

Universidad de Barcelona

Facultad de Geología

Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica

**Estratigrafía y Sedimentología de
las formaciones lacustres del tránsito
Oligoceno–Mioceno del S.E. de la
Cuenca del Ebro.**

LLUÍS CABRERA i PÉREZ

Barcelona, Abril, 1983

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

"ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DE LAS FORMACIONES LACUSTRES
DEL TRANSITO OLIGOCENO-MIOCENO DEL SE DE LA CUENCA DEL EBRO"

Memoria elaborada por el que sus-
cribe y dirigida por el Profesor
Oriol RIBA ARDERIU, Director del
Departamento de Estratigrafía y
Geología Histórica de la Facultad
de Geología de la Universidad de
Barcelona, para optar al grado de
Doctor en Ciencias Geológicas.

Barcelona, 19 de Abril de 1983.

Lluís Cabrera Pérez

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Lluís Cabrera Pérez', written over a horizontal line.

ORIO L RIBA ARDERIU, CATEDRATICO DE ESTRATIGRAFIA Y DIRECTOR
DEL DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA HISTORICA DE LA
FACULTAD DE GEOLOGIA DE LA UNIVERSIDAD DE BARCELONA

C E R T I F I C O :

Que D. Lluís CABRERA PEREZ ha
realizado bajo mi dirección en
este Departamento, el trabajo
titulado "ESTRATIGRAFIA Y SEDI-
MENTOLOGIA DE LAS FORMACIONES
LACUSTRES DEL TRANSITO OLIGOCE-
NO-MIOCENO DEL SE DE LA CUENCA
DEL EBRO" para optar al grado de
Doctor en Ciencias Geológicas, y
para que así conste expido el
presente en Barcelona a 19 de
Abril de mil novecientos ochenta
y tres.



I N D I C E

(A) I N T R O D U C C I O N	
(I) <u>SITUACION GEOGRAFICA</u>	1
(II) <u>ENCUADRE GEOLOGICO</u>	2
A.- <u>EL CONTEXTO GLOBAL Y REGIONAL</u>	2
B.- <u>LA CUENCA DEL EBRO</u>	8
I) <u>GENERALIDADES</u>	8
II) <u>EL SECTOR SURORIENTAL DE LA</u> <u>CUENCA DEL EBRO</u>	10
a) <u>La estructura</u>	10
b) <u>La disposición estructural de</u> <u>las unidades terciarias</u>	14
(III) <u>OBJETO DEL TRABAJO Y METODOLOGIA</u>	16
(IV) <u>ANTECEDENTES</u>	20
(V) <u>AGRADECIMIENTOS</u>	22
 (B) E S T R A T I G R A F I A	
(I) <u>LITOSTRATIGRAFIA</u>	26
A) <u>INTRODUCCION: UNIDADES LITOSTRA-</u> <u>TIGRAFICAS Y GENETICAS</u>	26
B) <u>ENUMERACION DE LAS UNIDADES</u>	30
C) <u>DESCRIPCION DE LAS UNIDADES. SU</u> <u>INTEGRACION EN SISTEMAS DEPOSICIONALES</u>	36
I) <u>LAS UNIDADES PALEOGENAS INFERIORES</u>	36
a) <u>Las unidades paleógenas inferio-</u> <u>res del dominio catalánide (1):</u> <u>La Fm. Mediona y el Grupo Pontils</u>	36
b) <u>Unidad de calizas y lutitas del</u> <u>Puig Moreno (2)</u>	45
c) <u>Las unidades paleógenas inferio-</u> <u>res del dominio ibérico (3)</u>	48

II) LAS UNIDADES TERRIGENAS EOCENO- OLIGOCENICAS DE PROCEDENCIA CA- TALANIDE: EL SISTEMA DEPOSICIO- NAL SCALA DEI (Grupo Scala Dei, COLOMBO, 1980)	56
a) <u>Introducción y generalidades</u>	56
b) <u>La Formación Montsant</u> (COLOMBO, 1980)	59
c) <u>Formación Margalef</u> (COLOMBO, 1980)	63
d) <u>Formación Flix</u> (COLOMBO 1980)	66
e) <u>Formación Blancafort</u>	74
f) <u>Unidad de lutitas y areniscas de Fraga</u>	76
g) <u>Interpretación general y signifi- cación del Sistema Scala Dei</u>	83
III) UNIDADES TERRIGENAS OLIGOCENO-MIO- CENICAS DE PROCEDENCIA IBERICA: EL SISTEMA DEPOSICIONAL MATARRANYA- GUADALOPE	
a) <u>Introducción y generalidades: Di- ferenciación del sistema</u>	90
b) <u>La unidad de conglomerados del Tas- tavins: Tramos de Ráfales (9) y Fórnoles (10)</u>	95
c) <u>La Formación Caspe</u> (QUIRANTES, 1969, 1978)	103
d) <u>Las unidades lutíticas margina- les del sistema: Unidad de luti- tas de La Codoñera (12) y la Uni- dad terrígena de La Portellada (13)</u> ..	116
e) <u>Interpretación general y significa- ción del Sistema Matarranya-Guada- lope</u>	121

IV) LAS UNIDADES TERRIGENAS, CARBONATA- DA Y EVAPORITICAS DESARROLLADAS EN ZONAS MARGINALES-DISTALES DE LOS SISTEMAS ALUVIALES DISTRIBUTIVOS: SISTEMA DEPOSICIONAL DE LOS MONE- GROS	125
a) <u>Introducción y generalidades:</u> <u>Diferenciación del sistema</u>	125
b) <u>Advertencias preliminares en</u> <u>torno a las unidades utilizadas</u>	129
c) <u>Unidades de lutitas y calizas de</u> <u>Escatrón</u>	130
d) <u>La unidad de calizas de Mequinenza</u> ...	133
e) <u>La unidad de lutitas y calizas</u> <u>de Granja d'Escarp</u>	142
f) <u>Unidad de lutitas de La Cuesta</u> <u>de Fraga</u>	150
g) <u>Unidad de Calizas de Torrente</u> <u>de Cinca</u>	156
h) <u>Unidad de lutitas y calizas de</u> <u>Llano Cardiel</u>	163
i) <u>Unidad de Bujaraloz</u>	167
j) <u>Interpretación general y signifi-</u> <u>cación del Sistema de Los Mone-</u> <u>gros</u>	168
(II) <u>BIOSTRATIGRAFIA Y CRONOSTRATIGRAFIA</u>	171
A) <u>LAS DIVISIONES CRONOSTRATIGRAFICAS</u> <u>UTILIZADAS</u>	171
B) <u>LA PROBLEMÁTICA EN TORNO A LAS UNIDA-</u> <u>DES CRONOSTRATIGRAFICAS DEL PALEOGENO</u> <u>SUPERIOR Y EL TRANSITO OLIGOCENO MIO-</u> <u>CENO (PALEOGENO-NEOGENO)</u>	173

C) <u>PROBLEMATICA GENERAL DE LA BIOZO-</u> <u>NA EN SERIES CONTINENTALES</u>	177
D) <u>BIOZONACION DE LAS FORMACIONES</u> <u>CONTINENTALES DEL TRANSITO</u> <u>OLIGOCENO-MIOCENO DEL SECTOR SE</u> <u>DE LA CUENCA DEL EBRO</u>	184
a) <u>Introducción: Los antecedentes</u> <u>y la línea de actuación adoptada</u>	184
b) <u>Biozonación mediante carófitas</u>	186
c) <u>Resultado del estudio de esporomorfos</u>	191
d) <u>Resultado del estudio preliminar</u> <u>de restos de peces</u>	197
e) <u>Biozonación mediante mamíferos</u>	198
1) <u>Introducción</u>	198
2) <u>Consideraciones en torno a los</u> <u>taxones reconocidos</u>	202
3) <u>Justificación de las biozonas</u> <u>locales establecidas</u>	207
E) <u>CORRELACION CON LOS NIVELES MASTOLOGICOS</u> <u>DEL OLIGOCENO SUPERIOR: CRONOSTRATIGRA-</u> <u>FIA PROPUESTA</u>	210
 (C) S E D I M E N T O L O G I A D E L O S D E P O S I T O S L A C U S T R E S Y A L U V I A L E S A S O C I A D O S	
(I) <u>INTRODUCCION: ANTECEDENTES Y OBJETIVOS</u>	215
(II) <u>EL CONTEXTO GENERAL DE LAS SUCESIONES</u> <u>LACUSTRE - PALUSTRES</u>	218
A) <u>INTRODUCCION</u>	218
B) <u>LAS CONDICIONES ESTRUCTURALES Y</u> <u>FISIOGRAFICAS</u>	218
C) <u>LAS CONDICIONES PALEOCLIMATICAS</u>	221
D) <u>LA ALIMENTACION HIDRICA DE LAS</u> <u>AREAS LACUSTRES</u>	225

E)	<u>MORFOMETRIA DE LAS AREAS LACUSTRES</u>	227
F)	<u>CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS SISTEMAS ALUVIALES</u>	229
G)	<u>LAS RELACIONES ENTRE LA SEDIMENTA- CION LACUSTRE Y LA ALUVIAL</u>	234
(III)	<u>DESCRIPCION GENERAL E INTERPRETACION DE LITOFACIES</u>	237
A)	<u>INTRODUCCION</u>	237
B)	<u>LITOFACIES ARENOSAS</u>	239
C)	<u>LITOFACIES LUTITICAS</u>	248
D)	<u>LITOFACIES CARBONATADAS</u>	256
E)	<u>LITOFACIES ORGANOGENAS</u>	286
(IV)	<u>LA SEDIMENTACION LACUSTRE-PALUSTRE</u>	289
A)	<u>INTRODUCCION</u>	289
B)	<u>LA SEDIMENTACION TERRIGENA EN AREAS LACUSTRE-PALUSTRES</u>	291
I)	<u>INTRODUCCION</u>	291
II)	<u>SEDIMENTACION TERRIGENA EN AREAS LACUSTRES SOMETIDAS A INFLUENCIA FLUVIAL</u>	292
a)	<u>Características de los depó- sitos</u>	292
b)	<u>Relaciones entre los distintos tipos de depósitos arenosos</u>	296
c)	<u>Interpretación sedimentológica y paleoambiental</u>	297
III)	<u>SEDIMENTACION TERRIGENA EN AREAS LACUSTRES Y LLANURAS LUTITICAS ASOCIADAS</u>	305
a)	<u>Características de los depósitos</u>	305
b)	<u>Relaciones entre los diversos ti- pos de depósitos y facies</u>	307
c)	<u>Interpretación sedimentológica y paleoambiental</u>	309

C) <u>LA SEDIMENTACION CARBONATADA Y ORGANO-</u> <u>GENA EN LAS AREAS LACUSTRE-PALUSTRES</u>	315
I) INTRODUCCION	315
II) DESCRIPCION DE LOS DEPOSITOS CAR- BONATADOS Y ORGANOGENOS	316
III) RELACIONES ENTRE LOS DIVERSOS TI- POS DE DEPOSITOS	320
IV) INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA Y AMBIENTAL	325
a) <u>Introducción</u>	325
b) <u>Generalidades sobre la sedimen-</u> <u>tación en lagos carbonatados:</u> <u>Secuencia ideal</u>	327
c) <u>Interpretación sedimentológica</u> <u>y paleoambiental</u>	335
1) <u>Encuadre general de las lito-</u> <u>facies carbonatadas y organó-</u> <u>genas</u>	335
2) <u>Establecimiento de modelos</u> <u>paleoambientales</u>	338
3) <u>Comparación de los tres mode-</u> <u>los propuestos: Funcionamien-</u> <u>to dinámico</u>	341
. Características generales comunes	341
. Relación entre sedimentación carbonatada y organógena: Dinámica ambiental	346
. Relación entre sedimentación lacustre carbonatada y proce- sos diagenéticos edáficos. Dinámica ambiental	349
. Relación entre sedimentación lacustre carbonatada y proce- sos diagenéticos evaporíticos. Dinámica ambiental	351

D) <u>RELACIONES ENTRE LA SEDIMENTACION</u>	
<u>LACUSTRE-PALUSTRE Y LA ALUVIAL</u>	353
I) <u>INTRODUCCION</u>	353
II) <u>LAS SUCESIONES LACUSTRES DOMI-</u>	
<u>NANTEMENTE CARBONATADAS</u>	356
a) <u>Introducción</u>	356
b) <u>Tipos de sucesiones carbonatadas</u>	356
1) <u>Sucesiones sin evaporitas y</u>	
<u>desarrollo frecuente de carbón</u>	357
2) <u>Sucesiones con desarrollo su-</u>	
<u>bordinado de carbón y evapori-</u>	
<u>tas</u>	358
3) <u>Sucesiones con desarrollo muy</u>	
<u>frecuente de evaporitas</u>	362
c) <u>Relaciones secuenciales entre los</u>	
<u>tramos terrígenos y carbonatados</u>	363
d) <u>Interpretación de las sucesiones</u>	364
III) <u>LAS SUCESIONES LACUSTRE-PALUSTRES</u>	
<u>DOMINANTEMENTE TERRIGENAS</u>	371
a) <u>Introducción</u>	371
b) <u>Tipos de sucesiones</u>	371
1) <u>Sucesiones sometidas a condi-</u>	
<u>ciones subacuáticas y subaé-</u>	
<u>reas</u>	372
2) <u>Sucesiones sometidas a condi-</u>	
<u>ciones subacuáticas</u>	374
c) <u>Interpretación de las sucesiones</u>	375
IV) <u>LAS SUCESIONES DE LLANURAS LUTITI-</u>	
<u>CAS CON INFLUENCIA LACUSTRE Y</u>	
<u>EVAPORITICA VARIABLES</u>	378
a) <u>Introducción</u>	378

b) <u>Tipos de sucesiones</u>	379
1) <u>Sucesiones con fuerte influencia lacustre y escaso desarrollo de evaporitas</u>	379
2) <u>Sucesiones con desarrollo de evaporitas y escasa influencia lacustre</u>	381
c) <u>Interpretación de las sucesiones</u>	383
V) LAS SUCESIONES DE LLANURAS ALUVIALES MEDIAS Y DISTALES-MARGINALES	387
a) <u>Introducción</u>	387
b) <u>Características de las sucesiones</u>	388
c) <u>Interpretación</u>	391
VI) RELACIONES ENTRE LOS DISTINTOS TIPOS DE SUCESIONES: CONSECUENCIAS	392
(V) <u>LA EVOLUCION DE LA SEDIMENTACION LACUSTRE: SINTESIS PALEOGEOGRAFICA</u>	397
A) <u>INTRODUCCION</u>	397
B) <u>PALEOGEOGRAFIA PREVIA AL INICIO DE LA SEDIMENTACION DE LA UNIDAD DE MEQUINENZA</u>	399
C) <u>PALEOGEOGRAFIA Y DINAMICA AMBIENTAL DURANTE LA SEDIMENTACION DE LA UNIDAD DE MEQUINENZA</u>	401
D) <u>PALEOGEOGRAFIA Y DINAMICA AMBIENTAL DURANTE LA SEDIMENTACION DE LA UNIDAD DE LA CUESTA DE FRAGA</u>	405
E) <u>PALEOGEOGRAFIA Y DINAMICA AMBIENTAL DURANTE LA SEDIMENTACION DE LA UNIDAD DE TORRENTE DE CINCA</u>	407
F) <u>CONSECUENCIAS GENERALES</u>	408

(D)	R E S U M E N Y C O N C L U S I O N E S	
(I)	<u>INTRODUCCION</u>	410
(II)	<u>CONTEXTO GENERAL Y ESTRUCTURAL</u>	410
(III)	<u>CRONOSTRATIGRAFIA</u>	413
(IV)	<u>CONDICIONES PALEOCLIMATICAS Y PALEO-</u> <u>BIOLOGICAS GENERALES</u>	413
(V)	<u>LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES</u>	415
(VI)	<u>LOS SISTEMAS ALUVIALES</u>	416
(VII)	<u>LA SEDIMENTACION LACUSTRE-PALUSTRE</u> <u>Y ALUVIAL</u>	417
(VIII)	<u>CARACTERISTICAS DE LOS LAGOS</u>	420
(IX)	<u>LAS RELACIONES ENTRE LOS DISTINTOS</u> <u>AMBIENTES: EVOLUCION DINAMICA Y</u> <u>PALEOGEOGRAFIA</u>	423
(E)	B I B L I O G R A F I A	
(F)	A N E X O S	
(I)	<u>CONTENIDO PALEONTOLOGICO DE LAS</u> <u>MUESTRAS DE INTERES</u>	I
(II)	<u>ELABORACION DE LOS GRAFICOS DE</u> <u>DISTRIBUCION DE LOS NIVELES DE</u> <u>LIGNITO EN EL AREA DE MEQUINENZA</u>	VIII
(III)	<u>INDICE DE GRAFICOS</u>	IX

(A) I N T R O D U C C I O N

I SITUACION GEOGRAFICA

Prácticamente la totalidad del área estudiada se sitúa en torno a los valles de los ríos Cinca, Segre y Ebro. Algunos sectores son vecinos a la confluencia de todos ellos en el área de la población de Mequinenza. Otros se extienden hacia el sur, hasta las inmediaciones de la alineación morfoestructural de las Cadenas Costeras Catalanas, aquí integradas por las elevaciones de las sierras del Montsant, Cavalls, Pandols y las elevaciones de los puertos de Horta y Beceite.

En el sector meridional del ámbito del trabajo, el Ebro recibe los aportes de distintos afluentes de pequeña y mediana importancia: Ríos Martín, Guadalope (con sus afluentes Bergantes y Guadalopillo) y Matarranya (con sus afluentes Tastavins y Algas).

El ámbito geográfico del estudio comprende así un sector que se iniciaría en la zona meridional de Los Monegros, a la altura de Ballobar, y se extendería hacia el sur hasta los límites de la actual depresión morfológica del Ebro. Al Este el límite se situaría prácticamente en la longitud de Fraga, en tanto que por el Oeste lo haría en torno al curso del Río Martín (Esquema A).

Dentro de este extenso sector suroriental de la Depresión, los principales relieves aparecen generados por la profunda excavación del valle del Ebro y sus afluentes, lo cual da lugar a la formación de entalladuras que permiten el acceso a los materiales terciarios.

En la región indicada aparecen comprendidas poblaciones de cierta importancia (Gandesa, Caspe, Alcañiz, Mequinenza, Almatret, Granja d'Escarp, Bujaraloz, Fraga...). Algunas de ellas han sido a lo largo del presente siglo, importantes centros locales de explotación minera del carbón (Mequinenza, Granja d'Escarp, Almatret). Otras poblaciones menos importan-

tes (Velilla de Cinca, Faió, Nonasp) también fueron de manera esporádica centro de este tipo de actividades.

II ENCUADRE GEOLOGICO

En este apartado se encuadrarán a diversas escalas, los distintos elementos estructurales que aparecen implicados en la evolución de los procesos sedimentarios en el sector SE de la cuenca del Ebro, dentro de los límites cronológicos indicados.

A. EL CONTEXTO GLOBAL Y REGIONAL

La cuenca del Ebro se configura como un claro ejemplo de cuenca intracratónica, desarrollada en la Placa Ibérica durante el Terciario. Sus márgenes fueron alineaciones estructurales de entidad, significado y actividad variables durante el desarrollo de la sedimentación: Los Pirineos al Norte, los Catalánides al SE y la Cadena Ibérica o Celtibérica al SW.

Las unidades estructurales pirenaica y bética, se formaron en dos márgenes activos de gran importancia en la evolución de los procesos de deformación de la Placa Ibérica, desde el Cretácico superior al Terciario. Los eventos de colisión y bloqueo ligados a su evolución controlaron los procesos compresivos en distintos dominios de la citada placa. En su posición septentrional respecto a la cuenca del Ebro, el Pirineo fué el orógeno más importante con el que aquélla se relacionó directamente.

A diferencia del anterior, la cadena Ibérica y los Catalánides muestran un carácter estructuralmente menos bien definido. En cuanto a la cadena Ibérica o Celtibérica, ALVARO et al. (1979) la interpretan recientemente como el resultado de una enérgica compresión ejercida sobre un antiguo aulacógeno, diferenciado durante el Mesozoico y deformado durante el Terciario. Esta fase póstuma de su evolución, le habría

conferido su actual carácter de cadena de tipo intermedio con doble vergencia (JULIVERT et al. 1974). Por su parte, los Catalánides (LLOPIS, 1947) se configurarían como una zona de fracturación activa que se habría diferenciado en el extremo nororiental de la Plataforma Prebética, entre el antiguo Macizo del Ebro y el Promontorio Balear (ANADON et al. 1979). Viallard (1979-1980) considera que el conjunto de las cadenas Celtibérica y Catalánide integran una unidad mayor: Ibérides. Esta unidad se constituye en su opinión como una zona de cizalla intracontinental sinistral entre los orógenos pirenaico y bético. Dentro del sector de la cadena celtibérica el autor señalado define tres grandes subzonas, separadas por tres importantes zonas de fracturación, de norte a sur: noribérica, sudaragonesa y sudibérica.

Las tres alineaciones tectónicas que bordeaban la cuenca del Ebro, experimentaron una evolución estructural que en su mayor parte estuvo controlada por los procesos de desplazamiento relativo y colisión oblicua de las dos grandes placas de Eurasia y Africa, que se desarrolló a lo largo del Cretácico superior y Paleógeno (BIJU DUVAL et al. 1977; TAPONNIER, 1977). A escala menor, la evolución del orógeno pirenaico también se vió influída por los movimientos relativos de la microplaca de Iberia respecto a la placa de Eurasia. Numerosos autores indican como muy probable que durante el Mesozoico y parte del Paleógeno, la placa de Iberia presentase adosado en su parte oriental el Bloque Corso-Sardo (ALVAREZ, 1976).

Bajo esta situación global, se iniciaron durante el Cretácico superior los procesos de colisión entre la microplaca de Iberia y la de Eurasia, a lo largo de la falla norpirenaica. Estos procesos se iniciaron en la zona oriental pirenaica y se fueron generalizando en el Eoceno, a lo largo del contacto entre las placas. El resultado inicial fué la formación de fallas inversas profundas en la zona septentrional del orógeno y una elevación generalizada de toda la zona axial, por aquel entonces recubierta por sedimentos. A partir

de este momento se produjeron en la zona sur del orógeno importantes cambios paleogeográficos y procesos tectónicos de carácter predominantemente gravitacional (SEGURET, 1970). Entre los primeros es primordial la configuración de una zona fuertemente subsidente situada al sur de la actual zona axial, que constituye el primer esbozo de la que después será la Depresión del Ebro. Entre los segundos destaca el emplazamiento de distintas unidades alóctonas a lo largo del Eoceno (Cotiella, Pedraforca, Montsec, Gavarnie... en el Cuisiense, Luteciense y Eoceno superior-Oligoceno, respectivamente).

El emplazamiento de estas unidades gravitacionales, en especial de la más tardía e importante, la unidad de Gavarnie, tenderá a solapar las antiguas zonas meridionales fuertemente subsidentes de la cuenca del Ebro. De esta manera, al W de la falla del Segre, bajo las unidades alóctonas, se encuentra el sustrato preterciario a tres mil metros de profundidad (esquema B). Los procesos de emplazamiento de los mantos fueron la causa fundamental del desarrollo de importantes depósitos terrígenos de tipo molásico, que se acumularon progresivamente en el surco subsidente surpirenaico y se extendieron hacia sectores más meridionales a medida que se extendía la subsidencia.

En los Catalánides los procesos de compresión se caracterizaron por la fracturación y reactivación de fallas heredadas en el contexto de la placa Ibérica, entre los márgenes activos Bético y Pirenaico. En esta fase se produjeron importantes desplazamientos horizontales de las fracturas de orientación NE-SW. En algunos casos, las fallas marginales experimentaron importantes movimientos de componente vertical, que dieron lugar al desbordamiento de la cobertera y del zócalo sobre los sedimentos paleógenos que se acumulaban en el margen Catalánide de la Cuenca (FONTBOTE, 1954; GUIMERA y SANTANACH, 1978). La variación progresiva de las direcciones de acortamiento desde el NW-SE al inicio del Eoceno hasta el NE-SW a finales de la compresión, durante el Oligoceno, facilitaron los procesos de despegue y plegamiento de la cobertera sedi-

mentaria en una situación transpresiva (ANADON et al. 1979; ROBLES, 1974, 1975).

En la cadena Celtibérica, la etapa compresiva que cerraría la evolución del aulocógeno, dió lugar a la formación de estructuras de distinta envergadura e importancia. Las deformaciones observadas, de edad fundamentalmente oligocénica, se habrían formado para ALVARO et al. (1979) a consecuencia de la Superposición de dos direcciones de compresión: una longitudinal de origen "bético" (SE-NW y ESE-WNW) y otra transversal "pirenaica" (NNE-SSW). Esta última sería la que habría originado esencialmente las estructuras más importantes, de orientación NW-SE, típicamente "celtibérica". Por otra parte, las distintas fases compresivas, habrían dado lugar a una actuación diversa de las distintas fracturas de zócalo allí existentes. Las fracturas NW-SE (falla noribérica, Montalbán, Ateca-Castellón como más inmediatas a la zona marginal de la cuenca del Ebro) fueron reactivadas como cabalgamientos de gran ángulo con una componente horizontal dextral y controlaron la directriz estructural de la cadena y la vergencia de sus estructuras. Las fallas NE-SW (Segre, Requena, Mora o de Cavalls Pandols...) actuaron como desgarres senestrales desplazando los frentes de cabalgamiento, dando lugar a virgaciones y controlando el emplazamiento de pliegues transversales. Las últimas etapas compresivas importantes y generalizadas, en el sector de la cadena celtibérica directamente relacionado con la cuenca del Ebro, serían de edad Oligocénica superior.

No es fácil a partir de los datos conocidos en la actualidad establecer la relación dinámica y genética de las distintas estructuras de deformación compresiva que, a distintas escalas, son reconocibles en los dominios pirenaico e ibérico (y dentro de este último en los sectores catalánide y celtibérico). GUIMERA y SANTANACH (1979) sugieren la posibilidad de una evolución homogénea de la compresión durante el Paleógeno en todo el ámbito nororiental de la Placa Ibérica, basándose en el análisis comparativo de las micro y macroestruc-

turas del dominio catalánide con los rasgos generales de las estructuras pirenaicas y celtibéricas. Insistiendo en esta línea GUIMERA (1982, com. oral) cuestiona algunos de los aspectos interpretativos establecidos por ALVARO et al. (1979) y propone para el conjunto de los Ibérides (Cadena Ibérica, zona de enlace o arco de Beceite-Portalarubio y Catalánides) un esquema evolutivo que se basa en la existencia de tres direcciones de compresión fundamentales: Una inicial NW-SE, otra intermedia dominante N-S, y otra final NE-SW, todas condicionadas por la inter-relación entre la Placa Ibérica y la Eurasiática.

(I) La fase compresiva NW-SE habría venido condicionada por un desplazamiento hacia el NW de la Placa Ibérica. A consecuencia de la compresión generada, se habría producido la formación de estructuras mayores de compresión en el ámbito de los Catalánides, así como otras menores en la Ibérica y la zona de enlace. Esta fase se habría desarrollado en el Eoceno inferior-medio y sería correlativa a acontecimientos acaecidos en el orógeno pirenaico (emplazamiento del manto del Pedraforca).

(II) La instauración de una compresión general dominante N-S, habría motivado una actuación diferenciada de las fracturas de zócalo existentes en los distintos dominios de los Ibérides. En los catalánides las fracturas NE-SW habrían jugado como levógiras, dando lugar a compresiones oscilantes entre NNW-SSE y NW-SE, generando estructuras mayores de orientación similar a las de la fase anterior. En la ibérica y en la zona de transición las fallas NW-SE habrían actuado como fallas inversas y dextrales, dando lugar a una compresión NE-SW, que originó así las principales megaestructuras de dirección ibérica. Esta fase de la deformación se habría desarrollado a lo largo del Eoceno medio superior y el Oligoceno inferior y sería correlativa al emplazamiento de los mantos del Montsec y Gavarnie en el dominio Pirenaico.

Las condiciones de compresión general N-S se habrían prolongado a lo largo del Oligoceno hasta dar lugar en la zo-

na de enlace a una serie de estructuras de orientación E-W (pliegues y cabalgamientos) que aparecerían afectando materiales de edad oligocénica superior, tal como se establece en el presente trabajo.

(III) La dirección de compresión NE-SW aparecería bien representada, en el dominio catalánide, sólo a nivel de microestructuras y en la zona de enlace habría dado lugar al juego levógiro de los accidentes de zócalo, originando nuevas estructuras de dirección ibérica.

La interpretación dinámica de GUIMERA (com. oral, 1982) remarca el hecho de la rotación de la dirección de compresión durante el paleógeno de NW-SE a NE-SW, siendo dentro de este proceso la dirección dominante de compresión N-S.

Cerrando la etapa de carácter predominantemente compresivo que dominó el NE de la Península Ibérica durante la mayor parte del Paleógeno, se produjo una fase de fuerte distensión que se extendió hacia el sur, durante el Oligoceno-Mioceno inferior hasta el límite estructural marcado por la falla Hespérica (ALVARO et al. 1979; VEGAS et al. 1980). Esta fase distensiva estaría relacionada con el desplazamiento hacia el SE del macizo corso-sardo, hasta entonces adosado a la placa de Iberia. Este desplazamiento habría ido asociado a una fase de rifting, que se habría iniciado con la apertura del Golfo de León, y habría proseguido con la implantación de un complejo de fosas tectónicas. Este complejo se reconoce a lo largo de toda la actual cuenca Norbaleárico-Provenzal y en tierra firme se manifiesta con las fosas tectónicas de los Catalánides (La Selva, Vallés-Penedés, Pla de Barcelona, Reus y Baix Ebre...), Calatayud, Teruel y la zona de fosas del Maestrat. Al mismo proceso correspondería la apertura del Golfo de Valencia y un desplazamiento moderado del promotorio Balear (VEGAS et al. 1980).

