

## Relaciones tectónicas y sedimentarias entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca (Pirineo catalán)

Juan ULLASTRE\*  
Michel DURAND-DELGA\*\*  
Alicia MASRIERA\*\*\*

### ABSTRACT

ULLASTRE, J., DURAND-DELGA, M. & MASRIERA, A. Tectonic and sedimentary relations between the Cadí Unit and Pedraforca Unit (Catalonian Pyrenees, Spain).

The Pedraforca Unit forms, to the east of the Segre Fault, the eastern part of the allochthonous series of the southern Pyrenees. It was generally accepted that the material of the Pedraforca Unit, mainly Mesozoic, is made up of a group of allochthonous units («Pedraforca nappe» in the Séguret sense) coming from the North and displacing over the Eocene of the Cadí Unit; this last unit (relative autochthonous) is constituted of sedimentary strata superposed on the Paleozoic rocks of the Pyrenees Axial Zone to the SE of Andorra. This interpretation is rejected by the authors.

We remember the essential stratigraphic characteristics of the Cadí Unit and of those of the Pedraforca Unit (eastern prolongation of the allochthonous series of the southern Pyrenees situated to the W of the Segre). We insist on the common stratigraphical series of both units (marine Upper Senonian, Maestrichtian-Paleocene of «garumnian» facies, marine Lower-Middle Eocene). In both units we observe the suppression of stratigraphical series from the W to the E. We demonstrate that the lithological succession of the western Cadí (sector of Fornols) and the succession of the most eastern part of the Pedraforca Unit (sector to the SW of La Pobla de Lillet) have some very peculiar characteristics, exclusively of these two sectors: heavy mineral assemblages in Maestrichtian sandstones, typical detrital beds («La Nou conglomerates», «Fornols breccias»), onlap disposition of the Ilerdian.... But, at present, these two sectors are separated by 40 km. from W to E. Then we propose to displace the eastern point of the Pedraforca Unit to the neighbouring western part of the Cadí Unit replacing towards the west the «Central Unit of the southern Pyrenees».

This movement would be carried out principally along the «Cadí Fault», a big fault, with a strike slip and a vertical slip of kilometric order, between the Cadí Unit and Pedraforca Unit. After remembering the several explanations proposed for the tectonic emplacement of the Pedraforca Unit, the authors des-

---

\* Ronda San Pedro, 50. 08010 Barcelona. España.

\*\* Universidad Paul Sabatier de Toulouse. La Pélisserie. 81150 Marssac. Francia.

\*\*\* Museo de Geología. Parc de la Ciutadella. 08003 Barcelona. España.

cribe in detail some important sectors situated along the Cadí Fault or in its proximity, between the Paleozoic klippe of the Montsec de Tost (Nogueras Unit) and the S of La Pobla de Lillet. This fault, with strong dip towards the S, intersects the different formations of the Eocene series of the Cadí Unit. Various tectonic arguments justify the strike slip of this fault, whose age is essentially Middle Upper Eocene, but which has reacted in an important way during the Neogene.

Therefore we cannot consider the «Cadí Fault» as the basal thrust plane of a «Pedraforca nappe», of Eocene age, which would have been made in almost vertical position in a posterior time. We consider it to be a profound fault affecting the basement with a prolongation towards the W, in the interior of Nogueras Unit. At the same time the Cadí Fault connects, to the SW, with the profound Segre Fault. The Cadí and Segre Faults are partially strike-slip faults, both delimit a crustal block which, during and after the emplacement (in the Eocene) of the allochthonous units of the southern Pyrenees, would have displaced towards the E with a certain clockwise rotation, with respect to Axial Zone and to the basement of the «Central Unit of the southern Pyrenees» to the W of the Segre.

**Key words: Catalanian Pyrenees (Spain). Pedraforca Unit-Cadí Unit. Paleocene - Eocene. Strike-slip fault tectonic. Cadí Fault-Segre Fault. Southern Pyrenees allochthonous units. Nogueras Unit.**

## RÉSUMÉ

La zone de la Pedraforca forme, à l'E de la grande faille du Segre, la partie orientale de l'allochtone sud-pyrénéen. On admettait classiquement que ce matériel, principalement mésozoïque, constituait un groupe d'unités charriées (la «nappe de la Pedraforca» de Séguret) venues du Nord et qui seraient passées par-dessus l'Eocène de la sierra del Cadí: celui-ci, autochtone relatif, constitue la couverture du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne au SE de l'Andorre. Cette interprétation est rejetée par les auteurs.

On rappelle les caractères essentiels des divers termes de la série du Cadí et de ceux de la zone de la Pedraforca (celle-ci constituant clairement la prolongation orientale de l'allochtone sud-pyrénéen situé à l'W du Segre). On insiste sur les termes communs aux deux ensembles (Sénonien supérieur marin, Maestrichtien-Paléocène à faciès «garumien», Eocène inférieur-moyen marin); on constate que, dans chacun des deux ensembles il y a suppression d'unités stratigraphiques de l'W vers l'E. On constate aussi que la succession lithologique du Cadí occidental (secteur de Fornols) et la succession de la partie la plus orientale de la zone de la Pedraforca (secteur au SW de La Pobla de Lillet) présentent certains caractères très particuliers, spécifiques de ces deux secteurs: associations minérales du Maestrichtien, niveaux détritiques originaux («conglomérats de la Nou», «brèches de Fornols»), caractère transgressif de l'Ilerdien... Or, actuellement, ces deux secteurs sont éloignés d'environ 40 km, de l'W à l'E. On propose donc de ramener la pointe orientale de la zone de la Pedraforca au voisinage occidental de la partie ouest de la série du Cadí, en repoussant vers l'W l'actuelle «zone sud-pyrénéenne centrale».

Ce coulissement se serait effectué principalement le long de l'«accident du Cadí», grande fracture, à jeu vertical d'ordre kilométrique par ailleurs, séparant la série du Cadí de la zone de la Pedraforca. Après avoir rappelé les diverses explications proposées pour la mise en place tectonique de cette dernière, les auteurs décrivent en détail certains secteurs importants situés le long de l'accident du Cadí ou à son voisinage, entre la klippe paléozoïque du Montsec de Tost (unité des Nogueras) et le S de La Pobla de Lillet. Cette fracture, à fort plongement vers le S, intersecte les divers termes de l'Eocène du Cadí. Divers argu-

ments tectoniques justifient le caractère décrochant de cet accident, d'âge essentiellement Eocène moyen-supérieur, mais qui a rejoué d'une manière importante au Néogène.

On ne peut donc pas considérer l'«accident du Cadí» comme la surface de base d'une «nappe de la Pedraforca», d'âge éocène, surface qui aurait été ultérieurement verticalisée. Il s'agit pour nous d'un accident de socle qui se prolonge à la fois vers l'W, à l'intérieur de la zone des Nogueras, et vers le SW, par la faille du Segre, elle-même à composante coulissante. Faille du Segre et accident du Cadí délimitent un panneau crustal qui, pendant et après la mise en place (à l'Eocène) de l'allochtone sud-pyrénéen, aurait coulissé vers l'E, avec une certaine rotation horaire, par rapport à la zone axiale et au substratum de l'unité sud-pyrénéenne centrale à l'W du Segre.

**Mots-clés: Pyrénées catalanes. Zone de la Pedraforca-série du Cadí. Paléocène-Eocène. Tectonique de coulissement. Accident du Cadí-faille du Segre. Allochtone sud-pyrénéen-zone des Nogueras.**

## RESUMEN

La zona del Pedraforca forma, al E de la gran falla del Segre, la parte oriental del alóctono sudpirenaico. Clásicamente se admitía que este material, principalmente mesozoico, constituía un grupo de unidades arrastradas (el «manto del Pedraforca» de Séguret) venidas del Norte, las cuales habrían pasado por encima del Eoceno de la sierra del Cadí: ésta, autóctono relativo, constituye la cobertera del Paleozoico de la zona axial pirenaica al SE de Andorra. Esta interpretación es rechazada por los autores.

Se recuerdan los caracteres esenciales de los diversos términos de la serie del Cadí y de la zona del Pedraforca (ésta constituyendo claramente la prolongación oriental del alóctono sudpirenaico situado al W del Segre). Se insiste sobre los términos comunes a los dos conjuntos (Senoniense superior marino, Maestrichtiense - Paleoceno en facies «garumniense», Eoceno inferior - medio marino); se constata que, en cada uno de los dos conjuntos, hay supresión de unidades estratigráficas del W hacia el E. Además, se comprueba que la sucesión litológica del Cadí occidental (sector de Fornols) y la sucesión de la parte más oriental de la zona del Pedraforca (sector al SW de La Pobla de Lillet) presentan ciertos caracteres muy particulares, específicos de estos dos sectores: asociaciones minerales del Maestrichtiense, niveles detríticos originales («conglomerados de La Nou», «brechas de Fornols»), carácter transgresivo del Ilerdiense... Ahora bien, actualmente estos dos sectores están alejados el uno del otro alrededor de unos 40 km del W al E. Se propone pues restablecer la punta oriental de la zona del Pedraforca en el lado occidental de la parte Oeste de la serie del Cadí, rechazando hacia el W la actual «zona sudpirenaica central».

Este desplazamiento horizontal longitudinal («coulissage») se habría efectuado principalmente a lo largo del «accidente del Cadí», gran factura, por otra parte, con salto vertical de orden kilométrico, que separa la serie del Cadí de la zona del Pedraforca. Tras recordar las diferentes propuestas que se han hecho para explicar el emplazamiento tectónico de esta última, los autores describen detalladamente ciertos sectores importantes situados a lo largo del accidente del Cadí o en sus proximidades, entre el klippe paleozoico del Montsec de Tost (unidad de los Nogueras) y el S de La Pobla de Lillet. Esta factura, con un alto grado de buzamiento hacia el S, intersecta los diversos términos del Eoceno del Cadí. Diferentes argumentos tectónicos justifican el salto horizontal longitudinal de este accidente, de edad esencialmente Eoceno medio-superior, mas con un juego tardío importante en el Neógeno.

No se puede, por tanto, considerar el «accidente del Cadí» como la superficie de base de un «manto del Pedraforca», de edad eocena, superficie que habría sido ulteriormente verticalizada. Se trata, para nosotros, de un accidente de zócalo que se prolonga al mismo tiempo hacia el W, en el interior de la zona de los Nogueras, y hacia el SW, por la falla del Segre, asimismo con una componente horizontal longitudinal. Falla del Segre y accidente del Cadí delimitan un panel cortical que, durante y después del emplazamiento (en el Eoceno) del alóctono sudpirenaico, se habría desplazado hacia el E siguiendo los planos de esos accidentes, con una cierta rotación horaria respecto a la zona axial y al substrato de la unidad sudpirenaica central al W del Segre.

**Palabras clave:** Pirineos catalanes. Zona del Pedraforca - serie del Cadí. Paleoceno - Eoceno. Tectónica de fallas en dirección. Accidente del Cadí - falla del Segre. Alóctono sudpirenaico - zona de los Nogueras.

## I. INTRODUCCIÓN

Las unidades sudpirenaicas Cadí y Pedraforca ocupan una gran parte del Pirineo de Cataluña y la relación entre una y otra constituye un problema estructural muy controvertido.

En un artículo anterior puede verse cómo el análisis estratigráfico comparativo nos lleva a discutir formalmente una cuestión capital en la interpretación de la estructura del interior de la zona del Pedraforca (Ullastre *et al.*, 1987). En éste, una metodología análoga, complementada asimismo con observaciones de orden sedimentario y tectónico, creemos nos autoriza a establecer con cierta precisión los vínculos paleogeográficos entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca y a discutir las propuestas que anteriormente se habían hecho para explicar la sorprendente yuxtaposición actual de ambas unidades.

## II. ANTECEDENTES Y EXPOSICIÓN GENERAL DEL PROBLEMA

Debemos a Astre (1924), (1925), la distinción de las unidades tectónicas serie del Cadí y zona del Pedraforca. La primera como serie mesozoico-cenozoica, con una importante laguna que va del Triás superior al Senoniense inferior, que constituye el recubrimiento normal del Paleozoico más meridional del Pirineo axial. La zona del Pedraforca, con un Mesozoico mucho más completo, es para él un manto de origen S que reposa sobre el Eoceno del Cadí. De su análisis del contacto entre las dos unidades referidas deben destacarse, por su justeza, los puntos siguientes: 1.º que entre Fornols y El Collell el contacto está jalonado por afloramientos de Keuper estirados y que en este sector la zona del Pedraforca no reposa siempre sobre los mismos niveles de la serie del Cadí (Astre, 1924, pp. 2.107-2.108); 2.º que la zona del Pedraforca a lo largo de su contacto con el Cadí se caracteriza por sus numerosos estiramientos en «lenticillas» (Astre, 1925, pp. 65-66).

Jacob *et al.* (1927) centran su atención en la terminación oriental de la zona del Pedraforca (región de La Pobla de Lillet) y en la terminación occidental de la sierra del Cadí. Al S de La Pobla de Lillet el análisis del contacto de la unidad «alóctona» Pedraforca con el Terciario «autóctono» les lleva a pensar que aquella flota sobre

éste. La supuesta prolongación W de la serie del Pedraforca (macizo urgoniense de Montan), según ellos, reposa sobre el Triásico superior margo-yesoso, el cual en Colldarnat yace en aparente serie normal sobre el Permotrias, que a su vez lo hace sobre el Paleozoico del Montsec de Tost; es bajo este paquete paleozoico o bajo el Triás superior de las unidades meridionales (según en qué puntos) donde la serie del Cadí, rota y laminada en este lugar, tiene cabalmente su terminación occidental.<sup>1</sup>

Las observaciones de Jacob *et al.* (1927) relativas al extremo oriental de la zona del Pedraforca (región al S de La Pobla de Lillet), en las que sustenta la hipótesis del «manto del Pedraforca», son puntualmente rechazadas por Ashauer (1934), el cual llega a una idea autoctonista basándose en los puntos siguientes: 1.º en la vertiente izquierda del Torrent de Ca l'Ardericó o de El Junyent (que corre de S a N al E de la sierra de Catllaràs) reconoce que el contacto entre el Cretácico superior «Garumniense» «alóctono» de la zona del Pedraforca y el Luteciense medio marino «autóctono» que precede a las molasas sintectónicas es subvertical y no tendido como Jacob *et al.* (1927) habían afirmado anteriormente; sin embargo, no advierte el carácter normal de ese contacto como lo hemos visto nosotros al E de Ca l'Arderiu y de cuyo análisis daremos cuenta más adelante; 2.º que al S de La Pobla de Lillet, en el Torrent del Regatell, el contacto entre la zona del Pedraforca y el Eoceno marino de la serie del Cadí, lejos de tener una inclinación poco acentuada, se hace por medio de un accidente muy próximo a la vertical que cabalga por el N una lámina de Luteciense en serie inversa.

Guérin-Desjardins y Latreille (1961), autoctonistas como Ashauer, introducen el concepto de «accidente del Cadí» como una falla profunda (a nivel de zócalo paleozoico), aunque superficialmente, para ellos como para los autores anteriores, tenga el mismo significado: el límite entre la serie del Cadí que buzando al S se hunde bajo la serie más completa del Pedraforca. Para dichos autores, el encadenamiento de facies entre la zona del Pedraforca y la unidad sudpirenaica al W del Segre no ofrece dudas; en cambio, las conexiones stratigráficas y paleogeográficas entre unidades tan diferentes como son la serie del Cadí y la zona del Pedraforca, apenas son esbozadas.

Los trabajos de Séguret sobre la tectónica sudpirenaica y en especial su tesis (1972) significan el retorno a las ideas aloctonistas, aunque, en este caso, la zona del Pedraforca es interpretada como un manto de origen septentrional; la geometría del contacto del supuesto manto con la serie del Cadí<sup>2</sup> y algunos de los argumentos tectonosedimentarios esgrimidos por el autor serán cuestionados formalmente en el presente trabajo.

Souquet *et al.* (1977) definen el «tronçon catalan» y el «tronçon navarro-languedocien» al E y al W respectivamente de la «falla de Catalunya» («falla del Segre» más «falla de la Cerdanya»). La serie del Cadí forma parte del primero, mientras que la zona del Pedraforca la sitúan originariamente en el segundo, mas conservando la idea de un manto venido por encima de la serie del Cadí (p. 203).

1. Esa terminación, en un plano puramente intelectual, podría interpretarse como aparente y por tanto pensar que la serie del Cadí continúa, en realidad, por debajo de la unidad sudpirenaica central por espacio indeterminado. Esta hipótesis (que esperamos poder descartar con los argumentos que luego aportaremos) parece estar implícita en la interpretación de la estructura profunda de la unidad sudpirenaica central –desplazada del N hacia el S– por parte de Cámara y Klimowitz (1985).

2. Séguret (1972), p. 93, refiriéndose al contacto N del «manto del Pedraforca» dice: «Le contact de base est toujours, lorsqu'il est observable, rigoureusement parallèle à la stratification des marnes éocènes sous-jacentes non tectonisées» (*sic*).

Bilotte (1982), (1985), se ocupa más de diferenciar que de relacionar las distintas áreas de sedimentación en que divide el Mesozoico entre el Llobregat y el Segre y cuya anómala yuxtaposición suscita la existencia de complejos dispositivos tectónicos.

Nosotros, hace años (Masriera y Ullastre, 1981), mediante el análisis de la repartición de los minerales pesados de las capas del Senoniense superior-Paleoceno, sentamos una primera base de relación estratigráfica y paleogeográfica entre la serie del Cadí, la zona del Pedraforca y la unidad sudpirenaica central, base que desarrollaremos en el presente trabajo. Más tarde, un estudio que establece vínculos estratigráficos entre unidades con notorias diferencias dentro de la propia zona del Pedraforca y a la vez consolida las relaciones de ésta con la unidad sudpirenaica central (Ullastre *et al.*, 1987), introduce una nueva interpretación estructural (en la que dominan las transposiciones horizontales a lo largo de fallas) para explicar la compleja arquitectura de la zona, interpretación que, aquí, estimamos se verá corroborada.

Así pues, las diferencias entre serie del Cadí y zona del Pedraforca y la analogía de ésta con la unidad sudpirenaica central han sido *grosso modo* evidentes para todos los autores que a lo largo de más de medio siglo se han ocupado de los problemas estructurales de las regiones sudpirenaicas. No obstante, mientras para unos la zona del Pedraforca estaría originariamente enraizada al S del Cadí, para otros lo estaría al N, existiendo al mismo tiempo disparidad de opiniones en cuanto a los mecanismos tectónicos que condujeron a la disposición actual. Mas creemos que, en ningún caso antes de los estudios de Masriera y Ullastre (1981), (1982), (1983) y Ullastre *et al.* (1987), se había puesto en evidencia que la zona del Pedraforca constituye, palinispásticamente, una unidad de transición lateral (W-E) entre la unidad sudpirenaica central y la serie del Cadí. En lo sucesivo trataremos de reforzar debidamente este punto de vista y con ello daremos un nuevo enfoque a los problemas que plantean las terminaciones occidental de la serie del Cadí y oriental de la zona del Pedraforca y al problema del contacto entre ambas unidades a lo largo del accidente del Cadí.

