

ESTRUCTURA ALPINA DE LA SERRA DE MIRAMAR Y DEL NE DE LAS MUNTANYES DE PRADES (CADENA COSTERA CATALANA)

M. Gómez y J. Guimerà

Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, C. de Martí i Franqués s/n. 08028 Barcelona. Correo electrònic: joang@geo.ub.es

Resumen: La estructura alpina del área estudiada consiste en pliegues y cabalgamientos de escala plurikilométrica que involucran el zócalo hercínico y que se localizan en dos estructuras principales: la Serra de Miramar y las Muntanyes de Prades. La estructura superficial a gran escala la producen pliegues asimétricos, vergentes hacia el NW, localmente hacia el NE, que interpretamos que son la terminación frontal de cabalgamientos que involucran la corteza superior, con un nivel de despegue estimado a -12 km respecto al nivel del mar. La geometría de esas estructuras es la típica de estructuras contractivas, mientras que en la Cadena Costera Catalana es conocida la presencia de desplazamientos con componentes direccionales sinistros en fallas paralelas a las estructuras estudiadas y ambas activas simultáneamente. Para hacer compatibles ambas estructuras, suponemos que la deformación de la Cadena Costera Catalana se produjo mediante una convergencia oblicua.

Palabras clave: Cabalgamiento, pliegue de zócalo, convergencia oblicua, Paleógeno, Iberia

Abstract: The Alpine structure of the studied area consists of plurikilometric basement involved folds and thrusts, located in two main structures: the Miramar range and the Prades massif. The overall surficial structure is due to NW-vergent folds, locally NE-vergent, which we interpret as the frontal ending of thrusts involving the upper crust, with a detachment located at about -12 km. The geometry of those structures is typically contractional, while in the Catalan Coastal Chain faults showing strike-slip sinistral displacement are known, both active at the same time. We suppose an oblique convergent deformation in the Catalan Coastal Chain to make compatible both types of structures.

Keywords: Thrust, basement uplift, oblique convergence, Palaeogene, Iberia

Gómez, M. y Guimerà, J. (1999): Estructura alpina de la Serra de Miramar y del NE de las Muntanyes de Prades (Cadena Costera Catalana). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 405-418

La Serra de Miramar y las Muntanyes de Prades están situadas en la Cadena Costera Catalana y constituyen parte de un relieve de edad alpina, resultado en parte de la inversión de cuencas triásicas compartimentadas por fallas de zócalo orientadas ENE-WSW (Anadón *et al.*, 1979) que jugaron como normales durante la distensión neógena del margen mediterráneo peninsular. Las fallas de dirección ENE-WSW durante la compresión alpina funcionaron como fallas direccionales sinistras convergentes según varios autores (Guimerà, 1984; Anadón *et al.*, 1985; Guimerà 1988) y dieron lugar a los relieves alpinos en un régimen transpresivo (Guimerà, 1988). El interés de esta zona radica pues en la geometría que adoptan las fallas de zócalo, dos de ellas de dirección ENE-WSW subparalelas a la línea de costa la falla de Uldemolins-Gandesa y la falla del Camp y una tercera aproximadamente perpendicular y situada entre las dos primeras la Falla del Francolí. En este marco geológico es posible estudiar, en una zona pequeña, el comportamiento de las estructuras de zócalo, la inversión tectónica y la deformación por convergencia oblicua en una zona

tridimensionalmente compleja.

Los objetivos de este trabajo, que se basa en los resultados obtenidos por Gómez (1997), son i) la estimación de los valores del acortamiento en tres secciones diferentes, perpendiculares a la dirección que en mapa presentan las fallas principales, y ii) determinar el estilo de plegamiento de la zona teniendo en cuenta la relación de las estructuras con el zócalo y la inversión tectónica. De esta manera se pretende llegar a una aproximación del modelo de deformación de la zona, integrable en un modelo de deformación regional válido para el conjunto de la Cadena Costera Catalana.

Situación geológica

La Serra de Miramar y las Muntanyes de Prades están situadas en el dominio de la Cadenas Costera Catalana, que consisten en un relieve formado por rocas del zócalo hercínico sobre el que descansan, de manera discordante, rocas de la cobertera mesozoica (Fig. 1). La estructura de la Cadena Costera Catalana está caracterizada por un conjunto de fallas que siguen una dirección

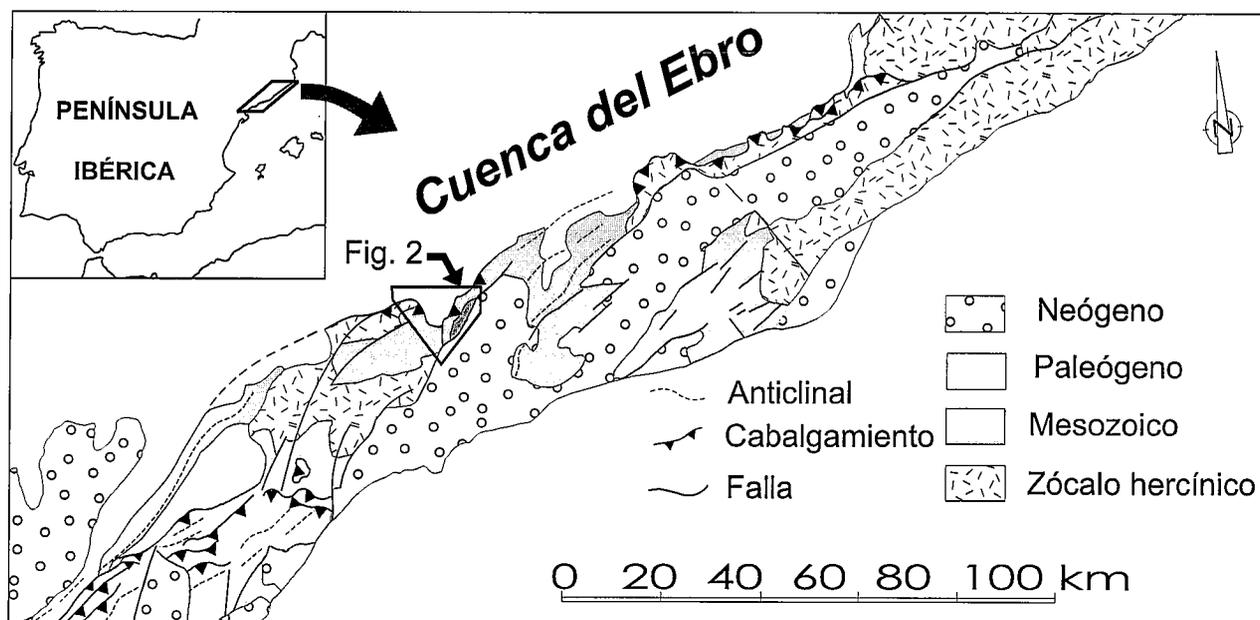


Figura 1.- Situación geográfica y geológica de la zona de estudio.

ENE-WSW y que se disponen escalonadamente. El relieve de las Cadenas Catalanas es resultado de la deformación intraplaca, consecuencia de la colisión de África y Eurasia, que tuvo lugar durante el Terciario inferior (Guimerà, 1984). Durante este tiempo se produjo una deformación direccional convergente (transpresiva) que dio lugar a pliegues monoclinales y láminas cabalgantes con el zócalo hercínico involucrado. La deformación empezó en el Eoceno inferior-medio y duró hasta el Oligoceno terminal (Anadón *et al.*, 1985).

Estratigrafía

La Serra de Miramar y las Muntanyes de Prades están constituidas por un zócalo hercínico, que incluye rocas sedimentarias y plutónicas, y por una cobertera triásica formada por la sucesión de las facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. En lo que respecta a la cuenca del Ebro, en el área de estudio presenta las formaciones siguientes, que abarcan desde el Ilerdiense hasta el Priaboniense: Formación Orpí, Complejo Ulldemolins, Formación Morera y Formación Montblanc (Colldeforns *et al.*, 1994).

Triásico

Buntsandstein: Estas facies constituyen la primera unidad de triásico; la edad de su base está mal definida, situándose en el Scythiense, y su techo llega, según datos palinológicos (Calvet y Marzo, 1994) hasta el Ladiniense inferior-medio. Las facies Buntsandstein consisten en sedimentos aluviales de color rojizo que forman una secuencia granodecreciente. En el área de estudio presentan una mayor potencia en la zona de Prades, donde pueden llegar a los 100 m de espesor, mientras que en la Serra de Miramar llegan casi a desaparecer en algunos puntos. Se trata de conglomerados

y areniscas, y el tránsito a la unidad siguiente se produce mediante una unidad lutítico-evaporítica (Marzo, 1980).

Muschelkalk: El Muschelkalk inferior tiene una edad Anisiense inferior-medio -Anisiense superior y una potencia que llega hasta los 120 m (Calvet y Ramón, 1987). Está formado, de base a techo, por calizas y dolomías, calizas bioclásticas, calizas bioturbadas y dolomías blancas. Su potencia es de unos 100 m en la zona de Prades.

La edad del Muschelkalk medio es Anisiense superior (Calvet *et al.*, 1985) hasta Ladiniense en la parte más alta (Calvet y Marzo, 1994), y consta fundamentalmente de unidades lutíticas con intercalaciones evaporíticas y carbonatadas.

