



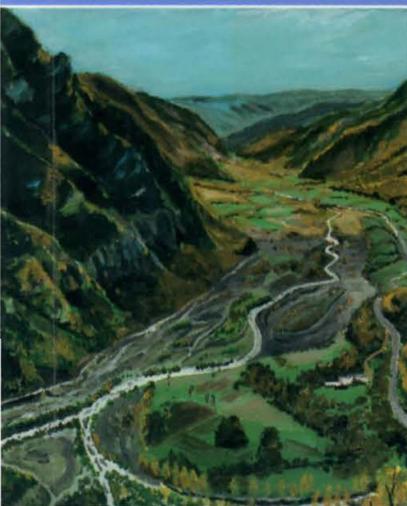
2

Monografías de Enseñanza
de la Ciencias de la Tierra
SERIE ITINERARIOS

GEOPIRINEOS

Espacios Naturales y Geología Pirenaica
Sector central y centrooriental

LIBRO GUÍA
DE LA EXCURSIÓN



Asociación Española para la Enseñanza
de las Ciencias de la Tierra

2 Monografías de Enseñanza
de la Ciencias de la Tierra
SERIE ITINERARIOS

GEOPIRINEOS

Espacios Naturales y Geología Pirenaica
Sector central i centrooriental

LIBRO GUÍA DE LA EXCURSIÓN

Montserrat Domingo (Coordinadora),
Jaume Bordonau, Sònia Ambrós,
Albert Pèlachs, Joanmanel Soriano,
David Molina, Andreu Pocoví,
Héctor Millán, Eustoquio Molina,
Antoni Lacasa, Albert Martínez,
Roger Mata, Jordi Espuny,
Josep M^a Rispa, Montserrat Vehí

David Brusi (Editor)



Asociación Española para la Enseñanza
de las Ciencias de la Tierra

Monografías de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra
Serie Itinerarios, número 2

Edita:

Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT)

© Copyright:

de la edición: **AEPECT**; del texto, los gráficos y las fotografías: **los respectivos autores**

Primera edición:

Abril de 2000

Editor:

David Brusi. U. de Geodinàmica. Dep. de Ciències Ambientals. Universitat de Girona.

Consejo de redacción:

Joan Bach. Dep. Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona.

Luís del Carmen. Dpt. de Didàctica de les Ciències, les Lletres, les Arts, i l'Educació Física. Universitat de Girona

Montserrat Domingo. Dep. Geografia. Universitat Autònoma de Barcelona.

Xavier Gassiot. I. B. J. Vicens Vives. Girona.

Montse Manén. I.B. Salvador Espriu. Salt.

Joaquim M. Nogués. Dep. Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona

Secretaría de redacción:

Montserrat Vehí. U. de Geodinàmica. Dep. de Ciències Ambientals. Universitat de Girona.

Sede editorial:

Facultad de Ciencias. Avenida Montilivi. 17071 Girona (España)

Imprime:

Palahí Arts Gràfiques, SL

Depósito Legal:

GI- 392-2000

I.S.B.N.:

84-605-9254-5



Prólogo	7
Introducción	9
1. RASGOS GENERALES DE LOS PIRINEOS	11
1.1. Principales elementos geográficos	11
1.2. Geología de los Pirineos	13
Introducción	13
Historia del conocimiento geológico	15
Estratigrafía, Tectónica y Evolución geológica	17
Relieve	22
El glaciario cuaternario en los Pirineos	27
Hidrografía	31
Procesos geomorfológicos recientes	33
1.3. Clima	35
1.4. Suelos	37
1.5. Vegetación	39
1.6. Fauna	43
1.7. Cambios recientes en la población y economía de la alta montaña pirenaica	45
1.8. El Románico y el Gótico	45
2. ITINERARIOS	49
Introducción general	49
Itinerario 1	50
Balaguer, Font de les Bagasses, Tremp, Aulet, Puente de Montañana, Pont de Suert, Boí.	
Itinerario 2	67
Valle de Sant Nicolau.	
Itinerario 3	76
Vilaller, Hospital de Vielha, valle de Llauset y Noguera Ribagorzana.	
Itinerario 4	87
Boí-La Seu d'Urgell por los valles de Garona de Ruda y de la Noguera Pallaresa.	

Itinerario 596
La Seu d'Urgell, Parque Natural del Cadí-Moixeró, La Seu d'Urgell.	
Itinerario 6107
La Seu d'Urgell-Berga.	
Sector 1: La Seu d'Urgell-Puigcerdà.107
Sector 2: Les Fonts del Llobregat-Berga.111
 BIBLIOGRAFÍA SELECCIONADA119

Itinerario 1

Balaguer, Font de les Bagasses, Tresp, Aulet, Puente de Montañana, Pont de Suert, Boí.

ANTONIO LACASA¹, HÉCTOR MILLÁN², EUSTOQUIO MOLINA² y ANDREU POCOVÍ².

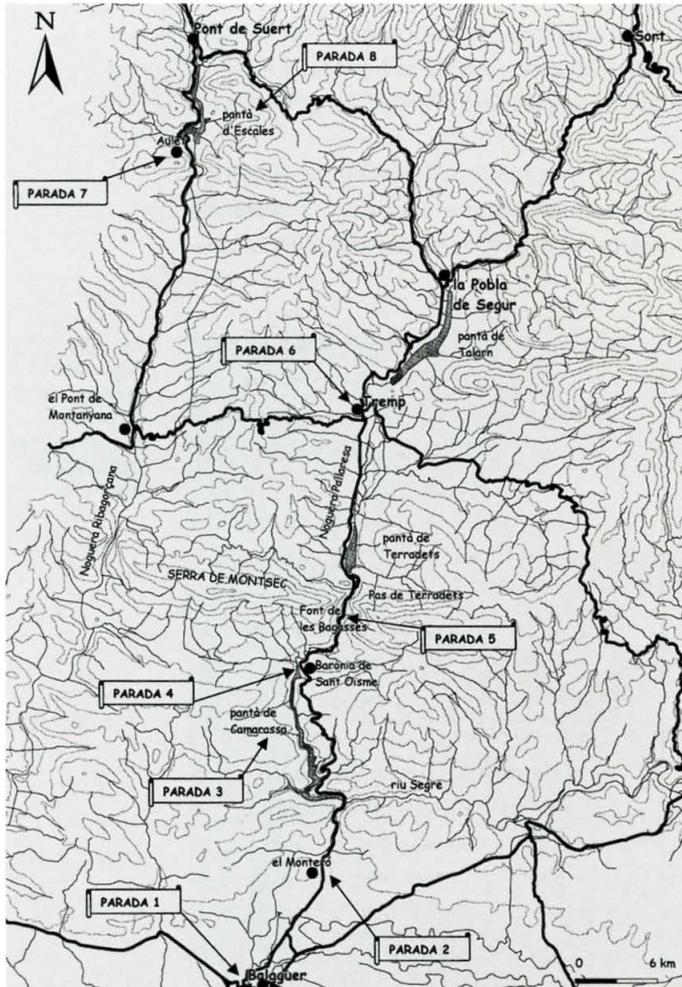
¹ Inst. d'Estudis Ilerdencs,

² Universidad de Zaragoza

Objetivos del itinerario y caracterización geológica general

Este itinerario brinda la posibilidad de examinar sobre el terreno un corte completo transversal de la mitad meridional de la cordillera desde la Depresión del Ebro hasta la Zona Axial (Fig. 40). Los objetivos generales son la identificación de los rasgos estructurales de la vertiente meridional en la Unidad Surpirenaica Central y en el margen de la Cuenca del Ebro, el reconocimiento de la distribución de facies de la cuenca pirenaica a partir del Cretácico superior en la cobertera alóctona y la observación de la serie estratigráfica anterior a la individualización de la cuenca pirenaica en la cobertera autóctona.

Fig. 40.
Itinerario 1,
situación de
las paradas.



Comienza con el reconocimiento de las estructuras pirenaicas que afectan al margen norte de la Cuenca del Ebro y los primeros pliegues en las Sierras Marginales, para ver luego el cabalgamiento del Montsec, la riqueza en fósiles mesozoicos y cenozoicos, el embalse de Escalles emplazado en los yesos triásicos autóctonos y el Paleozoico de la zona axial.

