de Arcos, Calanda). La sedimentación está caracterizada en la mayor parte del área por una alternancia de margas y calizas bioclásticas a peloidales, ricas en “filamentos” de bivalvos pelágicos (Facies C) en facies de *mudstone* a *wackestone* que pueden evolucionar a facies de tipo *wackestone* a *packstone*. Hacia las zonas más cercanas al Alto de Ejulve pasan lateralmente a una alternancia de margas y calizas en facies *wackestone* a *packstone* peloidales (Facies B).

En las zonas proximales (Veruela) pasan a unas calizas bioclásticas y peloidales con influencia siliclástica, que se manifiesta con la presencia de granos de cuarzo tamaño limo, feldespatos y ocasionales micas (Facies D), en cantidades minoritarias con porcentajes del 1-3% de la roca. A partir de límite entre las Biozona Bullatus y Gracilis se desarrolla en los afloramientos de la Sierra de Arcos y el área de Calanda-Beceite el depósito de calizas con ooides ferruginosos, en facies de *mudstone* a *wackestone* bioclásticos y peloidales, que se produce sobre una serie de facies de calizas *wackestone* a *packstone* bioclásticas a peloidales a veces dolomitizadas (Facies E), como es el caso de los afloramientos de Ráfales o Más de las Matas (Fig.11.1).

Estas condiciones se mantienen durante la mayor parte de la Biozona Bullatus y Gracilis. En los materiales correspondientes a la parte media se detecta, en los afloramientos de Ricla, Tosos y Aladren, un incremento de los niveles de margas, con espesores métricos e intercalaciones de facies de calizas *mudstone* a *wackestone* de tipo C y D, lo que indican un momento de sedimentación más tranquila y profunda. En estas tramos se constata la presencia de abundantes elementos juveniles resedimentados de *Macrocephalites* (Lardies, 1990). A techo de la Biozona Gracilis, durante la Subbiozona Patina, se encontraría la superficie de máxima inundación de la plataforma que se correspondería al final del ciclo de profundización avanzada según la terminología de Fernández-López (1997).

En las zonas más distales de la plataforma este registro se encuentra dentro de la capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío, encontrándose registro de ammonoideos posiblemente resedimentados (Subbiozona Patina) en los afloramientos de Moneva, y Ariño, (Meléndez *et al.*, 1997; Meléndez y Ramajo, 2002, y Meléndez *et al.*, 2002), dentro de una facies de calizas *wackestone* a *mudstone*, bioclásticas y peloidales con ooides ferruginosos en proporciones variable (Facies G). Sin embargo, en otros puntos de esta área (Andorra, Calanda, Ráfales) se identifican a techo del nivel de la Capa de Arroyofrío atribuido al Calloviense, restos de ammonites reelaborados de la Biozona Gracilis (Aurell *et al.*, 1999, Ramajo *et al.*, 1998, Meléndez *et al.*, 1999 y Ramajo *et al.*, 2000) sin que pueda precisarse más esta datación. Por tanto en muchas partes del área de estudio, la sedimentación de las facies de edad Calloviense queda limitada a las Biozona Bullatus y Gracilis *p.p.*, lo que avalaría la hipótesis de que los materiales de este intervalo pertenezca al hemicycle transgresivo, equivalente al cortejo transgresivo o TST.

11.2.4. HEMICICLO REGRESIVO

Esta etapa se inicia aproximadamente en el límite Gracilis-Anceps y viene marcada en los afloramientos del área Noroccidental (Veruela-Ricla) por un incremento la influencia siliclástica, que se manifiesta con un incremento notable de los porcentajes de siliciclásticos dentro de las facies de calizas bioclásticas y peloidales con granos de cuarzo (Facies D), con el paso a calizas de tipo *wackesto-*

ne a *packstone* (Subfacies D₂) que indican unas condiciones de mayor energía (Fig.11.1). En los afloramientos de Ricla y en los del valle del río Huerva se observa un incremento en el porcentaje de margas, así como la aparición de calizas con texturas que indican unas condiciones de depósito menos energéticas. De este modo se encuentra calizas *mudstone* a *wackestone* bioclásticas con o sin granos de cuarzo (Subfacies D₁ y C₁), con porcentajes de siliciclásticos minoritarios (3%-5%) por encima de los niveles calcáreos con frecuentes *hardgrounds* característicos del techo de la Biozona *Gracilis* y la base de la Biozona *Anceps*. Este tramo se considera depositada en condiciones con una creciente influencia siliciclástica, pero donde existen áreas (Surco de Ricla-Tosos) en las que persisten las condiciones de menor energía, en un medio marino somero comunicado con mar abierto. A partir de la parte superior de la Biozona *Anceps* y del límite *Anceps-Coronatum*, se constata la existencia de un incremento en el contenido en siliciclásticos, así como en el porcentaje de carbonatos. Se observa la transición desde tramos de alternancia de calizas y margas a una serie eminentemente calcárea, con frecuentes secuencias estratocrecientes en facies de *packstone* a *wackestone* bioclásticos y peloidales con abundantes granos de cuarzo (Facies D, subfacies D₂) a facies de *packstone* bioclásticos (Facies F). Todo esto permite interpretar este tramo superior como indicativo de unas condiciones de mayor energía y menor batimetría, con un claro carácter somerizante, (Lardies, 1990; Ramajo y Aurell, 1997).

En las zonas más distales, adosadas al Alto de Ejulve, Sierra de Arcos y Calanda, este hemicycleo de carácter regresivo se encuentra ausente o escasamente representado por un depósito centimétrico en facies de ooides ferruginosos (Facies G), que se identifica únicamente en los afloramientos de la parte septentrional Moneva-Ariño. Estos depósitos tiene una duración temporal variable apareciendo en los más septentrionales (Moneva, Peñisquera), registro de ammonoideos resedimentados y reelaborados de las Biozonas *Anceps* y *Coronatum*, (Meléndez y Ramajo, 2002). En los del área de Ariño y Barranco de las Estacas, aparecen únicamente ammonoideos reelaborados y resedimentados de la Biozona *Anceps* (Meléndez *et al.*, 1997) (Fig.11.1).

11.2.5. EL LÍMITE SUPERIOR (LA DISCONTINUIDAD CALLOVIENSE-OXFORDIENSE).

La discontinuidad se presenta con una gran diversidad de morfologías (véase cap. 8) y presenta una clara diacronía (Fig. 11.1), ya que se encuentra en el área Noroccidental (Veruela-Ricla) sobre materiales del Calloviense Superior (Biozona *Atletha*). En la zona del Valle del Huerva y la Sierra de Arcos se sitúa sobre los materiales de edad Calloviense medio, Biozonas *Coronatum* y *Anceps*. En el área de Calanda-Ráfales la superficie de discontinuidad se apoya sobre materiales del Calloviense inferior, de la Biozona *Gracilis*. Esta diacronía se interpreta como producida por el cambio de condiciones ambientales que genera esta discontinuidad.

En el modelo propuesto en este trabajo se interpreta la génesis de esta discontinuidad como resultado de una somerización que genera una exposición en condiciones subaéreas en puntos como Ricla-Veruela o en la zona del Alto de Ejulve y Maestrazgo. La emersión se produce primero en aquellas áreas más cercanas al Alto de Ejulve registrándose únicamente en escasos afloramientos (Alcorisa y Obón) depósitos condados del Calloviense inferior Biozona *Bullatus*. Sin embargo en otros puntos del área de estudio no existen indicios claros de la exposición en condiciones subaéreas, debido quizás a que los mismos se hallan borrado durante la posterior trasgresión de la base del Oxfordiense.

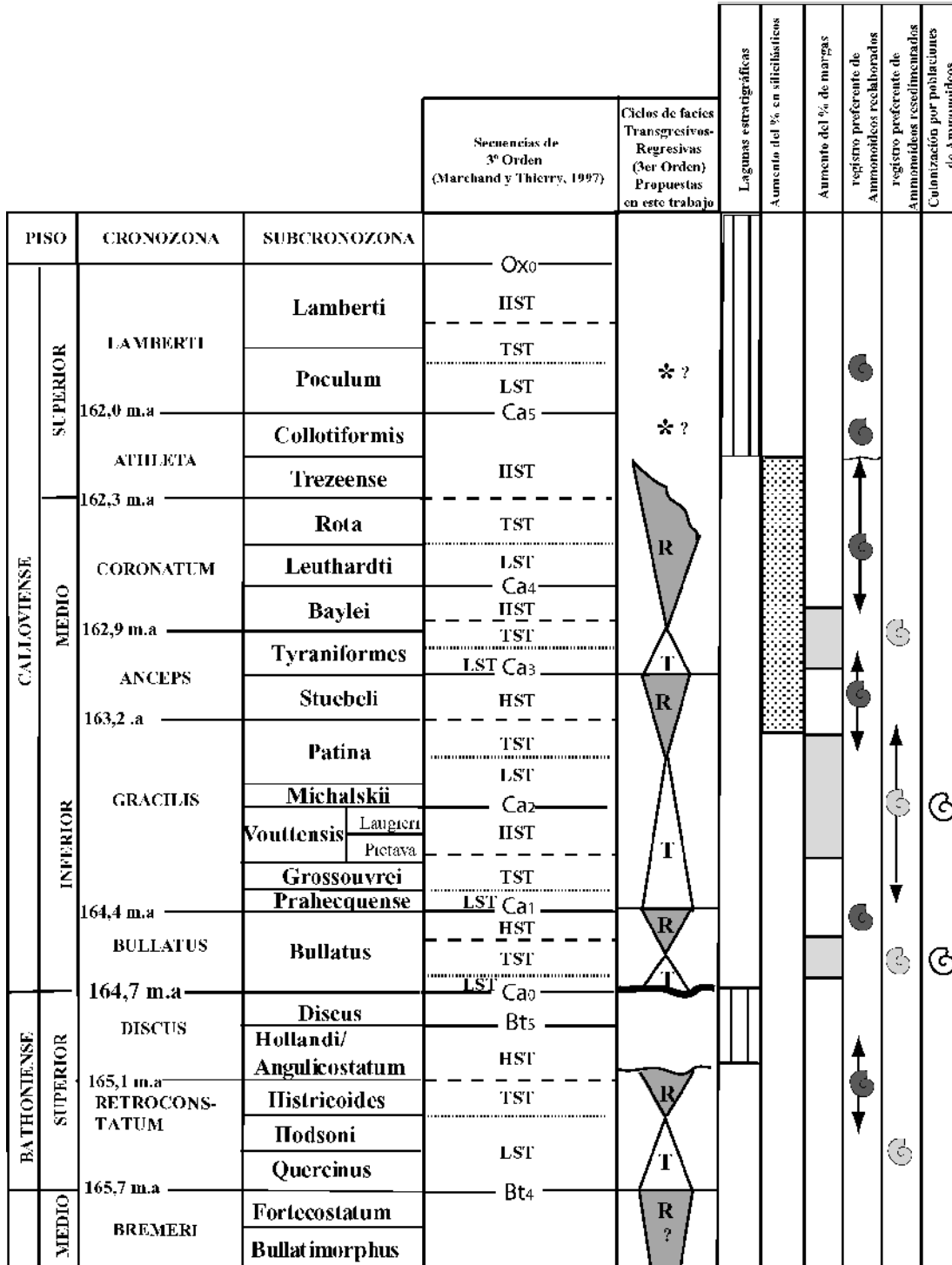
11.2.6. CICLOS DE ORDEN MAYOR.

Como se ha indicado en Aurell *et al.* (2002, 2003), el ciclo del Calloviense, por su duración del orden de 4 a 6 millones de años, consiste en un ciclo de facies transgresivas-regresivas T-R considerado de segundo orden según la terminología de Handerbol *et al.* (1998). A partir de los datos del presente trabajo así como de los estudios realizados por Lardiés (1990), Lardiés *et al.*, (1997), Meléndez *et al.*, (2002) y Page *et al.* (2004) se propone la existencia de tres ciclos de tercer orden de carácter transgresivo-regresivo, equivalentes de las secuencias de depósito. Estos ciclos están compuestos por un hemicyclo transgresivo, equivalente de los cortejos de bajo nivel de mar y transgresivo (LST y TST) y un hemicyclo regresivo, equivalente fundamentalmente del cortejo de alto nivel del mar (HST). Ambos están separados por un pico transgresivo, que sería equivalente a la superficie de máxima inundación (*msf*) de estas secuencias de tercer orden (Fig.11.2).

Estos ciclos se manifiestan fundamentalmente en la zona Noroccidental, en el área de Ricla-Aguilón, y se interpretan a partir de indicios como la existencia de secuencias estratocrecientes culminadas por *hardgrounds* o superficies de discontinuidad, la existencia de tramos con secuencias margocrecientes, la presencia de faunas de carácter juvenil, el predominio de ammonites resedimentados o reelaborados y la existencia de un aumento del porcentaje siliciclásticos. Estos ciclos podría estar relacionados con los descritos por Marchand y Thierry (1997) o Handerbol *et al.* (1998) en el área del Tethys para el ciclo Bathoniense-Oxfordiense inferior, considerado por estos autores como un ciclo de segundo orden de carácter regresivo-transgresivo. Estos autores indican la existencia de 6 secuencias de depósito de tercer orden dentro del Calloviense, denominados Ca0 a Ca5.

- La secuencia basal abarcaría desde el límite inferior del Calloviense hasta la base de la biozona Gracilis. En este momento se produciría una primera colonización de la plataforma con la aparición de las primeras faunas autóctonas que se corresponde con un predomina en el registro de ammonoideos resedimentados. Hacia su parte superior se constata la existencia de una serie de secuencias estratocrecientes y la aparición de frecuentes niveles de removilización y *hardgrounds* con ammonoideos reelaborados. En el área de la Sierra de Arcos y en otras partes de la cuenca (Sierra de Albarracín) los materiales de esta biozona se encuentra representados por una secuencia estratocreciente, que presenta a techo un nivel con una superficie de discontinuidad intermedia y un *hardground* a techo, con frecuentes ammonoideos reelaborados. El límite superior de esta secuencia coincide aproximadamente con el límite de la secuencia Ca₁, que observan en el área del Tethys (Marchand y Thierry, 1997, y Handerbol *et al.*, 1998) (Fig. 11.2).
- La segunda secuencia corresponde aproximadamente al intervalo entre las biozona Gracilis y la Base de la Biozona Anceps. En los afloramientos de Tosos o Aladrén se observa una alternancia de margas y calizas, con secuencias margocrecientes desde la parte media a superior de la Biozona Gracilis, (Subbiozonas Vouttensis, Minchalskii y base de Patina), con gran cantidad de ammonoideos resedimentados y la colonización de la plataforma por poblaciones de ammonoideos. A techo de la Biozona Gracilis, y en la base de la Biozona Anceps se observa frecuentes secuencias estrato y carbonato crecientes, coronadas por frecuentes *hardgrounds*, con frecuentes ammonoideos reelaborados, además de la aparición en porcentajes significativos de los granos de cuarzo en los afloramientos del área de Ricla. Por otro lado, en la mayor parte de la Sierra de Arcos, esta secuencia se encuentra representada únicamente por una serie condesada en niveles de ooides

ferruginosos, que presentan en los afloramientos Noroccidentales de Moneva y Peñisquera, una secuencia de somerización, así como un incremento en el número de secuencias tempestíticas y en la granulometría de los ooides ferruginosos. El límite superior de esta secuencia coincide aproximadamente con el límite propuesto en el área del Tethys para la secuencia Ca3 (Marchand y Thierry, 1997, y Handerbol *et al.*, 1998).



Datos de edades absolutas de Gradstein *et al.*, (2004).

Fig.11.2. Secuencias de tercer orden propuestas en el presente trabajo y su relación con las secuencias propuestas por Marchand y Thierry (1997) y Handerbol *et al.* (1998)

- La tercera secuencia se desarrolló a partir de la parte media de la Biozona Anceps. Se observa fundamentalmente en Veruela, Ricla, Tosos y Aguilón. Se inicia con un tramo de margas con intercalaciones de calizas margosas en facies relativamente más profundas que las depositadas durante la parte superior de la secuencia anterior. Estas facies dan paso progresivamente a una secuencia de somerización constituida por calizas bioclásticas, a veces peloidales, en facies de *wackestone* a *packstone* (Facies D y F), donde se observa un notorio incremento de los porcentajes de cuarzo, que alcanzan el 5 al 10% en la zona de Veruela y Talamantes, a lo largo de las biozonas Coronatum y Athleta. En el área de la Sierra de Arcos se encuentra representada únicamente como un depósito condensado que culmina los sedimentos de las facies de ooides ferruginosos, de las Biozonas Anceps y Coronatum (Subbiozona Baylei) (Meléndez y Ramajo, 2002, Meléndez *et al.*, 1997 y 2002). Dentro de los mismos se identifican ammonoideos resedimentados y se interpretan como los depósitos de carácter transgresivo de esta secuencia. El límite superior se corresponde con el límite de la secuencia Calloviense. Esta secuencia no parece estar relacionada con ninguna de las secuencias descritas por Marchand y Thierry (1997) y Handebol *et al.* (1998).

11.3. LA SECUENCIA OXFORDIENSE (J3.1)

11.3.1. INTRODUCCIÓN

La definición de esta secuencia y la delimitación de sus cortejos sedimentarios se realizó en los trabajos de Salas (1989), Aurell (1990, 1991) y Aurell y Meléndez (1993). Posteriormente Ramajo *et al.* (1999) realizan una subdivisión de los materiales de esta secuencia en 4 secuencias de menor orden. La primera secuencia abarca los materiales del Oxfordiense inferior (Biozona Cordatum). La segunda comprende los materiales de la Biozona Plicatilis. La tercera abarca los materiales del Oxfordiense medio (Biozonas Transversarium y Bifurcatus). La cuarta secuencia abarcaría los materiales depositados en el Oxfordiense superior y la base del Kimmeridgiense. Esta separación se mantiene en el trabajo de Aurell *et al.* (2000). La revisión más reciente de Aurell *et al.* (2002, 2003) incluye los materiales del Oxfordiense dentro de un único ciclo de facies Transgresivo-Regresivo de segundo orden. Este esquema ha sido el que se ha adoptado en este trabajo.

Aplicando criterios y estudios de tipo tafonómico, Fernández-López y Meléndez (2003) indican que el máximo pulso transgresivo del Oxfordiense se encuentra situado en el límite entre los materiales de la Biozona Hypselum y los de la Biozona Bimammatum. Strasser *et al.* (2005), comparando secciones estudiadas en la plataforma interna (Aldealpozo), rampa media (Ricla) y externa (Ariño, Barranco de las Estacas), proponen la existencia de ciclos que se han relacionado con los ciclos propuestos por Handebol *et al.*, (1998) y Gracinsky *et al.*, (1998). Bello *et al.* (2004) y Bello (2005), usando el análisis tafonómico, ponen de manifiesto la existencia de una serie de episodios de menor energía asimilables a episodios de inundación, definiendo también la posible existencia de ciclos de carácter transgresivo-regresivo dentro de la Secuencia Oxfordiense.

En este trabajo proponemos la subdivisión de la secuencia Oxfordiense en 2 hemicyclos (Fig. 11.3) El primero, en el que predominan las condiciones transgresivas facies espongiolíticas, abarca desde el Oxfordiense inferior, Biozona Cordatum, hasta el límite entre el Oxfordiense medio-superior. El segundo, donde predominan las condiciones regresivas, abarca desde el Oxfordiense superior a la base del Kimmeridgiense inferior (Subbiozona Planula de la Biozona Planula).

11.3.2. HEMICICLO TRANSGRESIVO

Dentro del hemiciclo transgresivo puede distinguirse al menos 2 etapas. La primera incluye los sedimentos depositados durante el intervalo Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatum*): Oxfordiense medio (Biozona *Plicatilis*) y quizás en la base de la Biozona *Transversarium* (Subbiozonas *Parandieri* y *Luciaeformis*). Las condiciones se corresponderían con una etapa de transgresión inicial, con lo que se denomina episodio de profundización incipiente en el sentido de Fernández-López (1997).