### III. ESTRATIGRAFÍA DE LA SERIE DEL CADÍ

#### 1. Rasgos generales

La serie del Cadí forma parte de la cobertera postherciniana normal del Paleozoico más meridional del Pirineo axial. Se caracteriza por contener un Neocretácico marino transgresivo sobre diferentes términos del Triás. Así pues, en sentido estricto, se inicia al E del valle del Segre y termina entre La Pobla de Lillet y Montgrony (Coll de Merolla, C.M. *in* fig. 1). Al W del Montsec de Tost, queda reducida al tegumento estefano - pérmico - triásico inferior (fig. 10) por despegue a nivel del Keuper o del Lías basal evaporítico (Torà) de la cobertera posttriásica que constituye ahora las unidades alóctonas meridionales (unidad sudpirenaica central más zona del Pedraforca *s.l.*); hacia el E, a partir de Montgrony, es un Paleoceno continental o quizás un Rognaciense (Cretácico terminal continental) elevado (Masriera y Ullastre, 1983, p. 286) el que reposa directamente sobre los conglomerados «permotriásicos» de la prolongación oriental de la serie del Cadí *s.s.*

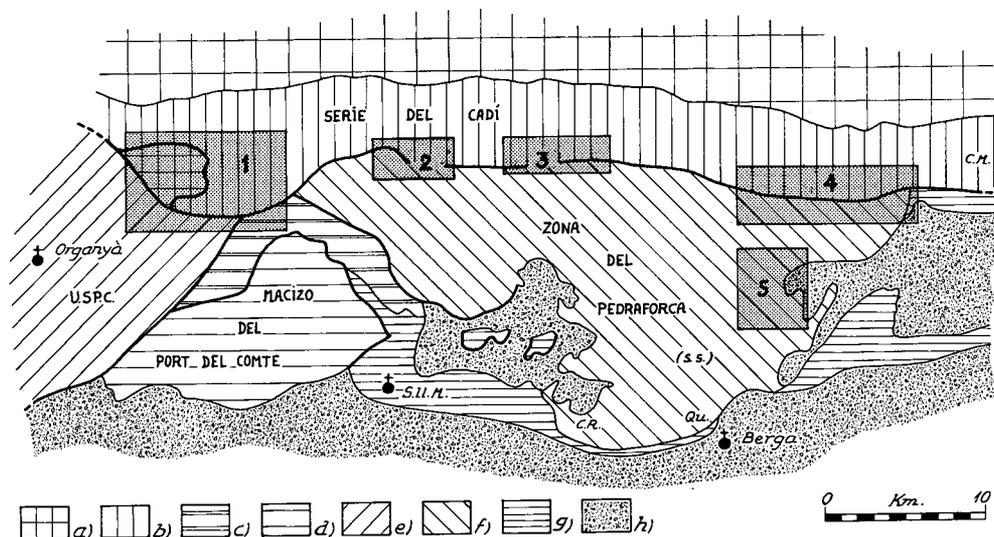


Fig. 1.

Grandes unidades tectosedimentarias del Pirineo mesozoico-cenozoico catalán entre los ríos Segre y Llobregat y situación de los esbozos geológicos locales (trazados sobre fotos aéreas no restituidas) que se incluyen en este trabajo: 1. Terminación occidental de la serie del Cadí; 2. Eoceno de Josa del Cadí; 3. Estructura de la serie del Cadí entre El Collell (N del pico de Pedraforca) y Els Terrers (WNW de Gisclareny); 4. Terminación oriental de la zona del Pedraforca; 5. Mesozoico - Terciario de La Nou. a) Cuadrícula grande: Paleozoico del Pirineo axial; cuadrícula pequeña: Paleozoico - Triás del Montsec de Tost, (alóctono de la zona de los Nogueras). b) Serie del Cadí: Cretácico sup. - Eoceno sobre Triás o sobre Lías basal en el extremo W, (autóctono relativo). c) Escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma: Cretácico sup. - Eoceno sobre Jurásico, (parautóctono). d) Macizo del Port del Comte: Cretácico sup. - Eoceno sobre Triás al SE y sobre Jurásico al NW, (parautóctono). e) Unidad suppirenaica central (U.S.P.C.): del Triás al Eoceno, (alóctono despegado). f) Zona del Pedraforca (s.s.): del Triás al Paleoceno en el tercio NW y Cretácico sup. - Eoceno sobre Lías basal en el extremo E, (alóctono). g) Luteciense inf. - Bartoniense marinos sin y postemplazamiento por «coulissement» de la unidad alóctona zona del Pedraforca. h) Conglomerados terciarios sin y postectónicos. Topónimos abreviados: S.L.L.M., Sant Llorenç de Morunys; C.R., Castellar del Riu; Qu., Queralt; C.M., Coll de Merolla.

La serie precretácica del Cadí que al W, entre Fornols y Torà, comprende las facies de los tres términos clásicos del Triás germánico, más un probable Lías basal evaporítico y/o carbonatado no señalado anteriormente, se reduce hacia el E, a partir del Coll de la Moixa, a los terrenos arenosos «permotriásicos».

La transgresión del Cretácico superior marino, limitado al Maestrichtiense (Bilotte, 1985), es precedida por el depósito de una formación conglomerática cuarzosa en general azoica («conglomerados de Adraent») de edad dudosa; ésta se localiza mayormente en el sector W —cerca del pueblo de Adraent—; no obstante, en otros puntos de la serie del Cadí jalona la base del Senoniense marino (Gabarrós al NE de Bagà; Ashauer, 1934, p. 239; Guérin-Desjardins y Latreille, 1961, p. 927; Bilotte, 1985, p. 273).

Por encima del Maestrichtiense marino calizo vienen las facies continentales del Rognaciense, bien datadas como Cretácico terminal al W, como veremos, y cuya presencia en el meridiano de Greixer al N de Bagà ha sido señalada en base a criterios litológicos (Masriera y Ullastre, 1981, 1983).

Un Paleoceno continental, con varios niveles característicos en el sector occidental (Banyeres, La Vansa, Fornols) (fig. 4), constituye el substrato del Eoceno inferior marino.

El Ilerdiense inferior, bien datado al W dada la presencia de facies carbonatadas con Alveolinas, no ha sido reconocido al E (secciones de Greixer-Bagà y de La Pobla de Lillet-Castellar de N'Hug) (Hottinger, 1960; Solé-Sugrañes y Mascareñas, 1970; Plaziat, 1984), donde importantes tramos margosos de la serie marina carecen de faunas características. Un Ilerdiense medio que alcanza la biozona de *Alveolina corbarica* se desarrolla desde el meridiano de Josa del Cadí (Plaziat, 1984, p 1.256) hasta el valle del Freser (Gich, 1973) precediendo un tramo rojo continental ilerdo-cuisiense (Hottinger, 1960). Al W de Josa (sector entre Banyeres, La Vansa y Fornols, fig. 2), la serie marina eocena, cabalgada al S por el Triás, queda limitada al Ilerdiense inferior y al medio basal (biozona de *Alveolina moussoulensis*), probablemente no a causa de supresiones tectónicas sino por erosión intraeocena (*infra*, V, 1), (fig. 8). Por encima del tramo rojo, entre Josa y La Pobla de Lillet, la serie se eleva hasta el Luteciense inferior, interrumpido al S por el contacto anormal de la serie del Pedraforca; en Josa un Cuisiense inferior y medio carbonatados precede al Cuisiense terminal - Luteciense inferior margoso, mientras que en La Pobla de Lillet las facies margosas del Cuisiense - Luteciense inferior descansan casi directamente sobre el referido tramo rojo ilerdo-cuisiense.

## 2. El extremo occidental

La estratigrafía de la serie del Cadí entre Josa y la cobijadura del Montsec de Tost (figs. 2 y 3) ha sido sintetizada a partir de cuatro columnas parciales (fig. 4) debido al peculiar dispositivo de este sector, en el que diferentes biseles sedimentarios y accidentes tectónicos impiden que una sola columna nos dé una visión completa de su estratigrafía.

La serie A, situada al NNW de Torà de Tost, y la B, al E de la línea La Vansa - Sisquer, nos muestran que el basamento precretácico de la serie del Cadí, en su extremo occidental, contiene los términos siguientes:

- Calizas, a menudo dolomíticas, vermiculadas («fucooides») en lajas, atribuidas al Muschelkalk (T2), por encima del substrato arenoso «permotriásico» (T1).
- Margas irisadas yesíferas, con abundantes cuarzos bipiramidados; Keuper (T3).
- Calizas en lajas, fétidas (L1, a), seguidas de una formación evaporítica (L1, y) constituida por una potente superposición de yesos grises y blancos e hiladas de margas grises, que hacia lo alto, pasa a brechas calcáreo-dolomíticas más o menos carniolizadas (L1, b). Este término que, en conjunto, por su facies, se diferencia claramente del Keuper margo-yesoso,<sup>3</sup> tiene una gran analogía con

3. En todos los mapas geológicos que interesan el sector de la serie del Cadí objeto de análisis, ese término ha sido confundido con el Triásico superior (*verbi gratia*: Hartevelt, 1969; Solé-Sugrañes y Santanach, 1970); sólo Guérin-Desjardins y Latreille (1961) lo han señalado al S de Fornols, aunque entre esta localidad, La Vansa y Sisquer, su mapa contiene notables errores, ya que los afloramientos cretácicos - paleocenos - eocenos están marcados sistemáticamente bajo la forma de derrubios.

la formación carbonatada y evaporítica del Trías terminal - Lías basal de la región de Camarasa (Sierras marginales) (Faure, 1984); por esta razón, le hemos asignado una edad rheto-hettangiense, aunque sin argumentos paleontológicos.

La serie A queda interrumpida por el Keuper cabalgante (fig. 9, 1) integrado en la solera de la unidad alóctona paleozoica del Montsec de Tost (fig. 2). Sin embargo, de la serie B invertida, observada al E de Sisquer - La Vansa (fig. 9, 4, 5; fig. 10, c), puede inferirse que el Cretácico superior es transgresivo sobre los referidos tramos atribuidos a la base del Lías. Así pues, la sucesión Cretácico superior - Paleógeno reposa al W (serie B) sobre un Lías basal, mientras que a menos de 2 Km, al E (meridiano de Fornols) esta sucesión es transgresiva sobre el Trías superior.

La serie postliásica, resumida en las columnas B, C y D (fig. 4), es la siguiente:

- «Conglomerados de Adraent» (Cs, a): conglomerados cuarzosos y areniscas, arenas y limos blanquecinos o rubefactados, que por el momento se han revelado azoicos.<sup>4</sup>
- Calizas marinas de plataforma (Cs, b) con Rudistas y Orbitoides del Maestrichtiense (Bilotte, 1978, 1985).
- Calizas lacustres con Carófitas y Gasterópodos rematadas por una hilada de margas grises con *Septorella brachycera* y *Peckichara cancellata* (Feist, 1979; Ullastre y Masriera, 1983) (Mc, a); niveles seguidos por margas abigarradas; Maestrichtiense continental (Mc).
- «Arenisca con reptiles»: areniscas calcáreas ricas en minerales pesados característicos y que en varias localidades han librado restos de Dinosaurios maestrichtienses (Ullastre y Masriera, 1983). Comprende dos horizontes mineralógicos: el inferior (Mc, b1), de mayor potencia, caracterizado por la asociación *granate - distena - estaurolita*, y el superior (Mc, b2), de 1-2 m de espesor, en el que domina la *baritina* (Masriera y Ullastre, 1981, 1982).
- «Caliza de Vallcebre» (v): micritas lacustres y/o palustres con *Microcodium* y ocasionalmente asociaciones específicas de Carófitas que permiten situarlas en la base del Paleoceno (Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre, 1990).

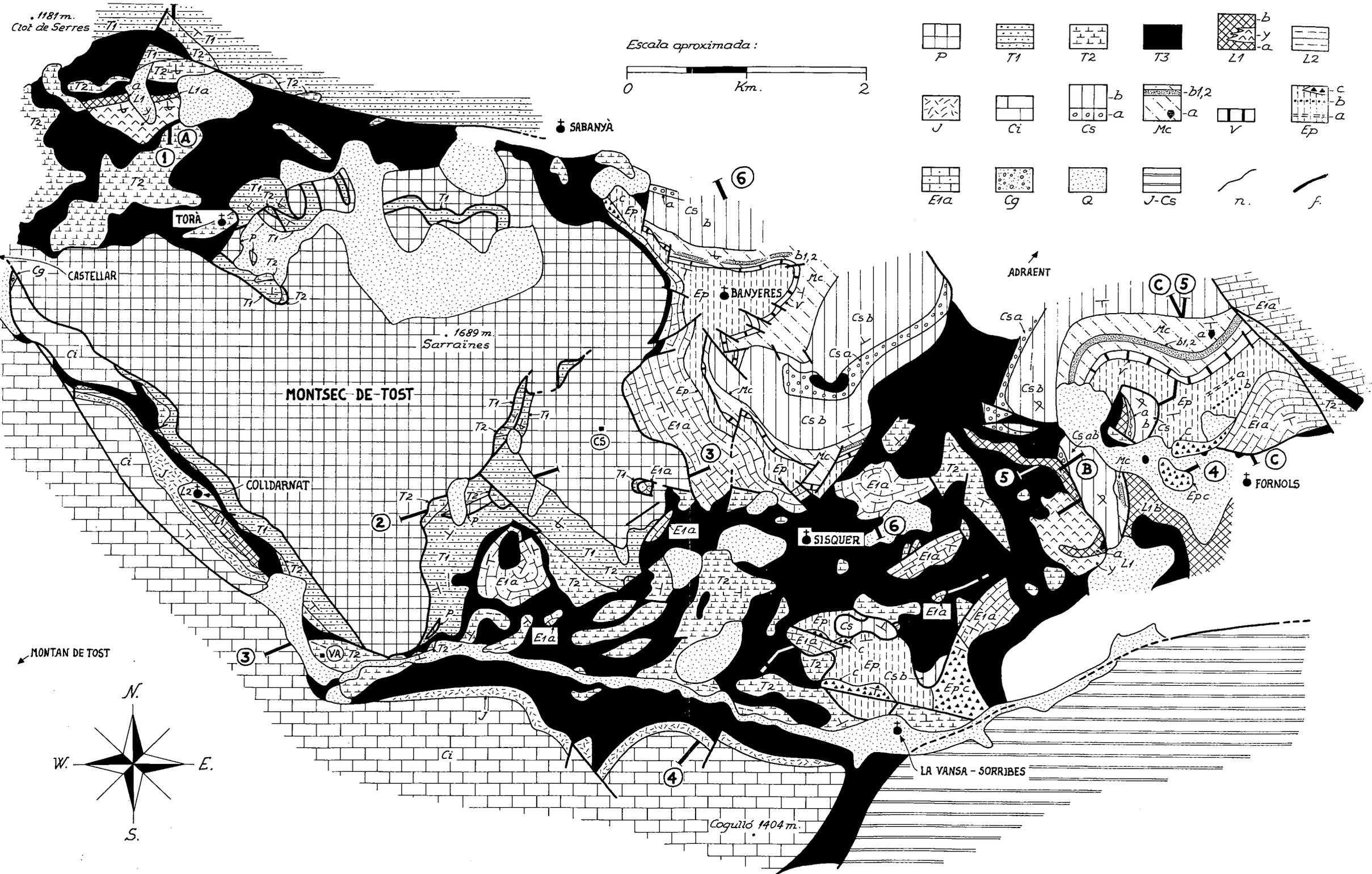
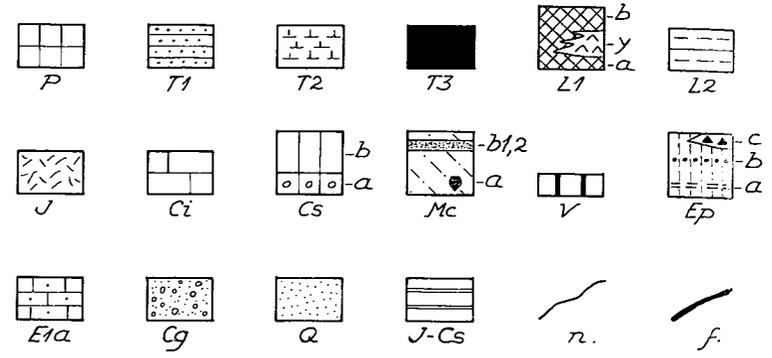
4. Los ensayos palinológicos, practicados a instancia nuestra sobre muestras procedentes del área que nos ocupa, han resultado negativos. No obstante, Bilotte (1984), basándose en la datación por palinofloras de unas facies análogas que afloran en el Port del Comte, atribuye a los «conglomerados de Adraent» una edad maestrichtiense. Por nuestra parte (J.U. y A.M.), según estudios en curso y teniendo en cuenta que al W del Segre facies análogas se intercalan en el Santoniense (Montsec) o aparecen jalonando la base de un Campaniense (Montroig) o de un Maestrichtiense, ambos marinos, (Masriera y Ullastre, 1982), creemos puede tratarse de una formación heterocrona, lo cual, de ser cierto, modificaría la edad única que tradicionalmente se le ha venido dando (Rosell y Llompart, 1982).

La propuesta de Bilotte (1984), (1985), de que los «conglomerados de Adraent» son un equivalente lateral de la «arenisca de Areny» (término litológico del Senoniense marino más alto) no concuerda con el dispositivo señalado al W del Segre ni con el origen del material.

Estas cuestiones, junto con la procedencia de los elementos de esos conglomerados supuesta por Llompart (1979), serán discutidas formalmente en un próximo artículo (J.U. y A.M.).

1181 m.  
Clot de Serres

Escala aproximada:



SABANYÀ

1689 m.  
Sarraïnes

MONTSEC DE TOST

COLDARNAT

SISQUER

FORNOLS

LA VANSÀ - SORRIBES

Cogulló 1404 m.

MONTAN DE TOST

ADRAENT

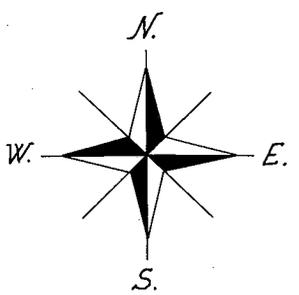


Fig. 2.

Esbozo geológico de la terminación occidental de la serie del Cadí. P, Paleozoico. T1, Triásico inf.: arcillas, limos y areniscas rojas («Permotriás» *p.p.*). T2, Triásico medio: calizas y dolomías. T3, Triásico sup.: margas, yesos y carniolas. L1, Rhetó - Hettangiense - Sinemuriense: a) calizas en lascas; b) brechas tobáceas, brechas dolomíticas y calizas; y) complejo evaporítico. L2, Liásico medio - sup.: calizas y margas fosilíferas. J, Dogger - Malm *p.p.*: dolomías negras. Ci, Malm - Cretácico inf.: calizas en lascas, brechas y calizas masivas. Cs, Senoniense: a) «conglomerados de Adraent»; b) calizas marinas. Mc, Maestrichtiense continental: calizas lacustres, margas abigarradas y areniscas; a) Carófitas maestrichtienses; b) «arenisca con reptiles», 1 - horizonte con granate-distena-estauroлита, 2 - horizonte con baritina. V, «Caliza de Vallcebre» (base del Paleoceno continental). Ep, Paleoceno continental: margas abigarradas y areniscas con *Microcodium*, calizas lacustres y localmente conglomerados y brechas; a) nivel con *Vidalie-lla gerundensis*; b) cf. «conglomerados de La Nou»; c) «brechas de Fornols». El a, Ilerdiense - Cuisiense: calizas con Alveolinas y/o Nummulites. Cg, Conglomerados neógenos? Q, Terrazas fluviales y derrubios de pendiente. J-Cs, Escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma (Senoniense sobre Jurásico). n, Contactos sedimentarios entre unidades estratigráficas. f, Contactos mecánicos (fallas, cabalgamientos). Cortes indicados con números arábigos, ver: figs. 9 y 9 bis. Columnas estratigráficas indicadas con letras mayúsculas, ver: fig. 4.