El Mesozoico surpirenaico, su estratigrafía y tectónica, están bien representados por la sierra del Montsec, orientada de E a W, que es una masa de materiales mesozoicos cabalgada o corrida hacia el sur utilizando como nivel de despegue las arcillas yesíferas triásicas del Keuper. Limita al norte con el laxo sinclinal de Tresp llamado Depresión Media Pirenaica, la cual, también orientada de E a W, separa las Sierras Exteriores, de las que forma parte el Montsec, de las Sierras Interiores, constituidas por los materiales mesozoicos limítrofes con el Paleozoico de la Zona Axial pirenaica. El Montsec está atravesado perpendicularmente en gargantas o congostos por el río Noguera Ribagorçana, el más

angosto de los cuales es el Congost de Mont-Rebei (ilustrado en la portada de esta guía), y por el río Noguera Pallaresa, cuyo Congost de Terradets ha sido aprovechado para el emplazamiento de la carretera C-147 entre Lérida y Francia. Los sedimentos del Cretácico Superior del Montsec se depositaron en una extensa plataforma continental del margen sur de la cuenca pirenaica, en la que se producía una abundante precipitación carbonática. Al norte de la Conca de Tremp se identificarán los correspondientes depósitos de talud y cuenca.

En cuanto al Paleogeno pirenaico, queda bien ilustrado en una serie N-S de un grosor de 3300 m de sedimentos que abarca desde la base del Paleoceno medio al Eoceno medio (techo del Cuisiense), observable en la llamada sección de Campo, que aflora entre los km 50 (cerca de Santa Liestra) y 62,2 (2 km al sur de Campo) de la carretera C-139 de Graus a Benasque. Su importancia para la interpretación del Paleogeno de Europa occidental y del área mediterránea radica en que en una sola sección representativa de un registro tan largo de tiempo se encuentran diversos grupos de microfósiles que permiten correlacionar entre sí las biozonaciones propuestas para cada grupo (macroforaminíferos, foraminíferos planctónicos, nanoplancton calcáreo y dinoflagelados).

La región del Pirineo de Lleida ha proporcionado hasta la fecha numerosos fósiles de dinosaurios, tanto restos directos (huesos, dientes) como indirectos (huevos, huellas o icnitas). En 1993-94, dentro de los trabajos del proyecto de investigación "El tránsito Cretácico/Terciario en la cuenca de Tremp-Graus" llevado a cabo por investigadores de las Universidades de Madrid, Salamanca, Utrecht, Kansas, el Institut d'Estudis Ilerdencs (I.E.I.) y el centro Geoprep de Tremp se dio a conocer y estudió un importante yacimiento de huellas de dinosaurios (dinoicnitas) cercano a Camarasa (Lleida). El yacimiento se encuentra ubicado en la Unidad Surpirenaica Central, en su zona Sur, dentro de las Sierras Marginales. Su situación dentro de la compleja tectónica de esta zona corresponde a una potente serie plegada de más de 1000 m de sedimentos mesozoicos y terciarios que se extienden entre las Sierras del Montsec al Norte, Montroig al Sur, Sant Mamet al Este y Millá al Oeste. Esta serie constituye una de las unidades más extensas entre las que forman las Sierras Marginales Catalanas desplazadas mecánicamente sobre yesos del Keuper hasta cabalgar los sedimentos del Terciario de la cuenca del Ebro. Las huellas de dinosaurios se habían encontrado hasta ahora más al Norte, en la Vall d'Àger y en la cuenca de Tremp. Sólo dos localidades habían sido estudiadas y publicadas: la Mata del Viudà (Llompert, 1979) y Orcau (Llompert *et al.*, 1984). Otras localidades con dinoicnitas permanecen inéditas (como las de Isona, en la cuenca de Tremp), a pesar de ser conocidas y visitadas frecuentemente por geólogos y público aficionado. Muchas localidades inéditas no permiten atribuir las dinoicnitas a ningún tipo de dinosaurio concreto, por presentar morfología difusa o deficiente conservación. A menudo son subimpresiones, es decir, restos de huellas conservadas en capas subyacentes a la capa hollada, que fué posteriormente erosionada. El yacimiento de dinoicnitas de Camarasa ofrece el interés de una relativa buena conservación, una gran extensión y número de huellas, y la posibilidad de ser atribuidas al grupo de los saurópodos, saurisquios de gran tamaño, de marcha cuadrúpeda y alimentación herbívora. Las huellas documentadas de este grupo en el período considerado, el Cretácico final, son extraordinariamente raras en todo el mundo, lo que incrementa el valor del yacimiento de Camarasa. Este yacimiento no representa lugar de paso, sino zona de alimentación. Las numerosas huellas de probables

Fig. 41. El Río Segre en Balaguer. La terraza alta (T_4) está en la parte superior del escarpe de la orilla derecha (Sto. Cristo, etc.). La terraza baja (T_1), aunque en la zona urbana está muy retocada, se identifica en ambas orillas formando un pequeño resalte sobre el cauce actual acondicionado. Bajo el escarpe de la terraza alta se identifican las capas de areniscas y arcillas rojas del Terciario continental que buzan unos 10° al Sur. (Dibujo de A. Pocoví).

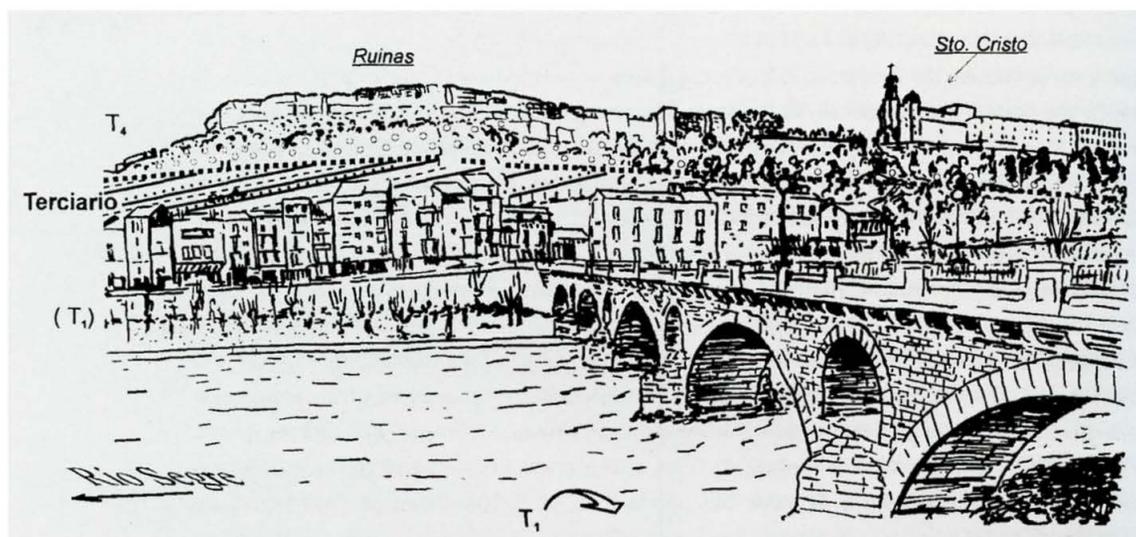
raíces de plantas palustres hacen verosímil la atribución a un lugar donde los Saurópodos, con comportamiento gregario, se alimentaron ramoneando las plantas subacuáticas que allí crecían. El diámetro de las dinoicnitas nos indica que los saurópodos tendrían una altura de unos 240-290 cm, medida desde la articulación acetabular. Los Saurópodos encontrados en la región a través de sus restos directos (Titanosaurios del género *Hypselosaurus*, Lapparent & Aguirre, 1956; Masriera & Ullastre, 1983 y 1988) corresponden aproximadamente con estas medidas. El número de huellas representa probablemente la acción simultánea de varios individuos de comportamiento gregario.

El medio sedimentario al que se atribuye el yacimiento de Camarasa es un pantano alcalino, confirmando la asociación repetidamente observada de las huellas de dinosaurios saurópodos con ambientes lacustres carbonatados. Sin embargo, la influencia marina en Camarasa indica que se trataría de un pantano costero, o marjal, con la costa marina relativamente próxima, situada a menos de 20 km.

Parada 1. Balaguer. Terrazas del Río Segre

Balaguer, capital comarcal de La Noguera, es un buen punto de partida para una excursión geológica al Pirineo. Al Sur de Balaguer se extienden los estratos horizontales del relleno terciario de la Cuenca del Ebro. Hacia el Norte los mismos estratos terciarios de la Cuenca del Ebro están afectados por estructuras pirenaicas: El anticlinal de Barbastro – Balaguer en este caso. Tan sólo 10 km más al Norte se entra en el dominio de láminas de cabalgamiento de las Sierras Marginales y se inicia una transversal del Prepirineo meridional en uno de los sectores más espectaculares y representativos, que es la "Unidad Surpirenaica Central" (sector comprendido entre los ríos Segre y Cinca).

