

## **PEDRAFORCA: estratigrafía y estructura (Pirineo catalán, España)**

Juan ULLASTRE\* y Alicia MASRIERA\*\*

### **ABSTRACT**

ULLASTRE, J. and MASRIERA, A. Pedraforca: stratigraphy and structure (Catalonian Pyrenees, Spain).

Stratigraphic analysis and detailed geological cartography allow us to reach essential conclusions about the sedimentary and tectonic evolution of the Pedraforca peak, an impressive southern Pyrenean mountain.

Simplistic interpretations that consider the Pedraforca peak like a “klippe” of remote origin are based on insufficient or erroneous observations as is demonstrated in this paper.

Understanding the paleogeography of the Lower Cretaceous is basic as it played a decisive role in the posterior structure of the Pedraforca peak.

The pre-Cenomanian tectonics and erosion, distinguished for the first time on this mountain, help to explain the existence of compartments with and without Lower Cretaceous.

The Laramian tectonic phase (uppermost Cretaceous - Paleocene) which involves the paleogeographic wedge towards the S and the E of the Lower Cretaceous produced the migration of the Upper Cretaceous basin during post-Santonian times; this originated two important unconformities over the Pedraforca peak compartment.

The location of the Pedraforca zone (unit *s.l.*) to the S of Cadí (relative autochthon) from its primitive western position is the result of the major phases of the Pyrenean tectonics (Middle - Upper Eocene and Oligocene in age). Consecutively, the Saltes - L'Espà - Pedraforca subunit, following a fault with a strike-slip component from W to E and thrusting from S to N or from SW to NE, produced the stretching of the SW limb of the hypothetical syncline of the Gresollet - Gisclareny subunit. This limb, already wedged by the Uppermost Cretaceous - Paleocene unconformities, is at present inverted under the northern thrust of the Pedraforca peak subunit.

---

\* Ronda de Sant Pere, 50. 08010 Barcelona, Espanya.

\*\* Museu de Geologia, Parc de la Ciutadella. 08003 Barcelona, Espanya.

The Miocene alluvial sedimentation (Roca Roja N) and the affected Neogene tectonics are analysed comparatively to the neighbouring Cerdanya depression.

Recent colluvial deposits (perhaps Plio-Quaternary in age) suggest that the Pedraforca peak is a young relief.

**Key words: Geological cartography, Stratigraphy, Cretaceous, Polyphase tectonics, Pyrenees, Catalonia, Spain.**

## RESUMEN

El análisis estratigráfico pormenorizado y la cartografía geológica detallada han permitido obtener conclusiones esenciales para conocer la compleja evolución tectónica y sedimentaria del pico de Pedraforca, una impresionante montaña sudpirenaica.

Las interpretaciones usuales, que consideran este pico como una "klippe" de origen lejano, están basadas en observaciones insuficientes o equivocadas. De ello damos cumplidas pruebas en nuestro trabajo.

Llegar a comprender la paleogeografía del Cretácico inferior significa haber alcanzado un hito fundamental, puesto que ella ha influido decisivamente en la estructura posterior.

La tectónica y erosión antecenomanienses, discernidas por primera vez en esta montaña, ayudan a explicar la existencia de compartimentos con y sin Cretácico inferior.

La fase tectónica larámica (finicretácica-paleocena), afectando el bisel paleogeográfico hacia el S y el E del Cretácico inferior, produjo la migración de la cuenca del Cretácico superior postsantoniense, originándose dos discordancias importantes sobre el compartimento del pico de Pedraforca.

A las fases mayores de la tectónica pirenaica (Eoceno medio-superior y Oligoceno) debemos la colocación de la zona del Pedraforca al S del Cadí (autóctono relativo) desde su primitiva posición occidental. Consecutivamente, la subunidad de Saldes-L'Espà-Pedraforca en un movimiento combinado de traslación longitudinal del W hacia el E y de cabalgamiento de S a N o de SW a NE, provocó el estiramiento del flanco SW de la subunidad de Gresolet-Gisclareny, que estaba ya adelgazado por las discordancias finicretácicas-paleocenas, determinando así la colocación de una lámina tectónica invertida de Cretácico superior bajo el cabalgamiento septentrional de la subunidad del pico de Pedraforca.

La sedimentación aluvial miocena (Roca Roja N) y la tectónica neógena afectante, se analiza comparativamente a la de la vecina fosa de la Cerdanya.

Algunos depósitos coluviales recientes (quizás plio-cuaternarios) hacen pensar en una relativa juventud de este relieve.

**Palabras clave: Cartografía geológica, Estratigrafía, Cretácico, Tectónica polifásica, Pirineo, Cataluña, España.**

## ÍNDICE

Introducción .....	14
Área cartografiada .....	14
Pedraforca en el contexto geológico sudpirenaico .....	15
El substrato del Cretácico .....	17
1. En la unidad cabalgante del pico de Pedraforca y en su enraizamiento al S de l'Espà .....	17
2. En la unidad cabalgada de Gresolet-Gisclareny .....	18
3. En la serie del Cadí (autóctono relativo) .....	18
El Cretácico inferior .....	20
1. Su distribución .....	20
2. Análisis estratigráfico y estructural .....	20
3. La disposición estratigráfica original .....	25
La tectónica antecenomaniense .....	26
1. La prueba indirecta .....	26
2. La deformación y erosión antecenomanienses pueden explicar la desaparición de terrenos hacia el E .....	28
El Cretácico superior y el tránsito al Paleoceno .....	32
1. El contexto estructural .....	32
2. La vertiente S del pico de Pedraforca .....	32
3. El Maastrichtiense-Paleoceno continentales entre el Molí de Gósol (MG) y Sorribes .....	36
4. La serie de Gresolet y la escama invertida .....	37
La tectónica finicretácica-paleocena .....	41
El Terciario .....	42
1. Ausencia de testimonios del Paleógeno marino .....	42
2. Los conglomerados continentales .....	43
La tectónica terciaria .....	44
1. Durante el Paleógeno .....	44
2. En el Neógeno .....	46
Breve comentario sobre el Cuaternario .....	47
Conclusión .....	47
Agradecimientos .....	48
Notas .....	49
Bibliografía .....	50

## INTRODUCCIÓN

Pedraforca (2498 m de altitud) constituye el punto culminante de una pequeña unidad estructural, morfológicamente espectacular, de difícil y controvertida interpretación, situada en la comarca pirenaica del Berguedà entre los ríos Segre y Llobregat.

En 1987 dimos a conocer un estudio (Ullastre *et al.*, 1987) sobre este famoso pico cuyos problemas no ceden con un simple vistazo. En aquella ocasión aportamos sólidos argumentos para establecer su filiación y su estructura, basados en un análisis comparativo, minucioso e irrefragable, del Cretácico superior de este macizo.

No obstante, entonces adoptamos para el Cretácico inferior la sucesión estratigráfica propuesta por Peybernès (1976), que más tarde se nos ha revelado incorrecta. En efecto, haciendo el estudio geológico de un sector al E de Coll de Nargó (Ullastre & Masiera, 2001), con el cual estaba unido paleogeográficamente el macizo del pico de Pedraforca, y profundizando en el conocimiento de la evolución estratigráfica regional del Cretácico inferior (Ullastre *et al.*, 2002), hemos concebido la imposibilidad de que en el pico de Pedraforca este Cretácico se presente bajo la forma de una serie en superposición normal que de abajo arriba abarque las calizas del Pollegó superior, las margas de la Enforcadura, las calizas del Pollegó inferior y las margas de Prat de Reo tal como se ha admitido después de Peybernès (1976).

Sobre este importante asunto, pues, dedicaremos una especial atención en el presente trabajo, por las consecuencias que tiene en la interpretación paleogeográfica y estructural.

El hallazgo de una prueba indirecta que permite afirmar que los terrenos del pico de Pedraforca estuvieron afectados por una fase tectónica antecenomaniense importante, con la trascendencia que ello tiene para explicarse la desaparición del Cretácico inferior hacia el E, es un nuevo rayo de luz que vertimos sobre esta montaña.

El perfeccionamiento de la cartografía es también una aportación más que hacemos en esta ocasión. Ella nos ha permitido conocer mejor las relaciones sedimentarias de la sucesión del pico de Pedraforca y de la lámina invertida del borde N y NE con el Cretácico superior circundante, corroborando todo cuanto de esencial dijimos en 1987.

El análisis litológico de ciertos episodios conglomeráticos, finicretácicos y paleócenos unos, neógenos otros, nos harán reflexionar sobre algunas fases tectónicas que han incidido en la estructuración de esta montaña.

Por último diremos que después de 1987, a pesar de la polvareda que incontinenti levantó nuestro trabajo pionero, lo que ha salido de pluma ajena relativo al pico de Pedraforca no ha sido más que una obstinada ocultación de la verdad científica, con resultados lamentables por la cantidad de errores y gratuitas interpretaciones.

## ÁREA CARTOGRAFIADA

Corresponde al pico de Pedraforca y su entorno, desde el meridiano de Gósol al W al meridiano del Coll de la Bena (BE) cerca de Gisclareny al E. Por el N hemos incluido una pequeña porción de la serie del Cadí (anticlinal de Les Bassotes, LB),

tectónicamente afectada por los empujes que contra ella ejercieron las unidades meridionales. El Coll de la Trapa y Saldes son el límite meridional. En total una superficie pequeña, poco más de 50 km<sup>2</sup>, pero con grandes dificultades interpretativas.

Está representada en las láminas I (plano geológico) y II (cortes geológicos), plegadas aparte y en las que va incluida la leyenda. La cartografía geológica ha sido trazada en el campo sobre fotos aéreas no restituidas. Después, la planimetría se ha ajustado a la realidad con el auxilio del Ortofotomapa de Catalunya, 1:25000, Hojas: Saldes 254-2-2 (70-22), 4ª edición, noviembre 2001; Estana 254-2-1 (70-21), 4ª edición, noviembre 2001; publicadas por el Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona. Para la altimetría nos hemos valido del Mapa Topográfico Nacional, 1:25000, Hojas: Gósol 254-IV (70-22), 1ª edición, 2001; Estana 254-II (70-21), 1ª edición, 2001; publicadas por el Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

## PEDRAFORCA EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO SUDPIRENAICO

La situación geográfica y geológica del área en cuestión queda gráficamente expuesta en la Fig. 1, en cuya leyenda se expresan las grandes unidades sedimentarias y estructurales sudpirenaicas. No obstante, las relaciones que han tenido entre sí resultan incomprensibles sin tener en cuenta algunas ideas que nos parecen fundamentales, bien establecidas en nuestras investigaciones anteriores. Éstas son:

1, la unidad del pico de Pedraforca no puede considerarse separadamente de la zona tectónica que la circunda por las razones estratigráficas y estructurales expuestas in Ullastre *et al.* (1987) y que veremos aquí reforzadas y ampliadas.

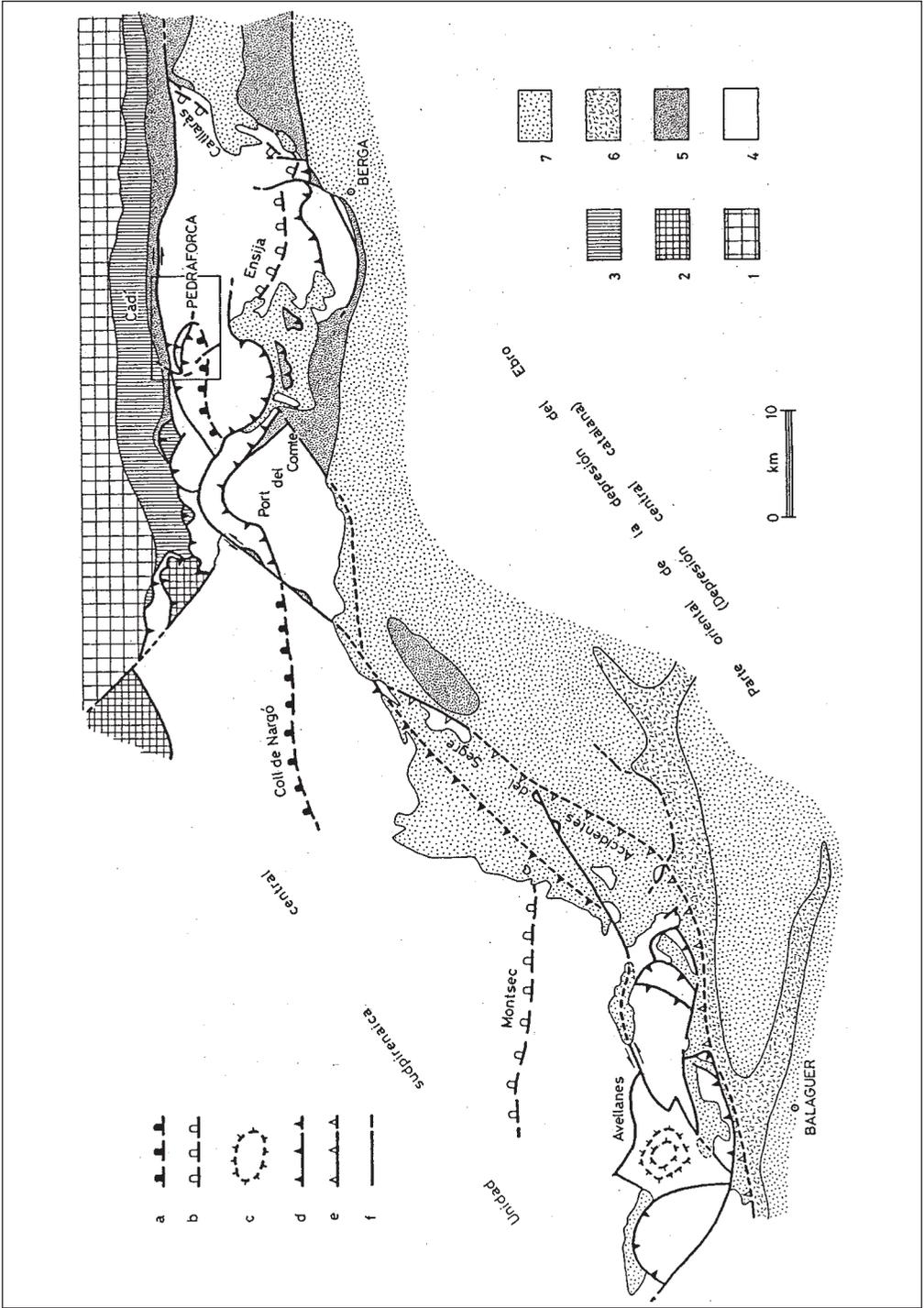
2, la zona del Pedraforca en su conjunto estaba situada, antes de los desplazamientos intralutecienses, unos 40-50 km más al W, con lo cual el extremo oriental de esta zona (Catllaràs) se hallaba situado al W del Cadí (Fórnols) cuya serie es el recubrimiento normal del zócalo paleozoico. Una detallada argumentación de ello está expuesta in Ullastre *et al.* (1990).

3, la correspondencia de las zonas isópicas de la unidad sudpirenaica central y de la zona del Pedraforca es un hecho evidente. Por tanto, el desplazamiento antes indicado tiene que suponerse solidariamente con la expresada unidad sudpirenaica central.

4, el macizo del Port del Comte y las escamas tectónicas de Alinyà-Tuixén-La Coma, que paleogeográficamente le pertenecen (Ullastre & Masriera, 1996), hasta fines del Cuisiense o los albores del Luteciense ocupaban una posición entre las Sierras marginales del NE de Balaguer (unidad sudpirenaica central) y el borde S de la zona del Pedraforca (Ullastre & Masriera, 2000; 2001).

5, las distintas fases de la deformación interna anteluteciense de la panunidad formada por la unidad sudpirenaica central y la zona del Pedraforca (incluyendo en ella el Port del Comte), no actuaron escalonadamente en el tiempo y en el espacio, como sostienen algunos, sino que cada una de ellas dejó sus efectos en toda la extensión de la panunidad (Ullastre & Masriera, 1999, p. 101)

6, los desplazamientos tangenciales intralutecienses se produjeron en el sentido NW-SE. Desplazamientos posteriores más o menos ortogonales (SW-NE) determinaron las estructuras más recientes de la zona del Pedraforca.