Topónimos abreviados: VA, Cal Valentí; CS, Cal Soldat.

- Limolitas y margas rojizas con *Vidaliella gerundensis* (Ep, a) seguidas de tres hiladas de calizas lacustres con Oncolitos (On), Gasterópodos y Carófitas; este tramo es, en general, muy rico en *Microcodium* (Mi); Vitrolliense - Thañetiense? (Ullastre y Masriera, 1983).
- Margas limo-arenosas y margo-calizas con *Microcodium* en las que se intercala un banco métrico de pudinga poligénica de cemento calcáreo con *Microcodium* en que destacan junto a los cantos calizos los de sílex y cuarcita (cf. «conglomerado de La Nou») (Ep, b).
- «Brechas de Fornols» (Ep, c): conglomerado poligénico (40-50 m) de elementos calcáreos (calizas senonienses y paleocenas cf. «caliza de Vallcebre») unidos por un cemento, rojizo en los niveles basales, con colonias de *Microcodium*; este término, último del Paleoceno continental, se acuña rápidamente hacia el E.
- El Eoceno marino, en Fornols (E1, a', columna C), comprende un banco inferior de calizas con Miliólidos (5 m), seguido por calizas con Alveolinas y Opertorbitolites del Ilerdiense inferior (75 m), (según J.U. y A.M. contienen: *Alveolina dolioliformis*, *A. avellana*, *Glomalveolina* gr. *lepidula*, *Opertorbitolites*, gr. *biplanus*); a unos 15 m de la base se intercala un episodio de conglomerados poligénicos con cantos bien rodados (4 m). Siguen calizas con Alveolinas y Opertorbitolites de la base del Ilerdiense medio (50 m), (biozona de *A. moussoulensis*), (según J.U. y A.M. contienen: *Alveolina moussoulensis*, *A. cf. pisiformis*, *A. aragonensis*, *A. cf. subpyrenaica*, *A. decipiens*, *Glomalveolina* gr. *lepidula*, *Opertorbitolites* gr. *biplanus*, *O. cf. latimarginalis*); en este término aparecen numerosas pasadas conglomeráticas con elementos calizos y cuarzo.

La serie del Cadí en Fornols queda interrumpida en el Ilerdiense medio basal bajo el Keuper cabalgante de las unidades meridionales (figs. 2 y 10).

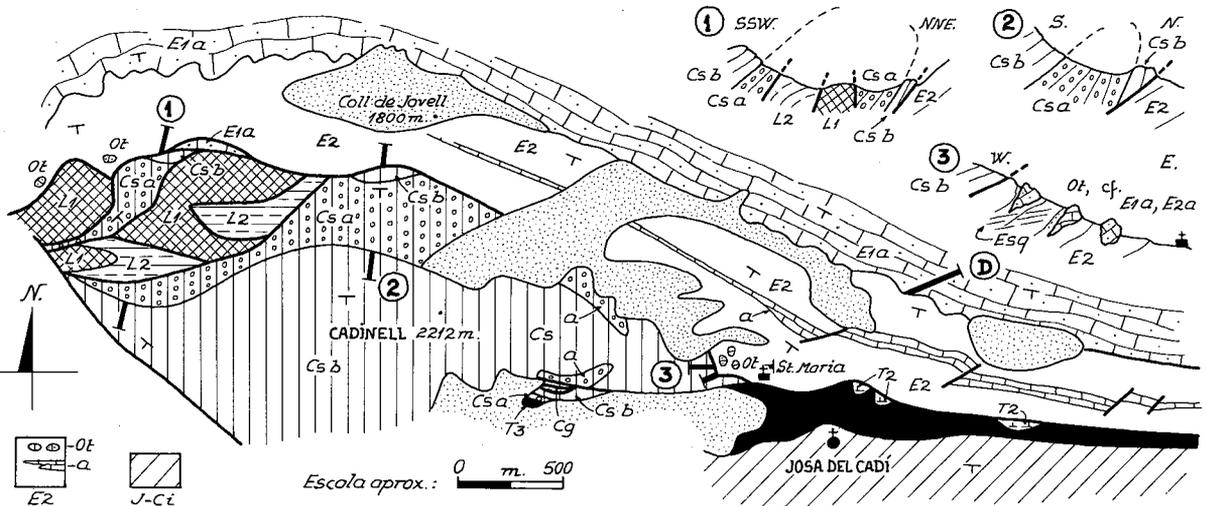


Fig. 3.

Esbozo geológico del Eoceno de Josa del Cadí. Símbolos iguales a los de la fig. 2, excepto: J-Ci, Jurásico-Cretácico inf. indiferenciados. E2, Cuisiense sup. - Luteciense inf.: margas azules y grises, calizas y areniscas; a) «calizas nummulíticas de Josa»; Ot, olistolitos de calizas cf. E1 a y E2 a. Esq., Esquistosidad. D, Columna estratigráfica, ver: fig. 4.

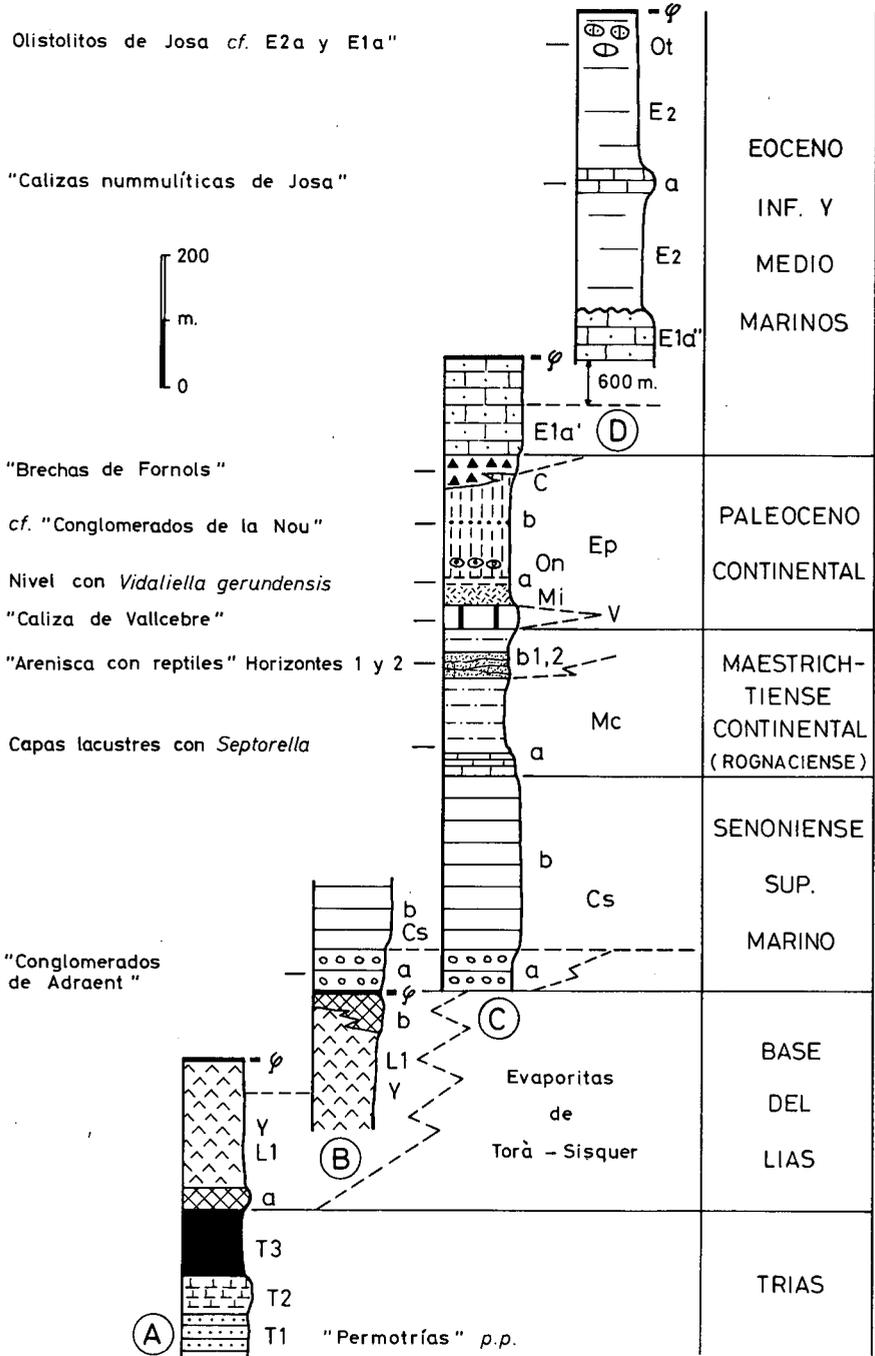


Fig. 4. Esquema estratigráfico de la terminación occidental de la serie del Cadí. Para la situación de las columnas parciales A, B y C véase la fig. 2 y para la de la columna D la fig. 3. Símbolos iguales a los de las figs. 2 y 3, excepto: Mi, *Microcodium*; On, oncolitos; Ot, olistolitos.

Desplazándonos más al E, en el meridiano de Josa (fig. 3), vemos que la potente serie carbonatada del Eoceno del Cadí, esquematizada en la columna Canal Baridana - Josa in fig. 8, acaba con los términos siguientes (fig. 4, D):

- Calizas en bancos métricos con abundantes Nummulites y Assilinas (E1, a'') (50 m); (contienen: *Nummulites* gr. *campesinus*, Assilinas del grupo de *Ass. plana*, Discocyclinas);<sup>5</sup> Cuisiense medio.
- Por encima del término anterior se observa una costra ferruginosa («hard-ground») a la cual se superponen 0'5 m de calcarenitas arcillosas, amarillentas y glauconíferas.
- Potente sucesión de margas grises y azules (E2) con un banco calcáreo intermedio («calizas nummulíticas de Josa») (E2, a) con: *Nummulites obesus* y *Assilina spira-abrardi*,<sup>5</sup> además de *Alveolina frumentiformis* y *Orbitolites* gr. *complanatus*; Cuisiense terminal - Luteciense inferior. Hacia el techo este término contiene numerosos y grandes olistolitos de calizas del Cuisiense - Luteciense inferior (Ot).

Esta sucesión margosa queda interrumpida al S por el accidente del Cadí.

#### IV. ESTRATIGRAFÍA DE LAS FORMACIONES DEL EXTREMO ORIENTAL DE LA ZONA DEL PEDRAFORÇA

La serie del Pedraforça se diferencia de la serie del Cadí por ser aquélla mucho más completa que ésta. En efecto, en su tercio noroccidental el Cretácico superior - Paleoceno de la primera es transgresivo sobre un substrato Jurásico - Cretácico inferior (Ullastre *et al.*, 1987), terrenos que, como hemos visto, faltan en el Cadí; no obstante, hacia el S y hacia el E, diferentes biseles estratigráficos reducen progresivamente la serie (*cf.* mapa in Guérin-Desjardins y Latreille, 1961) hasta que en la región oriental de La Nou - Catllaràs el Cretácico superior-Eoceno se muestra directamente transgresivo sobre el Lías basal (fig. 6) o, incluso localmente, sobre el Trías superior (Ca l'Arderiu) (CA in figs. 5 y 12, 1). Por tanto, la serie del Pedraforça al igual que la del Cadí, se reduce progresivamente en el sentido W - E. A continuación analizaremos la estratigrafía de la referida región oriental para después, más adelante (*infra*, V, 1), subrayar las analogías que existen entre el extremo occidental del Cadí y el oriental de la zona del Pedraforça.

5. Determinaciones debidas a la gentileza de A. Blondeau (París).



## 1. El sinclinal de la Nou - Malanyeu

Corresponde a la parte oriental de la zona del Pedraforca. Al E del río Llobregat, entre Sant Salvador de la Vedella y el referido sinclinal (fig. 6), puede verse cómo una sucesión que va del Santoniense superior al Eoceno inferior<sup>6</sup> reposa sobre un Lías basal brechoide. La serie B de la fig. 7 resume los términos estratigráficos de este sector:

- Por encima de las margas irisadas y yesos del Keuper (T3) yace una gruesa masa, poco o nada estratificada, de brechas calcáreodolomíticas (L1) atribuidas a la base del Lías (Hettangiense);<sup>7</sup> estas brechas, a menudo carniolizadas, derivan de una serie evaporítica (localmente visible, cf. fig. 4, A y B) desaparecida por disolución (Fauré, 1984).
- Biomicritas y calizas bioconstruidas con *Lacazina elongata*, Rudistas, etc. (Bilotte, 1985) seguidas de 3 m de calizas margosas; Santoniense superior (*infra* Cs, a').
- Conglomerados de cuarzo y areniscas rubefactadas (cf. «conglomerados de Adraent») (20-25 m); a 2-3 m de la base este término contiene una intercalación recifal con Rudistas y Lacazinas;<sup>8</sup> Santoniense superior (Cs, a') - Campaniense inferior (Cs, a'').
- Potente serie carbonatada campano-maestrichtiense (Cs, b) formada por calizas y margo-calizas con *Siderolites vidali*, *S. calcitrapoides* y Orbitoides (Bilotte, 1985).
- La base del Maestrichtiense continental (Mc, a) contiene una formación lago-lacustre (20-30 m) de calizas y margas con Carófitas (*Porochara malladae*, *Platychara caudata*, *P. turbinata*,<sup>9</sup> etc.) alternando con margas versicolores con lechos de lignitos y algún episodio con Ostreas. Siguen margas abigarradas.
- «Arenisca con reptiles»: arenisca calcárea que contiene la asociación mineralógica típica del horizonte Mc, b1 (*supra*, III, 2). Este nivel, cerca de La Nou, ha librado restos de Dinosaurios (Ullastre y Masriera, 1983).
- «Caliza de Vallcebre» (V): análoga a la de Fornols; Paleoceno inferior.
- Limolitas y margas rojas con *Microcodium* (Mi), Oncolitos (On), etc., en las cuales se intercala un nivel con *Vidaliella gerundensis* (Ep, a); Vitrolliense - Thanetiense?
- «Conglomerados de La Nou» (Ep, b): barra métrica que jalona la base de una gruesa formación margo-yesosa, a menudo con *Microcodium*, con hiladas de

6. El Eoceno marino de Malanyeu - La Nou, observado ya por L.M. Vidal (1907, p. 256), no figura sin embargo en los trabajos posteriores (*verbi gratia*: Guérin-Desjardins y Latreille, 1961; Séguret, 1972; etc.).

7. Al S de La Pobla de Lillet (sierra de Catllaràs), por encima de las margas del Keuper, se disponen calizas dolomíticas en lajas pertenecientes al Rhetiense según las determinaciones esporopolínicas (Baudelot y Taugourdeau-Lantz, 1986).

8. Esta intercalación se ve en la margen derecha del Torrent de La Nou, no lejos del cementerio de Sant Salvador de la Vedella. Basándose en esta observación, Guérin-Desjardins y Latreille (1961, p. 927) asignaron una edad Santoniense a los «conglomerados de Adraent»; sin embargo, para nosotros queda en pie la hipótesis de la heterocronía a la que nos hemos referido en la nota 4.

9. Estas mismas especies las hemos hallado en la serie del Santuario de Queralt (Berga) asociadas a *Septorella brachycera*, (Rognaciense).

calizas lacustres, estromatolíticas y a veces de areniscas. Ese conglomerado, trabado por una matriz calcárea también con *Microcodium*, lo forman cantos regularmente rodados de calizas senonienses, en ocasiones de calizas con *Prealveolinas* del Cenomaniense (Malanyeu), de sílex y cuarcitas.

El Eoceno marino (E1, a), que viene en continuidad estratigráfica por encima del Paleoceno continental, forma una escarpada muralla semicircular que ocupa el centro del sinclinal de Malanyeu - La Nou (fig. 6); comprende:

- Calizas arenosas y calizas nodulosas margo-arenosas con Equínidos (20-30 m).
- Calizas arenosas (unos 100 m) con pasadas de micropudingas de cuarzo con *Alveolinas flosculinizadas* (poco abundantes), *Nummulites cf. globulus*, *Assilina gr. exponens*,<sup>10</sup> *Discocyclinas*, *Operculinas*; Ilerdiense sin mayor precisión.

La serie reseñada (fig. 7, B) acaba fosilizada por conglomerados terciarios E3 (paleógenos ?) discordantes.

## 2. La vertiente oriental de la sierra de Catllaràs

Especial importancia reviste la estratigrafía de este sector del extremo oriental de la zona del Pedraforca (fig. 5), la cual ha sido objeto de análisis insuficientes (Jacob *et al.*, 1927; Séguret, 1972, fig. 43, «olistostroma»? bajo el «manto?»), aunque las observaciones de Ashauer (1934, fig. 16, corte 7) ya se ajustaban bastante a la realidad.

La presencia de accidentes y lo abrupto del terreno son circunstancias que dificultan sin duda su interpretación; no obstante, al NE de Ca l'Arderiu (CA in fig. 5), siguiendo el camino de Castell de Lillet, puede observarse con relativa facilidad la existencia de continuidad estratigráfica desde el Paleoceno continental al Luteciense inferior marino; esta serie, esquematizada en la fig. 7 columna A, se completa con las observaciones que pueden hacerse en las inmediaciones de El Junyent (EJ in fig. 5), al E de Ca l'Arderiu, ya en el fondo del valle.

La serie A, entre las calizas senonienses de plataforma (Cs, b) y los «conglomerados de La Nou» (Ep, b), contiene aproximadamente los mismos términos estratigráficos que la columna de La Nou - Malanyeu (B), aunque las potencias sean menores; sólo las areniscas rognacienses (Mc, b) se completan con la presencia del horizonte con *baritina* (b2), (*cf.* Fornols). Sin embargo, a pocos metros por encima de los conglomerados Ep, b, la sucesión revela términos estratigráficos distintos, a saber:

- Barra de brechas, conglomerados y areniscas (buzando 60° al WNW) (Ep, c), que no contienen elementos postpaleocenos y en cuya matriz abundan las colonias de *Microcodium* (*cf.* «brechas de Fornols»). En su composición dominan las calizas senonienses, no obstante se observan con frecuencia cantos de cuarzo y cuarcitas oscuras; Paleoceno terminal probablemente.