Esta primera parte se caracteriza por la existencia de un depósito en facies condesadas, pertenecientes al episodio Oxfordiense de la Capa de Arroyofrío en facies de calizas *wackestone* a *packstone* bioclásticas a veces con restos de esponjas (Facies H), o bien a sus equivalentes laterales las facies de micríticas (Facies I). Estos depósitos representan los primeros pulsos de inundación de la plataforma y se depositan de manera discontinua e irregular, como eventos de carácter tempestítico en condiciones de alta energía relativa del medio.

Los diferentes episodios de inundación se encuentran separados por discontinuidades asociadas a sendas lagunas estratigráficas. Si bien hasta ahora se había considerado que la inundación total de la plataforma y la instauración de una sedimentación carbonatada y la colonización de la misma por los esponjas se generalizaba a partir de la Biozona *Luciaeformis*, los datos aportados por Bello (2005) muestran que el episodio de ooides ferruginosos presenta en bastantes casos en la Sierra de Arcos y Calanda restos de ammonioideos de las subbiozonas *Parandieri* y *Luciaeformis*, mientras que la sedimentación de las facies de calizas con esponjas se reinicia en la base de la Subbiozona *Schilli*. Así mismo, los escasos restos de ammonioideos encontrados en los afloramientos del Maestrazgo Septentrional, como Ejulve o Alcorisa, son formas pertenecientes a la Subbiozona *Schilli* (J. Bello *com. pers.*). Por lo tanto, es posible que la instauración de unas condiciones marinas y la estabilización de la sedimentación carbonatada deba situarse en la base de la Subbiozona *Schilli*. No obstante en las áreas más subsidentes (Riela-Valle del Huerva) se constata la existencia de una sedimentación relativamente expandida (de 3 a 6 metros) en facies de calizas con esponjas pertenecientes a la Subbiozonas *Parandieri* y *Luciaeformis* (Fig. 11.3).

La etapa de profundización avanzada se iniciaría a partir de la base de la Subbiozona *Schilli*, momento a partir del cual se han establecido en toda la cuenca las condiciones necesarias para el desarrollo de una sedimentación carbonatada. La sedimentación carbonatada está formada principalmente por facies de esponjas, que colonizan la mayor parte de la plataforma. Se pueden identificar bioconstrucciones de esponjas que ya habían aparecido en la zona más subsidentes (áreas de Riela y Tosos) durante la base de la Biozona *Transversarium*. Hacia la zona más distales, situadas en los alrededores del Alto de Ejulve, se depositan facies bioclásticas relativamente más energéticas (Facies K).

La sedimentación de esponjas se mantiene en la mayor parte del área de estudio desde la parte superior de la Biozona *Transversarium* hasta la Biozona *Bifurcatus*. Por encima se instaura una sedimentación con influencia siliciclástica en las áreas más proximales (Veruela) o a una sedimentación de facies de calizas *packstone* a *wackestone* peloidales con abundantes granos de glauconita (Facies L) en las áreas más distales, situadas alrededor del alto paleogeográfico de Ejulve. Estos cambios de facies se interpretan como consecuencia de la progradación de unas facies con influencia deltaíca en la zona del Estrecho de Soria y una posible somerización en la zonas adosadas al Alto de Ejulve, que se han relacionado con el paso desde las condiciones transgresivas a unas condiciones regresivas. Por

tanto este cambio permitiría definir la superficie de máxima inundación de la Secuencia Oxfordiense (Fig. 11.2). La posición de esta superficie ha sido objeto de discusión. Aurell (1990) la sitúa inicialmente en el límite entre las Subbiozonas Schilli y Rotoides de la Biozona Transversarium. Sin embargo Fernández -López y Meléndez (2003, 2004) consideran que este cambio se encuentra situado en la parte superior de la Biozona Hypselum, en donde se encontraría ammonoideos cuyas características tafonómicas (los denominados taforregistros) se englobaría dentro de lo que Fernández-López (1997) denomina taforregistro de profundización avanzada, característicos de los momentos de mayor batimetría de la secuencia. Sin embargo esta interpretación podría ser contradictoria con el hecho de que en otros puntos de la cuenca, en afloramientos como el del Veruela, la Sierra de Arcos (Andorra, Ariño), el área de Calanda-Ráfales (Calanda-Túnel, Más de las Matas, La Cañada de Verich) la sedimentación de la parte alta de la Biozona Bifurcatus presenta características que indican una mayor somerización, tales como la aparición de facies espongiolíticas y bioclásticas (subfacies J₃), el inicio de la sedimentación de las facies de *packstone* peloidales (Facies L), la desaparición de las facies de esponjas y la aparición de las facies de margas y calizas limosas (Facies M) en el afloramiento de Veruela. Así mismo en el afloramiento de Ricla, tanto en nuestro estudio, como en el realizado por Strasser *et al.* (2005), se constata un aumento de los detríticos ya a partir de la parte alta de la Biozona Bifurcatus, además de una progresiva disminución del número de esponjas y un cambio en las facies de estas, pasando desde un *wackestone* con esponjas a un *packstone* de fragmentos de esponjas y tuberoides.

De este modo existen, en función de las áreas donde se realicen las observaciones, varios momentos donde se observan características que indican el cambio desde un medio donde predominan las condiciones transgresivas, hasta otro donde van a predominar las condiciones regresivas con una disminución en la batimetría y un aumento de la energía del medio. En la interpretación propuesta en el presente trabajo se considera como más factible el máximo transgresivo que existe en el límite Bifurcatus-Hypselum, ya que se considera que el mismo se corresponde al momento en el que se generaliza el cambio a las condiciones regresivas en la mayor parte de la cuenca. Este hecho que se manifiesta con la implantación de los sedimentos deltaicos (de margas de prodelta) de la zona de Veruela, o de la sedimentación de las margas de Alustante en la zona de la Rama Castellana, en el límite entre el Oxfordiense medio y superior (Aurell, 1990). Sin embargo parece que existen otros momentos en los que se detecta la aparición de máximos relativos del nivel del mar que tienen relación con la existencia de ciclos de 3^{er} orden dentro de la Secuencia Oxfordiense.

11.3.3. HEMICICLO REGRESIVO

El hem ciclo se inicia con un cambio a facies depositadas en unas condiciones más energéticas. En un primer momento persisten en algunos afloramientos la sedimentación de calizas con esponjas, con un predominio de los componentes bioclásticos (Subfacies J₃). En la zona Noroccidental del área de estudio a partir aproximadamente del límite entre las Biozonas Bimammatum y Hauffianum se depositan los materiales detríticos compuestos por calizas arenosas, areniscas de grano fino a medio y barras de areniscas de grano grueso y microconglomerados (Facies N), en un ambiente de frente deltaico. La influencia de este sistema deltaico se extiende hasta el área de Ricla y los afloramientos del Río Huerva, donde la sedimentación de calizas con esponjas da paso a una alternancia de margas y calizas arenosas y limosas (Facies M) entre las biozonas Hypselum y el límite Bimammatum-

Hauffianum respectivamente. Esta somerización se manifiesta en la zona del alto paleogeográfico de Ejulve, con la desaparición de la sedimentación carbonatada en casi todos los afloramientos (Obón, Ejulve, Alcorisa) durante el límite Bifurcatus-Hypselum. En las zonas situadas en la Sierra de Arcos y Calanda-Ráfales se mantiene la sedimentación de las calizas peloidales con glauconita (Facies L) o bioclásticas (Subfacies K₃), prácticamente hasta el límite entre las Subbiozonas Planula y Galar (Kimmeridgiense inferior).

11.3.4. EL LIMITE SUPERIOR, LA DISCONTINUIDAD OXFORDIENSE-KIMMERIDGIENSE

Esta discontinuidad se encuentra a techo de la Subbiozona Planula (Biozona Planula) del Kimmeridgiense inferior. La posición de este límite de ha podido precisar en diversos puntos como Veruela (Bádenas *et al.*, 1998), Ricla, (Delvene *et al.*, 1998, y Delvene, 2001), en el área de Tosos-Aguilón (Meléndez *et al.*, 1988), en la Sierra de Arcos (Pérez-Urresti, 1995; Aurell *et al.*, 1997) y en Calanda-Río Guadalope (Ramajo *et al.*, 1998; Meléndez *et al.*, 1998; y Pérez-Urresti y Delvene, 1999).

Este límite se manifiesta por la existencia de un cambio sedimentario, sobre todo en los afloramientos del área más Noroccidental (Talamantes y Veruela) donde sobre las facies siliciclásticas de areniscas y microconglomerados de techo de la secuencia Oxfordiense se superponen las margas y calizas margosas de la Fm. Sot de Chera. En la zona de Ricla y en los afloramientos del Río Huerva (Tosos y Aguilón), las margas con intercalaciones de calizas limosas en ocasiones arenosas y areniscas calcáreas (Facies M) dan paso a una serie margas y calizas margosas ricas en bivalvos (Delvene *et al.*, 1998; Meléndez *et al.*, 1998; Bádenas, 1999; y Delvene, 2001), que presentan ammonites característicos de la Subbiozona Galar. En la Sierra de Arcos la discontinuidad se manifiesta como un *Hardground* ferruginizado y en ocasiones con restos de ammonoideos fosfatizados, situado a techo de las facies de calizas peloidales. En el sector de Foz-Calanda-Río Guadalope, se localizan restos de ammonoideos pertenecientes a la Subbiozona Planula, en las calizas limosas y peloidales, de techo de la Fm. En Mas de la Matas, Calanda Túnel, Cañada de Verich se observa a techo de las calizas de la Formación Yátova, tanto en facies peloidales, como de esponjas o bioclásticas, un *hardground* con acumulación de ammonoideos reelaborados ferruginizados o fosfáticos, asociado a una laguna que abarcaría al menos parte de la Biozona Hauffianum y quizás Bimammatum, así como la Subbiozona Planula. Por encima se encuentran con escasos fósiles que se han atribuido a la Subbiozona Galar de la Biozona Planula (Ramajo *et al.*, 1998; Meléndez *et al.*, 1999).

En la zona del Maestrazgo Septentrional existe una laguna que abarcaría la parte inferior de la Biozona Planula así como a la Biozona Hauffianum o incluso parte de Bimammatum del Oxfordiense superior. En algunos puntos, esta laguna sería mayor descansando los sedimentos del Kimmeridgiense inferior en facies de calizas limosas o oolíticas directamente sobre las calizas con esponjas de la Fm. Yátova de edad Oxfordiense medio.

Este límite se encuentra condicionado por la existencia de un periodo de actividad tectónica local (Aurell *et al.*, 1997; Bádenas, 1999) con la reactivación de fallas lagadas a la nueva fase de *rifting* que tiene lugar a partir del intervalo Kimmeridgiense-Tithónico (Salas, 1989; Salas *et al.*, 2001). El momento en que se produjo esta reactivación fue probablemente durante el límite entre las subbiozonas Planula-Galar, produciéndose a continuación el depósito de las facies de margas de la biozona Galar, que muestran una gran variación de espesores (Bádenas, 1999; Bádenas y Aurell, 2001), con

el retorno del depósito de las facies marinas relativamente abiertas, tal y como sucede en el área de Veruela y Talamantes (Bádenas *et al.*, 1998) o en la zona de Calanda, donde sobre las margas de la Fm. Sot de Chera, se depositan las calizas margosas ricas en fauna de ammonoideos del Miembro Calanda (Bádenas, 1999). Las condiciones transgresivas, persisten hasta el límite entre las Biozonas Divisum y Acanticum (Bádenas y Aurell, 2001; Aurell *et al.*, 2002, 2003).

11.3.5. CICLOS DE ORDEN MAYOR

Dentro de la secuencia Oxfordiense se han distinguido una serie de secuencias de orden mayor, (tercer orden) algunas de las cuales se han puesto de manifiesto ya en diversos trabajos como los de Ramajo *et al.* (1999) y Aurell *et al.* (2000). Recientemente el trabajo de Strasser *et al.* (2005) proponen la existencia 7 de ciclos de tercer orden algunos de los cuales se encuentran relacionados con las discontinuidades Handbol *et al.* (1998). Bello *et al.* (2004) en el afloramiento de Talamantes y Bello (2005) detectan una serie de variaciones de la energía en el medio de depósito que pueden estar relacionadas con la existencia de estos ciclos de carácter Transgresivo-Regresivo. En base a los datos recogidos en el presente trabajo y a los de los anteriores autores se ha realizado una propuesta de subdivisión en ciclos de 3^{er} orden (Fig. 11.4). Se han diferenciado un total de 7 ciclos de duración variable para el intervalo Oxfordiense inferior-Kimmeridgiense inferior.

- El primer ciclo corresponde al nivel inferior de la Capa de Arroyofrío o de su equivalente lateral. Este depósito se produce durante la parte inferior de la Biozona Cordatum Subbiozona Claromontanus (ex Bukowski). Se trata de un depósito condensado e irregular, caracterizado por la presencia de ammonoideos resedimentados y reelaborados de esta biozona y del Calloviense (Aurell, Meléndez y Fernández-López, 1994; Ramajo y Meléndez, 1997; Meléndez *et al.*, 1997; Meléndez *et al.*, 2002; Page *et al.*, 2004). Este depósito se interpreta como generado durante los estadios iniciales de reanudación de la sedimentación carbonatada en el área de estudio. Los sedimentos conservados se corresponderían exclusivamente al Hemiciclo Transgresivo de esta pequeña secuencia (Ramajo *et al.*, 1999; Aurell *et al.*, 2000 y 2002). Su base se correspondería con la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense, y su techo con la discontinuidad intermedia situada dentro de la Capa de Arroyofrío, que presenta asociada una pequeña laguna estratigráfica, que pondrían corresponderse a la discontinuidades Ox.2 y Ox.3 de Handbol *et al.* (1998).
- El segundo ciclo corresponde a los sedimentos depositados durante la Subbiozona Patturatensis de la Biozona Plicatilis, dentro de la Capa de Arroyofrío o de sus equivalentes laterales. La presencia de abundantes *Globuligerinas* y espículas de esponjas indican unas condiciones de depósitos tranquilas, bien comunicadas con mar abierto y probablemente a una batimetrías ligeramente más profundas que la secuencia anterior. De la observación del cuadro de distribución de facies (Fig. 11.4.) se deduce un carácter más expansivo de este depósito sobre el anterior. Se observa la presencia de ammonoideos resedimentados junto a ammonoideos y reelaborados del Oxfordiense inferior, de esta biozona y del Calloviense, estos últimos de manera ocasional (Aurell *et al.*, 1994; Ramajo y Meléndez, 1997; Meléndez *et al.*, 1997; Meléndez *et al.*, 2002; Page *et al.*, 2004). El límite superior es una superficie de discontinuidad asociada a una laguna estratigráfica de amplitud variable (Fig.11.4). Al igual que el anterior se interpreta que solo se deposita los sedimentos correspondientes al Hemiciclo Transgresivo. Por su posición estratigráfica se puede asimilar al ciclo limitado por las discontinuidades Ox.3 y Ox.4 de Handbol *et al.* (1998).

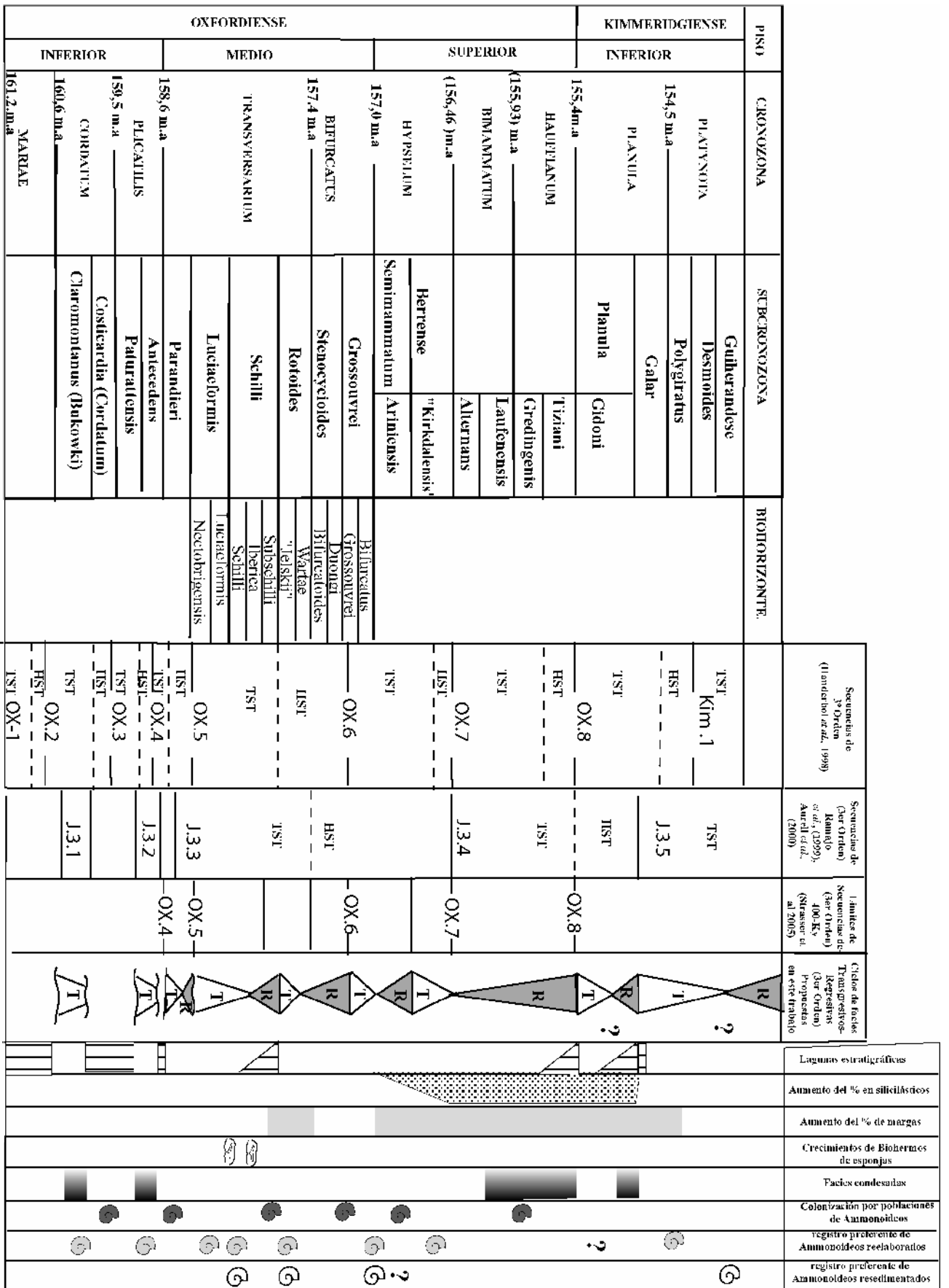


Fig.11.4. Secuencias de tercer orden y segundo orden propuestas en el presente trabajo y su relación con las secuencias propuestas por Handerbol et al. (1998), Ramajo (1999), Aurell et al (2000,2002), y Strasser et al. (2005).