7, la zona del Pedraforca está yuxtapuesta al S de la serie del Cadí mediante una falla subvertical W-E buzando 70° al S por término medio (“accidente del Cadí” *in* Ullastre *et al.*, 1990). Su juego ha sido doble: longitudinal horizontal (“coulissage” sinistro de W a E) y transversal vertical (cabalgamiento de SW a NE).

El análisis estratigráfico y estructural de la unidad del pico de Pedraforca y su entorno, objeto del presente trabajo, se hará en el marco de las ideas anteriores que por el momento consideramos irrenunciables.

## EL SUBSTRATO DEL CRETÁCICO

### 1. En la unidad cabalgante del pico de Pedraforca y en su enraizamiento al S de l’Espà

Los terrenos anteriores al Cretácico en esta unidad (Fig. 2) afloran sólo en el sector septentrional (ver cartografía geológica).

El Trías superior margo-yesoso de facies Keuper (K) jalona la base del cabalgamiento a lo largo de la franja E-W de las Set Fonts (SF); se concentra en el núcleo de un repliegue al NE del Coll del Verdet (CV) y desaparece por laminación hacia el SE.

En el Jurásico hemos hecho tres distinciones: Triásico terminal - Liásico inferior (L1), Liásico medio-superior (L2) y Dogger-Malm (J).

El Triásico terminal-Liásico inferior (L1) presenta diferentes facies litológicas. De abajo arriba tenemos: margocalizas dolomíticas, calizas con estructura laminada, brechas calcareodolomíticas y calizas oolíticas; podemos decir que difícilmente encontraremos en un mismo afloramiento la sucesión completa ya que los estiramientos tectónicos han producido importantes supresiones.

Fig. 1. Situación del sector del pico de Pedraforca en el marco geológico regional. Terrenos: 1, Paleozoico y Permotriásico del Pirineo “axial” o alta cadena primaria. 2, Paleozoico y Triásico inferior y medio alóctonos de la zona de los Noguera. 3, serie del Cadí: recubrimiento normal, mesozoico-cenozoico, del zócalo paleozoico. 4, Terrenos mesozoico-cenozoicos de la zona sudpirenaica desplazados respecto a la serie del Cadí. 5, Terciario marino (Cuisiense superior a Priaboniense) de la zona plegada del antepaís y de la serie del Cadí. 6, Evaporitas del Eoceno superior de la zona plegada del antepaís. 7, Terciario continental sincrónico y posterior a la tectónica del Eoceno medio-superior. Accidentes (1): a, Paleoaccidente de Coll de Nargó - Pedraforca. b, Paleoaccidente del Montsec - Ensija - Catllaràs. c, Paleodiapiro de Les Avellanes(2). d, Cabalgamientos producidos durante y después del Eoceno medio-superior indiferenciados. e, Cabalgamientos producidos durante el Eoceno superior. f, Fallas verticales o próximas a la vertical y fallas en dirección más o menos cabalgantes producidas durante y después del Eoceno medio-superior.

Fig. 1. Location of Pedraforca peak zone within the geological setting of the region. Stratigraphic units: 1. Paleozoic and Permian of the axial Pyrenees. 2, allochthonous Paleozoic and Lower and Middle Triassic of the Noguera Zone. 3, Cadí unit: normal cover (mesozoic-cenozoic) of the paleozoic basement. 4, Mesozoic-Cenozoic of the southern Pyrenean zone displaced in relation to the Cadí unit. 5, marine Tertiary (Upper Cuisian to Priabonian) of the folded zone of foreland and the Cadí unit. 6, Upper Eocene evaporites of the folded zone of foreland. 7, continental Tertiary synchronous and posterior to the Middle-Upper Eocene tectonics. Tectonic symbols(1): a, Coll de Nargó-Pedraforca paleo-fault. b, Montsec-Ensija-Catllaràs paleo-fault. c, Les Avellanes paleo-diapir(2). d, thrusts produced during and after the Middle-Upper Eocene undifferentiated. e, thrust produced during Upper Eocene. f, vertical faults or reverse faults and strike-slip faults with more or less thrusting produced during and after the Middle-Upper Eocene.

El Liásico medio-superior (L2) aparece, casi siempre, reducido a retazos de margocalizas con pectínidos y calizas bioclásticas rojas ricas en braquiópodos, belemnites y ammonites; es decir, a los términos más competentes frente a los esfuerzos tectónicos de lo que es la sucesión típica sudpirenaica en la que hay un grueso paquete de margas superiores (Fauré, 1984).

Al Dogger-Malm (J) se atribuye la formación dolomítica que yace bajo el Cretácico inferior. Las dolomías son masivas de color gris, generalmente oscuro. Cuando la dolomitización decrece se observan capas de tonos más claros, a veces brechoides.

Al S del Pollegó inferior (PI) ni la erosión ni ningún accidente tectónico importante permite ver el substrato del Cretácico. Las capas parecen hundirse normalmente hacia el S, con lo cual, no pudiendo sustraernos de la idea de que en esta dirección se enraiza la unidad del Pedraforca, hemos de imaginar que los mismos terrenos triásicos y jurásicos que afloran aguas abajo del río Aigua de Valls (Guérin-Desjardins & Latreille, 1961) están también bajo el Cretácico del Pollegó Inferior (PI) y de l'Espà. Y, así lo hemos interpretado en la lámina correspondiente a los cortes geológicos.

Al W de l'Espà tenemos un importante afloramiento diapírico de Trías superior margo-yesoso (K), que ha subido, probablemente, aprovechando la línea de debilidad que resulta de la desaparición hacia el S del Cretácico inferior por bisel sedimentario y la concurrente reducción hacia el N de una parte del Cretácico superior - Paleoceno. De este dispositivo sedimentario nos ocuparemos más adelante.

## **2. En la unidad cabalgada de Gresolet-Gisclareny**

La unidad de Gresolet-Gisclareny, al N de Saldes-Vallcebre (Fig. 2), se caracteriza por su disposición sedimentaria peculiar: el Cenomaniense superior con prealveolinas (Cs1) y/o el Senoniense inferior (Cs2) son directamente transgresivos sobre el Trías superior margo-yesoso (K) o bien sobre el Liás inferior calcáreo (L1) en la parte más oriental (Guérin-Desjardins & Latreille, 1961).

Tenemos aquí la ausencia de todo o casi todo el Jurásico y del Cretácico inferior. Este hecho crea un fuerte contraste entre la estratigrafía de esta unidad y la del pico de Pedraforca en la que los terrenos del Jurásico y del Cretácico inferior tienen una notabilísima presencia. Ello ha provocado, lógicamente, las interpretaciones más aloctonistas al considerar la unidad de este pico.

No obstante, como veremos después, este hecho es posible explicarlo (sin violentar el entendimiento) a la luz del hallazgo de una prueba indirecta fundamental, que nos ha permitido estimar la importancia que tuvo la tectónica y erosión antecenomanienses en el área estudiada.

## **3. En la serie del Cadí (autóctono relativo)**

En la vertiente N de la sierra del Cadí, por encima del zócalo paleozoico y los materiales volcánicos y detríticos estefanopérmicos, afloran en una larga corrida E-W las areniscas rojas micáceas y conglomerados del Permotriás. A éste se le superpone un Triásico medio-superior, formado por calizas en lajas o en bancos de poco espesor

de Muschelkalk y margas carbonosas y hojosas con pequeños lechos de calizas o carniolas atribuidas a un Keuper sin yeso, que viniendo del W, no va más allá del meridiano de Prat d'Aguiló - Les Bassotes (LB) (Fig. 2), (Boissevain, 1934; Guérin-Desjardins & Latreille, 1961; Hartevelt, 1970).

Sobre este substrato, afectado por una erosión antesenoniense, transgredió el Cretácico superior marino de la serie del Cadí.

El Triás superior margo-yesoso de facies Keuper (K) inyectado a través de una fractura al N del anticlinal de Les Bassotes (LB) y en Els Terrers (ET) difiere, litológicamente, del que, como hemos dicho, está en la base y sólo en la mitad occidental de la sierra del Cadí. Su identidad con el Keuper de las unidades meridionales es patente y sólo de ellas y por penetración tectónica puede proceder (Ullastre *et al.*, 1990, pp. 192 y 198).

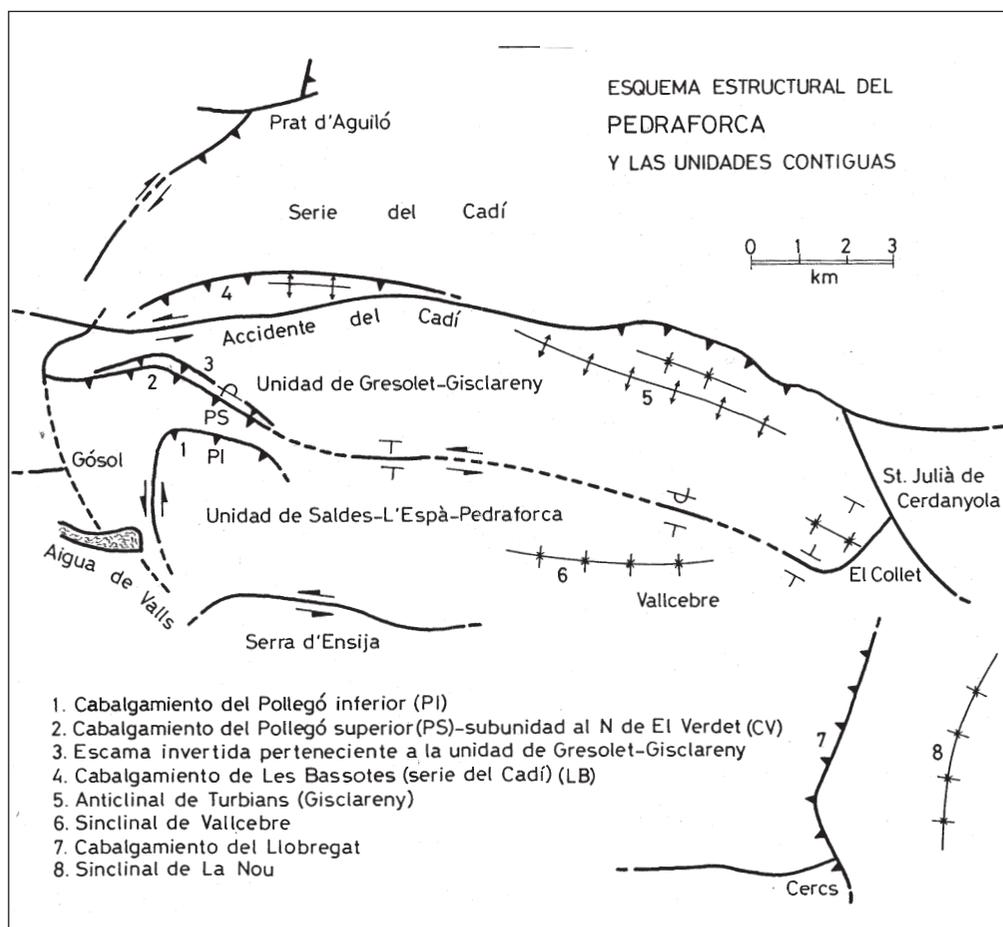


Fig. 2. Esquema estructural del Pedraforca y las unidades contiguas.

Fig. 2. Structural sketch of Pedraforca and adjacent units.

## EL CRETÁCICO INFERIOR

### 1. Su distribución

El Cretácico inferior que por el W constituye el macizo calizo (Ci1) de Clotarons (fuera del área cartografiada) tiene su apéndice oriental en el Castell de Gósol (GO), al S del cual una estrecha franja de margas (Ci2) está en contacto mecánico con los terrenos continentales del Cretácico superior terminal (Mc-E1-2).

Inmediatamente al NE, su continuidad queda interrumpida por una supuesta fractura que ha ayudado a modelar la depresión sobre la cual se asienta la población de Gósol. No obstante, a corta distancia, los afloramientos del Coll de la Guàrdia (CG) (serie de la cota 1643) nos prueban de nuevo su presencia.

En la subunidad al N del Torrent de Rubinat - Coll del Verdet (CV) el Cretácico inferior (Ci1) está bien presente. Allí se encuentra la prolongación hacia el E de las facies que al W están por encima del Coll de Josa (JO), de acuerdo con las observaciones hechas por algunos geólogos pioneros (Grékoff *et al.*, 1961; Guérin-Desjardins & Latreille, 1961), <sup>(3)</sup>.

Al S del Torrent de Rubinat - Coll del Verdet (CV) el Cretácico inferior calizo (Ci1), mucho más potente que al N, forma la crestería dispuesta en arco de la Serra de la Tossa (ST) - Pollegó superior (PS) - El Calderer (CA) - Cabirols (CS), seguida, en su concavidad S, por una larga depresión modelada en las margas (Ci2) de la Enforcadura (EN).

En una posición más meridional, también el Cretácico inferior calizo (Ci1) es el que constituye la cumbre del Pollegó inferior (PI) y el enorme caparazón que aparenta ser su vertiente occidental. Las margocalizas (Ci2) de Prat de Reo (PR), que tienen por encima el Cretácico superior (Cs1) discordante, son el último término eocretácico.

### 2. Análisis estratigráfico y estructural

La unidad cabalgante del pico de Pedraforca (Fig. 2) está dividida en tres subunidades estructurales que serán analizadas por separado, éstas son:

- *Subunidad* al N del Torrent de Rubinat - Coll del Verdet (CV), (o *del N de El Verdet, CV*).
- *Subunidad* de la Serra de la Tossa (ST) - Pollegó superior (PS) - El Calderer (CA) - Cabirols (CS) (o *del Pollegó superior, PS*).
- *Subunidad del Pollegó inferior (PI)*

#### a) *Subunidad al N de El Verdet (CV)*

Por el N el Trías superior y el Jurásico cabalgan el Cretácico superior de la unidad de Gresolet-Gisclareny (corte II).

En su vertiente S, por encima de las dolomías del Dogger-Malm (J) se disponen calizas (Ci1) claras en bancos decimétricos a métricos con buzamiento al S o SW.

En la sucesión de la cota 1643, al W del Coll de la Guàrdia (CG), Peybernès (1976, p. 199) señaló la presencia de *Pseudotextulariella courtionensis* y *Trocholina alpina-elongata* representando el Berriasiense. Nosotros, hemos hecho un muestreo bastante apretado en su ladera S, encontrando hacia la mitad de la serie varias capas con orbitolínidos y otros foraminíferos, éstas son biomicritas con <sup>(4)</sup>:

*Paleodictyoconus cuvillieri*  
*Paracoskinolina* cf. *sunnilandensis*  
*Valserina broennimanni*  
*Choffatella decipiens*

cuya fauna demuestra la presencia del Barremiense inferior.

Al N del Torrent de Rubinat, en las inmediaciones de una depresión doliniforme a unos 2000 m de altitud (señalada en nuestra cartografía geológica), las calizas (Ci1) están muy karstificadas, lo que dificulta establecer con precisión el orden estratigráfico; no obstante, varias muestras, recogidas a ambos lados de la depresión aludida, nos han suministrado de abajo arriba la siguiente fauna <sup>(4)</sup>:

- Intramicrítica con pequeños foraminíferos y ?*Choffatella* sp.
- Bioesparita con *Paracoskinolina* sp., *Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Pfenderina* sp.
- Bioesparita con *Paleodictyoconus cuvillieri*

estos materiales pertenecen, por lo menos en parte, al Barremiense inferior.

Finalmente, en los afloramientos más orientales, que forman la cresta que lleva al Coll del Verdet (CV) situado al SE, las calizas (Ci1) que están por encima de las dolomías (J) contienen orbitolínidos y otros foraminíferos. Se ha identificado <sup>(4)</sup>:

*Paracoskinolina* cf. *sunnilandensis*  
*Orbitolinopsis* gr. *subkiliani-elongata*  
*Trocholina* sp.

esta fauna indica la existencia en este punto de un Hauteriviense superior-Barremiense inferior.

Con este breve análisis podemos concluir diciendo que el Neocomiense-Barremiense inferior están bien caracterizados en esta subunidad <sup>(5)</sup>. No hemos podido identificar terrenos más altos, que sin duda existieron antes de ser llevados por la erosión.

#### b) Subunidad del Pollegó superior (PS)

Está separada de la anterior por un accidente tectónico, a través del cual ha subido el Triás superior margo-yesoso (K) y ha formado un repliegue en los materiales liásicos (L1 y L2) orientales que asoman en el camino del Coll del Verdet (CV).