Desde las inmediaciones del lugar de reunión (puerta del Parador Jaime d'Urgell) tenemos a la vista las terrazas del Río Segre sobre el flanco sur del anticlinal de Barbastro – Balaguer. Nuestra posición corresponde a la terraza baja (T_1) de la orilla izquierda del Río Segre, sobre el pequeño escarpe que separa a ésta del cauce actual (acondicionado). Sobre la otra orilla (Fig. 41) se observa una terraza alta (T_4) en la



parte superior del escarpe sobre el que se asienta la iglesia del Santo Cristo de Balaguer. Por encima de esta terraza alta se identifican restos degradados de una terraza superior (T_5), no visibles desde este punto, pero figurados en el mapa (Fig. 42). La edad de las terrazas es tema controvertido, pero hay cierta tradición en considerar que T_4 se correlaciona con la época glacial Riss (entre 300.000 y 120.000 años), mientras que las inferiores lo hacen con el Würm (entre 50.000 y 10.000 años) y la superior, con aun más indefinición, puede pertenecer a los periodos glaciares Günz-Mindel (entre 1.200.000 y 350.000 años).

En la parte inferior del mismo escarpe, por encima de los tejados de las casas y debajo de la base horizontal de la terraza alta, se ven las capas de areniscas y arcillas rojas del terciario continental (Oligoceno) de la Cuenca del Ebro, con un buzamiento de unos 10° al Sur. Este buzamiento corresponde al flanco sur del anticlinal de Barbastro – Balaguer. Un vistazo a un mapa geológico general (p.ej. Losantos *et al.* 1989) nos permitirá recordar que este anticlinal, con su afloramiento de yeso en el núcleo, se extiende a lo largo de más de 200 km, desde más al oeste de Barbastro hasta unirse a los anticlinales de Ponts y Sanahuja, por el Este, bordeando el frente surpirenaico en su sector central. En las proximidades de Balaguer, al cruzar el Río Segre, el anticlinal se bifurca dando una rama norte (anticlinal de Cubells) y otra sur (anticlinal de Bellmunt-La Sentiu), separados por el sinclinal de Agramunt.

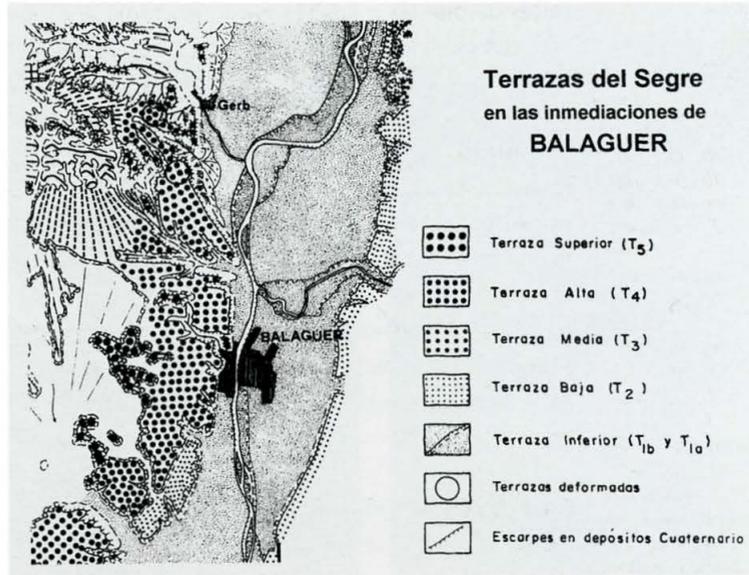


Fig. 42. Las terrazas del Segre en las inmediaciones de Balaguer. Fragmento de mapa geomorfológico tomado de Peña Monné, 1983.

Parada 2. Núcleo del anticlinal de Barbastro - Balaguer

En Balaguer cruzamos el Segre por el puente de la figura 41 para dirigirnos a Gerb, hacia el Norte, por la orilla derecha del río, bordeando el escarpe entre las terrazas T_1 y T_4 . Nada más salir de Balaguer se aprecia como las capas de areniscas y arcillas rojas del Terciario (Fm Peraltila) van aumentando su buzamiento porque estamos en el flanco sur del anticlinal de Barbastro – Balaguer, aproximándonos a su núcleo. Una breve parada 500 m antes de llegar a Gerb nos permitirá observar:

Fm Barbastro:

Yeso blanco en capas decimétricas con finas intercalaciones arcillosas que presentan pliegues de escala métrica en cuyo desarrollo han intervenido procesos de halocinesis o tectónica salina. Probablemente el mecanismo más importante puesto en juego sea el aumento de volumen por hidratación (paso de anhidrita a yeso) cuando la erosión libera los sulfatos de su cobertera arcillosa.



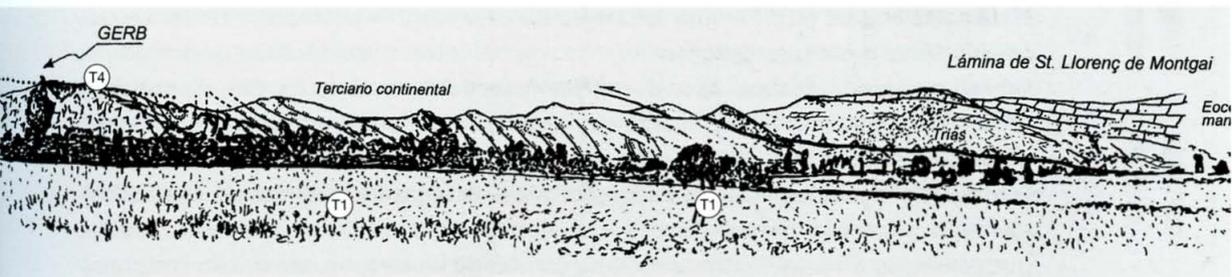
Fig. 43. Par estereoscópico de la orilla derecha del Segre entre St. Llorenç de Montgai y Balaguer. La terraza alta (T_4), en el extremo sur de la imagen (inmediaciones de Balaguer, abajo), está en su posición normal; mientras que en la parte central (inmediaciones de Gerb, centro), está más alta. Cerca del extremo sur de la imagen también puede verse un resto de la terraza superior (T_5) que aparece en el mapa de la figura 42.

Deformación de la terraza alta (T_4):

Al tomar como referencia la altura de la terraza alta (T_4) se percibe el levantamiento del núcleo del anticlinal de Barbastro – Balaguer ocurrido durante el Cuaternario, ya que la parte de dicha terraza que se superpone a la formación yesífera está más alta que en su posición normal observada en Balaguer. La terraza baja (T_1) no está afectada por este levantamiento. La fotografía aérea (Fig. 43) muestra claramente estos aspectos.

Seguidamente se continúa el corte hacia el Norte, atravesando Gerg en dirección a St. Llorenç de Montgai (sin parada). Aunque la carretera se aparta de los afloramientos adentrándose en la zona de huerta de la terraza baja (T_1), se puede ver el flanco norte del anticlinal de Barbastro – Balaguer y el cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales que aquí es el cabalgamiento de la lámina de St. Llorenç de Montgai (Fig. 44).

La carretera bordea la orilla derecha del embalse de St. Llorenç de Montgai, cruza el pueblo y pasa a la orilla izquierda por donde el valle del Segre se estrecha al cruzar las calizas eocenas de la lámina de St. Llorenç y los conglomerados sintectónicos que la cubren parcialmente. Al llegar a las inmediaciones



de Camarasa se enlaza con la general, por la que retrocedemos hacia el Sur a fin de aproximarnos al cabalgamiento frontal en la ladera meridional del Monteró (cerro situado al SW de Camarasa, fácilmente identificable por los repetidores de TV).

Parada 3. Serie de las Sierras Marginales. El Monteró

En la ladera sur del Monteró se identifica el yeso blanco de la Fm Barbastro, terciario de la Cuenca del Ebro según hemos visto en la parada anterior, y se inicia el ascenso para reconocer la serie estratigráfica.

Cabalgamiento frontal y serie estratigráfica de Sierras Marginales:

Sobre los yesos blancos aparecen asomos de arcillas rojas con yeso que delatan la presencia de Trías superior en facies Keuper perteneciente a la lámina del Monteró. Este contacto entre los yesos y arcillas blancos del Terciario y los rojos del Trías es el cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales.

Un pequeño resalte de la ladera apenas perceptible si no fuera por la presencia de una vieja cantera de piedra de construcción, nos muestra la existencia, inmediatamente encima de los yesos triásicos, de un tramo de unos 10 m de espesor de calizas arenosas y calizas bioclásticas amarillentas y rosadas que, por la presencia de rudistas, corales, foraminíferos bentónicos,... deduciremos que representan facies marinas poco profundas, de aguas cálidas y limpias. Es el tramo del Cretácico superior, muy reducido, de las Sierras Marginales, que pertenece a la secuencia responsable de la transgresión más extensa de la cuenca cretácica (Vallcarga). La fauna de rudistas indica la presencia de Santoniense, Campaniense y tal vez parte del Maastrichtiense.