El Muschelkalk superior, de edad Ladiniense inf.-Ladiniense sup. (Calvet *et al.*, 1987) está descrito según diferentes dominios estratigráficos a lo largo de la Cadena Costera Catalana. Dos de ellos son el dominio Gaià-Miramar y el dominio Prades (Calvet *et al.*, 1987). En el dominio Miramar, el Muschelkalk superior está formado por calizas y dolomías oolíticas, calizas y dolomías bioturbadas, estromatolitos y dolomías margosas y margas a techo y su potencia es de unos 70 m. Por otro lado, el dominio de Prades consta de las mismas unidades excepto los estromatolitos (facies más bien someras), que están sustituidos por una unidad arrecifal y una unidad de dolomías tableadas (facies más profundas) que solapan a los arrecifes. La potencia total en el dominio de Prades es de unos 110 m.

Un análisis sedimentológico de estas facies muestra: a) una retrogradación de sistemas aluviales representados por las facies Buntsandstein y el depósito de carbonatos marinos de aguas someras del Muschelkalk inferior (Calvet y Marzo, 1986); b) un ciclo regresivo-

transgresivo con el máximo regresivo en el Muschelkalk medio (Calvet y Ramón, 1987); c) una profundización general reflejada en las unidades inferiores del Muschelkalk superior (profundización que sólo se observa en el dominio de Prades, no así en el de Miramar); y d) un paleokarst sobre las unidades arrecifales del Muschelkalk superior que representa una emersión del sistema (Calvet y Marzo, 1986).

Terciario

Las unidades terciarias de la zona de estudio, que configuran el conjunto de facies de la cuenca de antepaís en esta zona y que abarcan aproximadamente desde el Eoceno inferior al Eoceno superior, son las siguientes:

Formación Orpí: Definida por Ferrer (1971), está constituida por calizas de Alveolinas de edad Ilerdiense, con una potencia máxima de 73 m. De carácter marino, sólo aflora en la parte oriental de la Serra de Miramar y representa el máximo alcance de la influencia marina en esta zona de la Cuenca del Ebro. Hacia el oeste los depósitos son exclusivamente continentales.

Complejo Ulldemolins: Definida por Colombo (1980), es de edad Cuisiense media-superior a Bartonense y una potencia entre 200 y 300 m (Colombo *et al.*, 1995). En la localidad tipo presenta un tramo basal carbonatado, un tramo evaporítico y un tramo superior terrígeno, localmente conglomerático.

Formación Morera: Definida por Colombo (1980), es de edad Bartonense (Colombo *et al.*, 1995) y con una potencia entre 80 y 90 m. Está constituida por calizas *mudstones* de color amarillento y rosado con niveles lutíticos, localmente potentes, intercalados.

Formación Montblanc: Definida por Colombo (1980), es de edad Bartonense superior-Priabonense y tiene una potencia entre 190 y 200 m (Colombo *et al.*, 1995). Esta formación consta de materiales lutíticos con intercalaciones detríticas más groseras, como pueden ser las capas de conglomerados adosadas a la Serra de Miramar, cerca de la población de Prenafeta, o las capas discordantes sobre la formación Morera en la punta NE del bloque de Prades.

Una característica de las unidades terciarias de la zona de estudio es que se disponen en *onlap* sobre el Mesozoico hacia el WSW (Fig. 2).

La Serra de Miramar

El relieve de la Serra de Miramar dibuja en mapas arcos constituidos por rocas de la cobertera triásica y orientados aproximadamente NE-SW. Corresponden a dos pliegues vergentes al NW formados por un flanco frontal invertido con buzamiento entre 40° y 80° hacia el SE y un flanco caudal erosionado en su mayor parte que buza entre 12° y 15° hacia el SE; en el núcleo del pliegue afloran rocas sedimentarias ligeramente metamorfizadas del zócalo hercínico.

La cartografía (Fig. 2) muestra una serie de caracte-

rísticas que definen los pliegues de Miramar: 1) existe un flanco frontal invertido a lo largo de toda la sierra; 2) no existe un cabalgamiento continuo que afecte el flanco frontal del pliegue; 3) el zócalo hercínico está implicado en la estructura; y 4) no hemos podido identificar un nivel litológico regional adecuado para el despegue de las estructuras en el interior del zócalo hercínico. Según todo esto, parece plausible interpretar los pliegues como pliegues de propagación de falla, donde el buzamiento del flanco caudal puede ser reflejo del buzamiento de la rampa de la falla que da lugar al pliegue, la cual, con un buzamiento suave, daría lugar a un pliegue de propagación con un flanco fuertemente invertido (Suppe y Medwedeff, 1990).

Un corte geológico compensado a través de la Serra de Miramar (Fig. 3) muestra la interpretación propuesta: un pliegue de propagación con un nivel de despegue situado como mínimo a unos 800 m por debajo del nivel del mar, deformado por otro pliegue con un nivel de despegue más profundo, que en esta interpretación se ha estimado a unos 2800 m por debajo del nivel del mar; el acortamiento producido por ambas estructuras es de unos 2000 m. Un corte paralelo al primero y más meridional (Fig. 4) muestra una estructura similar en la que el segundo pliegue llega a plegar el flanco frontal del primero e incluso parte de la deformación se propaga hacia el antepaís dando lugar a un pequeño anticlinal al frente de la estructura; el acortamiento en este caso es de unos 2500 m. Finalmente, y en un corte más cercano a las Muntanyes de Prades, próximo al contacto de la Serra de Miramar con éste (Fig. 5), deducimos un único pliegue de propagación con un flanco frontal muy invertido que provoca el funcionamiento de estructuras *out-of-the-syncline* en dicho flanco. Estas estructuras se producirían como consecuencia de los problemas de espacio en el sinclinal adyacente. En este caso el acortamiento llega a unos 3000 m. En todos los casos presentados la exactitud de la estimación de la cantidad de acortamiento está limitada por la ausencia de afloramientos mesozoicos entre la Serra de Miramar y la falla del Camp. Para construir los cortes, hemos supuesto que el pliegue en los materiales mesozoicos tenía las dimensiones mínimas necesarias para que su flanco caudal no aflore actualmente; de esta manera se obtiene un mínimo tanto en la cantidad de acortamiento como en las dimensiones del pliegue y, por tanto, también en la profundidad en que se horizontaliza el cabalgamiento responsable de la formación de éste.

En la figura 6 se presenta un esquema de la situación de los cabalgamientos que configurarían el relieve de la Serra de Miramar. El cabalgamiento 1 da lugar al primer pliegue de propagación; la línea 1 representaría la proyección en superficie de la línea de contorno del mismo. El cabalgamiento 2 plegaría al primero y se ha situado sólo allá donde hemos deducido su actuación; la línea 2 tiene un significado análogo a la línea 1. Estos cabalgamientos, que podrían cortar a los anteriores, son posiblemente los responsables de la forma curvada de la Serra de Miramar. El cabalgamiento 4 pone en