- Por encima de estos sedimentos de carácter discontinuo y condesado se reinicia la sedimentación carbonatada con el depósito de las facies con esponjas en las áreas más subsidentes de Ricla, Aguilón y Tosos, durante la base de la Biozona Transversarium, Subbiozonas Parandieri y Luciaeformis. Aparecen pequeñas bioconstrucciones de esponjas y niveles de acumulación de esponjas volcadas (Subfacies J₁) que pasan lateralmente a depósitos distales muy condesados en facies de calizas con esponjas y ooides, localizadas tanto en la parte superior de la Capa de Arroyofrío, como sobre la misma en los afloramientos de las áreas más distales Sierra de Arcos, Maestrazgo Septentrional y Calanda-Ráfales (Fig.11.4). Durante este intervalo las condiciones de la plataforma se van haciendo progresivamente más estables, produciéndose la completa implantación en la plataforma de la sedimentación carbonatada durante la Subbiozona Schilli. Se han encontrado restos de ammonioideos característicos de esta Subbiozona en prácticamente todos los afloramientos estudiados (Bello, 2005), por lo que se interpreta la base de esta biozona como la superficie de transgresión generalizada de la Secuencia Oxfordiense. El análisis tafonómico de los ammonioideos recogidos indica un claro predominio de los ammonioideos resedimentados, así como la colonización de la plataforma por poblaciones de ammonioideos, coexistiendo tanto ejemplares macro y microconchas, adultos y juveniles, formando una población tafónica de tipo 1 en el sentido de Fernández López (1985), tal y como se indica en Bello (2005). En el límite entre la Subbiozonas Schilli y Rotoides se produce un periodo de caída del nivel del mar, marcada en las zonas más distales (Sierra de Arcos, Calanda-Ráfales) con la aparición de un nivel discontinuo asociado a una irregularidad y depósitos de carácter discontinuo y condesado. Esta discontinuidad se interpreta como el límite superior de la secuencia. El límite superior se correlaciona con el límite de una de las secuencias de mayor orden interpretadas por Strasser *et al.* (2005).
- La cuarta secuencia se inicia en su base en el área de Ricla-Tosos y Aguilón con un incremento en el porcentaje de margas, así como la aparición de secuencias margocrecientes. Los estudios tafonómicos indican la existencia de un incremento en el porcentaje de ammonites resedimentados y la aparición de poblaciones con características que indican una colonización de la plataforma durante el Biohorizonte Wartae de la Subbiozona Rotoides (Bello, 2005), que se correspondería probablemente al pico transgresivo de este ciclo. En las áreas más distales (Sierra de Arcos, Calanda-Ráfales) durante este intervalo se mantiene una sedimentación condesada con restos de esponjas y bioclastos, que indicarían una disminución de la energía respecto a las facies depositadas durante el límite Schilli-Rotoides. En esta área, a partir del límite entre las Biozonas Bifurcatus y Transversarium, se constata una notable condensación en la sedimentación, que afecta a los materiales de la Subbiozona Grossuvrei, donde vuelven a predominar los elementos reelaborados. En el área de Ricla se observa la aparición de granos de cuarzo que se hacen más abundantes a techo, así como la aparición de las facies de *wackestone* a *packstone* de esponjas y bioclastos que indican una energía del medio algo mayor. Estas condiciones perduraran hasta el límite entre las Subbiozonas Stenocycloides y Grossuvrei. Este límite se puede interpretar como un cambio de secuencia y coincide con la discontinuidad Ox.6 y ha sido también descrito por Strasser *et al.* (2005).
- La quinta secuencia abarca desde el techo de la Biozona Bifurcatus hasta la base de la Biozona Hypselum, Subbiozona Berrense. Se caracteriza por el cambio de facies que tiene lugar en los afloramientos más occidentales (Veruela) donde desaparecen completamente la sedimentación de

las facies de esponjas. Este límite se presenta como un *hardground* con gran cantidad de ammonoideos reelaborados del techo de la Biozona Bifurcatus, a partir del cual se depositan facies relativamente más energéticas con gran cantidad de ammonites reelaborados en la base de la Biozona Hypselum. En los perfiles de Ariño, Barranco de las Estacas o Andorra los sedimentos de techo de la Biozona Bifurcatus, Subbiozona Stenocycloides, representan una sedimentación relativamente más expandida respecto a los de la Subbiozona Grossuvrei, observándose en los análisis tafonómicos realizados por Bello (2005) un incremento en los porcentajes de ammonoideos resedimentados. En función de estos datos se interpreta que el pico transgresivo de esta secuencia coincidiría aproximadamente con el límite Bifurcatus-Hypselum. El límite superior de este ciclo se encontraría situado aproximadamente en el límite entre las subbiozonas Berrense y Semimammatum de la Biozona Hypselum, coincidiendo con un límite de secuencia de Strasser *et al.* (2005).

- La sexta secuencia presenta una duración mayor que las anteriores, abarcando desde la Subbiozona Semimammatum de la Biozona Hypselum, hasta la Biozona Hauffianum, en el techo del Oxfordiense. Presenta en la mayoría de los afloramientos un carácter eminentemente regresivo, con el depósito de facies con influencia detrítica en la parte Noroccidental (Veruela y Talamantes) o de facies de calizas *packstone* de peloides en la mayoría de los afloramientos de la Sierra de Arcos. Sin embargo, en otros afloramientos como Ráfales o Calanda se conserva todavía la sedimentación con esponjas en facies bioclásticas, observándose en Ráfales la aparición de depósitos de facies bioclásticas similares a las de Xerta-Paüls (Bádenas *et al.*, 1997), de manera mucho más frecuente. En los afloramientos más subsidentes (Riela y Aguilón) en el límite entre las biozonas Hypselum y Bimammatum, desaparecen las facies de esponjas, representando según los análisis tafonómicos realizados por Fernández-López y Meléndez (2004) el momento de máxima inundación de la plataforma. Por encima, las facies depositadas representan una disminución en la batimetría del medio y un aumento de las condiciones energéticas. El límite superior de esta secuencia coincide con el límite Ox.8. de Handerbol *et al.* (1998), estando generalmente asociado a un *hardground*, así como a un nivel de acumulación de ammonoideos reelaborados, estando la Biozona Hauffianum ausente o muy condesada en algunos afloramientos (Fig. 11.4).
- La séptima y última secuencia se corresponde a los materiales de la base de la Biozona Planula, Subbiozona Planula. Se presenta claramente en los afloramientos más distales de Ariño y Barranco de las Estacas, donde se observa una secuencia estratocreciente y de tendencia somerizante por encima de los materiales de techo del Oxfordiense, estando ausente en el resto de afloramientos. En las zonas más occidentales se observa sólo una secuencia de materiales detríticos con sedimentos de margas de prodelta y una tendencia granocreciente hacia techo.

11.4. LA CURVA DE VARIACIONES EUSTÁTICAS PARA EL CALLOVIENSE-OXFORDIENSE.

Tomando como base los datos obtenidos en trabajos precedentes, (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1995; Ramajo, 1996; Ramajo *et al.*, 1999; Aurell *et al.*, 2000, 2002; Strasser *et al.*, 2005) y los datos obtenidos en nuestro trabajo, se ha elaborado una reconstrucción de las curvas de variaciones eustáticas. Estas están basadas en los datos obtenidos en los perfiles que cuentan con un mejor control bioestratigráfico y un espesor mayor (Riela y Tosos). Para realizar esta reconstrucción se ha empleado la metodología propuesta por Strasser *et al.* (1999) y Hillgärtner y Strasser (2003) (Fig. 11.5).

Los datos necesarios para realizar la reconstrucción del nivel de mar que se obtienen empleando esta metodología permite obtener valores de ascensos y caída del nivel del mar durante los ciclos sedimentarios. Estos valores son función de los datos propios de cada una de las secuencias (situación y duración de los ciclos transgresivos y regresivos, posición de los límites y del momento de máxima profundidad de la secuencia), así como de la tasa de sedimentación, de la subsidencia y de la batimetría supuesta en cada una de las facies diferenciadas en estos ciclos. Con estos datos se ha realizado la representación de las diferentes secuencias observadas en los perfiles de Ricla y Tosos, de manera similar a los *Fischer-Plots* (Fig. 11.6).

Para la elaboración de las curvas batimétricas nos hemos basado en la existencia de los ciclos transgresivos y regresivos de segundo y tercer orden propuestos en este trabajo. Las caídas del nivel del mar se manifiestan como superficies de discontinuidad o *hardgrounds*, asociados generalmente a los límites de los ciclos Transgresivo-Regresivos. Los ascensos se corresponden al techo de los hemi-ciclos transgresivos. La mayor o menor velocidad esta relacionada, tanto con la tasa de sedimentación como con la subsidencia estimada para cada intervalo temporal. Las tasas de sedimentación se ha calculado sobre los sedimentos descompactados, con los coeficientes de Hillgartner y Strasser (2003). No se ha tenido en cuenta la posible compactación tectónica ya que los espesores de sedimentos acumulados antes de su exhumación no superaron por lo general los 1000 metros.

Para el calculo de los valores de subsidencia se han considerando valores comprendidos entre 2 cm/Ky y 5cm/Ky similares a los estimados por Galloway (1989) para la subsidencia de cuencas intra-cratónicas siendo valores parecidos a los ya empleados por Aurell *et al.* (1995) de 3 a 5 cm/ Ky. Tan

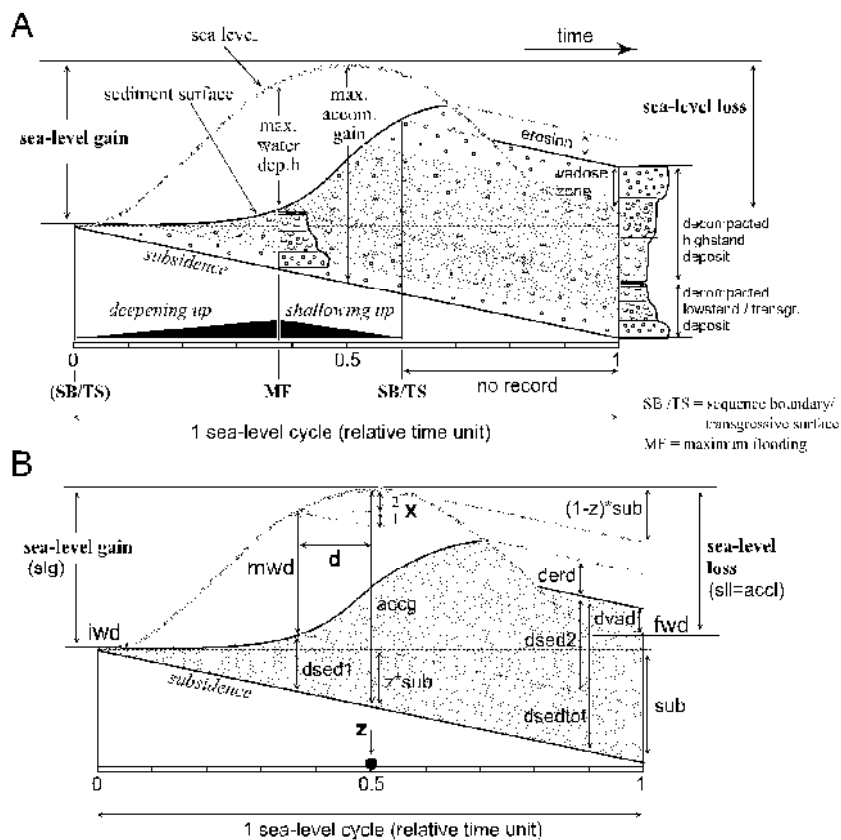


Fig.11.5. Parámetros empleados para la reconstrucción de las curvas del nivel del mar según Hillgärtner y Strasser (2003)

sólo se han considerado valores mayores de subsidencia en la base de la secuencia Calloviense, durante la Biozonas *Bullatus* y *Gracilis*, y a techo de la secuencia Oxfordiense, durante el límite con el Kimmeridgiense (Biozonas *Hauffianum* y *Planula*).

En el primer caso, la existencia de una subsidencia de tipo tectónico de carácter local, es necesaria para crear el espacio de acomodación que permita compensar las tasas de sedimentación existentes en el área de Ricla, donde se calculan unas tasas de sedimentación de entre 7 cm/Ky hasta más de 23 cm/Ky. Esto es así ya que se parte de unas condiciones de batimetrías mínimas, con probable emersión de amplias áreas de la plataforma durante el límite Bathoniense-Calloviense. Si se considera una subsidencia normal (entre 2 a 5cm/Ky) con las tasas de sedimentación observadas en esta área la plataforma se nos quedaría expuesta y sometida a erosión, algo que no ocurre. En el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense existen suficientes indicios de la actuación local de fallas (Aurell *et al.*, 1997; Bádenas, 1999) que justifican el incremento de las tasas de subsidencia.

Como referencia cronoestratigráfica, se han considerado los datos de edades absolutas de Gradshtein *et al.* (2004) por considerarse los más actuales. Se ha considerado una duración idéntica de cada Subbiozona y se ha recalculado la duración de las Biozonas *Hypselum*, *Bimammatum* y *Hauffianum*, que en esta escala temporal todavía se agrupaban dentro de la Biozona *Bimammatum*, adjudicándoseles a todas la misma duración aproximada.

En cuanto a los datos batimétricos, estos son indirectos en la mayoría de los casos, estimándose la profundidades del área de estudio situadas dentro del contexto de una rampa media a distal, tanto en relación con el límite de base del oleaje de buen tiempo (5 a 10 m), como con el nivel de base del oleaje de mal tiempo situado (en torno a 50 m). La existencia de biohermos ligados a crecimientos microbianos indica unas condiciones de sedimentación por debajo del nivel de base del oleaje (Leinfender *et al.*, 1993, 1994) Se considera que el límite Calloviense-Oxfordiense es un momento de batimetria mínima con unas condiciones en la plataforma que se estiman siempre por debajo del nivel de base del oleaje, llegando a emerger al menos durante la mayor parte de las Biozonas *Lamberti-Mariae* de las que no hay ni registro de sedimentos ni de ammonoideos reelaborados.

Una vez fijados los parámetros bajo los cuales se ha realizado esta curva, se hace necesario explicar de manera breve la evolución de la misma, a partir del límite Bathoniense-Calloviense (Fig. 11.6 y 11.7). Este representa un periodo donde la mayor parte de la plataforma se encontraba en unas condiciones de batimetría mínima (Fernández-López, 1997), parcialmente emergida en algunas áreas. En la zona de Ricla-Tosos se considera que esta batimetría es de unos 10 a 15 metros

A partir de este momento y probablemente en un contexto de actividad tectónica local, se produce una rápida trasgresión e inundación de la plataforma a lo largo de la Biozona *Bullatus*. La curva presenta un pico regresivo en torno al límite entre las Biozonas *Bullatus* y *Gracilis*. Durante la Biozona *Gracilis* se produce una nueva trasgresión alcanzándose en la parte superior de esta biozona, momento en que se alcanzaron las batimetrías máximas con profundidades de entre 50 a 70 metros en la zona de Ricla-Tosos (Fig.11.7). En la base del Calloviense medio se observa un pulso transgresivo ligado a la aparición de los depósitos eminentemente margosos de situados entre las biozonas *Anceps* y la base de *Coronatum*. A partir de este momento se detecta también en esta área la progradación de las facies con influencia detrítica. En torno a la parte superior de la Biozona *Coronatum* y la base de

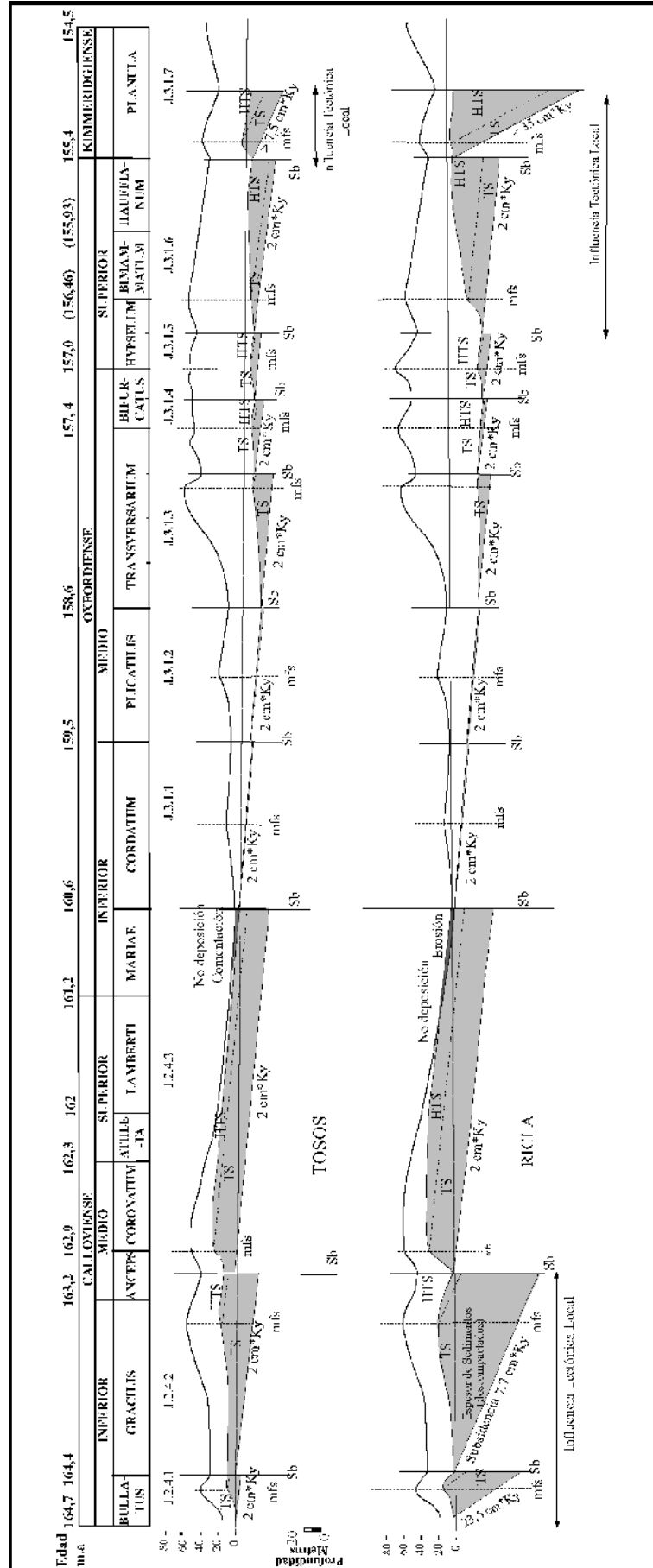


Fig. 11.6. Reconstrucción de la Curva de variación del nivel del mar aplicada a los perfiles de Ricta y Tosos, teniendo en cuenta la edad de las secuencias y cortejos sedimentarios, la profundidad del depósito y la tasa de sedimentación. Basado en el método de Hillgartner y Strasser (2003).