Sobre las calizas bioclásticas encontramos un tramo de 15-20 m de calizas grises en capas de 0,2-1 m, primero con miliólidos, luego con gasterópodos de agua dulce y restos carbonosos. Estas calizas representan el inicio de la regresión del Campaniense - Maastrichtiense y que dará lugar al depósito de las facies Garumn.

Siguen unos 40-50 m de arcillas de colores blanquecinos, rosados, verdosos..., con alguna intercalación de arenisca ocre. Son las típicas facies Garumn (Fm Tremp). En la mitad superior de este tramo arcilloso aparecen intercalaciones de calizas grises-blanquecinas en las que se identifica *Microcodium elegans* GLUCK., fósil de naturaleza discutida pero muy útil como marcador estratigráfico. Se considera que las capas con éste fósil pertenecen al Paleoceno y, por consiguiente, hemos pasado el límite Cretácico - Terciario dentro de estas facies continentales.

Siguen unos 20 - 30 m de calizas grises, lacustres, con algunos foraminíferos de salinidad anormal (miliólidos).

Fig. 44. Panorámica del flanco norte del anticlinal de Barbastro-Balaguer, el cabalgamiento o frontal de las Sierras Marginales y la lámina de St. Llorenç de Montgai, entre Gerb (izquierda) y St. Llorenç de Montgai (derecha). Restos de terraza alta (T4) visibles sobre los yesos de Barbastro. (Dibujo de A. Pocovi).

En la parte alta de estas últimas calizas lacustres se identifican intercalaciones de calizas bioclásticas marinas cada vez más frecuentes y tras unos 15-20 m de tránsito se estabiliza el medio marino. Es la transgresión del Ilerdiense inferior. Con un tramo de unos 150 m de calizas bioclásticas se completa la serie. En estas calizas se encuentran gasterópodos, bivalvos y foraminíferos claramente marinos, de plataforma somera. Son especialmente espectaculares los oncolitos de algas incrustantes de tipo *Lithothamnium*, de aguas muy someras. Sus construcciones se inician a partir de un núcleo que puede ser un fragmento de roca, de concha de bivalvo, un caparazón de foraminífero (Nummulites, Alveolina...) etc. Con estos materiales se acaba la serie en la cima del cerro. Estratigráficamente por encima, en las inmediaciones, sólo se encuentran conglomerados sintectónicos discordantes.

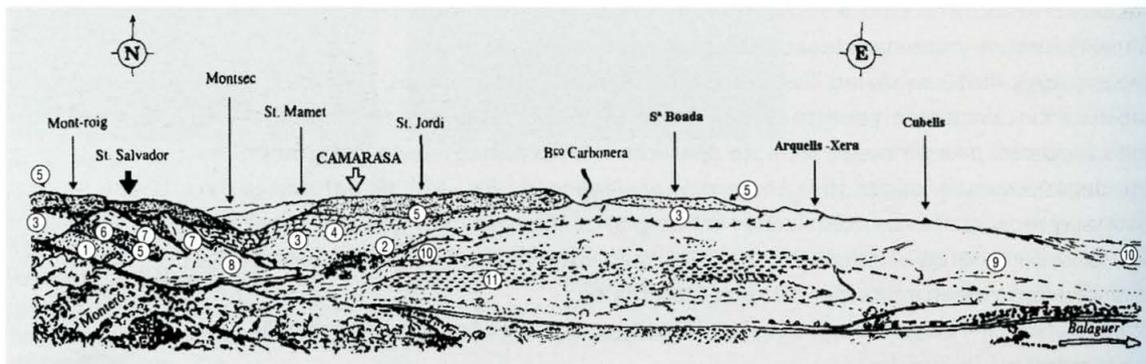
Fig. 45.
Panorámica del Monteró del Camarasa):
1) Triásico en facies Keuper;
2) Yesos del Lías inferior.
3) Arcillas y calizas del Lías.
4) Dolomías del Dogger.
5) Cretácico superior.
6) Facies Garumn.
7) Eoceno marino.
8) Conglomerados.
9) Yesos de Barbastro.
10) Areniscas y arcillas cuaternarias.
11) Terrazas cuaternarias.
(Dibujo de A. Pocoví).

Panorámica del frente de las Sierras Marginales:

Desde las inmediaciones de la cima del Monteró se dispone de una panorámica excelente sobre el cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales así como de la estructura de las láminas meridionales y de la parte colindante de la Cuenca del Ebro, también afectada por las estructuras pirenaicas (Fig. 45):

Hacia el Norte podemos ver Camarasa y el valle del Segre. A través de la garganta la vista se extiende hasta la Sierra del Montsec, a la que dedicaremos dos paradas.

Los relieves que dominan la panorámica son las sierras de Mont-roig, Sant Jordi y S^a Boada, que forman parte de las Sierras Marginales, pero con notables diferencias estratigráficas respecto a lo que acabamos de observar en el Monteró. Podemos apreciar que en el conjunto se destaca un escarpe rojizo de unos 150 m, formado por las calizas bioclásticas del Cretácico superior (en contraste con los apenas 10 m que acabamos de ver en el Monteró). Estas calizas cretácicas reposan en discordancia angular, bien visible en la panorámica, sobre distintos niveles de la serie jurásica. En las inmediaciones del valle del Segre (entre las sierras de Mont-roig y de St. Jordi) se apoyan sobre el potente tramo dolomítico (más de 400 m) del Dogger, mientras que al alejarnos del río unos 2 km por el Este (St. Jordi) o por el Oeste (Mont-roig), se apoyan sobre las margas del Lías. Tiene interés observar que cuando la superficie de erosión previa al depósito del Cretácico superior se desarrolla sobre calizas o dolomías, existen cavidades cársticas y desarrollo de lateritas (en S^a Boada hubo extracciones de bauxita y arcilla refractaria).

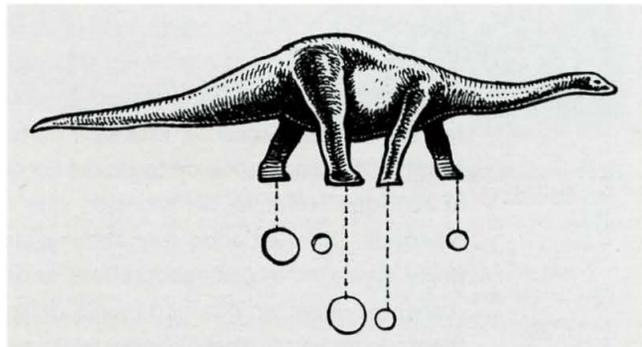


La colina de St. Salvador de Camarasa, situada entre el Mont-roig y nuestro punto de observación, está formada por una serie estratigráfica prácticamente idéntica a la del Monteró. Su estructura es considerablemente complicada, pues está formada por tres láminas de cabalgamiento plegadas en su conjunto por un pliegue de eje subvertical. Desde la carretera, nada más pasar Camarasa, se aprecian algunos de estos detalles. Finalmente, hacia el Este y hacia el Sur, se distinguen las estructuras del borde norte de la Cuenca del Ebro que están en continuidad con el anticlinal de Barbastro – Balaguer (anticlinal de Cubells, sinclinal de Agramunt y anticlinal de Bellmunt - La Sentiu). Regresamos para remontar el valle del Segre hacia la confluencia del Noguera Pallaresa. Bordeando Camarasa tenemos una buena vista sobre los pliegues de eje vertical de la colina de St. Salvador (y sobre las ruinas del puente del s. XIII). A continuación empezamos a subir en la serie estratigráfica de Mont-roig y Sant Jordi. A derecha e izquierda de la carretera se destacan los yesos blancos de la base de la serie del Lías (Hettangien-se). Luego el valle se estrecha en las calizas oolíticas del Sinemuriense y el puente nos pasa a la orilla derecha. Los tramos de margas con braquiópodos del Pliensbaquiense y del Toarciense están cubiertos en las inmediaciones de la carretera. Subimos por el desfiladero encajado en las dolomías del Dogger y pasamos los túneles que nos llevan a la presa. La presa de Camarasa, que embalsa las aguas del Noguera Pallaresa, arma sobre dichas dolomías, muy cerca de la confluencia con el Segre. La carretera nos conduce por encima de la presa para seguir aguas arriba por la orilla izquierda del embalse. Pasamos a situarnos al norte de las Sierras de St. Jordi y Mont-roig y seguimos subiendo en la serie en la serie estratigráfica. Tras pasar la presa la carretera discurre sobre las calizas grises del Malm y a continuación sobre las calizas bioclásticas rojizas del Cretácico superior, con un nivel de arenas y arcillas en la base (transgresión del Cretácico superior, con discordancia angular apenas perceptible desde este punto). Al tramo de calizas bioclásticas le siguen las calizas grises lacustres que anuncian las facies Garumn, aquí también con un espesor considerable y creciente hacia el Norte (en torno a 1000 m).