B. LA CUENCA DEL EBRO

I) GENERALIDADES

Basándose en lo anterior, la Depresión o cuenca del Ebro, se configura como una cuenca intracratónica diferenciada a raíz de una evolución estructural estrechamente ligada, en una fase inicial, al desarrollo evolutivo del orógeno pirenaico (RIBA y REGUANT, 1981). La evolución de la cuenca, en especial en sus zonas marginales, se vió muy influída, además, por los eventos estructurales desarrollados en la Cadena Celtibérica y los Catalánides.

Los datos en torno a las isobatas de la base del Terciario aportados por RIBA y REGUANT (1981) proporcionan una visión general de la disposición estructural del sustrato que constituye el fondo de la cuenca. La base del terciario aparece inclinada hacia el N a lo largo de toda la cuenca, desde Catalunya a La Rioja, mostrando su mayor profundidad en el sector norte. En la franja meridional (Bajo Aragón) el sustrato se encuentra a profundidades menores de 1000 m. Estos hechos demuestran, a grandes rasgos, la configuración asimétrica de la cuenca (Esquema B).

La configuración de detalle del sector meridional, es en el sector aragonés aparentemente compleja. En el sector comprendido entre las fracturas del Segre y Requena-Mora aparece definido un importante surco sedimentario, el cual limita al SE con los relieves catalánides y hacia el NW con una serie de altos estructurales reconocidos mediante sondeo (Caspé I. Esquema B). Al oeste de la fractura del Segre, en el sector comprendido entre la fractura del Puig Moreno y Nor-ibérica, la símica ha revelado la presencia de una sucesión de surcos y umbrales diferenciados a favor de la actuación de fracturas paralelas a las indicadas, si bien también se han reconocido otras perpendiculares.

RIBA y REGUANT (1981) destacan que dentro de la evolución general de la subsidencia de la cuenca se diferenciaron

muy inicialmente dos importantes depocentros en la zona Navarra-Rioja y en Catalunya que estarían separadas por el alto estructural complejo de Los Monegros (Esquema B). Sería a este último sector al cual se desplazaría la sedimentación en una fase final, cesando la acumulación de sedimentos en las anteriores. Los mismos autores (op. cit.) indican que desde el Paleoceno al Mioceno superior, se ha producido una traslación del eje de la cuenca desde el Norte hacia el Sur.

Diversos autores (RIBA, 1971 ; RIBA y REGUANT, 1981) señalan la paulatina reducción que ha ido experimentando el ámbito de la cuenca. Los terrenos terciarios más antiguos, rebasan los actuales límites de la Depresión y en parte se han visto involucrados en la configuración de otras unidades morfoestructurales, en especial en el Pirineo. La individualización de la cuenca como una depresión morfológica rodeada de alineaciones montañosas tuvo lugar de manera progresiva. Durante el Oligoceno esta configuración ya debía estar prácticamente desarrollada y en el Mioceno sería ya total, una vez finalizado el emplazamiento de los mantos pirenaicos.

La sedimentación desarrollada en la cuenca fué variable de acuerdo con la evolución de su contexto global. Los materiales aflorantes en las áreas N y NE son de origen continental y marino. Los reconocidos en otras áreas son exclusivamente continentales. Las influencias marinas en la cuenca se concretaron en dos transgresiones marinas desarrolladas en el Ilerdense y Luteciense en sus fases más iniciales. La regresión Priaboniense dió lugar a la formación de dos importantes cuencas salinas separadas posiblemente por el alto estructural de las Nogueras y significó el cierre de la cuenca al Océano Atlántico y al Mediterráneo.

A partir de este momento, con la cuenca individualizada en el sentido que hoy la conocemos, se inició una etapa sedimentaria exclusivamente no marina. Esta etapa estaría dominada por el desarrollo de una importante sedimentación terrígena de carácter sin y postectónico, presidida por los procesos de compresión desarrollados en los Catalánides y la

Cadena Celtibérica, así como por el emplazamiento final del Manto de Gavarnie. La sedimentación se habría resuelto en la configuración de numerosos sistemas aluviales estructurados en forma de conos de deyección y cinturones fluviales, que aportaban los materiales resultantes de la erosión hacia las zonas deprimidas. Cuando las condiciones de aislamiento y de alimentación hídrica fueron las adecuadas, en las áreas subsidentes más centrales y marginales de la cuenca, se formaron extensas áreas lacustres someras. Sus depósitos serán el objeto de estudio del presente trabajo.

II) EL SECTOR SURORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO

a) La estructura

Este amplio sector de la cuenca, aparece estrechamente relacionado al sur con los extremos suroccidental y suroriental de las alineaciones catalánide e ibérica, respectivamente. Ambas, aparecen engarzadas mediante un espectacular cambio de orientación de las estructuras tal como se aprecia en el sector de Fuentespalda. Hacia el norte, este sector enlaza con otros más septentrionales que a su vez pasan a estar directamente relacionados con los frentes de cabalgamiento asociados al manto de Gavarnie.

Los segmentos de las cadenas ibérica (celtibérica) y catalánide relacionados directamente con la depresión del Ebro presenta, en especial en su zona de engarce, una serie de rasgos diferenciales característicos. El conjunto de las estructuras aparece estrechamente controlado por el desarrollo de importantes fracturas (Esquema B). Estas, heredadas de la fase de fracturación tardihercínica o bien generadas durante la compresión alpíca, condicionaron activa y pasivamente la evolución tectónica (SIMON, 1981). En el primer caso induciendo con su actuación campos de esfuerzos y las consiguientes deformaciones sobre la cobertera despegada, o desplazando las estructuras preexistentes. En el segundo delimitando distintos dominios estructurales, que respondían de diverso modo a los requerimientos del campo de esfuerzos.

La parte sur de los catalánides que aparece relacionada con el sector aquí considerado de la depresión, coincide aproximadamente con el denominado dominio meridional, definido por ANADON et al. (1979). El contacto de la alineación estructural con la depresión del Ebro, se realiza a través de un importante accidente (fractura de Cavalls Pandols o Requena-Mora) el cual se pone de manifiesto junto al margen oeste de la falla del Francolí, pero que más al sur está más o menos fosilizado por las formaciones conglomeráticas terciarias.

Las distintas fallas transversales a la alineación (Francolí, Alforja, Pla de Burgar) delimitan distintos sectores, caracterizados por presentar una estructuración tectónica diversa. En su momento esta evolución diferenciada debió influir sobre los procesos de sedimentación en las zonas más marginales de la cuenca.

Así, la Sierra de Prades se configura como un bloque de zócalo recubierto por una cobertera Triásica y Jurásica inferior, suavemente ondulada y fracturada. Hacia el SW el Priorat aparece desprovisto de esta cobertera, que reaparece en la sierra de Cavalls-Pandols. Esta es considerada por ANADON et al. (1979) como un anticlinal complejo integrante del sustrato de la cuenca del Ebro, que ha sido elevado por la actuación de las fracturas que la limitan. Al sur del Priorat, el sector de Llaberia también presenta una cobertera bien desarrollada, con la peculiaridad de que en su zona sur aparece plegada y afectada por despegues desarrollados a nivel del Muschelkalk medio y del Buntsandstein. Este desarrollo diferencial de estructuras tectónicas, parece ser atribuible a la influencia meridional del importante cabalgamiento de Tivissa. Esta estructura es integrada por Robles y Santanach (en ANADON et al., 1979) en otra de ámbito mayor considerada por GUIMERA (com. oral, 1982) como el resultado de una etapa comprensiva bien diferenciada.

Al sur del cabalgamiento de Tivissa, se reconoce la existencia de una tectónica de estilo y resultados bien diferen-

ciados de los hasta ahora indicados. Las relaciones estructurales de los sectores de Beseit a Tivissa-Cardó con los anteriormente indicados (los más próximos a la cuenca) se resuelven con la estructuración de pliegues relativamente apretados e imbricados, vergentes al NW y asociados a fallas inversas y cabalgamientos. Hacia el SE, la intensidad de la deformación decrece hasta aparecer pliegues muy laxos, amplios y simétricos (LLOPIS, 1947; ROBLES, 1974, 1975). La característica diferencial más acusada de estos sectores es el desarrollo de una importante tectónica de despegue, con la diferenciación de un zócalo y varios pisos en la cobertura.

A partir del sector de Beceite, se produce un cambio gradual en la orientación de las estructuras, produciéndose el enlace con las que presentan una típica alineación ibérica. Este enlace se configura como un arco de pliegues y cabalgamientos que CANEROT (1974) denomina de Beceite-Portalrubio.

SIMON (1981) pone de manifiesto la influencia ejercida en este sector por la actuación de las fracturas tardihercynianas durante las fases de deformación paleógenas y llega a sugerir la posibilidad de la existencia de una fase de compresión miocénica, en contradicción con lo indicado por ALVARO et al (1979) y GUIMERA (com. oral, 1982). Lo cierto es que la estructuración de este sector de la cadena muestra la presencia de dos direcciones: la típicamente ibérica (NW-SE) y otra variablemente ENE-WSW y NE-SW. La distribución de las estructuras de cada dirección, es irregular y zonada, estrechamente relacionada con la actuación de las fracturas de zócalo como fallas de desgarre. La actuación de la falla del Segre habría originado la virgación del sector central del arco de Beceite-Portalrubio (SIMON, 1981).

Las estructuras de deformación reconocidas en las alineaciones ibérica y catalánide deben prolongarse en grado diverso hacia el interior de la cuenca del Ebro, si bien la información al respecto es muy escasa. Los procesos de subsiden-

cia claramente predominantes en el ámbito marginal de la depresión, se desarrollaron a favor de la actuación de las distintas fracturas existentes en el zócalo.

Los únicos datos superficiales que permiten deducir la posible importancia de esta actuación en el margen ibérico consiste en la presencia de los afloramientos paleozoicos del Puig Moreno, reconocibles gracias al juego de una alineación estructural cuyos movimientos más tardíos han llegado a afectar la cobertera terciaria (oligoceno superior) desde el Puig Moreno hasta el sector NE de Maella (esquema C). Los escasos datos de subsuperficie conocidos, indican que desde la falla noribérica hasta la del Puig Moreno (esquema B) aparecen diferenciados una serie de surcos y umbrales paralelos a la orientación de las citadas fracturas, si bien también se han reconocido otros con disposición perpendicular a la anterior. Por otra parte, la importante fractura del Segre, parece delimitar junto a la de Requena Mora, un importante surco sedimentario (RIBA y REGUANT, 1981) que limitaría al SE con los catalánides y al NW con la zona de altos estructurales a que se ha hecho referencia.

Tanto esta zona como el surco comprendido entre las fracturas del Segre y Requena-Mora, enlazarían hacia el centro de la cuenca con áreas en las que el sustrato estaría gradualmente a mayor profundidad. También en estas zonas más hundidas, sería posible reconocer altos estructurales relativos, (muchos de los cuales se emplazan bajo los sondeos indicados) y la presencia de fracturas de importancia (QUIRANTES, 1978; esquema B). La profundidad del sustrato aumentaría de modo gradual y sería máxima (unos 3000 m) por debajo del manto de Gavarnie. La profundización se habría realizado merced a la actuación de fracturas de orientación similar a la mostrada por las fallas situadas al oeste del desgarre del Segre (Quirantes, 1978, Fig. 40).

b) La disposición estructural de las unidades litológicas terciarias

Las diversas unidades diferenciadas, presentan un distinto grado de deformación de acuerdo con su mayor o menor proximidad a los márgenes catalánide e ibérico. Por otra parte, dentro de sectores marginales concretos, las deformaciones de las sucesivas unidades difieren en el tipo e intensidad, variación ligada a la evolución tectónica de cada sector.

Por lo general puede afirmarse que tanto en los Catalánides como en la Ibérica, las unidades paleógenas más antiguas aparecen claramente involucradas en las estructuras formadas en las fases de deformación (esquema C). Las unidades aparecen formando parte de los pliegues y en numerosos casos se han observado inequívocas pruebas de que su sedimentación fué prácticamente sinorogénica. Ya de antiguo se observaron en el seno de las formaciones conglomeráticas marginales la presencia de importantes discordancias progresivas (ASHAUER y TEICHMULLER, 1935; LLOPIS, 1947; CADILLACH, 1979; COLOMBO, 1980). En el sector marginal catalánide dentro de la formación Montsant, pueden diferenciarse dos discordancias progresivas de distinta entidad: una en Vilanova de Prades y otra en el sector de Ulldemolins, que es prolongable en superficie hacia el SW hasta casi alcanzar el sector de engarce con la ibérica (esquema C'). Dentro del arco de Beceite-Portalrubio también se ha reconocido la presencia de este tipo de disposiciones estructurales (CANEROT, 1974; ANADON et al. 1979).

Sin embargo, todas las incidencias de la evolución estructural que afectaron de manera tan intensa las formaciones terciarias marginales, apenas se ven estructuralmente reflejadas en las unidades que se depositaron en zonas alejadas de la influencia de los márgenes activos. La mayor parte de las unidades una vez dentro del ámbito de la depresión, sólo se ven afectadas por ligeros basculamientos que les confieren buzamientos muy suaves. QUIRANTES (1978, Figs.

36 y 40) traza los más importantes accidentes reconocibles, que se concretan en una serie de domos y laxos sinclinales y anticlinales, que este autor atribuyó a movimientos de reajuste del sustrato preterciario.

Sólo de manera excepcional, se observa la presencia de alteraciones de la horizontalidad de las capas. Estas se sitúan en las franjas inmediatamente vecinas a fracturas de zócalo que han actuado de manera posiblemente tardía, afectando a la cobertera terciaria. Tal es el caso de la fractura del Puig Moreno, a cuyo alrededor es posible observar con frecuencia una serie de basculamientos de las capas, que se extenderían desde sectores situados al W del cerro de este nombre hasta otros situados inmediatamente al NE de Maella, en la margen derecha del Matarranya. Este accidente, ya señalado de antiguo (GROSS, 1974; SOLE et al. 1972) muestra evidencias en el sector del propio Puig Moreno de haber condicionado la formación de una discordancia cuya exacta significación y equivalencia es difícil de establecer (ANADON et al. 1979). QUIRANTES (1978) relaciona la discordancia del Puig Moreno con las vecinas reconocibles en el sector de Albalate del Arzobispo y con otra mucho más alejada, totalmente ajena al ámbito meridional de la cuenca: la de Sta. Cilia, en Huesca, indudablemente datada como Aquitaniense (CRUSAFONT et al. 1966). La relación entre ambas discordancias fué establecida a partir de criterios fotogeológicos que indujeron al autor a considerar para la formación Caspe una edad Aquitaniense (QUIRANTES, 1969, 1978).

Los datos recogidos en este trabajo parecen señalar que la edad de la formación Caspe (esquemas C y C') en el sector considerado no rebasaría el Oligoceno superior bajo. Por todo ello, es descartable que el desarrollo de las discordancias de Sta. Cilia y del Puig Moreno sea atribuible a una misma fase de deformación. Debe por otra parte recordarse que en tanto la primera estaría estrechamente relacionada con la implantación final del manto de Gavarnie, la del Puig Moreno lo estaría más bien con la posible actuación (durante

el Oligoceno inferior y superior bajo) de la fractura del mismo nombre. Al alejamiento geográfico y la diacronía cabría añadir, además, una acentuada diferencia del tipo de procesos actuantes.

III OBJETO DEL TRABAJO Y METODOLOGIA

La presente Memoria, se inscribe dentro de las líneas de investigación del Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona, centrada en el estudio de las formaciones continentales del Terciario de la Cuenca del Ebro. Por su temática y situación geográfica, el trabajo desarrollado constituye una prolongación hacia el oeste de las tesis doctorales desarrolladas en los sectores marginales de los Catalánides por P. ANADON (1978 a) y F. COLOMBO (1980), si bien en este caso el ámbito del estudio rebasa los sectores marginales de la cuenca y se centra con especial atención en los sectores más internos.

La existencia de importantes estudios de tipo estratigráfico desarrollados en esta región (QUIRANTES, 1969, 1978; COLOMBO, 1980) implicó que en los trabajos desarrollados se partiera ya con una base previa importante, en la cual se han inscrito aquéllos. Esta afirmación hace especial referencia a los aspectos de definición formal y descripción exhaustiva de unidades, de la cual se ha prescindido aquí por considerar que no era necesaria dada la existencia de trabajos mencionados.

El estudio realizado no abarca una investigación exhaustiva de las características sedimentológicas de todas las unidades litológicas que aparecen desarrolladas en la región. El propósito esencial del enfoque general del trabajo consiste en encuadrar de manera adecuada la problemática y el contexto general de las formaciones lacustres. Estas constituyen el objeto central de la labor desarrollada que ha consistido esencialmente en:

- Estudiar sus relaciones litoestratigráficas: Para lo cual se ha realizado una extensa labor de levantamiento y correlación de perfiles estratigráficos, partiendo de los conocimientos previos contenidos en los trabajos citados.
- Muestrear las sucesiones y reconocer la presencia de niveles fosilíferos, a fin de poder contar con dataciones relativas lo más ajustadas posibles.
- Reconocer las características mineralógicas, sedimentológicas, y secuenciales de las sucesiones lacustres y de las facies a ellas asociadas, a fin de establecer las pautas de evolución dinámica de los ambientes estudiados.

En resumidas cuentas la labor realizada se ha orientado en precisar al máximo las correlaciones y la datación de las unidades litológicas, a fin de controlar los cambios laterales de facies que reflejan los paleoambientes. De este modo se ha podido establecer con cierto detalle las tendencias dinámicas y la evolución ambiental experimentada en el sector de la cuenca estudiado.

Siempre que ha sido posible, se ha intentado contar con los datos de subsuperficie existentes sobre la región considerada. La utilidad de los mismos varía conforme a la escala que se considere. En general los sondeos de gran profundidad, realizados en vistas a la prospección de petróleo, han sido de buena utilidad para el establecimiento de las relaciones más generales de las unidades estudiadas en el contexto general de la cuenca. Las perforaciones realizadas en sectores más reducidos en vistas a la prospección de niveles de carbón, han proporcionado por su parte una interesante información local, que ha permitido establecer algunas conclusiones difícilmente deducibles a partir de los datos de superficie.

Para poder realizar los objetivos cronoestratigráficos, se ha realizado un amplio esfuerzo en la búsqueda de microma-

míferos y carófitas fósiles a fin de poder establecer una biozonación local que posteriormente se ha relacionado tentativamente con la general establecida en Europa occidental.

Desde un punto de vista sedimentológico, se ha intentado establecer un control ajustado a las necesidades de un estudio como el realizado a fin de resolver los problemas planteados. No se ha realizado un estudio petrológico completo, si bien se ha intentado establecer la máxima precisión posible en torno a las características texturales de las litofacies definidas, mediante el estudio de láminas delgadas. Por otra parte, se ha realizado el análisis mineralógico de las litofacies carbonatadas, a fin de diferenciar cuales eran las principales fases minerales que las integraban.

El límite inferior del trabajo viene marcado claramente por el inicio, durante el Oligoceno superior, de un extensivo desarrollo de los procesos lacustres en la región. El límite superior viene a coincidir con el comienzo de una etapa en la evolución de la sedimentación lacustre en la que ésta adopta pautas evolutivas bien diferenciadas respecto a las existentes de modo dominante hasta aquel momento. Este límite superior oscila en torno al límite cronológico del Oligoceno superior con el Mioceno más inferior (Aquitaniense). De este modo el lapso temporal comprendido dentro de este trabajo sería la totalidad del Oligoceno superior y su tránsito hacia el Mioceno inferior.

El trabajo ha sido estructurado con la presente parte introductoria, en la cual se ha indicado cual es el contexto regional y los problemas planteados en torno al área estudiada. Dentro de este apartado se indican cuales han sido los trabajos previos más importantes, realizados en torno a los aspectos más próximos al objetivo central.

En una segunda parte del trabajo se establece y precisa el marco stratigráfico en el que aparecen desarrolladas las unidades lacustres estudiadas. En este apartado se recogen los datos previamente existentes y se aportan otros nuevos,

que permiten dar al conjunto una nueva perspectiva.

En un tercer capítulo se emprende el estudio de las formaciones lacustres y de las sucesiones a ellas asociadas. El planteo seguido en este apartado es muy gradual, a fin de integrar en sucesivos estadios los datos recopilados. En una primera parte (síntesis de lo expuesto hasta el momento) se indica cual fué el marco general de la sedimentación lacustre. Posteriormente se describen e interpretan de modo general las litofacies reconocidas, para luego integrarlas en un esquema sedimentológico y paleoambiental. A partir de éste se establecen las distintas pautas de evolución dinámica de las áreas lacustres. Partiendo de lo anterior se establecen cuales son los distintos tipos de sucesiones reconocibles, sus relaciones mutuas y el significado de las mismas, para pasar por último a la discusión de los cambios experimentados por la sedimentación lacustre en el área y lapso de tiempo considerados.

El conjunto de conclusiones generales derivado de los apartados anteriores es sucintamente esbozado en el apartado de Resumen y conclusiones.

En este trabajo, se ha conferido una especial importancia a la información aportada en los gráficos adjuntos. Se ha preferido en la totalidad de los casos tender a abreviar las descripciones escritas en favor de un mayor desarrollo de las figuras. Este hecho, junto a la ventaja de una mayor facilidad de la lectura, implica el inconveniente de acudir de manera constante a los gráficos que se señalen en cada momento. Por este motivo, se ha preferido no incluir ninguno de ellos en el texto. Todos los gráficos divididos en Cuadros, Esquemas, Paneles de correlación, Perfiles a escala 1/500, Perfiles de detalle y Esquemas sedimentológicos (Figuras) y Diagramas secuenciales, han sido agrupados en carpetas separadas del texto principal. La lectura del mismo no puede ser desligada del reconocimiento de las figuras, en especial en los casos en que se hace referencia a grandes relaciones es-

tratigráficas. En otros la consulta de la figura es optativa, dependiendo del interés concreto del lector.

IV ANTECEDENTES

En este apartado no se realiza una enumeración exhaustiva de los trabajos previamente realizados en el contexto de la zona suroriental de la cuenca del Ebro. Se ha hecho únicamente alusión a aquellos que por su temática o contenido, han contribuido apreciablemente al tema desarrollado en esta Memoria. Para una enumeración más exhaustiva de la bibliografía clásica pueden consultarse los trabajos de QUIRANTES (1978), COLOMBO (1980), y RIBA y REGUANT (1981).

Con anterioridad a la década de los sesenta, fué escasa la labor realizada en torno a las formaciones lacustres del SE de la cuenca del Ebro. Todas las referencias que se cuentan, se centran de manera casi exclusiva en las sucesiones que contenían niveles explotables de lignito. A esta fase del desarrollo de la cuestión pertenecen los trabajos de CLOSAS (1947) y ALVARADO y ALMELA (1951). En ambos trabajos se esbozan someramente algunos aspectos de la unidad carbonatada de Mequinenza, estableciendo sucesiones estratigráficas locales.

A partir del inicio de las investigaciones realizadas en los Departamentos de Geología de la Facultad de Ciencias y de Sedimentología y Suelos del C.S.I.C., en Zaragoza, bajo la dirección del Dr. O. RIBA, se inicia una nueva etapa. Esta se abre con una serie de tesis doctorales de carácter petrográfico, estratigráfico y sedimentológico. PINILLA (1966), QUIRANTES (1969); TORRAS (1975) realizaron estudios que, si bien no se centraban exclusivamente en el estudio de las unidades lacustres, sí tendían a encuadrarlas dentro de un esquema general, con sus consiguientes problemáticas. De especial significación fué el trabajo de QUIRANTES (1969, 1978) el cual sentó la primera base litostratigráfica dentro del sector de Los Monegros.

Con posterioridad al desarrollo de estos trabajos, que afectaban propiamente los sectores surorientales de la cuenca, se fueron desarrollando otros que permitían encuadrar los mismos dentro del contexto general de la misma. Estos trabajos constituían por lo general aportaciones estratigráficas y sedimentológicas sectoriales, que aportaban conocimientos sobre áreas por lo común poco exploradas: GROSS (1968, 1974), GARRIDO (1973), PUIGDEFABREGAS (1975), ANADÓN (1978a), COLOMBO (1980), ANADÓN et al. (1979-81).

Por otra parte, el potencial interés minero de la región de Mequinenza, motivó que se realizaran estudios prospectivos en torno a las posibilidades de los lignitos de Mequinenza como reservorio de menas uraníferas (ENADIMSA, 1975-76).

Paralelamente a estos trabajos de tipo regional, estratigráfico, sedimentológico y aplicado, se inició el desarrollo de una serie de investigaciones centradas de manera más específica en determinados temas sedimentológicos. WILLIAMS (1975) y SLATER (1977) realizaron estudios con diverso grado de detalle de las facies fluviales de procedencia ibérica y pirenaica. ALLEN et al (1983) realizan algunas indicaciones en torno a las características generales de la red fluvial de procedencia catalánide. BIRNBAUM (1976) realiza el primer estudio centrado de manera especial en el reconocimiento de las características de los sedimentos lacustres carbonatados y evaporíticos del SE de la cuenca. Este trabajo, constituye la primera aportación específica en torno a los depósitos lacustres, aunque en ella no se realiza un análisis exhaustivo de los diversos aspectos inherentes a las unidades lacustres (relaciones secuenciales, litofacies, variaciones observables en las sucesiones...).

Los avances realizados a partir de los años sesenta en el conocimiento de los materiales terciarios del SE de la cuenca del Ebro, se han plasmado a lo largo de estos años en la edición de las hojas 1/200.000 del mapa Geológico de España. En estas hojas (33-Lérida, RIBA, 1971; 34-Hospitalet

SOLE SABARIS, 1980; 41-Tortosa, SOLE, RIBA et al. 1972) se sintetizaron los datos disponibles hasta la fecha, aportados por los trabajos previamente realizados. En esas cartografías aparece representada la extensión de las unidades lacustres, predominantemente carbonatadas. Análogamente se indica esquemáticamente el tipo de relaciones que mostraban con las diversas unidades aluviales.

La edición de las hojas 1/50.000, (Plan Magna) del sector considerado, se encuentra todavía en una fase muy incipiente, y sólo han sido publicadas las hojas situadas en sectores marginales (Calanda, Castelserás...).

Finalmente, cabe señalar la realización de diversas síntesis generales (vg. RIBA y REGUANT, 1981) en las que se recogen los datos hasta ahora conocidos en torno a las unidades lacustres objeto del presente trabajo.

V AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no habría alcanzado su configuración actual sin la colaboración y apoyo de personas y entidades a quienes debo manifestar aquí mi agradecimiento.

Al Dr. Oriol Riba Director de esta Memoria y Jefe del Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona. Sus orientaciones en torno a la problemática de la sedimentación terciaria en la cuenca del Ebro y la cuidadosa lectura crítica del manuscrito por él realizada, han permitido centrar numerosos aspectos de índole local en el contexto más general de la cuenca. Su apoyo personal, ha posibilitado conseguir medios materiales precisos para la elaboración del trabajo.

Al Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya, a cuyos directivos y personal vinculado, Dres. C. Puigdefábregas y E. Aragonés, debo todo tipo de facilidades para la consul-

ta y utilización de los datos de toda índole (en especial cartográficos) de que el Servei disponía. A su interés en el contenido y ámbito de este trabajo se debe la potenciación de distintos aspectos del mismo. Debo mostrar desde aquí mi más sincero agradecimiento por el franco apoyo recibido.

Al Dr. P. Anadón, antiguo compañero del Departamento de Estratigrafía, con el que he mantenido a menudo charlas sobre los problemas planteados en torno a la configuración de las formaciones lacustres y el estudio de sus materiales. Su estímulo y ayuda material han constituido la manifestación desinteresada de una vieja y valiosa amistad, de la cual siempre me he considerado el mayor beneficiario.

Al Dr. S. Reguant debo asesoramiento general e información de primera mano sobre la problemática planteada en torno a la división cronostratigráfica del Terciario de Europa Occidental.

De mis compañeros y amigos del Departamento de Estratigrafía he recibido un constante apoyo que deseo reflejar aquí. A M. Marzo debo interesantes aportaciones e ideas en torno a la problemática planteada en el estudio de las facies aluviales y de transición lacustre. F. Colombo me aportó en las fases iniciales del trabajo sus conocimientos regionales, que permitieron encuadrar con mayor facilidad los problemas locales. Con Pere Busquets he mantenido a menudo conversaciones en torno a la evolución general de la sedimentación en otros sectores de la cuenca. Alberto Sáez ha colaborado intensamente en las tareas de muestreo de perfiles y tratamiento de muestras en el laboratorio, así como en la elaboración de la parte gráfica de la Memoria. La larga y amistosa dedicación de él recibida en estos meses ha sido de gran valor para mi y ha constituido una ayuda insustituible. Finalmente, Xavier Castelltort, alumno interno, colaboró en la preparación de los ejemplares.

Fue de gran ayuda para mi la colaboración y ayuda recibidas de los Dres. F. Calvet del Departamento de Petrolo-

gía, e Isabel Zamarreño del Instituto Jaime Almera, quienes prestaron orientaciones e ideas para la interpretación de los depósitos carbonatados. Igualmente con el Dr. J.J. Pueyo he mantenido interesantes intercambios de opiniones, en torno a los procesos de sedimentación evaporítica y carbonatada en las lagunas salinas actuales de Los Monegros.