10. Determinaciones debidas a la cortesía de J. Serra-Kiel (Barcelona).

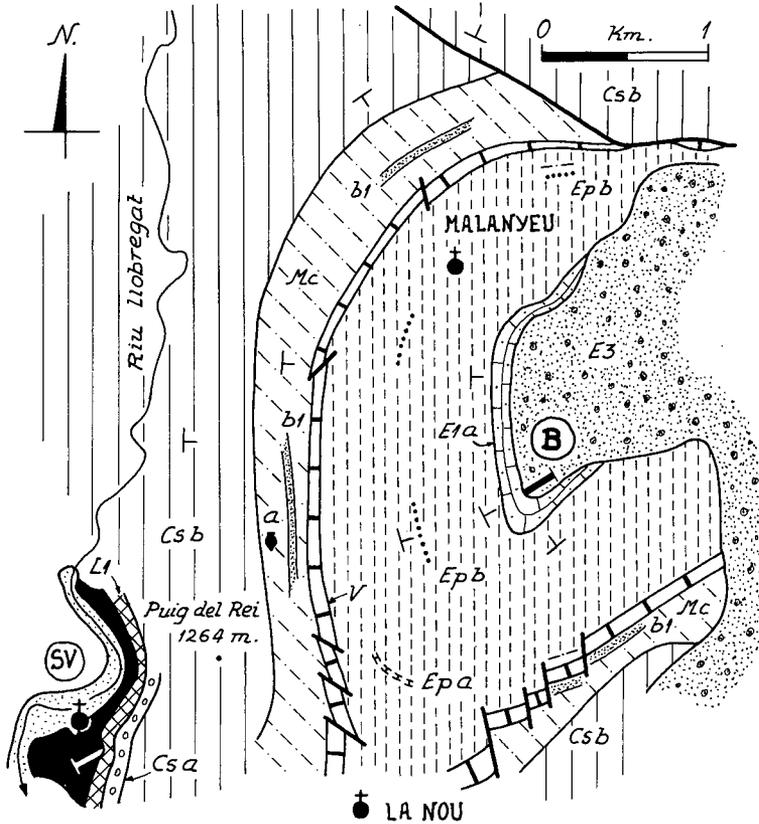


Fig. 6.  
Esbozo geológico del Mesozoico - Terciario de La Nou. Símbolos iguales a los de la fig. 5. B, Columna estratigráfica ver: fig. 7.  
Topónimo abreviado: SV, Sant Salvador de la Vedella.

- A continuación y en contacto sedimentario vienen 3 m de areniscas y conglomerados calcáreos con restos de *Microcodium*, *Nummulites* cf. *globulus*<sup>5</sup> y ocasionalmente alguna *Alveolina* flosculinizada; Ilerdiense sin poder precisar más (E1, a).
- Por encima, y en contacto normal, se dispone un considerable paquete de calizas (E2, a) (buzando asimismo 60° al WNW) en el que se distingue: un tramo inferior con *Alveolina frumentiformis*, pequeños *Nummulites* granuloso (*Nummulites* cf. *campesinus* a *N.* cf. *lehneri*),<sup>5</sup> *Orbitolites* gr. *complanatus*; el tramo superior son calizas con *Nummulites* y *Assilinas* (*Nummulites laevigatus*, *N.* aff. *gallensis*, *N. praelorioli*, *Assilina praespira*, *Ass.* aff. *spira*, *Ass.* aff. *tenuimarginata*; in Busquets et al., 1979); Cuisiense terminal - Luteciense inferior.
- Al término anterior se le superponen margas grises (E2), que en las inmediaciones de El Junyent (EJ in figs. 5 y 12, 1) tienen hiladas con *Nummulites* y engloban un pequeño olistolito de calizas cf. E2, a; Luteciense inferior probablemente.

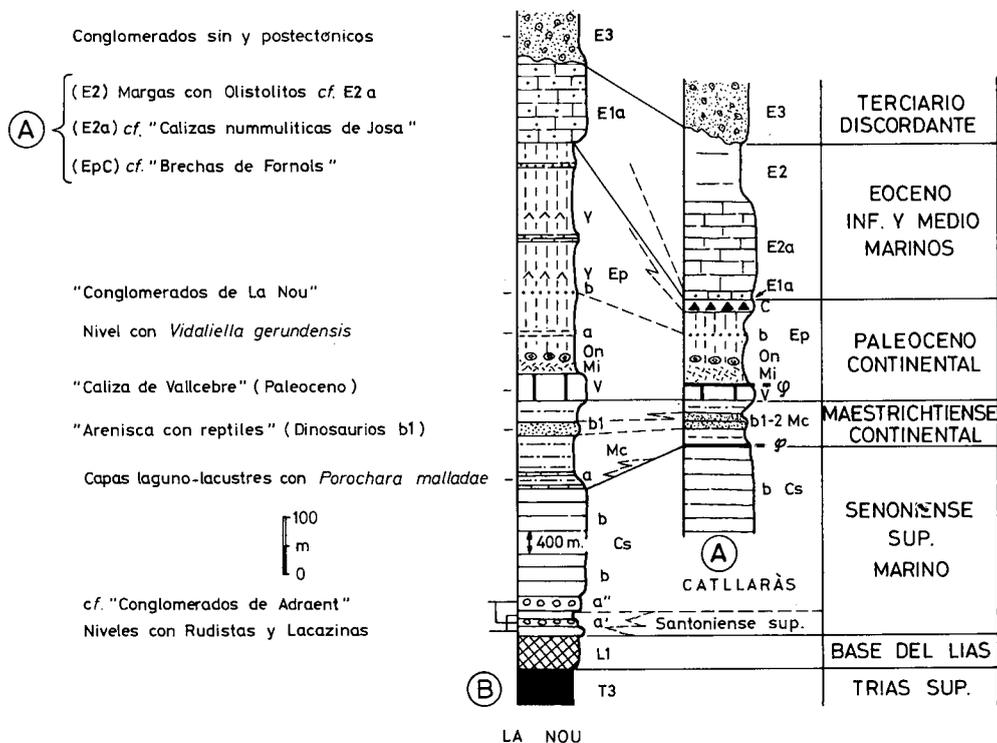


Fig. 7.

Esquema estratigráfico de la terminación oriental de la zona del Pedraforca. La situación de la columna A puede verse en la fig. 5 y la de la columna B en la fig. 6. Símbolos iguales a los de la fig. 5, excepto: Mi, *Microcodium*; y, yesos; On, oncolitos.

Los conglomerados terciarios (paleógenos) (E3) sin y postorogénicos de Castellsec y sierra de la Llena fosilizan la formación precedente a lo largo de la margen derecha del Torrent de Junyent o de Ca l'Ardericó.

## V. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS ENTRE LA SERIE DEL CADÍ Y LA ZONA DEL PEDRAFORCA

### 1. Analogías observadas

El análisis estratigráfico nos ha revelado los hechos siguientes:

- Sólo en el extremo oriental de la zona del Pedraforca puede verse que el Senoniense marino, jalonado en su base por cf. «conglomerados de Adraent»,

es transgresivo sobre el Lías basal (Sant Salvador de la Vedella, SV *in* fig. 6) o sobre el Keuper (Ca l'Arderiu, CA *in* fig. 5); tal dispositivo es el característico de la terminación occidental de la serie del Cadí.

- Únicamente en el borde oriental de la zona del Pedraforca la arenisca rognaciense contiene el horizonte superior con baritina (Mc, b1, 2), horizonte propio de la serie del Cadí (*arcosas con baritina*, Masriera y Ullastre, 1981).
- Las «brechas de Fornols», término litológico exclusivo de la región al W de Fornols (Cadí)<sup>11</sup> sólo se encuentra, con características y posición análogas, en la vertiente oriental de la sierra de Catllaràs (E de la zona del Pedraforca).
- El Ilerdiense, tanto en el extremo occidental del Cadí como en el oriental de la zona del Pedraforca, reposa localmente sobre las «brechas de Fornols».

Por todo esto, y de acuerdo con las ideas palinspásticas que hace años formulamos por primera vez (Masriera y Ullastre, 1981), nos parece que es preciso restablecer el extremo oriental de la zona del Pedraforca al W de Fornols para conseguir una recomposición coherente de las áreas isópicas.

Tomando en consideración las premisas anteriores, el análisis de las series eocenas de los dos sectores en cuestión nos hace intuir la ubicación del área fuente de los conglomerados cuienses de Queralt, nivel característico del Eoceno situado en la parte más meridional de la zona del Pedraforca, al N de Berga. Según Hottinger (1960, p. 181), en la composición de esos conglomerados se distinguen: calizas pseudoolíticas del Ilerdiense inferior (biozona con *Alveolina dolioliformis*) y calizas arenosas del Ilerdiense medio (biozona de *A. moussoulensis*). Ya hemos visto que estas biozonas del Ilerdiense inferior y medio basal y sus respectivas facies son las únicas que afloran al W de Fornols (figs. 2 y 4), cabalgadas o en ventana bajo el Keuper que a pocos Km al E (Josa) está en contacto mecánico con las mangas del Luteciense inferior. Además el «hard-ground» de Josa, según las dataciones expuestas, puede suponer una laguna de al menos una parte del Cuiense superior. Así pues, el Eoceno inferior pasa de 800 m de potencia en el meridiano de Josa a menos de 200 m a partir de Fornols hacia el W.

Esta considerable reducción del Eoceno calizo que aflora al N del accidente del Cadí nos parece más bien ligada a una erosión intraeocena -a causa de deformaciones tectónicas precoces- que a laminación tectónica, máxime si tenemos en cuenta que entre Josa y La Pobla de Lillet el referido accidente, si bien, como veremos (*infra*, VI, 2), corta con oblicuidad las capas margosas del Eoceno medio, no causa supresiones por laminación tan importantes. En la vertiente oriental de la sierra de Catllaràs la extrema reducción del Ilerdiense fosilizado por el Cuiense terminal-Luteciense inferior hace suponer también una laguna por erosión vinculada al litigioso origen de los conglomerados de Queralt.

Con esto estimamos probable que el área fuente de los conglomerados del Cuiense medio-superior de Queralt - Castellar del Riu (Qu., C.R. *in* fig. 1) fuera una región al W y SW de la actual Josa del Cadí, de la cual las pequeñas áreas actualmente al W de Fornols y las de Catllaràs - Ca l'Arderiu son sus únicos testimonios (fig. 8).

Para quienes han imaginado que los conglomerados de Queralt, con sus grandes cantos de calizas con Alveolinas del Ilerdiense inferior indicadores de una profunda

11. La experiencia de más de diez años de exploración (J.U. y A.M.) de los terrenos continentales comprendidos entre el Senoniense y el Eoceno marinos del Pirineo catalán, creemos nos autoriza a hacer esta afirmación.

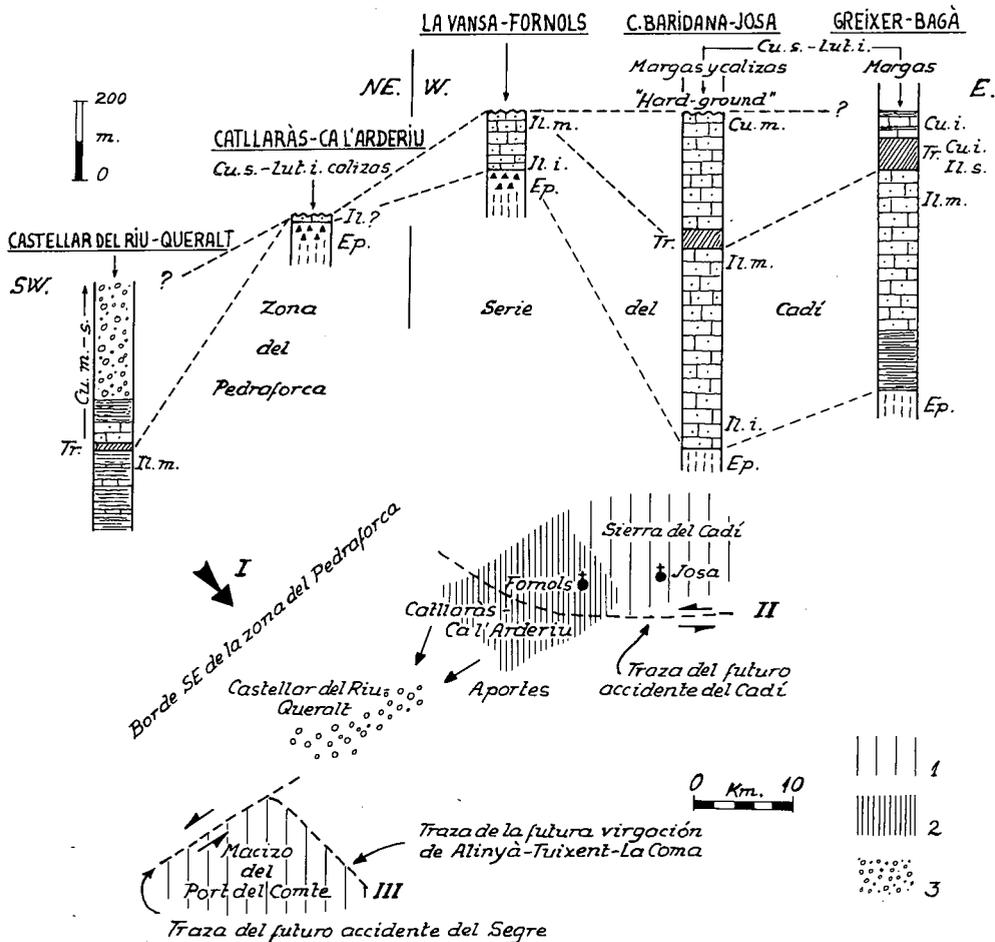


Fig. 8.

Esquema palinspástico en el que se muestra la probable relación de la serie del Cadí con la zona del Pedraforca hacia el final del Cuisiense. 1, Ilerdiense inf. a Cuisiense medio, básicamente calizos, fosilizado en la sierra del Cadí («hard-ground» de Josa) por el Cuisiense terminal - Luteciense inf. margoso y calizo. 2, Ilerdiense inf. y medio erosionados durante el Cuisiense; localmente (Ca l'Arderiu) fosilizado por el Cuisiense terminal - Luteciense inf. calizo. 3, Cuisiense sup. marino conglomerático con abundante Ilerdiense inf. y medio resedimentado.

I, Desplazamiento general de la porción oriental de la unidad suppirenaica central: pulsaciones prelutecienses y traslación intraluteciense inf. II, Traslación sinistra intraluteciense inf. de la zona del Pedraforca en relación al autóctono relativo del Cadí. III, Virgación intra y postluteciense inf. de Alinyà - Tuixent - La Coma.

Abreviaturas: Ep., Paleoceno continental. Il. i., m., s., Ilerdiense inf., medio y sup.; Cu. i., m., s., Cuisiense inf., medio y sup.; ambos marinos si no se indica lo contrario. Tr., Tramo rojo continental ilerdo-cuisiense.

Cronoestratigrafía basada en los trabajos de Hottinger (1960), Solé-Sugrañes y Mascareñas (1970), Solé-Sugrañes (1972), Solé-Sugrañes y Clavell (1973), Busquets *et al.* (1979) y Plaziat (1984), complementada con la datación de nuestros muestreos debida a A. Blondeau.

erosión que alimentó esa sedimentación grosera, podían proceder del desmantelamiento de la propia zona del Pedraforca (cf. Martínez *et al.*, 1988, p. 124, «abanico A»), diremos, de acuerdo con Plaziat (1984, p. 1.262), que el Ilerdiense inferior no está representado por la facies de calizas con Alveolinas en la serie que aflora al NW de Queralt; en efecto, entre el Coll de El Portet y el Cogulló d'Estel·la (al N de la línea Queralt - Castellar del Riu, Qu. - C.R. in fig. 1), el Ilerdiense es margoso hasta la mitad del Ilerdiense medio.

## 2. Análisis crítico frente a las diferentes interpretaciones tectónicas

Ante el problema palinspástico que suscita la yuxtaposición de series globalmente tan diferentes como son las del Cadí y Pedraforca, se ha respondido con diferentes interpretaciones tectónicas más o menos afortunadas. Trataremos de hacer una breve revisión crítica de las principales ideas que a este respecto se han propuesto hasta ahora, y decimos breve porque, en realidad y en palabras de Montaigne, «il y a plus affaire à interpréter les interprétations qu'à interpréter les choses».

Tanto los autores de la idea del «manto del Pedraforca» de origen meridional, debida a Astre in Jacob *et al.* (1927), como los partidarios de una estructura autóctona con doble vergencia (Ashauer, 1934; Guérin-Desjardins y Latreille, 1961) no resuelven satisfactoriamente la principal dificultad en la distribución de facies, es decir: ¿cómo el frente N de la zona del Pedraforca, en el que aflora una potente serie eo y neocretácica, se relaciona con la serie del Cadí en la que sólo existe un Cretácico superior y aún escasamente desarrollado y de facies distinta? La hipótesis aloctonista de origen S quizá subvino mejor a esa dificultad –ya que suponía un considerable alejamiento original entre ambas series– que no la hipótesis autoctonista que concibe un dispositivo de gran estrechez.

Los autoctonistas como Guérin-Desjardins y Latreille (1961), para explicar la existencia de una zona con Urgoniense (área del pico de Pedraforca) enmarcada por áreas sin él, admitían que la sedimentación urgoniana se hizo en una estrecha cuenca subsidente limitada al N y al S por zonas emergidas o exentas de sedimentación de esta época (G-D y L., 1961, p. 925). Por cuanto atañe al límite S, nuestras propias investigaciones están en total acuerdo (Ullastre *et al.*, 1987) con estos autores; sin embargo, que su límite N fuera la serie del Cadí nos parece totalmente inaceptable. La actual desconexión del Urgoniense del Pedraforca de su prolongación occidental (Organyà), para Guérin-Desjardins y Latreille (1961), parece quedar justificada, en parte, cuando admiten un desplazamiento hacia el N de la masa rígida del Port del Comte (G.D. y L., 1961 p. 936); es decir, un acercamiento de las unidades nummulíticas del Port del Comte y del Cadí, con lo cual en el meridiano de Fornols se habría producido una estrangulación de zonas estructurales (que *grosso modo* coinciden con las zonas isópicas) y la virgación de sus direcciones (virgación de Alinyà - Tui-xent - La Coma, fig. 8 del presente trabajo), estas ideas las hemos considerado acertadas desde hace años (Masriera y Ullastre, 1981).

La hipótesis del «manto del Pedraforca» de origen septentrional debida a Ségu-ret (1972) tiene, evidentemente, el atractivo de resolver –aunque con suma facilidad– las delicadas relaciones entre diferentes zonas isópicas (área con Urgoniense del pico de Pedraforca, serie del Pedraforca sin Urgoniense y series neocretácicas y cenozoicas del Port del Comte y del Cadí); ello, claro está, proponiendo que, originariamente, existían alejamientos descomunales entre unas y otras. Mas, como tuvimos ocasión de demostrar anteriormente (Ullastre *et al.*, 1987) y se desprende del

presente trabajo, los detalles (aunque sean importantes) y la observación rigurosa de los hechos no son objeto de consideración en esa hipótesis seductiva.

La idea paleogeográfica de Souquet *et al.* (1977), o sea la pertenencia de la zona del Pedraforca a su «tronçon navarro-languedocien» y la necesidad de remitir esa unidad hacia el W, son puntos de vista que, en nuestros sucesivos trabajos, han sido y son corroborados, aunque existan discrepancias en los mecanismos tectónicos invocados.

La propuesta de Bilotte (1982) de diferenciar la serie del Cadí de la del Port del Comte y a la vez de considerar las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma como una unidad paleogeográficamente a reunir con el Port del Comte concuerda con las conclusiones que, casi simultáneamente, habíamos publicado nosotros (Masriera y Ullastre, 1981). Sin embargo, este autor continúa (Bilotte, 1985) admitiendo en gran medida las ideas tectónicas de Séguret (1972).