Parada 4. La Massana – Camarasa: Dinoturbación

Yacimiento con cientos de icnitas de dinosaurios saurópodos en sedimentos del Campaniense final. Son interpretadas como huellas de las extremidades anteriores y posteriores (Fig. 46) de un rebaño en acción de pastar en un banco calizo con huellas de raíces, atribuido a un depósito de pantano costero. Representan las huellas de saurópodos más recientes del registro europeo. Aparecen en un único nivel estratigráfico, a techo de un banco de calizas cercano al límite superior de la unidad carbonatada no marina llamada Unidad 1. Losantos *et al.* (1989) las diferencian de la serie marina y las cartografían dentro del conjunto de depósitos de transición marino-continental que caracteriza el tránsito Cretácico-Terciario en los Pirineos (las llamadas "facies Garumnienses"). Esta Unidad 1 se compone de unos 80 m de alternancia de bancos de calizas y margas que contienen

Fig. 46. Pista de la marcha ordinaria de los saurópodos (López Martínez *et al.* 1998).



ostrácodos, carofitas, foraminíferos y *Girvanella* (Alvarez-Sierra et al. 1994), indicando un ambiente deposicional costero, pantanoso, de aguas salobres y oxigenado (marjal).

El banco que contiene las dinoicnitas muestra bioturbación en forma de galerías sinuosas horizontales, de 1 cm. de diámetro, rellenas de material más margoso, que podrían corresponder a gusanos o crustáceos, y tubos verticales limonitizados que podrían indicar la presencia de plantas con raíces subacuáticas ("hierro de los pantanos"). Las dinoicnitas deforman irregularmente la superficie del banco con formación ocasional de burletes sobreelevados de sedimento alrededor del perímetro de la huella. Hay signos de encostramiento carbonático superpuesto a las huellas de dinosaurios (la costra se adapta a la morfología de las huellas, en vez de estar rota por la presión). No hay signos de retracción por desecación. Ello indica que probablemente el banco estaba humedecido cuando fué dinoturbado. La extensión de la superficie dinoturbada expuesta era de unos 1.200 m². El banco continúa bajo una capa de sedimentos cuya extracción, ya en marcha, permitirá descubrir nuevas huellas. En un área de unos 300 m² se censaron y cartografiaron solamente 98 icnitas de entre las existentes. Toda la superficie expuesta está cubierta de dinoicnitas bien individualizadas y de distribución bastante uniforme con una densidad de huellas de 2 dinoicnitas cada 3 m², lo que permite evaluar en unas 900 el número de huellas expuesto. La mayoría de las dinoicnitas censadas son de un mismo tipo, de morfología subcircular, de tamaños que oscilan entre los 35 y los 70 cm de diámetro.

En los siguientes 5 km carretera, en dirección N, se continúa unos bordeando el braquianticlinal de St. Mamet (que queda al Este) y ascendiendo en la serie estratigráfica por el flanco sur del sinclinal de Ager, siempre sobre las facies continentales de calizas grises, arcillas versicolores con intercalaciones de areniscas ocre y, en la parte superior, niveles de yeso blanco (las facies Garumn), hasta llegar a las inmediaciones de La Baronía.

Parada 5. Baronía de St. Oïsmé y Vall d'Ager

El caserío de "La Baronía" se asienta sobre calizas bioclásticas con alveolinas, equivalentes a las del Monteró, de edad llerdiense inferior (Grupo de Ager), que restablecen el medio marino sobre las facies Garumn (transgresión del llerdiense inferior).

Sobre unas decenas de metros de dichas calizas bioclásticas arenosas de plataforma some-ra se aprecia una lenta regresión registrada por los materiales del grupo de Roda-Oroel, conjunto que empieza con el tránsito a los depósitos de limos y areniscas grises-verdosas de ambiente intramareal. La macrofauna no es abundante en estos niveles, pero hay interesantes icnitas y diversas marcas de actividad orgánica. Sobre unos 300 m de estos materiales se encuentran los niveles deltaicos (Delta de Ager). En este corte del río Noguera Ribagorzana la erosión interrumpe la serie en estos niveles, pero tan sólo unos 3 km más al oeste, por encima de niveles intramareales y deltaicos, la serie regresiva acaba con depósitos fluviales (Grupo Campodarbe – Montañana) en la que se han encontrado restos de reptiles de edad Cuisiense. Esta serie pertenece al bloque inferior del cabalgamiento del Montsec. La distribución de facies del Eoceno en Vall d'Ager se considera condicionada por la actividad tectónica del Montsec, que representa un umbral al menos parcialmente emergido, diferenciando este dominio del de la Conca de Tremp, que se encuentra al norte. En términos paleogeográficos, la distribución de facies y las direcciones de paleo-corrientes muestran que el dominio deltaico del llerdiense de Ager tiene que estar alimentado de tierras emergidas del E-SE y pasar a mar abierto hacia el oeste, condicionadas

por el levantamiento del flanco norte al registrarse actividad tectónica en el Montsec. Desde La Baroniá se abre una espectacular panorámica sobre la Sierra del Montsec, cuyos principales rasgos geológicos se verán en las dos paradas siguientes. No obstante, desde este punto se identifica, sobre el primer gran escarpe calcáreo del Montsec, la escombrera de "La Pedrera de Meià". Tratándose de un punto de interés geológico excepcional, iniciaremos aquí un breve comentario: Se trata de una extracción de calizas lacustres extraordinariamente finas, del Cretácico inferior (Berriasiense – Valanginiense), que se explotó desde 1887 hasta bien entrados en los años 20, para trabajos de imprenta (calizas litográficas). Su descubrimiento para la Ciencia se debe al insigne L.M.Vidal (1842-1922). Durante el periodo de actividad suministró un contingente impresionante de plantas, artrópodos, peces, batracios, reptiles (incluso un ave, que se perdió)... en admirable estado de conservación. Cerrada la extracción, los hallazgos fueron más limitados, generalmente a cargo de aficionados y a veces de expoliadores. También se han realizado campañas de excavación con criterio científico en este y en otros afloramientos afines del Montsec de Meià (Les Cabrúes), con resultados siempre espectaculares. Polen y ostrácodos resultaron decisivos para la datación de los yacimientos. Aparecieron nuevos restos de aves, arácnidos, etc. (Lacasa 1979).

Parada 6. Cabalgamiento del Montsec

Pasado el eje del sinclinal de la Vall d'Ager, rápidamente bajamos en la serie estratigráfica hasta encontrar de nuevo las calizas bioclásticas con alveolinas (con espesor reducido y niveles de conglomerados) y las facies Garumm del flanco norte en las inmediaciones de "La Pasarela" (actualmente, desvío y puente de la carretera de Ager). Estos materiales se identifican en los cortados de la carretera. Inmediatamente más al norte se entra en un tramo parcialmente cubierto en el que se identifican calizas y margas amarillentas del Cretácico superior pertenecientes a una lenticula del cabalgamiento del Montsec (Fig. 47).