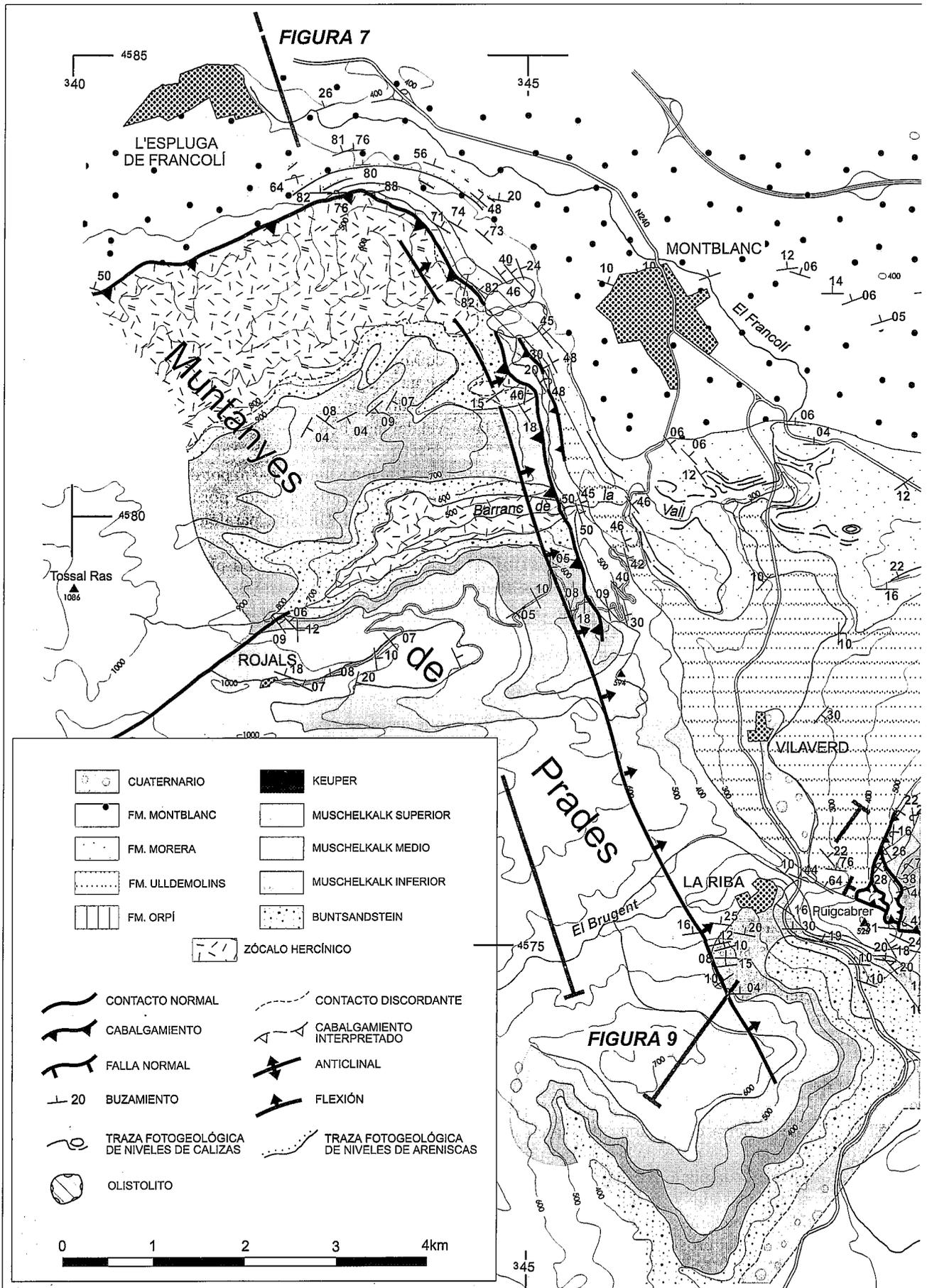
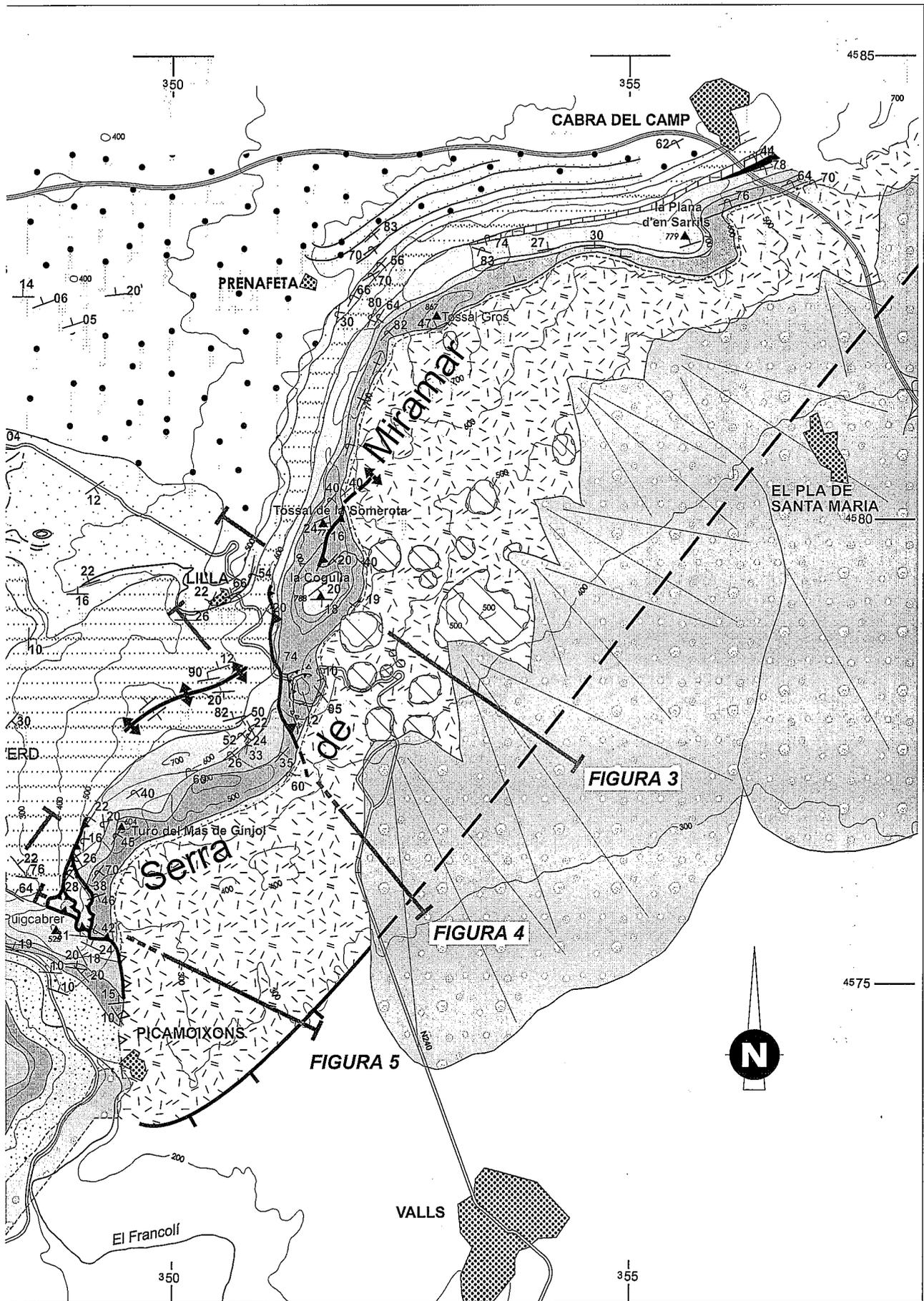


Figura 2.- Cartografía geológica de la zona de estudio donde se indica, además, la localización de los cortes geológicos correspondientes a las figuras 3, 4, 5, 7 y 9. Como referencia geográfica, se indica las coordenadas UTM (huso 31).