Un extenso apartado, que no tiene cabida aquí, requeriría el análisis y discusión de las dispares interpretaciones formuladas o aceptadas por Garrido-Megías (1972), Megías (1982), Garrido-Megías *in* Cámara y Klimowitz (1985) y Megías (1988).

Plaziat (1984, pp. 1.256-1.264), igualmente influido por la hipótesis del «manto del Pedraforca» de origen N, intenta hallar su confirmación en la distribución de facies del Eoceno. Sin embargo, para nosotros, que hemos trabajado en la recomposición de las facies preeocenas y eocenas, resulta raro que originariamente los conglomerados de Queralt - Castellar del Riu estuvieran al N del Cadí y que en consecuencia su área fuente se ubicara en la actual porción oriental del Pirineo axial, de lo cual no conocemos la menor prueba (fig. 515, p. 1.262). Pero para Plaziat (p. 1.263) esos conglomerados serían la prueba de un gradiente creciente de S a N de la duración de la emersión ilerdo-cuisiense («miembro Coronas» de Gich, 1969 = nuestro Tramo rojo *in* fig. 8) y de su carácter terrígeno grosero. Esta conclusión nos parece insostenible por dos razones: 1.<sup>a</sup> el gradiente de la duración de la emersión ilerdo-cuisiense acaso sea creciente en el sentido W - E (facies fluvio-marinas o lagunares en el Port del Comte, Plaziat, 1984, p. 1.260; 15 m de tramo rojo en Queralt, Solé-Sugrañes y Clavell, 1973, p. 2; pocos metros también en la Canal Baridana al W del Cadí, Plaziat, 1984, p. 1.258; 75 m en el meridiano de Greixer - Bagà y 150 m en La Pobla de Lillet, Solé-Sugrañes y Mascareñas, 1970, p. 98; más al E todavía, Ripollès, el tramo rojo aumenta en extensión y potencia); 2.<sup>a</sup> la formación conglomerática de Queralt es un episodio netamente local que encuentra su explicación genética con argumentos verosímiles (*supra*, V, 1) en el extremo occidental de la serie del Cadí, en el cual se han señalado evidentes signos de inestabilidad tectónica durante el Paleoceno - Ilerdiense.

Aquí vemos cómo la previa aceptación de una hipótesis tectónica conduce a reconstrucciones paleogeográficas que, por lo menos, carecen de argumentos de una solidez razonable, en vez de ser las reconstrucciones paleogeográficas mejor argumentadas las que susciten las interpretaciones tectónicas.

Encajar el resultado de nuestros trabajos con las recientes ideas tectónicas del Pirineo catalán (hipótesis de Séguret más hipótesis de Cámara y Klimowitz más «Cadí napp»), sucintamente expuestas *in* Fontboté *et al.* (1986), Muñoz *et al.* (1987), nos parece verdaderamente difícil; no obstante, el tema queda pendiente de discusión hasta cuando los partidarios de ellas den a luz, de modo pormenorizado, las pruebas y argumentos que las sustentan. En este orden de ideas se han publicado dos artículos (Vergés y Martínez, 1988; Martínez *et al.*, 1988) que interesan directamente la zona del Pedraforca, los cuales, aparte de contener errores puntuales, lagunas y defectos de observación, se caracterizan por ser especulaciones alrededor de hipótesis preestablecidas y aceptadas sin discusión.

Por nuestra parte vemos que las reconstrucciones palinspásticas esbozadas por Masriera y Ullastre (1981) y en la fig. 10 in Ullastre *et al.* (1987) toman fuerza con los nuevos datos expuestos en los epígrafes anteriores, los cuales vienen a estrechar los vínculos del extremo oriental de la zona del Pedraforca con el occidental del Cadí en virtud de una clara correspondencia entre niveles característicos del Neocretácico y del Paleógeno. Con ello nos parecen razonables las *conclusiones* siguientes:

1.<sup>a</sup> La zona del Pedraforca contiene los términos estratigráficos de transición en el sentido W - E entre la unidad sudpirenaica central y la serie del Cadí.

2.<sup>a</sup> El borde sudoriental de la zona del Pedraforca (línea Catllaràs - Queralt - Castellar del Riu) constituía, antes del Luteciense inferior, un sector interpuesto, aproximadamente, entre el extremo W de la sierra del Cadí y el macizo del Port del Comte (fig. 8).

3.<sup>a</sup> Situar la serie del Pedraforca al NNE del Cadí (tal como en general se ha venido haciendo después de Séguret) no es conforme a las observaciones estratigráficas expuestas.

## VI. ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL CONTACTO DE LA SERIE DEL CADÍ CON LA ZONA DEL PEDRAFORCA

### 1. El contacto del Paleozoico del Montsec de Tost y la unidad sudpirenaica central con la serie del Cadí

Entre el Paleozoico del Montsec de Tost al N (elemento más oriental de la zona de los Nogueras) y el macizo urgoniense de Montan al S (en el extremo NE de la unidad sudpirenaica central) (figs. 2 y 10) se observa una sucesión estratigráfica que va del «Permotriás» al Malm hundiéndose bajo la unidad meridional, tal como lo observaron Jacob *et al.* (1927, p. 377) y Guérin-Desjardins y Latreille (1961, p. 932). Para estos autores la serie sería normal, ya que comprende, en efecto, términos estratigráficos superpuestos en orden correlativo; sin embargo, en realidad, la franja de terrenos que ponen en contacto ambas unidades se ve afectada a todo lo largo por varias fallas longitudinales (NW - SE) (fig. 2 y fig. 9, 3), subverticales, que han jugado horizontalmente (estrías horizontales o poco inclinadas hacia el NW), provocando estiramientos y, localmente, supresiones tectónicas.

Así vemos que, al SE de Colldarnat (fig. 2), junto al «Permotriás» (T1), buzando unos 70° al SW, afloran calizas vermiculadas del Trías medio (T2) en lentejones tectónicos, margas irisadas del Trías superior (T3), brechas carniolizadas y calizas en lajas del Lías basal (L1)<sup>12</sup> y, finalmente, calizas y margas fosilíferas del Lías medio-superior (L2), todo hundiéndose hacia el SW bajo las dolomías negras del Dogger - Malm (J).

La relación del Paleozoico del Montsec de Tost con su cobertera sudoccidental triásica y postríásica es aparentemente simple en Colldarnat, como hemos visto; no obstante, el carácter aparente de esa simplicidad se confirma cuando nos traslada-

12. Solé-Sugrañes y Santanach (1970) atribuyen erróneamente nuestro término (L1) del SE de Colldarnat a la «formación calizas de Prada» del Cretácico inferior, lo cual les lleva a una interpretación estructural en este punto asimismo errónea.

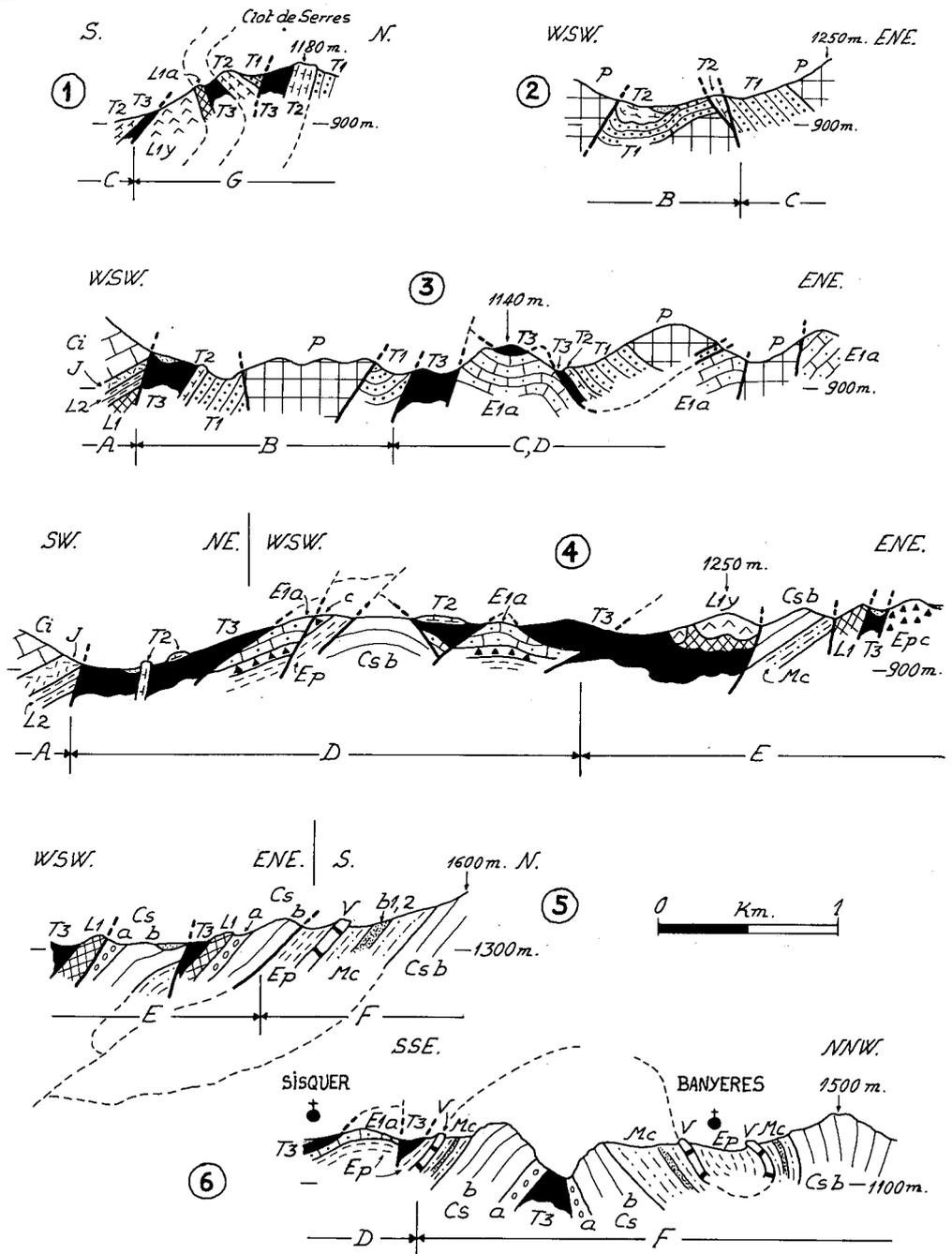


Fig. 9.

Cortes estructurales de la terminación occidental de la serie del Cadí. Para su situación y la interpretación de los símbolos véase la fig. 2. A, Serie postríasica de la unidad sudpirenaica central. B, Terrenos triásicos del Montsec de Tost en serie normal. C, Terrenos triásicos del Montsec de Tost en serie inversa sobre la serie del Cadí. D, Serie postríasica del Cadí en posición normal aflorando en ventana bajo el Triás de la unidad sudpirenaica central o el del Montsec de Tost. E, Serie postríasica del Cadí en posición invertida. F, Serie postríasica del Cadí en posición normal. G, Serie precretácica del Cadí.

mos a la vertiente SE, para analizar el sector entre Cal Valentí (VA) y Cal Soldat (CS) in fig. 2, y a las inmediaciones de Torà al NW del macizo. En efecto, en la ladera SE (fig. 9, 2, 3) vemos que una dovela de «Permotriás» y Triás medio calizo en serie normal con su substrato paleozoico se ha hundido entre el Paleozoico de Sarraïnes y el Ilerdiense de la serie del Cadí; éste, por su parte, cabalgado por la porción invertida (SW de Cal Soldat) de la unidad del Montsec de Tost que va del Triás superior al Paleozoico.

De ello se desprende que el Montsec de Tost contiene los restos de un flanco normal en forma de dovelas hundidas (Collarnat, NE de Cal Valentí, S de Torà) y un flanco inverso (fig. 9 bis, 3 bis) parcialmente laminado (S de Cal Soldat, E de Torà) que reposa, por medio de un contacto mecánico tangencial, por un lado (SE) sobre el Ilerdiense de la serie del Cadí y por otro (NW) sobre una serie del Cadí reducida al tegumento del Paleozoico más Triás medio-superior y Lías basal, en ausencia, por despegue, de la cobertera mesozoica post Lías evaporítico basal (fig. 9, 1). Las estrías que aparecen sobre las calizas eocenas de la pequeña ventana tectónica del SE de Cal Soldat (señalada por Jacob *et al.*, 1927) indican, localmente, una dirección de movimiento N 60° sobre un plano horizontal.

Entre Sabanyà y el SW de Banyeres el contacto del Paleozoico del Montsec de Tost con el Eoceno de la serie del Cadí, prácticamente vertical, está marcado por una estrecha banda de Triás superior. No obstante, entre Banyeres y Sant Julià (al W de Sisquer), el Ilerdiense del Cadí buza bajo el Paleozoico del Montsec de Tost aunque, localmente, fracturas subverticales (*cf.* extremo ENE del corte 3 de la fig. 9) modifican la disposición anterior.

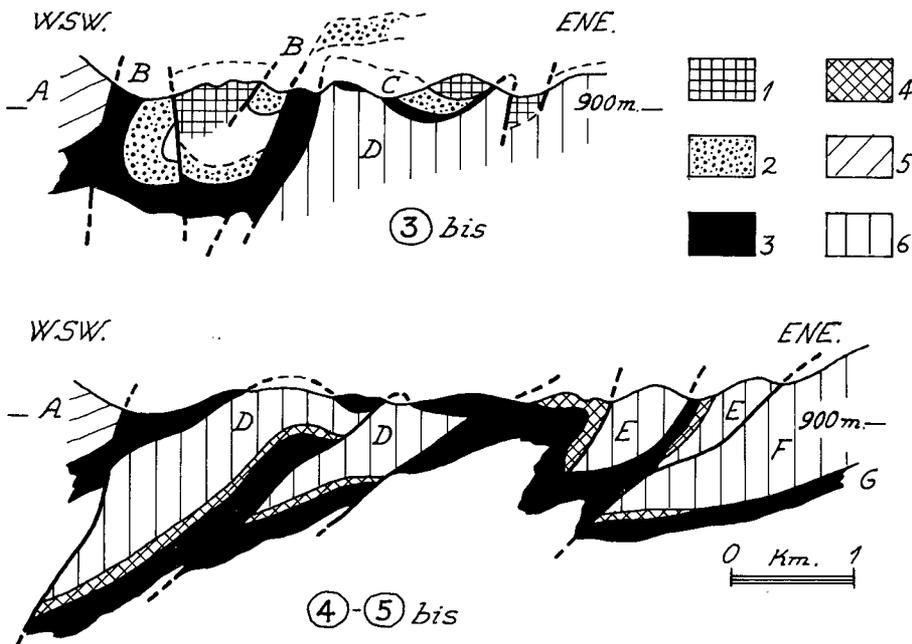


Fig. 9 bis.

Cortes sintético-interpretativos de la terminación occidental de la serie del Cadí; ver: fig. 2 para su situación y la fig. 9, 3, 4, y 5 para los detalles. 1, Paleozoico. 2, «Permotriás». 3, Triás medio-sup. 4, Lías basal. 5, Jurásico-Cretácico inf. 6, Senoniense - Eoceno. A, B, C, D, E, F, ver: leyenda de la fig. 9.

Al N de La Vansa - Sorribes es el Triás medio-superior de la zona de los Nogueiras - unidad sudpirenaica central (fig. 10, 4) el que cabalga la serie del Cadí, la cual aflora en ventana (fig. 2 y fig. 9, 4).<sup>13</sup> Al N de Sisquer es también el mismo Triás el que cabalga el Eoceno del Cadí de acuerdo con Solé-Sugrañes y Santanach (1970).

Más adelante veremos cómo la estructura de la serie del Cadí entre Banyeres y Fornols nos clarifica el sentido del empuje que hizo colocar sobre dicha serie el macizo del Montsec de Tost y el Triás de la unidad sudpirenaica central - zona del Pedraforca (fig. 10).

## 2. El contacto W - E a lo largo del accidente del Cadí

En contra de lo que generalmente se ha venido admitiendo por los autores, el Eoceno de la serie del Cadí en su contacto con la zona del Pedraforca contiene importantes y contrapuestas estructuras de plegamiento. En efecto, en el extremo occidental del Cadí el pequeño sinclinal cónico de Banyeres, con flanco septentrional volcado al S (al que se refiere Séguret, 1972, p. 46), no es más que un aspecto de una estructura que hacia el E se complica mucho más y que contrariamente es vergente hacia el NE; en el meridiano del pico de Pedraforca el Eoceno del Cadí está afectado por el anticlinal de la sierra de Les Bassotes vergente al N y cuyo breve flanco septentrional está cortado por fallas inversas acompañadas de inyecciones de Keuper; a pocos kilómetros al E, sin embargo, desde las inmediaciones de Bagà hasta más allá de La Pobla de Lillet (sector del alto Ripollès), la serie fundamentalmente margosa del Cadí aparece desplomada en abanico con numerosas cabezas de pliegues volcados de NNE a SSW hacia la serie del Pedraforca.

Así pues, aquí, dos estilos se contraponen: en los dos tercios occidentales de la serie del Cadí aparecen estructuras vergentes al NE y al N en las proximidades del contacto con la zona del Pedraforca; en cambio, en el tercio oriental comienzan las estructuras desplomadas globalmente de NNE a SSW, estructuras que toman mayor importancia cuanto más al E (Montgrony, Ribes de Freser) (Séguret y Vergely, 1969; Vergely, 1970).

A continuación analizaremos con cierto detalle cada uno de los sectores referidos.

a) *El sector de Banyeres a Josa.* Entre Banyeres y Sisquer la serie del Cadí muestra un repliegue anticlinal ligeramente disimétrico (fig. 9, 6), que por el W se hunde bajo el Montsec de Tost mientras que por el S y el E es cabalgado por el Triás superior margo-yesoso. Este repliegue anticlinal, contiguo al pequeño sinclinal de Banyeres evocado por Séguret (1972) (*supra*, VI, 2) como argumento en favor del deslizamiento de las unidades alóctonas sudpirenaicas de N a S, no constituye la única estructura relevante del extremo occidental del Cadí. Efectivamente, la revisión cartográfica nos ha mostrado que un poco más al S y al E, entre Sisquer, La Vansa - Sorribes y Fornols (fig. 2), diferentes términos de la serie del Cadí aparecen en ventana bajo el Triás superior cabalgante formando un verdadero mosaico de bloques fracturados; mientras que, cerca de Fornols, dos escamas de materiales del

13. El afloramiento mesozoico - terciario inmediatamente al N de La Vansa - Sorribes fue equivocadamente atribuido al Paleozoico por Séguret (1972, lámina 1, «Carte géol. têtes plongeantes des Nogueiras»). En relación también con ese punto véanse, a título comparativo, las cartografías que contienen los trabajos citados en la nota 3.

Cadí reposan en serie invertida sobre la serie normal del Cadí (fig. 9, 4, 5 y fig. 9 bis, 4-5 bis).