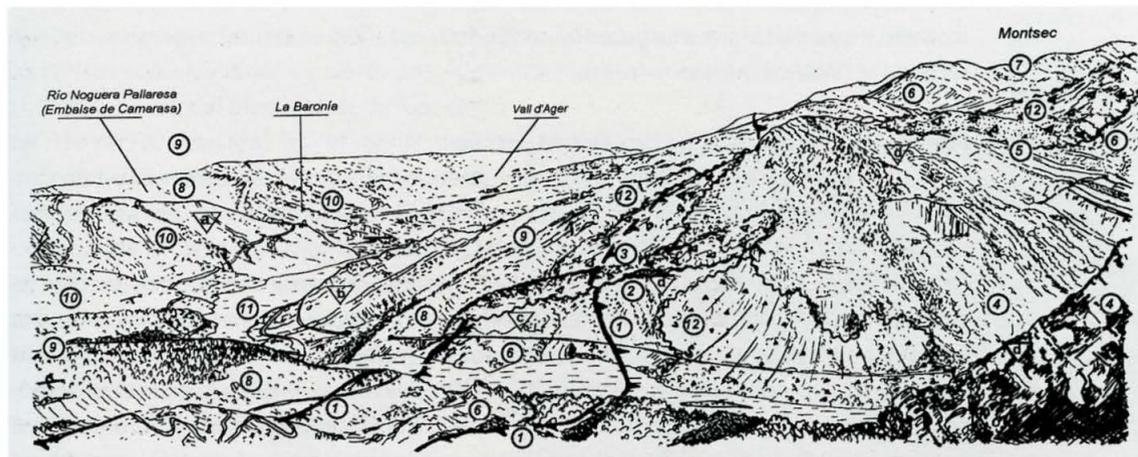


Fig. 47. Cabalgamiento del Montsec en el valle del Noguera Pallaresa (Panorámica desde las inmediaciones de La Pedrera): a) Sinclinal de la Vall d'Ager, flanco sur. b) Ed., flanco norte. c) Lenticula de La Pasarela. d) Lámina del Montsec. 1) Triás en facies Keuper. 2) Dolomías y calizas del Rhetiense y Lías inferior. 3) Margas y calizas bioclásticas del Lías medio y superior. 4) Dolomías, calizas brechoides y calizas lacustres del Dogger, Malm y Cretácico inferior. 5) Calizas bioclásticas del Cenomaniense-Turonense. 6) Calizas arenosas y margas del Coniaciense-Santoniense. 7) Calizas y calizas arenosas del Campaniense. 8) Facies Garumm. 9) Calizas con alveolinas del Ilerdiense inferior. 10) Areniscas y limolitas intramareales del Ilerdiense medio. 11) Areniscas y limolitas deltaicas del Ilerdiense superior. 12) Formaciones superficiales: glaciares y depósitos de ladera. (Dibujo de A. Pocovi).

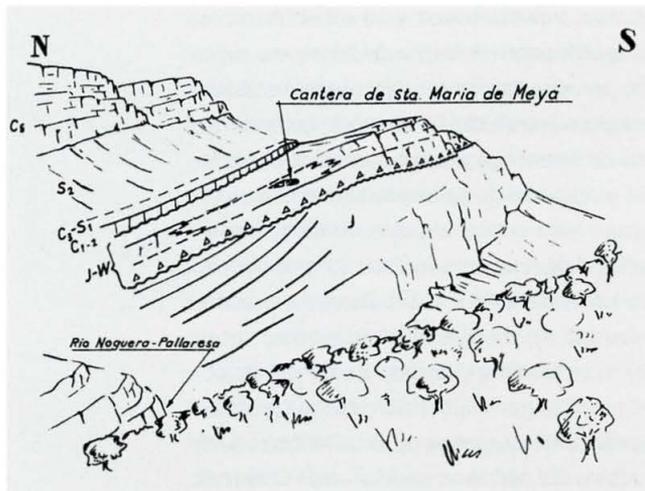


Fig. 48. El paso del Jurásico al Cretácico en el Montsec (Garrido y Ríos, 1972): J) Jurásico medio y superior. J-W) Brecha límite y calizas con carofitas del Montsec. C₁₋₂) Calizas bioclásticas del Cenomaniense -Turonense. S₂) Santoniense. (Dibujo de A. Pcoví).

grises. Estamos en el extremo sur del desfiladero de Terradets y sobre las dolomías grises del Dogger equivalentes a las de la presa de Camarasa. Sigue, en el fondo del valle por donde pasa la carretera, un tramo brechificado en el que no se distingue la disposición estratigráfica, pero en la ladera derecha (en las inmediaciones de La Pedrera; fig. 48), sobre las calizas del Malm se identifica una capa de brecha ligeramente discordante ("brecha límite") que coincide con el paso del Jurásico al Cretácico. Las calizas litográficas (La Pedrera, Les Cabrúes) se encuentran inmediatamente encima de la capa de brecha, intercaladas en una formación de calizas con carofitas que va del Berriasiense-Valanginiense hasta el Barremiense y representan las facies Weald del Montsec.

Una capa masiva de caliza blanca, bien visible en ambas laderas, es el depósito desarrollado en la plataforma urgoaptiense (Beduliense - Gargasiense), que pone fin a la serie del Cretácico inferior.

Parada 7. Cretácico superior del Montsec

El valle se ensancha sensiblemente y ha permitido instalar una pequeña área de descanso (explanada de material de préstamo entre la carretera y el río) en las inmediaciones del manantial llamado La Font de les Bagasses.

Retrocediendo unos pocos centenares de metros por la carretera se identifica un nivel de caliza blanquecina de unos 20 m con abundante *Praealveolina cretácica* (calizas de Sta. Fe), que presentan una gran continuidad lateral y forman discordancia cartográfica con los términos inmediatamente anteriores. Representan el primer gran episodio transgresivo del Cretácico superior y pertenecen al intervalo Cenomaniense medio - Turoniense.

Sigue un tramo de unos 120 m de margas y calizas bioclásticas arenosas, algo ferruginosas, con rudistas y *Lacazina* del Coniaciense - Santoniense inferior.

A continuación unos 50-80 m de calizas arenosas rojizas (ferruginosas) con *Lacazina*, miliólidos y corales marcan el comienzo de la secuencia Santoniense superior - Campaniense que forma el episodio transgresivo que alcanza mayor extensión hacia el Sur. La base de la serie del Cretácico de las sierras de Sant Jordi, Mont-roig, ... coincide con la base de esta misma secuencia. A estas calizas les sigue un tramo muy característico

Desde el vehículo se puede identificar, unos centenares de metros más adelante (norte), un pequeño resalte formado por unas capas calcáreas que buzan al Norte. Esto nos indica que empieza la serie del bloque superior, ya que se trata de las calizas dolomíticas del Rhetiense y del Lías inferior. Nos habrá pasado desapercibida (cubierta) una franja de Keuper, presente a lo largo de todo el cabalgamiento. Los tramos margosos del Sinemuriense y del Toarciense se encuentran también cubiertos en las inmediaciones de la carretera. A continuación el valle se estrecha entre las paredes de dolomías

de 400 m de margas azules con *Lacazina* y otros foraminíferos y también algunos bivalvos, que marca una franja de pendientes suaves entre dos grandes escalones calcáreos a lo largo de toda la Sierra del Montsec (El manantial de La Font de les Bagasses surge hacia la base del tramo de margas). La secuencia continúa con un tramo de 400 m calizas bioclásticas en las que el valle vuelve a encajarse espectacularmente. Se trata de las Calizas bioclásticas del Montsec.

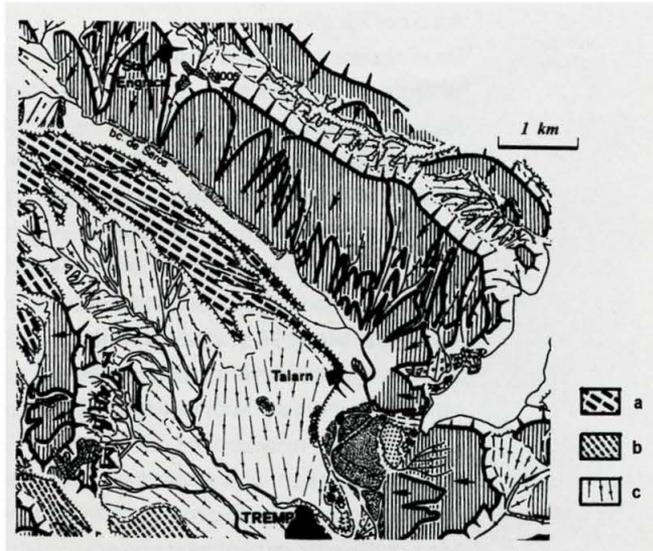
Parada 8. Tránsito a facies continentales del Cretácico superior

Una breve parada (opcional) hacia la salida del desfiladero (antes de pasar el último puente sobre el embalse de Terradets, p. ej.) permitirá observar que el último tramo de la serie del Montsec está formado por calizas arenosas, con muchos terrigenos de grano grueso en la parte superior. En realidad los últimos 600 m de serie están constituidos por calizas arenosas, más cargadas en sílice en la parte superior. A continuación tiene lugar el paso gradual a las facies Garumn. de la Conca de Tremp, con intercalaciones de margas carbonosas y luego arcillas rojas.

A la salida del desfiladero de Terradets, el valle se ensancha sobre las arcillas rojas de facies Garumn (Fm Tremp en su localidad tipo). Se trata de arcillas de llanura de inundación, paleosuelos con concreciones carbonáticas, intervalos lacustres, con canales fluviales de areniscas, depósitos similares a los observados en el Monteró (Camarasa) pero aquí, en la parte centro-norte de la Conca de Tremp, esta formación alcanza los 1.000 m de espesor. Bordeando el embalse de Terradets en dirección a Tremp, en las inmediaciones de Selles, la vista sobre la orilla opuesta nos ofrece un perfil de la Sierra de Campanetas, con el Eoceno marino encima de las facies Garumn. En el breve recorrido se percibe la estructura de sinclinal laxo de la Conca de Tremp y la asimetría de los flancos en lo referente a la facies Garumn: En el flanco sur, el espesor de la serie roja comprendida entre las calizas arenosas del Montsec y el Eoceno de la Sierra de Campanetas es mucho menor que en el flanco norte. También se puede apreciar el "onlap" suave de las calizas con alveolinas (y cierto paso lateral a margas) sobre el Montsec.

