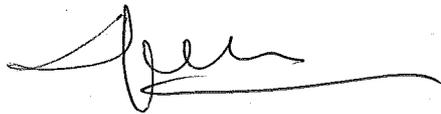


CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO GEOMORFOLOGICO DE
LA DEPRESION CENTRAL CATALANA

Memoria realizada por Jaume Calvet Porta
y dirigida por el Dr. D. Luis Solé Sabarís,
Catedrático de la Facultad de Ciencias
Geológicas de la Universidad de Bar-
celona, para optar al grado de Doctor en
Ciencias Geológicas.

El director de la Tesis



Luis Solé Sabarís



Jaume Calvet Porta

Barcelona, septiembre 1977

Hacia la parte central de la Depresión, dentro de las molasas anteriormente citadas se intercalan calizas lacustres que progresivamente se van haciendo más abundantes, constituyendo la Formación calizas de Tàrrega. En la cartografía hemos englobado bajo la denominación de "margas alterando con calizas lacustres" la Formación calizas de Tàrrega, y los tramos de la Formación/Complejo de Sanhuja (RAMIREZ DEL POZO, RIBA y MALDENADO en IGME, 1975b) y de las Formaciones Artés y Solsona que presentan niveles importantes de calizas.

Según los autores citados (IGME, 1975a, p. 16) "la Formación calizas de Tàrrega está constituida por margas calcáreas grises o rojas, localmente abigarradas (pardas, amarillas, moradas, negras, etc), con intercalaciones de capas gruesas y bancos de calizas lacustres micríticas, fétidas o margosas". En las proximidades de Calaf hay intercalaciones de niveles de lignito de hasta 50 cm de potencia. "Así mismo, se presentan intercalaciones de capas medianas a bancos de arenisca calcárea (...) atribuibles a paleocanales" (p.16).

A título de ejemplo adjuntamos una breve síntesis de una serie estratigráfica efectuada por CALVET y POCOVI en las inmediaciones de Cervià (hoja Espuga de Francolí del mapa Nacional de España 1: 50 000), relativa a esta formación. Dentro de 260 m de serie medida se encuentran 11 niveles de calizas más o menos margosas, grises, cuyo espesor varía entre 1,5 y 15m. En general la caliza está estratificada en lechos de algunos centímetros de espesor, pudiendo llegar a alcanzar en algunas ocasiones los 40 cm. El resto de la serie está constituido por tramos de margas más o menos calcáreas de colores ocres rojizos o grises, cuyo espesor varía entre 4,5 y 20 m. Existen intercalaciones poco abundantes

de areniscas finas.

3. Tectónica

Siguiendo la tónica que hemos adoptado al efectuar la descripción litológica, nos limitaremos aquí a indicar la disposición de los materiales, dejando para cuando expliquemos la historia geológica de la Depresión Central el aspecto dinámico de la tectónica.

Utilizaremos las publicaciones más recientes que resumen los datos anteriores. Hay que indicar que con respecto al borde norte existen numerosos estudios de los autores que han trabajado en el Pirineo llegando en muchos casos hasta el borde de la Depresión Central. En el borde sur existen también los trabajos que tratando la estructura de la Cordillera Prelitoral Catalana, estudian las deformaciones que ésta introduce en la zona limitrofe de la Depresión.

Por lo que respecta al resto, existen abundantes estudios relativos a la disposición de las sales, en vistas, la mayoría de ellos, a su explotación, por lo que a menudo son bastante localizados. Hay además, en cada una de las memorias del Mapa Geológico Nacional de España, E. 1: 50 000 los apartados dedicados a la tectónica. Sin embargo, debe indicarse que no existe un estudio tectónico detallado del conjunto.

Según nuestras informaciones el primer trabajo en el que se da una visión de conjunto de la tectónica de la Depresión, es, al igual que para la litología, publicado por R. BA en 1967.

3.1. Vista de conjunto

Las máximas deformaciones se encuentran en el borde norte, debido a la influencia de la intensa tectónica alpina desarrollada en el Pirineo. Pueden considerarse varios sectores con estructuras diferentes que trataremos más adelante.

El borde sur está orientado a grandes rasgos, de NNE-WSW, sin embargo, se trata, más en detalle, de una serie de segmentos arrumbados algo más al norte, desfasados entre sí por las grandes fracturas transversales a las Cordilleras Costeras, que dan una estructura en relevo. Las deformaciones son mucho menores que en el borde septentrional.

Ya en el interior de la Depresión, se encuentra un conjunto de pliegues semidiapíricos, es decir pliegues homocinéticos inducidos por esfuerzos tectónicos.

Por fin existe todo un sector poco deformado que constituye la franja contigua al borde Sur.

3.2. Deformaciones marginales

3.2.1. Borde Norte de la Depresión Central

En este borde distinguimos varios sectores

3.2.1.1. Anticlinal de Liana

Se trata de una importante deformación, orientada NE-SW, relacionada

sin duda con la falla del Segre. En el núcleo del anticlinal afloran margas azuladas marinas terciarias.