Creemos que estos hechos revelan un empuje (en este punto) en el sentido W/SW - E/NE debido al juego conjugado de los accidentes del Segre y del Cadí, el cual produjo el cuarteamiento local de la serie del Cadí, el emplazamiento de las escamas invertidas y probablemente supuso un retrocabalgamiento de las unidades sudpirenaicas meridionales y de su «colchón» plástico de Trías superior (fig. 10) sobre dicha serie.<sup>14</sup>

A unos 7 km al E de Fornols se encuentra la escama neocretácica de El Cadinell (fig. 3), con la apariencia de un simple bloque monoclinal reposando tangencialmente sobre las margas cuiso-lutecienses del Cadí, que, para algunos, constituye una típica muestra de deslizamiento hacia el S (cf. Solé-Sugrañes, 1973, p. 86) que aboga por la hipótesis seguretiana del «manto del Pedraforca» venido por encima del Cadí. No obstante, la observación minuciosa de la vertiente septentrional nada aporta en favor de este modo de ver. En realidad se trata de una escama con vergencia N, como lo demuestran los restos preservados de un flanco inverso estirado y laminado (fig. 3, 1, 2) que comprende los mismos términos estratigráficos que el flanco normal de la vertiente S, es decir: los conglomerados senonienses de facies Adraent (Cs, a) (W del Cadí) seguidos de calizas marinas del Maestrichtiense. Encajados en su extremo W se observan retazos de materiales liásicos: brechas calcáreo-dolomíticas más o menos carniolizadas de la base del Lías (L1) y calizas y margas fosilíferas del Lías medio-superior (L2).

La presencia de Lías medio-superior encajado en el extremo W de El Cadinell plantea problemas en el momento de intentar establecer a qué unidad pertenecía originariamente. Existen dos soluciones al problema: 1ª, si aceptamos que todo el Liásico (L1 y L2) de El Cadinell pertenece estratigráficamente a la escama, tenemos que, por la naturaleza del Lías y del Senoniense, ésta sería un elemento a reunir con las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma (fig. 10), que, a su vez, por razones sedimentarias y paleogeográficas (Masriera y Ullastre, 1981; Bilotte, 1982), tienen relación con el macizo del Port del Comte; en tal caso, reconocemos que se explica mal (en el marco de nuestras ideas estructurales de la región) cómo El Cadinell ocupó su posición actual; 2ª, si en realidad ese liásico no pertenece estratigráficamente a la escama en cuestión (obsérvese que ninguno de los contactos entre el Lías y el Senoniense es sedimentario), debemos pensar en un encaje mecánico a partir de los materiales jurásicos del basamento de los bloques urgonienses que flanquean El Cadinell por el S (cf. mapa in Guérin-Desjardins y Latreille, 1961); en consecuencia, por la naturaleza de los terrenos senonienses, sería un elemento a reunir con el extremo occidental del Cadí, que habría ocupado su posición actual al ser arrastrado por el juego «coulissant» del accidente del Cadí.

b) *La cabecera del Riu de Josa, el pliegue de la sierra de Les Bassotes y el Trías de Els Terrers.* Entre Josa del Cadí y El Collell (figs. 3 y 11), a lo largo del Riu de Josa y el Torrent d'El Collell, en una distancia de unos 5 km E - W, se abre un paraje idóneo para dar la sensación de que, en efecto, la serie del Pedraforca reposa tangencialmente sobre la serie del Cadí. Allí veremos, pues, que la potente masa caliza del Eoceno inferior del Cadí y las margo-calizas cuiso-lutecienses, que viniendo a continuación ocupan el fondo del valle, buzan por término medio unos 45° al S bajo el

14. Solé-Sugrañes (1973), p. 89, ya admitía para el Montsec de Tost un movimiento tardío (posterior al movimiento general experimentado por todas las unidades de la zona de los Nogueras) para su actual emplazamiento.

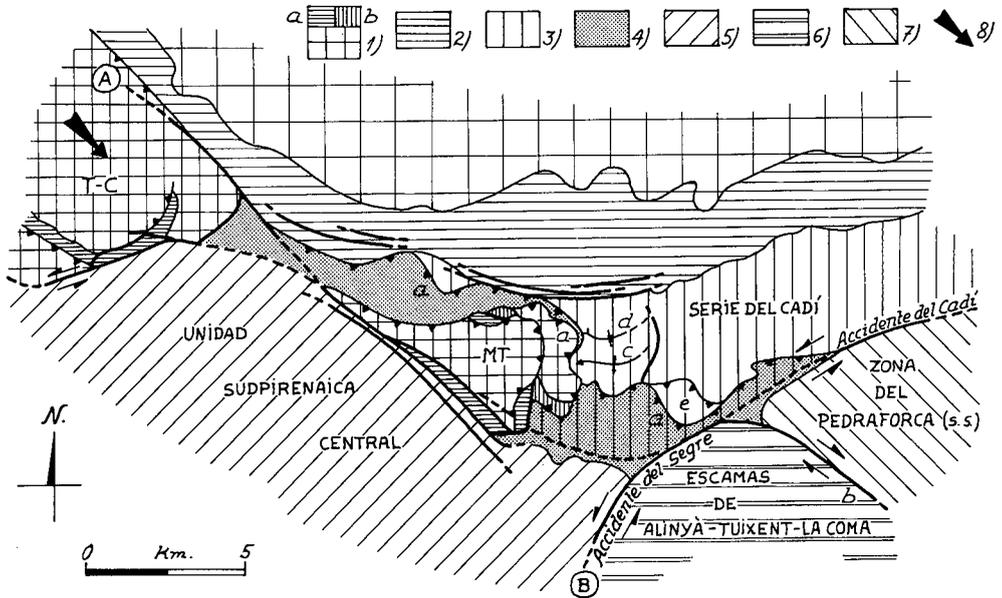


Fig. 10.

Esquema estructural de la terminación occidental de la serie del Cadí. 1, Cuadrícula grande: Paleozoico del Pirineo axial; cuadrícula pequeña: Paleozoico y Trías inf. y medio (1 a: en serie normal; 1 b: en serie inversa) de las unidades alóctonas de la zona de los Nogueras (T-C, unidades de Thaús y Castells; MT, unidad del Montsec de Tost). 2, Tegumento estefano-permiano-triásico inf. 3, Serie del Cadí: autóctono relativo. 4, Trías medio-sup. de la zona de los Nogueras - unidad sudpirenaica central. 5, Terrenos posttríasicos de la unidad sudpirenaica central: alóctono despegado. 6, Escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma: paraúctono. 7, Zona del Pedraforca (s.s.): alóctono despegado, (cf. unidad sudpirenaica central) desplazado hacia el E por efecto del juego sinistro del accidente del Cadí. 8, Sentido del desplazamiento general de las unidades alóctonas de los Nogueras y de la porción oriental de la unidad sudpirenaica central respecto al autóctono relativo del Cadí.

A, Falla de zócalo, con transposición longitudinal, por debajo de las unidades alóctonas de los Nogueras (probable prolongación W del accidente del Cadí). B, Accidente del Segre: falla sinistra a nivel de zócalo con transposición longitudinal. a) Retrocargamiento a consecuencia del juego del accidente del Segre - Cadí. b) Accidente del Cardener ligado a la virgación Alinyà - Tuixent - La Coma y a su vez al accidente del Segre. c) Anticlinal de Sisquer. d) Sinclinal de Banyeres. e) Escamas invertidas de Fornols.

Jurásico meridional de la zona del Pedraforca. Este Jurásico, por su parte, con un buzamiento análogo también hacia el S. Luego, si no hacemos mejores observaciones, podremos pensar que el contacto anormal que separa ambas unidades tiene también un buzamiento semejante hacia el S y que se trata por tanto del contacto de base de un manto. Pero, esta interpretación rápida (muy aceptada) no tiene en cuenta el hecho de que entre las dos masas carbonatadas («alóctono» del Pedraforca al S y «autóctono» relativo del Cadí al N) existe un «colchón» de Trías margoyesoso, cuya anchura aflorante varía entre algunos decámetros o algún hectómetro, que pertenece a la unidad del Pedraforca. Pues bien, el contacto entre este Trías y el Eoceno del Cadí (accidente del Cadí), cuando es visible —cosa rara a causa de los derrubios—, se presenta mucho más vertical que las capas eocenas del Cadí, las cuales son cortadas oblicuamente por él (tanto en alzado como en planta), contrariamente a lo que se había afirmado, cf. nota <sup>2</sup>.

En Josa del Cadí (fig. 3) el Trías superior de la unidad del Pedraforca aparece limitado al N por un contacto anormal buzando unos 80° al S cortando muy clara-

mente las capas eocenas que buzan unos 30° al S.<sup>15</sup> Algunos kilómetros más al E (a 1'5 km al W de El Collell), en las proximidades de la confluencia del Torrent de Font Terrers con el Torrent d'El Collell, se comprueba que el mismo contacto es casi vertical, viéndose que una pequeña escama de calizas del Lías separa el Trías superior del Eoceno que buza 35° al S.

Al E de El Collell el accidente del Cadí sigue por el fondo del Torrent de les Dogues y pasa por Gresolet y el Coll de la Bena para continuar en dirección a Gisclareny (Coll de l'Escriga) y Bagà (figs. 5 y 11). En este recorrido aparece dotado también de una pendiente próxima a la vertical. Al W de Gresolet se ve ocasionalmente jalonado por el Trías superior reducido a lentejones tectónicos, aunque en Gresolet y más al E el Trías margo-yesoso, por el S, se hunde normalmente bajo el Cretácico superior (Cenomaniense) de la zona del Pedraforca, mientras que, por el N, viene limitado por el accidente en cuestión, el cual, en todo el trayecto, corta con oblicuidad o lamina localmente (fig. 11, 2) las margo-calizas eocenas (E2) de la serie del Cadí.

En el meridiano de El Collell (fig. 11, 1), por encima de las margo-calizas cuiso-lutecienses (E2), se disponen en discordancia los conglomerados neógenos (Mioceno superior) de la Roca Roja (Durand-Delga *et al.*, 1989), los cuales son cabalgados por el Cretácico superior de la zona del Pedraforca.

Entre El Collell y el Coll de la Bena, inmediatamente al N del accidente del Cadí, las calizas del Eoceno inferior (E1, a) y las margo-calizas cuiso-lutecienses (E2) que vienen a continuación, ambas pertenecientes al «autóctono» relativo del Cadí, dibujan un pliegue anticlinal N 80° vergente al N (Les Bassotes) de unos 6 km de largo; su flanco meridional, bien desarrollado, es cortado oblicuamente por el accidente del Cadí, mientras que el breve flanco septentrional es asimismo cortado por un accidente paralelo. Al N de éste, las margo-calizas (E2) muestran localmente otro pliegue cortado de nuevo al N por otra falla paralela con una inyección de Trías superior (fig. 11, 2). En la terminación oriental del pliegue, en el lugar llamado Els Terrers (fig. 11, 4), coincidiendo con el accidente que interrumpe su flanco N, aparecen dos láminas de Trías margo-yesoso de origen tectónico, como veremos más adelante (*infra*, VII, 2).

En resumen podemos destacar: 1.º que entre Josa y Gisclareny el Trías del borde N de la zona del Pedraforca forma una lámina que corta bajo un ángulo variable el Eoceno margoso del Cadí; en esto puede haber un principio de explicación del porqué las turbiditas que contienen los niveles E2, b y E2, c (fig. 5) (*cf.* «turbiditas de Campdevàrol»), con las cuales se acaba la sedimentación marina eocénica del Cadí en la región de La Pobla de Lillet, llegan a desaparecer al W de Bagà; 2.º la existencia en la serie del Cadí de un importante pliegue vergente al N coincidiendo con la presencia al SW de la masa del pico de Pedraforca cabalgante asimismo hacia el N (Ullastre *et al.*, 1987); 3.º un notable juego tardío postmiocénico del accidente del Cadí.

c) *La franja entre Bagà y La Pobla de Lillet.* Aquí la serie del Cadí, en su contacto con la zona del Pedraforca, carece en absoluto de la tranquilidad estructural propugnada por los que han querido ver el contacto de base de un manto (figs. 5, 12 y 13). En efecto, el análisis sistemático de la polaridad de las capas eocenas nos ha permitido constatar que el Cuiso-Luteciense margoso del Cadí está afectado de

15. Solé-Sugrañes (1973), p. 86, considera que el accidente del Cadí ha jugado tardíamente, que existen pliegues con vergencia N y que corta la estratificación del Eoceno autóctono.

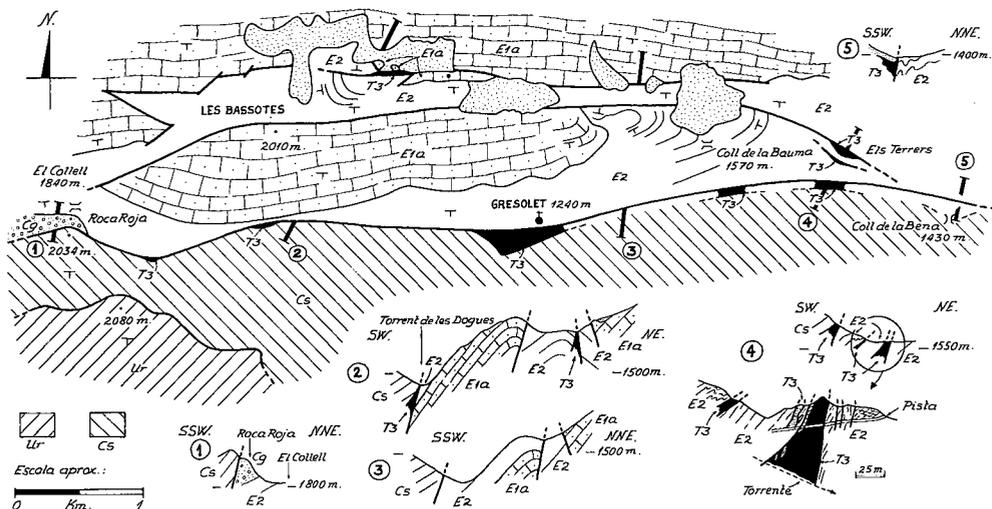


Fig. 11.

Esbozo geológico de la serie del Cadí (anticlinal de Les Bassotes) en las proximidades del contacto (accidente del Cadí) con la zona del Pedraforca, entre El Colllell (N del pico de Pedraforca) y el Coll de la Bena (Gisclareny). Para la serie del Cadí, símbolos iguales a los de la fig. 5, excepto: Cg, Conglomerados neógenos (Mioceno sup.). Cs, Zona del Pedraforca con predominio del Cretácico sup. Ur. Bloque con Urgoniense del pico de Pedraforca (incluyendo la lámina de Cretácico sup. en serie inversa que jalona su base, cf. fig. 5 in Ullastre et al., 1987).

numerosos repliegues volcados hacia la zona del Pedraforca (más adelante discutiremos el origen de estos pliegues en el marco de dos hipótesis diferentes).

Por otra parte, el análisis geométrico del accidente que separa el Cadí de la zona del Pedraforca (accidente del Cadí) nos muestra que, lejos de buzarse unos  $45^\circ$  al S (cf. Séguret, 1969, 1972), está dotado de una inclinación próxima a la vertical, es decir, igual a la de los segmentos de este accidente antes analizados. Además, al S de La Pobla de Lillet (torrente de El Regatell) podemos ver (fig. 12, 3) que entre el Trías superior (T3) de la base de la zona del Pedraforca y el Cuiso-Luteciense margoso del Cadí (E2) se interpone una lámina de Eoceno en serie invertida (la cual fue ya reconocida por Ashauer, 1934, p. 300); un poco al W del torrente se observa que en dicha lámina intervienen (fig. 5), además del Eoceno, materiales del Danomontense («caliza de Vallcebre», V y margas con *Microcodium*, Ep) y del Maestrichtiense terminal («arenisca con reptiles» horizonte 1, Mc b1), que, por sus facies, pertenecen sin duda a la zona del Pedraforca; por tanto, estos paquetes pueden ser interpretados como integrantes de una escama de «coulissement» relacionada con el juego del accidente del Cadí. Al E de La Pobla de Lillet el accidente del Cadí tiene su expresión en el gran afloramiento triásico del Riu Arija del que trataremos más adelante (*infra*, VII, 2).

Volviendo ahora a la cuestión de los pliegues volcados hacia el S, afectando los materiales eocénicos del Cadí a partir de Bagà hacia el E, y tratando de averiguar las relaciones en el tiempo de estas estructuras con el emplazamiento de la zona del Pedraforca al S del Cadí, nos encontramos ante un problema que analizaremos en el marco de dos hipótesis:

1ª, Si suponemos que la zona del Pedraforca es un manto de origen N (supuesto aceptado comúnmente por los autores), la «cascada» de pliegues vergentes al S y la

colocación del «manto del Pedraforca» podrían ser fenómenos penecontemporáneos. Esta hipótesis, atractiva, tiene *a su favor*: *a*) algunos deslizamientos tectonosedimentarios que algunos autores han considerado precursores de las estructuras tectónicas posteriores, unos de origen septentrional («slumpings» dentro de las margas cuiso-lutecienses) y otros (olistolitos de calizas eocenas situados al N de La Pobla de Lillet) cuyo origen, no obstante, admite varias posibilidades (*infra*, VII, 1); *b*) que se integra bien con la estructura en «têtes plongeantes» (Vergely, 1970), propia de esta parte del Cadí. Sin embargo, *a ella se oponen*: *a*) (como argumento directo), la geometría del contacto entre serie del Cadí y zona del Pedraforca (contacto por falla subvertical cortando oblicuamente las capas eocenas; inyecciones tectónicas de Triás jalonando accidentes paralelos al principal en el seno del Eoceno, *infra*, VII, 2; escamas invertidas y pliegues con vergencia N contiguos al accidente, *supra*, VI, 1 y 2, a, b; escama de «coulissement» al S de La Pobla de Lillet; efectos de una importante tectónica comprensiva del Neógeno, Durand-Delga *et al.*, 1989, afectando ese contacto anormal; *b*) (como argumento indirecto), las relaciones estratigráficas y sedimentarias entre los extremos W del Cadí y E de la zona del Pedraforca expuestas anteriormente, las cuales, junto a las observaciones y razonamientos suplementarios aportados por Masriera y Ullastre (1981) y Ullastre *et al.* (1987), constituyen un cúmulo de hechos objetivos que no encajan fácilmente con una posición originaria de la serie del Pedraforca al N o NE del Cadí como supone la hipótesis en cuestión.

2ª, Si contrariamente consideramos que la zona del Pedraforca es una unidad alóctona venida del W por «coulissement» sinistro del accidente del Cadí y del accidente del Segre conjugados (fig. 10), tenemos que todo aquello que estaba en contra de la primera hipótesis se integra cómodamente en la segunda, mientras que los «slumpings» quizás favorables a la primera pasan a ser considerados fenómenos poco significativos al respecto, y los verdaderos olistolitos (*infra*, VII, 1) no representan tampoco ninguna dificultad interpretativa. Luego, en este caso, podría ser que el origen de las «têtes plongeantes» y la «cascada» de pliegues asociados afectando la serie del Cadí al E de Bagà fuera un fenómeno independiente de la colocación de la zona del Pedraforca al S del Cadí, o bien fuera el resultado de una comprensión SW - NE más o menos, posterior a la fase paroxismal intraluteciense inferior<sup>16</sup> a la cual creemos corresponde el desplazamiento inicial hacia el E o SE de la zona del Pedraforca desde su posición original al W del Cadí. De una comprensión de este tipo hay pruebas en la zona de contacto entre Cadí y Pedraforca, como hemos visto al W de Bagà, y en el seno de la zona del Pedraforca (*cf.* Ullastre *et al.*, 1987), y también en el borde meridional de la misma, aunque con vergencia opuesta (discordancias progresivas en los conglomerados paleógenos de Els Bastets, entre Berga y Sant Llorenç de Morunys, Riba, 1973, y tectónica cabalgante postluteciense afectando las margocalizas y yesos del Luteciense inferior del mismo sector, así como a los afloramientos más septentrionales de los conglomerados paleógenos, Masriera y Ullastre, 1985) (fig. 1).