Por encima de las dolomías jurásicas (J) las calizas (Ci1) adquieren una gran potencia aparente, que impresiona al observar la pared NNE del Pollegó superior (PS)-El Calderer (CA) donde las capas se verticalizan progresivamente.

No bastando la exploración estratigráfica por la vía normal de ascensión al Pollegó superior (PS) por el Coll del Verdet (CV), seguida por Peybernès (1976), para aclarar la estratigrafía del Cretácico inferior (Ci1) de esta montaña, hemos escalado la mencionada pared NNE por distintos itinerarios paralelos de WNW a ESE, recogiendo muestras en cada uno de ellos.

En el itinerario del Coll del Verdet (CV) al Pollegó superior (PS) (vía normal), se observa la sucesión siguiente:

- Muro: dolomías del Dogger-Malm (J).
- 20-30 m de calizas con *Nautiloculina bronnimanni*, *Trocholina* gr. *alpina*, *T. cherchiaie*, *T. sagittaria*, <sup>(4)</sup>, del Berriasiense superior - Valanginiense inferior.
- Contacto mecanizado, casi vertical.
- 60 - 70 m de calizas marinas en bancos dcm a m con intercalación de episódicos horizontes con carófitas. Los niveles marinos contienen: *Orbitolinopsis praesimplex*, *Choffatella decipiens*, *Orbitolinopsis simplex*, *Sabaudia minuta* (Peybernès, 1976, p. 286), del Aptiense inferior no basal - Aptiense superior basal.
- Calizas superiores con *Mesorbitolina parva* (dominante según Peybernès, 1976, p. 286) y *Mesorbitolina texana*, <sup>(4)</sup>, del Aptiense superior.

Subiendo por el N a la Canal Roja (RO), tenemos los materiales siguientes:

- Muro: dolomías del Dogger-Malm (J).
- Calizas claras más o menos recristalizadas (?Neocomiense).
- Contacto mecanizado.
- Calizas con orbitolínidos: *Palorbitolina* cf. *lenticularis*, <sup>(4)</sup>, del Barremiense superior - ?Aptiense inferior.
- Calizas en bancos dcm a m, con calciruditas en la base; horizontes de brechas; "capas con *Orbitolinopsis simplex*" de Peybernès (1976) (las más bajas contienen *Orbitolinopsis praesimplex*, ?*Palorbitolina* sp., *Choffatella decipiens*); intercalaciones con carófitas. Aptiense inferior no basal - Aptiense superior basal.
- Calizas superiores con *Mesorbitolina* del Aptiense superior.

Ascendiendo a La Piràmide (LP), en plena cara N del Pedraforca, la sucesión es como sigue:

- Muro: dolomías del Dogger-Malm (J).
- Contacto mecanizado.
- 30 - 40 m de calizas en bancos gruesos. A unos tres metros de la base son micritas y/o oomicritas con trocholinas rodadas y *Torinosuella* sp., <sup>(4)</sup>, <sup>(6)</sup> (Valanginiense); a unos treinta metros tenemos micritas con restos de algas y miliólidos.
- 0,2 - 0,8 m, horizonte rojo ferruginoso con impregnaciones de hematites; brechoide con lechos arcillosos; pisolitos limoníticos. Este horizonte se sigue hacia el W hasta las inmediaciones de la Canal de Riambau (CR).
- 2 m de calizas, ferruginosas en los primeros centímetros basales que contienen *Orbitolinopsis praesimplex*, *Choffatella decipiens*, <sup>(4)</sup>. Aptiense inferior no basal.
- 0,3 - 0,5 m de caliza arcillosa carbonosa.
- 2 m de micritas.
- 4 - 5 m de calizas con pasadas de calciruditas.
- 50 - 60 m de calizas en bancos dcm a m: "capas con *Orbitolinopsis simplex*" y horizontes con carófitas. Aptiense inferior no basal - Aptiense superior basal.
- Calizas superiores con *Mesorbitolina* del Aptiense superior.

En el comienzo de la vía de ascensión a El Gat (GA) por el N, se observa:

- Muro: dolomías del Dogger-Malm (J).
- Brechas poligénicas.

- Calizas en bancos dcm a m: “capas con *Orbitolinopsis simplex*”. Aptiense inferior no basal - Aptiense superior basal.
- Calizas superiores con *Mesorbitolina* del Aptiense superior.

En la base septentrional de Cabirols (CS) tenemos la sucesión siguiente:

- Muro: dolomías del Dogger-Malm (J).
- 0,5 - 1 m de brechas poligénicas. Contienen calizas con *Trocholina*. ?Neocomiense.
- Calizas con pasadas de calcirudita en la base y de brechas más arriba.
- Calizas con rudistas (cf. “*Toucasia*”).
- Calizas en bancos dcm a m: “capas con *Orbitolinopsis simplex*”. De abajo arriba cabe distinguir: intramicritas con *Orbitolinopsis praesimplex* y *Choffatella decipiens*; micritas con restos de gasterópodos y eventualmente carófitas; micritas con *Orbitolinopsis simplex*. Aptiense inferior no basal - Aptiense superior basal.
- Calizas superiores con *Mesorbitolina parva* en la base. Aptiense superior.

Las calizas con *Mesorbitolina parva* de Cabirols (CS) se hunden hacia el S bajo el cabalgamiento (hacia el N) de la subunidad del Pollegó inferior (PI), (Fig. 6). En este punto, por encima del muro jurásico (J) y en contacto sedimentario, encontramos las calizas con *Mesorbitolina parva* del Aptiense superior (Ullastre *et al.*, 1987).

En la subunidad del Pollegó superior (PS) que nos está ocupando, el último término de las calizas aptienses (Ci1) es un amasijo de orbitolinas, que en ocasiones pueden recogerse sueltas (NE de la Serra de la Tossa, ST; Balma del Calderer, BC). La especie dominante es la *Mesorbitolina texana*. A continuación vienen las margocalizas ferruginosas (Ci2) de la Enforcadura (EN) con abundante macrofauna: grandes ostreidos, braquiópodos, equínidos (*Toxaster collegnoi*)...

En el extremo occidental de esta subunidad, es decir en la Serra de la Tossa (ST), las “capas con *Orbitolinopsis simplex*” seguidas de las calizas con *Mesorbitolina* están invertidas buzando al NW.

### c) Subunidad del Pollegó inferior (PI)

Las calizas (Ci1) que forman el Pollegó inferior (PI) fueron interpretadas por Peybernès (1976, p. 287) como una sucesión continua buzando normalmente al S por encima de las margocalizas ferruginosas (Ci2) de la Enforcadura (EN). A esta interpretación se oponen los hechos siguientes:

1º, las margocalizas (Ci2) de la Enforcadura (EN) quedan laminadas por el E, en virtud de un accidente tectónico cabalgante hacia el N que pone en contacto las calizas con *Mesorbitolina texana* del Pollegó inferior (PI) con las calizas con *Mesorbitolina parva* del Pollegó superior (PS), (Ullastre *et al.*, 1987).

2º, por el W, a pesar de los derrubios, el límite morfológico de las calizas (Ci1) del Pollegó inferior (PI) es un plano de falla cabalgante hacia el N.

3º, en el extremo oriental, las calizas (Ci1) de esta subunidad tienen, en su parte N, intercalaciones de margocalizas con ostreidos (Ci2) comparables a las de la Enforcadura (EN); intercalaciones que se acuñan hacia arriba y no se ven en la cumbre del Pollegó inferior (PI).

4°, por el lado W, las calizas (Ci1) del límite N de la subunidad del Pollegó inferior (PI) tienen intercalaciones de margocalizas comparables a las que en el S afloran en Prat de Reo (PR).

5°, en la cresta oriental del Pollegó inferior (PI) se adivina el plano axial de un pliegue isoclinal, surcado por una fractura subvertical, (Fig. 3).

6°, por el lado occidental las calizas (Ci1) del Pollegó inferior (PI) forman una especie de caparazón, con un repliegue en su parte N, sugestivo de ser un pliegue anticlinal laxo.

7°, el análisis de la fotografía aérea estereoscópica refuerza la idea de que las calizas (Ci1) de esta subunidad constituyen un pliegue anticlinal vergente al N, que cabalga las margocalizas (Ci2) de la Enforcadura (EN) laminándolas por el E.

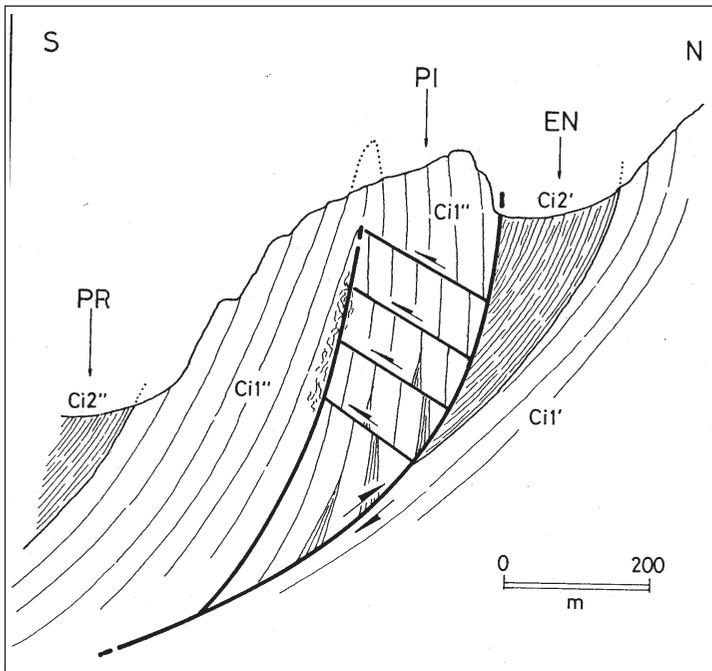


Fig. 3. Esquema estructural de la parte oriental de la subunidad del Pollegó inferior (PI). El plano de cabalgamiento sobre las margocalizas de la Enforcadura (EN), al verticalizarse, ha producido pequeñas fallas inversas con planos buzando al N que afectan el flanco inverso del hipotético pliegue. El flanco normal buza con notable regularidad hacia el S por debajo de las margocalizas de Prat de Reo (PR), sin verse afectado sensiblemente por este fenómeno. Entre ambos flancos hay una ruptura tectónica, con trituración de materiales, que puede observarse en la ladera de un estrecho barranco que corta transversalmente de S a N poco más de la mitad meridional de la estructura. Símbolos de los terrenos iguales a los de la Fig. 6.

Fig. 3. Fig. 3. Structural sketch of the eastern part of the Pollegó inferior subunit (PI). (EN) Enforcadura. (PR) Prat de Reo. The stratigraphic symbols are the same of the Fig. 6.

Desde el punto de vista estratigráfico podemos decir que las calizas (Ci1) del Pollegó inferior (PI) tienen, globalmente, la misma edad: Aptiense superior. La presencia de *Mesorbitolina texana*, especialmente abundante en las capas que constituyen el núcleo del hipotético pliegue, así lo confirma.

Al W de la cumbre, en el flanco N, las calizas (Ci1) con intercalaciones de margocalizas grises tienen esponjas silicificadas, equínidos (?*Toxaster*), etc.; en el flanco S, las margocalizas (Ci2) de Prat de Reo (PR) tienen asimismo esponjas silicificadas y equínidos. Todo parece indicar que hay una semejanza litológica y bioestratigráfica <sup>(7)</sup> entre ambos flancos y a la vez una clara diferencia de estos y las calizas ricas en *Mesorbitolina* del núcleo del supuesto anticlinal.

### 3. La disposición estratigráfica original

El Cretácico inferior (Ci1) de la subunidad al N de El Verdet (CV) contiene Neocomiense y Barremiense inferior (el Aptiense está desaparecido por erosión). Debe considerarse, pues, como la prolongación oriental de la unidad de Clotarons, al W de Coll del Josa (JO), y del Castell de Gósol (GO). En la primera de estas localidades Peybernès (1976, p. 198) reconoció diferentes términos del Neocomiense. En el Castell de Gósol (GO) este mismo autor (p. 286) señaló la presencia de Barremiense; confirmada por nuestra parte con el hallazgo de *Paleodictyoconus actinostoma*, *Choffatella decipiens*, *Nautiloculina* sp., <sup>(4)</sup>.

En la subunidad del Pollegó superior (PS) el Cretácico inferior (Ci1) acusa variaciones sensibles yendo de N a S. En efecto, en la parte más septentrional, a unas decenas de metros de calizas que yacen por encima de las dolomías jurásicas (J) y que podemos atribuir al Neocomiense, se le superponen calizas de edad Aptiense inferior no basal - Aptiense superior; entre ambos terrenos tenemos una intercalación roja (La Piràmide, LP) que significa una laguna estratigráfica de por lo menos el Barremiense y parte del Aptiense. Algo más al S y hacia el E, las “capas con *Orbitolinopsis simplex*” están discordantes, con interposición de brechas ?neocomienses, sobre el Dogger-Malm dolomítico (J). Mucho más al S, bajo el cabalgamiento de la subunidad del Pollegó inferior (PI), el Aptiense superior con *Mesorbitolina parva* está discordante sobre las dolomías jurásicas (J). Las margocalizas (Ci2) de la Enforcadura son el término más alto de esta subunidad.

La subunidad del Pollegó inferior (PI), que cabalga hacia el N a la anterior, formada por el Aptiense superior calizo (Ci1) con *Mesorbitolina texana*, la hemos interpretado como un pliegue isoclinal en su parte oriental que por el W se resuelve en un anticlinal laxo acompañado de un repliegue en las proximidades de su breve flanco N. Esta estructura impide ver el substrato de estas calizas aptienses; sólo un argumento de analogía con el sector de Alinyà - Roca de Narieda (Ullastre & Masriera, 2001; Ullastre *et al.*, 2002), al cual estaba unido el Cretácico inferior de la zona del Pedraforca antes de los desplazamientos tectónicos cenozoicos, permite pensar que el Aptiense superior del Pollegó inferior (PI) está discordante sobre el substrato jurásico dolomítico. Las margocalizas (Ci2) de Prat de Reo (PR), que vienen por encima de las calizas aptienses (Ci1) de esta subunidad y que preceden al Cenomaniense

superior con prealveolinas (Cs1), consideramos que tienen su equivalente occidental en el flanco S (Pla de la Mula, ML) del anticlinal de la cota 1433 del N de Alinyà (Ullastre & Masriera, 2001).

En la Fig. 4 hemos esquematizado la disposición estratigráfica original del Cretácico inferior de las dos subunidades que constituyen el pico de Pedraforca. Esta interpretación está de acuerdo con el análisis estratigráfico precedente y con el dispositivo regional. La estructura actual se ajusta a esta disposición y con ella se explica sin dificultad la desaparición hacia el S del Cretácico inferior. En cuanto a su desaparición actual hacia el E, luego daremos una explicación fundamentada.

En resumen, *el Cretácico inferior de la zona del Pedraforca se hace tanto más incompleto cuanto más vamos de N a S y de W a E; o lo que es lo mismo: se acuña en estas direcciones.*

## LA TECTÓNICA ANTECENOMANIENSE

### 1. La prueba indirecta

El Cenomaniense superior con prealveolinas (Cs1) fue señalado por primera vez en la zona del Pedraforca por Guérin-Desjardins & Latreille (1961).

Su presencia en El Roget (ER), (subunidad del Pollegó inferior, PI), fue descubierta por nosotros en 1982. Una primera noticia la dimos *in* Masriera & Ullastre (1983, p. 289); más tarde quedó bien explícita en un extenso trabajo sobre el pico de Pedraforca (Ullastre *et al.*, 1987).

La barra de calizas del Cenomaniense superior-Turonense (Cs1), en posición vertical, constituye la gran pared llamada El Roget (ER) en alusión a su color rojizo, no sólo por tener pegadas en discordancia las brechas rojas del Maastrichtense-Paleoceno (Mc-E1-2), sino también, porque la capa que está en contacto con las calizas del Pollegó inferior (PI) tiene a su vez un marcado tono rojo, (Fig. 6).

Esta barra caliza (Cs1), en Prat de Reo (PR), a cosa de un kilómetro al W, reposa sobre las margocalizas (Ci2), que en este punto son el término más alto del Cretácico inferior del Pedraforca, todo buzando al S. En El Roget (ER), en cambio, la barra en cuestión está pegada verticalmente a las calizas con orbitolinas del Pollegó inferior (PI) que pertenecen a un término estratigráfico más bajo que las margocalizas de Prat de Reo (PR). En 1987 supusimos, observando a distancia, que el contacto entre Cs1 i Ci1 era una fractura que había laminado las referidas margocalizas Ci2.