3.2.1.2. Sector entre el Segre y el Llobregat

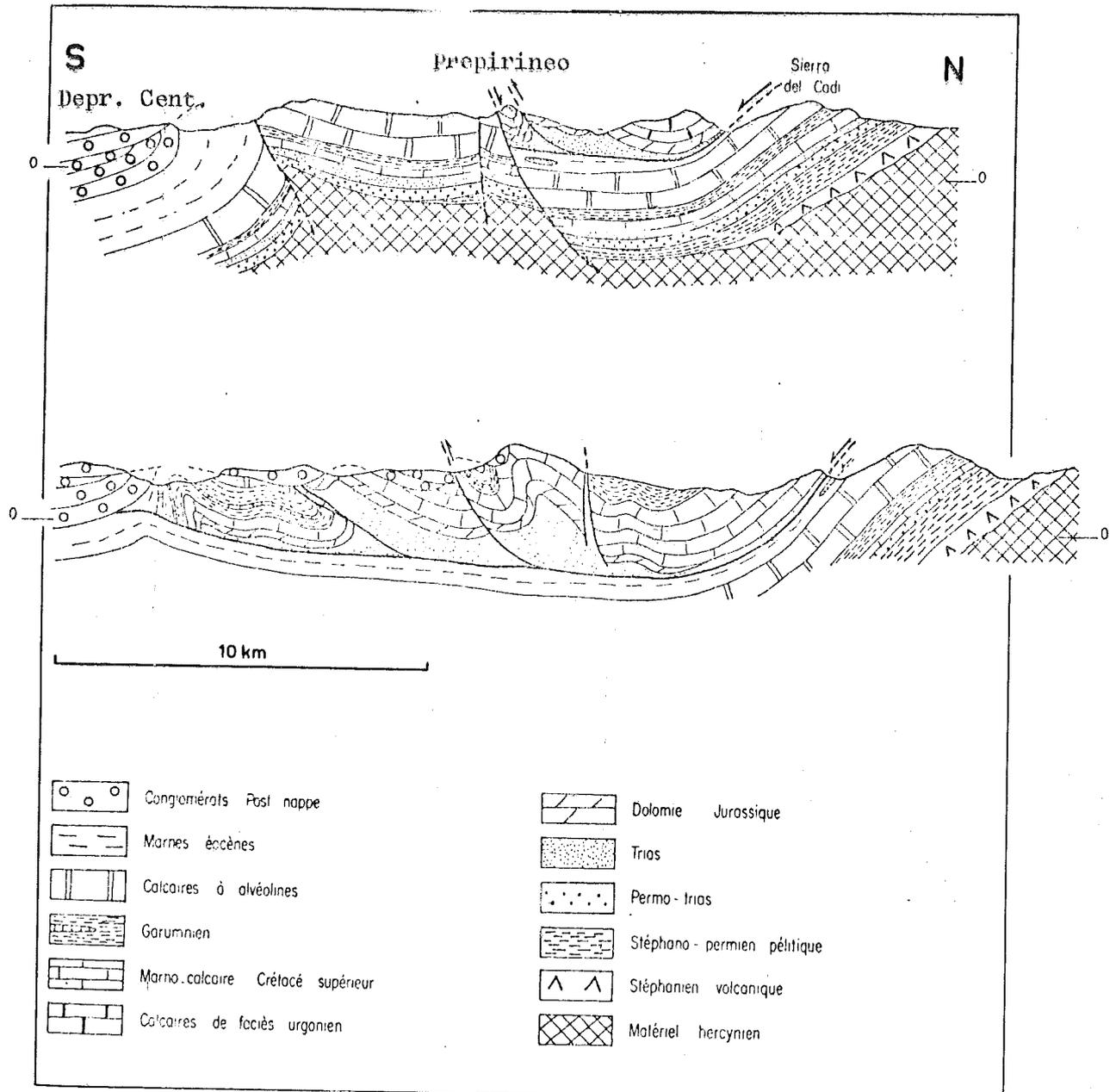
En este sector encontramos parte de los conglomerados marginales masivos deformados, con buzamientos que llegan a ser inversos, por efecto de la acción frontal que ha ejercido el manto de Pedraforca. Los conglomerados más altos no se encuentran deformados, por lo que se pone de manifiesto que en esta serie existen discordancias progresivas citadas y estudiadas por varios autores, GUERIN y LATREILLE (1961), SOLE SUGRAÑES (1970), SEURET (1972), RIBA (1976) y otros.

3.2.1.3. Sector entre el Llobregat y el Brugent

En este sector el contacto entre la Depresión Central y las estructuras propiamente pirenaicas cambia considerablemente con respecto al anterior. Mientras que allí el límite podía establecerse en el frente de un manto con los accidentes secundarios que éste implica, en el sector que ahora tratamos las deformaciones pirenaicas afectan intensamente, pliegandolos, a los materiales terciarios de la Depresión.