Los estudios paleontológicos sobre los mamíferos fósiles recogidos en las unidades estudiadas fueron realizados por los Dres. J. Agustí y J. Gibert (Instituto Museo Provincial de Paleontología de Sabadell) y D. S. Moya (Instituto Museo Provincial de Paleontología de Sabadell y Universidad autónoma). Mme. M. Feist de la Universidad de Montpellier estudió las carófitas. Nuria Solé de Porta (Depto. de Paleontología de la Universidad de Barcelona) realizó todas las tareas precisas para el reconocimiento de los esporomorfos fósiles y colaboró activamente en la interpretación de las asociaciones reconocidas. J. Gaudant (Universidad de París) clasificó los dientes de peces recolectados. El Dr. R. Margalef (Dept. de Ecología de la Universidad de Barcelona) clarificó el posible significado de algunas estructuras algales. El Dr. J. Porta comentó las posibles valoraciones paleoecológicas extraíbles de las asociaciones polínicas. El Dr. J.F. de Villalta (Instituto Jaime Almera, C.S.I.C.) facilitó numerosos datos y material de antiguos hallazgos de macromamíferos en la zona estudiada.

A todos ellos expreso desde aquí mi agradecimiento más cordial.

A mi compañero y amigo Joan Guimerá, debo la facilitación de datos y comentarios en torno a la evolución y contexto estructural de la región estudiada.

En el desarrollo de los trabajos de laboratorio se ha contado con la colaboración de R. Fontarnau, del Servicio de Microscopía electrónica de la Universidad de Barcelona. Debo también agradecer el interés del Dr. F. Plana y de D. José Chinchón, del Instituto Jaime Almera, por su colabora-

ción en la elaboración e interpretación de los diagramas roentgenográficos de las muestras de carbonatos. Igualmente el Dr. A. San Miguel tuvo a bien facilitarme el acceso al instrumental fotográfico preciso para la realización de las fotografías de láminas delgadas. Para esta tarea se contó con el asesoramiento de F. Calvet y A. Permanyer. D. Ramón Castilla, realizó el lavado y triaje de las muestras en busca de fósiles, así como los análisis del contenido en carbonatos.

Por último expreso mi agradecimiento a todas aquellas personas que, más allá del cumplimiento de su deber, han colaborado en la confección de los ejemplares de esta Memoria, realizando la delineación de láminas y figuras (Joan M. Ros, A. Sáez), la fotografía de campo y laboratorio (J. Vidal y J.J. Pueyo), mecanografiando el original (Rosa M^a Castellanas), colaborando en el montaje de las láminas fotográficas y preparación de ejemplares (P. Añón, J.F. Cabrera, J. García y A. Pérez) y coloreando los esquemas geológicos (E. Anglada).

Para la realización de esta Memoria se ha contado con la ayuda de una Beca de Formación de Personal Investigador, del Ministerio de Educación y Ciencia, así como con una ayuda para la realización de la tesis doctoral de la Universidad Menéndez Pelayo.

(B) E S T R A T I G R A F I A

- "But the rocks are full of the bones of extinct animals... which lived here long before man was ever heard of".
- "Have you ever seen those bones, Winston?. Of course not. Nineteenth-century biologists invented them...".

G. Orwell. Nineteen Eighty - Four.

(I) L I T O S T R A T I G R A F I AA) INTRODUCCION: UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS Y GENETICAS

Las cuestiones surgidas en torno al tema de la definición de las unidades litostratigráficas dentro de la zona, que aquí se considera plantean, como es usual en estos casos, una problemática de delicada resolución en vistas a que la exposición de los resultados sea lo más clara posible. La forma de resolver esta problemática es diversa según los autores. En ocasiones se recurre a una multiplicación de las unidades litológicas, motivada por el deseo de que las diferencias observadas queden claramente reflejadas en los cuadros litostratigráficos. Se evita así el riesgo de diluirlas mediante la definición de unidades formales de menor entidad, o bien de unidades referenciales locales (QUIRANTES, 1969). Otras, por el contrario, se prefiere globalizar las unidades y se definen grandes formaciones, de amplia extensión (RIBA, 1971 ; QUIRANTES, 1978). En la elección de uno u otro criterio influye no sólo la formación de los distintos autores, sino también los objetivos perseguidos en cada trabajo. Estos objetivos, desvían la atención del autor hacia uno u otro aspecto o rasgo característico del registro sedimentario. Dentro de esta línea pueden apuntarse las diferencias entre la definición de unidades atendiendo sólo a criterios litológicos y la que deriva de la aplicación combinada de éstos con criterios sedimentológicos observables (WEIMER, 1978).

A la problemática de la definición de las unidades "elementales" (formaciones) se añade de manera inmediata la de agruparlas en unidades de jerarquía superior. La definición de Grupos, también está sujeta a posibles controversias, por cuanto no todos los autores atienden a los mismos criterios de escala y significación.

De manera deliberada y por su propio carácter, se ha evitado en el presente trabajo la definición de nuevas unidades

formales. Se ha seguido de manera preferente el criterio de mantener en lo posible la nomenclatura estratigráfica preexistente, contenida en los trabajos de QUIRANTES (1978) y COLOMBO (1980) los cuales se constituyen hasta la fecha, como los principales trabajos generales que han intentado sistematizar formalmente la estratigrafía del sector.

Así pues, todas las unidades litoestratigráficas aquí utilizadas son informales, excepto aquellas previamente existentes como unidades formales cuya acepción se ha mantenido. Las unidades informales definidas, deben ser consideradas como simples instrumentos que serán utilizados para la descripción del contexto estratigráfico general de las unidades sobre las que se ha centrado el principal interés del trabajo.

Para su definición se ha seguido un criterio resultante de la combinación de las características litológicas y sedimentológicas objetivas observables en el campo. De este modo se ha intentado conjuntar las ventajas de un fácil reconocimiento sobre el terreno con una discriminación inicial de aquellas unidades que presentasen algunas características sedimentológicas diferenciales muy acusadas. Las unidades así definidas se configuran, con matizaciones, como unidades genéticas (WEIMER, 1978).

Estas unidades informales presentan en la mayor parte de los casos una clara entidad de por sí. En otros aparecen integradas dentro de las unidades formales previamente definidas, si bien dentro de ellas constituyen por lo general niveles o tramos bien diferenciados. Se ha intentado de manera preliminar, establecer las correspondientes equivalencias (Ver cuadro I).

A partir de las unidades definidas, teniendo en cuenta las observaciones sobre ellas realizadas, es posible establecer conjuntos de unidades estrechamente relacionadas entre sí por su origen.

Varias unidades de características litológicas dife-

renciadas pueden constituir un "sistema deposicional". Este se define aquí como un conjunto de unidades litológicas genética y ambientalmente ligadas y que muestran estrechas relaciones cronológicas y espaciales, de tal manera que la evolución general del conjunto aparece sujeta a pautas secuenciales y sedimentológicas similares (FISHER y Mc GOWEN, 1967-1969; MUTTI et al. 1972; GARCIA, 1981).

La puntualización en torno a la necesidad de que además de una acentuada relación en términos ambientales y genéticos exista otra cronológica y espacial es evidentemente precisa. El principal motivo es evitar incluir dentro de un mismo sistema deposicional unidades que, aunque desde un punto de vista de análisis litológico y sedimentológico sean muy similares, presenten una clara diferenciación en el tiempo y en el espacio. El operar con un criterio opuesto al de la definición implica dejar de tener en cuenta o diluir en exceso la importancia de la dinámica evolutiva, estructural y paleogeográfica, de una cuenca sedimentaria. Este factor dinámico no es en modo alguno obviaable en la cuenca del Ebro, cuya evolución fué estrechamente controlada por un complejo funcionamiento estructural de sus márgenes tectónicamente activos.

Dentro de cada sistema deposicional, es posible diferenciar en ocasiones utilizando diversos criterios estratigráficos y sedimentológicos, entidades genéticas de rango menor, discriminables con respecto a otros conjuntos de materiales similares. Tal es el caso, en este trabajo, de las unidades deposicionales de los conos del Montsant, La Picoosa, Corbera, etc. (ALLEN et al. 1983) diferenciados como abanicos individualizables dentro del Sistema aluvial de Scala Dei (ver cuadro I). La diferenciación de este tipo de unidades genéticas, es frecuente en los trabajos estratigráficos y sedimentológicos (ROSELL et al. 1973; COLOMBO; 1980; CABRERA, 1981; ALLEN et al. 1983).

Por otra parte debe tenerse en cuenta que los sistemas deposicionales no se constituyen como unidades hermé-

ticamente delimitables en el espacio y el tiempo. La constante evolución del contexto de una cuenca puede llevar a que sistemas deposicionales diferenciables por sus distintas características de estructuración y desarrollo de asociaciones de facies aparezcan parcialmente solapados geométrica y cronológicamente. Este hecho nos lleva a la conclusión de que los distintos sistemas deposicionales no deben ser considerados como unidades rígidas y estancadas sino, al igual que las unidades que los integran, instrumentos de trabajo con los cuales debe estructurarse una hipótesis en torno a la evolución de una cuenca. Su establecimiento no debe ser considerado un objetivo en sí, sino un simple medio.

Así pues, en el presente trabajo los sistemas deposicionales serán diferenciados teniendo en cuenta los elementos o unidades estructurales regionales cuya evolución o formación haya condicionado, dentro de un intervalo de tiempo conocido, el desarrollo de aquéllos. Otros datos a considerar serán la estructuración general de las facies y los tipos de procesos deposicionales dominantes en cada unidad litológica.

B) ENUMERACION DE LAS UNIDADES

Teniendo en cuenta los criterios expuestos en el apartado anterior y atendiendo a los objetivos del presente trabajo, la descripción de las diversas unidades litostratigráficas reconocidas en el área considerada se ha estructurado atendiendo a la esquematización de los datos obtenidos. En todo momento se intenta integrar al máximo los datos proporcionados por los trabajos desarrollados anteriormente en el área y se evita por otra parte una excesiva reiteración en la exposición de datos descriptivos que se encuentran ya recogidos en esos trabajos (fundamentalmente QUIRANTES, 1978 y COLOMBO, 1980). Al realizar esta integración, se ha tendido a dar más énfasis en la descripción de aquellas unidades que son objeto posteriormente de un estudio más exhaustivo, así como en las que aparecen más directamente relacionadas con ellas. Ello implica un tratamiento no uniforme para todas las unidades litológicas, hecho justificado por el carácter de este apartado en el que se intenta encuadrar de manera ajustada un conjunto restringido de las mismas.

Dentro del área considerada de interés para el desarrollo de los resultados del presente trabajo han sido diferenciadas las siguientes unidades (C, C' y E, cuadro I).

1) Unidades paleógenas inferiores del dominio Catalánide:

Esta unidad cartográfica comprende dos unidades formales de distinta entidad y significado, pero difícilmente diferenciables a la escala de la cartografía propuesta: La Fm. Mediona (ANADON, 1978) y el Grupo Pontils (ANADON, 1978; ANADON y COLOMBO en ANADON et al. 1979).

- 2) Unidad de calizas y lutitas del Puig Moreno (ANADON et al. 1981):

Unidad informal diferenciada provisionalmente de la anterior y de las Unidades paleógenas inferiores del dominio ibérico, por la total desconexión de sus afloramientos que restringen a los sectores inmediatos al Puig Moreno.

- 3) Unidades paleógenas inferiores del dominio ibérico:

Unidad cartográfica desarrollada esencialmente en el ámbito de la cadena Ibérica. Comprende en su base niveles similares a los de la Fm Mediona (Nivel de "Bulimus") pero el conjunto de tramos superiores a estos niveles basales presenta una serie de características diferenciales respecto al grupo Pontils que aconsejan su diferenciación (Unidad de Calanda-Fuentespalda).

- 4) Fm. Conglomerados del Montsant: (COLOMBO, 1980)

Unidad formal definida para las facies conglomeráticas masivas que afloran a lo largo del margen norte de los catalánides en el sector considerado.

- 5) Fm. Areniscas de Margalef (COLOMBO, 1980):

Unidad formal definida para las facies de transición lutítico-arenosas y conglomeráticas generadas por el deshichamiento de los conglomerados de la Fm. Montsant.

- 6) Fm. Lutitas de Flix (COLOMBO, 1980):

Unidad formal definida para las facies predominantemente lutíticas y arenosas atribuibles al gradual cambio lateral, con pérdida de terrígenos gruesos, a partir de la Fm. Margalef.

7) Fm. Lutitas de Blancafort (COLOMBO, 1980):

Unidad formal definida para sucesiones predominantemente lutíticas de caracteres muy análogos a los de la Fm. Flix, a la cual equivaldría sedimentológicamente.

8) Unidades de lutitas y areniscas de Fraga

Unidad informal, definida para un conjunto de sucesiones de facies lutítico-arenosas aflorantes en los valles del Cinca y Segre, en las inmediaciones de la población de Fraga.

9 y 10) Unidad de los Conglomerados del Tastavins:

Unidad informal definida para un conjunto de sucesiones predominantemente conglomeráticas y areníticas que afloran desde el área de engarce de la Cadena Ibérica con los Catalánides hasta el valle del Guadalope. Dentro de esta unidad se han diferenciado dos subunidades o tramos denominados de Ráfales (Conglomerados de Ráfales, 9) y Fórnoles (Conglomerados de Fórnoles, 10).

11) Fm. Areniscas de Caspe (QUIRANTES, 1969; 1978)

Unidad formal definida para la formación lutítica arenosa de origen fluvial que desde zonas próximas a los actuales márgenes ibérico y catalánide de la cuenca, afloran extensamente hasta los valles de los ríos Ebro y Algás.

12) Unidades de lutitas de La Codoñera

Unidad informal definida para los tramos predominantemente lutíticos que se extiende en superficie desde sectores situados cerca del margen ibérico de la cuenca hacia otros situados al SW del Puig Moreno.

13) Unidad terrígena de La Portellada:

Unidad informal definida para los tramos predominantemente lutíticos que afloran en las inmediaciones del área de engarce de la cadena Ibérica y los Catalánides.

14) Unidad de Conglomerados del Llano de La Chumilla:

Unidad informal definida a partir de los materiales conglomeráticos que afloran extensamente en la zona de La Chumilla y que en este sector pueden aparecer descansando de manera discordante sobre los materiales de la unidad paleógena basal de Calanda-Fuetespalda.

15) Unidad de lutitas y yesos de Vinaceite:

Unidad informal, definida sobre los tramos predominantemente lutíticos que se extienden al Sur del Ebro desde sectores situados al W del Puig Moreno hasta otros situados al SE de Belchite, fuera ya de la región objeto de interés.

16) Unidad de lutitas y calizas de Escatrón (Fm. Sástago, en parte, QUIRANTES, 1969):

Unidad informal en la que están comprendidos tanto una serie de tramos constituídos por lutitas y areniscas, como otros en los que dominan los niveles carbonatados. Dentro del área considerada, sus afloramientos se extienden en el sector occidental en torno a las poblaciones de Sástago, La Zaida y Escatrón.

17) Unidad Calizas de Mequinenza (contenida en la Fm. Mequinenza de QUIRANTES, 1969, Fm. de La Fatarella, COLOMBO, 1980):

Unidad informal dentro de la cual se incluye un conjunto de sucesiones constituídas predominantemente por tramos carbonatados. La acepción de esta unidad es más restringida que la propuesta por QUIRANTES (1969, 1978).

- 18) Unidad lutitas y calizas de Granja d'Escarp (contenida en la Fm. Mequinenza de QUIRANTES, 1969 y 1978, pro parte).

Unidad informal dentro de la cual se incluye un conjunto de tramos predominantemente lutíticos en los que con frecuencia variable se intercalan niveles y tramos carbonatados. Debido a su carácter transicional, los límites precisos de esta unidad son difícilmente delimitables.

- 19) Unidad de lutitas de la Cuesta de Fraga (contenida en el Mb. Los Arcos de Fm Mequinenza, según QUIRANTES, 1969 y 1978):

Unidad informal de carácter predominantemente terrígeno, definida para un conjunto de tramos lutíticos aflorantes de manera especialmente visible en el Valle del Cinca y al sur de su confluencia con el Ebro.

- 20) Unidad de calizas de Torrente de Cinca (contenida en las formaciones Mequinenza y Miembro Cardiel en RIBA et al. 1971; Calizas de Cardiel en QUIRANTES, 1978):

Unidad informal, predominantemente carbonatada en la zona de referencia pero que va modificando paulatinamente su composición litológica, llegando a presentar un importante contenido en lutitas.

- 21) Unidad de lutitas y calizas de Llano de Cardiel (contenida en Fm. Cardiel de QUIRANTES, 1969; Mb. Cardiel de RIBA .. 1971; Calizas de Cardiel, incluidas en el Mb. Bujaraloz de la Fm. Alcubierre en QUIRANTES, 1978):

Unidad informal constituida por una alternancia de tramos lutíticos y carbonatados que se extienden ocupando la amplia extensión del Llano de Cardiel y a lo largo del margen septentrional del Valle del Ebro.

22) Unidad de Bujaraloz (incluída en la Fm. Bujaraloz de QUIRANTES, 1969, equivalente al Mb. Bujaraloz de RIBA 1971 y QUIRANTES, 1978):

Esta unidad de características a grandes rasgos semejantes a la anterior, se diferencia sin embargo por presentar una amplia profusión de depósitos evaporíticos, aflorando en el área considerada en la margen septentrional del Valle del Ebro.

Aparte de las unidades indicadas, a lo largo de la exposición, se hará frecuente alusión a otras que se encuentran principalmente desarrolladas fuera del área de trabajo, pero que guardan cierto grado de relación con las unidades objeto de estudio. Se trata fundamentalmente de las formaciones Peraltilla (CRUSAFONT et al. 1966; QUIRANTES, 1969) y Sariñena, Alcubierre y Zaragoza (QUIRANTES, 1969; 1978) cuyos rasgos y características generales ya son dados por los autores indicados. Estas unidades, si bien no son totalmente objeto de estudio en este trabajo, serán integradas en los apartados de síntesis por la estrecha relación que guardan con las aquí estudiadas.

C) DESCRIPCION DE LAS UNIDADES, SU INTEGRACION EN SISTEMAS DEPOSICIONALES

I) LAS UNIDADES PALEOGENAS INFERIORES:

- a) Las Unidades paleógenas inferiores del dominio catalánide (1): La Fm. Mediona y el Grupo Pontils (Esquemas C, C' y E)

Antecedentes y denominación

Dentro de esta unidad se han agrupado cartográficamente dos unidades estrechamente relacionadas con la evolución estructural del sustrato preterciario y que ya han sido objeto de detalladas descripciones por parte de otros autores (ANADON, 1978a y b; COLOMBO, 1980). Estas unidades aparecen constituídas de forma dominante por materiales lutíticos, si bien localmente pueden alcanzar un buen desarrollo los materiales terrígenos gruesos (arenitas y conglomerados) así como los depósitos de carbonatos y evaporitas.

COLOMBO (1980) definió dentro del sector más septentrional de la unidad que nos ocupa diversas unidades formales: Complejo de Ulldemolins, Fm. Albarca y Fm. Morera del Montsant. Todas ellas fueron agrupadas dentro del Grupo Cornudella, unidad de rango superior que en aquel momento diferenció respecto al Grupo Pontils de ANADON (1978a y b). Dentro del Grupo Cornudella quedaba incluido por otra parte la Fm. Mediona, debido al hecho de que la falta de los niveles marinos de la Fm. Orpí (FERRER, 1971) al SW de la fractura del Francolí hacía a veces difícil su diferenciación de los tramos inferiores de las restantes unidades. Con posterioridad ANADON y COLOMBO (en ANADON et al. 1979) integran la Fm. Albarca en el Complejo de Ulldemolins, establecen la equivalencia entre Fm. Morera

y Fm. Bosc d'en Borrás y asimilan el Grupo Cornudella (sin la Fm. Mediona) al Grupo Pontils. De este modo el área de distribución del Grupo Pontils a lo largo del margen catalánide de la cuenca del Ebro se prolongó desde Igualada al sector de Horta de Sant Joan.

Lo cierto es que con distintas alternativas de calidad e importancia de afloramiento, el Grupo Pontils (comprendiendo en el sector SW de los Catalánides las unidades del Complejo de Ulldemolins, y la formación de calizas de La Morera-Bosc d'en Borrás se extiende más hacia el SW, alcanzando el sector de Fuentespalda, en el sector de engarce con la cadena Ibérica. Ya desde el sector de Horta de Sant Joan, las unidades paleógenas basales aparecen involucradas claramente en pliegues desarrollados en la zona de frente de cabalgamiento que se extiende a lo largo del actual margen de la cuenca del Ebro. Al SW de Horta, los afloramientos se restringen casi exclusivamente al sur de la estructura cabalgante de Beceite, desapareciendo por fin en su extremo SW, recubiertos por unidades más modernas (Fm Montsant) y enmascarados por la actuación del frente de cabalgamiento mencionado. (Mapa C).

A pesar de que en la cartografía aparecen representados por un mismo color, debe considerarse que la Fm. Mediona y el suprayacente Grupo Pontils constituyen por su edad, composición litológica y significado sedimentológico dos unidades diferenciables:

Descripción de la Fm. Mediona (ANADON, 1978)

Los materiales de esta formación descansan disconformemente sobre el sustrato mesozoico, y de manera muy clara aparecen rellenando suaves paleorelieves excavados en el mismo. Este hecho condiciona su geometría, caracterizada por variaciones aparentes de potencia (de orden métrico a decamétrico) y una clara tendencia a la lenticularidad, hasta su práctica desaparición en algunos sectores.

En lo sucesivo, el término "métrico" se aplica a niveles con espesores variables entre 1 y 10 m; "decamétrico" se refiere a niveles o tramos de algunas decenas de m de potencia, sin alcanzar el centenar de m.

La formación está constituida predominantemente por tramos lutíticos rojos que intercalan localmente niveles carbonatados lacustres y/o palustres. Uno de los rasgos más característicos de la formación es la extensiva proliferación de niveles con claros indicios de edafización, dando lugar a caliches (a veces con pisolitos ferruginosos) costras de Microcodium y paleosuelos hidromorfos. Localmente los tramos predominantemente lutíticos rojos intercalan niveles de arenitas y conglomerados. Estos pueden verse afectados por los procesos de edafización y convertirse en niveles carbonatados diagenéticos (ANADON, 1978 b).

Tal como se ha indicado, la diferenciación en los sectores marginales de la cuenca del Ebro, situados al SW de la fractura del Francolí, entre la Fm. Mediona y las unidades suprayacentes no es fácil debido muy probablemente al carácter gradual del tránsito vertical de aquella unidad a éstas. COLOMBO (1980) relaciona con la parte más inferior de la Fm. Mediona toda una serie de materiales lateríticos que de forma relativamente continua se extienden a lo largo del sector, siendo reconocibles puntualmente en Prat de Compte y Horta de Sant Joan. Estos materiales (descritos ya por COMBES, 1969) se extienden más hacia el SW y afloran de manera extensiva en los vecinos sectores de Beceite y el Pantano de la Pena. En este último la parte basal de la unidad aparece constituida fundamentalmente por lutitas lateríticas silíceas, rojo vinosas y blanquecinas, en las que se intercalan lentículos de escasa extensión lateral y potencia inferior a los 50 cm, constituidos por arenitas y microconglomerados de cantos en su mayor parte ferruginoso y sólo ocasionalmente carbonatados. Estos pequeños litosomas terrígenos son de carácter multiepisódico y muestran pequeñas cicatrices internas. Cada episodio deposicional muestra una gradación normal del tamaño de los clastos. Localmente las lutitas engloban costras ferruginosas desarrolladas en su seno. La potencia de estos depósitos lateríticos en el Pantano de San Juan de la Pena es de unos 25 m.

Los datos paleobiológicos conocidos hasta la fecha señalan la probable edad Thanethiense superior de la Fm. Mediona, al menos en los sectores donde fué definida la unidad (ANADON op cit.). En los sectores al SW de la fractura del Francolí, por debajo de los niveles de la Fm. Mediona de edad asimilable y que contienen Vidaliella, (COLOMBO, 1980) se desarrollan los niveles lateríticos antes mencionados. Estos materiales pueden representar una importante condensación estratigráfica y su edad no está bien establecida. Para COMBES (1969, 1980) podrían representar el lapso comprendido entre el techo del Cretácico superior ("Rognaciense") y el Paleoceno superior.

Descripción del Grupo Pontils: Complejo de Ulldemolins (COLOMBO, 1980) y calizas de La Morera-Bosc d'en Borrás (ANADON, 1978; COLOMBO, 1980; ANADON y COLOMBO en ANADON et al. 1979).

A diferencia de la anterior unidad, el Grupo Pontils presenta una composición litológica en la que ya es posible apreciar una mayor variedad, motivada posiblemente por un incremento de las diferencias de condiciones de sedimentación, causando a su vez por el inicio de la actividad tectónica dentro del sector.

La diferenciación de la unidad carbonatada del Bosc d'en Borrás - La Morera, puede realizarse de manera relativamente continua hasta sectores situados al sur de Bot. Sin embargo, su entidad parece disminuir rápidamente hacia el SW, de tal manera que en los sectores más meridionales sólo aparece bien desarrollada en afloramientos superficiales el Complejo de Ulldemolins. Esta última unidad puede mostrar acusadas variaciones de potencia. En el sector de Horta de Sant Joan se observa una potencia de unos 250 m, contrastando con los 150 reconocidos en Gandesa y los 330 señalados por COLOMBO (1980) en el área tipo.

En el área tipo del Complejo a los materiales lutíticos dominantes, cabe añadir la existencia de terrígenos

gruesos (arenitas y conglomerados) evaporitas (yesos nodulares) y carbonatos lacustres y palustres. Todo este conjunto de litologías aparece estructurado de manera compleja debido al diverso grado de persistencia lateral de los litosomas.

Los materiales carbonatados de origen lacustre palustre se caracterizan por presentar claros indicios de edafización (bioturbación predominantemente verticalizada, removilización plásmica del hierro) propias de zonas sometidas a condiciones alternantes de oxidación reducción. (FREYTET, 1971, 1973).

Los materiales evaporíticos suelen aparecer constituyendo niveles de yeso de potencia decimétrica. Predominan las facies de yeso nodular alabastrino, de tamaño centimétrico a decimétrico, si bien también se reconoce la presencia de yesos laminados (COLOMBO, 1980).

Los materiales terrígenos gruesos son predominantemente areniscas líticas y litarenitas calcáreas. De manera restringida y localmente (sobre todo en los tramos superiores del complejo en transición a la unidad de los conglomerados del Montsant) aparecen niveles conglomeráticos. Los litosomas arenosos muestran una elevada relación anchura/altura aunque localmente pueden observarse cuerpos de geometría lenticular muy acusada. Los niveles arenosos más importantes, de potencia métrica, muestran marcas de base, estructuras internas de corriente (estratificación, laminación cruzada) y frecuentes cicatrices erosivas internas que denotan su carácter multiepisódico. Por el contrario, los de menor potencia pueden llegar a presentar un aspecto totalmente masivo, probablemente a causa de la bioturbación.

Las lutitas son predominantemente masivas, en especial si aparecen afectadas por procesos evaporíticos (desarrollo intersticial de nódulos de evaporitas). Raramente presentan residuos de laminación paralela. En general su coloración aparece fuertemente relacionada con los términos litológicos con los que forman las sucesiones: Dominan los

tonos grisáceos y verdosos en caso de asociación a facies carbonatadas; rojizos en las sucesiones evaporíticas; ocre amarillentos y anaranjados en las sucesiones exclusivamente terrígenas con intercalaciones de niveles de arenitas y ruditas.

En los sectores más suroccidentales, objeto de nuestra atención, las facies evaporíticas presentan las características generales ya indicadas, apareciendo tramos de potencia decamétrica (sector de Horta de Sant Joan).

Con frecuencia los tramos evaporíticos muestran procesos de substitución diagenética de yeso-anhidrita por sílice, que se estructura en forma de nódulos y vetas.

Las litofacies carbonatadas y evaporíticas desaparecen prácticamente en los tramos superiores que afloran en los sectores más suroccidentales en los que se reconoce el Complejo de Ulldemolins. De este modo en el sector de Beceite y Pantano de la Pena, los tramos del Complejo no presentan sino una sucesión de lutitas masivas, rojo anaranjadas que intercalan niveles de potencia decimétrica a métrica de areniscas líticas, con gránulos y pequeños cantos dispersos. Hacia la parte más superior de estos tramos hacen su aparición cada vez con mayor frecuencia los niveles de conglomerados, de tal manera que la unidad pasa insensiblemente (siguiendo una macrosecuencia de incremento de tamaño de los clastos y de potencia de los niveles) hacia la Fm. de Conglomerados del Montsant. En los tramos medios reconocibles por encima de los niveles lateríticos basales en el Pantano de la Pena, algunos de los niveles arenosos de mayor entidad parecen mostrar procesos de acreción lateral.

Los datos paleobiológicos registrados por COLOMBO (1980) en los tramos inferiores del Complejo de Ulldemolins en el sector de Cornudella indican la presencia de Maedleriella embergeri GRAMBAST y Nitellopsis (Tectochara) thaleri GRAMBAST-SOULIE especies que señalarían una edad Cuiso-Luteciense.

Recientes muestreos realizados en tramos superiores del Complejo aflorantes en el sector de Prat de Compte (inmediaciones del cementerio, carretera a Horta de Sant Joan) han revelado la presencia de:

Raskiella pecki GRAMBAST

Raskiella caliciformis SOULIE-MARSCHE

Harrisichara hispanica FEIST

Harrisichara caeciliana SOULIE-MARSCHE

Maedleriella serialis FEIST

a excepción de R. pecki, cuya distribución abarcaría desde el Luteciense inferior a la base del "Auverssiense" (Luteciense-Bartoniense), el resto de las especies son características exclusivamente del tránsito Luteciense-Bartoniense, tal como han establecido recientemente ANADON y FEIST, (1981).