Recientemente (2003), hemos escalado El Roget (ER), procurando seguir la línea que limita ambos terrenos, para esclarecer la verdadera naturaleza del contacto objeto de litigio. De ello ha resultado que en su trayecto (de unos 250-300 metros) no se observa ninguna superficie de falla y que el contacto vertical entre Cs1 y Ci1 tiene sistemáticamente impregnaciones de hematites y costras ferruginosas, que delatan, sin duda, su carácter sedimentario; a ello puede añadirse la buena conservación de las prealveolinas que, como es sabido, se encuentran en abundancia, siempre, justo en la base de la barra cenomano-turonense (Cs1) y que hubiesen sido, sin remisión, eliminadas o recrystalizadas si hubiese existido fricción tectónica.

A unos 150 m del suelo, al ENE de la gran chimenea que coincide con un plano de estratificación, hemos observado:

- Calizas detríticas con *Mesorbitolina* del Aptiense superior (Ci1" in Fig. 6) e impregnaciones de hematites.
- Costra ferruginosa más o menos discontinua.
- 1 - 2 m de calizas rojizas (detríticas con matriz micrítica; clastos angulosos < 1,5 mm; impregnaciones ferruginosas) con las primeras *Praealveolina*.
- 2 - 3 m de calizas algo nodulosas grises (micrita con intraclastos) con *Ovalveolina ovum* y *Praealveolina gr. cretacea*.

La observación de este contacto y la confirmación de su naturaleza sedimentaria discordante, lleva consigo la *conclusión* de que *la ausencia de las margocalizas (Ci2) de Prat de Reo (PR) en El Roget (ER) no obedece a laminación tectónica sino a una erosión antecenomaniense.*

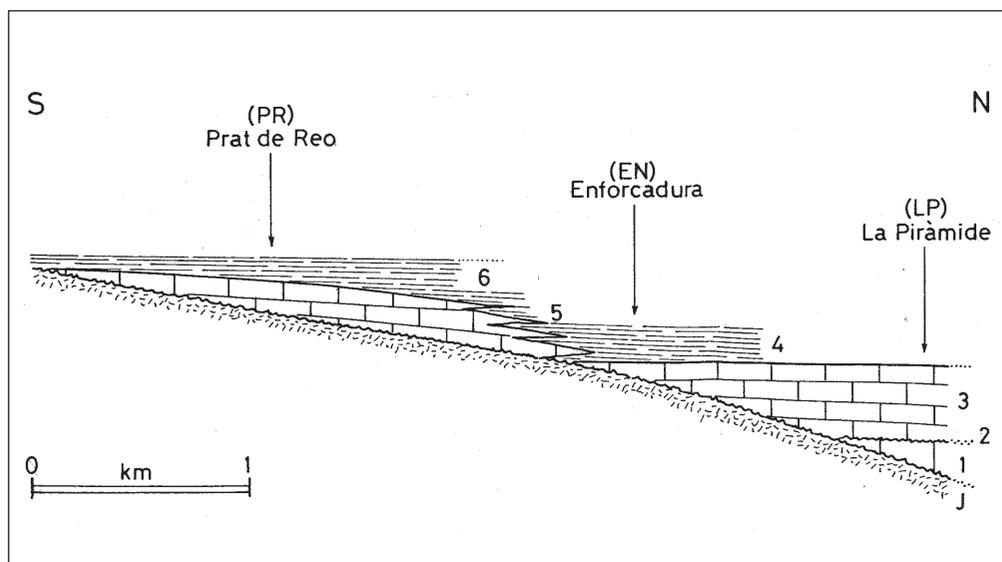


Fig. 4. Disposición estratigráfica del Cretácico inferior en el pico de Pedraforca antes de la tectónica precenomaniense. J, substrato jurásico (Dogger-Malm). 1, calizas del Neocomiense. 2, hiatus seguido de "capas con *Orbitolinopsis simplex*" (Aptiense inferior no basal - Aptiense superior basal). 3, calizas con *Mesorbitolina parva* dominante y *Mesorbitolina texana* en el techo (Aptiense superior). 4, margocalizas de la Enforcadura con ostreidos, equínidos, etc. 5, calizas con *Mesorbitolina texana*, abundante en los niveles bajos (Aptiense superior). 6, margocalizas de Prat de Reo con esponjas silicificadas y equínidos (Aptiense superior).

Fig. 4. Stratigraphic disposition of the Lower Cretaceous in the Pedraforca peak before the pre-Cenomanian tectonics. J, Jurassic substratum (Dogger-Malm) 1, Neocomian limestones. 2, hiatus followed by "layers with *Orbitolinopsis simplex*" (upper part of the Lower Aptian - lower part of the Upper Aptian). 3, limestones with *Mesorbitolina parva* dominant and *Mesorbitolina texana* at the top (Upper Aptian). 4, marly-calcareous of the Enforcadura with oysters, echinoids, etc. 5, limestones with *Mesorbitolina texana*, abounding in the lower beds (Upper Aptian). 6, marly-calcareous of Prat de Reo with silicified sponges and echinoids (Upper Aptian).

## 2. La deformación y erosión antecenomanienses pueden explicar la desaparición de terrenos hacia el E

Haciendo retroceder la unidad de Saldes - L'Espà - Pedraforca (Fig. 2) un mínimo de 5 km hacia el W o el SW, tendríamos que los materiales de Clotarons - Pedraforca estarían ocupando una posición, en relación con la unidad de Gresolet-Gisclareny, razonablemente aproximada a la que debían tener antes de los desplazamientos cenozoicos, que supusieron un desplazamiento sinistro W-E o NW-SE y cabalgamientos S-N o SW-NE.

De este modo es plausible imaginar que el Jurásico y el Cretácico inferior se prolongasen y se acuñasen, no sólo hacia el SE sino también hacia el E, por encima de la unidad de Gresolet-Gisclareny (Fig. 5, I), de acuerdo con la paleogeografía de Peybernès (1976) que nuestros estudios corroboran (Ullastre *et al.*, 2002). Una flexión o una fractura con dirección quizás NE-SW, afectando los terrenos del Jurásico y Cretácico inferior, tal como las que se produjeron en la sierra del Montsec al W del río Segre (Ullastre, 1998, p. 185), debió elevar el compartimento oriental (Fig. 5, II).

Sabemos que la erosión antecenomaniense afectó gran parte del dominio sudpirenaico. En el Montsec, en el S de Organyà, y en una porción de la zona del Pedraforca, pudo abarcar un lapso muy amplio: desde finales del Aptiense hasta el Cenomaniense superior (15-20 Ma); prueba de ello la tenemos en el gran hiatus sedimentario que allí se observa. En las Sierras marginales, en el Port del Comte, en ciertas partes de la zona del Pedraforca y en el Cadí los terrenos precretácicos estuvieron sujetos a la erosión hasta la transgresión del Senoniense.

El resultado de este proceso fue que los relieves generados durante la fase tectónica austrica quedasen reducidos a una extensa penillanura, en la cual compartimentos adyacentes tenían una composición estratigráfica muy distinta. Sobre esta superficie continental los depósitos de bauxita se acumularon en las partes más interiores, mientras que en el resto el débil gradiente erosivo favoreció los fenómenos de oxidación (concentraciones de hematites, limonita).

Más tarde, la transgresión del mar con prealveolinas del Cenomaniense superior cubrió esta superficie con gran regularidad, dejando un depósito de calizas en gran medida de origen bioquímico (Fig. 5, III).

*Esta hipótesis evolutiva no puede repugnar a los ojos del analista imparcial por cuanto retiene los hechos de observación y explicaría la yuxtaposición de compartimentos con y sin Cretácico inferior.* Su fundamento está en el hecho, antes analizado, de haber constatado, inequívocamente, el carácter sedimentario del contacto entre calizas con *Praealveolina* del Cenomaniense superior (Cs1) y calizas con *Mesorbitolina* del Aptiense superior (Ci1) en El Roget (ER) (subunidad del Pollegó inferior, PI), (Fig. 6), significando que las margocalizas (Ci2) que en Prat de Reo (PR) tienen una potencia de 150-200 m a menos de mil metros de distancia han desaparecido, lo cual *obliga a aceptar que antes del Cenomaniense hubo una flexión y erosión consecutiva importante.*

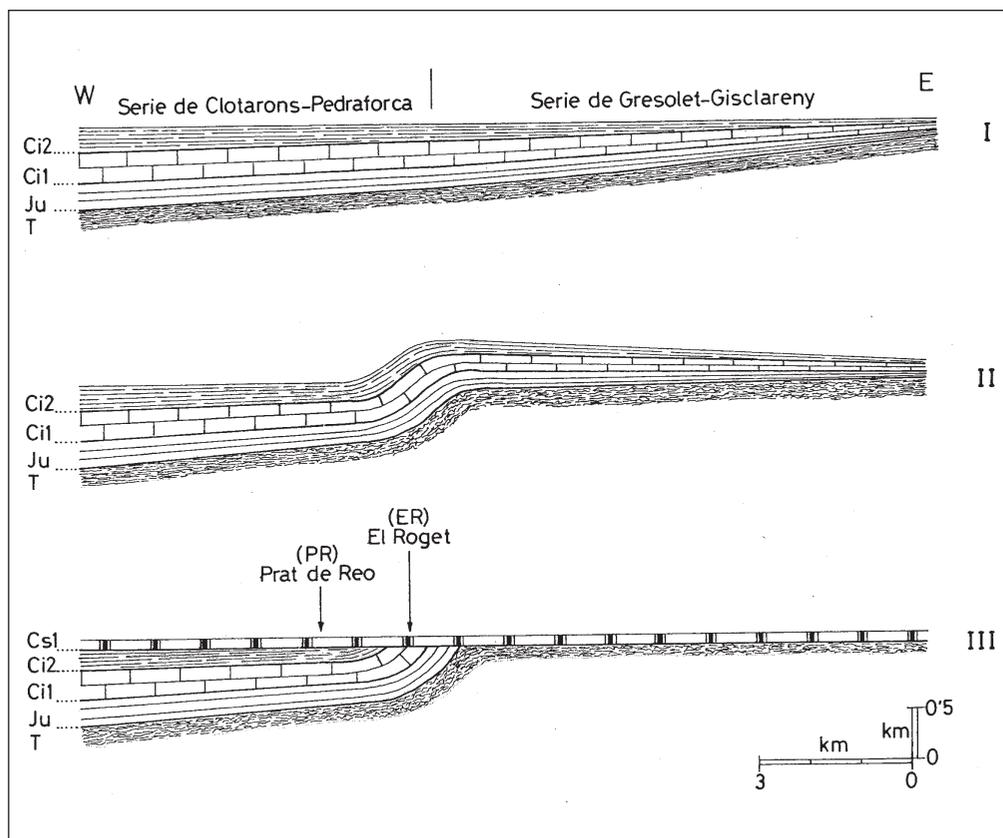


Fig. 5. Evolución paleogeográfica antecenomaniense en la zona del pico de Pedraforca. Hipótesis explicativa de la supresión hacia el E de distintos términos estratigráficos, en especial del Cretácico inferior. I, disposición estratigráfica hacia finales del Cretácico inferior. II, deformación tectónica antecenomaniense (*cf.* Montsec). III, el Cenomaniense superior con *Praealveolina* depositado sobre la superficie de erosión antecenomaniense, bien conocida a escala regional (*cf.* Montsec).

Obsérvese cómo este modelo responde a los hechos de observación. En efecto, el Cenomaniense superior reposa, de W a E, sobre distintos términos estratigráficos: en Prat de Reo (PR) sobre el Cretácico inferior margocalcáreo (Ci2); en El Roget (ER) sobre las calizas aptienses (Ci1); en Gresolet y Gisclareny sobre el Triás superior; más al E, fuera del dibujo, el Santoniense recubre el Lías inferior (Guérin-Desjardins & Latreille, 1961; Ullastre *et al.*, 1990).

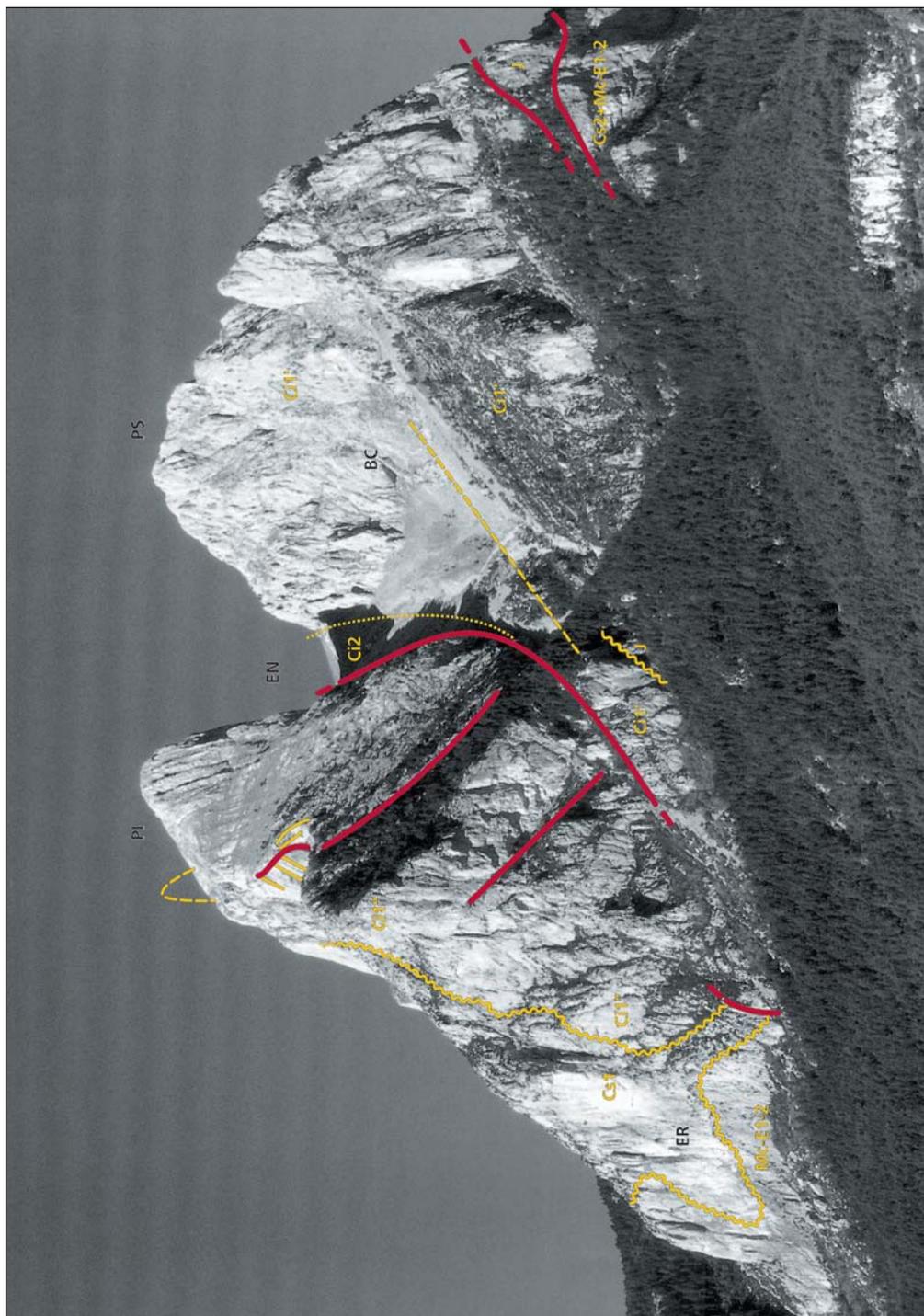
Fig. 5. Pre-Cenomanian paleogeographic evolution in the zone of the Pedraforca peak. Hypothetical explanation of the suppression towards the E of different stratigraphical terms, specially the Lower Cretaceous. I, at the end of the Lower Cretaceous. II, pre-Cenomanian tectonic deformation (*cf.* Montsec). III, the Upper Cenomanian with *Praealveolina* deposited on the pre-Cenomanian erosion surface well know at the regional scale. This model is made according to the observation data.