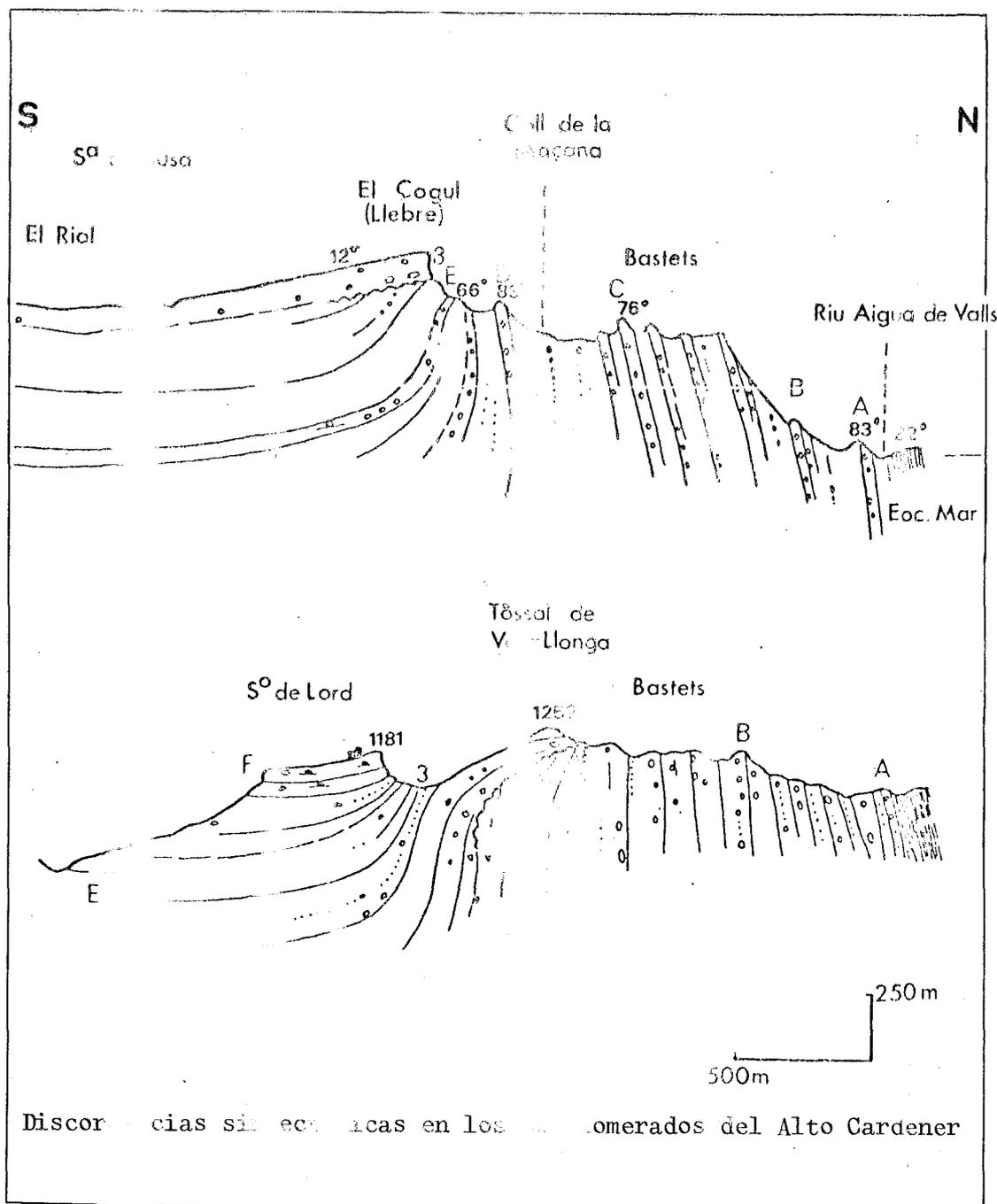
La existencia de los pliegues viene facilitada por niveles de despegue profundos (FONTBOTE, 1945). En su tesis doctoral, GICH (1972) indica que " la causa desaparición de los pliegues prepirenaicos al S. del anticlinal de Bellmunt debe interpretarse debido a la falta o adelgazamiento de los niveles salinos en dirección S hasta su total desaparición en el borde meridional del contacto del Eoceno con el macizo paleozoico

Borde Norte de la Depresión Central Sector entre el Segre y el Llobregat



SEGURET (1972)

Borde Norte de la Depresión Central
Sector entre el Segre y el Llobregat



Discorrecias sísmicas en los domerados del Alto Cardener

Montseny - Guillerries " (p. 139).

3.2.2. Fracturas del Brugent

Estas fracturas han sido descritas con gran minuciosidad por GICH (1972). " Se trata en realidad de tres accidentes principales. Los dos más occidentales son los de mayor longitud mientras que el más oriental se halla situado casi al fondo del valle de Hostoles y desaparece tapado por el Cuaternario y las coladas basálticas que lo rellenan " (p. 408).

Según comunicación oral de SANTANACH, es posible admitir que estas fallas y sus paralelas, que se encuentran en lo que SOLE SABARIS (1952) denomina Sistema Transversal, son originalmente fallas de desgarre sin crónicas de la orogénesis alpina, que posteriormente durante la fase de distensión miocénica han actuado como fallas normales (JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE, 1974).

Paralela a estas fracturas existe la importante falla de Sant Joan de Fàbregues, que es el único accidente, que encontramos entre el Valle del Brugent y el del Congost; en todo este sector los materiales presentan suaves buzamientos no estando deformados.