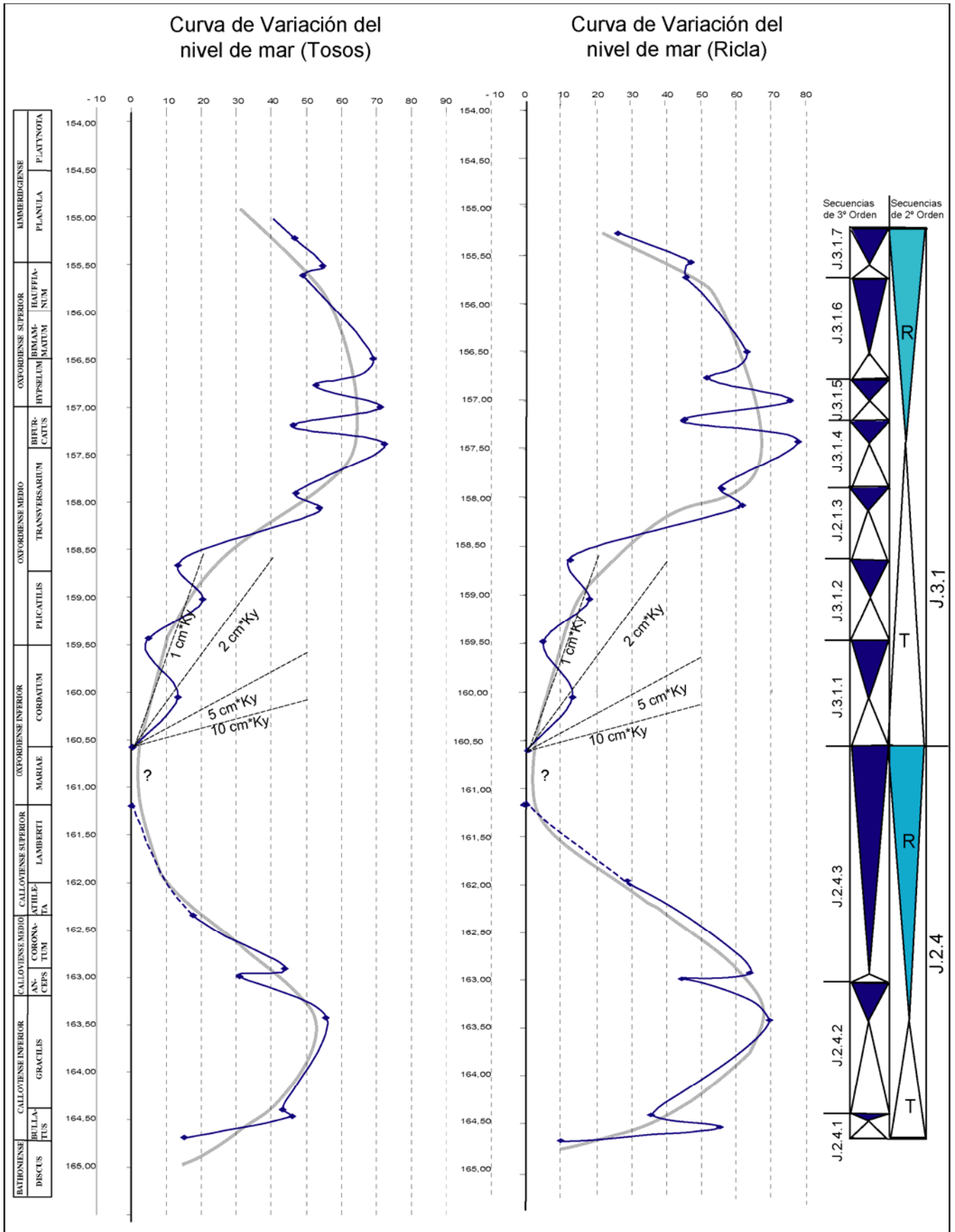


Fig.11.7. Reconstrucción de la curva de variación del nivel del mar, para los afloramientos de Ricla y Tosos y su relación con los ciclos transgresivos-regresivos del intervalo Calloviense-Oxfordiense.

la Biozona Athleta se constata unas condiciones de batimetría mínimas momento en el que se genera las superficies de discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. La presencia local de ammonioideos reelaborados atribuidos a la Biozona Athleta (Subbiozona Collotiformis) y base de la Biozona Lamberti (Subbiozona Poculum) (Cariou *et al.*, 1986; Meléndez y Ramajo, 1996, y Meléndez *et al.*, 2005) podría apuntar la existencia de pequeños picos transgresivos, que permitieron la llegada de estos ammonioideos como conchas derivadas. No existen sedimentos de la parte superior de la Biozona Lamberti ni de la Biozona Mariae del Oxfordiense inferior, lo que se interpreta como que la caída del nivel del mar ha alcanzado su nivel mínimo, produciéndose en algunos puntos incluso la emergencia de los materiales de la plataforma. Esta caída se ha podido estimar que es del orden de 20 a 30 m (Fig.11.7).

En la base del Oxfordiense inferior y medio se observa depósitos generados durante momentos de inundación de sendas secuencias de tercer orden. La magnitud de estos ascensos se estima en unos 10 a 30 metros, necesarios para permitir la llegada de conchas de ammonioideos. Estos ciclos se enmarcan dentro de un contexto transgresivo, que conlleva la existencia de un rápido ascenso del nivel del mar a lo largo de la base de la Biozona Transversarium, hasta la Subbiozona Schilli momento en el cual la totalidad del área de estudio se encuentra cubierta por sedimentos marinos, alcanzando en las áreas más subsidentes batimetrías de orden de 60 a 75 metros. Estas condiciones se mantienen estables, detectándose algunas oscilaciones que vienen marcadas por varios ciclos de tercer orden a lo largo del resto del Oxfordiense medio hasta la base del Oxfordiense superior (Biozona Hypselum). A partir de este momento en la mayor parte de la plataforma se observa una disminución progresiva de la batimetría, que se ha calculado del orden de unos 25 a 35 metros. Este proceso de caída del nivel del mar se produce de manera paralela a la progradación de los materiales detríticos procedentes del delta localizado en el área del Moncayo. Esta caída del nivel se prolongaría hasta la parte media de la Biozona Planula, en el límite entre las subbiozonas Planula y Galar. En este momento se produce en la mayor parte de la plataforma una transgresión con el depósito de facies de margas de plataforma externa, incluso sobre los depósitos del delta de Veruela.

11.5. DISCUSIÓN

La interpretación del límite Calloviense-Oxfordiense suscita un debate y discrepancia, tanto desde el punto de vista de la paleogeografía como desde el punto de vista de las variaciones eustáticas. En muchas Cuencas del Oeste de Europa y del área del Tethys se encuentran niveles condesados en el tránsito Calloviense-Oxfordiense similares a los observadas en este trabajo (ver referencias en Norris y Hallam, 1995 y Dromart *et al.*, 2003) e incluso en otras cuencas más alejadas como la de Neuquen en Argentina (Legarreta, 1991). Existe un cierto debate científico sobre el significado batimétrico de estos niveles, que han sido atribuidos tanto a eventos transgresivos, como a etapas de nivel de mar bajo. Algunas curvas de variaciones eustáticas interpretan un máximo transgresivo en el intervalo del límite Calloviense-Oxfordiense, tal y como se observa en las curvas de Haq *et al.* (1987) (Fig. 11.8) o Jacquin *et al.* (1998) y Handerbol *et al.* (1998).

Existen curvas como la de Hallam (1988) donde se indica una caída del nivel del mar en el Calloviense superior (Fig.11.9). Norris y Hallam (1995) y Hallam (2001) indican la existencia de un momento de ascenso del nivel del mar en el límite Calloviense-Oxfordiense. Estos autores se basan en la

existencia de sedimentos de carácter expandido como las *Terre noires* de Francia (Poitou, Borgoña) y áreas adyacentes o en el Sur de Inglaterra. En estos lugares la sedimentación es de carácter expansivo en facies de margas negras interpretadas depositadas en una cuenca. Sin embargo en otras áreas del Tethys se constata la ausencia de sedimentación durante el límite Calloviense-Oxfordiense o la aparición de superficies de erosión o paleokarsts como la Cuenca Lusitánica o el Algarve (Olóriz y Marques, 1989; Leinferder, 1993, Azerero *et al.*, 1998).

En muchas áreas, la sedimentación muestra un carácter condensado con la aparición de depósitos condensados (Polonia, sur de Alemania, sur de Francia) con ooides ferruginosos similares a los observados en el presente trabajo. Los datos apuntados en este trabajo indican que la génesis de los ooides ferruginosos, principal componente de estos depósitos condensados, se produjo en un medio marino generalmente submareal somero, a partir de aportes minerales de Fe, Si y Al procedentes de áreas continentales próximas. En función de la estructura de estos ooides se desprende que este medio debió de estar sometido a frecuentes etapas de alta energía ligadas a eventos de tipo tempestítico que implicarían el retrabajamiento del sedimento y la resedimentación de los ooides ferruginosos hacia zonas de plataforma abierta, alejadas del umbral sedimentario. Se trata de un modelo similar al propuesto recientemente por Collin *et al.* (2005).

Estos depósitos se interpretan producidos tanto en un contexto regresivo durante el intervalo Calloviense inferior a superior como en condiciones transgresivas durante el Oxfordiense inferior y medio. Esta interpretación contradeciría la realizada por Norris y Hallam (1995) que consideran estos

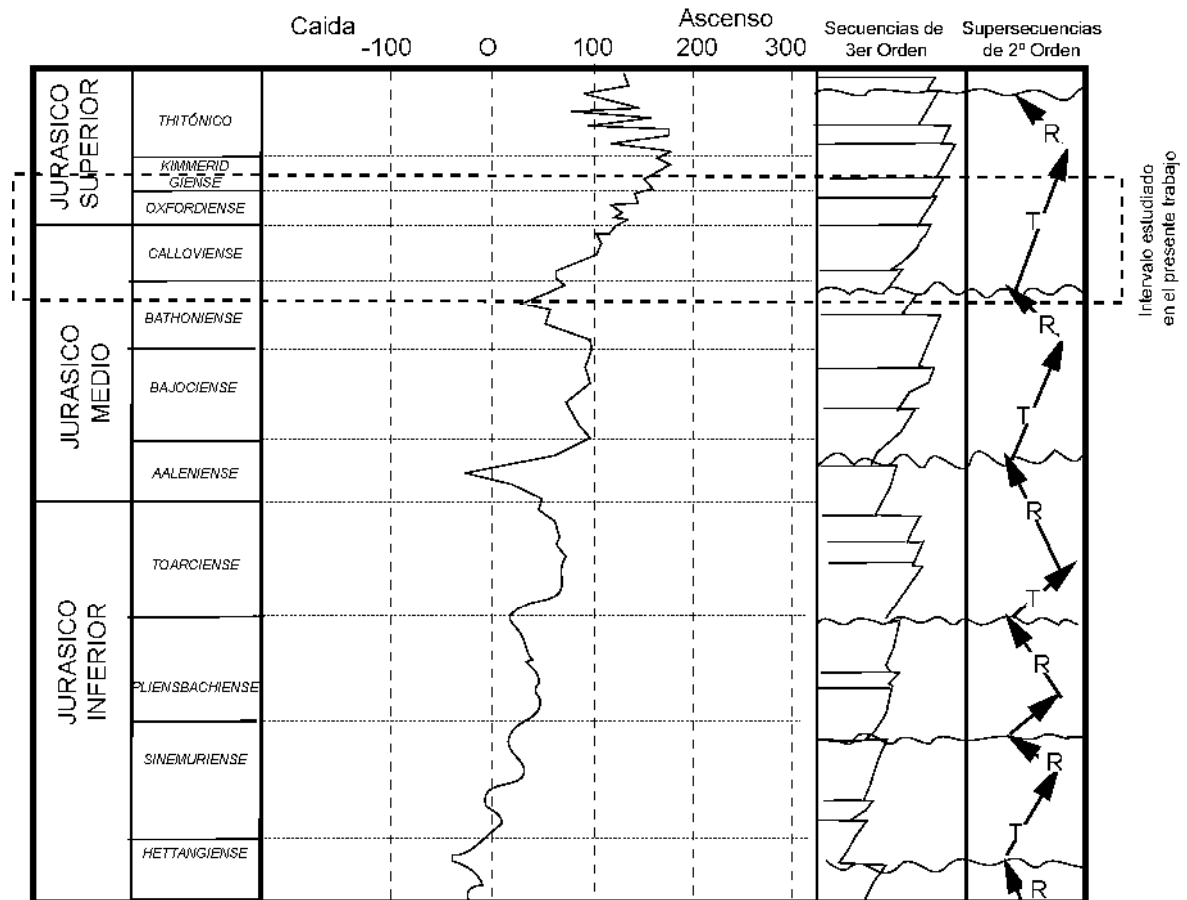


Fig.11.8. Curvas de variaciones eustáticas para el Jurásico realizadas por Haq *et al.* (1987).

sedimentos como depósitos distales condensados depositados en momentos de máxima inundación de la plataforma. El modelo propuesto por estos autores dejaría sin explicar la existencia de lagunas sedimentarias en ocasiones de gran amplitud, como la que se produce en el área de estudio (Dromart *et al.*, 2003). En algunos caso estas lagunas separan sedimentos depositados en medios submareales muy someros (caso de los *grainstone* oolíticos Bathonienses) y de zonas de menor batimetría (facies bioclásticas con esponjas). En este caso es difícil de justificar la ausencia de sedimentos durante una fase de una profundización.

La ausencia o restricción de la sedimentación marina somera que tiene lugar en este intervalo temporal en esta área del Sur y Oeste Europeo es de tal magnitud que cabe preguntarse cual es la razón de que no exista una mayor producción de carbonatos y la tasa de sedimentación sea escasa o nula en muchos puntos de esta zona. Este hecho plantea la posible existencia de un fenómeno alocíclico a escala global, que implicaría una drástica disminución en la producción de carbonatos en cuencas epicontinentales someras relativamente alejadas entre sí.

En ocasiones ha llegado ha mencionarse la existencia de un impacto meteorítico como causante de la génesis de esta discontinuidad, para lo que se ha alegado la existencia de una serie de anomalías en elementos tales como el Fe, Mn, Ni y Co, así como del grupo del Pt e Ir encontradas en los sedimentos de Polonia y de la Cordillera Ibérica (Meléndez *et al.*, 1983, Brochwicz-Lewiski *et al.*, 1986). No obstante estas anomalías podría tener una relación más estrecha con los fenómenos de tipo volcánico, tal y como indican Díaz-Martínez *et al.* (2002) o con la propia naturaleza de los depósitos estudiados las facies con ooides ferruginosos.

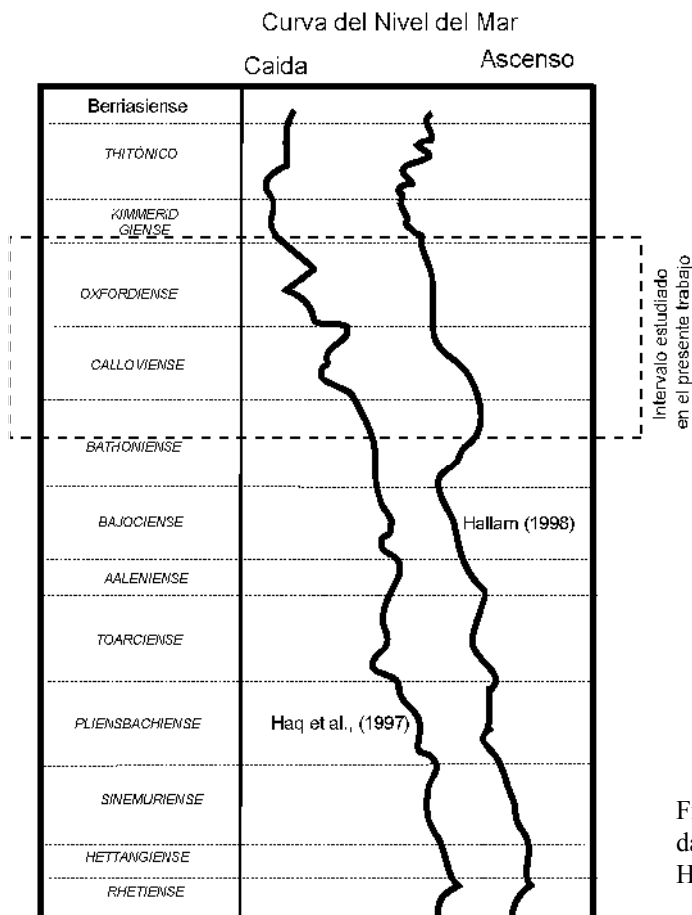


Fig.11.9. Comparación entre las Curvas realizadas para el Jurásico por Haq *et al.* (1987) y Hallam (1988).

La discusión sobre el origen de los ooides ferruginosos del límite Calloviense-Oxfordiense no debería centrarse tan solo en el significado batimétrico o eustático, sino en la búsqueda de otras posibles causas de origen global (cambios climáticos, contaminación de las aguas marinas) que inhibieran la producción bentónica de los mares epicontinentales someros. Dromart *et al.* (2003 y 2004) indican la posible existencia de un pequeño casquete polar durante el intervalo Calloviense medio-superior. Para ello se arguye la existencia de una anomalía en la relación de isótopos δO^{18} encontrados en las conchas de belemnites que indican un enfriamiento progresivo durante el intervalo Calloviense medio-Oxfordiense inferior, que da paso a un rápido calentamiento durante el Oxfordiense medio (Podhlaba *et al.*, 1998; Picard *et al.*, 1998; Price, 1999; Cecca *et al.*, 2005) y a la existencia de migraciones de faunas de ammonioideos Boreales a áreas Thetysianas o Submediterráneas.

Este cambio de temperaturas se enmarcaría dentro de un modelo de evolución global que respondería a la adición de CO_2 en la atmósfera y a las aguas oceánicas debido a la actividad volcánica, acompañado de un enfriamiento, efecto que produciría una alteración en el ciclo del CO_2 , así como una posible acidificación momentánea de las aguas del mar durante un breve periodo de tiempo. Esta alteración en el ciclo del carbono vendría compensada durante el Oxfordiense medio, durante un momento de transgresión generalizada, que produciría una recuperación de los procesos de fijación del carbono dentro de las plataformas carbonatadas de los mares epicontinentales. Esta anomalía en el ciclo del carbono se verifica con la existencia de un incremento en el contenido de δC^{13} observado en la curvas presentadas por Jenkins y Jones (2002), ligado a la actividad volcánica, que unido al probable enfriamiento de las aguas y la acidificación de las mismas inhibirá la producción de carbonato.

La existencia de una anomalía de la relación de $Sr^{86/87}$ (Jenkins y Jones, 2002) ha sido relacionada con un aumento de la actividad volcánica submarina y la generación de corteza oceánica. Esta anomalía y otras como la de Re^{187}/Ce^{188} (Cohen, 2005) se han aducido también como factores que avalarían la existencia de una época de expansión oceánica o bien con una época de transgresión generalizada donde se produce una disminución del Sr^{86} aportado por la actividad de alteración meteórica de los continentes frente al Sr^{87} aportado por la actividad volcánica submarina. Sin embargo la aparente contradicción que conlleva el aducir la existencia de un incremento en la presencia de CO_2 en la atmósfera como responsable de un enfriamiento aunque sea rápido y momentáneo, hace que esta hipótesis sea todavía objeto de discusión.

Capítulo 12. Conclusiones

CONCLUSIONES

- Se ha realizado la revisión de 29 afloramientos de los materiales del intervalo Calloviense-Oxfordiense de la Cordillera Ibérica septentrional, donde se han levantado un total de 36 columnas. Además de afloramientos clásicos, ya citados en la bibliografía, se han estudiado en detalle otros no citados previamente. Se han estudiado también dos sondeos a testigo continuo cuyos datos ha puesto a nuestra disposición la Confederación Hidrográfica del Ebro.
- Se ha revisado y precisado la subdivisión litoestratigráfica llevada a cabo en trabajos previos. De entre éstas destaca la extensión de la Fm. Alternancia de margas y calizas de Agreda para denominar al tramo alternante de margas y calizas de edad Calloviense, que aflora entre Somontano del Moncayo y los afloramientos del Río Huerva. Se ha considerado que la propuesta de subdivisión del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica realizada por Gómez y Fernández-López (2003) resulta de difícil aplicación en la zona de estudio, por lo que se ha preferido utilizar la Fm. Chelva según la definición original de Gómez y Goy (1979). Así mismo se propone el empleo de dos nuevas unidades con carácter de miembro: el Mb. Margas de Talamantes de la Fm. Margas de Sot de Chera y el Mb. Areniscas y conglomerados del Monasterio de Veruela de la Fm. Aldealpozo.
- El análisis de facies ha permitido caracterizar un total de 7 facies y 6 subfacies para el intervalo Bathoniense superior–Calloviense, que varían desde las calizas *grainstone* oolíticos a las calizas dolomíticas, describiéndose en este intervalo facies con ooides ferruginosos. Para el intervalo Oxfordiense medio–Kimmeridgiense inferior se han identificado 8 facies y 13 subfacies, que varían desde las calizas con biohermos esponjas a areniscas y microconglomerados, describiéndose también facies de calizas con ooides ferruginosos. El análisis de la relación lateral entre esta facies ha permitido elaborar una serie de mapas en los que se muestra la distribución de las facies en un amplio sector de la Cuenca Ibérica a lo largo de las sucesivas biozonas que comprende el intervalo estudiado.
- Se ha propuesto un modelo de génesis para las facies de ooides ferruginosos en función de su posición estratigráfica, las características del depósito, las facies en las que se encuentran, la estructura y textura de los ooides y su composición, tanto mineralógica como geoquímica. El modelo propuesto postula que estos ooides se generaron en relación con la emersión temporal del Alto de Ejulve-Maestrazgo a partir del Calloviense inferior o incluso antes, al final del Bathoniense. A partir de los aportes de Fe, Si y Al, en forma de minerales de la arcilla y oxihidróxidos de Fe, se produjo la formación de minerales de goethita, en torno a núcleos de diversa naturaleza. En condiciones marinas muy someras estos minerales de goethita se acumularon en forma de láminas con textura hojosa y tangencial al núcleo. Estos ooides fueron resedimentados mar adentro por la acción de las tormentas. En un contexto regresivo, durante el Calloviense, se produjo una primera generación de ooides ferruginosos. Los ooides oxfordienses presentan características específicas como su mayor tamaño, la presencia de una mayor cantidad de minerales de la arcilla o su escasa alteración, que indican una génesis en unas condiciones relativamente más someras y cercanas al área fuente (Alto de Ejulve-Maestrazgo). Su depósito se produce en un contexto transgresivo, en relación con la fase de inundación incipiente de la plataforma.