Fig. 6. El pico de Pedraforca visto desde el E (Foto: A. Sorrosal). PS, subunidad del Pollegó superior; EN, Enforcadura; BC, Balma del Calderer; PI, subunidad del Pollegó inferior; ER, El Roget. El Roget está constituido por capas verticales de calizas del Cenomaniense superior - Turoniense (Cs1) con prealveolinas en la base, que están en contacto sedimentario discordante con las calizas del Aptiense superior con *Mesorbitolina texana* (Ci1'') de la subunidad del Pollegó inferior; estas calizas (Cs1) tienen adheridas mediante un contacto a su vez sedimentario y discordante las brechas mastrichtiense-paleocenas (Mc - E1-2) tipo Roca Roja S (RS). Obsérvese cómo las calizas aptienses con *Mesorbitolina parva* (Ci1') de la subunidad del Pollegó superior, pegadas a su substrato jurásico (J), se hundien bajo la subunidad cabalgante del Pollegó inferior, desapareciendo por laminación tectónica las margocalizas aptienses (Ci2) de la Enforcadura.

Por el N, la subunidad del Pollegó superior cabalga la lámina tectónica invertida de Senoniense inferior (Cs2) con brechas mastrichtiense-paleocenas (Mc - E1-2) discordantes.

Fig. 6. View from the E of the Pedraforca peak (Photo: A. Sorrosal). PS, Pollegó superior subunit; EN, Enforcadura; BC, Balma del Calderer; PI, Pollegó inferior subunit; ER, El Roget. El Roget is constituted by vertical layers of the Upper Cenomanian - Turonian limestones (Cs1) with *Praealveolina* which are in unconformity (sedimentary contact) with the Upper Aptian limestones with *Mesorbitolina texana* (Ci1'') of the Pollegó inferior subunit. The Maastrichtian-Paleocene breccias (Mc - E1-2) like Roca Roja S (RS) are unconformables over the El Roget limestones.

The Aptian limestones with *Mesorbitolina parva* (Ci1') of the Pollegó superior together with its Jurassic substrat (J) dipping under the Pollegó inferior thrust; the Aptian marly-calcareous (Ci2) of the Enforcadura disappear in this place by tectonic lamination. To the N, the Pollegó superior subunit overthrust a tectonic wedge constituted by Lower Senonian limestones (Cs2) and Maastrichtian-Paleocene unconformable breccias (Mc - E1-2).



## EL CRETÁCICO SUPERIOR Y EL TRÁNSITO AL PALEOCENO

### 1. El contexto estructural

Dejando aparte la serie del Cadí, en la que el Cretácico superior reducido y el Paleoceno afloran en su vertiente N y que no es objeto del presente trabajo, estos terrenos están presentes en las dos grandes unidades meridionales que ocupan la mayor parte del área cartografiada.

Al S inmediato del “accidente del Cadí” (Fig. 2) tenemos la unidad de Gresolet-Gisclareny cabalgada en su parte occidental por la unidad de Saldes - L’Espà - Pedraforca, con interposición de una lámina invertida de material neocretácico perteneciente a la unidad de Gresolet.

Estas dos grandes unidades están separadas por una fractura con salto longitudinal, que ha jugado en rampa tectónica durante el desplazamiento, de orden kilométrico, del W hacia el E y el consecutivo cabalgamiento hacia el N o NE, de la unidad del pico de Pedraforca.

La traza de esta fractura aparece bajo el Castell de Saldes (SA), punto en que las capas del Senoniense superior (Cs3) se separan progresivamente: unas hacia el WNW y otras hacia el WSW; se aprecia en Molers donde pone en contacto mecánico un Senoniense superior marino (Cs3) no terminal (obsérvese que falta parte de la serie margocalcárea y las areniscas *cf.* “arenisca de Areny”) con las calizas lacustres con carófitas del Maastrichtiense continental (Mca); hacia el E la fractura parece prolongarse dentro de los materiales margosos del Maastrichtiense continental (Mca), que en varios puntos han sufrido importantes deslizamientos gravitacionales hacia el N (*v.g.* Maçaners), dificultando seguirle su traza; no obstante, su continuidad la tenemos, con toda probabilidad, en Sant Julià de Fréixens donde, a uno y otro lado de la supuesta fractura, las capas buzan de modo distinto: unas normalmente hacia el S, las otras hacia el N invertidas; esta larga fractura “*coulissant*” debe amortiguarse en El Collet, quedando el salto hacia el E del compartimento meridional absorbido por el accidente oblicuo de Sant Julià de Cerdanyola y el cabalgamiento transversal del Llobregat (Fig. 2).

A continuación analizaremos ambas unidades por separado. Comenzaremos por la unidad de Saldes - L’Espà - Pedraforca, en la cual el Cretácico superior recubre en contacto sedimentario el Cretácico inferior que constituye la osamenta del pico de Pedraforca. Después será objeto de análisis la unidad de Gresolet-Gisclareny, con especial referencia a la parte occidental, lugar en que las complicaciones tectónicas y sedimentarias son importantes.

### 2. La vertiente S del pico de Pedraforca

Discordante sobre el Cretácico inferior margocalizo (Ci2) de Prat de Reo (PR) o sobre las calizas aptienses (Ci1) en El Roget (ER), la barra caliza del Cenomaniense superior - Turoniense (Cs1), en posición vertical o buzando fuertemente al S, es el primer término del Cretácico superior transgresivo. Sobre las características del contacto de base y su contenido faunístico ya nos hemos referido en las páginas anteriores.

Añadiremos sólo que a las calizas con *Praealveolina* suceden calizas de grano fino en bancos gruesos; es decir, las mismas facies que encontramos en la región de Alinyà (Ullastre & Masriera, 2001) la más próxima al pico de Pedraforca yendo hacia el W.

Entre la expresada barra caliza (Cs1) y las brechas y conglomerados rojos del Maastrichtiense-Paleoceno continentales (Mc-E1-2) del Coll de la Trapa, el Cretácico superior se presenta bajo una disposición relativamente compleja, debida a los fenómenos tectonosedimentarios que han concurrido en esta ladera y a los efectos de la tectónica más reciente. Así pues, la relativa regularidad de la sucesión se conserva sólo en el meridiano de L'Espà; hacia el E la flexión de L'Espà pasa a ser una falla, subvertical primero y cabalgante después, que altera la disposición original.

Consecuentes en cuanto dijimos in Ullastre *et al.* (1987), por juzgarlo ajustado a la realidad, podemos afirmar que entre el Prat de Reo (PR), L'Espà y el Coll de la Trapa se observa de abajo arriba, en las condiciones que precisa el corte II, la sucesión siguiente:

- Muro: margocalizas aptienses (Ci2) de Prat de Reo (PR).
- Cs1: calizas, con *Praealveolina* en la base, del Cenomaniense superior - Turoniense.
- Cs2: calizas y margocalizas, alternando, del Senoniense inferior. Al E de la Roca Roja S (RS) las calizas contienen *Hippurites matheroni*, *H. socialis* y *Praeradiolites toucasi*, del Santoniense, (8).
- Cs3: margocalizas y margas azules con microfauna del Campaniense - Maastrichtiense inferior (Ullastre *et al.*, 1987, p. 12) formando el anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ).
- Cs3b: brechas y pudingas calcáreas intercaladas en las margas del flanco N del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ).
- Cs3c: calizas con orbitoides (*Lepidorbitoides* sp. cf. *campaniensis-minor*), con ostras y/o calizas arrecifales: biohermes de *Hippurites radiosus* (Campaniense superior-Maastrichtiense inferior), presentes en el flanco N del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ) y también en discordancia (D1) sobre las calizas del Senoniense inferior (Cs2).
- Cs3d: areniscas calcáreas (0 a 2 m) (cf. "arenisca de Areny") en el flanco S del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ).
- Mca: margocalizas con ostrácodos; margas con lignitos y calizas con carófitas; margas con un banco de calizas oncolíticas con cianofíceas (diferenciado en nuestra cartografía); margas limosas y arenosas abigarradas. Maastrichtiense continental.
- Mc-E1-2: brechas, pudingas y limos rojos con *Microcodium* disperso y orbitolinas resedimentadas en el Coll de la Trapa (Maastrichtiense - Paleoceno continentales). Estos materiales pasan por cambio lateral de facies a la sucesión del límite Cretácico - Terciario del sinclinal de Vallcebre (Fig. 2) de características litológicas distintas (Masriera & Ullastre, 1990; Ullastre & Masriera, 1998).

A continuación analizaremos las complejas relaciones que se observan entre algunos términos de la sucesión expuesta.

#### a) El anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ)

El eje del pliegue pasa al NE de L'Espà; tiene una dirección ENE-WSW y buza hacia el WSW, dirección en la cual el anticlinal se ensancha y muestra (si se analiza con detalle) el cierre periclinal.

Las margocalizas y margas azules (Cs3) del Campaniense superior - Maastrichtiense inferior forman el grueso de la estructura. En los flancos se intercalan capas peculiares que han sido diferenciadas en la cartografía.

En el flanco meridional las areniscas *cf.* "arenisca de Areny" (Cs3d) en posición casi vertical o ligeramente invertidas buzando al NNW, constituyen el límite cartográfico entre margas marinas (Cs3) y el Maastrichtiense continental (Mca). Aquí pues, como en la región sudpirenaica al W del Segre (*cf.* Sallent de Coll de Nargó), el paso entre ambas facies se hace por medio del clásico término arenoso aludido.

En el flanco N, intercalado en las margas azules (Cs3) tenemos un horizonte de brechas y/o pudingas (Cs3b) englobadas en una matriz margosa y glauconífera; localmente (carretera de L'Espà a Gósol) se muestra como un olistostroma (7) producto de una cierta inestabilidad tectónica. La serie marina de este flanco finaliza con un término carbonático (Cs3c) de naturaleza más o menos variable: calizas con orbitoides, con ostreas y/o calizas arrecifales: biohermes de *Hippurites radiosus*, que en el corte de la carretera de L'Espà a Gósol tiene por debajo margocalizas intraclásticas con briozoos y por encima unos 8-10 m de margocalizas nodulosas con *Hippurites lapetrousei* constituyendo el tránsito a las primeras facies del Maastrichtiense continental, que en este punto son margocalizas grises y ocres con lechos de conglomerado y pequeños fragmentos de huevos de dinosaurio.

Las relaciones entre las capas peculiares (Cs3c y Cs3d) de uno y otro flanco se pueden estudiar en la terminación periclinal del W de L'Espà. Allí veremos cómo el arrecife de *Hippurites radiosus* (Cs3c) se adelgaza hacia el SSE hasta desaparecer, dando paso a los primeros decímetros de areniscas *cf.* "arenisca de Areny" (Cs3d) inconfundibles si consideramos su composición mineralógica (*cf.* Masriera & Ullastre, 1988, p. 76).

Con ello queda establecido que la totalidad de los materiales del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ) son, por razones sedimentarias, el substrato marino del Maastrichtiense - Paleoceno continentales (Mca) (Mc-EI-2) de Salde - Coll de la Trapa - L'Espà.

### b) La discordancia del Campaniense superior - Maastrichtiense inferior marinos

Al N del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ), que acabamos de analizar, los escarpes calizos del Senoniense inferior (Cs2) permiten, en un punto, gracias a sus entrantes y salientes, hacer una observación de gran importancia. En efecto, allí podemos ver cómo por encima de las calizas senonienses (Cs2), prácticamente verticales, se disponen calizas con orbitoides (*Lepidorbitoides* sp. *cf. campaniensis-minor*) seguidas del biohermes de *Hippurites radiosus* (Cs3c) de edad Campaniense superior-Maastrichtiense inferior, todo en riguroso contacto sedimentario; las calizas (Cs3c) del Senoniense superior buzando unos 70-80° al S. La discordancia (D1, corte II) que separa estos dos términos, demuestra que los materiales marinos del flanco N del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ) se acuñaron en esta dirección, como consecuencia de una elevación tectónica y sinsedimentaria del compartimento septentrional. Este dispositivo es análogo al que condicionó la sedimentación del Senoniense superior en la región occidental de Sallent de Coll de Nargó (Ullastre *et al.*, 1987).

Esta observación obliga a admitir que los materiales marinos (Cs3) del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ), estando en relación sedimentaria con el Cretácico superior

(Cs1 - Cs2) de la subunidad del Pollegó inferior (PI) y a su vez constituyendo el substrato marino del Maastrichtiense - Paleoceno continentales (Mca) (Mc - E1-2) del Coll de la Trapa, *son el nexa que nos permite establecer la unidad de Saldes - L'Espà - Pedraforca* (Fig. 2) y a rechazar cualquier interpretación que disocie, en algún momento de la evolución geológica, el pico de Pedraforca de su cobertera meridional.

#### c) *La discordancia del Maastrichtiense - Paleoceno continentales*

La sucesión del límite Cretácico - Terciario, que en el sinclinal de Vallcebre (Fig. 2) está constituida por margas y “areniscas con reptiles”, “caliza de Vallcebre” y margas con *Microcodium* (Masriera & Ullastre, 1990, p. 40), se enriquece progresivamente en conglomerados a medida que nos acercamos a los relieves del Pedraforca, en los cuales debe situarse su origen; prueba de ello la tenemos en las proximidades del Coll de la Trapa, donde las capas altas del Maastrichtiense - Paleoceno continentales (Mc - E1-2) contienen orbitolinas resedimentadas (*Mesorbitolina parva*, *M. texana*), (4), especies que se encuentran en los terrenos aptienses del pico de Pedraforca.

En la vertiente S del Pedraforca, al N del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou (CJ), se encuentran conglomerados con cemento rojo de elementos poco o nada rodados, en los cuales no se hallan rocas posteriores al Senoniense; en ellos, a veces, cabe distinguir una parte inferior un poco caótica, de color claro, formada por elementos gruesos, y una parte superior de brechas con cemento rojo. Estos conglomerados (Mc - E1-2), adosados a los escarpes, fosilizan (D2) el contacto entre calizas con *Hippurites radiosus* y/o orbitoides (Cs3c) y calizas del Senoniense (Cs2); (ver cartografía y corte II).

Mucho más arriba, en la misma vertiente, la Roca Roja S (RS) constituye un gran cerro testigo de brechas del Maastrichtiense - Paleoceno continentales (Mc - E1-2), (cf. Coll de la Trapa); al W inmediato de este relieve, las mismas brechas se hallan directamente adheridas a las calizas con prealveolinas del Cenomaniense superior - Turoniense (Cs1).

Resumiendo, *las margas y areniscas que al S encontramos en el tránsito Maastrichtiense - Paleoceno, se enriquecen, a medida que vamos hacia el N, en descargas conglomeráticas, de material procedente del Cretácico calizo más septentrional (Cs2-Cs1-Ci1), para pasar finalmente a brechas con cemento rojo discordantes hasta sobre el Cenomaniense superior - Turoniense (Cs1).*

Esta discordancia (D2) del Maastrichtiense - Paleoceno continentales (Mc - E1-2) reproduce exactamente el dispositivo de Canelles, Coll de Nargó y Sallent (Ullastre *et al.*, 1987; Ullastre & Masriera, 2001).

#### d) *Consecuencia del análisis anterior*

Todo cuanto acabamos de exponer lleva a la conclusión siguiente: una estrecha franja W-E, que va de Sallent de Coll de Nargó a L'Espà en la vertiente S del pico de Pedraforca (9), separaba dos dominios paleogeográficos: uno, al N, con la presencia

del Cretácico inferior transgresivo hacia el S; el otro, al S, donde el Cretácico superior, después del Santoniense, es localmente regresivo como resultado de movimientos diferenciales entre una y otra parte de la línea de Sallent - L'Espà.

Esta evolución tectonosedimentaria, lenta y progresiva a juzgar por los efectos, no se acuerda con las interpretaciones "catastrofistas" que consideran el pico de Pedraforca como un elemento tectónico particular de origen lejano, colocado súbitamente en un momento dado (Maastrichtiense). A esta cuestión nos referiremos más adelante.

### 3. El Maastrichtiense - Paleoceno continentales entre el Molí de Gósol (MG) y Sorribes

La unidad de Saldes - L'Espà - Pedraforca tiene al W una fractura que ha jugado como rampa lateral del cabalgamiento hacia el N de la subunidad del Pollegó inferior (PI).