3.2.3. Borde Sur de la Depresión Central

La tectogénesis de la Cordillera Prelitoral ha afectado a los materiales de la Depresión Central, dando lugar a una larga y continua flexión de trazado zigzagueante. Existen buzamientos verticales, e incluso invertidos, pero poco a poco se suavizan a medida que nos adentramos en

la Depresión. En el trazado de esta flexión ha sido citadas algunas discordancias progresivas. Varios autores han estudiado este borde, pero sin duda el trabajo de FONTBOTE (1954) es uno de los más importantes.

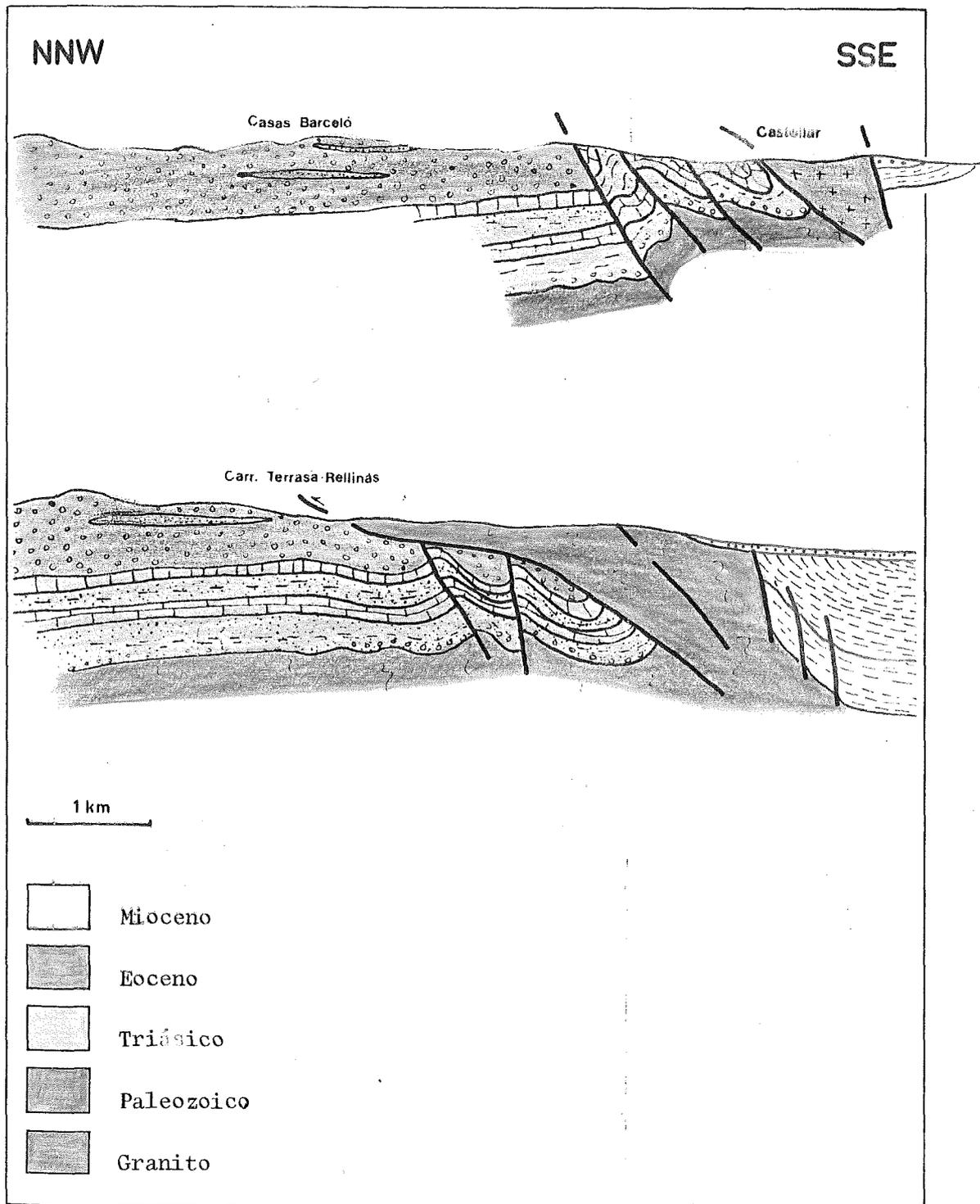
3.2.3.1. Sector entre el Congost y el Anoiá

" Entre la depresión del Ebro y la cordillera prelitoral el límite viene dado por una serie de cobijaduras: son los llamados " corrimientos ", o " plesiocapa ", de la cordillera prelitoral, en virtud de las cuales el Eoceno del borde de la depresión del Ebro ha sido cabalgado y cobijado por materiales más antiguos triásicos y paleozoicos (...). Si se analizan en detalle los cabalgamientos y cobijaduras de la cordillera prelitoral, se llega a la conclusión de que en conjunto equivalen a una gran falla inversa. El labio elevado es el SSE. ; el hundido, el NNW. " (FONTBOTE 1954, p. 287).