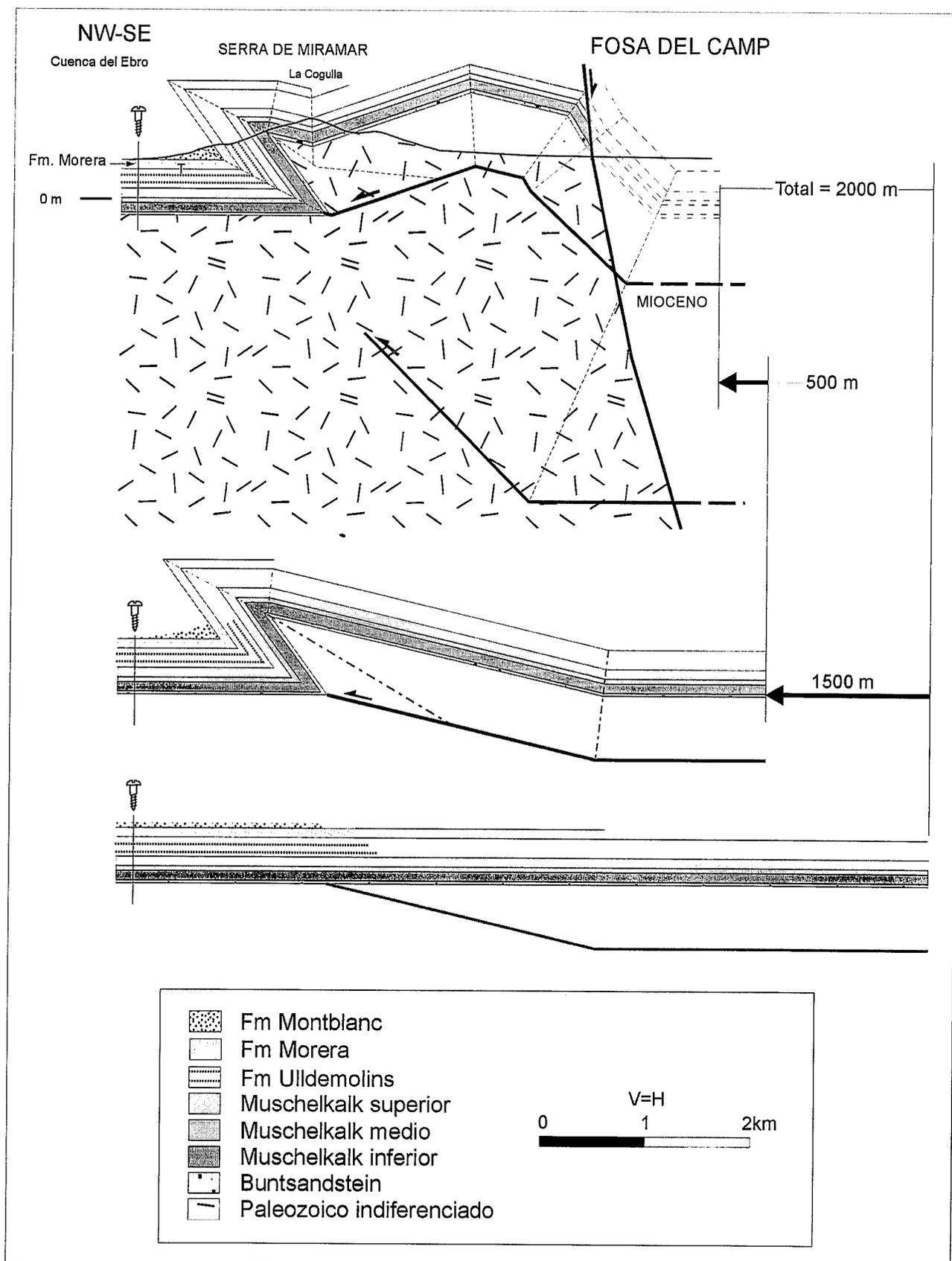


Figura 3.- Corte geológico compensado a través de la Serra de Miramar, en el anticlinal frontal con el flanco invertido, se interpreta como un pliegue de propagación de falla con un nivel de despegue poco profundo (800 m aprox.) y una rampa de buzamiento suave, siguiendo el modelo de Suppe y Medwedeff (1990). La presencia hacia el traspás (SE) del sinclinal de La Cogulla y el hecho de que no vuelvan a aflorar materiales mesozoicos en esa dirección, se explica asumiendo un anticlinal de mayor longitud de onda que el anterior –la representada es la longitud de onda mínima necesaria para que no aflore el Mesozoico; este anticlinal lo interpretamos como un pliegue de propagación de un cabalgamiento más profundo, que plegaría el primer cabalgamiento y daría lugar al sinclinal de La Cogulla. De abajo a arriba, se muestra el estado indeformado inicial y los dos estadios en la evolución del pliegue, con indicación de los acortamientos parciales y total.

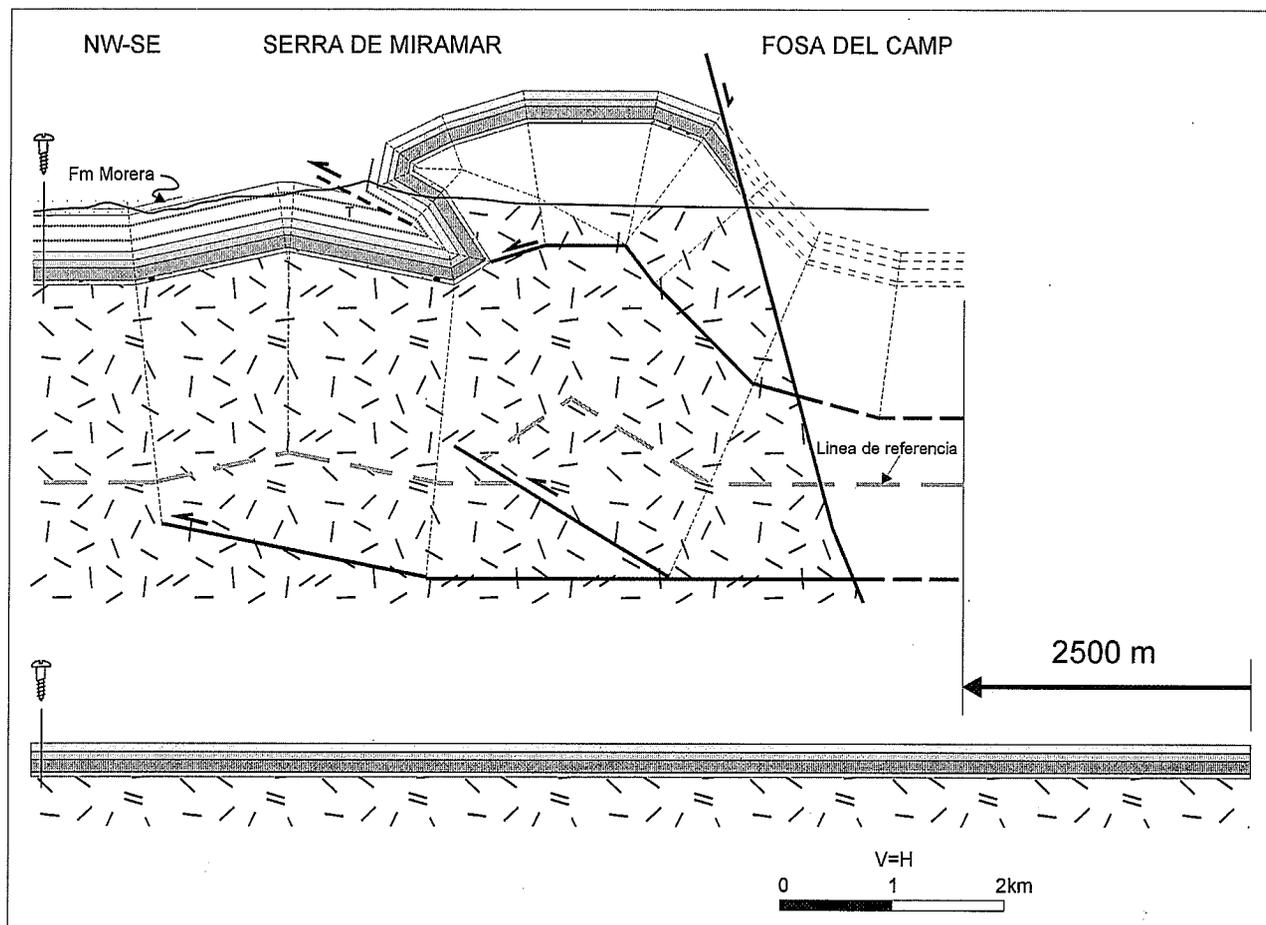


Figura 4.- Corte geológico compensado a través de la Serra de Miramar situado 500 m al sur del corte de la figura 3. Lo interpretamos de modo similar al corte de la figura 3: un pliegue de propagación con un nivel de despegue poco profundo, deformado por una falla posterior que pliega a la primera. En este caso el flanco frontal del pliegue de propagación de la Serra de Miramar estaría afectado por la estructura posterior, dejando un sinclinal frontal muy cerrado. A esto contribuye la presencia de un anticlinal suave al frente de la estructura. Se muestra el estado inicial indeformado y el acortamiento producido. Ver la leyenda en la figura 3.

contacto Miramar con Prades; Miramar es el bloque superior y Prades el bloque inferior.

El bloque de Prades

La parte nororiental de las Muntanyes de Prades (Fig. 2) consiste, a grandes rasgos, en la cobertera triásica subhorizontal sobre el zócalo hercínico formado por intrusiones graníticas en rocas de bajo grado metamórfico. La cobertera presenta un ligero basculamiento hacia el sur y una estructura sencilla, constituida por monoclinales vergentes al ENE y al NNW, interpretada como resultado de la propagación de cabalgamientos. En el límite NNW de las Muntanyes de Prades aflora la falla de Uildemolins-Gandesa, una falla inversa con un salto vertical de 800 m y de traza cartográfica bastante rectilínea, lo que da muestras de su verticalidad en superficie. En el límite ENE, la flexión discurre paralela a otra falla inversa que hacia el sur pasa lateralmente a un pliegue.

La estructura del límite norte del bloque de Prades (Fig. 7) consiste en un pliegue de propagación de falla, roto posteriormente por la zona de flanco frontal por

una propagación de la misma falla siguiendo una trayectoria lístrica. Esta trayectoria lístrica se deduce del basculamiento hacia el sur de una parte de la cobertera mesozoica. La formación del pliegue se puede datar mediante la existencia de una discordancia intraterciaria, situada en la Formación Montblanc (de edad Bartonense superior-priabonense), y que tiene como expresión cartográfica, aparte de una relación angular entre esta formación y las capas más modernas, un abanico de capas, lo que indicaría la presencia de una discordancia progresiva (Fig. 2, entre Montblanc y L'Espluga de Francolí).

Los sedimentos terrígenos de la Formación Montblanc situados por encima de la discordancia buzan invertidos cerca de la falla pero van perdiendo inclinación a medida que se alejan, hasta que su buzamiento coincide con la pendiente deposicional (unos 5° para toda la zona, según Colombo y Vergés, 1992). De esta manera estos autores interpretan la presencia de un pliegue en el cual la potencia de las capas va disminuyendo hacia el interior de la Cuenca del Ebro y que queda con las capas engrosadas a partir de una superficie axial que buza unos 45° hacia el sur. Este engrosamien-