- El análisis de la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense ha permitido realizar un modelo de interpretación de su génesis en relación con la somerización que tiene lugar al final del Calloviense. La discontinuidad se manifiesta como una superficie irregular de morfología muy variable o un *hardground* a veces fuertemente encostrado. Se han descrito rasgos asociados que indican una posible emersión.
- Se han elaborado sucesivos modelos de evolución sedimentaria para diferentes estadios seleccionados a lo largo del intervalo Calloviense-Oxfordiense. Se inician desde un entorno somero en el límite Bathoniense-Calloviense, que sufre una profundización durante la Biozonas *Bullatus* y *Gracilis* y pasa a condiciones más someras durante el Calloviense medio y superior. En este momento se produce una ralentización de la sedimentación y la génesis de la discontinuidad en condiciones someras o incluso emergidas durante el Calloviense superior-Oxfordiense inferior (Biozonas *Lamberti* y *Mariae*). A partir del Oxfordiense inferior-medio (Biozonas *Coronatum* y *Plicatilis*) se produce una nueva inundación y se reanuda la sedimentación carbonatada en la plataforma. Estas condiciones se generalizan a partir de Oxfordiense medio (Biozonas *Transversarium* y *Bifurcatus*), donde se alcanza la máxima profundización de la plataforma. Por último durante el Oxfordiense superior y la base del Kimmeridgiense se constata la existencia de una somerización y la implantación de un sistema deltaico en el área noroccidental
- Se han agrupado los materiales estudiados en dos ciclos de facies Transgresivo-Regresivas correspondientes respectivamente al intervalo Calloviense y Oxfordiense. Se han diferenciado un total de 3 secuencias o ciclos de orden menor dentro del Calloviense y 7 para el Oxfordiense. A partir de estos datos se ha reconstruido una curva de variaciones relativas del nivel del mar coherente con las hipótesis que postulan una etapa de bajo nivel de mar durante el tránsito Calloviense-Oxfordiense (Aurell *et al.*, 1994), frente a las hipótesis de la formación de una sección condensada en una etapa de bajo nivel del mar (Haq *et al.*, 1988; Norris y Hallam, 1995; Jacquín *et al.*, 1998; Hallam, 2001). Las reconstrucciones realizadas explican la distribución de facies observadas mediante una caída del nivel del mar de unos 50 a 70 m durante el Calloviense medio y superior (tasas de 1-2 cm/Ky), que pueden ser relacionadas con la etapa de enfriamiento a escala global postulada por Dromart *et al.* (2005). La tasa de ascenso del nivel del mar durante el Oxfordiense inferior fue lenta (hasta 1cm/Ky) y se aceleró hasta alcanzar tasas próximas a los 3 cm/Ky durante el Oxfordiense medio (Biozona *Transversarium*).

Leyenda

- * Presencia de ammonioideos reelaborados
- Laguna Estratigráfica
- Calizas margosas y limosas de la Fm. Olvega
- A. Facies de Calizas Grainst. oolíticas
- B. Facies de Calizas Pack. de peloides con bioclastos
- C.1. Calizas Wack. a mud.-wack. de bioclastos (filamentos) y peloides.
- C.2. Calizas Wack. a wack.-pack. de bioclastos (filamentos) y peloides.
- D.1. Calizas Mud.-wack. a wack. peloidales y bioclastos con granos de Qz.
- D.2. Calizas Wack. a wack.-pack. bioclasticos a peloidales con granos de Qz.
- E. Facies dolomitizadas
- F. Facies de Pack. bioclasticos con o sin granos de Qz.
- G.1. Cal. Wack. a wack. pack. de peloides y bioclastos con ooides Fe. y P.
- G.2. Cal. Wack. de filamentos y peloides con ooides Fe. de pequeño tamaño
- G.3. Calizas Wack.-pack. a packs. de peloides, y bioclastos con filamentos y ooides Fe.
- G.4. Wack. a pack. con bioclastos y ooides Fe. y P.
- H.1. Calizas Wack. a packs. de bioclastos con ooides y pisoides Fe.
- H.2. Calizas Wack. con bioclastos y ooides Fe. de tamaño medio
- H.3. Calizas Wack. con bioclastos, glauconita y ooides Fe y P.
- H.4. Calizas Wack. con bioclastos, restos de esponjas y ooides Fe y P.
- I.1. Calizas Wack. con Bioclastos, Intraclastos y Glauconita.
- I.2. Calizas Mud. a Wack. bioclasticas Con Glauc. y restos de Esponjas
- J1. Calizas Mud. a Wack. con Esponjas y bioclastos
- J2. Bioconstrucciones de Esponjas (Mud-Mounds).
- J3. Calizas Wack. a Packs. bioclasticas con restos de Esponjas
- K1. Pack. de bioclastos con intraclastos y tuberoides?;
- K2. Calizas Pack. de bioclastos, esponjas intraclastos y peloides Fe.
- K3. Calizas Wack. a Pack. de bioclastos, peloides y restos de esponjas.
- L. Calizas Packstone peloidales con bioclastos y Glauconita
- M1. Margas con intercalaciones de calizas limosas bioclasticas
- M2. Margas con intercalaciones de calizas limosas arenosas y areniscas calcáreas.
- N1. Calizas Arenosas con bioturbaciones y ripples
- N2. Areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada planar
- N3. Areniscas de grano medio a grueso con pasadas de microconglomerados
- Margas y Margocalizas de la Secuencia Kimmeridgiense (Fm. Sot de Chera s.s)

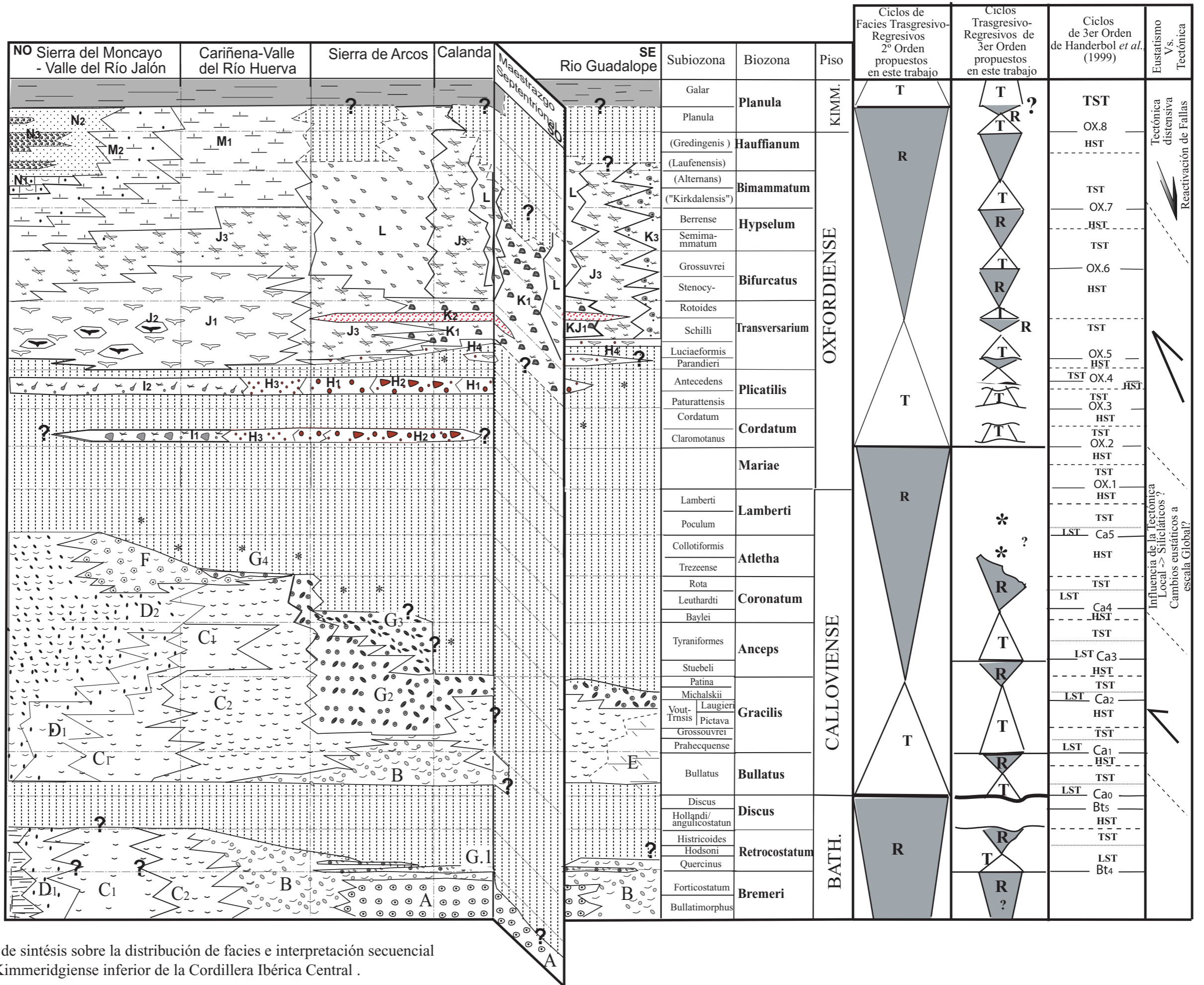


Fig. 12.1. Cuadro de síntesis sobre la distribución de facies e interpretación secuencial del Bathoniense-Kimmeridgiense inferior de la Cordillera Ibérica Central .

V-REFERENCIAS

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1990) - El Jurásico Superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**: 173-198.
- ALVARADO, A. (1980) - Introducción a la Geología general de España. *Boletín Geológico y Minero*, **91** (1): 1-65.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979) - Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, **14**: 172-177.
- AMIEUX, P. (1982) - La Catholuminescence: Methode d'etude sedimentologique des carbonates. *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, **6** (2): 437-483.
- ATROPS, F. y MELÉNDEZ, G. (1985) - Kimmeridgian and lower Tithonian of Calanda-Bergé region (Iberian Chain, Spain): Some biostratigraphic remarks. *Proc. International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen, 1984, **2**: 377-392.
- ATROPS, F., ENAY, R. y MELÉNDEZ, G. (1993) - Joint meeting of the Oxfordian and Kimmeridgian Working Groups, Warsaw, 7-12 September 1992. *Acta Geologica Polonica*, **43** (3-4): 157-168.
- ATROPS, F., PÉREZ-URRESTI, I. y MELÉNDEZ, G. (1997) - The Ataxioceratinae sucesión at the turn of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary in the submediterranean Province: Iberian Chain (Eastern Spain) and SE France. *Comunicaciones IV Congreso Jurásico España*: 27-29.
- AURELL, M. (1986) - *Sedimentología del Jurásico Superior en facies carbonatadas en la región de Muel-Belchite (Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura. Cátedra de Geología, Univ. Zaragoza, 100 p.
- AURELL, M. (1988) - Sedimentología y Paleogeografía del Jurásico Superior en la región de Muniesa-Calanda (Provincia de Teruel), *TERUEL*, **1** (78): 9-35.
- AURELL, M. (1990) - El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel), Análisis de cuenca. *Tesis Doctoral. Dpto. Geología. Serv. Public. Univ de Zaragoza*. 389p.
- AURELL, M. (1991) - Identification of systems tracts in low angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sedimentary Geology*, **73**: 101-115.
- AURELL, M. y BÁDENAS, B. (1995) - Las rampas carbonatadas del Jurásico Superior en las Sierras de Albarracín y Palomera. *Guía de la Excursión del XIII Congreso Español de Sedimentología*, Alcañiz, Teruel: 7-57.
- AURELL, M. y MELÉNDEZ, G. (1989) - El Jurásico Superior en el sector occidental de la Rama Castellana (Cordillera Ibérica): secuencias deposicionales y nuevos datos bioestratigráficos. *XII Congreso Español de Sedimentología, Comunicaciones*, **1**: 187-190.
- AURELL, M. y MELÉNDEZ, A. (1993) - Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. En: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. POSAMENTIER, H.M., SUMERHAYES, C.P., HAQ, B.U. y ALLEN, G.P. (Eds). Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. **18**: 343-368.
- AURELL, M. y NIEVA, S. (1988) - Evolución sedimentaria de las unidades del Jurásico Superior (Oxfordiense superior-Tithónico) de Ricla (Cordillera Ibérica Septentrional, Zaragoza). *III Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico Esp. Guía de Excursiones*. Ciencias de la Tierra (Geología) **11**, Instituto Estudios Riojanos: 283- 298.
- AURELL, M. FERNÁNDEZ-LÓPEZ S. y MELÉNDEZ G. (1994) - The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications. *Geobios*, **M.S. 17** (2): 549-561.
- AURELL, M. BOSENCE, D. y WALTHAM, D. (1995) - Carbonate ramp depositional systems from a late Jurassic epeiric platform (Iberian Basin, Spain): a combined computer modelling and outcrop analysis. *Sedimentology*, **42**: 75-94.
- AURELL, M., BÁDENAS, B. y RAMAJO, J. (1998) - Facies distribution and sedimentary evolution of Late Jurassic carbonate platform (Iberian Basin, Spain). *15th. IAS Int. Sedimentological Congress. Vol. Abstracts*: 155-157.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BELLO, J., DELVENE, G., MELÉNDEZ, G., PÉREZ-URRESTI, I. y RAMAJO, J. (1999) - El Calloviense y el Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica Nororiental y la Zona de Enlace con la Cordillera Costero-Catalana, en los sectores de Sierra de Arcos, Calanda y Xerta-Paüls. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **25**: 73-110.
- AURELL, M., BÁDENAS, B. y BORDONABA, A.P. (1999b) - El Bathoniense- Kimmeridgiense (Jurásico Medio- Superior) en la región de Obón- Torre de las Arcas (Teruel). *Geogaceta*, **25**: 19-22.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, G., BÁDENAS, B., PÉREZ-URRESTI, I. y RAMAJO, J. (2000) - Sequence Stratigraphy of the Callovian -Berriasian (Middle Jurassic-Upper Jurassic) of the Iberian Range (NE), Spain. *GeoResearch Forum*, **5**: 281-292.

- AURELL, M., MELÉNDEZ, G., OLORIZ, F., BÁDENAS, B., CARACUEL, J., GARCÍA-RAMOS, J.C., GOY, A., LINARES, A., QUESADA, S., ROBLES, S., RODRIGUEZ-TOVAR, F. J., ROSALES, I., SANDOVAL, J., SUÁREZ DE CENTI, C., TAVERA, J.M. y VALENZUELA, M. (2002) - Jurassic. En: *The Geology of Spain*. GIBBONS, W. y MORENO, T. (Eds.). Geological Society, London, 213–254p.
- AURELL, M., PÉREZ-URRESTI, I., RAMAJO, J., MELÉNDEZ, G. y BÁDENAS, B. (1997) - La discordancia de Moyuela (Zaragoza): precisiones sobre la tectónica extensional en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en la Cuenca Ibérica. *Geogaceta*, **22**: 23-26.
- AURELL, M., ROBLES, S., BÁDENAS, B., ROSALES, I., QUESADA, S., MELÉNDEZ, G. y GARCÍA-RAMOS, J.C. (2003) - Transgressive-regressive cycles and Jurassic Palaeogeography of Northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, **162**: 239-271.
- AZEREDO, A.C., RAMALHO, M.M. y WRIGHT, P.V., (1998) - The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for paleoclimatic fluctuations. *Cuad. Geol. Ibérica*, **24**: 99–120.
- BÁDENAS, B. (1997) - *Caracterización sedimentológica y modelización por ordenador de la rampa carbonatada kimmeridgiense en Ricla (Zaragoza): implicaciones a escala de cuenca*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza 120 p.
- BÁDENAS, B., (1999) *La Sedimentación en las Rampas Carbonatadas del Kimmeridgiense en las Cuencas del Este de la Placa Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 256 p.
- BÁDENAS, B. y AURELL, M. (1997) - El Kimmeridgiense de los Montes Universales (Teruel): distribución de facies y variaciones del nivel del mar. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **22**: 15-36
- BÁDENAS, B. y AURELL, M. (2001) - Kimmeridgian Palaeogeography And Basin Evolution Of Northeastern Iberia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **168** (3-4): 291-310.
- BÁDENAS, B., AURELL, M., FONTANA, B., GALLEGO, M.R. y MELÉNDEZ, G. (1997) - Estratigrafía y Evolución sedimentaria del Jurásico en la cordillera Vasco-Cantábrica oriental (Navarra y Guipúzcoa). *IV Congreso de Jurásico de España*, 41-43.
- BÁDENAS, B., AURELL M., PÉREZ-URRESTI I. y DELVENE G. (1998) - Estratigrafía y evolución sedimentaria del Oxfordiense superior-Tithónico inferior en Ricla (Zaragoza). *Geogaceta*, **24**: 35-38.
- BÁDENAS, B., SALAS, R., AURELL, M. y CEPRIA, J.J. (2002) - Sequential analysis of the Tithonian-Berriasian carbonate platform in the Eastern Iberian Basin (NE Spain). *6th Int. Symp. on the Jurassic System, Palermo. Abstracts*, 8.
- BANCORA, C., CARMONA, J. y MELÉNDEZ, G. (2005) - Sucesiones de ammonoideos del Jurásico de Calanda-Alcorisa. En: *Miscelánea Paleontológica*. MELÉNDEZ, G. MARTÍNEZ, C. BOTELLA, H. y ROS, S. (Eds). *SEPAZ*, **6**: 145-153p.
- BARRON, E.J., HARRISON, C.G.A., SLOAN, J.L. y HAY, W.W. (1981) - Paleogeography 180 m.a. ago in the present. *Eclogae Geologicae Helvetica*, **74**: 443-470.
- BATTACHARYYA, D. P y KAKIMOTO, P. K., (1982) - Origin of ferruginous ooids an SEM Study of ironstone ooids and Bauxita pisoids. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**: 1351-1353.
- BAUMGÄRTNER, M. y KRAUTTER, M. (1999) - Einen glukonitish phosphatische discontinuität aus dem Oxfordium der Niederaragonesischen Ketten (Embalse de Gallipué, Provinz Teruel, Spanien): Vorläufige Beschreibung und Interpretation. *Profil* **16**: 363-377.
- BAYER, U. (1989) - Stratigraphic and environmental patterns of ironstone deposits. En: *Phanerozoic Ironstones*. YOUNG, T.P. y TAYLOR, W.E.G. (Eds.). Geological Society Special Publication **46**, London. 105-115.
- BEHMEL, H. y GEYER, O.P. (1966) - Beitrage zur stratigraphie und palaontologie des juras vont Otspanien IV. Stratigraphie und fossil fuhrong in Unterjura von Albarracin (Teruel). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* **1**. 1-52.
- BELLO, J. (1995) - *Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea) del Oxfordiense medio (Biozona Bifurcatus) al Sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica Nororiental)*. Estudio Paleontológico de la Familia *Perispinctidae* STEINMANN (Ammonoidea). Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza. 138 p.
- BELLO, J. (1996) - La Biozona Bifurcatus en el Sector Nororiental (Rama Aragonesa) de la Cordillera Ibérica: Asociaciones de Ammonites y Bioestratigrafía" *Coloquios de Paleontología*, **48**: 11-24.
- BELLO, J. (2005) - *El Oxfordiense en el sector Nororiental de la Cordillera Ibérica*. *Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea)*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. 416 p.