" La llamada cordillera prelitoral puede considerarse como una especie de cuña de materiales paleozoicos y triásicos, intercalada entre el Eoceno de la depresión del Ebro y el Mioceno de la del Vallés. La cordillera prelitoral, en sentido tectónico, está elevada respecto a ambas depresiones. Respecto a la del Ebro, mediante la falla inversa que ha dado lugar a los cabalgamientos y cobijaduras bien conocidos, y, subsiguientemente, al plegamiento y estruamiento de la cobertera triásica del borde de dicha depresión. Respecto a la depresión del Vallés, mediante NNW. de este nombre, la cual es normal " (FONTBOTE, 1954, p. 291).

El estado de conservación de la " plesiocapa " es variable. En algunos tramos, ha sido bañada por la erosión con lo que puede verse en super

Borde Sur de la Depresión Central Sector entre el Congost y el Anoia



ficie todo el conjunto triásico intensamente replegado, y también los materiales terciarios notablemente deformados, presentando a menudo buzamientos verticales.

Según FONTBOTE (1954) la falla inversa descrita es coalescente en profundidad con la falla norte del Vallès-Penedès.

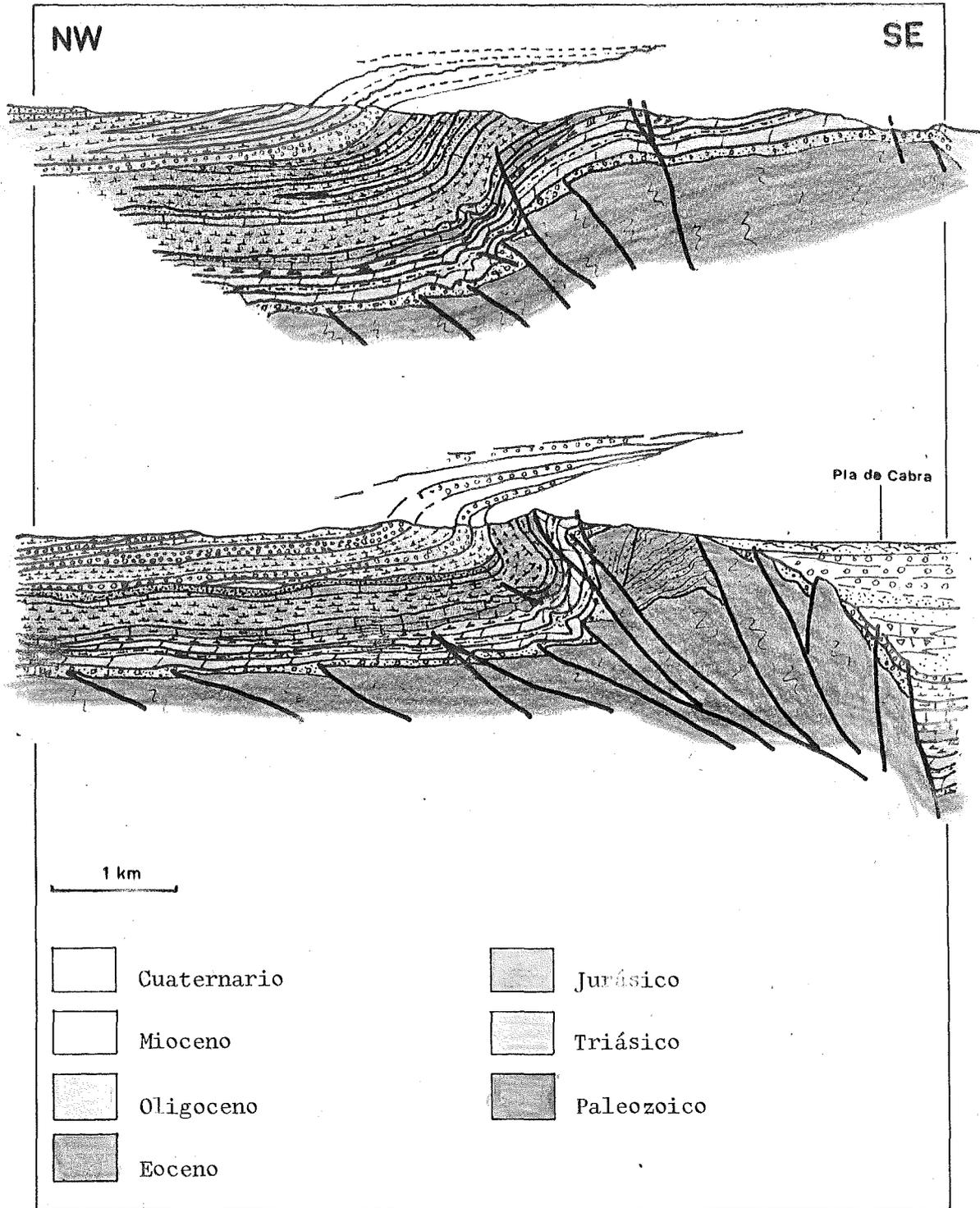
La falla del Llobregat afecta a la Cordillera Prelitoral, introduciendo una discontinuidad en su alineación.