Al W de dicha fractura, y teniendo al N mediante un contacto también anormal el Cretácico inferior de la Serra de la Tossa (ST) y del Castell de Gósol (GO), los terrenos continentales del límite Cretácico-Terciario contienen un nivel conglomerático característico (Mcb) que merece una consideración aparte.

Entre el Molí de Gósol (MG) y Sorribes, en las condiciones estructurales que precisa nuestra cartografía y el corte I, los terrenos continentales en cuestión muestran de abajo arriba la sucesión siguiente:

- Mca: margas y limos arenosos abigarrados.
- Mcb: conglomerados con elementos mesozoicos y paleozoicos, (*cf.* Sallent de Coll de Nargó; allí contienen huevos de dinosaurio, por lo que deben considerarse cretácicos).
- Mc - E1-2: limos arenosos y margas, ocreos y pardos; limos arenosos rojos con intercalaciones de brechas calizas tectogénicas (*cf.* Roca Roja S, RS - Coll de la Trapa).

Veamos a continuación las características petrográficas, el origen y el significado de estos conglomerados (Mcb) con elementos paleozoicos.

Se trata de un abanico de conglomerados poligénicos, de color amarillento o pardo, heterométricos, con matriz arenosa y cemento calcáreo. Contienen elementos paleozoicos (en proporción variable pero minoritarios), elementos mesozoicos (mayoritarios) y eventualmente algún canto de cuarzo.

Los elementos paleozoicos son cantos de gran dureza, bien rodados, cuyo tamaño oscila entre algunos milímetros y dos decímetros o más; de color variable: generalmente gris oscuro, verdoso o rojizo a veces. Algunos presentan laminación bien visible; otros no presentan lineación aparente; todos tienen fisuras multidireccionales. Su componente microscópico esencial es el cuarzo con textura cuarcítica y/o de arenita cuarcífera, que se presenta en granos irregulares, de tamaño entre 0,1 y 0,15 mm, diseminados en una matriz de cuarzo más fino todavía. Asociadas al cuarzo microcristalino son frecuentes las micas (especialmente la biotita). Se han visto otros minerales: circón, turmalina, pirita e imprecisas mineralizaciones de hierro. Mediante el microscopio, también, y un sencillo ensayo químico hemos visto que los cantos

cuarcíticos paleozoicos han experimentado un proceso de carbonatación, a través de las fisuras y la microporosidad (algunas mineralizaciones de hierro, entre ellas cubos de piritita, han sido substituidas por calcita). Esto se produjo, probablemente, durante la diagénesis de los sedimentos mesozoicos en los que hayan estado y están incluidos los cantos en cuestión.

Estas cuarcitas paleozoicas las vemos constituyendo por sí solas elementos simplemente pegados a la matriz y también, aunque en contadas ocasiones, en elementos que son fragmentos de un conglomerado preexistente (del Cretácico superior por la fauna que contiene), lo cual, junto a su elevado rodamiento, a pesar de su dureza, es una prueba inequívoca de que han pasado por varios ciclos sedimentarios (ver cuadro sinóptico adjunto).

Los elementos mesozoicos, de tamaño milimétrico a decimétrico, con un rodamiento regular, llevan consigo huellas de presión-disolución muy profundas cuando están en contacto con las cuarcitas paleozoicas. Abundan los elementos de areniscas calcáreas ferruginosas, con laminación cruzada, glauconíferas, a veces con mica y bioclastos; de edad imprecisa: ?Cenomaniense inferior - Senoniense. Los cantos de calizas bioclásticas son frecuentes; en algunos hemos encontrado *Lacazina*, *Idalina* (Santoniense); en alguna calcarenita hemos visto cuarzos bipiramidados ?triásicos; la glauconita está presente en otros.

Así pues, estos conglomerados finimaastrichtienses (Mcb) de Gósol, iguales a los de Sallent de Coll de Nargó (Ullastre *et al.*, 1987), tanto en su litología como en la edad, son, de acuerdo con Souquet (1967, p. 398), “la substancia misma de un continente, puesto que encontramos los elementos procedentes de un zócalo paleozoico y de su cobertera postcenomaniense”.

*La presencia de elementos del zócalo pirenaico en los sedimentos finicretácicos y/o paleocenos*, que se observa tanto en la vertiente sudpirenaica (Gósol, Sallent de Coll de Nargó) como en la vertiente nordpirenaica (brechas danoselandienses del Col de Gembre, a unos 20 km al NW de Bagnères de Luchon; Peybernès *et al.*, 2002, p. 527), *significa que, en esta época y antes de que se depositaran las brechas tectogénicas (Mc - E1-2), algunas partes de la alta cadena primaria pirenaica estaban expuestas a la erosión*, lo cual no es fácil hacerlo compatible con la dirección y la magnitud de los desplazamientos que en general se vienen admitiendo para las unidades de la cobertera mesozoico-cenozoica sudpirenaica.

A este respecto debe recordarse que los conglomerados con elementos paleozoicos (Mcb) se depositaron antes de que la zona del Pedraforca, procedente del W, se colocara al S del Cadí, de acuerdo con las premisas consignadas al comienzo del presente trabajo.

#### 4. La serie de Gresolet y la escama invertida

En la unidad de Gresolet - Gisclareny (Fig. 2) el Cretácico superior reposa discordante sobre el Trías superior (K). Presenta su máxima potencia en el meridiano de Saldes; las capas buzando al S. Hacia el E la serie se verticaliza, viéndose afectada por el anticlinal de Turbians (Gisclareny), en cuyo núcleo asoman las margas irisadas y los yesos del Trías superior (K), y el pequeño sinclinal de El Collet (Fig. 2); en esta dirección parece que hay una cierta reducción de espesor.

	EVOLUCIÓN	I	II	III
C O N G L O M E R A D O S	E D A D	Elementos <i>paleozoicos</i> residuales formando parte de la capa de alteritas que debía cubrir la penillanura antecromaniense, modelada en parte sobre los materiales primarios pirenaicos.	Conglomerado del <i>Santonense</i> y del <i>Campaniense</i> transgresivo sobre el zócalo paleozoico alterado.	Conglomerado de la parte altra del <i>Maastrichtiense</i> continental (discordante sobre el Senoniense marino en las zonas proximales: Sallent de Coll de Nargó).
	C O M P O S I C I Ó N	Cantos de CUARCITA (mm a dcm) predominantes. Arena y algún canto de cuarzo. Esquistos en pequeños fragmentos. Arcillas y óxidos de hierro.	Cantos de CUARCITA. Arena y algún canto de cuarzo. Esquistos en pequeños fragmentos. Matriz calcárea amarillenta o roja con foraminíferos; en unos cantos: <i>Lacazina</i> sp.; en otros: <i>Orbitoides tissoti</i> , <i>Pseudosiderolites vidali</i> , <i>Praesiderolites douvillei</i>	Cantos de CUARCITA. Arena y algún canto de cuarzo. Fragmentos rodados del conglomerado anterior. Cantos de areniscas y calizas del Cretácico superior (con predominio de Senoniense inferior).

En este cuadro se muestra el origen de los cantos paleozoicos de cuarcita incluidos en los conglomerados del Maastrichtiense continental de Sallent de Coll de Nargó y de Gósol (Mcb). Estos conglomerados se contraponen, por su origen, a las brechas tectogénicas (Mc - E1-2) que vienen por encima.

Al W del meridiano de Gresolet el Cretácico superior está cabalgado por la unidad meridional de Saldes - L'Espà - Pedraforca; este contacto anormal aparece subrayado por una lámina de Cretácico superior invertido, debida, suponemos, al estiramiento del flanco de un pliegue. Entre Coll Teuler (TE) y Font Terrers (FT) hay reducción de espesor entre el Senoniense inferior (Cs2) y la barra con orbitoides (Cs3a), lo que ha permitido la formación de algunos repliegues en los materiales más septentrionales (Cs2), (ver cartografía geológica) y la irrupción del Trías (K) subyacente a través de varias fracturas.

En el Cretácico superior de la unidad de Gresolet - Gisclareny hemos distinguido los términos siguientes:

- Cs1: calizas, con *Praealveolina* en las capas inferiores, del Cenomaniense superior - Turoniense reposando sobre el Trías superior (K). Afloran al W del Coll de la Bena (BE). En Gresolet y hacia el W desaparecen por causas tectónicas.
- Cs2: calizas bioclásticas y margocalizas del Senoniense inferior. Al WNW de Font Terrers (FT) tenemos intramicritas con *Praesiderolites santoniensis*, *Vidalina hispanica*, *Nummofallotia cretacea*. Santoniense. Al N de Font Terrers (FT) se observan intramicritas y bioesparitas con *Idalina antiqua*, *Periloculina zitteli*, *Dicyclina schlumbergeri*. Santoniense. En la pista de Gresolet, de abajo arriba tenemos:
  - Muro: Trías superior margo-yesoso (K).
  - Contacto mecánico.
  - Caliza detrítica fina a muy fina (intraesparitas).
  - Biomicritas con *Periloculina zitteli*, *Idalina antiqua*. Santoniense.
  - Calizas arcillosas y nodulosas con *Lacazina*. Santoniense.
  - Calizas y calizas arenosas con *Lacazina*, rudistas, corales, etc. Santoniense (10).
  - Techo: margocalizas con un banco de rudistas cerca de la base; en él se ha identificado *Hippurites sulcatissimus* del Campaniense inferior (11).
- Cs3 (parte inferior): potente y monótona sucesión de margocalizas. Varios ammonites procedentes de esta parte fueron estudiados por Martínez & Vicens (1988). Senoniense superior.
- Cs3a: barra de calizas con orbitoides; se ha identificado: *Orbitoides tissoti* (formas evolucionadas), *Praesiderolites douvillei*. Campaniense.
- Cs3 (parte superior): se analiza a continuación en un epígrafe aparte.

#### a) Los episodios sedimentarios terminales

El sector SW de la serie del Cretácico superior de Gresolet tiene un interés especial por sus características sedimentarias. En efecto, por encima de la barra de calizas con orbitoides (Cs3a) la sucesión margocalcárea rompe su monotonía enriqueciéndose progresivamente en episodios areniscosos y conglomeráticos significativos.

A la altura del Mirador de Gresolet (MI) las calizas arcillosas y nodulosas persisten todavía; contienen: *Sirtina* cf. *orbitoidiformis* y *Lepidorbitoides* (Campaniense). Más arriba, por encima del camino que va del Refugi Estasen (RE) a El Verdet (CV), remontando el barranco de la Canal de Riambau (CR), en continuidad sedimentaria con los terrenos subyacentes, se observa de abajo arriba la sucesión siguiente:

- Margocalizas arenosas amarillentas.
- 8 - 10 m, banco de areniscas calcáreas con ostreas.
- 6 - 7 m de margas grises con pasadas de limolitas arenosas.
- 1 m de brecha y conglomerados calcáreos grises (Cs3b).
- 1 m de margas grises.
- 1 m de brecha con elementos calcáreos.
- 4 - 5 m de margas grises.
- 3 m de brechas y conglomerados grises con elementos calizos de tamaño cm a dcm.
- 5-6 m de margas grises con una hilada de caliza arenosa
- 3 - 4 m, banco de areniscas calcáreas ferruginosas.
- 10 m de margas arenosas grises.
- 4 - 5 m de pudinga con elementos mm a cm; contiene algunos elementos brechoides (Cs3b).
- 2 m de margas grises arenosas.
- Calizas arenosas y conglomeráticas con ostreas, restos de orbitoides, briozoos... (Cs3c).
- Contacto mecánico con la lámina de Cretácico superior invertido que estudiamos más adelante.

Esta sucesión se completa por el ESE con la presencia del biohermes de *Hippurites radiosus* (Cs3c); (ver cartografía geológica).

Por el NW, el episodio Cs3b tiene una clara continuidad, hasta su desaparición bajo el contacto anormal de la lámina invertida de Senoniense inferior (Cs2). Por este lado, también, en una intercalación, constituida por una microbrecha calcárea poligénica, hemos identificado: *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Nummuloculina* sp.; y en las areniscas ferruginosas y conglomerados superiores hemos encontrado restos de huevos de dinosaurios.

Los materiales Cs3b - Cs3c deben considerarse del Campaniense superior - Maastrichtiense inferior (7).

En la sucesión que acabamos de describir los elementos de las brechas son calizas del Senoniense inferior (Cs2); hay algún horizonte de concentración de glauconita.

#### b) La lámina de estiramiento y sus brechas discordantes

Desde un kilómetro al E de Font Terrers (FT) hasta el pie NE de Cabirols (CS), una faja prácticamente continua de calizas neocretácicas contornea la base del cabalgamiento hacia el N o NE de la unidad del pico de Pedraforca.

Su espesor es sólo de unas pocas decenas de metros. La edad de los materiales es Senoniense inferior bajo (Cs2), en su mayor parte. No obstante, en algunos puntos revela la presencia de un Cretácico superior más bajo. En efecto, al ENE del Coll del Verdet (CV) hay calizas con *Praealveolina* del Cenomaniense superior formando parte de la lámina en cuestión; al pie NE de Cabirols (CS), bajo el contacto anormal

de las dolomías jurásicas (J) del pico de Pedraforca, la lámina tiene calizas limosas gris-amarillentas con “fissurinas” (*Stomiosphaera* y alguna *Pithonella*) y *Globotruncana* entre otros microforaminíferos; se trata pues de un horizonte propio del paso del Turoniense con calizas criptocristalinas al Senoniense inferior basal, en el cual las calizas se cargan de partículas clásticas, (cf. sucesión de Santa Fe d’Organyà; Souquet, 1967, p. 138 y 142).

Esta lámina caliza se hunde, buzando hacia el SW, bajo los terrenos jurásicos y del Cretácico inferior del pico de Pedraforca, con interposición, entre Font Terrers (FT) y el E del Coll del Verdet (CV), de una orla de Trías superior margo-yesoso.

La presencia de Cenomaniense superior y de Turoniense (Cs1) encima del banco calizo principal es una prueba fehaciente de que está en posición invertida; también podemos decir, después de haber analizado el flanco S del pico de Pedraforca, que el Cretácico superior (Cs1 - Cs2) de esta lámina no puede tener relación directa con este flanco S por debajo del cabalgamiento; por consiguiente, debe ser interpretada como un flanco inverso estirado de la serie neocretácica de Gresolet, la cual debía adelgazarse hacia el SW en virtud de discordancias semejantes a las que hemos visto al N de L’Espà.

Este último supuesto viene reforzado por el hecho de encontrar bajo las calizas senonienses (Cs2) de la lámina, y pegadas a ella en riguroso contacto sedimentario, las brechas rojas con *Microcodium* (Mc - E1-2) atribuibles al Paleoceno, (12).

### c) Consecuencia del análisis anterior

El Senoniense superior (Cs3) de la serie de Gresolet, de abajo arriba, pasa de unas facies de mayor profundidad (con ammonites) a unas facies más someras con muestras de inestabilidad tectónica (brechas y arrecifes; Cs3b - Cs3c) y a horizontes supralitorales con fragmentos de huevos de dinosaurio, todo en continuidad sedimentaria.

La lámina de Cretácico superior (Cs1 - Cs2) está sin duda invertida y contiene en contacto sedimentario discordante brechas rojas con *Microcodium* (Mc - E1-2).

*Es evidente, por tanto, que en el sector SW de la serie de Gresolet se encuentran los mismos episodios sedimentarios que hemos visto en la vertiente S del Pollegó inferior (PI); aquí, pues, antes del cabalgamiento hacia el N o NE de la unidad del pico de Pedraforca, con toda probabilidad, se reproducían también las mismas discordancias del Senoniense superior y del Paleoceno sobre el Santoniense - Cenomaniense superior.*

## LA TECTÓNICA FINICRETÁCICA - PALEOCENA

Si los efectos de la tectónica antecenomaniense, al parecer, consistieron en un escalonamiento transversal, después del Santoniense, una compresión N-S actual se traduce en estructuras longitudinales. La más evidente de ellas es, sin duda, la de Sallent - L’Espà, amoldada, en buena parte, sobre el bisel paleogeográfico del Cretácico inferior.

Ello supuso un principio de inversión tectónica: lo que durante el Cretácico inferior y parte del superior había sido cuenca, se eleva paulativamente determinando una migración hacia el S de los depósitos neocretácicos.