- BELLO, J., MELÉNDEZ, G. y PÉREZ URRESTI, I. (1995) - El límite de las Biozonas Transversarium y Bifurcatus (Oxfordiense Medio) en la Cordillera Ibérica nororiental: discontinuidades y lagunas estratigráficas asociadas. *Geogaceta*, **18**: 113-116.
- BELLO, J., PÉREZ-URRESTI, I. y RAMAJO, J. (1996) - Reconstrucción del ambiente paleoecológico del Jurásico Superior (Oxfordiense Medio-Superior) en el área de la Sierra de Arcos (Cordillera Ibérica Nororiental). *XII Jornadas de Paleontología, Badajoz*, 19-21.
- BELLO, J., DELVENE, G., PÉREZ-URRESTI, I. y RAMAJO, J. (1997) - Bioestratigrafía y Paleoecología de Bivalvos del Oxfordiense en el área de Calanda (Cordillera Ibérica, Teruel). *XIII Jornadas de Paleontología, La Coruña*: 152-155.
- BELLO, J., MELÉNDEZ, G., RAMAJO, J. y ZIANI, H. (2001) - The Oxfordian of northeastern Iberian Basin: Facies correlation and biostratigraphy” *Recueil des resumes. 16ème Colloque des bassins Sédimentaires Marocains. Meknes Septiembre 2001*: 14-16.
- BELLO, J., RAMAJO, J. y MELÉNDEZ, G. (2004) - El Oxfordiense de Talamantes (Cordillera Ibérica noroccidental): Tafonomía, Análisis de facies y bioestratigrafía. *Geotemas.*, **6** (2): 275-278.
- BENITO, M.I. (2001) - *Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagénica de los litosomas carbonatados arrecifales (Pre-rifting) de la Cuenca de Cameros. Kimmeridgiense. La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral, Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 410 p.
- BENKE, K. (1981) - Die Dogger/Malm wende in der NW-Keltiberischen Ketten (Spanien) und angrenzenden Gebieten. *Sedimentologie, Stratigraphie und Paläogeographie. Facies*, **4**: 95-164.
- BORDONABA, A.P. (2003) - *Evolución sedimentaria del Jurásico inferior (Hettangiense-Pliensbachiense) en el sector centrooriental de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 417 p.
- BORDONABA, A.P. y AURELL, M. (2001) - El Hettangiense–Sinemuriense (Jurásico inferior) en el sector Montalbán–Oliete (Teruel): análisis de facies y evolución sedimentaria. *Revista. Soc. Geol. Esp.* **14**, 135– 146.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W., MELÉNDEZ, G. y SEQUEIROS, L. (1984) - Middle-Upper jurassic Boundary: A Wolrdwilde phenomenon. *Proceedings of I internacional symposium on Jurassic Stratigraphy, Erlagen* : 305 - 314.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W., GASIEWICZ, A., KRUMBEIN, W.E., MELÉNDEZ, G., SEQUEIROS, L., SUFFCZYNSKI, S., SZATKOWSKI, S., TARKOWSKI, R. y ZBIK, M. (1986) - Anomalia iridowa na granicy jury srodkowej i górnej. *Przegląd Geol.*, serie 2, **394** (34): 83-88.
- BULARD, P.F. (1966). - Jurassique supérieur au sud de Saragosse (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. **263**, sér. D:1- 4.
- BULARD, P.F. (1968) - Nouvelles donnés sur les facies de l'Oxfordien dans le Nord des Chaînes Ibériques (Espagne). *Extrait Bulletin Soc. Geologique France*, (7) **10**: 561-565.
- BULARD, P.F. (1970) - Le Jurassique moyen et supérieur des Chaînes Ibériques près de Ciria et Bijuesca (Provinces de Soria et Saragosse). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. **106**, (1-2): 88- 89.
- BULARD, P.F. (1971) - La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la Bordure NE des chaînes Ibériques. *Cuad. de Geología Ibérica* **2**: 425-438.
- BULARD, P.F. (1972) - Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). *Thèse Doct. Fac. Sc. Univ. Nice*, n° C.N.R.S.A.O. **7095** (2) vol., 702 p.
- BULARD, P.F., CANEROT, J., GAUTIER, F. y VIALARD, P. (1971) - Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes ibériques. Aperçu stratigraphique et paéogéographique. *Cuadernos Geología Ibérica*, **2**: 333-344.
- BULARD, P.F. CANEROT, J., GAUTIER, F. y VIALARD, P. (1974) - La discontinuité entre le Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. **278**, sér. D: 2107-2110.
- BURKATHER, R.M. (1995) - Ooidal ironstones and ferruginous microbialites; origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura Mountains). *Sedimentology*, **42** (1): 57-74.
- CALNER, M. (2002) - A lowstand epikarstic intertidal flat from the middle Silurian of Gotland, Sweden. *Sedimentary Geology*, **148**: 389–403.
- CANEROT, J. (1971) - Le Jurassique dans le partie méridionale du Maestrazgo (Province de Castellon): stratigraphie et paléogéographie. *Cuadernos de Geología Ibérica* **2**: 323-332.
- CARIOU, E. (1984) - Biostratigraphic subdivision of the Callovian Stage in the Subtethyan Province of ammonite. Correlations with the Subboreal Zonal Scheme. En: *International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, MICHELSEN, O. AND ZEISS, A. (Eds.): 316- 326.

- CARIOU, E. y MELÉNDEZ, G. (1990) - A modified Perisphinctid zonal scheme for the Middle Oxfordian of Southwestern Europe (Submediterranean Province)" *Ist. Oxfordian Working Group Meeting, Zaragoza 1988, Publ. SEPAZ, 2*:129-151.
- CARIOU, E., CONTINI, D., DOMMERGUES, J.L., ENAY, R., GEYSSANT, J.R., MANGOLD, C., THIERRY, J. (1985) - Biogéographie des Ammonites et evolution structurale de la tethys au cours du Jurassique. *Bulletin Soc. Géol. France, I*: 679- 697.
- CARIOU, E., MELÉNDEZ G., SEQUEIROS L. y THIERRY J. (1988) - Biochronologie du Callovien de la province d'ammonites submediterrannée: Reconnaissance dans les Chaînes Ibériques des subdivisions fines distinguées dans le centre-Ouest de la France. *Proc. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisbon (1987) I*: 395-406.
- CARIOU, E. ENAY, R., ATROPS, F., HANTZPERGUE, P., MARCHAND, D. y RIOULT, M. (1997) - Oxfordien. En: *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen*. CARIOU, E. y HANTZPERGUE, P. (Eds.). Groupe Français d'Études du Jurassique. Elf ep. Mém. **17**: 79- 86.
- CARIOU, E., FONTANA, B. y MELÉNDEZ, G. (1990) - The Middle Oxfordian biostratigraphy and the ammonite successions of SW Europe (S France, E Spain) and the adjacent areas. *II Oxfordian Workshop Basel, Sept. 1990, 10 p.*, 4 figs.
- CECCA, F., MARTIN-GARIN, B., MARCHAND, D., LATHUILLIERE, B. y BARTOLINI, A. (2005) - Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 222*, (1-2): 10-32.
- CEPRÍA, G. CEPRÍA, J. y RAMAJO, J. (2004) - Fast and Simple identification of the Iron Oxides In Geological Samples Without Sample pretreatment by an electroanalytical Technique. *Microchimica Acta. 144*. (1-3): 139-145.
- CHAFETZ, H.S. y REID, A., (2000) - Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology, 136*: 29-42.
- CHAN, M.A. (1992) -Oolitic ironstone of cretaceous Western Interior Seaway, East-Centra UTAH, *Journal of Sedimentary Petrology, 62*: 693-705.
- CHERNS, L. (1982) - Paleokarst, Tidal erosion surfaces and Stromatolite in the Silurian Eke formation of Gotland Sweden. *Sedimentology, 29*: 814-833.
- CLARI, P.A., DE LA PIERRE, F. y MARTIRE, L. (1995) - Discontinuities in carbonate successions identification, interpretation and clasification of some Italian examples. *Sedimentary Geology, 100*: 97-121.
- COHEN, S.A. (2004) - The rhenium–osmium isotope system: applications to geochronological andpalaeoenvironmental problems. *Journal of the Geological Societ, London, 161*:729–734.
- COLLIN, P.Y. (2000) – *Environnements, géochimie et processus de formation de séries condensées au Calloso-Oxfordien: du Bassin de Paris à des considérations globales*. Tesis Doctoral Université de Bourgogne-Centre des Sciences de la Terre. 282 p.
- COLLIN P.Y., LOREAU, J.P. y COURVILLE, P. (2005) - Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian–Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). *Sedimentology (2005) 52*: 969–985-
- CORBALÁN, F. (1986).- *Estudio Bioestratigráfico del Jurásico Superior (Calloviense- Kimmeridgiense) de la Sierra de Albarracín*. Tesis Licenciatura, Dep. Paleontología, Univ. Zaragoza, (Septiembre 1986), 171.
- CORBALÁN, F. y MELÉNDEZ, G. (1987) - Nuevos datos bioestratigráficos sobre el Jurásico Superior del sector central de la Cordillera Ibérica. *Acta Geológica Hispanica, 22* (1): 555-560.
- CORSELLI, C., BASSO, D. y GARZANTI, E. (1994) - Paleobiological and sedimentological evidence of Pleistocene/Holocene hiatuses and ironstone formation at the Pontian Islands shelfbreak (Italy). *Marine Geology, 117* (1-4): 317-328.
- CORTES, A. L., CASAS, A.M., LIESA, C.L., MELÉNDEZ, A. y SORIA, A.R. (1997). - Estructura del borde N de la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el Anticlinal de Moltabán. *Cuadernos de Geología Ibérica, 23*: 243-268.
- COURVILLE, P., COLLIN, P.Y. (2002) - Taphonomic sequences a new tool for sequence stratigraphy. *Geology 30*: 511- 514.
- DE GRACIANSKI, P.C., JACQUIN, T. y HESSELBO, S.P., (1998) - The Ligurian cycle: an overview of the Lower Jurassic 2nd order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* DEGRACIANSKI, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. y VAIL, P.R. (Eds). SEPM, Spec. Publ. **60**, 467– 480.

- DELVENE, G. (1997a) - Estudio taxonómico e implicaciones paleoecológicas de las asociaciones de bivalvos del Calloviense y Oxfordiense medio y superior en la Cordillera Ibérica Nororiental. *Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza*, 144 p.
- DELVENE, G. (1997b) - Estudio paleoecológico de las asociaciones de bivalvos del Calloviense y Oxfordiense en las localidades de Ariño y Oliete. *XIII Jornadas de Paleontología, La Coruña*: 165-169.
- DELVENE, G. (2000) - Los bivalvos del Jurásico Medio y Superior en la Cordillera Ibérica (España): Sistemática y Paleoecología. *Tesis Doctoral, Universidad Zaragoza, Dep. Ciencias de la Tierra*. 209p.
- DELVENE, G. (2003) - Middle and Upper Jurassic Bivalve associations from the Iberian Range (Spain). *Geobios*, **36**: 519-531
- DELVENE, G. y MELÉNDEZ, G. (1996) - Las sucesiones de bivalvos en el Calloviense-Oxfordiense de la Cordillera Ibérica Nororiental (sector de Moneva-Ariño). *XII Jornadas de Paleontología*: 35-37.
- DELVENE, G., RAMAJO, J. y PÉREZ-URRESTI, I. (1997) - Primeros datos sobre la paleoecología y bioestratigrafía en la Formación Sot de Chera (Riela, Zaragoza). *XIII Jornadas de Paleontología, La Coruña*: 169-172.
- DELVENE, G., RAMAJO, J. y PÉREZ-URRESTI, I. (1998) - Nuevos datos sobre Paleontología y Bioestratigrafía en la Formación Sot de Chera (Jurásico Superior) de Riela, Zaragoza. *Coloquios de Paleontología*, **49**:73-91.
- DELVENE, G., PEREZ URRESTI, I., RAMAJO, J.(1999) - Bivalvos del Jurásico Medio y Superior en el Afloramiento de la Tía Chula (Oliete, Cadena Ibérica Nororiental). *Temas Geológico-Mineros*, **26**, 219-222.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L P., RICOU, L E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A L., GRANDJACQUET, C., SBORSHCHIKOV, I M., BOULIN, J., SOROKHTIN, O., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., BIJU-DUVAL, B., SIBUET, J C., SAVOSTIN, L A., WESTPHAL, M. y LAUER, J.P. (1985) - Presentation of 9 paleogeographic maps at 1:20,000,000 extending from the Atlantic to the Pamirs for the period Liassic to Recent. *Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie*, **1** (5): 636-652.
- DEREIMS, A. (1898) - Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon. *Ann. Strat. et Pal. Lab. Geol. Fac. Sc. Paris* **2**: 199.
- DEUSCH, M., FRIEBE, A., GEYER, O.F. y KRAUTTER, M. (1990) - Las facies espongiolíticas del Jurásico español y unidades semejantes de Europa Central. *Cuadernos de Geología Ibérica* **14**: 199-214, 7 figs. Madrid.
- DI STEFANO, P., MINDSZENTY, A. (2000) - Fe-Mn-encruste "Kamenitza" and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta(Sicily): subaerial and/or submarine dissolution?. *Sedimentary Geology*, **132**: 37- 68.
- DÍAZ MARTÍNEZ, E., SANZ RUBIO, E. y MARTÍNEZ FRÍAS, J. (2002) - Sedimentary record of impact events in Spain. En: *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. KOEBERLY, C. y MACLEOD, K.G. (Eds.). Geological Society of America Special Paper, **356**: 551-562.
- DONALSSON, W. S., PLINT, G.A. y LONGSTAFFE, F. J. (1999) - Tectonic and eustatic control on deposition and preservation of Upper Cretaceous ooidal ironstone and associated facies: Peace River Arch area, NW Alberta, Canada. *Sedimentology*, **46**: 1159-1182.
- DRAGASTAAN, O., MENSINK, H., MERTMANN, D. y WILDE, S. (1987) - Kustenne sedimentationszyklen in Oberjura der westlichen Mader, Nord-Spanien. *Neus. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, **175** (1): 377-398.
- DROMART, G., GARCIA, J.P., PICARD, S. ATROPS F. LÉCUYER C. y SHEPPARD. S.M.F. (2003) - A Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters*, **213**: 205-220.
- DUVAL (1957) - *Etude géologique de la bordure sud de la fosse de l'Ebre dans la région d'Alcañiz*. Diplôme d'Etudes Supérieures. Univ. Dijon.
- EL ALBANI, A., MEUNIER, A. y FURSICH, F. (2005) - Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Bassin, SW France). *Terra Nova*, **17**: 537-544
- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C. (1983) - Subaerial Exposure environments. En: *Carbonate Depositional Environments*. SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. Y MOORE, C.H. (Eds). *AAPG Memoirs*, **33**: 1-72.
- FERNANDEZ, A., CHAUVEL, J. J., y CANDELS, M. (1998) - Comparative study of the Lower Ordovician ironstones of the Iberian Massif (Zamora, Spain) and of the Armorican Massif (central Brittany, France). *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, **68**, (1): 53-62.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985) - *El Bajociense en la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 848 p

- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985) - Séquences sédimentaires et séquences taphonomiques. *Strata* **2**: 116-121.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1995).- Taphonomie et interprétation des paléoenvironnements. *Geobios*, M.S. **18**, 137– 154.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997) - Ammonites, ciclos tafonómicos y ciclos estratigráficos en plataformas continentales carbonáticas. *Revista Española de Paleontología*, **12** (2): 151-174.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. (2000) - Ammonite Taphocycles in Carbonate epicontinental Platforms, *Georesearch Forum*, **6**, 293-300.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (2001) - Upper Bathonian ammonites of the Catalan Basin (Tivissa and Cap Salou, Spain). *Hantkeniana*, **3**: 25-39.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y GÓMEZ, J.J. (1994) - Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*, **92**: 147-159.
- FERNÁNDEZ-LOPEZ, S. y GÓMEZ, J. J. (1990) - Facies aalenenses y bajocienses, con evidencias de emersión y karstificación, en el sector central de la Cuenca Ibérica. Implicaciones paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*. **14**: 67-111.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ y GÓMEZ, J.J. (2004) - The Middle Jurassic Eastern margin of the Iberian platform System (eastern Spain). *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigraphia*. **110**, 151– 162.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y MELÉNDEZ, G. (1994) - Abrasión surfaces on internal moulds of ammonites as palaeobathymetric indicators. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **110**:29-42.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y MELÉNDEZ, G. (1995) - Taphonomic gradients in Middle Jurassic ammonites of the Iberian Range (Spain). *Geobios*, M.S. **18**:155-165.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y MELÉNDEZ, G. (2003) - Fossilization of ammonites and sedimentary events in deep environments of carbonate platform (Highest Middle to Lowest Upper Oxfordian, Iberian Range, Spain). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110**: 219-230.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., AURELL, M, GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J.J., HENRIQUES, M^a H., MARTÍNEZ, G., MELÉNDEZ, G. y SUÁREZ-VEGA, L.C. (1997) - El Jurásico Medio de la Cuenca Catalana: Unidades litoestratigráficas y elementos paleogeográficos. *Revista Española de Paleontología*, **nºextraordinario**: 122-139.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., AURELL, M, GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J.J., HENRIQUES, M^a H., MARTÍNEZ, G., MELÉNDEZ, G. y SUÁREZ-VEGA, L.C. (1998) - La Plataforma de Tortosa (Cuenca Catalana) durante el Jurásico Medio: unidades litoestratigráficas, paleogeográficas y ciclos ambientales. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **24**: 185-221.
- FEZER, R y GEYER, O.F. (1988) - Der Oberjura von Calanda im nordöstlichen Keltiberikum (Provinz Teruel, Spanien). I. Stratigraphie. *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*. **84**: 207-237.
- FINKEL, R. (1992) - Eine Ammoniten-Fauna aus dem Kimmeridgium des nordöstlichen Keltiberikums (Spanien). *Profil*, **3**: 227-297.
- FLUGEL, E. (2004) - *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application*. Springer Verlag. 921 p.
- FOLK, R. L., ROBERTS, H.H. y MOORE, C.H.(1973) - Black Phytokarst from Hell, Cayman Islands. *Geol. Soc. America. Bull.* **87**: 2351-2360.
- FONTANA, B. (1990) - El Oxfordiense Medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica). Estudio Paleontológico del Genero *Larcheria* (Perisphinctidae). *Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza*: 123
- FONTANA, B. y MELÉNDEZ, G. (1990) - Caracterización Bioestratigráfica de la Biozona Transversarium (Oxfordiense Medio) en el sector oriental de la cordillera Ibérica. *Geogaceta*, **8**: 76-78
- FONTANA, B., GALLEGO, M.R., JURADO, M.J., MELÉNDEZ, G., (1994). A correlation of subsurface and surface data of the Middle–Upper Jurassic between the Ebro Basin and the Central Iberian Chain (Eastern Spain). *Geobios, Mem. Spec.* **17**, 563– 574.
- FRAKES, L.A. (1979) - *Climates throughout geologic time*. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 310 p.
- FÜRSICH, FT (1979) - Genesis, environments, and ecology o Jurassic Hardgrounds. *Neues Jahrbuch für Geologie und. Paläontologie, Abhandlungen*, **158**: 1-63..
- FÜRSICH, F. T., OSCHMANN. W., INGH, I. B. y JAITLY, A. K. (1992) - Hardgrounds, reworked concretion levels and condensed horizons in the Jurassic of western Indian: Their significance for basin analysis. *Journal of the Geological Society*, **148**: 313-331.
- GALLOWAY, W. E. (1989) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of faulting-surface bordered depositional units. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* **73**: 125-142.