3.2.3.2. Sector entre el Anoia y el Francolí

En este sector cabe distinguir dos tramos bastante diferentes por lo que respecta a la Cordillera Prelitoral: el bloque del Gaià (LLOPIS, 1943) y la Serra de Miramar. Según LLOPIS (1947) el contacto entre la Depresión y el bloque del Gaià " no está definido ni morfológica ni estructuralmente, pues los relieves que forman el bloque, poco a poco van difundiéndose hacia el NO con los de la depresión hasta confundirse con ellos, de tal modo que es difícil precisar donde empieza una y donde termina el otro " (p. 223).

Creemos que este autor exagera en su afirmación. El mismo, en dos cortes geológicos que acompañan al texto, muestra como el zócalo paleozoico del bloque está elevado con respecto al de la Depresión. Además, los materiales terciarios, con suaves buzamientos en la Depresión, presentan una fuerte flexión en el contacto con el bloque. De todos modos hay que admitir que el límite entre ambas unidades no es una línea, sino que viene dado por una zona de tránsito. Esto viene complicado por el

Borde Sur de la Depresión Central
Sector entre el Anoaia y el Francolí



hecho de que los materiales terciarios se continúan sobre el bloque del Gaià.

La Serra de Miramar es una estructura alargada y estrecha, cuyo trazado describe un arco. En su parte SE aflora el Paleozoico que se sitúa a alturas bastante más altas que las del sector adyacente de la Depresión. La flexión de los materiales terciarios es extraordinariamente aparente, ello unido a la aparición del Triásico y Paleozoico en las cumbres de la Serra, hace que en este tramo no se planteen problemas de delimitación entre unidades.

Hay que indicar que los conglomerados de Sant Miquel se disponen en discordancia progresiva, fosilizando parcialmente la flexión marginal.