En su conjunto, atendiendo al contenido paleontológico de los diversos tramos del Complejo de Ulldemolins, la edad del Grupo Pontils, que lo incluye oscilaría entre el Ilerdiense-Cuisiense en la parte más inferior y el Luteciense-Bartoniense, en la más superior.

Interpretación y significado general de las unidades paleógenas inferiores del dominio catalánide: Los sistemas deposicionales de Mediona y Pontils

A grandes rasgos, el conjunto laterítico basal y la Fm. Mediona, presentan un significado similar y reflejan el desarrollo en sectores marginales de la cuenca del Ebro de una etapa pre-eocénica de sedimentación terrígena fina dominante, en un contexto tectónicamente "tranquilo". Los depósitos lateríticos corresponderían tanto a la removilización de paleosuelos desarrollados sobre el sustrato mesozoico como a la alteración pedogenética in situ de depósitos aluviales de áreas muy distales de un sistema fluvial prácticamente desconocido, bajo condiciones climáticas específicas (COMBES, 1969). Su edad es muy probablemente prethaniense y oscilaría entre un Cretácico muy supe-

rior y un Paleoceno inferior.

La formación Mediona, de edad Thanetiense superior, reflejaría el mismo contexto deposicional pero bajo condiciones climáticas distintas. Los rasgos de este contexto podrían resumirse como los de una zona estructuralmente estable en la que los procesos deposicionales se desarrollarían fundamentalmente en dispositivos aluviales que podrían tener un ámbito meramente local. En zonas topográficamente más deprimidas, ajustadas a un suave paleorelieve excavado en el sustrato mesozoico, podrían formarse zonas lacustrepalustres de ámbito restringido. Sobre el conjunto de los depósitos resultantes se desarrollarían con gran intensidad los procesos de edafización a los que se ha hecho referencia más arriba.

La presencia más o menos constante de la Fm. Mediona en todos los dominios de la unidad morfoestructural de los Catalánides y el tipo de sedimentos que la constituyen, reflejan en suma el desarrollo de una sedimentación anterior a los primeros acontecimientos tectónicos de importancia y, por supuesto, a las primeras transgresiones marinas eocenas que afectaron los ámbitos septentrionales de los Catalánides (ANADON, 1978 b: ANADON y COLOMBO en ANADON et al. 1979). En este sentido, teniendo en cuenta los datos que serán expuestos en los sucesivos apartados, cabe interpretar la existencia de una homogeneidad manifiesta del ámbito sedimentario que se extendía más allá del marco estrictamente "catalánide", y que permitiría sugerir la posibilidad de considerar la existencia de un sistema deposicional con entidad propia: Sistema deposicional de Mediona.

La homogeneidad a la que se ha aludido se atenúa de manera gradual con el inicio de la sedimentación en los distintos ámbitos de los Catalánides de los materiales del Grupo Pontils. Esta se extiende a todos los sectores del margen catalánide suroccidental, mostrando una amplia variabilidad según la influencia ejercida por el contexto estructural sobre la sedimentación. Tanto por su entidad y

características, como por las relaciones que guarda con los materiales de los Sistemas deposicionales de Mediona y Scala Dei, el conjunto del Grupo Pontils sería individualizable como un Sistema deposicional.

En los sectores aquí considerados, la sedimentación se desarrolló en llanuras lutíticas que correspondían a las áreas distales de un sistema aluvial el emplazamiento de cuyas zonas proximales nos es desconocido y que acaso se encontrasen situadas en sectores más orientales e internos dentro del área fuente (región de Reus?, COLOMBO, 1980). De manera restringida, en los tramos inferiores y con mayor profusión en los superiores, se observa un incremento gradual de la influencia de los aportes terrígenos gruesos, que se correspondería con el establecimiento de una red fluvial con canales de elevada sinuosidad. Ligadas con este sistema, en las zonas deprimidas entre los cinturones de facies aluviales, se implantaron zonas lacustre-palustres y evaporíticas, inter-relacionadas entre sí.

La migración del margen activo de la cuenca del Ebro en el sector catalánide implicó que en el Eoceno superior, sobre las áreas distales del Sistema deposicional Pontils, se instalasen con mayor o menor rapidez las partes proximales del Sistema deposicional de Scala Dei, cuya evolución se prolongaría desde el Bartonense (ANADON y COLOMBO en ANADON et al. 1979) hasta al menos la base del Oligoceno superior ("Chattiense").

- b) Unidad de calizas y lutitas del Puig Moreno (2) (Esquemas C, C' y E)

Generalidades

Bajo esta denominación se agrupan un conjunto de tramos lutíticos y carbonatados que sólo esporádicamente presentan alguna intercalación terrígena arenosa o rudítica.

La diferenciación de esta unidad informal se hace precisa dadas las condiciones de accesibilidad y aislamiento de los materiales. Estos aparecen aflorando exclusivamente en torno al relieve paleozoico del Puig Moreno. La actuación de un sistema de fracturas, que se prolonga desde el sector del Puig Moreno hasta el situado al N de Maella, en la margen oriental del valle del Matarranya, ha permitido que en una zona relativamente alejada de las áreas más marginales de la cuenca aparezcan aflorantes materiales del Paleógeno inferior. De hecho la estructura del Puig Moreno se configura como un alto estructural que revela la complejidad del zócalo preterciario en la zona del Bajo Aragón. Los escasos datos de que se dispone, indican la existencia de una sucesión de altos y depresiones que se revelan sucesivamente. Estos siguen la pauta estructural de un sistema de fracturas de orientación a grandes rasgos paralela al margen actual de la depresión y a la zona de fractura del Puig Moreno. Los materiales terciarios recubren discordantemente el sustrato herciniano.

Descripción

En su conjunto la potencia de la unidad es difícil de precisar dada la profusión de tramos cubiertos por materiales cuaternarios. De manera general cabe diferenciar un tramo inferior de una potencia de algo más de 100 m (COLOMBO, 1980, pp. 42). Este tramo aparece constituido por una sucesión de niveles métricos de lutitas y carbonatos, intensamente edafizados y conteniendo restos de organismos lím-

nicos. En la parte inferior y hacia el tercio superior de la sucesión se disponen dos tramos areníticos de potencia métrica, interpretables como depósitos de canales y de arroyada en manto. La base de la sucesión lutítica se instala sobre un nivel métrico de conglomerado brechoide, polimíctico, compuesto por cantos de cuarcitas y calizas con prealveolínidos (raros). Sólo hacia la parte más superior del tramo hacen su aparición algunos materiales evaporíticos de escasa entidad.

A la serie descrita por COLOMBO (1980) le sucede un extenso tramo cubierto en el que es imposible reconocer los materiales terciarios. Sobre el mismo aflora un tramo decamétrico (63 m) de lutitas rocas con desarrollo intersticial de nódulos de yeso alabastrino. Este tramo intercala tres niveles carbonatados de una potencia de hasta 3 m. Los depósitos terrígenos asociados a estos niveles aparecen decolorados y contienen en ocasiones restos de carófitas, gasterópodos límnicos y ostrácodos. La sucesión aparece de nuevo interrumpida por otro tramo cubierto y los siguientes materiales aflorantes pertenecen ya a la formación Caspe.

Tal como se ha indicado, esta sucesión aparece reposando discordantemente sobre el Paleozoico del Puig Moreno. Sus relaciones laterales permanecen indeterminadas, si bien es probable que cronológicamente sea equivalente a la Unidad Paleógena inferior del dominio Catalánide y que corresponda cuando menos a la parte inferior de la Unidad de Callanda-Fuentespalda.

Contenido paleobiológico y edad

COLOMBO (1980) cita en el tramo inferior de la sucesión, la profusa presencia de Microcodium así como de Maedleriella michelina MARSCHKE y Peckichara aff. varians MARSCHKE y Peckichara aff. varians GRAMBAST especies de carófitas que podrían señalar la existencia de un Thanethiense

superior. En los tramos superiores se ha reconocido por otra parte la presencia de Gyrogonia caelata, Maedleriella manganoti y Psilochara sp. que indicaría ya un Luteciense Auversense (ANADON et al. 1979).

De confirmarse más adelante con nuevos datos estas atribuciones cronostratigráficas y si la sedimentación fué continua, dentro de la sucesión de la unidad informal del Puig Moreno estarían representados parte del Paleoceno superior y el Eoceno inferior y medio.

Interpretación paleoambiental y significado

El conjunto de la sucesión se habría depositado en un contexto sedimentario similar al señalado con anterioridad para la Formación Mediona y parte del Grupo Pontils: Extensas llanuras lutíticas sometidas a procesos evaporíticos y con la formación de zonas lacustres y palustres (en las que podían sedimentarse los carbonatos con organismos límnicos) en los que se producían con frecuencia procesos edáficos. A estas zonas sólo llegaban de manera ocasional los canales fluviales propios de zonas más proximales del sistema aluvial.

La significación general del conjunto sería, por otra parte, la misma que la expuesta para las unidades paleógenas inferiores del ámbito catalánide.

c) Las unidades paleógenas inferiores del dominio ibérico (3)Generalidades

Dentro de esta unidad cartográfica se ha incluido un conjunto de unidades terciarias que han sido plegadas conjuntamente con el sustrato preterciario en aquellos sectores del área considerada situados en el ámbito del extremo suroriental de la cadena Ibérica. Por lo general estas unidades aparecen constituídas predominantemente por materiales terrígenos lutíticos y arenosos que, localmente y siguiendo ciertas tendencias, pueden presentar frecuentes intercalaciones de conglomerados. De manera menos frecuente se encuentran dentro de estas unidades tramos en los que se prodigan los niveles de carbonatos y/o evaporitas.

Por lo general, la distinción de estas unidades paleógenas de sus inmediatas superiores no es una cuestión fácilmente resoluble. Es muy frecuente en efecto que en el seno de estas unidades aparezcan bien desarrolladas discordancias progresivas muy netas. De este modo, los términos superiores, a menos que se presenten dispuestos en onlap y cortando diversos niveles de los tramos más inferiores, son difícilmente discriminables como unidades discretas. Caso de que se dé esta circunstancia, es fácil trazar cartográficamente un límite entre las unidades terrígenas "inferiores" y las "superiores". Es evidente que la apreciación de la significación exacta de esta subdivisión puramente estructural, a falta de dataciones precisas, es imposible. Por lo general se ha aceptado de manera clásica que los materiales plegados correspondían a las sucesiones paleógenas, en tanto que los materiales onlapantes superiores debían corresponder al Neógeno. Este criterio sin embargo, debe ser objeto de todo tipo de reservas en especial teniendo en cuenta el práctico total desconocimiento en torno a la evolución estructural de detalle del margen ibérico de la cuenca del Ebro. Es muy posible que la migración temporal y espacial de los ac-

cidentes que controlaba la sedimentación diera lugar en diferentes lugares y momentos a la formación de discordancias angulares, de tal manera que los afloramientos de materiales onlapantes hoy reconocibles en el registro sedimentario no sean isócronos.

Los afloramientos paleógenos ibéricos observados en este sector constituyen una prolongación oriental de otros más extensos que se sitúan en la zona de Andorra, Alcorisa y Albalate del Arzobispo. Dentro de este conjunto de materiales es posible diferenciar a grandes rasgos (aunque no hayan sido diferenciados en la cartografía) dos unidades: el "nivel de Bulimus" y la unidad de Calanda-Fuentezalda.

La unidad del "nivel de Bulimus"

Esta unidad presenta una fuerte semejanza con su correlativa del dominio catalánide, la Fm. Mediona, mostrando una litología muy similar y una disposición estructural semejante. La unidad aparece constituida principalmente por lutitas de un color rojo muy intenso, con niveles de nódulos carbonatados y alguna intercalación ocasional de terrígenos gruesos. Estos aparecen bien desarrollados localmente en algunos puntos.

La existencia del tramo continental rojo basal en la serie terciaria de la cadena Ibérica ya ha sido señalada con anterioridad por CANEROT (1969, 1972) y por PLAZIAT (1973). Como tal unidad aparece ya cartografiado en varios de los mapas MAGNA a escala 1/50.000 (Hojas de "Castelserás", "Penyarroya de Tastavins").

Los materiales de esta unidad afloran de manera discontinua en varios sectores del área considerada, indicando su carácter lenticular y mostrando una marcada variedad de potencias, dentro del orden de espesores de la unidad que oscila entre algunos metros o decenas de metros hasta 80 m, en la zona comprendida entre Ariño y Andorra

(ANADON et al. 1979). La unidad también aparece bien desarrollada en el sector de La Ginebrosa, La Cañada de Verich y en el flanco sur del anticlinal de Calanda.

En su conjunto la unidad descansa disconformemente sobre el sustrato mesozoico erosionado, de tal modo que puede aparecer relacionada con diversas unidades mesozoicas: Fm. Utrillas, calizas Cenomanienses, etc.

Al igual que en los Catalánides, es frecuente observar en la base de esta unidad la presencia de costras edáficas con Microcodium. Estas pueden llegar a afectar directamente al sustrato cretácico o bien desarrollarse sobre niveles de brechas coluviales de carácter local, constituidas por clastos carbonatados cretácicos o jurásicos. Ocasionalmente se observa el desarrollo de substituciones diagenéticas silíceas y pisolitización, análogos a los descritos por ANADON (1978 a) en los Catalánides. Por encima de estos niveles de edafización, se desarrolla una sucesión predominantemente terrígena, en la que dominan los niveles de lutitas intensamente rojas con caliches y Microcodium y en los que es posible encontrar con relativa frecuencia restos de gasterópodos continentales. Con frecuencia al desarrollo de costras carbonatadas y caliches se añade la presencia de niveles moteados versicolores, con niveles aislados de nodulos carbonatados. En el seno de esta sucesión lutita aparecen ocasionalmente niveles de arenisca de potencia considerable (hasta 7 m) de geometría lenticular y mostrando indicios de acreción lateral.

El contenido paleontológico registrado en esta unidad se reduce a la presencia de Microcodium, y el gasterópodo Vidaliella gerundensis(VIDAL). Atendiendo a este hecho su edad podría corresponder al Thanetiense. Aceptada esta datación es posible establecer cierta correlación entre la unidad del nivel de Bulimus y los tramos basales del Puig Moreno donde COLOMBO (1980) señala la presencia de carofitas (Maedleriella michelina) indicadoras de una posible edad Thanetiense superior.

La unidad de Calanda-Fuentespalda

La unidad informal descrita se caracteriza por presentar una composición litológica predominantemente terrígena, dominando en algunos sectores los tramos lutíticos, si bien en otros los niveles areníticos y conglomeráticos alcanzan un notable desarrollo. Localmente se ha reconocido la presencia de niveles carbonatados de cierta entidad.

En esta unidad se han agrupado un conjunto de materiales que, de manera generalizada, aparecen intensamente deformados, integrando estructuras de compresión. Los tramos inferiores de la unidad se han plegado solidariamente con el sustrato mesozoico y los superiores aparecen dispuestos en forma de discordancia progresiva. Esta de manera ocasional se resuelve en una discordancia angular, sobre cuya superficie reposan los materiales terrígenos superiores, integrados cartográficamente en otras unidades. El criterio cartográfico aquí utilizado para resolver este problema debe ser contemplado como una solución provisional y sujeta a revisión una vez hayan sido estudiadas con detalle las formaciones terciarias aflorantes en la zona de engarce entre la alineación estructural catalánide e ibérica. Este mejor conocimiento permitiría deslindar con mayor seguridad si algunos de los tramos superiores de la unidad, que pueden aparecer intensamente plegados, están genéticamente más relacionados con las unidades que reposan discordantemente sobre ellos que con aquellas con las que guardan una relación geométrica normal. Este hecho es especialmente importante a la hora del establecimiento de las unidades genéticas (sistemas deposicionales).

La potencia real de estas sucesiones terrígenas, teniendo en cuenta su disposición estructural, es algo difícil de establecer. Puede cifrarse al menos en varios centenares de metros, con un máximo de unos 800.

En la zona en la que afloran con mayor extensión sus materiales (fuera del área considerada), la unidad aparece

constituída por una sucesión (del orden de 600 m) de lutitas rojizas-ocráceas, que incluyen en su seno nódulos de carbonato y evaporitas. Dentro de este tramo predominantemente lutítico se intercalan niveles arenosos y conglomeráticos de amplia extensión lateral y otros lenticulares, de hasta 10 m de potencia. Los niveles arenosos presentan laminación paralela y estratificación cruzada. Los tramos conglomeráticos muestran con frecuencia imbricación de clastos. Estos alcanzan dimensiones de hasta 20 cm como máximo, si bien por lo general son menores (entre 5 y 10 cm como media); dominan los clastos de litología calcárea, apareciendo otros de cuarzo y cuarcita de manera subordinada, excepto en la base del tramo, donde aparece algún nivel con predominio de clastos cuarcíticos.

Los materiales terrígenos gruesos se hacen localmente muy abundantes: En el sector situado al SW de Calanda (Molino de Regatilla). Igualmente en el sector comprendido en el núcleo del anticlinal situado al sur de Torrevelilla (ver Esquema Geológico C) las facies conglomeráticas adquieren un carácter masivo. En los tramos inmediatamente superiores a éstos, por el contrario, a lo largo de la estructura sinclinal que revela hacia el sur al anticlinal de Calanda, dominan de nuevo los materiales lutíticos que presentan niveles arenosos de continuidad lateral muy amplia.

Hacia el sector de Fuentespalda, a la composición predominantemente terrígena de la unidad, se añade el desarrollo de niveles carbonatados. En los niveles medios y superiores de la unidad se reconoce una sucesión que se inicia con un tramo de lutitas rojizas y anaranjadas, masivas, con un elevado contenido en micas. En algunos niveles se reconoce el desarrollo extensivo de manchas de reducción. En la parte inferior del tramo aparecen intercalados niveles centimétricos de rocas carbonatadas blanco-grisáceas, masivas, de aspecto cretoso y recristalizadas, conteniendo moldes de evaporitas.

Sobre este tramo inicial se desarrolla otro escasamente aflorante constituido por una sucesión de lutitas rojizas y niveles lenticulares de potencia métrica de areniscas y conglomerados. Algunos de estos cuerpos terrígenos gruesos presentan una extensión lateral hectométrica.

Coronando la sucesión se dispone un tramo lutítico rojo que alterna con niveles de potencia métrica muy extensos lateralmente pero lenticulares, de conglomerados y areniscas. Intercalados en este conjunto terrígeno aparecen numerosos niveles de 1 a 2 m de potencia de materiales carbonatados gris blanquecinos. Estos materiales presentan un grado de compacidad variable. Por lo general muestran una intensa fisuración y brechificación, apareciendo las fisuras rellenas de esparita. Los niveles carbonatados, se concentran sobre todo en la parte superior del tramo y es posible observar una sucesión secuencial repetitiva. Esta se iniciaría con la sedimentación de los materiales terrígenos conglomeráticos y arenosos, los cuales se ven sucedidos superiormente por los materiales lutíticos rojos, que hacia el techo pasan, por decoloración, a adoptar tonalidades grises. Sobre las lutitas decoloradas se instalarían los niveles de carbonatos descritos.

La edad de esta unidad, dada la actual falta de datos paleontológicos es difícilmente precisable. En tanto que los niveles más inferiores puedan ser posiblemente de edad paleógena inferior (¿acaso Luteciense-Bartoniense?), la parte superior debe alcanzar al menos el Oligoceno, sin mayores precisiones.

Interpretación y significado general de las unidades paleógenas inferiores del dominio ibérico

Tal como se ha indicado previamente, las características de la unidad del "nivel de Bulimus" permiten establecer un claro paralelismo con la Fm. Mediona, dentro del dominio catalánide. Al igual que allí, en la Ibérica es observable la existencia de una fuerte alteración del sus-

trato, con el desarrollo de procesos edáficos (costras de Microcodium) indicadores de una prolongada fase previa de edafización, previa a la sedimentación de los tramos lutíticos rojos. Iniciada esta, las condiciones del contexto parecen mantenerse dentro de una tónica estructuralmente "tranquila". Los depósitos se desarrollan en llanuras de inundación lutíticas, a las cuales llegaban de manera muy esporádica canales fluviales. Tanto los depósitos de canal como los de llanura de inundación experimentaban profundas transformaciones por la bioturbación y el desarrollo frecuente de procesos de edafización, coincidentes con fases de inactividad deposicional. Es posible que esta fase del desarrollo del registro sedimentario tenga en la región ibérica una edad similar a la registrada en los Catalánides (Thanetiense superior).

El desarrollo de materiales tan semejantes a los de la formación Mediona (si bien debe remarcarse la existencia de algunas diferencias), parecen indicar la homogeneidad del ámbito sedimentario en que fueron sedimentados estos materiales y apoyan la posibilidad sugerida de considerar la existencia de un sistema deposicional con entidad propia (Sistema deposicional de Mediona).

Al igual que en los sectores catalánides, las condiciones de la sedimentación de los materiales del Sistema deposicional de Mediona en la cadena Ibérica se ven sucedidas por otras en las que la influencia de un contexto estructural activo se hace sentir de manera manifiesta.

De manera general puede afirmarse que el conjunto de los materiales que integran la unidad cartográfica de Calanda-Fuentespalda fueron depositados en abanicos aluviales de entidad y estructuración diversa. En las zonas proximales de estos abanicos se desarrollaba predominantemente una sedimentación conglomerática que daba paso hacia zonas distales y marginales a otra fundamentalmente arcillosa, en zonas de llanura lutítica. En estos sectores podrían haber tenido lugar de manera incipiente o exten-

siva procesos evaporíticos con desarrollo de evaporitas intersticiales, o bien el desarrollo de áreas lacustre-palustres, en las cuales se producía la sedimentación y alteración edáfica de carbonatos. El desarrollo ocasional de facies, observado sobre todo en el sector de Fuentespalda (en los tramos más modernos de la unidad reconocidos en su sector de afloramiento oriental), denota que la entidad de los abanicos aluviales pudo ser ya importante y su estructuración compleja. En este mismo sector, las sucesiones secuenciales reconocidas denotan la existencia de importantes procesos de redistribución de los paleoambientes, que se desarrollaron de manera reiterada.

La falta de datos en torno a la edad precisa de las diversas unidades diferenciables y la dificultad en el establecimiento de las relaciones geométricas entre los afloramientos de los distintos sectores, desaconsejan por el momento la definición de unidades interpretativas, que carecerían de una base sólida. El principal problema radica en la posible diferenciación de un sistema deposicional inferior, de edad paleógena inferior, con respecto a otro u otros más modernos dentro de la unidad cartográfica definida.

II) LAS UNIDADES TERRIGENAS EOCENO-OLIGOCENAS DE PROCEDENCIA CATALANIDE: EL SISTEMA DEPOSICIONAL DE SCALA DEI (Grupo Scala Dei, COLOMBO 1980)

a) Introducción y generalidades

Dentro del sistema deposicional de Scala Dei se agrupan toda una serie de materiales terrígenos de características texturales variables, procedentes de la erosión de una extensa área fuente situada dentro de la unidad morfoestructural de los Catalánides.

COLOMBO (1980) define formalmente este conjunto de materiales terrígenos como Grupo Scala Dei, unidad de rango superior en la que engloba cuatro unidades formales con rango de formación: Fm. Conglomerados del Montsant (conteniendo los miembros de Sant Joan del Codolar y Creu Corbatera), Fm. Margalef, Fm. Flix y Fm. Blancafort (con los miembros Solivella y Rocafort). Dada las características de la definición de estas unidades formales, que se ajusta sensiblemente a un criterio genético, la definición formal e interpretación propuestas por el autor señalado son totalmente asimilables a la proposición de un sistema deposicional. Tal fué ya en la definición original la intención del autor, (COLOMBO, 1980, pp. 159). Dado que el trabajo repetidamente citado se ciñó a un estudio de los afloramientos terciarios más directamente relacionados con la alineación estructural catalánide, en la definición del Grupo no se tuvieron en cuenta unidades cuyos afloramientos se emplazaban en sectores más internos de la cuenca. De manera tentativa se incluye aquí en el sistema la unidad informal de las Lutitas y areniscas de Fraga.

La inclusión dentro del mismo sistema deposicional de unidades de litología diversa fué ya justificada por COLOMBO (1980) en su definición de la unidad formal de rango su-

perior de Scala Dei. Todo el conjunto de materiales aparecerían relacionados genéticamente entre sí, habiendo sido depositados en un dispositivo de abanicos aluviales con sus zonas proximales sensiblemente alineados, siguiendo la dirección de los Catalánides. En este contexto los depósitos proximales del sistema más directamente relacionados con el margen tectónicamente activo (Fm Montsant) reflejan claramente las incidencias de una sedimentación que se desarrolló bajo un estrecho control estructural, tal como lo indican las discordancias progresivas reconocidas. Por el contrario, los materiales depositados en las zonas medias y distales del sistema (Fm. Margalef, Fm. Flix, Fm. Blancafort, Unidad de Lutitas y areniscas de Fraga) muestran en un grado mínimo o nulo tales influencias. Este hecho es tanto más cierto cuanto mayor es la expansión de los materiales hacia sectores centrales de la cuenca.

La individualización del Grupo Scala Dei con respecto a otros sistemas deposicionales terrígenos con los que aparece espacialmente relacionado, puede realizarse en orden a varios puntos de vista.

Desde un punto de vista cronológico, el inicio del desarrollo del sistema Scala Dei es ligeramente posterior a la sedimentación de la unidad de los conglomerados de Sant Miquel aflorante en sectores más nord-orientales (COLOMBO, 1980; ANADON et al. 1979). El ámbito del sistema queda además prácticamente restringido hacia el NE por el importante accidente de zócalo del Francolí. Desde el área directamente afectada por el mismo y hasta la zona de enlace entre las alineaciones catalánides e ibérica, los materiales del sistema se extienden con un buen desarrollo. Más allá del citado sector, es difícil reconocer una presencia extensiva de los mismos y por el momento, parecen quedar restringidos espacialmente el ámbito catalánide de la cuenca o a sectores inmediatamente vecinos a su extremo SW. Por otra parte, las formaciones terrígenas del ámbito ibérico (Sistema Matarranya-Guadalope) que muestran con el margen de

cuenca relaciones a grandes rasgos semejantes a las que guarda el sistema Scala Dei con el borde catalánide, son de edad claramente Oligocénica-Aquitaniense, dentro de los datos hasta hoy disponibles (exclusivamente superficiales). Este hecho implicaría un decalaje cronológico y apreciable entre las fases de desarrollo principal conocidas de ambos sistemas. A esta diferenciación cronológica cabe añadir que el control estructural de la sedimentación de los materiales terrígenos del sistema Matarranya-Guadalope fué ejercido fundamentalmente por los accidentes de la alineación estructural ibérica. Por otra parte, tal como se justificará en apartados sucesivos, la expansión hacia el NE de las facies fluviales del sistema Matarranya-Guadalope parece coincidir con una fase de retracción generalizada de los conos del sector SW del sistema de Scala-Dei. Ello abogaría a favor de la hipótesis de la existencia de controles estructurales bien diferenciados en el espacio y el tiempo para cada sistema deposicional, a pesar de que existió cierta contemporaneidad parcial entre ambos.

Las áreas distales marginales del sistema Scala-Dei, sea cual sea su expansión hacia el centro de la cuenca, aparecen también relacionadas en diverso grado con las unidades del sistema deposicional terrígeno-carbonatado de Los Monegros. Esta relación varía desde la presencia de cuñas de rocas carbonatadas que se expanden desde su depocentro hasta las proximidades del margen catalánide de la cuenca (sectores de Bot-Les Cendroses, Gandesa, Corbera d'Ebre) hasta la estrecha interdigitación observada en los sectores situados al NE y W de la confluencia de los cursos del Ebro y del Matarranya.

b) Formación Montsant (COLOMBO, 1980)Antecedentes y descripción

COLOMBO (1980) agrupa dentro de esta unidad formal los materiales predominantemente conglomeráticos que se desarrollan por encima de los niveles superiores del Grupo Pontils y que vertical y lateralmente pasan a la Fm Margalef. Este mismo autor (op. cit. p. 160) sintetiza los antecedentes existentes sobre la unidad, a la cual ya previamente se había prestado atención con mayor o menor detalle (SCHRIEL, 1929; ASHAUER & TEICHMÜLLER, 1935; LLOPIS, 1947; GROSS, 1968). En la actualidad es objeto de estudio por diversos autores (COLOMBO y ROBLES OROZCO).

La unidad aparece constituida preferentemente por conglomerados de características texturales variables. De manera por lo general más subordinada, se reconoce la presencia de arenitas y lutitas. Sólo de modo muy ocasional se ha observado la presencia de niveles poco potentes de rocas carbonatadas.

Las litofacies lutíticas dominantes son materiales masivos ocre-amarillentos o rojos que sólo a veces muestran laminación paralela. Pueden presentar una decoloración a tonos grises, asociada a zonas de bioturbación verticalizada muy extensa. Con frecuencia contienen una fracción clástica de tamaño arena dispersos en su seno.

Los materiales areníticos pueden presentarse como niveles de baja potencia intercalados en los tramos lutíticos; o bien como tramos o niveles de potencia media (desde varios decímetros a algo menos de 1 m.) que aparecen coronando secuencias granodecrecientes, iniciadas con un término conglomerático basal. Se trata fundamentalmente de litocalcarenitas y arenitas líticas. La fracción litoclástica carbonatada procede fundamentalmente de la erosión de los materiales mesozoicos del área fuente. Los cuerpos arenosos son predominantemente de amplia extensión lateral y muestran

en su interior estructuras de corriente (laminación y estratificación cruzadas), cuya secuencia vertical muestra una disminución progresiva de la intensidad del flujo, de base a techo de los niveles. La bioturbación intensa puede conferir a éstos un aspecto masivo.