- GARCÍA-HERNANDEZ, M., LUPIANI, F. y VERA, J. A. (1987) - Discontinuidades estratigráficas en el Jurásico de Sierra Gorda (Subbbético interno, Provincia de Granada). *Acta Geológica Hispánica*, **21-22**: 339-349.
- GARCÍA-RAMOS, J.C., SUAREZ DE CENTI, C., PANIAGUA, A. y VALENZUELA, M. (1987).- Los Depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León, ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, **2**, 38-40.
- GARZANTI, E., HASS, R. y JADOUL, F. (1989) - Ironstones in the Mesozoic passive margin sequence of the Tethys Himalaya (Zhanskar, Northern India): Sedimentology and Metamorphism. En: *Phanerozoic Ironstones*. YOUNG, T.P. y TAYLOR, W.E.G. (Eds.). Geological Society Special Publication, 46. 133-139.
- GAUTIER, F. (1968) - Sur la stratigraphie et les faciès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de Teruel (Espagne). *C. R. somn. Soc. Geol. Fran.*: 43-45. Paris.
- GEHRING, A.U. (1989) - The formation of goethitic ooids in condensed Jurassic deposits in northern Switzerland. En: YOUNG, T.P. y TAYLOR, W.E.G. (Eds.). *Phanerozoic Ironstones*, Geological Society Special Publication 46 140-154.
- GEISTER, J. y GEYER, O.F. (1968) - Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. IV. Der Jura der Sierra de Corbera (Provinz Valencia). *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 131: 310-336; Stuttgart.
- GEYER, O.F. y PELLEDUHN, R. (1981) - Sobre la estratigrafía y las facies espongiolítica del Kimmeridgiense de Calanda (prov. de Teruel). *Cuadernos de Geología*, **10**: 67-72.
- GIL, J., CARENAS, B., SEGURA, M. GARCÍA-HIDALGO, J.F. y GARCIA, A. (2004) - Revisión y Correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y Oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **17** (3-4): 249-265.
- GIL-IMAZ, A. (1995) - *El dominio de esquistosidad Alpina del extremo NO de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo-Tierra de Agreda)*. Monografías CESBOR, (7): 206 p.
- GIL-IMAZ, A. (2001) - *La Estructura de la Sierra de Cameros: Deformación Dúctil y su significado a escala Cortical*. Instituto de estudios Riojanos (Ciencias de la Tierra). 23: 301p.
- GINER, J. (1980) - *Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Dpto. Geología Univ. de Barcelona, 315 p.
- GIRESE, A., WIEWIÓRA, A. y LACKA, B. (1997) - Processes of Holocene ferromanganese-coated grains (oncolites) in the nearshore shelf of Cameroon. *Journal of Sed. Research, Section A*, **68**(1): 20-36
- GIRESE, A. WIEWIÓRA, A. y GRABSKA, D. (2004) - Glauconitization processes in thenorthwestern Mediterranean (Gulf of Lion). *Clay Minerals*, **39**: 57-73.
- GÓMEZ, J.J. (1979) - El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid, Seminarios de Estratigrafía (Serie monografías), **4**: 683 p.
- GOMEZ, J. J. y FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1994) - Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*. **92**: 147-159.
- GÓMEZ, J.J., FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (2003) - Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta* **35**, 91-94.
- GÓMEZ, J.J. FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (2005) - The Iberian Middle Jurassic carbonate-platform system: Synthesis of the palaeogeographic elements of its eastern margin Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. In press.
- GÓMEZ, J.J. GOY, A. (1979) - Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior, en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, **35**: 569-568.
- GÓMEZ, J.J. GOY, A. (1997) - El Jurásico de la Cordillera Ibérica: estratigrafía secuencial y paleogeografía. *Comunicaciones del IV Congreso de Jurásico de España, Alcañiz*: 15-16.
- GÓMEZ, J.J. y GOY, A. (2005) - Late Triassic and early Jurassic Paleogeographic evolution and depositional Cycles of the estern Tethys Iberian Platform system (Eastern Spain). *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, **222**: 77-94.
- GÓMEZ, J. J., COMAS-RENGIFO, M. Y GOY, A. (2003) - Las unidades litoestratigráficas del Jurásico inferior de la Cordillera Ibérica y Costero-Catalana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **16**: 227-238.
- GÖRÖG, A. y WERNLI, R. (2003) - Palaeobiogeography of the Middle Jurassic protoglobigerinids (Foraminifera). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. **96** (2): 237-248
- GOY, A., GÓMEZ, J.J. y YÉBENES, A. (1976). El Jurásico de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte): I. Unidades litoestratigráficas. *Estud. Geol.* **32**, 391-423.

- GRADSTEIN, O., OGG, J.G. y SMITH, A.G. (2004) - *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 p.
- GROOVER, G. A. y READ, J. F. (1983) - Paleoquifer and deep burial related cements defined by Regional Cathodoluminescence Patterns. Middle Ordovician Carbonates, Virginia. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin*, **67** (8): 1275-1303.
- GYGI, R.A. (1981) - Oolitic iron formation: marine or not marine?. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **74**: 223–254.
- GYGI, R. (1995) - Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **88** (1): 1-58.
- HALLAM, A., (1981) - A revised sea-level curve for the early Jurassic. *Journal of Geological Society. (London)*, **138**, 735-743.
- HALLAM, A. (1988) - A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. En: *Sea level changes: An Integrated Approach*. WILGUS, C. K., HASTIN, B. S., KENDALL, C.G.S.C., PORSAMENTIER, H., ROSS, C.A y VAN WAGONER, J.C. (Eds), SEPM. Spec. Publ. **42**: 261-273.
- HALLAM, A., (2001) - A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **167**, 23– 37.
- HAQ, B.H., HANDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1987) - Cronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, **235**: 1156-1167.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKI, P.C., VAIL, P.R., (1998) - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. DE GRACIANSKI, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. y VAIL, P.R. (Eds.) SEPM Spec. Publ., vol. **60**. Charts 1– 8.
- HARDER, H. (1989) - Mineral genesis in ironstones: a model based upon laboratory experiments and petrographic observations. En: *Phanerozoic Ironstones*. YOUNG, T.P., TAYLOR, W.E.G. (Eds.). Geological Society Special Publication, **46**: 9–18.
- HEIKOOP, J. M., TSUJITA, C.J., RISK, M.J., TOMASCIK, T. y MAH, A.J. (1996) - Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia. *Geology*, **24**: 759–762.
- HILLGÄRTNER, H. (1998) - Discontinuity surfaces on a shallowmarine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal Sedimentaru. Research.*, **68**: 1093–1108.
- HILLGÄRTNER, H. y STRASSER, A. (2003) - Quantification of high-frequency sea-level fluctuations in shallow-water carbonates: an example from the Berriasian-Valanginian (French Jura). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200** (1-4): 43-63.
- JACQUIN, T., DE GRACIANSKI, P.C., (1998) - Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European basin development. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. DE GRACIANSKI, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T., VAIL, P.R. (Eds.). SEPM Spec. Publ., **60**: 15– 30.
- JACQUIN, T. y DE GRACIANSKI, P.C., (1998b) - Transgressive/regressive (second order) facies cycles: the effects of tectono-eustasy. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basin*. DE GRACIANSKI, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. y VAIL, P.R. (Eds.). SEPM (Society for Sedimentary Geology) Spec. Publ., **60**: 445– 466.
- JAMES, H.E. y VAN HOUTEN, F.B. (1979) - Miocene goethitic and chamositic oolites, Northeastern Colombia. *Sedimentology*, **26**: 125–133.
- JAANUSSON, V. (1961) - Discontinuities surfaces in limestones. *Bull. Geol. Instit. Univ. Upsala*. **XL**: 221-239.
- JENKYN, H.C. (1971) - The génesis of condensed sequences in the Thethian Jurassic. *Lethaia*, **4** (3):327-352.
- JENNINGS, J. N. (1985) - *Karst Morphology*. M. I. T. Press, Cambridge. 241p.
- JONES, B. (1987)- The alteration of sparry calcite crystals in a vadose setting, Grand Cayman Island. *Can. Journal Earth Sci.* **24**: 2292-2304.
- JONES, B. (1989) - Calcite rafts, peloids y micrite in cave deposits from Cayman Brac. British West Indians. *Can. Journal Earth Science*, **26**: 654-664.
- JONES, B. (1992) - Void-filling deposits in karst terrains of isolated islands: A case study from Tertiary carbonates of Cayman Islands. *Sedimentology*, **39**: 857-876.
- JONES, B. y SMITH, D. S. (1988) - Open and filled karst features of the Cayman Islands: Implications for the recognition of paleokarst. *Can. Journal Earth Sci.* **25**: 1277-1291

- JONES, C. y JENKYN, H.C. (2002) - Seawater Strontium Isotopes, Oceanic Anoxic Events, and Seafloor Hydrothermal Activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, **301**, 112–149.
- KIM, Y. y LEE, Y.I (2000) - Ironstones and green marine clays in the Dongjeom Formation (Early Ordovician) of Korea. *Sedimentary Geology*, **130** (1-2): 65-80.
- KIMBERLEY, M.M. (1979) - Origin of oolitic iron formations. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**: 111–131.
- KIMBERLEY, M.M. (1994) - Debate about ironstone: has solute supplí been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? *Terra Nova*, **6**: 116–132.
- KRANJEWSKI, K. P. (1981) - Phosphate Microstromatolite in the High-Tatra Albian Limestone in the Polish Tatra Mountains. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terre*, **29**: 175-183.
- KRAUTER, M. (1998) - Ecology of siliceous sponges. Application to the environmental interpretation of the Upper Jurassic sponge facies (Oxfordian) from Spain. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **24**: 223-239.
- KUHRY, B. (1979) - Observations on Filaments from the Subbetic of SE Spain. *Rev. Esp. de Micropaleontología*. **VII** (22): 231-243.
- LARDIÉS, M.D. (1989) - Estudio bioestratigráfico del Calloviense en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Tesis Licenciatura Lab. Paleontología. Univ. de Zaragoza*: 209.
- LARDIES, M. D. (1990) - Observaciones bioestratigráficas y sedimentológicas sobre el Calloviense en la provincia de Teruel. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**: 157-172.
- LARDIÉS, M.D., MELÉNDEZ, G. y SEQUEIROS, L. (1988) - Nuevos datos sobre el Calloviense en el sector central de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). bioestratigrafía y facies. *II Congreso Jurásico de España*. Granada: 293-296.
- LARDIÉS, M.D., MELÉNDEZ, G., SEQUEIROS, L., CARIOU, E., y PAGE, K. N. (1997) - Síntesis bioestratigráfica y paleogeográfica del Calloviense en el sector Nororiental de la Cuenca Ibérica (Plataforma Aragonesa). *Comunicaciones IV Congreso de Jurásico de España*: 91-93.
- LEGARRETA, L. (1991) - Evolution of Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquen Basin of west-central Argentina: Facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology*, **70**: 293-296.
- LEIFEIDERN, R.R. (1993) - Upper Jurassic reef types and controlling factors: a preliminary report. *Profil*, **15**: 1-45.
- LEINFELDER, R.R., KRAUTTER, M., LATERNSE, R., NOSE, M., SCHMID, D.U., SCHWEIGERT, G., WERNER, W., KEUPP, H., BRUGGER, H., HERRMANN, R., REHFELD-KIEFER, U., SCHROEDER, J.H., REINHOLD, C., KOCH, R., ZEISS, A., SCHWEIZER, V., CHRISTMANN, H., MENGES, G. y LUTERBACHER, H., (1994) - The origin of Jurassic reefs. Current research developments and results. *Facies*, **31**: 1 – 56.
- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U. y WERNER, W. (1993) - Microbial crust of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, **29**: 195–230.
- LEINFELDER, R.R., WERNER, W., NOSE, M., SCHMID, D.U., KRAUTTER, M., LATERNSE, R., TAKACS, M. y HARTMANN, D., (1996) - Paleoeology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolitereefs from the Late Jurassic. En: Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation: I. Reef evolution. REITNER, J., NEUWEILER, F. y GUNKEL, F. (Eds). Research Reports. Gfttinger Arb. Geol. Pal7ont. Sb., vol. 2, p. 227–248.
- MADON, M.B.H.J. (1992) - Depositional setting and origin of berthierine oolitic ironstones in the Lower Miocene Terengganu Shale, Tenggol Arch, offshore peninsular Malaysia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 899–916.
- MAMET, B. y PRÉAT, A. (2003) - Sur l'origine bactérienne et fongique de la pigmentation de l'Ammonitico Rosso (Jurassique, région de Vérone, Italie du nord). *Revue de micropaléontologie*, **46**: 35–46.
- MARCHAND, D. y THIERRY, J. (1986) - Relations entre les événements calloviens et l'évolution des peuplements d'ammonites en Europe occidentale. *Bulletin Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **10**: 383-392.
- MARIN, P. y TOLOUSE, A. (1972) - Le Jurassique Moyen et superieur du Nord de la Province de Teruel (Espagne): Un exemple du passage Dogger-Malm dans le región d'Ariño-Oliete. *Est. Geológicos*, **28**: 111-118.
- MARSAGLIA, K.M. Y KLEIN, G. de V. (1983) - The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic store depositional Systems. *Journal of Geology*, **91**: 117-142.

- MARTÍN ALGARRA, A (1987) - *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y externas de la Cordillera Bética (Sector Central y Oriental)*. Tesis doctoral Universidad de Granada, 1271 p.
- MARTÍN ALGARRA, A. y SANCHEZ-NAVAS, A. (1995) - Phosphate stromatolite from condensed cephalopod limestones, Upper Jurassic. Southern Spain. *Sedimentology*. **42**, Nº 6: 893 - 920.
- MARTÍN ALGARRA, A. y VERA, J.A. (1994) - Mesozoic Pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Shouther Spain) *En Phanerozoic Stromatolite II*. BERTRAND-SAFARTI, J y MONTY,C (Eds). Kluwer Academic Publishers, 345-391.
- MARTÍNEZ-GONZÁLEZ, R.M., LAGO-SAN JOSE, M., VALENZUELA, J.I., VAQUER, R. SALAS, R., y DUMITRESCU, R., (1997) -. El volcanismo Triásico y Jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica y sus relaciones con los estadios de rift mesozoicos. *Boletín Geológico y Minero*. **108**: 367–376.
- Mc RAE, S. G. (1972) - Glauconite. *Earth. Sci. Rev.* **8**: 397-440.
- MELÉNDEZ, F. (1971).- *Estudio Geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 245 p.
- MELÉNDEZ, G. (1978) - Estratigrafía del Calloviense y Oxfordiense en Ventas de San Pedro (región de Ariño-Oliete, provincia de Teruel). *En GOY. A. (Ed.) Gr. Esp. Mesoz. Guía Excur. Jurásico Cord. Ibérica* . pp. III. 1-III. 9.
- MELÉNDEZ, G. (1989) - *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Instituto de Estudios Turolenses, Zaragoza-Teruel: 418p.
- MELÉNDEZ, G. (1997) - Ambientes sedimentarios y ecosistemas del Jurásico de la Cordillera Ibérica. *En: Vida y ambientes del Jurásico. J.A. GÁMEZ VINTANED Y E. LIÑÁN (Eds.)* Fernando el Católico, V Jornadas Aragonesas de Paleontología. Asociación Cultural Bajo Jalón: 57–89.
- MELÉNDEZ, G. y FONTANA, B. (1993) - Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta Geologica Polonica*, nº **43 (3-4)**: 193-211.
- MELÉNDEZ, G. y LARDIES, M^a. D. (1988) - El Calloviense y Oxfordiense de Ricla (Prov. Zaragoza). *En: III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Libro Guía de las Excursiones*. A. GOY . (Ed.). Instituto de Estudios Riojanos. *Ciencias de la Tierra, Geología*, 11, Logroño: 265-281.
- MELÉNDEZ, G. y RAMAJO, J. (2002) - El nivel límite Jurásico Medio-Superior (Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío) en Moneva (Zaragoza): tafonomía y análisis de facies *Actas XVII Jornadas de Paleontología: Los fósiles y la Paleogeografía*. Publ. Sem. Paleontología de Zaragoza (SEPAZ), **5**: 153-161.
- MELÉNDEZ, G., SEQUEIROS, L. y BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1983) - Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain,: Part (I) Biostratigraphy and nature of gaps; Part (II) Ammonite fauna *Bull. Acad. Pol. des Sc. (Sc. Terre)*. **30**: 157-180.
- MELÉNDEZ, G., SEQUEIROS, L. y BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1985) - Tentative biostratigraphic subdivision for the Oxfordian of the Submediterranean Province on the base of Perisphinctids. *Proc. I. Int. Symp. Jur. Str.*, Sept., 1984 (**II**): 48-502.
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M. y ATROPS, F. (1988) - Evolución de la Plataforma Jurásica durante el Kimmeridgiense en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica: Análisis tafonómico y reconstrucción bioestratigráfica. *III Col. Estr. Paleog. Jur. España*, Resumen, Logroño:73-76.
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M. FONTANA, B. y LARDÍES, M.D. (1990) - El transito Dogger-Malm en el sector central de la Cordillera Ibérica: Análisis tafonómico y reconstrucción paleogeográfica. *Com. I Reunión de Tafonomía y Fosilización*: 221-229.
- MELÉNDEZ, G., BELLO, J., DELVENE, G. y PÉREZ-URRESTI, I., (1997) - El Jurásico medio y superior (Calloviense–Kimmeridgiense) en Ventas de San Pedro. Reconstrucción paleogeográfica y análisis tafonómico. *Cuad. Geol. Ibérica*. **23**: 269– 300.
- MELÉNDEZ, G., BELLO, J., DELVENE, G., PÉREZ-URRESTI, I., RAMAJO, J. y ATROPS, F., (1999) - Middle and Upper Jurassic at the Calanda-Masde las Matas area, in the region of River Guadalupe (NE IberianChain, E Spain). *Profil* **16**, 275–296.
- MELÉNDEZ, G., ZIANI, H., RAMAJO, J. y DELVENE, G. (2001) - Le Callovien et la limite Callovien-Oxfordian dans le secteur Nord-Oriental et Central du Bassin Iberique (plateforme Aragonaise). *Recueil des resumes. 16ème Colloque des bassins Sédimentaires Marocains*. Meknes septiembre 2001. 14-16.