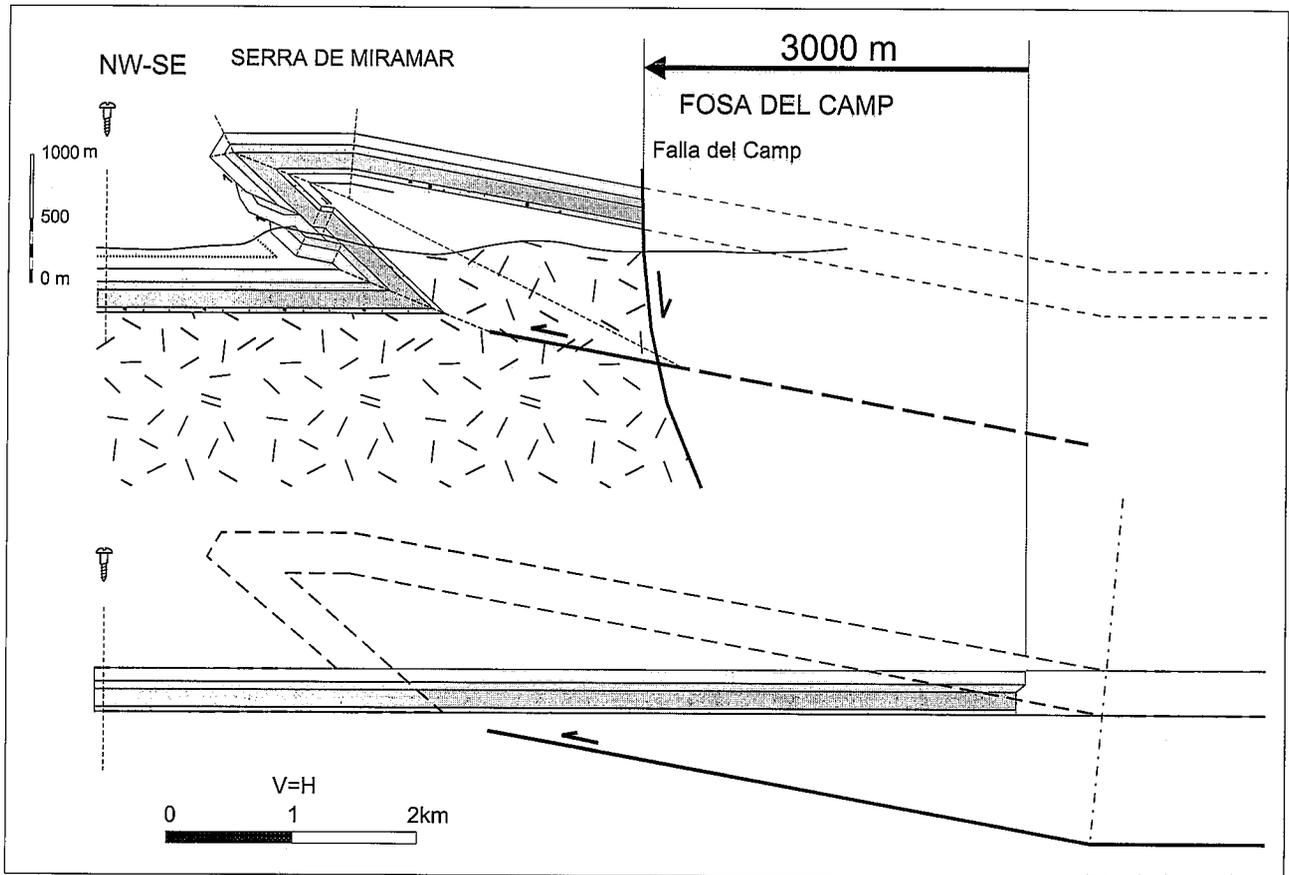


Figura 5.- Corte geológico compensado de la Serra de Miramar, próximo al contacto con el bloque de Prades, cerca de la población de La Riba. En este caso, parte del acortamiento del Muschelkalk medio e inferior se resuelve con dos cabalgamientos locales que interpretamos como estructuras *out-of-the-syncline*. Se muestra el estado inicial indeformado y el acortamiento producido. Ver la leyenda en la figura 3.

to de las capas en el flanco del pliegue resulta de la necesidad de construir el corte sin surco sedimentario en el borde de cuenca, ya que los datos del perfil sísmico ESCI (Sàbat *et al.*, 1997) muestran un reflector subhorizontal interpretado como la base del Triásico, cuya profundidad está calada mediante el pozo SENANT-1 (Lanaja, 1987), (Fig. 7). El origen de este engrosamiento se puede buscar en: 1) la existencia de un surco sedimentario alargado y estrecho al frente de las Muntanyes de Prades, que quedase horizontal después del plegamiento; o bien, 2) la dinámica de plegamiento (causas tectónicas). La presencia de un surco implicaría flexión litosférica que formara un surco con una longitud de onda pequeña en esta zona de la Cuen-

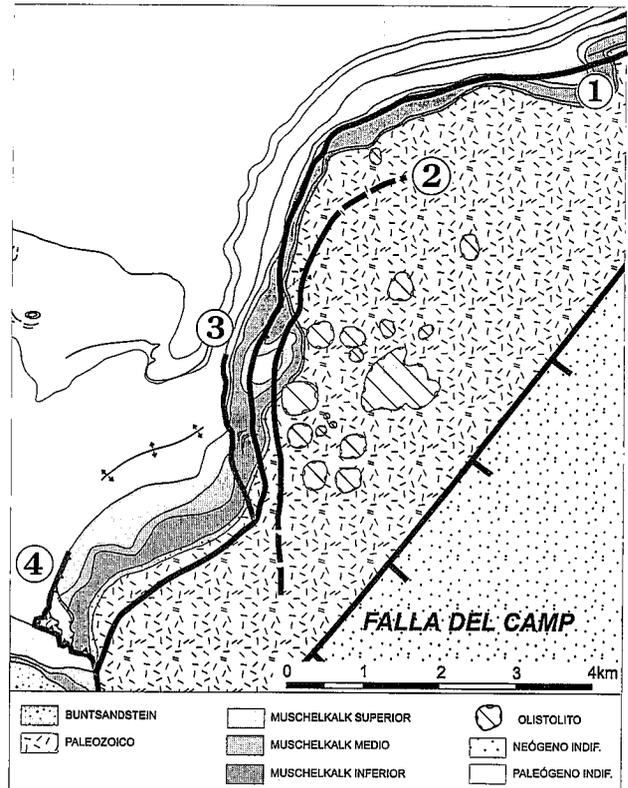


Figura 6.- Interpretación de la situación de las fallas principales de la Serra de Miramar. Las líneas 1 y 2 representan el reflejo en superficie de la línea de contorno de los dos cabalgamientos principales de la sierra. Las líneas 3 y 4 corresponden a fallas que afloran en superficie y que coinciden con el inicio de los dos arcos que, en mapa, dibuja la estructura de la Serra de Miramar; estas fallas pueden ser responsables de la forma comentada y pueden ser reflejo del componente direccional en el desplazamiento a lo largo de la falla del Camp durante el Paleógeno. En el corte de la figura 5, la falla 2 quedaría hacia el traspaís, por lo que no deformaría a la falla 1 en dicha sección.