Los conglomerados muestran de modo generalizado una fábrica de soporte de clastos de redondeados a subangulosos. Estos alcanzan tamaños de varios decímetros de diámetro si bien por lo general oscilan entre 5 y 15 cm. La granulometría de los clastos es variable según sea los sectores y las secuencias que se consideren. La matriz arenosa está constituida predominantemente por granos carbonatados y sólo de manera subordinada aparecen granos de cuarzo. De manera restringida hacen su aparición niveles que muestran un mayor desarrollo de una matriz lutítica que llega a ser predominante (conglomerados con soporte de matriz). Dentro del conjunto de materiales conglomeráticos cabe diferenciar distintas litofacies deposicionales entre las que cabe destacar la presencia de conglomerados masivos y con estratificación plana o cruzada (planar o de surco). Con relativa frecuencia se reconocen en el seno de los conglomerados masivos la presencia de imbricación de clastos. Estos materiales aparecen constituyendo tramos de potencia métrica a decamétrica, en el seno de los cuales se observan episodios deposicionales individuales de potencias decimétricas (con una media de 50 cm). Estos episodios discretos suelen mostrar una tendencia a la gradación normal del tamaño de los clastos, si bien el carácter heterométrico de algunos niveles impide apreciar siempre con claridad este hecho. La base de los niveles suele ser erosiva planar y sólo localmente hacen su aparición excavaciones locales (scours) muy visibles cuando los materiales se instalan sobre lutitas.

En conjunto, las sucesiones conglomeráticas están constituidas por secuencias de distinto orden dentro de las cuales se observan tendencias diversas considerando la granulometría y la potencia de los niveles. Se carece en la actua-

lidad de un conocimiento detallado de estas sucesiones secuenciales (en curso de estudio) pero es muy probable que varíen localmente en cada abanico individual.

Los escasos niveles de carbonatos reconocidos son calizas micríticas con una fracción terrígena variable, de color gris. Frecuentemente muestran un moteado versicolor y una intensa bioturbación con tendencia a la verticalidad y contienen restos de organismos límnicos.

Geometría y relaciones estratigráficas

Los materiales de esta formación se extienden con una marcada continuidad a lo largo del margen catalánide de la cuenca desde sectores situados inmediatamente al NE de la Sierra del Montsant hasta otros al SW de Fuentespalda, en la terminación periclinal de la estructura de Beceite (Esquemas C y C'). COLOMBO (1980) registra diversas potencias según los sectores que se consideren: 950 m en la zona del Montsant; 550 m en La Llena; 620 en La Picososa; 450 en Corbera d'Ébre; de 760 a 820 en el sector de Gandesa-Puig Cavaller; 650 metros en La Ermita de Horta de Sant Joan. Esta notable variabilidad local a lo largo de la extensión de afloramiento es debida en esencia a la propia naturaleza de los depósitos y al control estructural al que se vieron sometidos durante su formación.

La formación de conglomerados pasa de manera más o menos brusca, lateral y/o verticalmente a la unidad lutítica, conglomerática y arenosa de Margalef. Este tránsito es relativamente rápido en los sectores más suroccidentales en los que se desarrolla la unidad (ver apartado de interpretación y significado del sistema Scala-Dei), y se realiza mediante un progresivo deshilachamiento de los niveles masivos de conglomerados que se interdigitan con tramos lutíticos. En ellos los cuerpos conglomeráticos aparecen bien individualizados y tienden a modificar su geometría, que pasa a ser lenticular.

Contenido paleontológico y edad

El contenido paleontológico de esta unidad se restringe a la presencia de organismos límnicos (carófitas, gasterópodos, ostrácodos) en los niveles carbonatados lacustres. Por otra parte alcanzan un buen desarrollo las construcciones oncolíticas de cianofíceas (COLOMBO, 1980) las cuales aparecen fundamentalmente asociadas a los niveles terrígenos gruesos de geometría lenticular de la formación (COLOMBO, 1980).

La edad de esta unidad, a falta de mayores precisiones, debe estar comprendida entre la de los tramos altos del Grupo Pontils en este sector de los Catalánides ("Auversienne", equivalente a un tránsito Luteciense Bartonense) y la de las unidades terrígenas desarrolladas hacia el centro de cuenca y genéticamente relacionadas con ella (Oligoceno superior bajo para la formación Flix en el sector de Gaudesa y Oligoceno superior alto para la unidad de Lutitas y Areniscas de Fraga).

Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

En su conjunto, la formación de los conglomerados del Montsant es interpretable como el resultado de la sedimentación de materiales en zonas proximales de un sistema de abanicos aluviales implantado en el margen tectónicamente activo de los Catalánides, desde el Eoceno medio-superior al Oligoceno superior.

La justificación y desarrollo detallados de esta interpretación se encuentran indicados en el trabajo previo de COLOMBO (1980).

c) Formación Margalef (COLOMBO, 1980)Antecedentes y descripción

COLOMBO (1980) reúne en esta unidad formal un conjunto de materiales terrígenos que se desarrollan vertical y lateralmente por encima de la Fm. Montsant y a su vez grada del mismo modo a la Fm Flix. La formación Margalef se define pues como una unidad transicional. El mismo autor (op. cit. pg. 205) sintetiza los antecedentes existentes sobre la unidad hasta el momento de la finalización de su trabajo. Con posterioridad, la unidad ha sido objeto de trabajos de tipo sedimentológico, centrados especialmente en las facies fluviales (ALLEN et al. 1983).

Los términos litológicos reconocidos en esta unidad son totalmente análogos a los descritos en la anterior. La principal diferencia radica en su diferente desarrollo porcentual. Los materiales conglomeráticos pierden importancia dejando de ser dominantes en favor de lutitas y areniscas. Además su granulometría se hace más fina, al mismo tiempo que la morfología de sus clastos pasa a ser predominantemente bien redondeada. Sus niveles pierden gradualmente continuidad lateral, haciéndose cada vez más lenticulares a medida que aumenta la distancia con los sectores en los que se produce el tránsito lateral con la Fm. Montsant. Los litosomas muestran claras cicatrices erosivas de entidad diversa, indicando el carácter multiepisódico de los depósitos, el cual se va haciendo cada vez menos evidente (quizá por motivos puramente texturales que dificultan su apreciación) en los sectores más distales.

En los sectores nord-orientales del sistema, en los que la formación Margalef alcanza un notable desarrollo areal (ver Esquemas C y C'), la estructuración de los materiales terrígenos gruesos se resuelve con la implantación de una red de paleocanales conglomerático-arenosos. Sus características geométricas y litológicas se van modificando gradual-

mente hacia los sectores centrales de la cuenca. De ser predominantemente conglomeráticos y multiepisódicos gradan a cuerpos predominantemente areníticos y con un carácter multiepisódico poco desarrollado o claramente monoepisódico. A este hecho se añade el que los cuerpos terrígenos presentan cada vez con mayor frecuencia indicios de acreción lateral (ALLEN et al. 1982).

En los sectores suroccidentales del sistema, a diferencia de lo referido en los nordorientales, la extensión areal de la formación aparece muy restringida. Los materiales conglomeráticos de la unidad se deshilachan rápidamente perdiendo entidad y dan lugar a pequeños lentículos conglomerático arenosos, que representan el desarrollo de pequeños paleocanales. Estos no parecen estructurar una red fluvial semejante a la observada en el área del Montsant, sino que rápidamente se diluyen, pasando el conjunto de la unidad a las facies predominantemente lutíticas de la Fm Flix en el sector.

Geometría y relaciones estratigráficas

Al NW de la Depresión del Ebro, los materiales de esta formación se extienden desde las inmediaciones del margen catalánide de la cuenca hasta Maials, prolongándose de forma radial hasta las inmediaciones de L'Espluga de Francolí. Al SW de la Depresión, los materiales de la formación se disponen como una franja subparalela, estrechamente relacionada con los afloramientos de la formación Montsant y poco expandida, en su parte superior más visible, hacia el centro de la cuenca.

En la región del Montsant, la unidad presenta potencias oscilantes entre 300 y casi 500 m y aparece relacionada lateralmente con las formaciones Montsant (a la que también recubre), Flix y Blancafort. Así mismo, el conjunto de la formación aparece allí recubierto por facies lutítico carbonatadas adscritas aquí de manera tentativa a la formación Blancafort. En las áreas más meridionales la potencia visible en afloramiento es de 100 a 200 m variando localmente.

En estos sectores la unidad aparece relacionada vertical y lateralmente con los conglomerados de la formación Montsant. Su tránsito hacia las facies lutíticas de la Fm. Flix es extraordinariamente rápido y se realiza en el espacio de muy pocos kilómetros.

Contenido paleobiológico y edad

COLOMBO (1980, pp. 213) recoge la cita de restos vegetales en niveles carbonatados existentes hacia la parte media y superior de la unidad en el sector del Montsant (SOLE et al. 1975). Aparte de esta cita, no se conocen datos registrados en torno al contenido paleobiológico de la unidad. Su edad en los tramos más superiores relacionables con la base de los niveles de la unidad carbonatada de Mequinenza debe ser oligocénica superior. Los tramos más basales corresponderían sin duda a un Oligoceno inferior.

Interpretación paleoambiental y significado dentro del contexto general

En su conjunto la formación de las areniscas de Margalef es interpretable de manera diversa según sea el sector que se considere. En la región del Montsant, al NE del valle del Ebro, la unidad corresponde a los depósitos desarrollados en una zona media de un sistema de abanicos aluviales el cual distalmente daba origen a una red fluvial de canales efímeros, de carácter multiepisódico. Estos mostraban una tendencia a la acreción vertical en las zonas proximales e incipientemente desarrollaban acreciones laterales en los episodios finales de su evolución, y hacia las zonas distales.

En los sectores suroccidentales, la formación se configura como un simple elemento de tránsito entre los materiales conglomeráticos masivos de la formación Montsant y las lutitas de la formación Flix, y se desarrolló en las zonas medias y medias distales del sistema de abanicos aluviales.

d) Formación Flix (COLOMBO, 1980)Antecedentes v descripción

COLOMBO (1980) propone la agrupación, dentro de esta unidad formal, de un conjunto de materiales predominantemente lutíticos, en los que aparecen intercalados con frecuencia variables según los tramos y sectores, niveles de arenitas, calizas y yesos nodulares. Estos materiales se situarían en el área tipo entre la formación Margalef, de la cual gradarían vertical y lateralmente, y las unidades de Mequinenza y Granja d'Escarp (Fm Fatarella de COLOMBO, 1980).

El autor señalado (op. cit, pp. 222) indica los antecedentes de la unidad, a la cual sólo se habían dedicado observaciones poco detalladas. Por otra parte establece que la misma se extiende desde el área tipo, en la zona de Flix, hacia el SW, siguiendo una alineación similar a la mostrada por los afloramientos de las formaciones Montsant y Margalef. De este modo los afloramientos de la unidad se prolongan a lo largo de todo el margen catalánide de la cuenca, muy adosados al mismo, alcanzando el sector de Cretas-Valderrobles. A lo largo de este extenso afloramiento, es posible observar que la composición litológica e incluso el significado sedimentológico de detalle de la formación experimentan sensibles variaciones, según sea el sector considerado.

En el área tipo, la formación Flix aparece constituida por tramos métricos y decamétricos de lutitas rojas masivas, en las que raramente se ha preservado la laminación inicial. Aparecen con relativa frecuencia niveles con bioturbación vertical asociada a una coloración versicolor. De manera ocasional los niveles lutíticos contienen nódulos milimétricos de yeso nodular alabastrino. En este sector los tramos de facies lutíticas intercalan con frecuencia variable, según sea su situación dentro del sistema sedimentario, niveles de areniscas líticas de amplia extensión lateral y lenticulares. En su seno es posible reconocer la presencia de

estructuras de corriente y en algunos casos muestran indicios de acreción lateral y rellenos lutíticos de abandono de canal. Igualmente, la proporción relativa de niveles de carbonatos puede ser variable, tendiendo a ser mayor hacia los tramos transicionales a la base de la formación Mequinenza (perfil de Ribarroja (FR), ms. O-170). Esta constitución litológica típica se mantiene con muy ligeras variantes desde Ascó hasta el sector de Camposines, a partir de donde ya empiezan a observarse algunos cambios (perfil de Les Camposines, FCP, m O-140).

De este modo más hacia el SW, en el sector de Bot-Les Cendroses, Gandesa y Corbera se advierte que la parte basal aflorante de la unidad Flix, en el sector se caracteriza por un claro predominio de las litofacies lutíticas rojas, masivas en las que aparecen intercalados ocasionalmente niveles milimétricos y centimétricos de arenitas, con laminación paralela y cruzada. Intercalados en los tramos rojos aparecen niveles de muy escasa entidad de colores verde-grisáceos y grises. Estos niveles, contienen a menudo restos de carófitas y con menor frecuencia han librado dientes de peces (Leuciscinae) y de micromamíferos (Gandesa) (Perfil de Bot LBo, ms O-55).

Dentro de los mismos sectores, si bien predominando en niveles más altos, se observa la frecuente intercalación en los tramos lutíticos de niveles decimétricos a métricos de areniscas líticas, las cuales integran litosomas de elevada relación anchura/altura, en los que se aprecian indicios de acreción lateral. Estos materiales se caracterizan por presentar coloraciones ocre-amarillentas y versicolores, con motas rosáceas y grises. Asimismo muestran en ocasiones un incipiente desarrollo de nódulos de evaporitas intersticiales (Perfiles de Bot (LBo ms 55-85) y Les Cendroses (LLC, ms O-90)). De manera menos frecuente aparecen en estos tramos niveles lenticulares de baja relación anchura/altura, atribuibles a depósitos de canales de baja sinuosidad.

Por último, ya en los sectores más suroccidentales donde aflora la unidad (Cretas-Valderrobles) se observan ligeros cambios en las facies litológicas dominantes. En este sector la unidad aparece constituida predominantemente por niveles lutíticos de coloración variable, en los que se intercalan a menudo en su parte basal, tramos de niveles de pocos cm. areniscas líticas y litocalcarenitas de amplia extensión lateral. Con menor frecuencia se observan niveles lenticulares de potencia métrica o menor. En los tramos más superiores la unidad presenta además una cierta profusión de niveles de calizas, así como de niveles lenticulares de areniscas (paleocanales) de espesor métrico. De modo muy subordinado, sobre todo en los sectores próximos a la transición con la formación Margalef, pueden observarse niveles poco potentes de conglomerados finos o microconglomerados. Las características más peculiares referidas a este sector consisten en el desarrollo frecuente, en los tramos más superiores, de una asociación de facies lutítica y lutítico-carbonatada en la que se observan con frecuencia procesos de formación de niveles de nódulos carbonatados y rizocrecimientos (Ermita de Sta. Rosa, al E de Cretas), así como transformaciones diagenéticas de los carbonatos (marmorización, fisuración-brechificación, perforación por raíces). Por otra parte, es en el sector de Cretas donde mejor se observa la inter-relación de facies fluviales de procedencia ibérica con las facies lutíticas de la formación Flix. La influencia de los materiales terrígenos de procedencia ibérica queda registrada por el amplio desarrollo de paleocanales que en planta muestran una clara orientación WSW-ENE y cuyas estructuras muestran un sentido de corriente hacia el E.

En sectores más septentrionales en la margen izquierda del río Ebro, entre Ribarroja y Mequinenza, se aprecia que respecto a lo observable en el área de Flix se incrementa el porcentaje de arenitas, así como la ocurrencia de niveles o tramos carbonatados de espesor métrico, que se hace más frecuente (perfiles de Almatret (LAL, m 0-90)

y Mina del Pilar (LMP, m O-85)). Este hecho aparece estrechamente relacionado con la configuración de facies de la formación Margalef en el sector. A los cambios relativos a la litología se añaden otros relacionados con la coloración y disposición sedimentaria de los materiales. En el primer caso se observa que las coloraciones predominantemente rojas observables en los sectores de Ribarroja, Flix y Ascó, dejan paso a otras tonalidades versicolores e incluso verde-grisáceas, principalmente cuando las intercalaciones carbonatadas se hacen frecuentes. En cuanto a los materiales, los tramos terrígenos aparecen constituidos por arenitas líticas de grano fino a medio, que intercalan niveles de lutitas rojizas, grises y moteadas, así como niveles poco potentes y claramente lenticulares de caliza. Los niveles de arenitas presentan potencias oscilantes entre 0,5 y 2 m y muestran geometrías diversas. Destacan claramente dos tipos extremos de litosomas. El primero de ellos consiste en cuerpos de amplísima extensión lateral (varios centenares de m) y escasa potencia relativa (nunca más de 3 m). El segundo se corresponde con los típicos lentículos de base excavada y con alas de expansión, atribuibles a paleocanales fluviales. Algunos de los cuerpos muestran claros indicios de migración lateral y no son infrecuentes los rellenos lutíticos de abandono de canal.

Los tramos que intercalan carbonatos, se caracterizan por presentar un menor porcentaje de niveles de arenisca, hecho al que va asociado un predominio neto de los colores verde-grisáceos. Las areniscas son de grano fino a muy fino, con esporádicas ocurrencias de lentículos de microconglomerado de cantos carbonatados. Los materiales lutíticos son de color gris dominante, si bien localmente presentan tonos abigarrados con motas rojas. En estos casos es posible observar la presencia de restos limonitizados de raíces. Los materiales carbonatados aparecen constituyendo niveles centimétricos a decimétricos lenticulares, de colores gris, pardo-beige y gris oscuro. Presentan un elevado contenido en organismos límnicos y alternan con niveles de lignito de

escasa entidad. Agrupados en tramos, alcanzan potencias próximas a diez metros.

Geometría y relaciones estratigráficas

Los afloramientos de la formación Flix, se extienden a lo largo del Valle del Ebro, desde su confluencia con el Segre y hasta que penetra en los relieves de los catalánides, al Este de Ascó. Desde esta localidad se extienden franjeando el margen de la depresión del Ebro, y alcanzan la zona de Valderobles (Esquemas C y C'). La potencia de la unidad, dada la imposibilidad de conocer su base es difícil de evaluar. COLOMBO (1980) señala unos 300 metros en el área de Flix. Hacia los sectores más meridionales las potencias estimadas no son inferiores a algunos centenares de metros, sin rebasar en superficie los cuatrocientos.

Esta unidad, en el sector de Flix-Ribarroja se configura como un equivalente lateral de las facies fluviales de la formación Margalef. Las sucesiones lutítico-areníticas observadas en los perfiles de Almatret (LAL) y Mina del Pilar (LMP), correspondería a un episodio concreto de la evolución hacia zonas distales, sometidas a influencia lacustre, de esta red fluvial. Dentro del sector la unidad aparece recubierta por la formación Mequinenza. Esta relación entre ambas unidades se mantiene en los sectores más meridionales, donde la formación Flix, hacia el margen catalánide, pasa lateralmente a las facies lutítico-conglomeráticas de la Fm Margalef. El progresivo paso lateral de la formación Mequinenza a la formación Caspe hace que en los sectores más suroccidentales donde aflora la Fm Flix, ésta aparezca recubierta por las facies fluviales de procedencia ibérica. Las claras influencias fluviales reconocidas en la unidad de Flix (a partir del sector de Bot-Gandesa) y las relaciones existentes en el sector de Valderobles entre los afloramientos de ambas unidades, permiten sostener la existencia de un tránsito lateral entre ellas.

Contenido paleobiológico y edad

Hasta el momento, del muestreo realizado en los diversos perfiles y sectores en los cuales afloraba la unidad (Bot, Gandesa, Ribarroja, Mina del Pilar) ha resultado la presencia de las siguientes especies de carófitas:

Nitellopsis (Tectochara) meriani (L & N GRAMBAST) GRAMB. & SOULIÉ-MARSCHÉ

Rhabdochara praelengeri CASTEL

Chara notata GRAMBAST & PAUL

Chara microcera GRAMBAST & PAUL

Dos de estas especies muestran una dispersión temporal muy amplia que abarca desde el Oligoceno hasta el Mioceno superior (N.(T.) meriani, Ch. notata). Las restantes, aun contando con una distribución algo más restringida no permiten precisar más que una edad muy aproximativa: Oligoceno superior a Aquitaniense.

El descubrimiento de un yacimiento de micromamíferos en la zona de Gandesa (ver mapa de situación) ha permitido mediante muestreo reconocer la presencia de las siguientes especies:

Eucricetodon huberi (SCHAUB)

Pseudocricetodon montalbanensis THALER

Eomys zittelli (SCHLOSSER)

Gliravus aff. tenuis BAHLO

Archaeomys (A.) major SCHLOSSER

Issiodoromys aff. minor (SCHLOSSER)

La localización de dos niveles con micromamíferos en el sector del Barranco del Aiguamoll al sur del Montmeneu (sector del perfil de mina del Pilar) ha permitido reconocer en los tramos más superiores de la unidad la presencia de Eucricetodon aff. huberi.

La asociación de micromamíferos de Gandesa permite incluir los materiales de los tramos inferiores de la Fm Flix

en el sector dentro del Oligoceno superior bajo, (biozona local A, correlacionable con la biozona del nivel referencial de Antoingt (FAHLBUSCH, 1976).

La especie reconocida en los yacimientos próximos al techo de la unidad en el sector del perfil de Mina del Pilar no es lo suficientemente característica. Sin embargo una asociación de micromamíferos fósiles recogida en un nivel ligeramente superior, ya dentro de los tramos basales de la unidad de Mequinenza (Mina del Pilar 3), permite atribuir a la parte superior de la Fm Flix en el sector una unidad Oligocénica superior más moderna que la registrada en Gandesa: Parte alta de la Biozona local B₁, correlacionable tentativamente con la biozona del nivel mastológico de Bonningen (FAHLBUSCH, 1976).

Así pues, el conjunto de los afloramientos observables de la formación Flix presentan una edad oligocénica superior, pudiéndose diferenciar en ella la presencia de dos biozonas locales correlacionables con los niveles guía referenciales de Antoingt y Bonningen.

Interpretación paleoambiental y significado dentro del contexto general

La formación Flix se configura como una unidad predominantemente terrígena desarrollada en zonas distales-marginales del sistema de abanicos de Scala-Dei. La diferencia de contextos paleoambientales que se registra en la unidad estudiando los diferentes sectores, va estrechamente ligada con las variaciones locales del dispositivo sedimentario del sistema.

En la zona del Montsant (sectores de Flix, Ascó) la unidad muestra numerosas características que permiten deducir un contexto deposicional de llanura lutítica marginal, sometida a esporádicas influencias fluviales y al desarrollo de procesos evaporíticos. En los sectores más septentrionales (Ribarroja, Valle del Ebro) el conjunto de los

tramos de la unidad muestra un acusado carácter fluvial, comparable con su paso lateral (no obstante claramente en superficie) a partir del cinturón de facies fluviales de la formación Margalef. Estas facies fluviales predominantemente arenosas llegan a ponerse en relación con las áreas lacustres de "centro" de cuenca, dando lugar a pequeños sistemas deltaicos.

En el resto de los sectores, el conjunto de las sucesiones son el resultado de la sedimentación en llanuras lutíticas distales del sistema de abanicos aluviales cuyas facies terrígenas gruesas aparecen fuertemente adosadas al margen de cuenca. Estas llanuras lutíticas estaban sometidas a condiciones subaéreas o bien a condiciones alternantes de humidificación, desecación o encharcamiento. La mayor parte de los aportes terrígenos procedentes de los conos de deyección, alcanzaban la zona gracias a la acción de flujos acuosos no confinados. Desde este punto de vista, los escasos canales de procedencia catalánide eran por lo general poco importantes. Por lo demás serían asimilables a una red de drenaje poco expandida de los abanicos sudoccidentales del sistema de Scala Dei.

La red de canales de dirección de aporte WSW-ENE reconocida claramente en el sector de Cretas, estrechamente asociada a la facies de llanura lutítica, sería un claro exponente de la expansión en esa dirección de las facies fluviales del sistema deposicional Matarranya-Guadalope.

e) Formación BlancafortAntecedentes y descripción

COLOMBO, (1980) propone agrupar dentro de esta unidad formal un conjunto de materiales predominantemente lutítico arenosos, que sitúa entre la Formación Sarral y la Formación Tárrega. El mismo autor expone los antecedentes en torno a los estudios existentes sobre estos materiales (pp. 234-235).

Dentro de la descripción de la unidad COLOMBO (1980) establece la existencia de dos miembros:

Mb. Rocafort: Constituido por lutitas en las que son frecuentes los niveles arenosos y sólo raramente conglomeráticos. Igualmente son frecuentes los tramos de lutitas con yesos.

Mb. Solivella: Transicional respecto al anterior, el cual recubre, este miembro muestra un mayor predominio de lutitas, que localmente pueden presentar con frecuencia niveles de arenitas y no suelen contener yesos. En este miembro aparecen intercalaciones carbonatadas que se van haciendo cada vez más frecuentes hacia la parte superior. COLOMBO, (1980) relaciona este hecho con un tránsito gradual hacia la formación Tárrega.

Geometría y relaciones estratigráficas

En este trabajo se ha adoptado el criterio de extender superiormente el miembro Solivella, toda vez que sus características litológicas se prolongan a nuestro juicio más allá del límite establecido previamente. Los límites precisos de la unidad sólo serán establecidos con fiabilidad cuando se cuente con más datos cartográficos en torno al

sector de L'Esplugu de Francolí - Cervià- Les Borges Blanques. Con todo, la adopción del criterio indicado lleva a prolongar la posible extensión de la formación Blancafort hasta ponerla en relación lateral con la unidad de lutitas y calizas de Granja d'Escarp.

En el sector aquí considerado los afloramientos de la formación Blancafort se situarían en el área más oriental, disponiéndose sus afloramientos a modo de franja en torno a la formación Margalef, de la cual son un paso lateral en la zona más oriental y vertical en la zona situada al N de La Granadella.

COLOMBO (1980) estima la potencia visible de esta formación en unos 500 m, si bien deja patente que la gradualidad de sus tránsitos con otras unidades con las que está relacionada, puede hacer variar esta apreciación.

Contenido paleobiológico y edad

No se cuentan con datos del contenido paleobiológico específico de esta unidad. Sin embargo, teniendo en cuenta sus relaciones con las restantes existentes en la zona, cabe atribuirle una edad que oscilaría desde el Oligoceno inferior en su base (no aflorante) hasta el Oligoceno superior, en sus tramos más altos.

Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

COLOMBO (1980) establece que el conjunto de los materiales de esta unidad se sedimentaron predominantemente en llanuras lutíticas marginales-distales, que en el sector aquí considerado, se vieron sometidas a la influencia esporádica y más o menos acusada de los influjos terrígenos del abanico del Montsant.

En este sentido, la unidad Blancafort es claramente equivalente a la formación Flix. De hecho la diferenciación

de ambas formaciones se realizó en base a la discontinuidad cartográfica existente entre ambas (COLOMBO, 1980). Es difícil por el momento precisar si existe un enlace entre ambas unidades, faltando datos de subsuelo. Entre tanto se confirme o no este hecho se ha respetado el criterio utilizado por el autor señalado.

f) La unidad de lutitas y areniscas de Fraga

Denominación y antecedentes

Se propone incluir bajo la denominación de unidad de lutitas y areniscas de Fraga un conjunto de materiales terrígenos en los que predominan netamente las lutitas, las cuales intercalan con frecuencia variable niveles lenticulares de areniscas y de manera más ocasional capas poco potentes de calizas. Estos materiales son claramente inferiores con respecto a los materiales medios de la cuesta de Fraga (Lutitas de la Cuesta de Fraga) y presentan un marcado tránsito vertical-lateral con respecto a la unidad de las lutitas y calizas de Granja d'Escarp, comprendida en la formación Mequinenza. Sus mejores afloramientos se sitúan en torno a la población de Fraga, de la cual toman la denominación propuesta.

QUIRANTES (1969, 1978) parece incluir estos materiales dentro de las formaciones de Sariñena y Mequinenza, señalando implícitamente en este último caso la posibilidad de un fuerte cambio lateral. La naturaleza de este cambio y la total disparidad genética entre los tramos predominantemente terrígenos que afloran en el sector comprendido entre los ríos Cinca y Segre, y los terrígenos carbonatados situados más al oeste y al sur (Fm. Mequinenza), aconsejan diferenciar dos unidades discretas.

Con respecto a la formación Sariñena, los materiales de la unidad aquí propuesta carecen en el sector estudiado de una directa relación geométrica y genética, por cuanto son netamente inferiores, hecho confirmado por el contenido paleontológico reconocido en ambas unidades (CRUSAFONT, RIBA y VILLENA, 1966; ver apartado de contenido paleontológico de esta unidad).

Descripción

Los materiales de la unidad de lutitas y areniscas de Fraga afloran de manera extensiva (dentro del sector estudiado) en los alrededores de la mencionada población (Esquema C). La totalidad de los afloramientos quedan comprendidos entre los cursos de los ríos Cinca y Segre, aflorando sobre todo en las zonas de "bad-lands" desarrolladas desde Serós a Fraga. Hacia el norte, la disposición estructural de los materiales ligeramente inclinados hacia el NW, implica su desaparición por debajo de los materiales predominantemente lutíticos y carbonatados de la formación Mequinenza, representados por la unidad de lutitas y calizas de Granja d'Escarp. Es muy probable que la unidad se extienda más profundamente hacia el E, hacia sectores próximos a Lérida. Sin embargo en esa dirección existen extensos recubrimientos cuaternarios y un relieve poco acusado que dificultan su estudio.

Dentro de la unidad es posible distinguir dos tipos de sucesiones de materiales, sólo diferenciables en detalle. Ambos tipos aparecen estrechamente relacionados entre sí y corresponden a cambios de facies de carácter menor, transicionales (ver perfil Fraga (LF)):

- 1) Este tipo de sucesión (perfil LF, ms 0-70) está constituida por lutitas de tonos abigarrados (rojos, gris azulados, amarillentos) en los que se intercalan con frecuencia niveles de arenitas que pueden dar lugar localmente a tramos lenticulares de 10 m de potencia (LF, m 50).