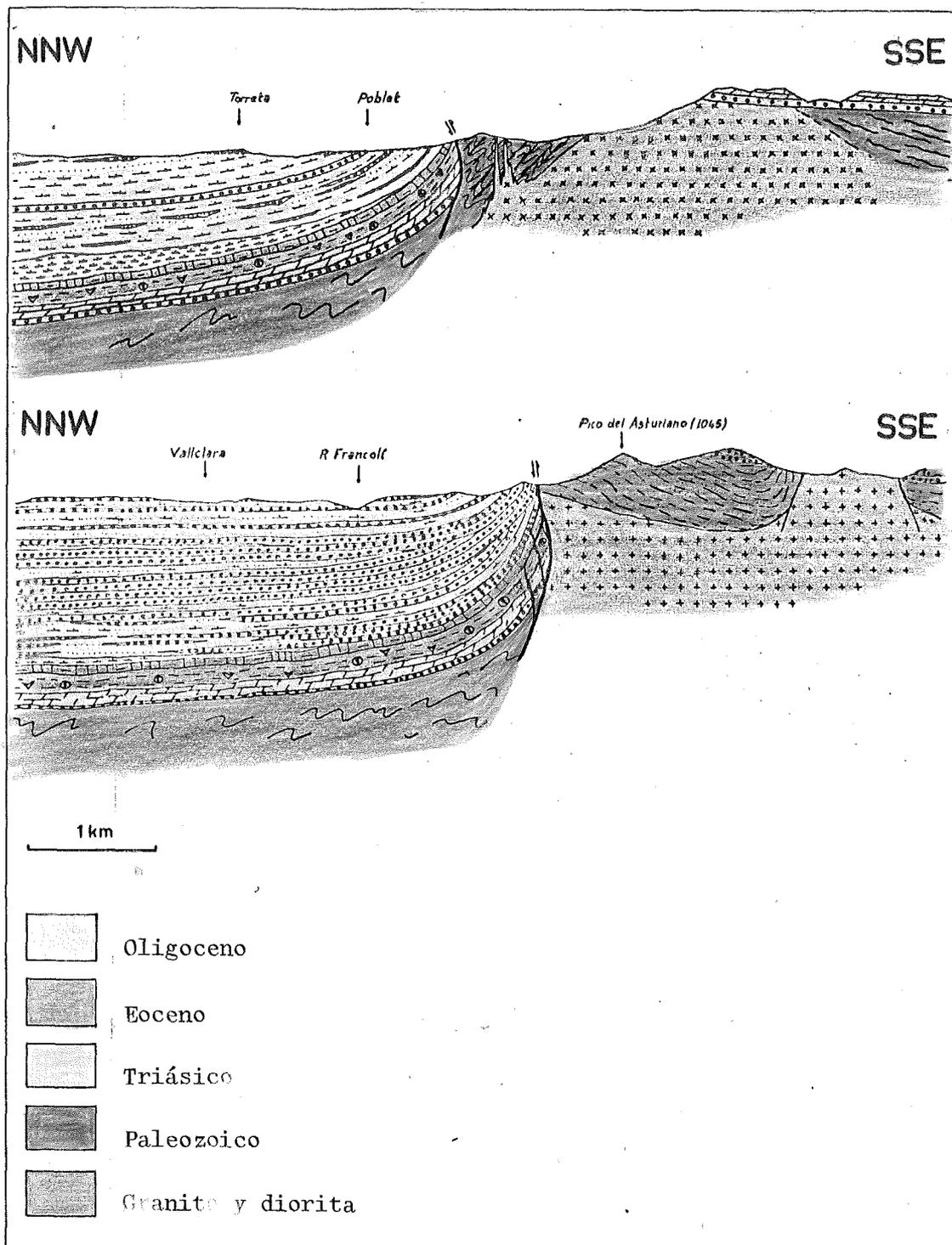
3.2.3.3. Sector al SW del Francolí

En este sector la Depresión Central se encuentra en contacto con la "Mesa de Prades" (LLOPIS, 1947). Esta constituye un importante bloque, constituido por materiales paleozoicos, recubierto en parte por una cobertura secundaria, accidentada tan solo por algunas fracturas. El contacto con la Depresión se realiza por una falla, a menudo ligeramente cabalgante.

La flexión de los materiales terciarios es claramente observable, al pie de la mesa de Prades. Localmente se aprecian signos de discordancia progresiva en los sedimentos mesozoicos.

Por último debe indicarse, la existencia de la falla del Francolí de ca-

Borde de la Depresión Central Sector al SW del Francolí



racterísticas similares a la del Llobregat, que separa la mesa de Prades de la sierra de Miramar.

3.3. Deformaciones internas de la Depresión Central

En el esquema repetidamente citado de RIBA (1967) pueden apreciarse la existencia de toda una serie de pliegues en el interior de la Depresión Central. Antes de abordar su descripción es necesario hacer un breve análisis de los factores que permiten la existencia de tales deformaciones en una zona de plataforma, dotada por definición de una actividad tectónica limitada.

Los factores más importantes son: a) la existencia de un importante nivel plástico (sales) en profundidad, b) la presencia de fallas normales, y otras quizás de desgarre, que afectan al yacente del nivel de sales, c) los empujes tectónicos tangenciales que, originados en las cordilleras limitrofes de la Depresión, se ejercen sobre los materiales de ésta. En las memorias de las hojas 329, 330, 331 y 362, (IGME, 1975 e, b, f, a) RAMIREZ DEL POZO, RIBA ARDERIU y MALDONADO LOPEZ, de manera clara y detallada explican como se combinan estos tres factores en el espacio y tiempo, para dar las deformaciones actualmente observables.

" El Terciario (de la Depresión Central) puede dividirse, a efectos tectónicos, en tres pisos estructurales, cada uno de los cuales adquiere unas características peculiares de deformación.

" Estos tres pisos son :

3. Terciario continental suprasalino : Priaboniense Superior - Oligoceno.
2. Formación salina de Cardona: Priaboniense Medio - Superior.
1. Eoceno marino.

" El Eoceno marino forma el substrato, prácticamente desconocido en la parte interna de la Depresión Central Catalana dejando aparte los bordes sur y norte de la cuenca, éste ha sido contactado en algunos sondeos de investigación de potasa y especialmente de petróleo (...). La geofísica (sísmica de reflexión) ha revelado que el reflector situado en el tope de la formación marina/contacto basal de la sal de Cardona presenta una tectónica de plegamiento, o mejor, deformación mucho más suave que la que se observa en superficie. Deformación además, que no guarda muchas veces relación con las direcciones superficiales del piso tectónico superior, pudiendo incluso haber una inversión tectónica (...).

" El piso o etapa intermedia, la sal de Cardona, actuó de nivel de despegue adquiriendo una estructura diapírica propia por halocinesis o migración salina.

" El nivel estructural superior, de material " muerto " continental, tiene una estructura de plegamiento y fractura, de cierta energía, superior a la del Eoceno marino.

" Parece demostrado, por medio de la sísmica de reflexión, que el reflector Eoceno marino/sal desciende de una manera general en suave pendiente hacia el Pirineo. Esto significa que la potencia del Terciario continental aumenta hacia el Norte, pasando a espesores de más de 4 000 m en la zona Aragonesa y a unos 2 000 ó 3 000 m en la zona catalana.

Dicho nivel reflector, además se introduce por debajo del frente de los mantos de corrimiento pirenaicos, especialmente en la zona de Las Nogueras y en Oliana. Esto comporta un recubrimiento tectónico de muchas facies marginales detríticas.

"El hecho que acabamos de señalar explica que el punto de aplicación de los esfuerzos tectónicos tangenciales, provocados por la " mise en place " del manto frontal pirenaico, tuviera lugar en el piso tectónico superior 3), señalado anteriormente ". (IGME, 1975f, p. 17).

Para el sector de Sant Llorenç de Morunys del borde de la Depresión, esta explicación no concuerda a nuestro parecer totalmente con los datos que RAMIREZ y RIBA (in RIBA et al., 1975) dan con respecto al límite norte de la Formación salina. Según estos autores, en este sector, la Formación salina termina antes del frente del manto del Pedraforca con lo que la incidencia de los empujes tangenciales de este manto es difícilmente restringible tan solo en el piso tectónico superior 3). Al decir esto no queremos invalidar la teoría expuesta por RAMIREZ, RIBA y MALDONADO, sino tan solo sugerir que para el sector que indicamos debería hacerse una explicación algo particular que retoque la visión general.