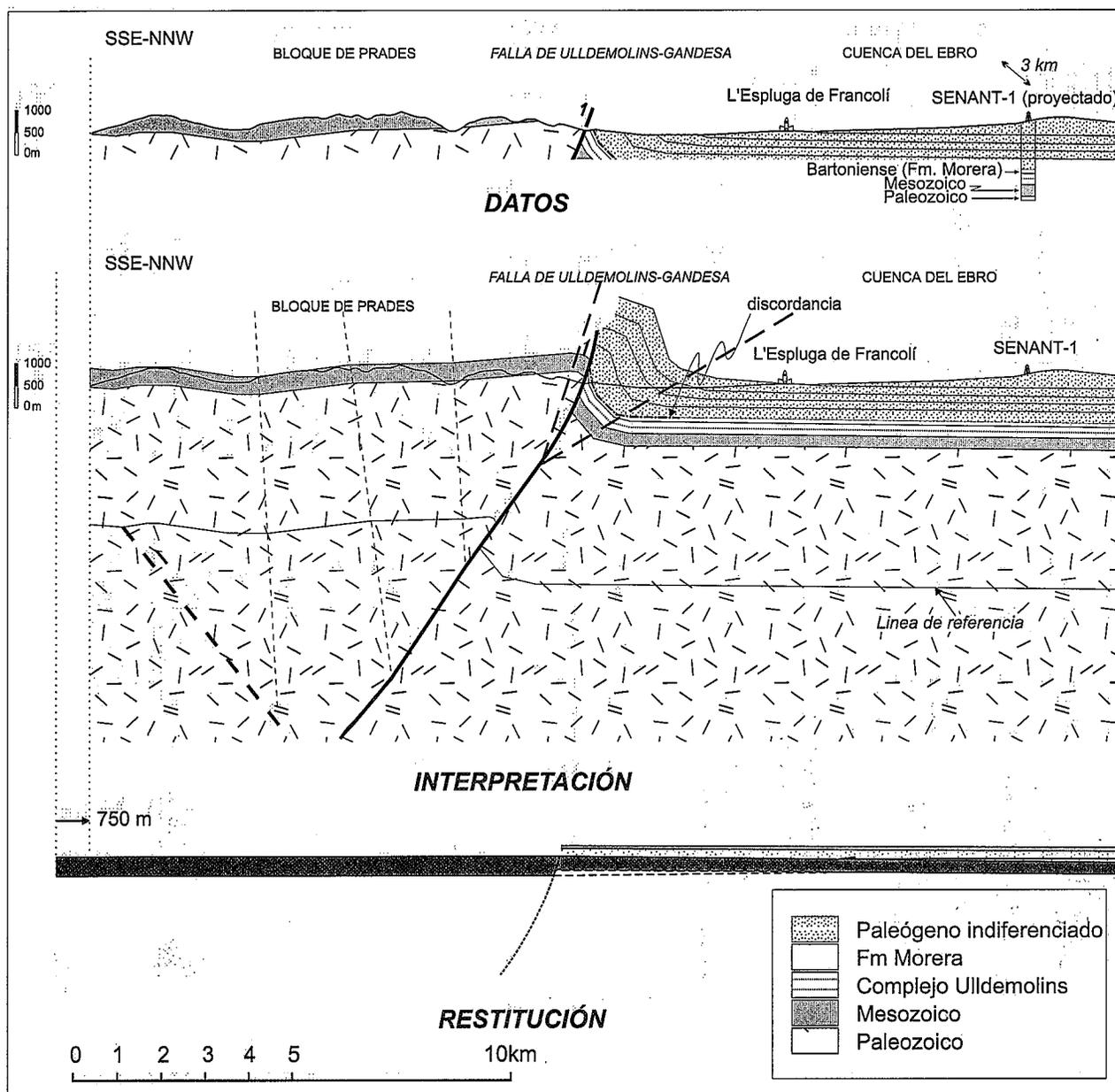


Figura 7.- Corte geológico compensado a través del bloque de Prades, en la transversal de L'Espluga de Francolí. En esta figura se muestran los datos para la realización del corte y la interpretación de los mismos. Tanto la curvatura de la falla como su buzamiento en profundidad están deducidos a partir del buzamiento de los materiales mesozoicos aplicando el método geométrico que describe Erslev (1986) para levantamientos que afectan al zócalo. El engrosamiento de las capas terciarias del sinclinal adyacente a la falla Ulldemolins-Gandesa puede explicarse mediante el modelo de *trishear* de Erslev (1991), que supone la existencia de una superficie triangular, limitada por dos superficies axiales, dentro de la cual se produce la deformación que engrosa las capas.

ca del Ebro, que por el carácter del contacto con Prades (un cabalgamiento con poco salto y de buzamiento bastante elevado, lo cual sitúa muy poco peso encima de la cuenca) parece una opción muy poco plausible. Otra posibilidad sería pensar en un origen tectónico para el engrosamiento de las capas en el sinclinal de la estructura. Son varios los autores que proponen engrosamientos tectónicos en los sinclinales de pliegues de propagación tanto en modelos geométricos (Erslev, 1991), análogos (Chester *et al.*, 1988) y numéricos (Ford *et al.*, 1997; ver figura 25 de estos autores). Concretamente, Erslev (1991) comenta la formación de

cizallas triples (*trishear*) a partir del punto de contorno (en corte) de algunas fallas dentro del triángulo que, en dos dimensiones, forman dos superficies axiales que divergen con un determinado ángulo a partir de dicho punto. Dentro de este triángulo, según el mismo autor, cabe la posibilidad de que las fallas se propaguen siguiendo trayectorias lítricas, originando de esta manera basculamientos en el flanco caudal de pliegues de propagación tal y como el que se observa en Prades (Fig. 7). Se plantea pues la posibilidad de que en la estructura norte del Macizo de Prades exista un pliegue de propagación con unas características similares a las que

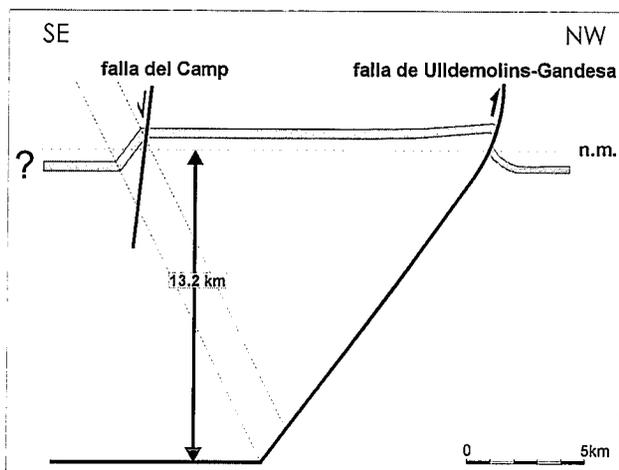


Figura 8.- Construcción geométrica para el cálculo del nivel de despegue de la estructura de Prades. Se ha situado el flanco caudal de la estructura en el bloque superior de la falla del Camp, próximo a ésta y antes del funcionamiento de la misma. Se ha asumido que el flanco caudal tiene el mismo buzamiento que la falla inversa en profundidad. Mediante el trazado de las superficies axiales que bisecan el flanco caudal y la cresta del pliegue, se sitúa el punto donde la falla cambia de buzamiento y pasa a ser horizontal. El buzamiento y curvatura de la falla en profundidad está dibujado igual que en la figura 7. Resulta un nivel de despegue a unos 13 km de profundidad, que es un valor mínimo, ya que la inflexión en el flanco caudal de la estructura de Prades, se ha colocado inmediatamente al SE de la falla del Camp.

describe Erslev (1991); no hemos realizado ningún estudio de la deformación interna de los materiales comprendidos en el interior de esta zona triangular, por tanto, lo planteamos como una simple posibilidad.

El nivel de despegue de dicho pliegue lo situamos alrededor de los 13 km bajo en nivel del mar, profundidad calculada geoméricamente situando el flanco caudal del pliegue, no aflorante en superficie, en un mínimo próximo a la falla normal neógena del Camp, que corta la estructura tabular de Prades (Fig. 8). Roca y Guimerà (1992) sitúan a unos 12 km de profundidad el nivel regional calculado para las fallas normales lístricas que actuaron durante la distensión neógena. Este dato concuerda con una zona subhorizontal de baja resistividad eléctrica que Pous *et al.* (1995) sitúan a unos 12 km a lo largo de toda la Cuenca del Ebro en un perfil de magnetotelúrica coincidente con el perfil ECORS (ECORS Pyrenees Team, 1988). En este perfil, los cuerpos de baja resistividad coinciden, en la corteza superior, con zonas de falla importantes.

La falla que da lugar a la flexión de dirección NNW-SSE que afecta al límite E de Prades podría seguir el mismo nivel de despegue. En esta zona la cobertera tiene unas características diferentes de la cobertera en la Serra de Miramar (Fig. 9): 1) la potencia del Buntsandstein es de unos 100 m, mientras que en Miramar es de un máximo de 30 m; 2) el Muschelkalk superior en Prades se depositó en un ambiente de plataforma marina, mientras que en Miramar el ambiente deposicional durante el mismo periodo de tiempo era marino somero. Esto indica que, durante estas dos eta-

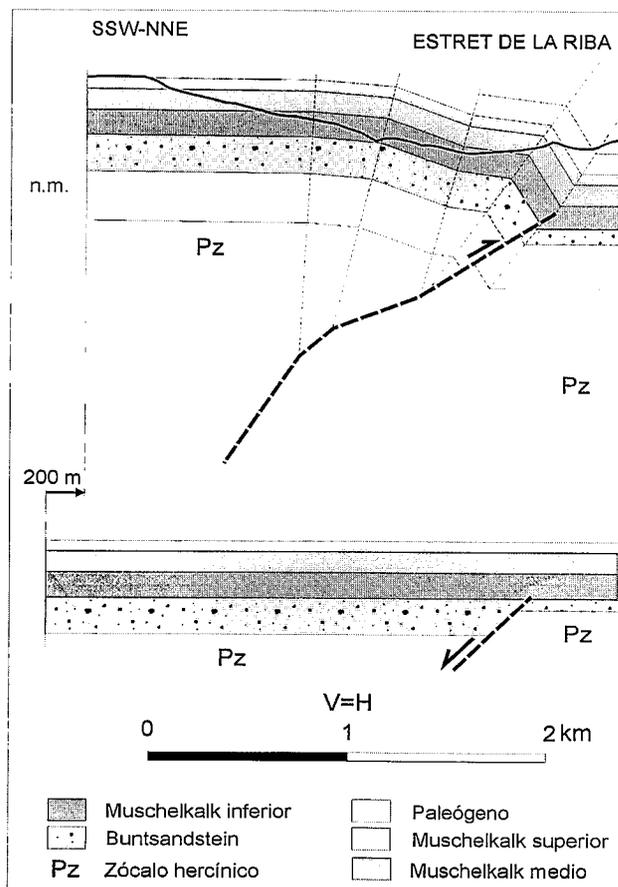


Figura 9.- Corte a través de la flexión que limita al este de las Muntanyes de Prades. La inversión de una falla normal preexistente, que afecta principalmente al Buntsandstein, provoca la formación del pliegue de propagación que constituye la flexión citada anteriormente.

pas, el bloque de Prades experimentó más subsidencia que la Serra de Miramar. Interpretamos que esta subsidencia tuvo lugar por el funcionamiento de la falla del Francolí, de dirección NNW-SSE, como falla normal. De la misma manera se puede especular si la falla de Ulldemolins-Gandesa actuó, al igual que la del Francolí, como falla normal aprovechando fracturas que jugaron como normales durante el Mesozoico.

El acortamiento calculado en una dirección NNW-SSE, como la que sigue el corte de la figura 7, es de unos 750 m, mientras que en un corte perpendicular a éste, situado más al sur y que muestra la flexión del límite E del bloque de Prades, el acortamiento es de unos 200 m (Fig. 9). El cabalgamiento ciego que origina la flexión vergente al este de la situación de la figura 9 acaba aflorando y aumentando su salto hacia el norte.