- MELÉNDEZ, G., BELLO, J., RAMAJÓ, J. y ZIANI, H. (2002) - The Callovian–Oxfordian ammonite succession in the NE Iberian Chain revisited: taphonomic gradients and palaeogeography. En: *Current topics on Taphonomy and Fossilization*. M. RENZI, M.V. PARDO ALONSO, M. BELINCHÓN, E. PEÑALVER, P. MONTOYA Y A. MÁRQUEZ ALIAGA (Eds). International Conference Taphos' 2002, 3rd Meeting on Taphonomy and Fossilization, Valencia: 40.
- MELÉNDEZ, G., BELLO, J., DELVENE, G., PÉREZ-URRESTI, I. RAMAJÓ, J., y SORIA, M. (2004) - El patrimonio paleontológico de Teruel: yacimientos de invertebrados jurásicos de la Sierra de Arcos. *Geogaceta*. **36**: 187-190.
- MELÉNDEZ, G., BELLO, J. y RAMAJÓ, J. (2005).- La Fm. Yátova en la localidad tipo: La sección Jurásica de Arroyo Picastre (Valencia). En: *Miscelánea Paleontológica*. G. MELÉNDEZ, C. MARTÍNEZ, H. BOTELLA, S. ROS. (Eds). *SEPAZ*, **6** (2005), p. 145-153.
- MELÉNDEZ, G., RAMAJÓ, J. y MARTÍNEZ-COTONDA, S. (2005 b) - El desarrollo de la Capa de Arroyofrío (límite Calloviense-Oxfordiense) al Sur de Zaragoza, entre Ricla y Aguilón: bioestratigrafía y facies, *Geogaceta*, **38**: 3-6.
- MENSINK, H. (1966).- Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Jura in den Nord- westlichen iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.*, **44**: 55-102.
- MENSINK, H., y MERTMANN, D. (1984) - Ammonitenfunde aus dem unteren Malm bei Barkausen an der Hunte im Wiehengebirge. *N. Jb. Geol. J'Paläont. Abb.*, **6**: 380 - 388.
- MOLINA, J. M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA. J.A. (1995) - Un Modelo de Karstificación polifásica en márgenes extensivos (Jurásico y Cretácico) de la Cordillera Ibérica. *Boletín de Comunicaciones del XIII Congreso de Sedimentología de España (Teruel)*: 83-84
- MOUTERDE, R. (1971) - Un Coupe du Lias a Obon aux confins des Provinces de Teruel et de Saragosse. *Cuadernos de. Geología. Ibérica*, **2**, 345-354.
- MOUTERDE, R., FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., GOY, A., LINARES, A., RIVAS, P., RUGET, C. y SUAREZ-VEGA, L.C. (1978) - El Jurásico de la Region de Obón. (Teruel). *Grupo Español Mesozoico Jurásico Cordillera Ibérica. Guia de Excursiones*, II. 13 p.
- NADAL, J. (2000) - Dolomías relacionadas con fallas durante la etapa de rift Jurásico superior-Cretácico inferior en la subcuena de la Salzedella (Cuenca del Maestrazgo, Cadena Ibérica). *Geotemas*. **1(2)**: 247–25.
- NADAL, J. (2002) - *Estudi de la dolomitizació del Juràssic Superior-Cretaci Inferior de la Cadena Ibèrica Oriental i la Cadena Costanera Catalana: Relació amb la Segona Etapa Rift Mesozoica*. Tesis Doctoral Dpto. de Geoquímica Petrología i Prospecció Geològica. Universitat de Barcelona. 439 p.
- NIEVA, S. (1988) - *El Jurásico superior en el sector de Ricla-Tarazona. Sedimentología y Paleogeografía*. Tesis de Licenciatura. Dpto. de Geología, Universidad de Zaragoza. 111p.
- NORRIS, M. S. y HALLAN, A. (1995) - Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes. *Paleoeco. Paleoclim. Paleoecol.* **116**: 189-245.
- ODIN, G S (1990) - Clay mineral formation at the continent-ocean boundary; the verdine facies. *Clay Minerals*, **25**,(4) :477-483.
- ODIN, G. S. y LETOLLE, R. (1980) - Glauconitization and Phosphatization environments a tentative comparison. en *Marine Phosphorites, Geochemistry, Occurrences and Génesis*. K. BENTOR (Ed.) *SEPM. Esp. Publ.* **24** 227-237.
- ODIN, G. S. y MATTER, A. (1981) - De glauconarium origine. *Sedimentology*, **28**: 611-641.
- ODIN, G. S. (1985) - Significance of green particule in arenites (chamosites, glauconites, clorite) *In Provenance of Arenitas*. ZYZZA, G. E (Ed) NATO Asi Series, serie C: Mathematical and Physical Sciences. **148**: 279-307.
- OLIVIER, N., PITTET, B. y MATTIOLI, E. (2004) - Palaeoenvironmental control on sponge-microbialite reefs and contemporaneous deep-shelf marl-limestone deposition (Late Oxfordian, southern Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212: 233– 263.
- OLIVIER, J.L., BONNIN, J., BEUZARD, P. y AUZENDE, J. M. (1981) - *Cinématique de l'Atlantique nord et central*. Láminas I,II, III y IV. Cnexo Editorial.
- OLÓRIZ, F. y MARQUES, B. (1989) - Le plateforme de l'Algarve, Jurassique superieur: Las grandes discontinuités stratigraphiques. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **13**: 237-250.
- OLÓRIZ, F., REOLID, M. y RODRIGUEZ TOVAR, F.J. (2002) - Fossil assemblages, Lithofacies, Taphofacies and interpreting depositional dynamics in the epicontinental Oxfordian of the Prebetic Zone, Betic Cordillera, Southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **185**, 1-2, 53-75

- OLÓRIZ, F., REOLID, M. y RODRIGUEZ-TOVAR, F.J. (2003) - A Late Jurassic colonized by sponges and benthic microbial communities (External Prebetic, Southern Spain). *Palaos*, **18**: 528-545.
- OSETE, M.L., FREEMAN, R y VEGAS, R. (1998) - Paleomagnetism evidence for block rotations and distributed deformation Oçof the Iberian-Africa plate Boundary. En *Paleomagnetism Rotations and continental deformation.*, (C, KISSEL Y C. LAJ, Eds). Klunwer academia public., 381-191.
- PAGE, K.N. y MELÉNDEZ, G., (1997) - The Upper Bathonian at Aguilón, Northern Iberian Chain, Spain - a potential reference section for Europe. *Com. IV Congreso de Jurásico de España*, Alcañiz: 121-123.
- PAGE, K.N. Y MELÉNDEZ, G. (2000) - Correlation of late Bathonian Ammonite faunas between England and North East Spain and a proposed standard zonation for the Upper Bathonian of Northern and Western Europe. *Georesearch Forum*, **6**, 153-162.
- PAGE, K.N. MELÉNDEZ, G., y BELLO, J. PÉREZ-URRESTI, I. y RAMAJO, J., (2004) - The stratigraphy of the Upper Bathonian to Middle Oxfordian succession of the Aragonese branch of the Cordillera Ibérica (Spain) and its European context. *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigr.*, vol. **110 (1)**: 191-200.
- PÉREZ-URRESTI, I. (1995) - *Estudio bioestratigráfico y paleontológico basado en ammonoideos del Oxfordiense superior en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 102 p.
- PÉREZ-URRESTI, I. (1996) - Las sucesiones de Ammonoideos del Oxfordiense superior en la Cordillera Ibérica nororiental: nuevos datos bioestratigráficos. *Coloquios de Paleontología*, nº **48**: 125-145.
- PÉREZ-URRESTI, I. y DELVENE, G. (1999) - Estudio paleontológico del Yacimiento Jurásico de la Cañada de Verich (Teruel). *Grupo de Estudios Masinos*, **19**: 9-38.
- PÉREZ-URRESTI, I. DELVENE, G., MELÉNDEZ, G. and RAMAJO, J. (1998) - El Oxfordiense superior y la posición del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en el sector de Tosos-Aguilón (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, España). *Geogaceta* **24**: 185-188.
- PICARD, S., GARCIA, J.-P., LÈCUYER, C. SHEPPARD, S., CAPETTA, H. y EMIG, C. (1998) - $\delta^{18}\text{O}$ values of co-existing brachiopods and fish: temperature differences and estimates of paleodepths. *Geology* **26**: 975-978.
- PODLAHA, O.G., MUTTERLOSE, J. y VEIZER, J., (1998). Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/early Cretaceous successions. *American Journal of Sciences*, **298**: 324-347.
- PRICE, G., (1999) - The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth Sciences Review*, **48**. 183-210.
- PUFAHL, P.K y GRIMM, K.A. (2003) - Coated phosphate grains; proxy for physical, chemical, and ecological changes in seawater. *Geology (Boulder)*, **31 (9)**: 801-804 p.
- RAMAJO, J. (1996).- *Análisis de las discontinuidades y depósitos asociados del Calloviense superior-Oxfordiense medio, en el sector Riela-Vera del Moncayo (Provincia de Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 135 p.
- RAMAJO, J. y AURELL, M. (1995) - Análisis de las Superficies de Discontinuidad y depósitos asociados del Límite Calloviense superior-Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Noroccidental. *Libro de Comunicaciones. XIII Congreso Español de Sedimentología*. 107-108.
- RAMAJO, J. y MELÉNDEZ, G. (1996) - El límite Calloviense-Oxfordiense en Riela (Zaragoza). Análisis sedimentológico y tafonómico de una sección condensada rica en ammonoideos. *II Reunión de Tafonomía y Fosilización*. G. MELÉNDEZ. (Ed.) Institución "Fernando El Católico", **1773**: 337-346. Zaragoza.
- RAMAJO, J. y AURELL, M. (1997) - Análisis de las superficies de discontinuidad y depósitos asociados del límite Calloviense superior-Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Noroccidental. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **22**: 213-236.
- RAMAJO, J y AURELL, M. (2001). - Estromatolitos en secciones condensadas del Oxfordiense de la Cordillera Ibérica, (Rama Aragonesa, Septentrional). *Geotemas*, **3**: 35-38.
- RAMAJO, J. AURELL, M., BÁDENAS, B., BELLO, J., DELVENE, G., MELÉNDEZ, G. y PÉREZ-URRESTI, I. (1999).- Síntesis Bioestratigráfica y Paleogeográfica del Oxfordiense en la cuenca Ibérica (Sector Nororiental) y correlación con la Cuenca Catalana. *Cuadernos de Geología. Ibérica*, **25**: 111-138.
- RAMAJO, J., DELVENE, G., PÉREZ URRESTI, I. y BELLO, J. (1998) - Estudio geológico del Jurásico Medio y Superior del área del Río Guadalupe. *Grupo de Estudios Masinos*, nº **17**: 29-79.

- RAMAJO, J., AURELL, M. Y CALVET, F. (1998b) - "Condensed Facies and associated distribution in the Middle-Upper Jurassic transition (Ricla, NE Spain). A sedimentological and geochemical analysis". *15th international Sedimentological congress Abstracts*. 648-649.
- RAMAJO, J., AURELL, M., DELVENE, G. Y PÉREZ-URRESTI, I. (2000).- El Calloviense-Oxfordiense en el Sector Oliete-Torre de las Arcas (Teruel). *Geotemas*, **1** (2): 213-216.
- RAMAJO, J., AURELL, M., CEPRIÁ, J. (2002) -Análisis de facies de la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío en la Sierra de Arcos (Jurásico Cordillera Ibérica Septentrional). *Journal of Iberian Geology*, **28**: 45-64.
- REGUANT, S. y ORTIZ, R. (2001) - Guía Estratigráfica internacional Versión abreviada. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. **14**: 269-293.
- REOLID, M. (2003) - *Dinámica Eco-Sedimentaria Durante el Oxfordiense medio-Kimmeridgiense temprano en la zona Prebetica: interpretación Ecoestratigráfica y Secuencial*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 254 p.
- REOLID, M., GAILLARD, C. y OLÓRIZ, F. (2005) - Microbial encrustations from the Middle Oxfordian-earliest Kimmeridgian lithofacies in the Prebetic Zone (Betic Cordillera southern Spain): characterization, distribution and controlling factors. *Facies*, **50**: 529-543.
- RIDING, R. (1999) - Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* **47** (Supplement 1). 179-214.
- RIDING, R., (2002) - Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Sci.Rev.* **58**: 163- 231.
- RIEGRAF, W. (1987) - Planktonic foraminifera (Globuligerinidae) from the Callovian (Middle Jurassic) of Southwest Germany. *Journal of Foraminiferal Research*, **17** (3): 190-211.
- SALAS, R. (1987) - *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra D'espada, Anàlisi de Conca*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. 345p-
- SALAS, R. (1989) - Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las Cordilleras Ibérica Oriental y Costero Catalana Meridional. *Cuad. Geol. Ibérica*, **13**: 121-157.
- SALAS, R. y CASAS, A. (1993) - Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**: 33-55.
- SALAS, R., MARTIN-CLOSAS, C., QUEROL, X., GUIMERA, J. y ROCA, E. (1995). Evolución tectonosedimentaria de las Cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa durante el Cretácico Inferior. En: *El Cretacico inferior del Nordeste de Iberia*. SALAS, R y MARTIN-CLOSAS, C. (Eds.), Publ. Univ. Barcelona, 13-94.
- SALAS, R., GUIMERA, J., MAS, R., MARTIN-CLOSAS, C., MELÉNDEZ, A. y ALONSO, A. (2001) - Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). En: *Peritethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Peri-Tethyan Memoir*, **6**. CAVAZZA, W., ROBERTSON, A. y ZIEGLER, P.A. (Eds). Mem. Mus. Natn. Hist. Nat., vol. 186, p. 145- 185.
- SAN ROMAN, J. (1994) - *Estudio hidrogeológico del interfluvio Queiles - Jalón (Zaragoza)*. Tesis Doctoral. Dpto. Geología. Univ de Zaragoza:
- SAN ROMÁN, J. y AURELL, M. (1992) - Palaeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**: 101-107.
- SEQUEIROS, L. (1982) - Precisiones bioestratigráficas del Calloviense de Belchite (Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural (Geol.)*, **80**: 163-170.
- SEQUEIROS, L. (1983) - El Calloviense de Moneva (Zaragoza). Precisiones bioestratigráficas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **80**: 153-162.
- SEQUEIROS, L. (1984) - Facies y ammonioideos de edad Calloviense al sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica). *Boletín Geológico y Minero*, **XCIV-II**: 109-115.
- SEQUEIROS, L. y MELÉNDEZ, G. (1979) - Nuevos datos bioestratigráficos del Calloviense y Oxfordiense de Aguilón (Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Cuadernos Geol.* **10**: 167- 177. Granada.
- SEQUEIROS, L. y MELÉNDEZ, G. (1981) - Nuevos datos bioestratigráficos del Calloviense y Oxfordiense de Aguilón (Cordillera Ibérica, Zaragoza). II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía. del Sur de España, Granada. *Cuadernos de Geología*, **10**: 167-178.
- SEQUEIROS, L. y MELÉNDEZ, G. (1987) - El Calloviense de los Ibérides (dominio Ibérico, España). Síntesis bioestratigráfica. *Estudios Geológicos*, **43** (1-2): 95-106.

- SEQUEIROS, L. y CARIU, E. (1984) - Síntesis bioestratigráfica del Calloviense de Ricla (Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, **40**: 411-419.
- SEQUEIROS, L. CARIU, E. y MELÉNDEZ, G. (1984) - Algunos ammonioideos del Calloviense superior de Aguilón (Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, **40**: 399- 420.
- SIEHL, A. y THEIN, J. (1989)- Minette-type ironstones . En *Phanerozoic ironstones* YOUNG, T.P. y TAYLOR, W.E.G. Geological Society, London, Special Publication, **46**: 175 – 193
- SIMÓN, J.L. (1984) - *Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Instituto de Estudios Turolenses (CSIC). 269 p.
- SMICHD y LEINFENDER, (2000) - Mesozoic Reef. Trombolites and other Microbialites. En: *Microbial Sediments*. RIDING, R.E. y AWRAMIK, S.M. (Eds). Springer-Verlag Berlin. 289-294.
- STEINER, M., OGG, J., MELÉNDEZ, G. y SEQUEIROS, L. (1985) - Jurassic Magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilón, Iberian Cordillera, Northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, **76**, (1-2): 151-166 .
- STRASSER, A. (1986) - Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, **33**: 711–727.
- STRASSER A., PITTET, B., HILLGÄRTNER, H, y PASQUIER J.B. (1999) - Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, **128**: 201–221.
- STRASSER, A., AURELL, M., BÁDENAS, B., MELÉNDEZ, G. y TOMÁS, S. (2005) - From platform to basin to swell: orbital control on sedimentary sequences in the Oxfordian, Spain. *Terra Nova*, **17**: 407-413.
- STURESSON, U. (2002) - Lower Palaeozoic iron oolites and volcanism from a Baltoscandian perspectiva. *Sedimentary Geology*, **159** (3-4): 241-256.
- STURESSON, U., DRONOV, A. y SAADRE, T. (1999) - Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia. *Sedimentary Geology*, **123**: 63–80.
- STURESSON, U., HEIKOOP, J.M. y RISK, M.J. (2000) - Modern and Palaeozoic iron ooids a similar volcanic origin *Sedimentary Geology*, **136**: 137–146.
- SUÁREZ DE CENTI, C. (1988) - *Estratigrafía, Sedimentología y paleogeografía de la Fm. Furada/San Pedro. Zona Cantábrica (NW de España)*. Tesis Doctoral., Departamento de Geología, Univ. De Oviedo, 530 p.
- SWETING, M. M. (1972) - *Karst Landforms*. Ed Mac Millan, New York: 362.
- TAYLOR, K .G. (1990) - Berthierine from the non-marine Wealden (Early Cretaceous) sediments of SE England . *Clay Minerals*, **25**: 391–399 .
- TAYLOR, K. G., SIMÓ, J A., YOCUM, D. y LECKIE, D.A. (2002) -. Stratigraphic significance of ooidal ironstones from the Cretaceous Western Interior Seaway; the Peace River Formation, Alberta, Canada, and the Castlegate Sandstone, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, (2): 316-327.
- TAYLOR, K .G. y CURTIS, C.D. (1995) - The stability and facies association of early diagenetic mineral assemblages: an example from a Jurassic ironstone - mudstone succession, U. K. *Journal of Sedimentary Research*, **A65**: 358–368.
- THIERRY, J., CARIU, E., MANGOLD, C., MARCHAND, D. y RIOULT, M. (1997) - Callovien. En: *Biostratigraphie du Jurassique ouest-europeen et méditerranéen*. CARIU, E Y HANTZPERGUE, P. (Eds). Bulletin. Centre. Recherche. Elf Explo.Prod., Memoire., **17**: 63-78.
- TINTANT, H., VIALARD, P. (1970) - Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valence et Cuenca. *C. R. Somm. Sc. Soc. Géol. France*, **6**: 207-208.
- TRUDGILL, S. (1985) - *Limestone Geomorphology*. Ed Longman. New York:196.
- TUCKER, M. E. y WRIGHT, V.P. (1990) - *Carbonate Sedimentology*. Ed Blackwell. Oxford: 482.
- URETA, S., GOY, A., GOMEZ, J.J. y MARTINEZ, G. (1997) - El Limite Jurásico Inferior-Jurásico Medio en la sección de Moyuela (Zaragoza, España), *IV Congreso de Jurásico de España*, Alcañiz. Guía de la Excursión. *Publ. SEPAZ*, **3**, (3.1): 119-144.
- VALDES, P.J. y SELLWOOD. (1992) - A paleoclimatic Model for The Kimmeridgian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecologie*. **95**: 47-72.
- VALERO, B. L. (1990) - Los sistemas lacustres del Stephaniense-Permico en el Pirineo Central y Occidental. *Tesis Doctoral. Dpto. de Geología (Área de Petrología y Geoquímica)*. Univ de Zaragoza. 413p.
- VAN, HOUTEN, F.B. (1985). Oolitic ironstones and contrasting Ordovician and Jurassic Paleogeography. *Geology*, **13**: 722–724.
- VERA, J.A (Editor) (2004) - *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid: 890 p

-
- VERA, J. A y MARTIN-ALGARRA, A. 1994 - Mesozoic stratigraphical breaks and pelagic stromatolitics in the Betic Cordillera, Shouther Spain. En *Phanerozoic Stromatolite II*. (Eds Bertrand-Safarti, J y Monty, C.) Kluwer Academic Publishers. 345-391.
- VERA, J. A., RUIZ-ORTIZ, P. A., GARCIA HERNANDEZ, M y MOLINA, J. M. (1988) - Paleokarst y related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, southern Spain. En *Paleokarst*. JAMES.N. P.Y CHOQUETTE. P.W. (Eds.) Springer-Verlag, New York: 364-384.
- VIALARD, P. (1973) - *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale*. Thèse Doct. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 455 p.
- VILLENA, J. (1970) - *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 290 p.
- VILLENA, J., RÁMIREZ DEL POZO, J., LINARES, A. y RIBA, O. (1971) - Características Estratigráficas del Jurásico de la region de Molina de Aragón. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **2**: 355-374.
- WIERZBOWSKI, H. (2002) - Belemnite carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian stage. Indications for regional differentiation of isotope composition of DIC in the Jurassic seas. *Abstracts VI Int. Symposium on Jurassic System, Palermo: 197*.
- WILDE, S. (1988) - Das Bathonium und Callovium der Nordwest-Iberischen Ketten (Jura, Spanien). *Bochumer Geol. Geotech. Arbeiten*, **31**: 1-217.
- WILDE, S. (1990) - The Bathonian and Callovian of the Northwest-Iberian Range: stages and facies palaeogeographical differentiation on an epicontinental platform. *Cuadernos de Geológica Ibérica*, **14**: 113-142.
- WRIGHT, V.P. (1988) - Paleokarst and Paleosols as indicators of Paleoclimate and porosity evolution: A case study from the Carboniferous of South Wales. En: *Paleokarst*. JAMES.N. P.Y CHOQUETTE. P.W.(Eds.) Springer-Verlag, New York: 329-341.
- YOUNG, T.P. (1989) - Phanerozoic ironstones: an introduction and review. En: *Phanerozoic Ironstones*. YOUNG, T.P., TAYLOR, W.E.G. (Eds.). Geological Society Special Publication 46, London: IX-XXV.
- ZIEGLER, P.A. (1990) - *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 2nd edition. Shell Internationale Petroleum Maatschappij. Amsterdam.