Las lutitas se caracterizan esencialmente por su carácter masivo y por presentar en ocasiones una clara tendencia a la verticalidad del moteado. A menudo contienen desarrollos de nódulos carbonatados de tamaño milimétrico y crecimientos intersticiales de evaporitas (yeso lenticular) de tamaño milimétrico.

Las arenitas son areniscas líticas de grano fino a medio, y color ocre-rojizo, que intercalan de modo ocasional lentículos centimétricos de microconglomerado. Estos materiales constituyen cuerpos de geometría laxamente lenticular, de base erosiva y frecuentemente muy plana. Con frecuencia muestran superficies de acreción lateral. En su interior se reconoce la presencia de estratificación cruzada, si bien a menudo son masivas, de aspecto intensamente bioturbado.

Muy esporádicamente, es posible observar en estas sucesiones niveles grises de lutitas con un elevado contenido en carbonato y una gran profusión de organismos límnicos (Planorbidae); o bien niveles de calizas de igual coloración e idéntico contenido paleobiológico (perfil LF, m 4; m 28; m 75). Igualmente es posible observar la presencia de acumulaciones dispersas de restos de macro y micromamíferos (véase apartado de contenido paleontológico).

Este tipo de sucesiones aparece bien desarrollado en las inmediaciones de Fraga, con una potencia mínima visible de 90 m, y se extiende hacia sectores situados al este de la localidad: Les Petis, La Balsa, La Calmó, Sierra de la Brisa. Tal como se ha indicado puede pasar lateral y verticalmente a las sucesiones de otro tipo que serán descritas a continuación:

- 2) El segundo tipo de sucesión (perfil LF, ms 75-150) muestra una constitución litológica semejante a la anterior, si bien las proporciones relativas de lutitas y arenitas se modifican sensiblemente. Los ma-

teriales lutíticos, claramente predominantes, siguen mostrando coloraciones abigarradas, pero son más frecuentes los niveles de color rojo y el moteado no es tan frecuente e intenso como en las sucesiones anteriores. Los materiales areníticos no son tan frecuentes y muestran una clara tendencia a formar cuerpos tabulares, carentes de superficies de acreción lateral, o bien canales laxos monoepi-sódicos. La coloración de estos materiales es predominantemente gris-verdosa. Por último, los niveles de carbonatos, son más frecuentes, llegando incluso a observarse tramos de hasta tres metros de potencia de lutitas carbonatadas y calizas. Estas contienen organismos límnicos y son frecuentemente intraclásticas, mostrando brechificación atribuible a la acción de raíces.

Este tipo de sucesión, con una potencia visible de unos 70 m, se extiende desde sectores situados al sur de Fraga (vértice Escorpión) hasta El Pilaret (dentro del Valle del Cinca, al NW de Fraga). Hacia el E y NE, sucesiones de este tipo se indentan con las anteriormente descritas, en tanto que hacia el W y SW lo hacen con los materiales lutíticos y carbonatados de la unidad de lutitas y calizas de Granja d'Escarp. En este sentido la sucesión del tipo descrito se configuraría como claramente transicional entre la unidad de Granja d'Escarp y las lutitas y arenitas de Fraga. En Aitona se observa un incremento de los niveles de carbonatos en detrimento de los de areniscas.

Geometría y relaciones estratigráficas:

Tal como se ha indicado con anterioridad los afloramientos visibles de esta unidad en el sector estudiado aparecen recubiertos por los materiales de la unidad de Granja d'Escarp, a la cual también pueden pasar lateralmente cerca de la confluencia de los ríos Cinca y Segre. Si bien no ha sido precisado en este estudio las sucesiones de la

unidad deben pasar lateralmente hacia el SE a materiales similares a los reconocidos en el Valle del Ebro (tramos inferiores del perfil de Almatret - LAL) pertenecientes a la formación Flix. La falta de datos de sondeo impiden precisar con mayor detalle (Esquemas C y C').

Contenido paleobiológico y edad:

Como resultado de los muestreos realizados en los materiales de la unidad (ver perfil LF), se han podido obtener los siguientes resultados:

Los restos de palinomorfos fósiles reconocidos sólo permiten indicar la presencia de Pinus en mal estado de conservación.

Se ha reconocido la presencia de las siguientes especies de carófitas:

Lamprothamnium sp. (localmente abundante)
Nitellopsis (Tectochara) meriani (L & N GRAMBAST) GRAMBAST & SOULIE-MARSCHE
Stephanochara ungeri FEIST-CASTEL
Hornichara lagenaleis (STRAUB) HUANT & XU

El conjunto de las cuales sólo permitiría establecer una edad Oligocénica superior - Miocénica inferior, dentro del contexto de la cuenca.

Los restos de peces reconocidos en la unidad se restringen a dentición anterior de un Leuciscinae indeterminado y a restos dentarios atribuibles a "Leuciscus" cf. papyraceus (BRONN).

Hasta el momento sólo la parte basal del perfil de Fraga ha librado restos de micromamíferos (perfil LF, muestra 2) habiéndose reconocido:

Eucricetodon aff. dubius (SCHAUB)
Eomys aff. major FREUDENBERG

Por otra parte los muestreos realizados por personal investigador del Instituto Museo Provincial de Paleontología de Sabadell, (S. MOYA com. personal) han incrementado los datos en torno a los macrovertebrados reconocidos hasta la fecha en los materiales de la unidad (clasificados por J.F. de VILLALTA y dados a conocer por SOLE SABARIS, 1980) que hasta el presente son los siguientes:

Crocodilia indet.

Elomeryx borbonicus (GERVAIS)

Caenotherium sp.

Caenotheridae indet (cf. Caenomeryx)

Anthracootherium sp.

El conjunto de los materiales de mamíferos reconocidos en la zona de Fraga-Aitona (ver esquema D) y su posición estratigráfica permitirían atribuir los tramos inferiores de la unidad a la parte superior de la biozona local B₁, correlacionable con la biozona referencial de Bonningen. En su conjunto serían atribuibles a un Oligoceno superior medio (FAHLBUSCH, 1976). Es posible que los tramos más altos de las lutitas y areniscas de Fraga pudieran corresponder a la Biozona local B-2.

Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general:

La unidad de lutitas y areniscas de Fraga es interpretable como un conjunto de depósitos de llanura aluvial muy distal. En ella lateralmente aparecían relacionadas áreas en las cuales se desarrollaba una sedimentación fluvial en canales activos, con otras en las que la sedimentación se restringía a la desarrollada en las llanuras de inundación de los canales. Estos se caracterizaban predominantemente por su escasa entidad y eran en esencia cursos con transporte de sedimento por arrastre y suspensión, efímeros y con tendencia a desarrollar con frecuencia acreción lateral, lo cual indica su carácter sinuoso.

En torno a estos canales, se desarrollaban llanuras de inundación en las que tenían lugar de manera alternativa procesos de humidificación y encharcamiento, con desarrollo de suelos hidromorfos. En condiciones de evaporación adecuadas (que sólo se daban ocasionalmente) se producían desarrollos intersticiales incipientes de evaporitas. En ocasiones las condiciones de encharcamiento perduraban lo suficiente para que se desarrollasen pequeños lagos de estabilidad más acentuada. Si el influjo terrígeno a las áreas lacustres era escaso, podía desarrollarse una sedimentación carbonatada.

Aquellos sectores a los que la red de canales fluviales no llegaba a influir de manera continuada, se configuraban como llanuras lutíticas esporádicamente encharcadas y sometidas ocasionalmente a la expansión de las zonas lacustres que se desarrollaban predominantemente en los sectores hoy situados al W y S de la zona donde aflora la unidad.

Dentro del contexto general del sector suroriental de la cuenca, la unidad de Fraga se configura como un conjunto de asociaciones de facies fluviales distales del abanico del Montsant, en transición hacia las zonas de llanura lutítica que debieron desarrollarse alternativamente en sectores más internos de la cuenca, y con los que el cinturón de facies fluviales guardaba una estrecha relación.

g) Interpretación general y significación del Sistema Scala Dei

El conjunto del sistema deposicional de Scala Dei es interpretable como un dispositivo de abanicos aluviales de entidad y significado diverso. Dentro de este sistema las unidades litológicas representan a grandes rasgos los depósitos de distintos subambientes diferenciables. La Fm. Montsant representa los de zonas más proximales; la Fm Margalef, con sus diversas características, equivale a los propios de las zonas medias; las formaciones Flix y Blancafort y la unidad de lutitas y areniscas de Fraga, representan el conjunto de depósitos de distintos subambientes que se desarrollaron en las zonas marginales-distales del sistema.

COLOMBO (en ALLEN et al. 1983) define la existencia de distintas unidades genéticas de rango menor dentro del sistema: Abanicos del Montsant, La Picoso, Corbera, Puig Cavaller y La Ermita. Más hacia el SW cabe añadir aquí el de Valderrobles también configurado como una unidad genética.

La significación de estas unidades genéticas menores diferenciadas dentro del sistema es un tanto diferente y a este respecto la unidad deposicional del abanico del Montsant se configura como claramente diferenciada respecto a las restantes. Las diferencias radican en esencia en la mayor entidad y potencia de sus depósitos proximales, la mayor variedad de subambientes en las zonas medias-distales y su acentuada expansión hacia el centro de la cuenca.

En el abanico del Montsant, las facies conglomeráticas proximales (Fm conglomerados del Montsant) presentan las características comunes observables en las restantes subunidades deposicionales genéticas del sistema. Su conjunto es por ello interpretable como el resultado de la acción de corrientes tractivas acuosas de elevada compe-

tencia y no confinadas. Estas corrientes, en las fases de descenso del flujo y hacia las áreas distales, al perder competencia y extensión, podían tender a retrabajar los materiales conglomeráticos ya depositados y evolucionar incipientemente hacia pautas sedimentarias semejantes a las de los cursos entrelazados (RUST, 1978).

La principal diferencia del abanico del Montsant con respecto a los restantes radica en la distinta estructuración de sus facies medias y distales. La Fm Margalef se caracteriza aquí no sólo por presentar un cierto desarrollo de niveles conglomeráticos y arenosos de amplia extensión lateral (de origen análogo al de los depósitos conglomeráticos de la Fm Montsant). Además, distal y marginalmente, los materiales terrígenos gruesos se estructuran en forma de paleocanales fluviales. Esta red fluvial se expandía hacia el centro de la cuenca y sus cursos se caracterizaban por un claro predominio del transporte de sedimento por arrastre sobre el lecho, la acreción vertical y su carácter efímero, reflejado en los depósitos multiepisódicos (multi-storey) reconocidos en ellos (COLOMBO, 1980; ALLEN et al. 1983).

Por otra parte la formación Flix adoptaba dos tipos de desarrollos diferenciables sensiblemente en sus términos extremos pero claramente transicionales entre ambos:

- 1) por una parte las zonas distales hasta las cuales llegaba la expansión de las facies fluviales del abanico del Montsant, se configuraban como llanuras aluviales en las que todavía se desarrollaban con frecuencia depósitos fluviales, predominantemente arenosos, y con tendencia a migrar lateralmente. Las redes fluviales podían entrar en relación con las áreas lacustres dando lugar a ambientes transicionales de tipo deltaico de escala y entidad reducidas. De manera alternativa los cursos fluviales que no desembocaban en las zonas lacustres evolucionaban sensiblemente hacia la configuración de cursos cada vez de menor entidad, con una clara tendencia a la meandrificación. Las

llanuras aluviales se caracterizaban por la formación de zonas palustres en las cuales alternaban las condiciones de encharcamiento y exposición subaérea.

2) De otro lado, las zonas distales a las que no llegaba la expansión de las redes fluviales se configuraban como llanuras lutíticas en las cuales podían tener un extensivo desarrollo los procesos evaporíticos, con desarrollo de yeso intersticial. En menor grado, también podía producirse la implantación de áreas lacustres-palustres.

El resto de los abanicos aluviales que integran el sistema se caracterizan, al menos en las fases finales de su evolución, por la escasa expansión de sus facies proximales y medias hacia sectores centrales. En este sentido las unidades de La Pícosa, Corbera, Puig Cavaller, La Ermita y Valderrobles difieren sensiblemente de la del Montsant. En todas ellas, las facies conglomeráticas masivas sedimentadas por flujos no confinados de amplia extensión lateral (Fm Montsant) pasan rápidamente a sucesiones de lutitas, conglomerados y areniscas (Fm Margalef) en las que los materiales terrígenos gruesos muestran una génesis similar a la indicada para los materiales conglomeráticos proximales. Sin solución de continuidad, los niveles conglomeráticos se deshilachan rápidamente y en último extremo dan lugar a pequeños paleocanales de entidad mínima, los cuales gradan rápidamente a los depósitos predominantemente lutíticos de las llanuras lutíticas marginales distales (Fm Flix). En conjunto, el tránsito de facies conglomeráticas masivas a las lutíticas puede realizarse en un espacio de muy pocos kilómetros. (Esquema E).

Dentro de los sectores de llanuras lutíticas, se desarrolló un mosaico de subambientes los cuales aparecen estrechamente inter-relacionados entre sí como es usual en estos contextos. La mayor parte de los aportes terrígenos gruesos que alcanzaban el "mud-flat" lo hacían en forma de flujos acuosos no confinados, dando lugar a depósitos de areniscas o conglomerados según su competencia. En este

contexto, los canales de procedencia catalánide eran escasos y poco importantes, predominando los aportes del tipo indicado. Las condiciones de encharcamiento y desecación debieron ser frecuentemente alternantes en estos sectores distales del sistema deposicional. Cuando esta alternancia era lo suficientemente persistente, los materiales se veían transformados por procesos de hidromorfía con la formación de pseudo-gleys (paleosuelos hidromorfos) con rizocreaciones, nódulos de caliche etc. Caso de que las láminas de agua fueran más estables y llegasen a intersectar con la superficie topográfica, se formaban lagunas someras de amplia extensión areal en los que podían sedimentarse carbonatos palustres. Estos muestran los típicos moldes de raíces, (fisuración-brechificación, marmorización, etc.).

En los sectores más suroccidentales del sistema, las zonas de llanura lutítica se veían afectadas por el desarrollo expansivo de las facies fluviales del sistema Matarranya Guadaloque, lo cual implicaba el desarrollo de pequeños canales dentro del "mud-flat".

Desde un punto de vista evolutivo del contexto sedimentario, el sistema deposicional de Scala Dei se configura como el resultado de una migración del margen activo de la cuenca del Ebro hasta sectores próximos a los actuales márgenes morfológicos de la depresión (COLOMBO, 1980). Este hecho aparece reflejado en el tránsito a través de claras secuencias "coarsening - thickening upwards" desde los tramos superiores del Grupo Pontils (en los sectores al SW del accidente del Francolí) hasta la base de la Fm. Montsant.

A partir de los datos proporcionados en trabajos anteriores (COLOMBO, 1980) y los nuevos aportados por los muestreos realizados en la parte superior del Grupo Pontils, en los sectores del Prat de Comte y Horta de Sant Joan, es posible precisar que la iniciación de la actividad del sistema deposicional de Scala Dei se inició en el Eoceno medio-superior ("Auversienne", aproximadamente equivalente al tránsito Luteciense-Bartoniense).

Esta actividad fué estrechamente ligada a la actuación del importante accidente de zócalo de Cavalls-Pandols (Requena-Mora) que condiciona la distribución de las facies proximales del sistema de abanicos aluviales delimitando por otra parte el área subsidente en la cual se desarrollaba la sedimentación.

Uno de los hechos de mayor interés a analizar es la marcada diferenciación existente entre la unidad del abanico del Montsant y las restantes unidades genéticas diferenciadas hasta la fecha en el sistema. Cabe aquí considerar el papel jugado por los importantes accidentes de zócalo localizados en la zona en que se desarrolló el sistema. Entre ellos, por su posible influencia, merece destacarse la falla del Pla de Burgar. Es plausible que este accidente, al oeste del cual hacen su aparición los abanicos aluviales poco expandidos, delimitase la existencia de dos dominios estructurales dentro del área fuente del sistema de Scala Dei. Una evolución estructural fuertemente diferenciada podría haber condicionado la distinta configuración de los cinturones de facies aluviales. Si se observa las estructuras de los materiales mesozoicos en ambos lados de la fractura, se advierte que el bloque suroccidental se caracteriza por el desarrollo de una serie de estructuras compresivas que no se prodigan en el oriental. Ligado o no con este hecho, la falla del Pla de Burgar pudo haber conferido al sector de la cuenca situado al oeste una subsidencia relativa más rápida, lo cual favorecería el adosamiento de las facies aluviales al margen de cuenca y su estructuración en cinturones de estrecha amplitud. Asimismo, no debe olvidarse la mayor potencia que alcanzan los materiales conglomeráticos de la Fm Montsant en el sector del abanico del Montsant. Este hecho también vendría posiblemente motivado por el mismo control estructural ejercido por la fractura aludida.

El límite superior de la actuación del sistema es precisable considerando la edad de las formaciones a las cuales se considera que alcanza la influencia de sus aportes terrítenos. Dentro de la Unidad de las Lutitas y Areniscas

de Fraga se han reconocido un conjunto de especies de mamíferos que permiten atribuirlos a un Oligoceno superior alto ("Chattiense" superior). La edad Aquitaniense inferior propuesta para asociaciones de micromamíferos recogidos en tramos sensiblemente superiores (Unidad de las lutitas de la Cuenca de Fraga) restringe hacia arriba con certeza la actividad del sistema (concretamente de la unidad deposicional del Montsant) por debajo de este límite. La presencia en niveles lutíticos de la Fm Flix al NNW de Gandesa de una asociación de micromamíferos de edad Oligocénica superior baja, sugieren una edad ligeramente más antigua para la finalización de la actividad del sistema deposicional en el sector situado al SW de la falla del Pla de Burgar.

La mayor o menor actividad de los abanicos aluviales del sistema en las zonas sometidas a subsidencia relativa, aparece reflejada correlativamente en la expansión que experimentaron las facies lacustres carbonatadas hacia los sectores marginales de la cuenca del Ebro. Este hecho ya aparece recogido en trabajos previos (GROSS, 1974; COLOMBO, 1980) y su interpretación gira en torno a los hechos indicados: La progresiva retracción de los abanicos aluviales situados en el margen activo de la cuenca al SW del accidente de Pla de Burgar, implicó una fuerte expansión hacia sectores marginales (Gandesa, Bot) de las facies carbonatadas de origen lacustre. Una posible mayor prolongación de la actividad de la unidad deposicional del Montsant impidió por el contrario que tuviera lugar una manifiesta expansión hacia sectores más orientales de las facies lacustres carbonatadas, cuyos principales depocentros se situaban, a grandes rasgos, en sectores más centrales de la cuenca.

Estos "desplazamientos" hacia el sur de las facies lacustres y otros similares observados a lo largo de la evolución del sector oriental de la cuenca del Ebro en Cataluña durante el Paleógeno han sido reconsiderados recientemente por ALLEN y MANGE-RAJETZKY (1982) que contrastan la posibilidad de que la, al parecer menor, actividad tectónica

de los Catalánides durante el Oligoceno superior se correspondiera con una mayor actividad de los Pirineos, explicando la redistribución de las áreas lacustres en la cuenca y el cambio de los procesos sedimentarios en ella reconocidos (sedimentación terrígena a carbonatada). RIBA (1971) ya había señalado con anterioridad las redistribuciones de facies referidas, poniendo especial atención en el desplazamiento hacia el Sur del eje de la cuenca, hecho relacionado con la evolución del Pirineo.

Cabría matizar, con respecto a lo indicado por ALLEN y MAGNE-RAJETZKY (1982) que en el área aquí considerada no debe hablarse de un desplazamiento hacia el sur de las áreas de sedimentación lacustre carbonatada, sino de una expansión de las mismas, estrechamente relacionada con la evolución del margen catalánide de la cuenca y aparentemente poco controlada por una correlativa expansión meridional de facies fluviales de procedencia pirenaica.

III) UNIDADES TERRIGENAS OLIGOCENO-MIOCENICAS DE PROCEDEN-
CIA IBERICA: EL SISTEMA DEPOSICIONAL MATARRANYA-GUADA-
LOPE

a) Introducción y generalidades. Diferenciación del sistema

Dentro del sistema deposicional Matarranya-Guadalope se agrupan un conjunto de materiales predominantemente terrígenos, de características texturales variables, procedentes de la erosión de un área fuente situada en torno al área de engarce de las alineaciones estructurales ibérica y catalánide, y extendida hacia el NW. al menos hasta la zona situada al sur-sureste de Calanda.

Este sistema deposicional agruparía la unidad informal de los Conglomerados del Tastavins (Tramos de Ráfales (9) y Fórnoles (10), la Formación Caspe (11) (Quirantes, 1969, 1978), la unidad de Lutitas de La Codoñera (12) y la unidad terrígena de La Portella (13) (ver Esquemas C, C' y E).

La inclusión dentro del mismo sistema deposicional de las unidades indicadas se ajusta a los criterios genéticos indicados en la introducción. Todo el conjunto de materiales comprendido en las unidades enumeradas ha sido depositados en un importante dispositivo de abanicos aluviales ("fan-fluvial"), con sus zonas proximales situadas en un sector sensiblemente encuadrado dentro de la alineación ibérica o bien en la zona meridional situada en el enlace entre las alineaciones ibérica y catalánide.

Dentro de esta interpretación, la unidad de los conglomerados del Tastavins (9 y 10) se configura como el conjunto de materiales depositados en las zonas proximales del sistema de abanicos; la formación Caspe representa el cinturón de facies fluviales que se desarrolló en dirección hacia el centro de cuenca en las zonas medias y medias-dista-

les; las unidades predominantemente lutíticas de La Codoñera y La Portellada, fueron depositadas en zonas marginales del cinturón de facies fluviales. Estas han experimentado una gran expansión, y se relacionan distal y marginalmente con otros sistemas deposicionales. Hacia el W (fuera del área de interés) se relacionan con el complejo de Alcorisa-Hijar y deben tener cierta relación, por el momento no establecida, con los tramos superiores de la unidad cartográfica 3 (unidades paleógenas sometidas a deformación del dominio ibérico). Hacia el N y NE las facies fluviales se relacionan estrechamente con las sucesiones carbonatadas del sistema deposicional de los Monegros. Hacia el NNE se expanden siguiendo una dirección sensiblemente paralela a la alineación catalánide, relacionándose con las asociaciones de facies lutíticas distales (formación Flix) del sector SW del sistema de Scala-Dei.

La individualización del Sistema deposicional Matarranya-Guadalope con respecto a los sistemas deposicionales terrígenos con los que se encuentra espacial y cronológicamente relacionada, puede ser realizada, con diversos grados de precisión.

Su diferenciación con respecto al sistema Scala-Dei ya ha sido expuesta en el apartado correspondiente a la descripción del mismo. Aquí sólo cabe mencionar, a modo de recordatorio:

- La edad de la fase de actividad reconocida más importante del sistema Matarranya-Guadalope (Oligoceno-Mioceno inferior) es netamente más moderna que la atribuida al Scala-Dei (Eoceno medio-superior Oligoceno superior alto).
- El control estructural de la sedimentación de los materiales terrígenos en las zonas proximales del sistema que nos ocupa fué ejercido fundamentalmente por los accidentes de alineación estructural ibérica.

- Las fases de expansión hacia el NNE de las facies fluviales del sistema Matarranya-Guadalope parece coincidir con una fase retractiva generalizada de los abanicos del sistema Scala-Dei situados al SW del accidente de Pla de Burgar, lo cual implicaría que los controles estructurales de ambos sistemas aparecen bien diferenciados y conducen a pautas de evolución distintas e incluso opuestas.

Por otra parte, hacia sectores situados al NW de la zona de engarce entre las unidades estructurales de la Ibérica y los Catalánides, el sistema Matarranya-Guadalope aparece relacionado de forma todavía no bien conocida, con el complejo terrígeno de Alcorisa-Hijar (ANADON, et al. 1979). Este complejo, aparece sólo parcialmente representado en el esquema geológico (Esquema C) y comprende en el sector dos unidades muy características: Los Conglomerados de la Chumilla (14) y las Lutitas y yesos de Vinaceite (15). Así mismo no se descarta la posibilidad de que existan también relaciones del Sistema con parte de la unidad cartográfica 3 (Unidades paleógenas plegadas del dominio ibérico).

Si se intenta realizar la delimitación del sistema en el sector señalado, se plantea el problema de la inexistencia de un buen conocimiento de la distribución cronológica y espacial del complejo terrígeno de Alcorisa Hijar, así como de las unidades infrayacentes deformadas. Falta por completo cualquier tipo de datación de los materiales terciarios situados al oeste del Puig Moreno. Los materiales terciarios del sector no han proporcionado hasta el momento fósiles que permitan datar las potentes sucesiones observables. De este modo, la única referencia paleontológica con que se cuenta es la presencia de Vidaliella gerundensis (VIDAL), en la base de las formaciones terciarias plegadas que afloran en el sector de Albalate del Arzobispo (al SW de Híjar, fuera del sector indicado en el esquema geológico C). Desde este nivel de referencia (indicador de la presencia de un posible Thanetiense superior (?)) en la base de

la sucesión terciaria) se desconoce cual puede ser la edad exacta de los materiales que aparecen afectados por procesos de deformación (unidad cartográfica 3) así como tampoco la de los materiales que descansan discordantemente sobre ellos (unidad de conglomerados de La Chumilla (14) que forman parte del complejo Alcorisa-Híjar. Así pues, desde este punto de vista es difícil establecer una clara delimitación hacia el Oeste del Sistema Matarranya-Guadalope. Esta debe intentar basarse en criterios geométricos, y de estructuración de las unidades deposicionales.

La aplicación de estos criterios no es totalmente clarificadora, dadas las condiciones de afloramiento de las unidades y la falta de continuidad cartográfica. Ambas circunstancias impiden relacionar los tramos más inferiores atribuibles con certeza al sistema Matarranya-Guadalope (el tramo de Ráfales de la unidad de conglomerados del Tastavins) con los sedimentos terciarios coetáneos que deben existir en los sectores más occidentales. Es posible que parte de los tramos superiores y medios de la unidad cartográfica (3) aflorantes en el sector de Torrevelilla y en otros más occidentales (no incluidos aquí) puedan estar genéticamente relacionados con las facies de la formación Caspe. Faltan sin embargo los necesarios criterios de correlación para afirmar este hecho con seguridad. (esquemas C y C').

En lo que hace referencia al complejo de Alcorisa-Híjar, los conglomerados del Llano de La Chumilla aparecen relacionados vertical y lateralmente con la unidad de las Lutitas de la Codoñera, (lo cual implica una cierta relación genética entre ambas unidades. De ello deriva una contemporaneidad parcial del complejo de Alcorisa con el sistema Matarranya-Guadalope. Sin embargo, existen ciertas características que permitirían su diferenciación como un sistema individualizado:

- 1) El conjunto de los Conglomerados de La Chumilla, fué sedimentado en su mayor parte con posterioridad al desarrollo más importante del sistema deposicio-

nal Matarranya-Guadalope. Hacia sectores más noroccidentales del margen de la Ibérica, estos conglomerados muestran una tendencia neta a retraerse, de tal modo que las lutitas y yesos de Vinaceite se expanden sobre las facies conglomeráticas hasta las inmediaciones del borde ibérico de cuenca (ANADON et al. 1979).

- 2) Sea cual fuere la relación exacta con el sistema Guadalope-Matarranya, el complejo de Alcorisa-Híjar nunca desarrolló la compleja estructuración de asociaciones de facies mostrada por aquél. En ningún momento de su evolución los materiales conglomeráticos discordantes del Llano de la Chumilla dieron lugar a una red fluvial tan extraordinariamente expandida como la que constituye la formación Caspe. Por el contrario es evidente que los materiales de esta formación, en los tramos aflorantes, se mantiene como un elemento netamente diferenciado de los tramos predominantemente lutíticos de la unidad lutítico evaporítica de Vinaceite, con los que llegan a mostrar a su vez cierta relación lateral. Este hecho denotaría una diferenciación muy clara del funcionamiento dinámico de ambos sistemas deposicionales.

Las áreas marginales-distales del sistema Matarranya-Guadalope entran en relación directa hacia el N y NE con las unidades del sistema deposicional terrígeno-carbonatado de los Monegros. Esta relación se denota en los tránsitos laterales observables en el sector comprendido entre Faió y Fabara, así como el tránsito reconocible en el seno de la unidad de Lutitas y calizas de Escatrón (16). Por otra parte es segura la relación de la mayor parte de los depósitos lutíticos de "mud-flat" y lacustres terrígenos comprendidos en el sistema deposicional de Los Monegros, con los aportes proporcionados por la red fluvial de la Fm. Caspe. Este hecho es tanto más apreciable cuanto mayor es la entidad de las intercalaciones terrígenas. Este sería el caso de la unidad de Lutitas de la Cuesta de Fraga (21), de la cual se observa su paso lateral a la formación Caspe. (Esquemas C - C').

b) La unidad de los Conglomerados del Tastavins: Tramos de Ráfales (9) y Fórnoles (10)

Denominación y antecedentes

Se incluye bajo la denominación de unidad de Conglomerados del Tastavins un conjunto de materiales terrígenos predominantemente conglomeráticos en los sectores más meridionales que, en sentido N, NE y NW intercalan con frecuencia creciente niveles de areniscas y lutitas. Sólo de manera subordinada se ha observado la presencia de niveles de carbonatos de potencia muy reducida.

El conjunto de la unidad es subdividible en dos grandes tramos discretos (Tramos de Ráfales (9) y Fórnoles (10)) separados por un potente nivel de lutitas (unidad 13) que los individualiza netamente en el sector del valle del Río Tastavins. De éste se ha tomado el nombre por ser la zona donde estos materiales presentan mejores condiciones de afloramiento (Esquemas C, C' y E).