" La cobertera muerta de material suprasalino continental, empujada de este modo hacia el Sur, se pliega de acuerdo con las direcciones de esfuerzo, y se desliza por encima de la Formación salina de Cardona. Esta, a su vez, conforme a su elevadísima plasticidad, migra (halocinesis) y se repliega disarmónicamente con respecto al techo y muro de la misma, originando así estructuras diapíricas, de tipo intumescencia, dirigidas

con ejes paralelos a las del nivel estructural 3. El Eoceno marino actúa de substrato pasivo (piso tectónico 1) poco deformado; sin embargo, la sismica ha revelado la existencia de algunas fallas normales, y otras quizá de desgarre regionales correlativas de la primera fase orogénica pirenaica (es decir anteriores al Terciario continental) o que hayan vuelto a jugar posteriormente y que hayan condicionado la tectónica diapírica 2) y de plegamiento del piso tectónico superior 3). Una de ellas es la conocida como "falla del Segre"; otras serían las que, en profundidad, han condicionado las estructuras de Suria y Cardona. " (IGME, 1975a, p. 22).

Dentro de la Depresión, puede observarse que entre la zona de pliegues y la flexión del borde sur existe una franja no deformada (tan solo basculada). Ello es debido, posiblemente, a la concurrencia de varios factores: a) los potentes empujes pirenaicos han sido amortiguados en el interior de la Depresión y no se han hecho sentir aquí, b) los empujes debidos a la Cordillera Prelitoral (vergente al NNE) no han sido suficientemente fuertes y sobre todo c) la falta de niveles salinos en profundidad ha imposibilitado cualquier deformación superficial. En el sector entre Igualada y Vic no existe el nivel salino puesto que tan solo afloran los materiales subyacentes a éste. En la Segarra y Garrigues, según un esquema de RAMIREZ y RIBA (en RIBA et al. 1975), debajo de los materiales continentales terciarios no existen las sales.

Por lo que respecta a la disposición de los pliegues se observa que estos se agrupan, según su orientación en dos sistemas. Uno orientado SW-NE subparalelo a la falla del Segre y otro WNW-ESE, subparalelo al frente del manto del Pedraforca.

Sistema SW-NE

- Anticlinal del diapiro de Bellfort-Montmagastre-Anticlinal de Oliana
- Sinclinal de Gualter
- Anticlinal de Cubells - Tiurana
- Sinclinal de Pons
- Anticlinal de Vilanova de la Aguda
- Sinclinal de Sant Climent
- Anticlinal del Estany
- Sinclinal de Ardevol
- Anticlinal de Pinós - Anticlinal de Cardona
- Sinclinal de Saló
- Anticlinal de Suria - Anticlinal de Balsareny
- Sinclinal de Callús
- Anticlinal de Santa María de Oló

Sistema WNW - ESE

- Anticlinal de San Lorenzo de Morunys
- Sinclinal de Busa - Prats de Lluçanés
- Anticlinal de Cap de Pla - Puigreig
- Sinclinal de Solsona
- Anticlinal de Llobregós (o de Sanahuja)

Existe por último un sinclinal de orientación intermedia entre ambos sistemas, es el sinclinal de Navás.

El diapiro de Bellfort está "constituido en su parte interna por una

gran masa plástica de Keuper, muy yesífero, en el que se hallan retazos de calizas del Muschelkalk en posición caótica, tiene un contorno ligeramente ovalado, en forma de corazón, y ha atravesado la casi totalidad de la serie terciaria " (IGME, 1975e, p. 20). Hacia el NE se encuentra el anticlinal de Oliana descrito anteriormente.

"El anticlinal de Tuirana es un braquianticlinal, NE-SO, de 3 a 4 Km, abierto en " bray " por el propio Segre, sin llegar a aflorar los yesos infrayacentes a la molasa de Solsona. Hacia el sur de Miralpeix enlaza con el eje del anticlinal de Pons, después de pasar una breve ensilladura tectónica, para cortar de nuevo el eje el Segre, en las inmediaciones de Gualter. En este breve trayecto el eje anticlinal va acompañado de una falla que ha levantado el bloque correspondiente al flanco NO. del anticlinal de Cubells. Este anticlinal, más al SO., debido a un fuerte buzamiento axial, permite el asomo de importantes masas de yesos de la Formación Babastro, en parte recubiertos por los aluviones del Segre, el cual se prolonga hacia el SO. para formar el anticlinal de Cubells ". (IGME, 1975e, p.21).

El anticlinal de Vilanova de la Aguda presenta su núcleo vaciado, con yesos aflorantes. Se une al del Llobregos que se dispone transversal a él. " El anticlinal del Estany es un bonito braquianticlinal, ligeramente vergente al Sur, de fondo plano " (IGME, 1975e, p.23).

Los anticlinales de Pinós y Cardona se disponen en relevo, separados por el llamado " sinclinal intermedio " por S. RAMOS. El anticlinal de Pinós es un pliegue falla, vergente al SE; en su extremo NE la falla desaparece, pero el pliegue mantiene su vergencia. Sobre sus flancos