Las evidencias de este fenómeno las tenemos en las facies tectogénicas depositadas en la expresada franja (brechas y conglomerados Cs3b y Mc - E1-2) y en las discordancias progresivas (D1 y D2) que se producen sobre esta línea durante el Campaniense superior, el Maastrichtiense y parte del Paleoceno por lo menos <sup>(13)</sup>, es decir durante un mínimo de 15 Ma.

En el sector del pico de Pedraforca, los fenómenos tectonosedimentarios de esta época acaecidos en su vertiente S, se reproducen al E y NE, aunque trastornados por las fases tectónicas postlarámicas. Es posible que la tectónica finicretácica retomara, en esta parte, la línea de debilidad creada por la tectónica y erosión antecenomanenses: recordemos que, según la hipótesis expuesta en las páginas anteriores, tuvo como resultado el que bloques adyacentes quedaran con una composición litológica muy distinta y, por tanto, sujetos a un comportamiento desigual frente a los esfuerzos tectónicos.

*La tectónica finicretácica-paleocena se deduce indirectamente; su única prueba la tenemos en las facies sedimentarias y su evolución. Ningún contacto mecánico visible puede atribuirse a esta época.* Por el S, la continuidad sedimentaria, articulada a través de las discordancias D1 y D2 (corte II), entre Cretácico superior del pico de Pedraforca y Cretácico superior de L'Espà - Saldes, es para nosotros evidente; un accidente tectónico local y relativamente reciente (corte III) no impide, a nuestro modo de ver, alterar esta evidencia. Por el N, el cabalgamiento de la unidad de Saldes - L'Espà - Pedraforca ha producido un fuerte estiramiento en el flanco SW de la serie de Gresolet, ya adelgazada en esta dirección por razones sedimentarias, arrastrando en su avance hacia el N o NE una lámina de Cenomaniense superior - Senoniense inferior invertidos, que lleva pegadas en discordancia brechas paleocenas con *Microcodium*. Por tanto, este contacto anormal de ningún modo puede juzgarse como el contacto de base de un "manto maastrichtiense", como algunos autores sostienen despreciando la fuerza de las observaciones bien hechas.

## EL TERCIARIO

### 1. Ausencia de testimonios del Paleógeno marino

Considerando sólo la parte cartografiada que corresponde a la zona del Pedraforca, es decir: las unidades que están al S del Cadí, no hay el más mínimo vestigio de terrenos marinos posteriores al Paleoceno continental, del que hemos hecho mérito en las páginas precedentes.

Ni siquiera sabemos si hubo o no sedimentación marina del Terciario. Lo mismo sucede en las región occidental de Sallent de Coll de Nargó; con lo cual podría ser que el Eoceno marino de la cuenca de Tremp no alcanzara nunca, por el E, la franja de Sallent - Canelles - L'Espà.

En las inmediaciones del sector estudiado, no obstante, podemos señalar dos puntos, como más cercanos, en los que sí ha habido sedimentación marina eocena. Así pues, tenemos que al S de la Serra d'Ensija (Figs. 1 y 2) quedan vestigios de Eoceno inferior marino (Guérin-Desjardins & Latreille, 1961, mapa geológico), semejantes a los de la cuenca de Àger - Meià al S del Montsec; y en el sinclinal de La Nou (Fig. 2), encima del Paleoceno continental, hay un Eoceno inferior marino que más al E, en el Catllaràs, muestra su carácter transgresivo y soporta en contacto sedimentario discordante el Cuisiense terminal - Luteciense inferior, marinos también, del antepaís sudoriental (Ullastre *et al.*, 1990).

Esto es todo cuanto podemos decir al respecto.

## 2. Los conglomerados continentales

Los conglomerados sinorogénicos, tradicionalmente datados como del Eoceno superior - Oligoceno, que en masas enormes se encuentran en la periferia de la zona del Pedraforca, no están presentes en el sector que estudiamos.

Éstos, penetran hacia el N por la cuenca del río Aigua de Valls hasta la fractura que limita por el N la Serra d'Ensija (Fig. 2). Por el E son discordantes sobre el Mesozoico - Cenozoico de la Serra d'Ensija y sinclinal de Peguera; por la vertiente W del Aigua de Valls, en cambio, están cabalgados por el Mesozoico de la Serra del Verd, demostrándose aquí la existencia de una importante tectónica intraoligocena (Masriera & Ullastre, 1985; Ullastre & Masriera, 1996, p. 227).

En nuestra cartografía tenemos algunos pequeños afloramientos de conglomerados, que hemos considerado más recientes que los periféricos aludidos. En efecto, discordantes sobre el Eoceno margoso (E4-5) de la serie del Cadí o sobre el Jurásico (J) del Castell de Termes (CT), los conglomerados (Cgp) tipo Roca Roja N (RN) han sido datados, a través de un análisis espora-polínico, como del Mioceno superior (Durand-Delga *et al.*, 1989). Se componen de elementos heterométricos, que a veces superan un metro de diámetro, mal rodados, procedentes la mayoría del Paleozoico herciniano (Devónico, Carbonífero), del Permotriás y del Mesozoico-Cenozoico del Cadí, destacándose la ausencia de elementos procedentes del Cretácico inferior del pico de Pedraforca, cuyo relieve se eleva en la actualidad hasta 500 m o más por encima de los conglomerados (Cgp) tipo Roca Roja N (RN).

En el Castell de Termes (CT) y en El Puig (EP), junto a los conglomerados (Cgp) de origen más o menos lejano, con elementos procedentes de la "zona axial" o alta cadena primaria situada al N, tenemos brechas y conglomerados (Cgm) con predominio de los elementos calizos del Jurásico y del Cretácico inferior, es decir procedentes de los afloramientos inmediatos.

Este contraste en la composición de los conglomerados Cgp y Cgm hace pensar en que, *durante* su deposición o sea en *el Mioceno, los relieves del pico de Pedraforca, no teniendo la energía que ahora ostentan, eran incapaces de suministrar detritus hacia el N (Roca Roja N, RN); haciéndolo, sin embargo, hacia el SW (El Puig, EP).*

## LA TECTÓNICA TERCIARIA

### 1. Durante el Paleógeno

El “accidente del Cadí” (Figs. 1 y 2), en su estado actual, es una “cicatriz” tectónica importante. En virtud de él, con un movimiento complejo de traslación longitudinal sinistro y de cabalgamiento hacia el N, la zona del Pedraforca *s.l.*, desde su situación occidental en la que estuvo hasta finales del Cuisiense (Ullastre & Masriera, 2000), se colocó al S del Cadí. Esto se produjo durante el Luteciense (Ullastre *et al.*, 1990) y en su camino hacia el E arrastró escamas (Fórnols; Cadinell; N de Catllaràs) y produjo estiramientos y repliegues en los compartimentos adyacentes (Les Bassoles, LB; Gisclareny; E de Bagà).

El accidente tectónico que separa la unidad de Gresolet - Gisclareny, al N, de la unidad de Saldes - L'Espà - Pedraforca, al S, es sensiblemente paralelo al anterior y asimismo tuvo un doble componente en su movimiento sinistro. El compartimento meridional o sea el del pico de Pedraforca, en su avance de W a E y de S a N arrastró una lámina de Cretácico superior con brechas discordantes del Paleoceno que quedó en posición invertida.

*Este accidente tectónico que limita por el N y NE la unidad del pico de Pedraforca es, sin ningún género de duda, posterior al Paleoceno, puesto que lo cabalga; y, con toda probabilidad, es un satélite del gran accidente tectónico del S del Cadí.*

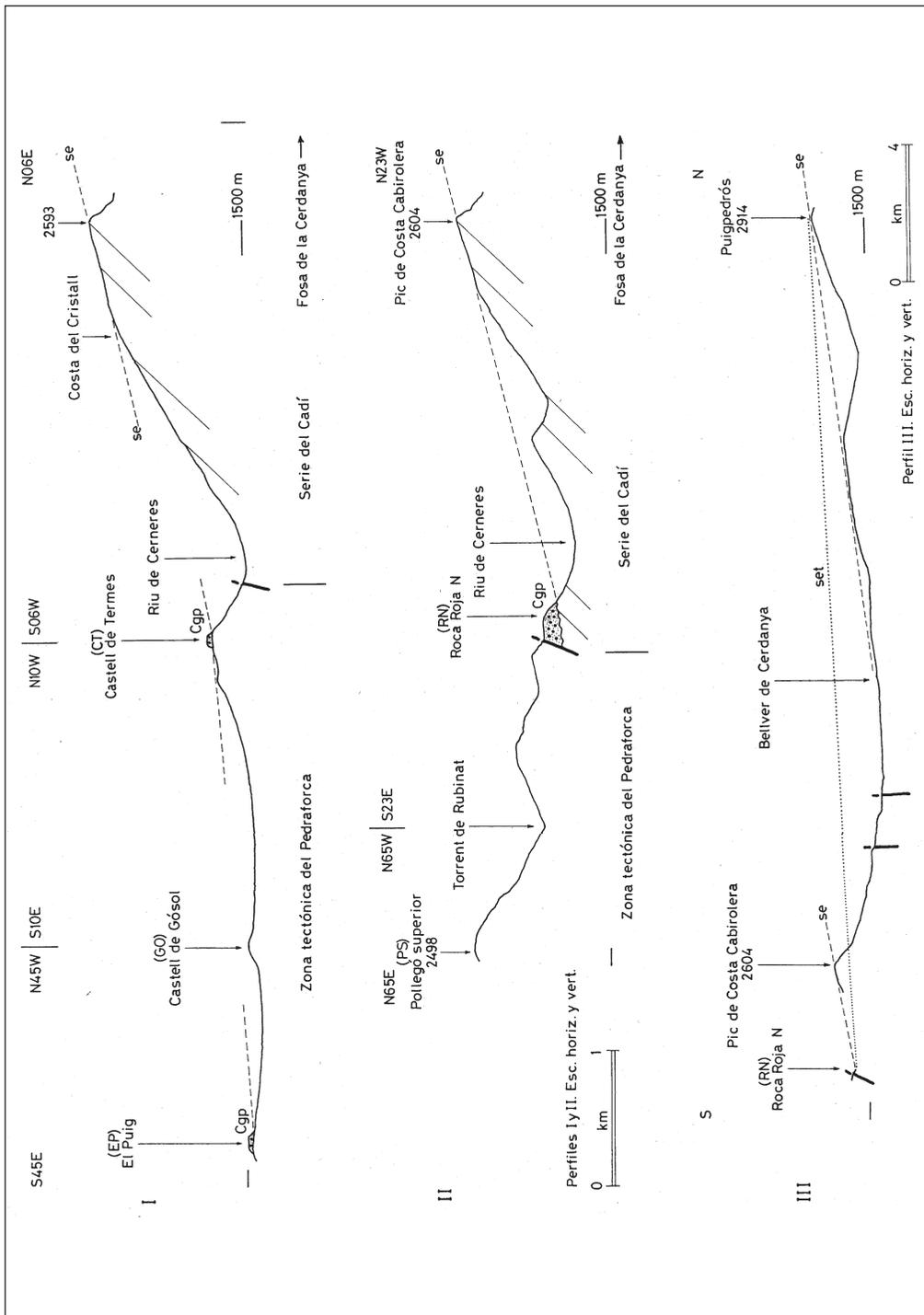
Si el movimiento sinistro principal a lo largo del “accidente del Cadí” tuvo lugar durante el Luteciense inferior, según los argumentos aportados por nosotros hace más de una década (Ullastre *et al.*, 1990), no podemos precisar lo mismo en cuanto al accidente N del Pedraforca: la falta de sedimentos marinos y/o continentales del Eoceno y del Oligoceno, que hubiesen podido estar implicados en la tectónica, nos impide saber el momento exacto de su origen y evolución dentro del Paleógeno.

El cabalgamiento hacia el N de la subunidad del Pollegó inferior (PI) debemos considerarlo como otro de los fenómenos concomitantes; también deben serlo la mayoría de los contactos mecánicos menores y de las fracturas que aparecen en nuestra cartografía.

Fig. 7. I-II, esquemas geomorfológicos demostrativos de la relación entre conglomerados neógenos con elementos paleozoicos (Cgp) y la superficie de erosión (se) de la cumbre de la sierra del Cadí.

III, relación teórica esquemática entre la superficie de erosión del Cadí y la superficie hipotéticamente homóloga de la Cerdanya; se, superficie de erosión premiocena, basculada al producirse el cabalgamiento de la zona tectónica del Pedraforca sobre la Roca Roja N y al formarse la semifosa tectónica de la Cerdanya; set, superficie de erosión premiocena teórica, antes de la tectónica del Neógeno.

Fig. 7. I-II geomorphological sketches showing the relationship between Neogene conglomerates with paleozoic elements (Cgp) and the erosion surface (se) of the Cadi summit. III, sketch of the theoretical relationship between the Cadi erosion surface and the hypothetical homologous Cerdanya surface. se, pre-Miocene erosion surface tilted during the thrusting of Pedraforca tectonic zone over the Roca Roja N and when the Cerdanya depression was formed; set, theoretic pre-Miocene erosion surface before the Neogene tectonics.



Así pues, a pesar de las dificultades que hay para descomponer en fases la tectónica postpaleocena, estamos convencidos de que la estructuración del pico de Pedraforca se produjo, en gran medida, durante el Paleógeno superior.

Sin embargo, la actividad tectónica compresiva no finalizó en el Oligoceno sino que tuvo una continuidad demostrada en el Neógeno como se verá a continuación.

## 2. En el Neógeno

Que durante esta época hubo una compresión N-S en el área del pico de Pedraforca, tenemos una evidencia en el juego tardío de una falla conectada al “accidente del Cadí”. En efecto, el límite septentrional de la unidad de Gresolet, desde el Coll Teuler (TE) hacia el W, es una falla cabalgante hacia el N sobre los conglomerados miocenos (Cgp) de la Roca Roja N (RN).

Al W del Coll de Josa (JO), fuera del área cartografiada, los conglomerados miocenos de la pista de Millet (Durand-Delga *et al.*, 1989) son asimismo afectados por las tectónica neógena.

Para comprender el origen de estos conglomerados (Cgp), teniendo en cuenta su composición, su edad relativamente reciente y la tectónica que los afecta, debemos hacer algunas consideraciones sobre la evolución morfoestructural de la vecina depresión de la Cerdanya al N del Cadí.

En la Fig. 7, esquemas I y II, vemos cómo los conglomerados (Cgp) de la Roca Roja N (RN) están relacionados con una superficie de erosión que se aprecia claramente en la cumbre de la sierra del Cadí; esta superficie quedó basculada y su continuidad hacia el N bruscamente interrumpida con la formación de la semifosa de la Cerdanya.

Por ello se impone un análisis comparativo entre los materiales neógenos de la Cerdanya y los de la Roca Roja N (RN).

En la Cerdanya, de acuerdo tanto con los autores antiguos (Boissevain, 1934) como con los más recientes (Agustí & Roca, 1987), podemos distinguir dos unidades sedimentarias neógenas:

– *Unidad inferior*: constituida por depósitos de origen granítico y esquistoso; los conglomerados forman conos aluviales situados en el margen septentrional de la fosa; las arcillas se acumularon en las partes más distales situadas en el centro y al E, donde se formaron lignitos. El movimiento dextro de la falla de la Tet supuso la instauración de un lago al SW y conos aluviales al N, sin que esto supusiera una interrupción de aportes detríticos hacia el S. La edad de estos depósitos según Agustí & Roca (1987) es Vallesiense (Mioceno superior).

– *Unidad superior*: se reconoce sólo en el borde meridional de la fosa. Está compuesta por una brecha esencialmente caliza, con elementos muy grandes (hasta 1 m de diámetro), y conglomerados con cemento calcáreo. Estos materiales proceden de los relieves meridionales, de acuerdo con su composición: calizas paleozoicas (Devónico), rocas mesozoicas y del Paleógeno. Forman conos aluviales adosados a las fallas normales E-W, que limitan por el S la fosa de la Cerdanya. Según Agustí & Roca (1987) la sedimentación de esta unidad comenzó en el Turolense superior, lo cual permite suponer que los términos más altos sean ya pliocenos.