Aparte de estudios generales en los cuales se alude de manera indirecta a estos materiales, los trabajos más modernos directamente implicados con ellos, son los de GROSS (1965, 1968, 1974) en los cuales establece una cartografía esquemática general del área SE de la cuenca del Ebro e indica de manera resumida algunas de las características de la unidad en ciertos sectores (Fuentespalda, sector occidental de Valderrobles) incluyendo algunos perfiles generales (GROSS, 1974, pp. 251).

Descripción:

Los materiales de esta unidad afloran extensamente en dos sectores ligeramente separados entre sí, pero bien relacionables (Esquema C). Los afloramientos más orientales aparecen situados en el área de engarce de la cadena ibérica con los Catalánides. Están comprendidos entre los límites estructurales de la depresión (estructuras de cabalgamiento

de La Ginebrosa y Beceite) y una línea que uniera los sectores de Fórnoles, Cerro de San Pedro (al E de La Portellada) y los Altos de la Moleta (al WSW de Valderrobles). Dentro del área aparecen comprendidos los dos tramos en que se subdividiría esta unidad. El tramo inferior (conglomerados de Ráfales (9)) aflora en las zonas topográficamente más bajas del río Tastavins, desde un sector situado al NW de Fuentespalda a otro más septentrional situado en las inmediaciones de la Capilla de San Pedro Martín. El tramo superior, (Conglomerados de Fórnoles, 10) aparece separado aquí del anterior por la unidad terrígena de La Portellada (13). Este tramo corona los relieves más altos del área, dando lugar a un relieve tabular característico (Sierra de Las Viñas, Altos del Puntal de Santa Bárbara, Altos de la Moleta, etc). Hacia los sectores septentrionales de sus afloramientos, ambos tramos pasan lateralmente a los materiales de la formación Caspe.

Los afloramientos más occidentales se desarrollan en el área incluída entre las poblaciones de Torrevelilla y Castelserás, y son correlacionables con el tramo de Ráfales. Dentro de este área la unidad aparece claramente recubierta por las Lutitas de la Codoñera (unidad 12), pasando lateralmente hacia el norte a los materiales lutítico areníticos de la formación Caspe.

Las diversas litologías observadas en la unidad, son relativamente monótonas y no presentan grandes variaciones de un sector a otro. Tal como se ha indicado dominan plenamente los depósitos terrígenos. Los materiales carbonatados se reducen a escasos niveles de potencia decimétrica a centimétrica. Se trata de calizas de colores claros, masivas, de aspecto recristalizado. De manera muy ocasional aparecen indicios de restos de organismos límnicos, mal preservados y a menudo irreconocibles. Los niveles de calizas aparecen intercalados en los tramos lutíticos de la unidad y dan lugar en ellos a niveles de decoloración.

Las lutitas son predominantemente masivas, sin laminación

preservada, si bien en algunos casos se observa la presencia de una fina estratificación. Esta puede verse acentuada por la presencia de bandas de reducción de los colores predominantemente rojos, que son los predominantes. De manera subordinada, se ha observado la existencia de tramos versicolores, variegados, con colores ocres, rojizos y gris-azulados.

Los materiales arenosos son de manera fundamental areniscas de colores ocres, con una elevada fracción de litoclastos carbonatados. En ocasiones la coloración adopta tonalidades versicolores, asociadas a una intensa bioturbaación. La fracción litoclástica carbonatada, estaría claramente condicionada por la influencia del área fuente. Esta fracción tiende a disminuir hacia las zonas más alejadas de los márgenes de la cuenca. Son frecuentes los niveles con estructuras de corriente, observándose con un grado de desarrollo variable según el contexto, las facies de arenitas con ripples, estratificación horizontal o cruzada (de bajo ángulo, planar y de surco).

Los conglomerados son de manera dominante depósitos con soporte de clastos y una matriz arenosa claramente subordinada. Dominan claramente los cantos de rocas carbonatadas, cuyo grado de redondeamiento se incrementa sensiblemente desde los sectores más meridionales a los septentrionales. De modo subordinado se ha reconocido la presencia de cantos de sílex. El tamaño de los clastos oscila entre pocos centímetros y algunos decímetros (hasta 30 cm como tamaño máximo observado). Por término general, la media del tamaño de los clastos aumenta hacia los sectores meridionales. Sin embargo, las variaciones secuenciales reconocibles dentro de las sucesiones, introducen importantes variaciones en este aspecto. Por lo general el grado de selección de estos materiales es ya elevado, siendo poco frecuente observar niveles muy heterométricos. También la selección del tamaño de los cantos se incrementa con una tendencia sensiblemente S-N. La matriz arenosa está integrada

por litoclastos carbonatados y granos de cuarzo. La matriz lutítica presenta coloraciones ocres y rojizas. Los depósitos conglomeráticos muestran diversas litofacies deposicionales, destacando la presencia de conglomerados masivos con imbricación de clastos y conglomerados con estratificación cruzada (planar) y horizontal.

La estructuración y formas de asociación de las litologías descritas varía a lo largo de los diferentes sectores en los que aflora la unidad.

En las zonas más inmediatas el límite meridional de los afloramientos de la unidad (sectores al SE de Ráfales en el Valle del Tastavins , Sierra de las Viñas) se observa la existencia de tramos conglomeráticos muy masivos integrados por niveles de unos 10 a 20 m de potencia. En ellos apenas se observan intercalaciones de arenitas y lutitas, las cuales aparecen restringidas a las cicatrices laxamente excavadas que se observan en los conglomerados. El conjunto de los niveles aparece integrado casi exclusivamente por episodios de orden decimétrico a métrico de conglomerados masivos con imbricación de clastos o estratificación paralela horizontal. Con menor frecuencia se observa estratificación cruzada de tipo planar. En la base de cada episodio pueden aparecer excavaciones locales, pero a gran escala presentan una base plana y una extensión lateral apreciable.

Sucediendo superiormente a estos tramos o bien en sectores más septentrionales y orientales, respecto a los anteriores, se observa una gradual pérdida de masividad de aquéllos. Si bien los niveles siguen siendo relativamente potentes y de una amplia extensión lateral, es posible reconocer con mayor frecuencia cicatrices internas, en las que se observan arenitas y lutitas en lentículos. El conjunto de este tipo de sucesión aparece integrado por un apilamiento de secuencias granodecrecientes de potencia métrica. Estas se iniciarían con una superficie de erosión laxamente excavada sobre la cual se sucederían una serie de episo-

dios deposicionales conglomeráticos que darían lugar a depósitos de espesor decimétrico a métrico cuyo techo sería erosionado por la base del sucesivo o sucesivos aportes. Las litofacies dominantes seguirían siendo las indicadas anteriormente. El término basal conglomerático se vería sucedido superiormente por otro arenítico en el que los niveles muestran una amplia continuidad lateral, si bien son lenticulares a gran escala, mostrando estratificación cruzada e indicios de bioturbación. Finalmente, la secuencia se vería coronada por un término lutítico de colores ocre-rojizos, masivos. El aspecto general de estos tramos es el de una amalgama de lentejones de extensión lateral muy amplia dentro de los cuales se aprecia la existencia de cicatrices que demuestran su carácter multiepisódico. Por otra parte, dentro de los términos lutítico-areníticos ya se observaría una incipiente tendencia al desarrollo de lentículos y lentejones de materiales areníticos y conglomeráticos, menos continuos lateralmente.

Hacia los sectores más septentrionales del área de afloramiento occidental de la unidad (sectores de Ráfales-Fórnoles) y en el área de Castelserás, se asiste a una progresiva disminución del porcentaje de conglomerados a favor de los niveles de arenitas y lutitas. En una primera fase del tránsito, los niveles siguen mostrando una amplia continuidad lateral, si bien los términos conglomeráticos ya se han hecho poco dominantes. Sin embargo, gradualmente (tal como puede verse a lo largo de todo el escarpe situado al N de La Portellada) (sector de Plana de Cervera y Sierra de los Aljezares) y en otros afloramientos similares, se va produciendo un deshilachamiento cada vez más aparente, hasta que los tramos pierden su extensa continuidad y dejan de manifestarse como resaltes morfológicos netos en el relieve. En esta fase del tránsito lateral, hacen su aparición tramos constituídos predominantemente por lutitas rojas, en los cuales se intercalan lentejones más o menos extensos de materiales areníticos y conglomeráticos. Estos lentejones siguen mostrando una gran complejidad y carácter multi-

episódico. Sin embargo, en ellos las cicatrices erosivas sobre las que se instalan las secuencias ya han perdido su carácter plano, y aparecen acusadamente excavadas, dando lugar a una amalgama de lentículos de entidad métrica, alternativamente areníticos o conglomeráticos. La frecuencia de una u otra litología varía localmente y siguiendo una tendencia marcadamente lineal, de sur a norte, en el sector de Castelserás. Las litofacies areníticas y conglomeráticas con estratificación cruzada se hacen mucho más frecuentes. En ocasiones (valle del Guadalope en el sector al E de Calanda) es posible apreciar la superposición sobre niveles conglomeráticos amalgamados y de amplia extensión lateral de lentículos también conglomeráticos, que muestran una geometría claramente acanalada. Al mismo tiempo se observa una cierta tendencia a desplazamientos laterales, de índole local, de las áreas de sedimentación conglomerática.

A partir de estos tramos lenticulares de extensión lateral media, se produce la individualización de niveles lenticulares de extensión métrica a decamétrica. En ellos dominan claramente las areniscas litoclásticas y los conglomerados aparecen ya subordinados, integrando lentículos de características texturales netamente más maduras que sus homólogos de zonas más meridionales. Estos niveles, de potencia media, pero, por lo general, rebasando muy raramente los siete metros, siguen mostrando cicatrices internas que demuestran su carácter poliepisódico, pero ya se configuran netamente como paleocanales integrados dentro de una red fluvial, tal como lo demuestran sus afloramientos en planta.

Los raros niveles de carbonatos reconocidos, lo han sido siempre en el seno de los tramos lutíticos de las sucesiones, apareciendo indistintamente, pero siempre con poco desarrollo, en las predominantemente lutíticas o en las lutítico-conglomeráticas.

Geometría y relaciones estratigráficas

Los materiales de esta unidad se extienden aflorantes desde el sector situado al norte del enlace entre las cadenas ibérica y catalánide hasta la margen izquierda del río Guadalope. El total de su potencia es difícil de valorar dado que su base no se encuentra aflorante. El tramo de Ráfales, en el Valle del Tastavins, muestra una potencia visible superior a los 110 m, sin rebasar los 150; en la zona de Castelserás la potencia apreciable es del orden de 200 m. El tramo de Fórnoles muestra potencias oscilantes, según la preservación del registro por la erosión, entre 120 y 190 m.

El conjunto de la unidad, hacia el norte, pasa lateralmente a la formación Caspe, de la cual constituyen los depósitos proximales. El tramo inferior de Ráfales, aparece recubierto en el sector del valle del Testavins por la unidad terrígena de La Portellada, en tanto que en el área de Castelserás es la Unidad de lutitas de La Codoñera la que reposa sobre el techo de los conglomerados.

La presencia de una unidad terrígena de la entidad de las lutitas de La Portellada formando una cuña en el seno de la unidad conglomerática, y apareciendo recubierta por el tramo de Fórnoles, indica claramente que las áreas de sedimentación activa a las cuales llegaban los aportes terrígenos gruesos, experimentaron notables desplazamientos. En este sentido, el registro estratigráfico al que se tiene acceso en la actualidad, dada la disposición estructural de los materiales, revela que el conjunto de sucesiones predominantemente conglomeráticas deben constituir extensos litosomas lenticulares, acuñados en sentido norte, noreste y noroeste y que sucesiones continuas de conglomerados debieron desarrollarse en sectores ligeramente al sur del frente de cabalgamiento de La Ginebrosa.

Contenido paleontológico y edad

Los únicos restos biológicos observados en la unidad se reducen a los observados en los niveles carbonatados, cuya preservación apenas permite reconocer en ellos trazas de organismos límnicos.

Se desconocen pues referencias directas para la datación de la unidad. Sin embargo, el tramo de Ráfales, en el sector del Tastavins, pasa lateralmente a materiales de la formación Caspe que han librado (Yacimiento de Torre del Comte, ver Esquema D) una asociación de micromamíferos de edad Oligocénica superior (biozona local B-1, correlacionable con el nivel referencial de Bonningen). Muy probablemente los tramos más superiores de la unidad (tramo de Fórnoles) sean ya de edad oligocénica superior alta. Sin embargo faltan datos para confirmar totalmente este extremo.

Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

El conjunto de la unidad de los Conglomerados del Tastavins, es atribuible a la sedimentación desarrollada en las zonas proximales de un sistema de abanicos aluviales cuyas zonas apicales se situarían en sectores situados al sur de la alineación estructural de La Ginebrosa. Este sector debió configurarse como un margen tectónicamente activa al menos desde el Oligoceno superior y muy posiblemente desde épocas anteriores (Oligoceno inferior?). En los sectores más proximales dentro de las zonas proximales del sistema, la sedimentación se desarrollaba bajo la acción de corrientes acuosas no confinadas, de amplia extensión lateral. Sin embargo las corrientes tendían rápidamente a estructurarse originando una red de tipo anastomosado en las zonas más próximas al tránsito de la red fluvial distributiva que se desarrollaba aguas abajo.

El tipo de configuración del sistema en su zona proximal parecería corresponder al de amplios abanicos que expe-

rimentaban un desplazamiento lateral alternativo en un sector relativamente restringido (aproximadamente equivalente al de sus actuales afloramientos). Este hecho permitiría la superposición en la vertical, sobre las sucesiones conglomeráticas, de tramos lutíticos correspondientes a depósitos de zonas marginales de las áreas activas de sedimentación.

c) La Formación Caspe (QUIRANTES, 1969, 1978)

Antecedentes y descripción

QUIRANTES (1969, 1978) agrupa dentro de esta unidad formal un conjunto de sucesiones de materiales terrígenos en las que dominan netamente los depósitos de lutitas y areniscas, apareciendo de modo mucho más subordinado niveles microconglomeráticos, carbonatados y evaporíticos. Los dos últimos tipos litológicos, pueden llegar sin embargo a ser apreciables en algunos sectores.

Previamente a la definición formal de la unidad, ésta ya había sido objeto de atención (RIBA et al., 1967) por las excepcionales características de su forma de afloramiento. RIBA et al (1967) establecieron su origen fluvial y la relacionaron genéticamente con un sistema de abanicos aluviales, utilizando para ello criterios sedimentológicos y petrográficos. Establecieron la posible procedencia de los clastos en una zona situada en "el arco montañoso de enlace de la Cordillera Ibérica con el Sistema Costero Catalán", si bien haciendo referencia a la existencia de una clara influencia pirenaica en algunos sectores. Los autores señalaron a modo de hipótesis una posible edad miocénica inferior u oligocénica superior para la unidad y, finalmente, sugirieron la posibilidad de la existencia de varias redes de drenaje superpuestas*.

* Posteriormente RIBA (com.pers.1982), descartó la posibilidad, a partir de un detallado estudio fotogeológico inédito, recogido por WILLIAMS (1975).

Con posterioridad a este trabajo, QUIRANTES (1969) realiza un trabajo eminentemente litoestratigráfico en la zona del Bajo Aragón y Los Monegros, definiendo formalmente una serie de unidades, entre las que se contaba la formación Caspe. Este autor señala el gran desarrollo de ésta en su área de estudio, y apuntaba la importante prolongación que experimentaban los afloramientos hacia el Este, en dirección a Valderrobles. El autor diferencia distintos sectores en la unidad partiendo de criterios geométricos que le permiten diferenciar distintos tipos de litosomas areníticos. (QUIRANTES, 1978, pp. 35-40) y finalmente distingue dos miembros (Valdelarreina y Escatrón).

WILLIAMS (1975a) desarrolló sobre parte de esta formación un estudio centrado casi exclusivamente en el estudio de los depósitos de paleocanales de la unidad situados en el área de Caspe-Alcañiz. La profundidad y el detalle del análisis de las características geométricas generales de los "ribbons" de ese sector, permitieron al autor realizar interesantes deducciones, a pesar de lo restringido de la extensión areal de su estudio.

En el mismo año el autor (WILLIAMS, 1975 b) realiza una de las guías de campo del Congreso Internacional de Sedimentología de Niza, en la cual resume a grandes rasgos los resultados de su estudio.

Considerándola en su totalidad, los afloramientos de la formación Caspe se extienden al norte del río Ebro en una franja restringida limitada al norte por la longitud de La Zaida y Candasnos, aproximadamente. Al sur del Ebro el grueso de sus afloramientos se extienden en una amplia franja comprendida entre Escatrón, El Puig Moreno, las alineaciones estructurales que delimitan la depresión en el área y las poblaciones de Batea y Fabara. (Esquemas C, C' y E).

Los materiales de la unidad presentan por lo general un suave buzamiento, estando sometidos a ligeras ondulacio-

nes. Sólo en los sectores vecinos al accidente del Puig Moreno, es posible advertir la presencia de tramos inclinados fuertemente a favor del movimiento de las fracturas satélites de aquél (Esquema C).

La descripción de las litologías reconocidas en la formación ya ha sido realizada de manera detallada por autores procedentes (RIBA et al. 1967; Williams, 1975) por lo que aquí sólo se recogerán algunas de las características más destacadas, añadiendo algunos nuevos aspectos que merecen ser considerados.

El grueso de la unidad aparece integrado, como ya se ha expuesto, por lutitas, en las que se intercalan cuerpos arenosos de características variables.

Las lutitas son de colores rojizos y ocres, apareciendo localmente tonalidades grisáceas y verdosas (pudiendo contener fósiles de organismos línmicos) o versicolores abigarradas. Estas últimas se dan con frecuencia asociadas a la ocurrencia de niveles carbonatados de escasa entidad. La mayor parte de los tramos lutíticos muestran un aspecto masivo, si bien ocasionalmente se observa la presencia de una fina laminación o estratificación.

Las arenitas presentan unas características de composición y texturales algo variables. Predominan por lo general los tamaños de grano medio a muy fino, si bien en determinados sectores y tramos no son infrecuentes los materiales más gruesos. Se trata mayoritariamente de litocalcarenitas en las que los granos de cuarzo aparecen claramente subordinados y usualmente por debajo de un 50% (RIBA et al. 1967; WILLIAMS, 1975). Predominan los litoclastos de rocas carbonatadas los cuales usualmente muestran un bajo grado de esfericidad. Estos materiales aparecen bien cementados por calcita esparítica. En ocasiones, se observa el desarrollo de cemento de yeso.

La geometría de los niveles de arenitas, prácticamente el objeto central de la tesis de WILLIAMS (1975), a la luz

de los datos disponibles en la actualidad, ha demostrado ser en realidad muy variable, mostrando una mayor diversidad que la hasta ahora referida.

En el sector de Caspe-Alcañiz dominan los cuerpos con las características indicadas por el autor, (op. cit.) y que realmente son las dominantes sobre un área muy extensa. Se trata de cuerpos con una razón de anchura/altura relativamente baja, con extensión lateral (según una sección transversal) baja, que no rebasa las pocas docenas de metros en condiciones adecuadas de preservación de sus "alas de expansión". En planta, estos cuerpos muestran una geometría variable observándose cuerpos rectilíneos, con una elevada sinuosidad o bien con una morfología abrupta, configurando giros de elevado ángulo ("dog-legged sand ribbon"). En sección estos cuerpos muestran un claro carácter multiepisódico ("storeying") y en el seno de cada episodio, se observa con frecuencia estratificación cruzada de surco. Estos cuerpos arenosos son tanto más frecuentes cuanto más próximos son los afloramientos de la formación a las zonas conglomeráticas del margen de la depresión, decreciendo su potencia y carácter multiepisódico hacia los sectores centrales y marginales del sistema. Este hecho está en consonancia con observaciones realizadas en otros sectores de la cuenca sobre otros sistemas fluviales (ALLEN et al. 1983) y contradicen parte de los resultados generales expuestos por WILLIAMS (1975).

Ahora bien, las observaciones realizadas en diversos sectores en los que afloraba la unidad (zona de Valdealgorfa, Valjunquera, Valdetormo, Torre del Comte, Valdetormo, Maella, Bot) han revelado de forma indudable que en el seno de esta formación no son infrecuentes los depósitos de arenitas de alta relación anchura-altura y que además mostraban claros indicios de acreción lateral, lo cual demostraría su carácter, siquiera incipientemente, meandriforme. Este hecho, viene a señalar de nuevo la posibilidad apuntada por autores precedentes (RIBA et al. 1967) de que en el

registro estratigráfico de la formación podrían hallarse superpuestas varias redes fluviales*. Sin embargo también apunta hacia el hecho de que una o varias redes fluviales puedan haberse estructurado en el espacio y en el tiempo de maneras diversas y complejamente inter-relacionadas, bajo el control de numerosos parámetros (tasa de subsidencia, variaciones del nivel de base en las zonas centrales de la cuenca, etc.). Este hecho abre un campo de discusión sobre el cual volveremos en un capítulo posterior (C - II - F). Merece destacarse ahora, sin embargo, que no puede realizarse la extrapolación de los datos obtenidos en el sector de Caspe-Alcañiz a la totalidad de los sectores y tramos de la formación. De otra parte, el tipo de afloramiento existente en el área, el mismo que le confiere su gran interés para estudiar los depósitos fluviales "en planta", plantea ciertos inconvenientes a la hora de establecer la evolución vertical de las sucesiones fluviales, e incluso el reconocimiento preciso de las características geométricas de los cuerpos arenosos individuales.

Por último, aparte de los cuerpos lenticulares de alta o baja relación anchura/altura, se ha observado la existencia de un tercer tipo de depósitos consistentes en niveles poco potentes de arenitas finas, intensamente bioturbadas y que frecuentemente pueden mostrar desarrollos de yeso nodular. Las condiciones de afloramiento impiden en ocasiones advertir si estos niveles tienen una entidad propia (como depósitos de "Sheet sandstones") o, al menos en parte, se trata de las alas de expansión de los cuerpos lenticulares atribuibles a paleocanales de tipo "Caspe". QUIRANTES (1978, 1969) señala en los sectores centrales septentrionales de la formación un frecuente tránsito desde geometrías lenticulares de las arenitas a otras claramente tabulares.

Los materiales evaporíticos no constituyen en la unidad depósitos con una gran entidad propia, que permitan individualizarlos respecto a los predominantemente terríge-

* Una sola según RIBA (com. oral, 1982)

nos. Por lo general los procesos evaporíticos han dado lugar de modo más o menos importante, según los sectores, al desarrollo de evaporitas intersticiales, las cuales tienden a desarrollarse en zonas en las que la sedimentación terrígena gruesa deja de ser activa. En ese sentido, es frecuente observar el desarrollo de nódulos de evaporitas en los depósitos marginales de los paleocanales, en especial en las alas de expansión. La observación del propio yeso cementando niveles de arenitas (WILLIAMS, 1975) refleja de hecho el desarrollo de procesos de formación de depósitos evaporíticos a una escala menor, pero no menos extendida. En aquellas zonas o tramos en las que la sedimentación lutítica aparece como dominante, los desarrollos evaporíticos pueden adquirir una extensión generalizada.

Las rocas carbonatadas aparecen claramente subordinadas y sólo en algunos sectores septentrionales es posible reconocer el desarrollo de tramos métricos compuestos por niveles centimétricos y decimétricos de calizas, que alternan con lutitas verdes o grises. Las litofacies más frecuentes incluyen calizas y lutitas carbonatadas muy ricas en materia orgánica y sulfuros, cargadas de bioclastos (carófitas, fragmentos o conchas completas de gasterópodos límnicos). Niveles de muy poca potencia de esta litofacies, aparecen en zonas meridionales en las que el desarrollo de los niveles de arenitas es todavía muy importante, intercalados en las lutitas. Son además frecuentes los niveles poco potentes de calizas de colores pardos, beige y blanquecinos, en los cuales se puede observar el desarrollo de yeso intersticial.

Williams (1975a y b) señala la presencia de construcciones algales de tipo oncolítico en algunos de los paleocanales por él estudiados. Este tipo de depósitos carbonatados sería cuantitativamente poco importante, pero aportaría interesantes indicios en torno a la dinámica y funcionamiento de los canales.

El conjunto de litologías someramente descritas aparece agrupado formando sucesiones en las que dominan claramente los materiales terrígenos y, especialmente los lutíticos. Estas sucesiones presentan modificaciones graduales en su composición, reflejando los distintos contextos deposicionales desarrollados en la unidad.

En las zonas proximales, meridionales, aun dominando las lutitas, el porcentaje de niveles areníticos (incluyendo todavía algunos lentículos conglomeráticos) es apreciable. Estos niveles muestran por lo general una potencia métrica apreciable y suelen ser de carácter poliepisódico, y con tendencia a desarrollar "storeying". Sin embargo en algunos sectores (Valjunquera; La Fresneda; Torre del Comte) se aprecian cuerpos lenticulares cuyas características los asemejarían más a depósitos de cursos con cierta sinuosidad y tendencia a la acreción lateral. En estas zonas no son frecuentes los depósitos carbonatados, excepción hecha de los oncolitos algales reconocidos ocasionalmente.

A medida que se incrementa la distancia a los sectores meridionales de la formación se observa un gradual decrecimiento de la entidad y número de los depósitos de arenitas. Su potencia disminuye y por lo general también lo hace su carácter multiepisódico. De este modo los materiales lutíticos se hacen más dominantes, apareciendo cada vez con mayor frecuencia niveles poco potentes de rocas carbonatadas o bien desarrollándose depósitos de evaporitas intersticiales.

No se ha precisado por el momento cuales son las pautas o tendencias espaciales de estas modificaciones de los tipos de sucesión. Estas no se ajustan sin embargo a un parámetro único (proximidad-distalidad, por ejemplo), sino que probablemente también influye sobre manera el carácter más o menos marginal de los sectores respecto a las áreas activas de sedimentación terrígena (¿lóbulos deposicionales?). Su progresivo desplazamiento lateral (un proceso

muy frecuente en los sistemas deposicionales como el que nos ocupa) habría implicado una compleja estructuración de las sucesiones, susceptibles de experimentar variaciones similares tanto lateral como verticalmente. La detección de las mismas requiere la realización de una serie de trabajos de correlación y profundización en el conocimiento de la estratigrafía del área que escapan, por el momento, del objetivo del presente trabajo.

Geometría y relaciones estratigráficas

Dada la enorme extensión de su afloramiento y su considerable desarrollo, la formación Caspe aparece relacionada con numerosas unidades litológicas, con las cuales guarda un grado diverso de relación e influencia (Esquemas C y C').

En los sectores meridionales, en las inmediaciones de los márgenes de la cuenca, la formación Caspe pasa lateralmente a los Conglomerados del Tastavins, de los cuales es una derivación distal-marginal y a las unidades predominantemente lutíticas de La Codoñera y La Portellada, constituidas como marginales respecto a la formación que nos ocupa. Esta, hacia el NNE entra en estrecha relación con los tramos predominantemente lutíticos de la Formación Flix (Sistema Scala Dei) en el área de Valderrobles y Cretas. Más al NE y superiormente, la unidad pasa lateralmente a la unidad de Mequinenza, desarrollándose una unidad intermedia de transición terrígeno-carbonatada (unidad de Lutitas y calizas de Granja d'Escarp).

En la zona de Mequinenza, en torno al curso del Ebro, la formación Caspe pierde en gran parte su carácter predominantemente fluvial y pasa vertical y lateralmente a la unidad de Lutitas de la Cuesta de Fraga.

En su sector septentrional central, la unidad aparece recubierta por la unidad de las Calizas de Torrente de Cinca (gradualmente acuñada hacia el oeste, según QUIRANTES,

1969) y la unidad de Lutitas y calizas del Llano de Cardiel. En dirección NW, la formación cambia de características y da lugar lateralmente a la unidad de lutitas y calizas de Escatrón. Al sur de esta población, se observa el tránsito lateral de la formación a la unidad de lutitas y yesos de Vinaceite constituída aquí como unidad marginal de la formación fluvial. Por último, guardando una relación dudosa debido a la existencia de accidentes estructurales difíciles de valorar y a un extenso recubrimiento cuaternario, la formación Caspe aparece como superior respecto a los tramos más altos de la unidad de calizas y lutitas paleógenas del Puig Moreno (Esquema C).

En este último sector, la unidad tiene una potencia visible de algo más de 400 m. Este valor es puramente orientativo y debe estar sujeto a importantes modificaciones según sea el sector que se considere. Debe tenerse en cuenta que el desarrollo de la sedimentación de esta unidad tuvo lugar en un sector sometido a la acción de importantes accidentes estructurales que han configurado una compleja estructura de surcos y umbrales del sustrato preterciario. Así en el sondeo de Caspe -1, el sustrato preterciario aparece a sólo 280 metros por debajo de la superficie, lo cual implica que se sitúa al mismo nivel del mar. (ver Esquema E). Es posible que la diferenciación de surcos se haya realizado siguiendo a grandes rasgos la configuración trazada por las fracturas de zócalo reconocidas en el sector (Puig Moreno, Nord-Ibérica), pero la complejidad del proceso debe haber dado lugar a una estructura difícilmente deducible a partir de los datos de superficie. Con todo RIBA y REGUANT (1981) apuntan que todo el sector de la depresión situado al oeste de la falla del Segre debió haber actuado durante el Oligoceno (inferior cabe añadir) como una zona relativamente poco subsidente con respecto a los sectores comprendidos entre el citado accidente y la fractura de zócalo de Cavalls-Pàndols (Requena-Mora). Es posible entonces que los mayores espesores de la formación Caspe se den en los citados sectores.