Discusión

Etapas de deformación

El levantamiento del bloque de Prades se puede datar mediante la discordancia entre la formación Morera (Bartoniense) y la formación Montblanc (Bartoniense sup.-Priaboniense), cartografiable pocos metros al NE

de las Muntanyes de Prades. Este hecho permite asignar una edad Bartonense superior para la deformación del bloque de Prades en esta zona. Dicha edad coincide con la de la formación de un gran pliegue en la zona de Montserrat (López Blanco, 1996), más hacia el NE en la Cadena Costera Catalana. No obstante, el acortamiento producido por aquella estructura es de 1800 m, mientras que en la zona de estudio es de 750 m. Éste es un valor válido para todo el norte de las Muntanyes de Prades ya que, según Colombo y Vergés (1992), existe un acortamiento de 700 m para un corte entre Vilanova de Prades y el Vilosell al SW del área de estudio.

En la Serra de Miramar no hay sedimentos con restos paleontológicos que permitan datar su formación. Únicamente se puede estimar una edad aproximada a partir de los conglomerados que afloran al frente de la sierra, en la población de Prenafeta, considerados como expansiones tempranas del sistema aluvial de Sant Miquel del Montclar, situado al NE de la Serra de Miramar. Estos conglomerados no muestran abanicos de capas de escala cartográfica ni acuñaamientos visibles que permitan deducir que sean sintectónicos respecto a los pliegues visibles de Miramar. En todo caso, y ya que dichos conglomerados están plegados, la deformación ha de ser posterior al depósito de los mismos, que tuvo lugar entre el Bartonense y el Priabonense (Colldeforns *et al.*, 1994).

Características de las estructuras principales

Son tres las estructuras de orden mayor que juegan el papel más importante en la estructura de la zona de estudio: la falla de Ulldemolins-Gandesa y la falla del Camp, ambas con dirección WSW-ENE, y la falla del Francolí, con dirección aproximadamente perpendicular, NNW-SSE (Fig. 2). De todas ellas, la única cuya preexistencia como falla normal mesozoica está bien establecida es la falla del Francolí.

La falla del Francolí tiene como reflejo en superficie un pliegue de propagación vergente al ENE, tal y como se ha visto en apartados anteriores. El salto de la falla aumenta hacia el NNW, pero ni éste ni el levantamiento vertical que implica la falla son cuantitativamente importantes. El acortamiento en el corte de La Riba es de unos 200 m, mientras que en el corte de Montblanc, paralelo al anterior y unos 4 km al NNW, el acortamiento es del orden de los 400 m.

El hecho que la falla del Francolí separe dos dominios sedimentarios con características diferentes durante el Buntsandstein y el Muschelkalk superior, tanto en lo que se refiere a potencia de una facies a lado y lado de la falla como a ambientes deposicionales distintos, indica una estructura de inversión tectónica en el bloque de Prades. No es seguro que la falla de Ulldemolins-Gandesa haya sido invertida de la misma manera que la del Francolí, ya que, aunque existen diferencias de espesores en las facies al norte y al sur de la falla, no puede determinarse si este cambio coincide con la falla de Ulldemolins-Gandesa: la potencia de las facies al sur de la falla es de 413 m entre el

Buntsandstein y el Muschelkalk, mientras que unos 10 km al norte de la misma, en el sondeo SENANT-1, es de 193 m, también entre el Buntsandstein y el Muschelkalk.

Se ha considerado un nivel de despegue único para las tres fallas principales, situado a unos 12 km de profundidad tal y como se ilustra en el bloque diagrama de la figura 10. En esta figura también se muestra que hay dos frentes de deformación con características y acortamientos diferentes. Uno con pliegues de propagación despegados a pocos kilómetros de profundidad y con acortamientos superiores a 2000 m y otro con un pliegue de propagación desarrollado a partir del nivel de despegue regional (12 km), probablemente resultado de inversión tectónica y con acortamientos menores que en el caso anterior.

El contexto de deformación regional

La zona de estudio ha sido interpretada como una zona de relevo contractivo (Anadón *et al.*, 1985), entre las fallas direccionales sinistras del Camp y de Ulldemolins-Gandesa. Según esta interpretación, la falla del Francolí, de dirección aproximadamente perpendicular a las anteriores, sería un *push up* y provocaría, conjuntamente con la falla de Ulldemolins-Gandesa, el levantamiento del bloque de Prades.

Según los datos aportados aquí, se deducen una serie de características para las estructuras de la zona de estudio:

En lo que respecta al bloque de Prades, el acortamiento de las estructuras es más importante paralelamente a una dirección N-S (700 m) que en direcciones perpendiculares a la falla del Francolí (200 y 400 m), donde aumenta hacia el NNW. Si consideramos estas fallas como dos rampas oblicuas, el salto en la dirección de buzamiento será mayor en aquella que guarde un ángulo mayor con la dirección de transporte.

Los acortamientos obtenidos en la parte frontal de las dos fallas principales de orientación ENE-WSW son diferentes entre sí: mientras al frente de la falla del Camp el acortamiento está alrededor de los 2500 m, al frente de la falla de Ulldemolins-Gandesa el acortamiento es de 700 m. Estos dos valores de acortamiento diferentes tienen lugar en estructuras diferentes. El pliegue invertido de la Serra de Miramar se encuentra en una posición más hacia el traspais que las estructuras de Prades, y las corta. Encontramos plausible suponer una continuación de las estructuras de Miramar hacia el SW, a lo largo del borde SE de las Muntanyes de Prades, actualmente hundido en la fosa del Camp.

El valor del acortamiento estimado tanto para las Muntanyes de Prades (700 m) como para la Serra de Miramar (2500 m) no parece suficiente para explicar la deformación experimentada en la zona donde, en el primer caso un bloque de zócalo de varios kilómetros de anchura se levanta una media de unos 1500 m en la zona de estudio. Esto nos hace suponer la existencia de más estructuras hacia el traspais de ambas estructuras, enmascaradas por la distensión neógena, que implicarían

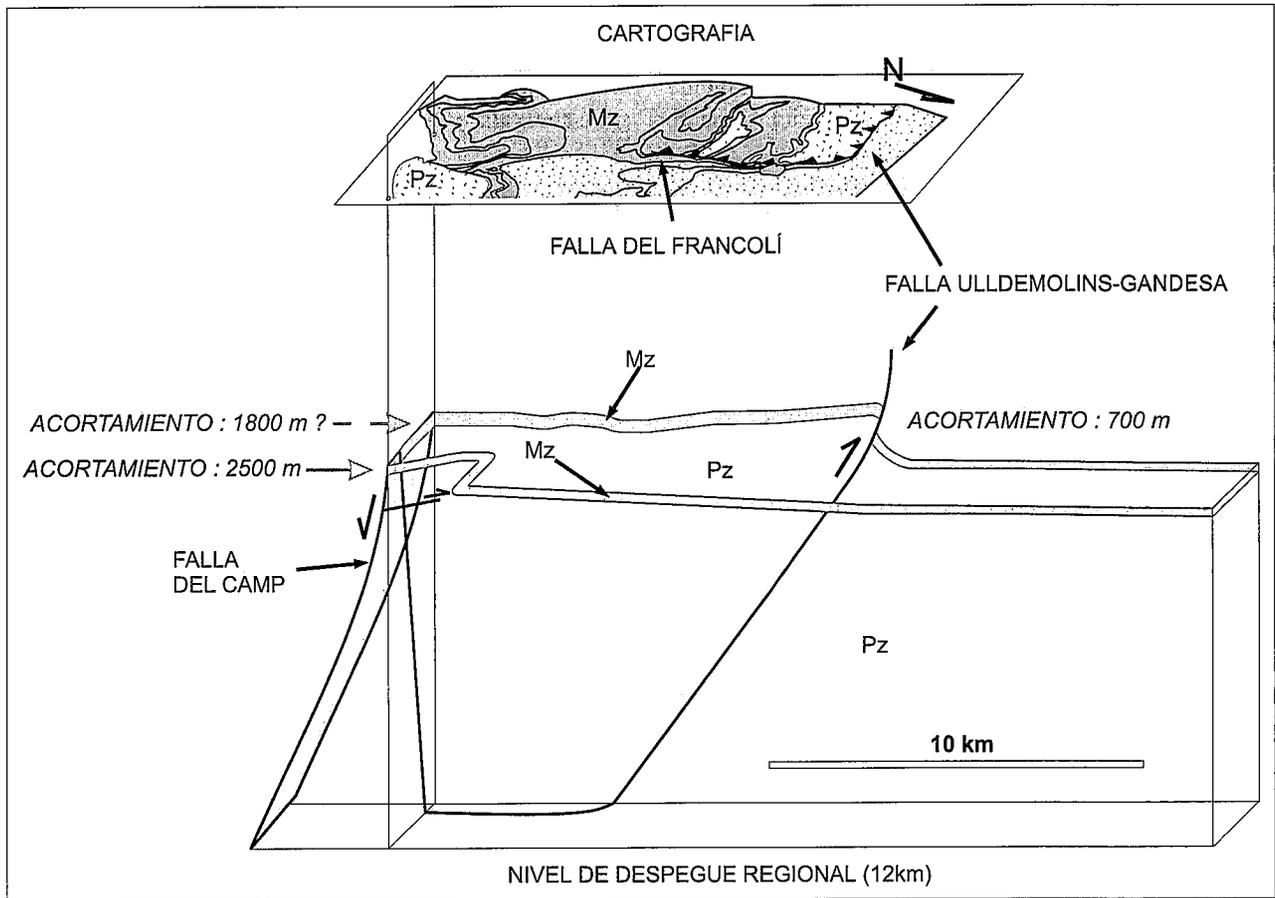


Figura 10.- Bloque diagrama en el que se muestra la situación de las fallas principales de la zona de estudio y su relación entre ellas y con el nivel de despegue regional. Tal y como se observa en la figura, el acortamiento que implican las estructuras de la Serra de Miramar es mucho mayor que el de las estructuras de Prades. Se sugiere la posibilidad de que hubiera estructuras en el bloque superior de la falla del Camp con una cantidad de acortamiento suficiente para igualar el de las dos transversales.

un acortamiento mucho mayor, capaz de producir el engrosamiento cortical necesario para la formación del relieve creado durante la deformación paleógena, que es esperable que fuera del orden de decenas de kilómetros.