*Los materiales (Cgp) tipo Roca Roja N (RN) son comparables a los de la unidad inferior de la Cerdanya y se depositaron cuando la fosa apenas existía y había una cierta continuidad entre la superficie de erosión de la cumbre del Cadí y la del zócalo paleozoico sobre el cual se depositaron los conos aluviales de origen N y los sedimentos lacustres.*

*Es en el Plioceno cuando el hundimiento del borde meridional de la fosa de la Cerdanya se acelera con el juego de fallas normales E-W, dejando enormes escarpes de falla que son atacados por la erosión, formándose los consiguientes depósitos de la unidad superior con aportes procedentes del S. Es en este momento, y no antes, cuando en la zona del Pedraforca queda interrumpida la llegada de materiales procedentes de la "zona axial" (Fig. 7, esquema III).*

El cabalgamiento de la zona del Pedraforca sobre los conglomerados (Cgp) de la Roca Roja N (RN) hizo bascular la serie del Cadí, contribuyendo así a la profundización de la fosa de la Cerdanya.

## **BREVE COMENTARIO SOBRE EL CUATERNARIO**

La gran colada de bloques enormes que desciende del pico de Pedraforca por el E, desde 1700 m de altitud hasta los 1280 m de su extremo más distal, en el cual se asienta el Castell de Saldes (SA), es, de los depósitos recientes, probablemente el más antiguo: quizás plio-cuaternario.

Sea lo que fuere en cuanto a su edad exacta, lo que si parece cierto es que el pico de Pedraforca adquirió en parte su enérgico relieve en una época geológicamente reciente, quedando sometido a un brutal desmantelamiento por su vertiente oriental como lo atestiguan los expresados depósitos de pendiente.

El abanico aluvial del Torrent de Rubinat, en la vertiente SW del pico de Pedraforca, está constituido por elementos comparativamente de pequeño tamaño, en consonancia con un relieve mucho más suave que por el NE, dirección hacia la cual toda la mole del Pedraforca se eleva en virtud del cabalgamiento, de SW a NE, sobre la unidad de Gresolet - Gisclareny.

## **CONCLUSIÓN**

Con todo lo expuesto queda bien manifiesto que no existe una hipótesis sencilla que explique de golpe la estructura del pico de Pedraforca.

Una compleja evolución sedimentaria y tectónica, de la que hemos dado pruebas, se produjo desde los albores del Cretácico inferior hasta las épocas geológicas más recientes, a lo largo de unos 140 Ma.

Sin tomar en consideración tan dilatada historia jamás podremos llegar a una interpretación cierta, en alguna medida, de esta impresionante montaña.

Recapitulemos, pues, lo esencial de cuanto hemos podido averiguar:

Comenzaremos diciendo que no sabemos nada de cómo los procesos tectónicos y sedimentarios acaecidos durante el Triásico y el Jurásico pueden haber influido en la estructuración del Pedraforca.

Ya en el Cretácico inferior, sin embargo, sabemos que hubo reducción de espesores hacia el SE y el E, lo cual ayuda a comprender la desaparición de estos terrenos en tales direcciones.

La tectónica y erosión antecenomanienses, reconocidas a través de nuestras observaciones, explican con facilidad porqué en el pico de Pedraforca tenemos Cretácico inferior y carecemos de él en la subunidad contigua de Gresolet - Gisclareny.

El análisis tectonosedimentario del Cretácico superior lleva a las conclusiones siguientes:

1ª, el pico de Pedraforca forma parte de la subunidad de Saldes - L'Espà, ya que los materiales marinos del anticlinal de L'Espà - Coll de Jou tienen relación sedimentaria con la vertiente S de este pico y a la vez constituyen el substrato marino de los terrenos continentales del Coll de la Trapa.

2ª, antes de que se depositaran las brechas tectogénicas de la Roca Roja S y del Coll de la Trapa, hacia finales del Maastrichtiense llegan aportes conglomeráticos con elementos paleozoicos, lo cual quiere decir que alguna parte de la alta cadena primaria o "zona axial" estaba expuesta a la erosión en esta época.

3ª, las referidas brechas tectogénicas no son más que la expresión final de los movimientos diferenciales que se produjeron, a uno y otro lado de la franja inestable de Sallent de Coll de Nargó - L'Espà, desde el Campaniense hasta el Paleoceno.

4ª, la lámina de Cretácico superior invertido, que contornea por el N y NE la base del cabalgamiento del pico de Pedraforca en estas direcciones, es un flanco estirado de la subunidad de Gresolet, en donde hubo reducción de espesores sedimentarios hacia el SW reproduciéndose, con toda probabilidad, las mismas discordancias vistas en la vertiente S del Pollegó inferior.

5ª, la lámina en cuestión soporta en contacto sedimentario discordante brechas rojas con *Microcodium* paleocenas; el cabalgamiento hacia el N o NE, con "coulissement" del W hacia el E, que ha provocado su inversión, es por tanto posterior a la deposición de este Paleoceno.

6ª, la tectónica finicretácica - paleocena se deduce indirectamente; ningún contacto mecánico visible puede atribuirse a esta época.

La evolución tectónica del pico de Pedraforca durante el Terciario es difícil precizarla, puesto que, prácticamente, carecemos de sedimentos de esta era implicados en ella; no obstante, por criterios de ámbito regional, creemos que la estructuración de este pico tuvo una fase muy importante durante el Paleógeno superior; aunque no es despreciable la incidencia que tuvo la tectónica del Neógeno, que se ha podido datar. Además, algunos depósitos coluviales recientes (quizás plio-cuaternarios) hacen pensar en una relativa juventud de este relieve.

## AGRADECIMIENTOS

Al profesor Dr. Michel Durand-Delga (Toulouse), que nos ha obsequiado con su presencia sobre el terreno y con sus siempre enriquecedoras discusiones, que no significan estar de acuerdo con todas nuestras interpretaciones; lo cual demuestra que, a pesar de los años, la amistad y su entusiasmo por el análisis científico no declinan, constituyendo un magnífico ejemplo de honradez y coraje.

Al profesor Dr. Rolf Schroeder (Frankfurt), por habernos ayudado, con extrema solicitud, a determinar la fauna de foraminíferos del Cretácico inferior; tema de gran importancia para el estudio del pico de Pedraforca.

A Jaime Costea Membrado (técnico del Museu de Geologia de Barcelona) quien, con gran eficacia, siempre ha estado dispuesto a realizar cuantas preparaciones microscópicas nos han sido precisas para el estudio de las biofacies.

A Silvia Gardin (París), que se ha dignado a estudiar varias muestras del Cretácico en busca de nanofósiles.

A Andreu Sorrosal (Barcelona) por su liberalidad, dejándonos reproducir la interesante fotografía del pico de Pedraforca, de la cual es autor.

A nuestros hijos Guillem y Ferran, entusiastas alpinistas, que en distintas ocasiones han formado cordada con uno de nosotros (J.U.) para explorar los itinerarios difíciles.

## NOTAS

- (1) El término accidente lo usamos, deliberadamente, en el sentido ambiguo que en tectónica le dan los franceses. Con él se designa toda superficie de contacto anormal, es decir mecánico o tectónico, como son las fallas verticales o longitudinales, los cabalgamientos y otros contactos mecánicos. El prefijo *paleo* quiere significar que, prescindiendo del estado que presente en la actualidad, el análisis preciso de las relaciones entre tectónica y sedimentación ha permitido deducir que es un accidente (de naturaleza imprecisa) que comenzó a funcionar en una época geológica sensiblemente anterior a la fase orogénica principal.
- (2) Tanto los paleoaccidentes antes señalados como el paleodiapiro de Les Avellanes comenzaron a funcionar, de acuerdo con las pruebas obtenidas y detalladamente expuestas en nuestros trabajos, a finales del Cretácico superior, prolongándose su actividad al Paleoceno y el Eoceno inferior. La tectónica posterior los removilizó en buena medida, hasta alcanzar el estado actual, siendo necesario para juzgarlos y definirlos separar la parte de movimiento que corresponde a cada época.
- (3) En el trabajo de Grékoff *et al.* (1961) se menciona el orbitolínido *Dictyoconus walnutensis* (Carsey, 1926) cuyo tipo proviene del Albiense de Texas. Sin embargo, esta cita se refiere muy probablemente a *Valdanchella miliani* (Schroeder, 1968) del Valanginiense inferior.  
Las brechas del Coll de Josa (JO), consideradas neocomienses por estos autores (p. 3), son en realidad postsenonienses o terciarias según Peybernès (1976, p. 198) o neógenas según Durand-Delga *et al.* (1989), con lo cual no debe sorprendernos la presencia de *Dictyoconus walnutensis* (= *Valdanchella miliani*) del Valanginiense inferior junto a *Iraquia simplex* Henson (= *Orbitolinopsis simplex* [Henson]) del límite Aptiense inferior - Aptiense superior. Ambas especies están presentes en el Cretácico inferior del S de Organyà, al W, (Ullastre *et al.*, 2002) y también en la zona del Pedraforca.
- (4) Determinaciones debidas a la cortesía del Profesor Dr. Rolf Schroeder (Frankfurt).
- (5) Algunos geólogos del momento han cometido el descomunal error de *confundir* las calizas del Neocomiense - Barremiense de esta subunidad con el Trías superior - Lias inferior !! El lector prudente debe tomar toda clase de precauciones, ante las publicaciones que circulan difundiendo éste y otros muchos errores, si no quiere emponzoñar su entendimiento.
- (6) En Cataluña, el género *Torinosuella* era conocido, hasta ahora, sólo en la serie neocomiense del macizo de Garraf (Barcelona). Calzada (1972) hizo su estudio.

- (7) Por medio del profesor M. Durand-Delga, la especialista en nanofósiles Silvia Gardin (del C.N.R.S., París) ha tenido la gentileza de aceptar para su estudio diferentes muestras de sedimentos margosos del Cretácico inferior y superior. Los resultados, desgraciadamente, todavía no podemos incluirlos en este trabajo.
- (8) Fauna determinada por J. M. Pons (Barcelona) en mayo de 1984.
- (9) Esta franja, en su estado actual, se muestra truncada por efecto de la tectónica postlarámica, que ha afectado en varias fases las regiones sudpirenacias catalanas desde el Eoceno inferior hasta el Neógeno, según el general testimonio de los autores y las pruebas recogidas por nosotros en distintos puntos (*cf.* Ullastre & Masriera, 1992, 1999, 2000, 2001; Durand-Delga *et al.*, 1989).
- (10) Hacia el E (Gisclareny) este término pasa a un complejo terrígeno-calcáreo con *Lacazina* en el que se intercalan conglomerados de cuarzo (Bilotte, 1985, p. 220). Más al E todavía, en el flanco W del sinclinal de La Nou, se encuentran estas mismas facies (Ullastre *et al.*, 1990, p. 178).
- (11) Esta especie fue determinada por J. M. Pons (Barcelona) en noviembre de 1983.
- (12) Algunos geólogos han asimilado estas brechas continentales (Mc - E1-2) a las brechas y pudingas glauconíferas (Cs3b), depositadas en un medio marino, de L'Espà. Esta asimilación es absurda por ser ambos depósitos sedimentarios absolutamente distintos, aún a los ojos del observador menos avisado.
- (13) La tectónica larámica, que bien seguro intervino también en el comienzo de la evolución estructural de la sierra del Montsec (al S de Sallent y al W del Pedraforca) (Fig. 1), tuvo allí una manifiesta continuidad, antes de la fase paroxismal pirenaica. Depósitos de brechas y varias discordancias sucesivas, entre el Paleoceno superior y el Cuisiense - Luteciense inferior, observadas en su flanco S, dan prueba de ello (Ullastre & Masriera, 1992). La brechas localizadas en el Montsec, en Fórnols al W del Cadí, en el Catllaràs al E de la zona del Pedraforca (Ullastre *et al.*, 1990) y en las Sierras marginales (Ullastre & Masriera, 1999) alcanzan el Paleoceno superior - Eoceno inferior. Luego es posible que los movimientos del Paleoceno superior - Eoceno inferior también repercutiesen en la franja de Sallent - L'Espà, aunque no tengamos ninguna evidencia.

## BIBLIOGRAFÍA

- Agustí, J. & Roca, E. 1987. Síntesis biostratigráfica de la fosa de la Cerdanya (Pirineos orientales). *Estudios geol.* **43**: 521-529.
- Bilotte, M. 1984-1985. Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, (2) **1**: 45 pls; (2) **5**: 1-438, 121 figs., 53 tpls.
- Boissevain, H. 1934. Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Segre (Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **66** (1): 33-170.
- Calzada, S. 1972. *Torinosuella* sp. y *Coprulus* sp. en el Valanginiense y Hauteriviense de Garraf. *Rev. Española Micropaleont.*, n° extra. XXX aniv. E. N. Adaro: 51-58.
- Durand-Delga, M., Méon, H., Masriera, A. & Ullastre, J. 1989. Effets d'une phase tectonique compressive, affectant du Miocène supérieur, daté palynologiquement, dans la zone de la Pedraforca (Pyrénées catalanes, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, série II, **308**: 1091-1098.

- Fauré, Ph. 1984. Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lérida et Barcelona). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **121**: 23-37.
- Grékoff, N., Guérin-Desjardins, B., Latreille, M., Lys, M., Sigal, J. & Siskind, B. 1961. Présence de niveaux marins du Néocomien et probablement du Malm dans les Pyrénées de Lérida (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **252**: 2262-2264.
- Guérin-Desjardins, B. & Latreille, M. 1961. Étude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les ríos Segre et Llobregat (provs. de Lérida et Barcelona). *Rev. Inst. Français Pétrole*, **16** (9): 922-940. Traducción in *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 1962, **73**: 329-369.
- Hartevelt, J.J.A. 1970. Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, **45**: 167-236.
- Martínez, R. & Vicens, E. 1987-1988. Ammonites del Campaniense y del Maastrichtiense del Bergadà (Prepirineo catalán). *Rev. Inv. Geol.*, **44-45**: 415-429.
- Masriera, A. & Ullastre, J. 1985. Puntualización acerca de las relaciones entre el Eoceno marino de Montcalb - La Corriu, el de Sant Llorenç de Morunys y los conglomerados continentales encajantes (Pirineo catalán). *Estudios geol.*, **41**: 385-390.
- Masriera, A. & Ullastre, J. 1988. Nuevos datos sobre las capas maestrichtienses con Septorella: su presencia al norte del Montsec (Pirineo catalán). *Acta Geol. Hispànica*, **23** (1): 71-77.
- Masriera, A. & Ullastre, J. 1990. Yacimientos inéditos de Carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo catalán. *Rev. Soc. Geol. España*, **3** (1-2): 33-41.
- Peybernès, B. 1976. *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse Doct. Sci. Nat., Toulouse: 1-459.
- Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.J. & Combes, P. J. 2002. Mise en évidence de brèches marines paléocènes discordantes sur l'axe orogénique des Pyrénées, entre Garonne et Gave de Pau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **173** (6): 523-532.
- Souquet, P. 1967. *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre*. Publ. Lab. Géol. Un. Toulouse: 1-529, 24 lams., 1 mapa.
- Ullastre, J., Durand-Delga, M. & Masriera, A. 1987. Argumentos para establecer la estructura del sector del pico de Pedraforca a partir del análisis comparativo del Cretácico de este macizo con el de la región de Sallent (Pirineo catalán). *Bol. Geol. y Min. España*, **98** (1): 3-22.

- Ullastre, J., Durand-Delga, M. & Masriera, A. 1990. Relaciones tectónicas y sedimentarias entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca (Pirineo catalán). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **1**: 163-207.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 1992. L'accident frontal du Montsec (Pyrénées catalano-aragonaises, Espagne): sa signification et ses multiples jeux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, série II, **315**: 579-586.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 1996. Evolución tectónica de las unidades sudpirenaicas al W y al E de la línea de accidentes del Segre (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **5**: 213-253.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 1998. Nuevas aportaciones al conocimiento estratigráfico del Paleoceno continental del Pirineo catalán (España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **7**: 95-128.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 1999. Análisis estratigráfico del Paleógeno del sinclinal de Tragó de Noguera: su importancia en la geología regional (Pirineo catalano-aragonés, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **8**: 85-111.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 2000. Noves dades sobre les relacions paleogeogràfiques del massís del Port del Comte amb les Serres marginals sud-pirinenques (Pirineu català, Espanya). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **9**: 155-165.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 2001. Estudi geològic de la vall d'Alinyà i la seva rogalia (Pirineu català, Espanya). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **10**: 127-177, 2 làm.
- Ullastre, J., Schroeder, R. & Masriera, A. 2002. Sobre la estratigrafía del singular corte de la Roca de Narieda (parte S de la serie del Cretácico inferior de Organyà). Pirineo catalán. España. *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **11**: 67-95.