Contenido paleobiológico y edad

Los niveles lutíticos grises y las calizas lacustres reconocidas en la unidad contienen con frecuencia una rica representación de fósiles de organismos límnicos (carófitas, gasterópodos). Las especies de carófitas reconocidas en la unidad (sector de la Sª de Vizcuerno) se reducen a Chara gr. microcera-notata y Chara cf. notata, especies que señalarían una edad Oligocénica superior - Aquitaniense, sin mayor precisión.

Por otra parte, en el sector de Torre del Comte se acertó a descubrir la existencia de un yacimiento de micromamíferos el cual ha librado la siguiente asociación:

Eucricetodon aff. huberi (SCHAUB)

Eucricetodon aff. dubius (SCHAUB)

Pseudocricetodon aff. moltalbanensis THALER

Eomys major FREUDENBERG

Plesiosminthus aff. promyarion SCHAUB

Esta asociación permitiría atribuir los materiales de la formación Caspe que la contienen a la parte inferior de la biozona local B-1, atribuible al Oligoceno superior y correlacionable con el nivel paleomastológico de Bonningen (FAHLBUSCH, 1976; ver cuadros IV y V, esquema D).

Por otra parte los tramos más altos de la formación Caspe pasan lateralmente a la Unidad de las lutitas de Fraga, en la cual se han reconocido asociaciones de micromamíferos atribuibles a la biozona local C, en el seno de la cual, en la parte más alta, tiene lugar el tránsito Oligoceno superior-Aquitaniense (niveles referenciales paleomastológicos de Coderet y Paulhiac). Ello implica que sólo los niveles más altos del registro sedimentario de la formación Caspe puedan ser de edad Aquitaniense inferior. Estos datos matizan las afirmaciones hechas al respecto de la edad de la formación (QUIRANTES, 1969, 1978; RIBA y REGUANT, 1981), restringiendo la presencia de terrenos miocénicos a los sectores más septentrionales del área aquí considerada.

Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

La formación Caspe ya fué interpretada de antiguo (RIBA et al., 1967) como una gran unidad fluvial integrada en un sistema aluvial más amplio, cuyas zonas proximales se situaban en la cadena ibérica. WILLIAMS (1975a y b) ajustó a esta interpretación el carácter efímero de las corrientes acuosas y el consiguiente carácter multiepisódico de los canales.

A este hecho cabría añadir aquí que la dinámica de funcionamiento y estructuración de los depósitos de los canales no fueron constantes en todos los sectores y momentos de la larga evolución del sistema aluvial. La presencia de una notable profusión de canales con tendencia a la acreción o el relleno lateral de los cauces, a menudo estrechamente relacionados en la vertical con los canales de tipo Caspe (caracterizados por su fuerte tendencia al encajamiento y al relleno vertical) indican lo contrario. Las causas de esta compleja "arquitectura" de la unidad cabría buscarla en la variabilidad de una amplia gama de parámetros entre los que cabría destacar la influencia de las tasas de subsidencia y agradación (relacionadas con la evolución estructural de los distintos sectores), las variaciones más o menos acusadas y continuadas del nivel de base de la cuenca (en buena parte de su historia coincidente con el nivel de los lagos endorreicos desarrollados en el centro de la cuenca), etc.

Desde un punto de vista global, la sedimentación desarrollada en la red de canales fluviales fué arealmente importante, pero subordinada a la gran extensión de las llanuras de inundación del sistema, en las que se desarrolló principalmente la sedimentación lutítica. En estas llanuras de inundación dominaban claramente las condiciones subaéreas, apareciendo sólo de modo subordinado depósitos que indiquen el desarrollo de zonas lacustres estables, al abrigo

de los canales. El propio carácter efímero de los cursos, la elevada pendiente deposicional general o la propia infiltración a favor de los depósitos arenosos de los canales, privaban a las zonas de intercanal de los necesarios aportes para la formación de láminas superficiales de agua. Cuando éstas se formaban, no dejaban de ser pequeñas lagunas o charcas someras en las que se desarrollaba una sedimentación carbonatada o lutítico carbonatada de escasa importancia, estando el sedimento muy cargado de materia orgánica y restos de organismos límnicos. En este contexto, bajo condiciones de bombeo evaporítico, las llanuras de inundación podían convertirse en llanos lutíticos en los que se desarrollaban nódulos de evaporitas. Caso de que las condiciones de humidificación y desecación fueran frecuentemente alternantes se formarían suelos hidromorfos (pseudogleys) característicos de este contexto.

El gradual decrecimiento de la entidad de los depósitos de canal, indican una progresiva disipación del caudal hacia las zonas distales. En éstas, aparecen aparentemente con mayor frecuencia los depósitos de canales meandriformes con acreción lateral de escasa importancia. Sin embargo de modo ocasional y en ciertos sectores generalizados, alcanzaban estas zonas canales de tipo "Caspé", lo cual sugiere que las pautas de control de la evolución del sistema evolucionaban hacia situaciones favorables a la expansión de los canales con relleno predominantemente vertical hacia posiciones más externas respecto a las zonas aplicales del sistema de abanicos.

Las paleocorrientes del sistema fluvial que nos ocupa (considerando integrados en el mismo aquel conjunto de materiales terrígenos que en el esquema geológico se han incorporado a la unidad litológica transicional de las lutitas y calizas de Granja d'Escarp) indican una clara tendencia S-N en los sectores central y occidental de la formación y otra marcadamente SSW-NNE en el oriental. En las zonas más distales septentrionales, se observa una aparente mayor diversi-

ficación de las direcciones de paleocorriente (Esquema F). Debe tenerse en cuenta que es en ese sector donde por las condiciones de afloramiento se tiene mayor número de datos, lo cual implicaría un cierto sesgo con respecto a otras zonas en las que no han podido controlarse de igual modo. Con todo, esa mayor dispersión, que indica sentidos de avance hacia el NW, N y NE, sería congruente con la disminución de la pendiente deposicional en las zonas distales del sistema aluvial (Esquema F).

Dentro del contexto general del sector SE de la cuenca del Ebro, la formación Caspe se constituye como una unidad fluvial de carácter acentuadamente expansivo, hecho que le confiere una importancia crucial en la evolución de los procesos sedimentarios. Esta formación sería la más característica del Sistema Matarranya-Guadalope y la que le conferiría su especial interés.

El carácter expansivo de la unidad, implica que la acción de su influencia se ejerce sobre un amplio sector de la cuenca, entrando en relación con otras unidades. De estas interacciones merece especial atención la desarrollada en las zonas de transición lacustres, en las cuales se originarían pequeños dispositivos deltaicos.

- d) Las unidades lutíticas marginales del sistema: La unidad de lutitas de La Codoñera (12) y la unidad terrígena de La Portellada (13)

Denominación:

Se incluye bajo la denominación de Lutitas de La Codoñera un conjunto de sucesiones predominantemente lutíticas que de manera ocasional (sectorialmente) intercalan algunos niveles de areniscas lenticulares y que con frecuencia (también por sectores) muestra desarrollo intersticial de evaporitas. Estos materiales recubren el tramo de Ráfales de la unidad de Conglomerados del Tastavins en el sector de Castelserás y pasan lateralmente a la formación Caspe hacia los sectores N y NE. Al W y NNW de Calanda la unidad aparece recubierta por niveles de la unidad de Conglomerados de La Chumilla, a la cual pueden equivaler lateralmente de modo parcial (Esquemas C y C').

Dentro de la denominación de unidad terrígena de La Portellada, se incluyen una serie de materiales predominantemente lutíticos en los que raramente aparecen intercalados niveles areníticos, conglomeráticos o carbonatados. La unidad muestra un desarrollo de materiales terrígenos gruesos (conglomerados brechoides) que, sin embargo, quedan muy restringidos dentro de un sector concreto adosado al frente de cabalgamiento de la estructura de Beceite. Esta unidad aparece intercalada entre los tramos de Ráfales y Fórnols de la unidad de conglomerados del Tastavins y pasa lateralmente hacia el N, E y W a la formación Caspe. Las sucesiones terrígenas gruesas afectadas por el cabalgamiento de Beceite aparecen recubriendo los afloramientos más occidentales de la formación Flix.

Descripción

Dado el carácter de estas unidades, sus afloramientos aparecen estrechamente relacionados con los de las unidades proximales y medias del sistema Matarranya Guadalupe. Las

lutitas de La Codoñera afloran al este del río Guadalope entre los términos de Castelserás y Torrevelilla formando dos isleos de entidad considerable y otro mucho menor situado al NNE de Torrevelilla. Al oeste del Guadalope, la unidad aflora formando una franja que se extiende entre los afloramientos de la formación Caspe y los Conglomerados de la Chumilla hasta un sector situado al SSW del Puig Moreno.

La unidad terrígena de La Portellada aflora formando una franja comprendida entre los conglomerados de los tramos de Ráfales y Fórnoles, en un sector comprendido entre La Fresneda, Ráfales, Fuentespalda y los Altos de la Moleta. (Esquema C).

En ambas unidades las lutitas se caracterizan por su carácter predominantemente masivo, observándose sólo ocasionalmente la presencia de laminación. Son de color rojizo o rojo intenso, variando un tanto la tonalidad (anaranjada en la unidad de La Codoñera, más intensamente roja en La Portellada). De manera ocasional, en el sector del cerro de La Casa de los Tres Tormos (al NNW de Torrevelilla), se ha observado la presencia de niveles versicolores de tonos rojizos, grises y verdosos. Las lutitas aparecen decoloradas a tonos verdosos cuando se asocian a niveles carbonatados.

Los materiales arenosos son de manera dominante litocalcarenitas y areniscas líticas, con un elevado porcentaje de granos carbonatados. Constituyen por lo general niveles lenticulares de extensión lateral pequeña si se considera su sección transversal y potencia métrica sin alcanzar nunca la decena de metros. Estos materiales presentan un aspecto masivo o bien muestran estructuras de corriente, apareciendo con frecuencia las litofacies deposicionales con estratificación cruzada. Estos materiales son poco frecuentes y sólo se observan con buen desarrollo en los tramos de las unidades que son lateralmente transicionales a la formación Caspe, o bien verticalmente a los tramos conglomeráticos de la unidad del Tastavins.

En la unidad de La Codoñera son muy raros los niveles de ruditas, apareciendo sólo muy localmente algunos niveles de conglomerados finos de cantos calcáreos. Como contraste, en la unida de La Portellada, es posible reconocer un notable desarrollo marginal de materiales conglomeráticos brechoides de características texturales que denotan cierta inmadurez: mala selección, clastos subangulosos, presencia de niveles con un elevado contenido en matriz lutítica... Estos materiales aparecen estrictamente restringidos al sector anejo al barranco de Mas de Ferrer, entre Fuentespalda y Valderrobles y desaparecen con rapidez, pasando lateralmente a tramos predominantemente lutíticos.

Los niveles de materiales carbonatados, calizas y posiblemente dolomías, alcanzan un desarrollo muy restringido en ambas unidades. En las lutitas de La Codoñera, los únicos niveles apreciables de carbonato aparecen coronando los relieves situados al N de Torrevelilla (Peña de los Catalanes, Loma de Valdecarreta). Se trata de niveles centimétricos de carbonatos beige y blanquecinos, con nódulos de sílex dispersos y restos de organismos límnicos. Estos niveles se agrupan formando tramos poco potentes (menos de 1 m) en los que alternan con lutitas verdes y grises.

En la unidad de La Portellada se han reconocido tramos de niveles carbonatados de espesor algo superior a un metro. Están constituidos por calizas de aspecto cretoso, blancas en las que aparecen con frecuencia desarrollos nodulares de sílex. En tramos próximos a estos niveles se observa que los niveles lutíticos pueden contener grandes nódulos silíceos de varios dm de diámetro. Con menor entidad, se han reconocido silicificaciones que por su morfología podrían corresponder a la transformación diagenética de oncolitos algales.

Los desarrollos evaporíticos sólo alcanzan una importancia apreciable en los sectores más occidentales de la unidad de La Codoñera, donde, en los alrededores de Calanda se desarrollan varios niveles objeto de explotación in-

dustrial. Se trata en esencia de yesos nodulares alabastrinos en los que el tamaño individual de los nódulos oscila entre algunos milímetros y varios centímetros.

Las litologías descritas no aparecen estructuradas claramente en secuencias de orden mayor al que pueda derivarse de la interpretación de cada episodio deposicional. Los escasos niveles de areniscas lenticulares y conglomerados reconocidos en el grueso de las unidades desarrollan pautas secuenciales características totalmente análogas a las observadas en la formación Caspe. Los tramos carbonatados tampoco muestran, dada su escasa entidad una tendencia definida.

Geometría y relaciones estratigráficas

La zona más extensa de afloramiento de la unidad de La Portellada aparece situada en las margenes izquierda de los valles del Tastavins y Matarranya, quedando limitada hacia el sur por los cabalgamientos de La Ginebrosa y Beceite. Situada entre los tramos de conglomerados de Ráfales y Fórnols (Unidad del Tastavins) y lateralmente equivalente a la formación Caspe, esta unidad muestra una potencia que oscila en torno al centenar de metros, sin rebasar los 140.

Las lutitas de La Codoñera afloran extensamente a ambas márgenes del Guadalope en los sectores vecinos a Castelserás y Calanda. La unidad recubre el tramo de conglomerados de Ráfales en el sector de Castelserás y pasa lateralmente a la formación Caspe a lo largo de un amplio sector. Hacia el oeste se ve recubierta por los conglomerados de La Chumilla (14) y es posible que presenten cierto paso lateral con ellos. La potencia de la unidad es estimable entre 90 y 120 m.

Ambas unidades, dadas sus características, se configuran como cuñas de materiales lutíticos comprendidas entre unidades con materiales terrígenos más gruesos con las que guardan una estrecha relación genética.

Contenido paleobiológico y edad:

NO se cuenta en la actualidad con ningún registro paleontológico de ambas unidades. Dada su relación geométrica con las unidades con las que se relacionan, su edad debe oscilar en torno un Oligoceno superior.

Interpretación paleoambiental y significado de las unidades en el contexto general

La unidad de La Codoñera se formó mediante el desarrollo de una sedimentación terrígena predominantemente lutítica, que tuvo lugar en llanuras lutíticas marginales con respecto a dos sistemas diferenciados de abanicos aluviales: Sistemas Matarranya-Guadalope y Alcorisa Híjar. Por otra parte la unidad de La Portellada se sedimentó en un contexto similar, pero bajo una influencia más exclusiva del sistema Matarranya-Guadalope. Las dos unidades muestran la influencia esporádica de los dispositivos de abanicos aluviales con los que entran en relación. Así a ambas llegaban de manera ocasional canales de entidad pequeña a media, que penetraban en las llanuras lutíticas y desarrollaban sus depósitos antes de la total disipación de su caudal. Igualmente, en zonas marginales de la llanura lutítica, se podían recibir los aportes de conos de deyección de ámbito local (caso de la unidad de La Portellada).

En ambas unidades las sucesiones lutíticas dominantes fueron depositadas casi exclusivamente en condiciones subaéreas. Sin embargo los aportes hídricos que recibían podían dar lugar a lagunas carbonatadas, en las que se producía la sedimentación de calizas. Una posible retracción de estas láminas de agua superficiales generaría playas en las que se desarrollarían procesos evaporíticos y acaso de dolomitización diagenética temprana, asociados a la removilización de sílice que substituiría en ocasiones a las evaporitas.

La unidad de La Codoñera, muestra una mayor variedad de subambientes, reconociéndose en ella (sector de la Casa de los Tres Tormos) la presencia de zonas encharcadas sometidas a condiciones alternantes de humidificación y desecación. Más hacia el W, en el sector de Valdestremera (al NW de Calanda), las llanuras lutíticas se configuraron con frecuencia como zonas evaporíticas, con desarrollo de evaporitas intersticiales.

Ambas unidades, son un registro del tipo de procesos sedimentarios y contexto paleoambiental que se desarrollaron en las zonas marginales de los dispositivos de abanicos aluviales instalados en los márgenes oligocénicos, tectónicamente activos, del sector suroriental de la cuenca del Ebro.

e) Interpretación general y significación del Sistema Matarranya-Guadalupe

Globalmente, el sistema deposicional Matarranya-Guadalupe es interpretable como un dispositivo de abanicos aluviales cuyo tránsito hacia las zonas medias y distales se resuelve con la implantación de una extensa red fluvial de canales efímeros, la cual se extiende hasta 50 km hacia el interior de la cuenca. La unidad de Conglomerados del Tastavins representaría los depósitos de áreas proximales del sistema, la formación Caspe correspondería a los depósitos del cinturón fluvial y las unidades de La Codoñera y La Portellada serían depósitos marginales del sistema (Esquemas C y E).

Los procesos sedimentarios que se desarrollaron en las distintas zonas del sistema aparecerían bien diferenciados en el registro sedimentario. En las áreas proximales dominaron fundamentalmente los flujos acuosos competentes no

confinados, que daban lugar a depósitos conglomeráticos de amplia extensión lateral y bases planas. Estas corrientes tendían a confinarse en cursos de amplia extensión lateral, de características propias de canales entrelazados. Cuando los materiales lutíticos empezaban a ser cuantitativamente importantes, hacia las zonas medias distales, se produce la progresiva individualización de cursos fluviales que daban lugar a depósitos arenosos de diversos tipos (con acreción vertical o lateral, según las circunstancias). En las zonas marginales, se desarrollaron llanos lutíticos en los que se podían implantar zonas lacustres o evaporíticas, según las características del régimen hídrico. A estas zonas marginales, la mayor parte de los aportes terrígenos debió realizarse por láminas de agua de competencia reducida, siendo raro el desarrollo de canales.

A diferencia del Sistema Scala-Dei, no han podido diferenciarse en el Matarranya-Guadalope distintas unidades deposicionales. Sin embargo, la existencia de diversos tramos de carácter conglomerático dentro del sector de engarce de las alineaciones ibérica y catalánide, revelan claramente la existencia de procesos de migración de las áreas deposicionales activas, por un posible desplazamiento de los canales que alimentaban las zonas proximales. Estos desplazamientos, habrían motivado el desarrollo de la unidad terrígena de La Portellada, predominantemente lutítica, intercalada entre los tramos de Ráfales y Fórnols. La existencia de depósitos conglomeráticos dentro de la unidad de La Portellada, señalan claramente la existencia restringida de aportes terrígenos gruesos, de carácter local, de procedencia catalánide. La escasa extensión de los materiales y su disposición estructural impiden efectuar una adecuada correlación de los mismos. Su integración en el sistema Scala Dei no es aconsejable, sin embargo, dada su posición netamente superior. Probablemente corresponderían a zonas proximales de pequeños conos de deyección, asociados a la actividad tectónica más tardía del borde suroccidental de los catalánides. Este hecho no desvirtuaría sin embargo, el marcado

control estructural ejercido por los accidentes de la cadena Ibérica sobre el desarrollo del sistema Matarranya-Guadalupe.

El carácter expansivo de los materiales del sistema debe estar relacionado de forma directa con el control estructural al que hemos aludido. Las tasas de subsidencia y sedimentación, debieron ser las adecuadas para que las facies medias-distales fluviales se estructuraran de ese modo. Es difícil precisar sin embargo si estas condiciones favorables se dieron gracias a la actuación de accidentes situados en el área fuente, en el margen de la cuenca o bien netamente dentro del dominio de la misma. Es plausible que la falla nordibérica haya ejercido algún tipo de control. Sea como fuere, la fase de expansión del sistema, parece haber coincidido con la retracción de las facies medias-proximales del de Scala-Dei en el sector SW de los Catalánides. Ello implicó una acentuada profundización en dirección NNE de las facies fluviales del sistema, que de esta manera impidió a su vez la expansión hacia el SW de las facies lacustres carbonatadas del sistema deposicional de Los Monegros. Más hacia el norte, la inter-relación de ambos sistemas se resuelve no sólo en la presencia de cuñas clásticas que se intercalan en las sucesiones carbonatadas del sistema de Los Monegros, sino también con el desarrollo de tramos predominantemente terrígenos (unidades de las Lutitas de la Cuesta de Fraga; Lutitas y calizas de Llano de Cardiel) depositados en llanuras lutíticas.

El inicio, al menos parcial, de la actuación de este sistema de abanicos y su red fluvial distributiva podría quizá remontarse al Oligoceno inferior y se prolonga con certeza hasta el límite o la parte más inferior del Aquitaniense. Este hecho lo diferenciaría sensiblemente respecto al sistema de Scala Dei, cuya máxima actividad se habría desarrollado desde el Eoceno medio-superior hasta el Oligoceno inferior. La posibilidad de una actividad próxima al Oligoceno inferior, se basaría en que los materiales conglo-

meráticos proximales, se disponen en las zonas marginales de la cuenca asociados a accidentes estructurales que impiden comprobar su extensión hacia niveles inferiores, pero a los cuales es muy posible que vaya asociada la formación de discordancias progresivas. Este hecho implicaría la existencia de un importante espesor de conglomerados, parte de los cuales acaso pudiera corresponder al Oligoceno inferior.

El decalaje cronológico observado entre las fases de actuación de los sistemas deposicionales terrígenos de Scala-Dei y Guadalope Matarranya (si no con certeza en las fases intermedias, si muy plausiblemente en las fases inicial del primero y final del segundo) implica la existencia de una diferenciación correlativa de los procesos de evolución estructural que condicionaron la de los dispositivos sedimentarios.

IV) LAS UNIDADES TERRIGENAS, CARBONATADAS Y EVAPORITICAS,
DESARROLLADAS EN ZONAS MARGINALES-DISTALES DE LOS SIS-
TEMAS ALUVIALES DISTRIBUTIVOS: SISTEMA DEPOSICIONAL DE
LOS MONEGROS

a) Introducción y generalidades: Diferenciación del sistema

Dentro del sistema deposicional de Los Monegros, se agrupa un conjunto de unidades predominantemente lutíticas y/o carbonatadas, cuya formación tuvo lugar en una extensa área, principalmente central, de la cuenca.

De este modo, en el sector suroriental aquí considerado quedarían incluidas en el sistema las unidades de las calizas de Granja d'Escarp y lutitas de la Cuesta de Fraga (comprendidas dentro de la Formación Mequinenza de QUIRANTES 1969, 1978); las lutitas y calizas de Escatrón; las calizas de Torrente de Cinca, las lutitas y calizas de Llano de Cardiel y la unidad de Peñalba-Bujaraloz (incluidas por QUIRANTES (1978) dentro del Miembro Bujaraloz de la Fm. Alcubierre). En sectores más occidentales el sistema comprendería además los miembros Castellar y Castejón de la Fm. Alcubierre, así como la Fm. Yesos de Zaragoza (Esquemas C, C' y E).

El criterio para agrupar un conjunto de unidades de características litológicas tan diversas es puramente genético, relacionándolas entre sí por el contexto deposicional-ambiental común en el que fueron depositadas. En ese contexto común, convergían las influencias de los sistemas deposicionales terrígenos cuyas zonas proximales se implantaban en los márgenes de cuenca activos a lo largo de buena parte de su historia (Pirineos, Ibérica, Catalánides). Estas influencias comportaban tanto el aporte de materiales terrígenos, arrastrados por las redes fluviales distributivas,

como la contribución de aportes hídricos, los cuales tendían a acumularse en las zonas deprimidas. Esta acumulación podía dar lugar a la formación de extensos lagos endorreicos, someros, efímeros o semipermanentes y de distribución muy variable dentro de un área concreta. Este conjunto de materiales lacustres es denominado por BIRNBAUM (1976) "Lago de Aragón", si bien este término debe ser entendido todo lo ampliamente que se requiere en el caso que nos ocupa. El "lago", aparece constituido de hecho por un extenso mosaico de zonas lacustres en las que se desarrollaba de manera predominante una intensa sedimentación carbonatada. En las zonas sometidas al influjo de las redes fluviales distributivas, podían desarrollarse pequeños dispositivos deposicionales terrígenos de tipo deltaico. Por sus características, en torno a las áreas lacustres se desarrolló un extenso mosaico de ambientes deposicionales de tipos diversos: zonas palustres y pantanosas, en las que podían depositarse sedimentos carbonatados; cinturones evaporíticos...

A lo largo de la historia del sistema y según los sectores considerados, la importancia relativa de unos u otros ambientes fué variable, hecho que aparece claramente reflejado en el registro sedimentario. Por lo general, la implantación de las áreas de sedimentación carbonatada va relacionada con el desplazamiento o retracción generalizados de las áreas activas de sedimentación terrígena. Por otra parte, hacia el oeste, se observa un mayor predominio de los depósitos evaporíticos, en contraste con la escasa profusión de los carbonatados. Estos en cambio alcanzan un gran desarrollo en el sector suroriental que nos ocupa (QUIRANTES, 1978; RIBA y REGUANT, 1981).

Así pues, al nexo común de haber sido depositados en zonas muy distales o marginales de diversos sistemas aluviales, este conjunto de unidades muestran asociado el hecho de que buena parte de sus materiales se formaron a partir de procesos de sedimentación carbonatada y evaporítica. Estos, aunque reconocidos en otras unidades, lo han sido siem-

pre de un modo netamente subordinado. Por otra parte, la estrecha y muy continuada inter-relación entre materiales terrígenos y carbonatados, observable en el conjunto del sistema, va estrechamente relacionada a la influencia más o menos importante de los sistemas fluviales distributivos sobre las áreas de sedimentación lacustre o los cinturones evaporíticos. Sin embargo, esta influencia se restringía, predominantemente a aportes terrígenos lutíticos. Además eran raros los aportes areníticos que alcanzaban las zonas referidas gracias a la acción de corrientes acuosas canalizadas, dominando claramente los procesos de flujos acuosos en manto.

La evolución del sistema lacustre-evaporítico de los Monegros se inició al menos desde el Oligoceno superior. Dada la potencia de los materiales reconocidos mediante sondeos por debajo de aquéllos que han sido datados, es probable que el inicio de los procesos que dieron lugar al sistema se iniciaran ya durante el Oligoceno inferior más alto. La evolución del sistema, con diversas alternativas, se prolongó hasta el Mioceno. La exacta limitación superior es por el momento desconocida. Clásicamente (RIBA y REGUANT 1981) se ha pensado que se prolongó hasta el final del Mioceno, si bien esta afirmación no se basa en datos paleontológicos concretos.

Por su misma situación y carácter, el sistema está estrechamente relacionado con los sistemas deposicionales terrígenos que ejercieron su influencia en el área. Dentro del sector meridional en el lapso de tiempo aquí considerados, aparecen como de especial importancia los sistemas de Scala Dei (actuación del Eoceno medio-superior a Oligoceno superior) y Matarranya-Guadalope (actuante entre el Oligoceno y el Mioceno inferior); de modo más restringido quizá el sistema de Alcorisa-Hijar, situado más al oeste y con una actuación comprendida en un lapso de tiempo algo más moderno que los anteriores, también haya ejercido cierta influencia. Hacia el norte, la influencia de los aportes

terrígenos de procedencia pirenaica, se concretaba en la mayor o menor expansión meridional de las formaciones fluviales de Peraltilla (de edad esencialmente oligocénica) y Sariñena (miocénica inferior). La evolución de estas unidades, controlada por la evolución tectónica del Pirineo, habría restringido estrechamente la expansión hacia el norte de las facies lacustres carbonatadas (Esquema E).

Dado el contexto y situación en que se originaron, la disposición estructural de las unidades del sistema de Los Monegros, refleja escasamente las incidencias de la evolución tectónica de los márgenes de la cuenca del Ebro. Las zonas más centrales de la cuenca, sometidas a una subsidencia relativa importante, a veces diferencial en orden a la actuación de importantes fracturas, no se vieron afectadas por la actuación de procesos compresivos que dieran lugar a la formación en la cobertera sedimentaria de estructuras o accidentes de consideración. Ello implicó que las condiciones de sedimentación se mantuvieron estables a lo largo de un amplio lapso de tiempo, sin discontinuidades estructurales importantes. Sin embargo, la alternancia de unidades predominantemente lutíticas con otras esencialmente carbonatadas, así como la expansión hacia los márgenes meridionales de la cuenca de éstas últimas denotan claramente que la evolución del sistema deposicional no era insensible a los cambios generales experimentados por los márgenes de la cuenca.

La diferenciación del sistema deposicional de Los Monegros de otras unidades genéticas similares reconocibles en el sector catalán de la cuenca del Ebro, se basa esencialmente en la separación cronológica y espacial existentes. Las formaciones lacustres catalanas son de edad netamente paleógena (Eoceno superior-Oligoceno inferior), contrastando con la edad esencialmente Oligocénica y Miocénica del sistema aragonés. Por otra parte no existe una clara relación geométrica entre las formaciones carbonatadas más inferiores del sistema y sus homólogas más superiores, aflo-

rantes en el sector de Tárrega. Todo ello apoyaría diferenciar el conjunto de unidades aquí definido con respecto a las unidades de carácter similar situadas más al este.

b) Advertencias preliminares en torno a las unidades utilizadas

En el sector aquí considerado, dentro del sistema deposicional de Los Monegros, han sido definidas con una amplia profusión diversas unidades formales cuyo significado aparece contenido en uno de los principales trabajos regionales desarrollados en el área (QUIRANTES, 1969; 1978). Las diferencias de criterios utilizadas en la definición de las unidades (hecho al que aludíamos en la Introducción del capítulo de Litoestratigrafía) implica en algunos casos que dentro de las unidades formales definidas, se haya tendido a diferenciar un mayor número de subunidades; en otros, por el contrario, se ha tendido a agrupar parte de algunas unidades formales para integrarlas en una unidad. Dentro de la discusión de los antecedentes de cada una serán indicadas las equivalencias existentes entre las unidades aquí utilizadas y las previamente definidas, así como la justificación y criterios utilizados para subdividir y agrupar (ver cuadro I).