El flanco norte del sinclinal de la Conca de Tremp se cortará en el valle del Noguera Ribagorzana. El trayecto del cambio de valle por Montllover (carretera de Figols y Puente de Montañana) nos abrirá una panorámica sobre el conjunto de la Conca de Tremp, desde el Montsec hasta el anticlinal de St. Corneli, y nos dará acceso a los niveles superiores de la Fm Tremp, a la transgresión del Eoceno inferior y al estratotipo clásico del Ilerdiense. La panorámica de la Conca de Tremp, además de los aspectos estructurales, permitirá dedicar unos instantes de atención a los glaciares de Talarn y sus relaciones con las terrazas altas del Noguera Pallaresa (Fig. 49).

Fig. 49. Los glaciares de Talarn (fragmento de mapa geomorfológico tomado de Peña Monne, 1983): a) Glacis plio-cuaternario. b) Glacis medio-alto. c) Glacis bajo. Terrazas: misma leyenda que en la figura 42.

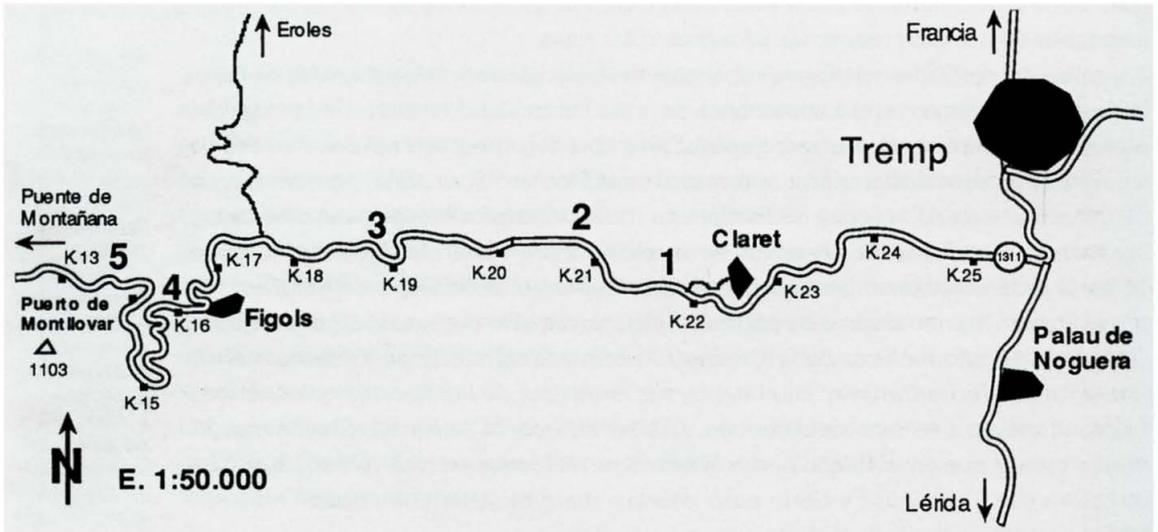


Parada 9. Estratotipo del Ilerdiense

Entre los km 21,4 y 13,2 de la carretera que une las localidades de Tremp y Puente de Montañana (Fig. 50) se encuentra la sección tipo de uno de los pisos marinos con un registro fósil más diverso, mejor conservado y con mejor afloramiento de todos los definidos en Europa. Se trata del estratotipo del Ilerdiense, que se sitúa en el tránsito Paleoceno - Eoceno inferior. Fue propuesto por Hottinger y Schaub (1960) porque en la Cuenca de Paris, donde se definieron los pisos del Eoceno, por debajo del Cui-siense no existen Nummulites ni fósiles marinos.

El nombre deriva, evidentemente, de Ilerda, nombre latino de Lleida/Lérida. Ofrece un espesor de sedimentos predominantemente margosos y arcillosos muy ricos en fauna diversa que acompaña a las alveolinas y nummulites en que se basaron las primeras dataciones (Molina et al. 1995).

Fig. 50.
Esquema de
localización
del corte del
Ilerdiense en
Tremp
(Molina et al.
1995).



Base del Ilerdiense:

En el kilómetro 21,4 se sitúa la base del piso Ilerdiense donde puede observarse el tránsito entre la Fm Tremp (Facies Garum) y la Fm Ager (Ilerdiense). La parte superior de la primera está constituida por limos rojos, areniscas y conglomerados de tipo continental, encontrándose en este punto intercalaciones de yeso que tienen varios metros de potencia. La transición a la Fm Ager está constituida por los sedimentos limosos de color marrón a negro, que contienen restos vegetales, característicos de depósitos de marisma. La transición es gradual encontrándose intercalados estratos calcareníticos marinos con alveolínidos, orbitolínidos, briozoos, moluscos y corales (*Cricocyathus grumy*, *Goniopora elegans* y *Rhizangia brauni*) con otros limolíticos o arcillosos, continentales o salobres que contienen moluscos (*Batillaria [Vicinocerithium] couizensis*, etc.), dasycladaceas y carofitas. Los fósiles característicos que han permitido establecer la biozonación y posición de la base del piso Ilerdiense son: alveolínidos (Biozona de *Alveolina cucumiformis*), dinoflagelados (Biozona de "*Wetzeliella hyperacantha*"), ostrácodos (Biozona de *Echinocythereis isabencana*), microforaminíferos (Biozona de *Anomalinoidea rubiginosus*) y localmente moluscos (Biozona de *Pseudomiltha (?) corbarica*).

Límite Paleoceno/Eoceno:

En las curvas de los alrededores del kilómetro 19 se pueden observar los materiales del tránsito Paleoceno/Eoceno. Encima de unos niveles muy ricos en nummulítidos (Biozonas de *Assilina* aff. *arenensis* y *Nummulites robustiformis*) se sitúa un intervalo con abundantes corales individuales de la especie *Cricocyathus grumi* (antiguamente *Pattalophyllia sinuosa*). En este nivel aparece *Turritella figolina* que es un molusco con gran interés bioestratigráfico. A partir de este nivel encontramos unas arcillas ricas en foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo, ya que se produce una fuerte subida del nivel del mar en coincidencia con el máximo aumento de temperatura que caracteriza al evento del límite Paleoceno/Eoceno. Asimismo pueden observarse unos niveles con abundantes concreciones de algas rodofíceas que se encuentran mezcladas con moluscos (ostreidos) de poca profundidad, los cuales habrían sido transportados por fenómenos de tipo "debris flow" como consecuencia de una caída del nivel del mar que se produciría en el Eoceno basal.

Techo del Ilerdiense:

Entre los kilómetros 13 y 14 se puede observar el techo de la Fm Ager (Ilerdiense superior) y el paso a la Fm Montañana de tipo continental. Las margas disminuyen de potencia y se desarrollan potentes intecalaciones de calcarenitas, areniscas y conglomerados que son cada vez más frecuentes. Los niveles margosos contienen microforaminíferos de la zona de *Uvigerina abbreviata*, siendo frecuentes los miliólidos y otras formas de poca profundidad. Los nummulítidos son cada vez más raros, pero se han podido identificar las biozonas de *Nummulites involutus* y *Assilina adrianensis*. Por el contrario los alveolínidos son más frecuentes y pertenecen a la Biozona de *Alveolina trempina*. Los moluscos vuelven a ser frecuentes y en algunos niveles abundantes, apareciendo una importante bioconstrucción con *Crassostrea sicardi* y *C. (Cubitostrea) multicosata*, y en las margas moluscos salobres.

Parada 10. Cretácico de Les Escalles

El corte del Cretácico del flanco norte del sinclinal de la Conca de Tremp debe permitirnos identificar las formaciones que integran la serie, determinar su correlación con las observadas en el Montsec y en las Sierras Marginales, y luego comentar el modelo de distribución de facies correspondiente a este dominio de la Unidad Surpirenaica Central.

Visto el corte del Ilerdiense, descendemos al valle del río Noguera Ribagorzana (Puente de Montañana) que remontamos por la orilla aragonesa. Nos desplazamos sobre los sedimentos fluviales del Cuisiense formados por limos y arenas con paleocanales meandriformes (ejemplos del cruce de la carretera de Montañana...) y seguidamente empezamos a descender en la serie estratigráfica del norte de la Conca de Tremp.