No se han encontrado pruebas de la existencia movimientos direccionales en la zona de estudio, por lo que nos hemos de referir al contexto regional de la Cadena Costera Catalana para discutir el modelo de deformación. En ella existen indicadores cinemáticos que indican un componente direccional sinistro en las fallas NE-SW:

- *fault-gouges* en la falla del Vallès (Julià y Santanach, 1984).
- estrías horizontales en las Montañas de Prades (Farena-Capafonts, al SW de la zona de estudio) (Anadón *et al.*, 1985).
- Pliegues *en échelon* en la Serra de Cavalls-Pàndols, (Anadón *et al.*, 1985; Guimerà, 1988).

Las estructuras descritas en el presente trabajo, son típicas de sistemas contractivos (sistemas de cabalgamientos y pliegues), pero conjuntamente con los componentes direccionales descritos, apuntan hacia una deformación direccional convergente o a una convergencia oblicua. La formación simultánea de estructuras direccionales y contractivas paralelas entre ellas,

o muy próximas en orientación, es conocida (Eisbacher, 1984; Mount y Suppe, 1987). Recientemente, Casas *et al.* (1998), utilizando unos modelos analógicos, llegan a la conclusión de que si el valor del acortamiento perpendicular a la falla direccional de zócalo es igual o superior al valor del desplazamiento direccional, se obtiene en la cobertera pliegues paralelos a la falla de zócalo con la misma geometría que pliegues puramente contractivos. Con los datos de que disponemos, no podemos cuantificar la relación entre los componentes direccionales y contractivos en la zona de estudio. No obstante, dada la formación de estructuras de geometría típicamente contractivas con orientación paralela a fallas que muestran componente direccional, y que ambas parecen haber actuado simultáneamente, entendemos que el modelo de deformación direccional convergente o de convergencia oblicua es el más adecuado para explicar la formación de la Cadena Costera Catalana.

Conclusiones

Durante el Mesozoico, al menos durante el depósito de las facies Buntsandstein (Scythiense-Anisiense inf.-medio) y Muschelkalk superior (Ladiniense inf.-

Ladiniense sup.), tienen lugar etapas de *rifting* en el área de estudio mediante el funcionamiento de la falla del Francolí y posiblemente el de la falla de Ulldemolins-Gandesa.

Las estructuras alpinas de la zona se produjeron como consecuencia de la reactivación de éstas y otras fallas de zócalo. Dicha reactivación dio lugar a pliegues y cabalgamientos de diversos estilos, formados en un contexto de convergencia oblicua. El resultado de esta deformación depende de la situación del nivel de despegue y de la forma de la cuenca extensiva previa a la inversión tectónica.

La deformación alpina en la zona de estudio se produjo alrededor del límite entre el Bartonense y el Priabonense, tanto en la Serra de Miramar como en la parte nororiental de las Muntanyes de Prades.

Los acortamientos calculados en la Serra de Miramar y las Muntanyes de Prades (alrededor de 2500 m y 700 m respectivamente) son demasiado bajos para explicar el relieve tectónico (del orden de 1500 m) producido y, por tanto, el engrosamiento cortical que éste implica; de ello se deduce la necesidad de la existencia de estructuras contractivas al SE de la zona estudiada, que puedan producir dicho engrosamiento, hoy en día enmascaradas por las estructuras extensivas neógenas.

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto PB94-0908 y PB95-1142-C0201 de la DGICYT. Los autores agradecen a E. Roca y a dos revisores anónimos los comentarios que han mejorado el trabajo.

Bibliografía

- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J. y Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, eds), *Spec. Publ. Econ. Paleont. Mineral.*, 37: 303-318.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. y Solé Sugrañes, L. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispanica*, 14: 242-270.
- Calvet, F., March, M. y Pedrosa, A. (1987): Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk Superior de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 171-197.
- Calvet, F. y Marzo, M. (1986): El ciclo Triásico al marge oriental de Ibèria i al domini Beticobalear. *Hª Natural dels Països Catalans. Volum I, Geologia. Enciclopèdia Catalana*. Barcelona, p. 253-278.
- Calvet, F. y Marzo, M., (1994): El Triásico de las Cordilleras Costero Catalanas: estratigrafía, sedimentología y análisis secuencial. *III Coloquio de Estrat. y Paleog. del Pérmico y Triásico en España, Guía de Excursión*, 53 p., Cuenca.
- Calvet, F. y Ramón, X. (1987): Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk Inferior de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 141-169.
- Calvet, F., Solé, N. y Torrentó, Ll. (1985): Análisis palinológico del Triásico de los Catalánides. En: *II Col. Estr. y Pal. del Pérmico i Triásico de España* (Resúmenes), 113-115.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Gapais, D., Nalpas, T. y Román Berdiel, T. (1998): Modelización analógica de estructuras asociadas a compresión oblicua y transpresión. Ejemplos del NE peninsular. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 331-344.
- Chester, J.S., Spang, J.S. y Logan, J.M. (1988): Comparison of thrust fault rock models to basement-cored folds in the Rocky Mountain foreland. *Geol. Soc. America Mem.* 171: 65-74.
- Colldeforns, B., Anadón, P. y Cabrera, L. (1994): Nuevos datos sobre la litoestratigrafía del Eoceno-Oligoceno inferior de la zona suroriental de la Cuenca del Ebro (sector Pontils-Montblanc, provincias de Tarragona y Barcelona). *Geogaceta*, 16: 98-101.
- Colombo, F. (1980): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 609 p., (inédita).
- Colombo, F., Moya, S., Checa, L., Agustí, J. y Köhler, M. (1995): Yacimientos de vertebrados en los materiales paleógenos de la zona de Ulldemolins y Conca de Barberà, (Cuenca del Ebro, Tarragona): significado estratigráfico. *Geogaceta*, 17: 31-34.
- Colombo, F. y Vergés, J., (1992): Geometría del margen SE de la Cuenca del Ebro: discordancias progresivas en el grupo Scala Dei. Serra de la Llana (Tarragona). *Acta Geol. Hispanica*, 27(1/2):3 3-53.
- ECORS-Pyrénées Team, (1988): The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrénées. *Nature*, 331:508-510.
- Eisbacher, G.H. (1984): Pericollisional strike-slip faults and synorogenic basins, Canadian Cordillera. En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, eds), *Spec. Publ. Econ. Paleont. Mineral.*, 37: 265-282.
- Erslev, E.A. (1986): Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts. *Geology*, 14: 259-262.
- Erslev, E.A. (1991): Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19: 617-620.
- Ferrer, J. (1971): El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). *Mem. Suisses. Paléont.*, 90: 1-70.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J. y Hardy, S. (1997): Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Jour Struct. Geol.*, 19(3-4): 413-441.
- Gómez, M. (1997): *Estil de plegament i deformació alpina de la Serra de Miramar i l'acabament NE de les Muntanyes de Prades*. Tesis de Licenciatura, Fac. de Geologia, Univ. de Barcelona. 94 p., 1 mapa, (inédita).
- Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the north-eastern Iberian peninsula. *Geol. Magazine*, 121: 413-420.
- Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona. 600 p., (inédita).
- Julià, R. y Santanach, P. (1984): Estructuras de salbanda de falla paleógena de la falla del Vallès-Penedès (Cadenas Costeras Catalanas): su relación con el desplazamiento de la falla. *Primer Congreso Español de Geología*, Segovia, v.1. 47-59.
- Lanaja, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*, 465 p., IGME, Madrid.
- López Blanco, M. (1996): *Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de St. Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirenaica)*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 238 p. (inédita).

- Marzo, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona. 317 p., (inédita).
- Mount, V.S. y Suppe, J. (1987): State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics. *Geology*, 15: 1143-1146.
- Pous, J., Ledo, J., Marcuello, A. y Daignières, M. (1995): Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the Central Pyrenees. *Geophys. J. Int.* 121: 750-762.
- Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994): Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona del Alto Tajo (Guadalajara). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 19: 163-174.
- Roca, E. y Guimerà (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 203-218.
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estévez, A. y Santisteban, C. (1997): Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-València Trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. España*, 8(4): 431-448.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 83: 409-454.

Manuscrito recibido el 18 de Febrero de 1999

Aceptado el manuscrito revisado el 23 de Julio de 1999