Con todo ello nos damos cuenta, pues, de la complejidad del problema, ya que estamos ante una tectónica verdaderamente polifásica afectando las mismas estructuras, con accidentes que han jugado en múltiples ocasiones y probablemente en

16. Téngase presente que las turbiditas y yesos de Campdevàrol (E2) (Luteciense inferior) y las molasas paleógenas (E3) que vienen a continuación, están en aparente continuidad sedimentaria con la serie del Cadí (al E de La Pobla de Lillet) y, a la vez, con la serie del borde oriental y meridional de la zona del Pedraforca (fig. 1).

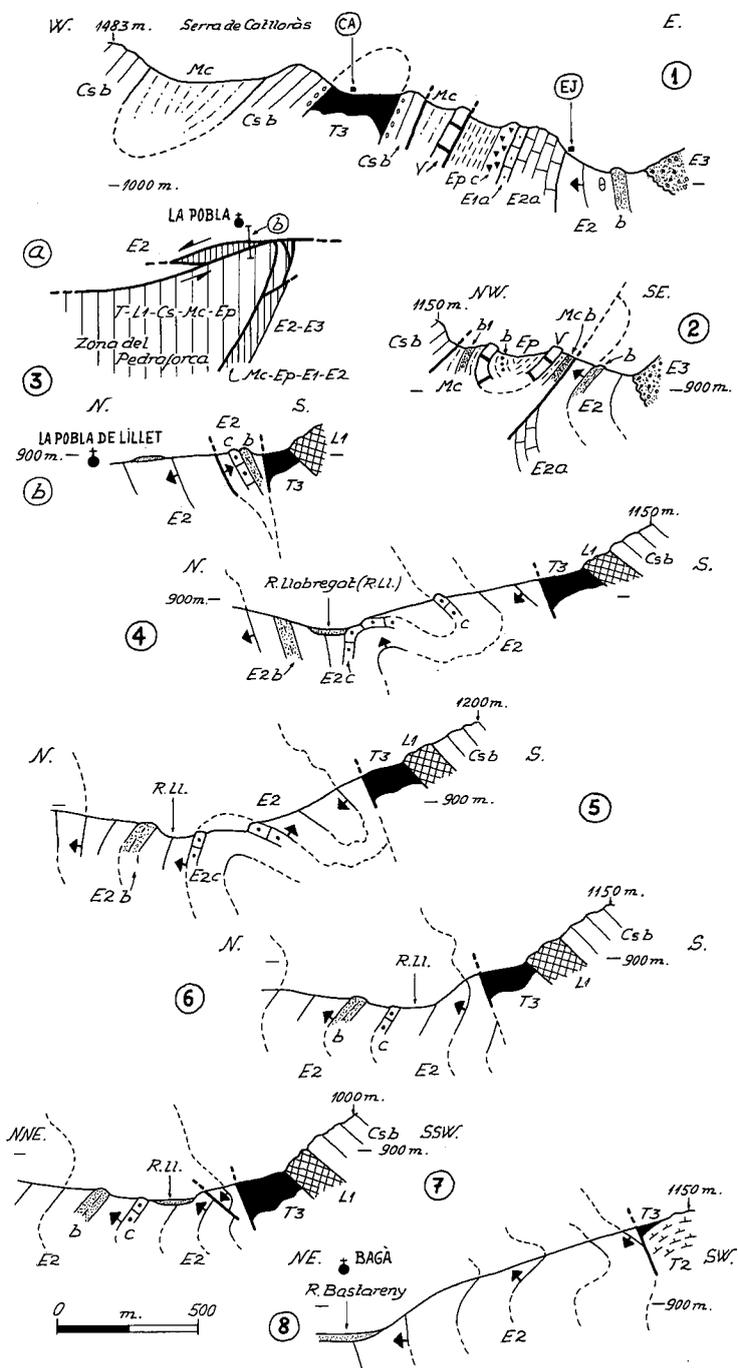


Fig. 12.

Cortes estructurales del contacto de la serie del Cadí con la zona del Pedraforca entre Bagà y La Pobla de Lillet y al E de la sierra de Catllaràs. Para su situación y la interpretación de los símbolos ver: fig. 5. Las flechas en negrilla indican hacia donde está la base de las capas.

sentidos divergentes (longitudinal y cabalgante) a la vez o quizás separadamente, desde el Eoceno medio, por lo menos, hasta el Neógeno. Es evidente que esta circunstancia impide que en el contacto entre serie del Cadí y zona del Pedraforca a lo largo del accidente del Cadí pueda razonarse para definir la hipotética base del «manto del Pedraforca».

### 3. El flanco oriental de la sierra de Catllaràs

Esta sierra pertenece a la parte más oriental de la zona del Pedraforca. En ella se observa un conjunto de terrenos del Cretácico superior y del Paleoceno afectados por un sinclinal SW - NE.

Un corte WNW - ESE (fig. 12, 1) entre la sierra de Catllaràs y el Torrent de Junyent o de Ca l'Ardericó pasando aproximadamente por Ca l'Arderiu (CA *in* fig. 5), nos muestra la existencia al ESE del sinclinal de Catllaràs de un anticlinal igualmente orientado y vergente al ESE. El núcleo del anticlinal muestra un diapiro de Trías margo-yesoso; no obstante, en el flanco NW del pliegue puede verse que el Cretácico superior marino (Cs, b) es transgresivo sobre el Trías superior (T3) habiendo por medio un breve episodio de conglomerados en cuya composición hay elementos triásicos. En su flanco inverso, que buza 50-80° al WNW, se aprecian dos niveles de relativa laminación tectónica: uno entre el Senoniense marino calizo y el Maestrichtiense continental margoso y el otro que afecta especialmente al contacto entre «caliza de Vallcebre» y Paleoceno superior margoso. En este mismo flanco, sin embargo, el paso de este Paleoceno continental («garumniense» *pro parte*) al Eoceno inferior y medio marinos, ligeramente invertidos (buzamiento de unos 80° al WNW), tal como ya se ha dicho (*supra*, IV, 2) es estratigráfico; una investigación de detalle muestra que no existe entre esos terrenos ninguna superficie de cizallamiento buzando 45° al NW, ni las margas eocenas se hundan en serie normal bajo el Mesozoico - Cenozoico de la zona del Pedraforca, ni existe un verdadero olistostroma, tal como supuso Séguret (1972, *cf.* fig. 43, corte 1).

Más al N, al S de Castell de Lillet (CL *in* fig. 5), el anticlinal al que nos hemos referido desaparece por efecto de un cabalgamiento hacia el ESE (fig. 12, 2). El sinclinal SSW - NNE de Castell de Lillet presenta en su flanco oriental el Maestrichtiense continental («arenisca rognaciense con reptiles», Mc, b), buzando unos 50° al WNW. Éste yace mecánicamente sobre el Eoceno marino formado por margas grises y lechos de pudinga dispuestos en serie inversa y con un buzamiento asimismo occidental; aquí, pues, tampoco las turbiditas eocenas («autótono» de los autores), que afloran al S del manchón triásico del Riu Arija (al ESE del Monestir de Sta. Maria, MS *in* fig. 5), se hundan en serie normal bajo la zona del Pedraforca tal como algunos han creído verlo.

## VII. FENÓMENOS «TECTONOSSEDIMENTARIOS»: ANÁLISIS CRÍTICO

### 1. Los olistolitos eocenos de Josa del Cadí y de La Pobla de Lillet

Al NW de Josa, por encima de la ermita de Sta. Maria (fig. 3, 3), se encuentran varios remarcables ejemplos inéditos de olistolitos (del orden de 1.000 m<sup>3</sup>) de calizas nummulíticas incluidos en la serie margosa del Luteciense inferior; su fauna indica

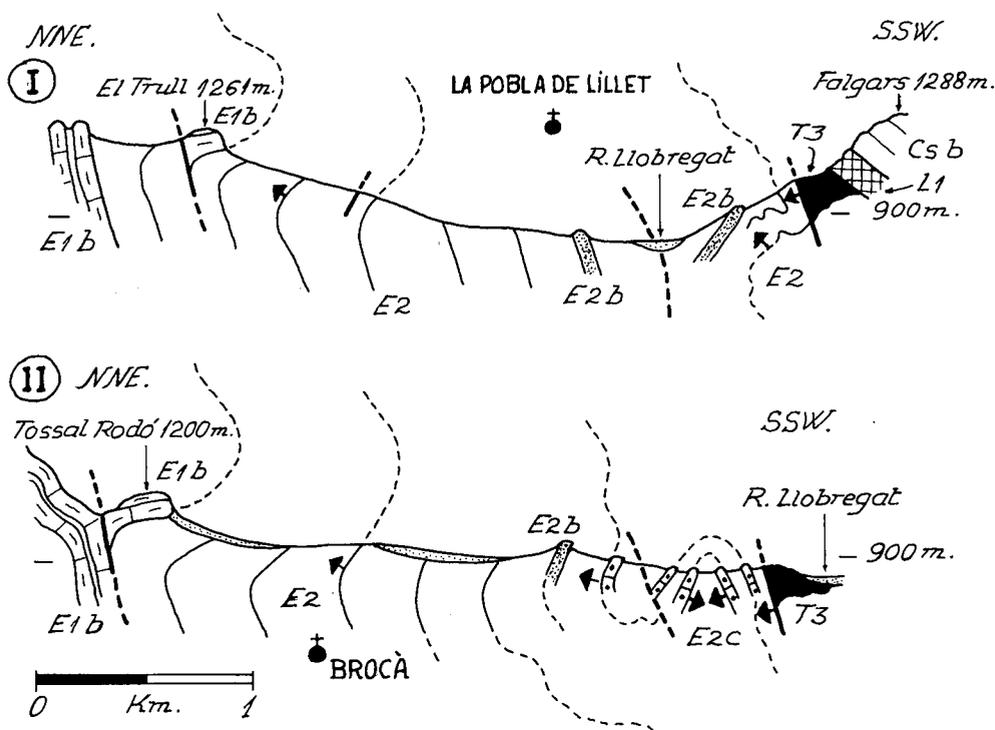


Fig. 13.

Cortes estructurales generales del contacto de la serie del Cadí con la zona del Pedraforca en las proximidades de La Pobla de Lillet (I) y de Guardiola de Berga (II). Situación y símbolos, ver, fig. 5. Las flechas en negrilla indican hacia donde está la base de las capas.

una edad Cuisiense - Luteciense inferior. Por sus facies y faunas son comparables con los niveles carbonatados inmediatamente subyacentes («calizas nummulíticas de Josa», E2, a, y últimos términos de la serie caliza del Cadí, E1, a<sup>2</sup>»; fig. 4, D). Tales deslizamientos submarinos indican simplemente que, a comienzos del Luteciense, entre una plataforma septentrional, en la cual se depositaban calizas con grandes Foraminíferos, y un surco más meridional, un talud margoso inclinado favorecía los «slumpings» y el desplazamiento de paquetes calizos, en falso equilibrio, anteriormente compactados.

Los olistolitos de calizas con Nummulites y Alveolinas de La Pobla de Lillet, algunos de ellos descritos por Reille y Séguret (1969) y cuestionados después por Solé-Sugrañes y Mascareñas (1970), forman un rosario de bloques intercalados en la serie margosa cuiso-luteciense del N de La Pobla de Lillet (fig. 5).

El problema de estos fenómenos no es el de su autenticidad como olistolitos sino el de su origen. En efecto, los olistolitos en cuestión son de calizas y conglomerados intraformacionales del Cuisiense superior - Luteciense inferior (*Nummulites* cf. *campesinus* - *lehneri*, *Assilina* gr. *spira* - *spira major*, *Alveolina frumentiformis*, *Orbitolites* gr. *biplanus*, *O. cf. latimarginata*)<sup>5</sup> y, por tanto, globalmente, de la misma edad que la formación margosa que los contiene; además, en la serie del Cadí que yace por debajo no se encuentran materiales homólogos en los que situar su origen, tal como ya reconocieron Reille y Séguret (1969) y también Solé-Sugrañes y Masca-

reñas (1970). Sin embargo, ya hemos visto en la parte estratigráfica que en la vertiente oriental de la sierra de Catllaràs, en continuidad sedimentaria con la serie del Pedraforca, existe una formación caliza (E2, a, *cf.* «calizas nummulíticas de Josa»; figs. 5 y 7) del todo comparable con esos olistolitos y en la cual, posiblemente, deba situarse su origen.<sup>17</sup>

En consecuencia, habiendo propuesto antes que la posición originaria de la serie del Pedraforca (desplazada hacia el E durante el Luteciense inferior; *cf.*<sup>16</sup>) era al W del Cadí, y viendo que en esta serie del Pedraforca se puede precisamente situar el origen de los olistolitos de La Pobla de Lillet, nos inclinamos a admitir una procedencia del W o del S coincidiendo con la fase paroxismal de dicho desplazamiento.

## 2. Los pretendidos olistolitos de Trías

A una decena de kilómetros al W de Bagà, la pista de Gisclareny al Coll de la Bauma muestra (en el lugar llamado Els Terrers) dos láminas de Trías margo-yesoso que Reille y Séguret (1969) consideraron como olistolitos en el seno de las margas eocenas de la serie del Cadí; según ellos serían los elementos precursores de la colocación del hipotético «manto del Pedraforca» venido del N.

Un análisis del afloramiento (fig. 11, 4) muestra que, en general, las láminas de Trías cortan con una ligera oblicuidad las margas eocenas. Cerca del contacto, estas margas se presentan trituradas por espacio de algunos decímetros constituyendo microbrechas o bien ricas en plaquitas de calcita, testimoniando su íntima fracturación. La lámina superior, cuyo espesor va desde algunos centímetros a algunos metros, se sigue a lo largo de más de 100 m; inmediatamente sobre ella las margas eocenas aparecen muy trituradas y luego, más arriba, intensamente replegadas a escala métrica. La lámina inferior, de unos 15 m de anchura a nivel de la pista, lejos de estrecharse hacia abajo como lo dibujaron Reille y Séguret (1969, fig. 4) aumenta su espesor hasta unos 40 m. Además, no hemos podido encontrar ningún «galet» auténtico incluido en las margas (Reille y Séguret, 1969, p. 1.845) y tampoco el lavado de varias muestras de margas recogidas en las proximidades del Trías han librado cuarzós bipiramidados que pudieran proceder de una resedimentación de éste.

En conclusión, podemos decir que se trata de láminas diapíricas (de acuerdo con Astre, 1925; Guérin-Desjardins y Latreille, 1961; Solé-Sugrañes y Mascareñas, 1970) inyectadas en una zona de fractura paralela y ligeramente al N del accidente del Cadí. Estas láminas deben prolongarse hacia el W, bajo los derrubios de la vertiente boscosa, y unirse (directamente o no) a otra lámina de Trías que, a unos 3 km al W, jalona otro accidente al N del anticlinal de Les Bassotes (fig. 11), (*supra*, VI, 2, b).

17. Es preciso no confundir el término E2, a, de la vertiente oriental de la sierra de Catllaràs, y que, de modo reducido, aparece también entre Bagà y Josa del Cadí (figs. 3 y 5) (término llamado «capas de Bagà» *in* Solé-Sugrañes y Mascareñas, 1970, p. 98), con los «conglomerados intraformacionales de Brocà» E2, c, (fig. 5) (señalados por Hottinger, 1960, p. 183, al S de Brocà) ya que —a pesar de contener faunas muy semejantes— éstos ocupan, en el seno de la serie margosa E2, una posición estratigráfica más alta. En esta confusión radica cabalmente la equivocada interpretación que Solé-Sugrañes y Mascareñas (1970, p. 99) hicieron de los referidos olistolitos del N de La Pobla de Lillet.

A 2 km al E de La Pobra de Lillet, junto al cauce del Riu Arija, un afloramiento triásico, de 4 km de largo por unos 400 m de anchura máxima, ha sido igualmente considerado como un olistolito (Reille y Séguet, 1969) intercalado en el Eoceno del Cadí, no lejos de la punta oriental de la zona del Pedraforca, y esgrimido como un argumento esencial en favor del origen N del supuesto «manto del Pedraforca».

Esta interpretación no reposa sobre ningún argumento convincente. El contacto N (prolongación del accidente del Cadí) es visible sobre la margen W del Riu Arija; en él los yesos triásicos cabalgan hacia el N a las margas eocenas que se aprecian extremadamente trituradas en un espesor de 20-30 m (brechas arcillosas, margas con plaquitas de calcita o estructura astillosa) y presentan su estratificación e incluso su esquistosidad deformadas y cortadas por el accidente; un poco más al N las margas eocenas recobrando su aspecto normal buzan hacia el S. En cuanto al contacto S del Trías parece también tectónico, lo cual explica su clara oblicuidad en relación con las capas eocenas superiores: en el extremo W, el Trías está en contacto con las margas azules que preceden a los yesos blancos E2, y, *in fig. 5* (*cf.* «yesos de Campdevàrol»), mientras que en el extremo E el Trías se halla directamente en contacto con estos yesos eocenos estratificados. El «paso progresivo» (Reille y Séguet, 1969, p. 1.847) entre yesos rojos del Trías y yesos blancos eocenos nos parece que no existe en realidad ya que las dos formaciones están separadas por una brecha negruzca de 1 m de espesor con una mezcla de las mangas y yesos que la enmarcan.

De ahí que el origen tectónico del afloramiento en litigio sea el más verosímil.

## VIII. EL ACCIDENTE DEL CADÍ: NUEVA CONCEPCIÓN

El accidente del Cadí (Guérin-Desjardins y Latreille, 1961), que constituye el contacto anormal W - E entre serie del Cadí al N y serie del Pedraforca al S, nos parece que es necesariamente una falla a nivel de zócalo y que de ningún modo puede verse en él —dejando aparte las impresiones que causa observando *grosso modo* el paisaje— el contacto de base de un manto tardíamente basculado. Ello se fundamenta en los hechos siguientes:

1.º El contacto entre la serie del Cadí y el «colchón» triásico margo-yesoso de la unidad del Pedraforca es subvertical (unos 70° al S por término medio); no es paralelo a la estratificación del Eoceno del Cadí sino que lo corta oblicuamente, con lo cual no son siempre los mismos niveles del Cadí los que están en contacto con la zona del Pedraforca: al W, entre Cornellana y Fornols, son las calizas ilderdienses (E1, a), entre Josa y Bagà las margo-calizas inferiores al nivel E2, b, y al E de Bagà las turbiditas que están por encima del nivel E2, b, las que entran sucesivamente en contacto con la unidad meridional; localmente viene acompañado de accidentes paralelos con inyecciones diapíricas de Trías (Les Bassotes, Els Terrers y E de La Pobra de Lillet).

2.º Se trata de un accidente con un importante juego según una doble componente: longitudinal horizontal («coulissage» sinistro de W a E) y transversal vertical (cabalgamiento de SW a NE).