Desde el vehículo identificaremos las arcillas rojas garumnienses buzando suavemente hacia el Sur y el primer resalte rocoso situado a su base. Es la cuesta que delimita la depresión geográfica de Tremp y corresponde a las Areniscas de Arén.

Arenisca de Arén en su localidad tipo y Formación Vallcarga:

Niveles muy gruesos de areniscas con estratificación cruzada a gran escala. Representan la última regresión del Cretácico marino. Se atribuyen al Maastrichtiense y son equivalentes a las calizas arenosas del Montsec. Se interpretan como sedimentos de plataforma con estuarios afectada por fuertes corrientes marinas responsables de la distribución de los detríticos. Su espesor en este flanco norte oscila entre unas decenas y unos centenares de metros.

Inmediatamente debajo de las capas de arenisca encontramos una potente formación de margas y turbiditas de la formación Vallcarga, del Campaniense superior – Maastrichtiense. Se trata de sedimentos de talud equivalentes en edad a las margas azules y las calizas bioclásticas del Montsec. Su espesor estimado es superior a 500 m.

Sopeira. Base de la Formación Vallcarga:

En las inmediaciones de la presa de Sopeira (Fig. 51) sobre la orilla derecha, se localiza el contacto erosivo de la base de la formación Vallcarga y la disposición en *onlap*, muy acusado, hacia el Sur sobre las calizas brechoides pelágicas de la Fm Reguard (sobre las que arma la presa de Sopeira).

El conjunto formado por las margas de Sopeira (400 m), las brechas de Sopeira (200 m) y las calizas pelágicas brechoides de la Fm Reguard antes citada, representan facies de cuenca y talud y pertenecen a la secuencia del Cenomaniense medio – Turoniense que en el Montsec estaba representado por las calizas con *Praealveolina*, de facies de plataforma. Los depósitos de la secuencia Coniaciense – Santoniense inferior han desaparecido bajo de discordancia de la base de la Fm Vallcarga.

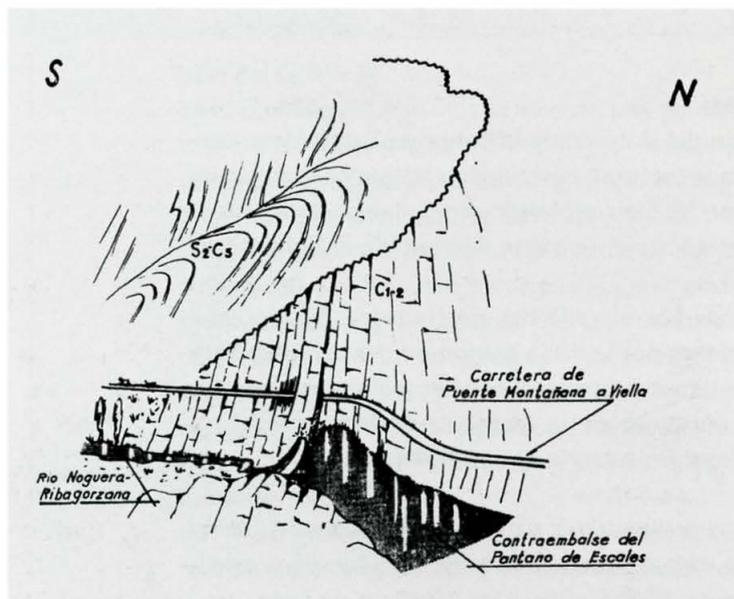
Presa de Les Escales. Cretácico inferior:

Bajo las margas de Sopeira (contacto discordante) aparece el potente tramo de calizas bioclásticas arenosas rojas con fragmentos de orbitolinas, equinodermos y conchas diversas de las Calizas de la

Sierra de Aulet. Una sucesión de túneles de la carretera permite atravesar los más de 500 m de potencia de estas calizas, pero unas decenas metros antes de llegar a la base nos detendremos en la pequeña explanada que da acceso al paso de encima de la presa (camino de Castarné de les Olles). Las vistas sobre el vaso del embalse, la garganta de Pas de Escales y la propia presa merecen unos instantes de atención.

Siguiendo la carretera se llega a la base de este tramo calcáreo atravesando aún un nuevo túnel. A la salida del túnel el valle se

Fig. 51.
Discordancia
de la base de
la Fm.
Vallcarga
junto a la
presa de
Sopeira
(Garrido y
Ríos, 1972)



ensancha y entre los depósitos de ladera afloran unos 400m de una formación margosa cuya base queda cortada por una falla que las pone en contacto con el Trías de Aulet. Los niveles más bajos están formados por margas con calizas intercaladas, que tienen foraminíferos plantónicos. Siguen margas oscuras con planctónicos y luego margas arenosas con grandes orbitolinas hasta el contacto con las Calizas de la Sierra de Aulet. Se han identificado desde el Albiense superior al Vracomiense en las margas y del Vracomiense alto al Cenomaniense inferior en las calizas arenosas.

El significado paleogeográfico de estas formaciones resulta problemático porque su extensión lateral queda limitada a los dominios de las Sierras de Aulet y Sant Gervàs, entre el Trías y las discordancias del Cretácico superior.

Parada 11. Ofitas de Aulet

Durante el Trías superior tuvo lugar una de las etapas magmática más importantes de la historia alpina de los Pirineos que nos dejó un gran número de cuerpos subvolcánicos dentro de los materiales arcillosos y evaporíticos del Trías superior. El emplazamiento de las masas magmáticas tuvo lugar bajo un escaso espesor de sedimentos poco consolidados, en forma de grandes sills y lacolitos de extensión decamétrica o kilométrica. Se trata de las doleritas toleíticas tradicionalmente llamadas ofitas porque la superficie alterada de estas rocas presenta un moteado que recuerda la piel de serpiente (según las descripciones de Palassou, a finales del s. XVIII).

En el afloramiento de Trías de Aulet aparecen varias masas de doleritas, con variaciones texturales y composicionales (dentro de la notable uniformidad de estas rocas), algunas de ellas muy accesibles desde la carretera. Una breve parada a pie de carretera debe permitirnos apreciar: 1) Indicios de metamorfismo de contacto en el encajante. 2) Facies microcristalinas de borde. 3) Facies diabásicas del centro. 4) Diaclasado "primario" debido a retracción térmica. 5) Forma y disposición del cuerpo ígneo antes de la tectónica alpina (Lago y Pocoví, 1980).

Salimos del afloramiento de Trías de Aulet pasando la falla de la ermita de Rocamora y adentrándonos en el sector Pont de Suert – Turbón, cortando preferentemente materiales del Cretácico superior hasta las inmediaciones de Pont de Suert donde identificaremos de nuevo Trías superior con ofitas. Hemos cruzado la Unidad Surpirenaica Central y llegamos al dominio de las "têtes plongentes".

La última parada nos permitirá reconocer las formaciones del Lías en la base del conjunto alóctono y comentar los rasgos estructurales.

Parada 12. Lías de la carretera de Bonansa y vista sobre la "tête plongeante" de Gotarta

En contraste con la complicada variabilidad de facies del Cretácico superior de la cuenca pirenaica, ahora podemos constatar que al principio del Jurásico, situándonos en el tranquilo margen occidental del Tethys, las facies del Lías se extienden con gran uniformidad, sin que la cuenca pirenaica tuviera ningún significado, ya que facies prácticamente idénticas se extienden desde la C. Ibérica hasta las cadenas subalpinas.

En el corte de la Carretera de Bonansa (entre el desvío de Casternés y el primer túnel) podemos identificar: 1) Calizas brechoides y calizas oolíticas del Hettangiense – Siniense. 2) Margas del Carixiense- Domeriense. 3) Calizas bioclásticas con belemnites y

terebátulas del Domeriense superior. 4) Arcillas fosilíferas del Toarciense. 5) Calizas con oncolitos del Aaleniano (túnel). Entrando en el Dogger, la serie se vuelve dolomítica, (como vimos en Camarasa, Sierras Marginales), con lo que se hace más difícil identificar límites y datar el Jurásico medio – superior, así como los tramos inferiores del Cretácico.

Por otra parte, la pequeña subida por la carretera de Bonansa nos ofrecerá una panorámica sobre la margen izquierda del Noguera Ribagorzana, inmediatamente al norte de Pont de Suert. Sobre el paisaje se identificará la "tête plongeante" de Gotarta y se situará en un corte esquemático desde la Zona Axial hasta la parte trasera de la Unidad Surpirenaica Central (Fig. 52).

Fig. 52.
Corte del
afloramiento
de Gotarta-
Malpás
(Seguret,
1972):

- 1) Paleozoico indiferenciado.
- 2) Carbonífero superior y Pérmico.
- 3) Trías inferior.
- 4) Trías medio y superior (nivel de despegue).
- 5) Cobertera.