3.º Es un accidente con una larga actividad que comienza por lo menos en el Luteciense inferior y alcanza el Neógeno (cabalgamiento de los conglomerados de la Roca Roja, *fig. 11, I*, datados por palinología del Mioceno superior, Durand-Delga *et al.*, 1989).

Así pues, la estricta línea de contacto entre el Cadí y el Pedraforca (accidente del Cadí) debe prolongarse en la realidad hacia el W y hacia el E. Una prolongación occidental a través de Colldarnat, donde existen indicios de transposición longitudinal horizontal y hay también pruebas de un movimiento tardío (conglomerados terciarios -Neógeno?- con elementos paleozoicos pinzados en Castellar, fig. 2), parece evidente; por tanto hay que presumir una prolongación mínima hasta el pie del macizo Aneto - Maladeta, constituyendo la línea sobre la cual deben entroncarse las diferentes superficies de cabalgamientos alpinos señalados (Zwart, 1979) en el zócalo paleozoico al W de Sort y que, paradójicamente, no se prolongan hacia el E en el seno de los macizos limítrofes al sinclinal de Llavorsí. En cuanto a su prolongación oriental, más allá del afloramiento de Trías diapírico del Riu Arija al E de La Pobla de Lillet, nos parece sumamente difícil discernirla en medio de una sedimentación margosa turbidítica parcialmente sintectónica; sin embargo, un análisis global de la sedimentación eocena sudpirenaica de Cataluña en el sentido ya iniciado por Santisteban y Taberner (1979) podría arrojar luz sobre el problema.

En íntima relación con el accidente del Cadí tenemos la falla del Segre, la cual se conjuga y se confunde con aquél (fig. 10). En varias ocasiones, a lo largo de las páginas anteriores, hemos invocado el doble juego longitudinal y cabalgante de ambos accidentes como responsable de diferentes estructuras de detalle; ahora diremos que ellos -unidos a un haz de accidentes asimismo «coulissants» (cf. accidentes ligados a la virgación de Alinyà - Tuixent - La Coma)- bien pueden ser los causantes de la paradójica posición de la zona del Pedraforca al S del Cadí.

Hemos visto que existen razones para suponer que el extremo oriental de la zona del Pedraforca y el occidental del Cadí habían sido dos sectores paleogeográficamente vecinos, mientras que actualmente se encuentran alejados en el sentido E - W unos 40 km el uno del otro. Sabemos, por estudios anteriores (Masriera y Ullastre, 1981; Ullastre *et al.*, 1987), que las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma, que ocupan el estrecho istmo que separa la unidad sudpirenaica central de la zona del Pedraforca, son unidades a relacionar con el Port del Comte y a la vez con el borde SE de la unidad sudpirenaica central; también sabemos que el conjunto urgoniano del pico de Pedraforca unido al Cretácico superior que lo circunda formaban cuerpo, originariamente, con el material equivalente situado al W de la falla del Segre, mientras que hoy día se hallan separados por un intervalo de unos 15 km en el sentido ENE - WSW. Para explicar estos hechos, de modo que el gran bloque alóctono de la zona del Pedraforca (*s.l.*) recobre su posición lógica al W del extremo occidental del Cadí, nosotros suponemos que durante el Terciario el conjunto catalán al S de la línea de accidentes Segre - Cadí se desplazó en bloque hacia el N girando en un sentido horario respecto al conjunto andorrano situado al N de dicho accidente del Cadí.

Este supuesto no excluye, en principio, el modelo aloctonista de la zona sudpirenaica. Él admite, sin embargo, un sentido de desplazamiento general de las unidades sudpirenaicas inicialmente distinto (NW - SE) y hace intervenir durante y después de ese desplazamiento importantes «coulissements» sinistros-inversos, uno de los cuales, el accidente del Segre, mientras truncaba oblicuamente (SW - NE) las alineaciones estructurales hacia jugar en rampa tectónica el accidente del Cadí (W - E).

## IX. CONCLUSIONES GENERALES

### 1. Sedimentarias y paleogeográficas

En la parte dedicada al análisis estratigráfico hemos justificado la necesidad de considerar la zona del Pedraforca como la serie de conexión (antes de los grandes desplazamientos tectónicos del Terciario) entre la unidad sudpirenaica central y la serie del Cadí, y que, por tanto, dicha zona constituye una unidad que antes del Eoceno medio debía estar situada al W del Cadí.

Junto a la evidencia de que los términos estratigráficos de la unidad sudpirenaica central - zona del Pedraforca - serie del Cadí se biselan globalmente hacia el S y hacia el E, hemos constatado que en la antigua área de transición entre la zona del Pedraforca (extremo E) y la serie del Cadí (extremo W) se sucedieron varios episodios de sedimentación detrítica grosera que tienen, a nuestro modo de ver, una especial significación paleogeográfica (*supra*, V, 1).

En efecto, los «conglomerados de Adraent» (Cs, a) y las areniscas del final del Maestrichtiense continental (arcosas con baritina, Mc, b2) son depósitos proximales; los primeros jalonan la base de la transgresión senoniense hacia el S y hacia el E y los segundos constituyen un pequeño horizonte dentro de la sedimentación progrediente hacia el N y hacia el W que acompañó la regresión finicretácica.<sup>18</sup>

Los episódicos «conglomerados de La Nou» (Ep, b) y las «brechas de Fornols» (Ep, c) (Paleoceno continental) son la expresión de una inestabilidad tectónica local, y el hecho de que los primeros contengan cantos de calizas con *Praeolinas* del Cenomaniense es un indicio cierto de que algunos aportes, al menos, procedían de la propia zona del Pedraforca y no de sus márgenes externos como había sucedido antes del Paleoceno.

Los conglomerados cuienses de Queralt depositados en un talud submarino (*cf.* Solé-Sugrañes y Clavell, 1973) (posiblemente alimentado desde el NE, fig. 8) son consecuencia de los movimientos premonitorios que condujeron al establecimiento, a partir del Cuiense superior-Luteciense inferior, de una cuenca turbidítica de antepaís (*cf.* «*avantfosse*») al S y SE de la zona del Pedraforca (antes de su desplazamiento hacia el E) y al S de la serie del Cadí.

A partir del Luteciense inferior, la compleja evolución estructural y sedimentaria de la región que nos ocupa está sujeta al movimiento conjugado de los accidentes del Segre y del Cadí, que trataremos de sintetizar a continuación.

### 2. Evolución tectónica

Los episodios más destacados que estimamos se han sucedido en la historia estructural reciente de la región examinada podríamos resumirlos así:

1.º El apilamiento de escamas de zócalo y cobertera del S del macizo Aneto - Maladeta llevó consigo la expulsión de las unidades aloctonas de la zona de los

18. En relación con el origen granítico y relativamente próximo (dada la conservación de los feldspatos) de las arcosas con baritina del Maestrichtiense continental (Mc, b2) de la serie del Cadí y del extremo E de la zona del Pedraforca podemos decir, aparte de lo ya indicado *in* Masriera y Ullastre (1982), que el sondeo Perafita-1 bis (I.G.M.E., 1987, p. 120), a menos de 20 km, al SE del borde de la zona del Pedraforca, nos muestra que el Eoceno inferior del antepaís reposa directamente sobre el zócalo granítico.

Nogueras acompañada de la desolidarización de la cobertera sudpirenaica de su substrato paleozoico, con desplazamiento en el sentido aproximado NW - SE. A estos hechos pudiera haberse sumado un fenómeno coetáneo de desgarre sinistro, que en dirección oblicua hubiera truncado la continuidad hacia el E de las expresadas estructuras. Este desgarre podría ser el que, seguramente, se inicia al NW de la ventana tectónica de Sort - Rialp (Noguera Pallaresa), corre hasta Noves de Segre y se prolonga en el accidente del Cadí, y que, al parecer, tuvo un importante juego longitudinal durante el Luteciense inferior.

A movimientos premonitorios de dicho desplazamiento hacia el SE de la cobertera sudpirenaica podrían vincularse algunos de los fenómenos de inestabilidad sedimentaria que, según hemos indicado, se localizan en los extremos W del Cadí - E del Pedraforca y también el cambio de sentido de los aportes a partir del Cuisiense superior dada la consiguiente formación al SE de una cuenca de antepaís aludida en el epígrafe anterior.

El juego «coulissant» del accidente del Cadí y su prolongación NW (fig. 10, A) pudo ocasionar un principio de desplazamiento de la zona del Pedraforca al S del Cadí.

2.º Una compresión del SSE/SW hacia el NNW/NE al parecer provocó el juego sinistro-inverso de un accidente a nivel de zócalo (accidente del Segre, fig. 10, B) que se conjuga y se confunde con el accidente del Cadí.

Sus efectos serían: a) el desplazamiento hacia el NE del macizo del Port del Comte, la virgación de las escamas (paleogeográficamente asociadas a aquél) de Alinyà - Tuixent - La Coma y la colocación final de la zona del Pedraforca (*s.s.*) en su paradójica posición al S de la serie del Cadí; b) la estrangulación del material de la unidad sudpirenaica central - zona del Pedraforca en el meridiano de Fornols, con cabalgamiento hacia el NE de la unidad urgoniana del pico de Pedraforca (Ullastre *et al.*, 1987); c) el cuarteamiento del «autóctono» relativo del Cadí al W de Fornols con la implantación de escamas en serie inversa vergentes al NE (fig. 10, e) y arrastre hacia el E de la escama de El Cadinell con vergencia N (fig. 3); d) el pliegue con vergencia N de Les Bassotes acompañado de accidentes, paralelos al desgarre principal (accidente del Cadí), con inyecciones tectónicas de Trías, estos transtornos afectando los materiales eocenos de la serie del Cadí.

3.º El accidente del Cadí, que antes había jugado en sentido longitudinal y cabalgante hacia el N, prosiguió moviéndose en este sentido hasta el Terciario superior provocando el retrocabalgamiento de la unidad del Pedraforca sobre las formaciones conglomeráticas neógenas (Mioceno superior) de la Roca Roja.

En cuanto se refiere a la cuestión del «manto del Pedraforca» en el sentido de Séguret (1972) podemos decir: a) que el análisis geométrico del contacto entre la zona del Pedraforca y la serie del Cadí no aporta ningún argumento objetivo a su favor; b) que los principales fenómenos tectosedimentarios invocados en su defensa han estado mal interpretados («olistolitos» de Trías); c) que en el borde oriental de la zona del Pedraforca el Luteciense inferior («autóctono» de los autores) está localmente en contacto estratigráfico y no mecánico con el Paleoceno-Eoceno inferior de aquella zona (E de Ca l'Arderiu, fig. 5). Y por último, diremos que, siendo un argumento indirecto (la simple yuxtaposición de dos series aparentemente antagónicas: Cadí y Pedraforca), el que en realidad puede aún sostener precariamente la hipótesis seguretiana, ya que los otros argumentos creemos han quedado invalidados, es lícito recordar una vez más que la lógica recomposición de las zonas isólicas no admite el origen septentrional del «manto del Pedraforca» por encima de la serie del Cadí tal como se viene aceptando comúnmente.

---

**BIBLIOGRAFÍA**

- Ashauer, H. 1934. La terminación oriental de los Pirineos. *Pub. Alem. Geol. España*, C.S.I.C., 2: 201-336. Traducción, de la edición original alemana, publicada en 1943.
- Astre, G. 1924. Sur les unités tectoniques des Sierras del Cadí, de Port del Compte et de quelques massifs voisins (Pyrénées catalanes). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 178: 2.106-2.109.
- Astre, G. 1925. Sur les limites de la zone tectonique de Pedraforca. *C. R. Som. Soc. Géol. France*, 2 mars: 63-66.
- Baudelot, S., Taugourdeau-Lantz, J. 1986. Découverte d'une microflore dans les Pyrénées catalanes attribuable au Norien - Rhétien. *Rev. Paléobiologie*, Genève, 5 (1): 5-9.
- Bilotte, M. 1978. Le Crétacé supérieur des Sierras del Cadí, de Port del Compte et de Oden (Tronçon catalan - Pyrénées). *C. R. Sc. Phys. et Hist. Nat.*, Genève, 13 (1): 16-22.
- Bilotte, M. 1982. Les séries sédimentaires du Mésozoïque de la «nappe de la Pedraforca» et de son «autochtone» (Tronçon catalan - Pyrénées), conséquences structurales. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 1.017-1.025.
- Bilotte, M. 1984. Le détroit des Aspres: nouvel élément paléogéographique est-pyrénéen à la fin du Crétacé. *Strata*, Toulouse, 1: 23-31.
- Bilotte, M. 1985. Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, Toulouse, série 2, 5: 1-438.
- Busquets, P., Serra-Kiel, J., Reguant, S. 1979. Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleógeno de la zona septentrional de la Depresión Central Catalana entre los ríos Llobregat y Merles (provs. de Barcelona y Gerona). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77: 157-167.
- Cámara, P., Klimowitz, J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios geol.*, 41: 391-404.
- 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. Sc. Paris*, 308, II: 1.091-1.098.
- Fauré, Ph. 1984. Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (provs. de Huesca, Lérida et Barcelona). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 121: 23-37.

- Feist, M. 1979. Charophytes at the Cretaceous/Tertiary boundary, new data and present state of knowledge. In Cretaceous - Tertiary boundary events. Symposium, Univ. Copenhagen: 88-94.
- Feist, M., Colombo, F. 1983. La limite Crétacé - Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des Charophytes. *Géol. Méditerranéenne*, **10** (3-4): 303-326.
- Fontboté, J.M. Muñoz, J.A., Santanach, P. 1986. On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern parts of the belt. *Tectonophysics*, **129**: 291-301.
- Garrido-Megías, A. 1972. Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, «el manto del Montsec». *Bol. Geol. y Min. España*, **83** (3): 242-248.
- Gich, M. 1969. Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollès oriental (provs. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispánica*, **4** (1): 5-8.
- Gich, M. 1973. Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollès oriental. *Acta Geol. Hispánica*, **8** (4): 120-124.
- 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**: 922-940. Traducción in *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, (1962), **73**: 329-369.
- Hartevelt, J.J.A. 1969. Geological map of the central Pyrenees. Sheet 10, Segre - Valira. Leiden Univ. In Zwart (1979).
- Hottinger, L. 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. Suisses Paléont.*, **75-76**.
- I.G.M.E. 1987. *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Madrid.
- Jacob, Ch., Fallot, P., Astre, G., Ciry, R. 1927. Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. *Congr. Géol. Int.* 1926. C. R. XIV sesión, 2.º fascículo. Madrid 1927. Capítulo II por Fallot y Astre: 368-383.
- Llompart, C. 1979. Aportaciones al conocimiento de la paleogeografía y paleoecología de los niveles fosilíferos del Santoniense del Montsec (prov. de Lérida). *Estudios geol.*, **35**: 311-318.
- Martínez, A., Vergés, J., Muñoz, J.A. 1988. Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hispánica*, **23** (2): 119-127.

- Masriera, A., Ullastre, J. 1981. Contribution des minéraux lourds à la lithostratigraphie du Crétacé terminal des Pyrénées catalanes et quelques conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **293**: 179-182.
- Masriera, A., Ullastre, J. 1982. Hipótesis y problemas acerca del origen de las asociaciones de minerales pesados del Senoniense del Pirineo catalán. *Cuad. Geol. Ibérica*, **8**: 949-963.
- Masriera, A., Ullastre, J. 1983. Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). *Géol. Méditerranéenne*, **10** (3-4): 283-290.
- 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. Hispánica*, **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.
- Megías, A.G. 1982. Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico surpirenaico. *Cuad. Geol. Ibérica*, **8**: 1.005-1.015.
- Megías, A.G. 1988. La tectónica pirenaica en relación con la evolución alpina del margen noribérico. *Rev. Soc. Geol. España*, **1** (3-4): 365-372.
- Muñoz, J.A., Puigdefábregas, C., Fontboté, J.M. 1987. El ciclo alpino y la estructura tectónica del Pirineo. In Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España II, I.G.M.E. Madrid: 185-205.
- Plaziat, J.C. 1984. *Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène*. Thèse Doct. Sc. Nat. Univ de Paris-Sud.
- Reille, J.L., Séguret, M. 1969. Sur la présence d'olistolithes dans l'Eocène marin de la sierra del Cadí (versant sud des Pyrénées orientales) et sur leur signification. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **268**: 1.845-1.848.
- Riba, O. 1973. Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol. Hispánica*, **8** (3): 90-99.
- Rosell, J., Llompart, C. 1982. Pirineos. In El Cretácico de España, Univ. Complut. Madrid: 189.
- Santisteban, C., Taberner, C. 1979. Facies y control tectónico de la cuenca eocena subpirenaica catalana. *Acta Geol. Hispánica*, **14**: 237-241.

- Séguret, M. 1969. La nappe de la Pedraforca: nouvelle unité allochtone du versant sud des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **269**: 552-555.
- Séguret, M. 1972. *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publ. Ustela. Thèse Doct. Sc., Montpellier, série Géol. struct. n.º 2.
- Séguret, M., Vergely, P. 1969. Sur le style en têtes plongeantes des structures pyrénéennes entre le Llobregat et le Ter (versant sud des Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **268**: 1.702-1.705.
- Solé-Sugrañes, L. 1972. Nota sobre una discordancia en el Eoceno medio del Prepirineo oriental. *Acta Geol. Hispánica*, **7** (1): 1-6.
- Solé-Sugrañes, L. 1973. Algunos aspectos de la tectónica del Prepirineo oriental entre los ríos Segre y Llobregat. *Acta Geol. Hispánica*, **8** (3): 81-89.
- Solé-Sugrañes, L., Santanach, P. 1970. Nota sobre la escama de corrimiento del Montsec de Tost en el Prepirineo español (prov. de Lérida). *Acta Geol. Hispánica*, **5** (1): 24-28.
- Solé-Sugrañes, L., Mascareñas, P. 1970. Sobre las formaciones Ager y Bagà del Eoceno del Cadí (Prepirineo oriental) y de unos pretendidos olistolitos del mismo. *Acta Geol. Hispánica*, **5** (4): 97-101.
- Solé-Sugrañes, L., Clavell, E., 1973. Nota sobre la edad y posición tectónica de los conglomerados eocenos de Queralt (Prepirineo oriental, prov. de Barcelona). *Acta Geol. Hispánica*, **8** (1): 1-6.
- Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M., Debroas, E.J. 1977. La Chaîne Alpine des Pyrénées. *Géol. Alpine*, **53**: 193-216.
- Ullastre, J., Masriera, A. 1983. Le passage Crétace - Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles. *Géol. Méditerranéenne*, **10** (3-4): 217-281.
- 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.
- Vergely, P. 1970. *Étude tectonique des structures pyrénéennes du versant sud des Pyrénées orientales entre le río Llobregat et le río Ter (provs. de Barcelona et de Gerona, Espagne)*. Thèse Doct. Géol. struct., Univ. Montpellier: 1-55, fotos, mapas y cortes.
- Vergés, J., Martínez, A. 1988. Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hispánica*, **23** (2): 95-105.

---

Vidal, L.M. 1907. Nota sobre el supuesto granito eruptivo del Serrat Negre en las montañas de La Nou, prov. de Barcelona. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, **6** (18): 253-256.

Zwart, H.J. 1979. The geology of the central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, **50** (1): 1-74, mapas, cortes y planchas diversas.