

# DESARROLLO DE UN ANTICLINORIO POR TRANSPRESIÓN, AISLANDO UNA CUENCA SEDIMENTARIA MARGINAL (BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO, TARRAGONA)\*

A. Teixell (\*\*)

## RESUMEN

Las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant consisten en una banda de deformación situada entre dos bloques poco deformados correspondientes a las cuencas del Ebro y de Móra. Su estructura es un anticlinorio, constituido en detalle por un sistema de pliegues oblicuos menores «en échelon». Estos fueron originados en una banda de transpresión con una componente direccional sinistra, relacionada con un accidente de zócalo. El anticlinorio está desarrollado principalmente en materiales mesozóicos, mientras que en las áreas adyacentes afloran materiales terciarios. Los niveles inferiores del Terciario (Paleógeno inferior) son similares a ambos lados del anticlinorio y predatan su formación. Registran la sedimentación en el interior de la primitiva Cuenca del Ebro, lejos de su borde activo. Como consecuencia del desarrollo del anticlinorio en el interior de la Cuenca del Ebro, se formó un relieve-barrera lineal que aisló de ésta una pequeña cuenca marginal (Cuenca de Móra). Este proceso está registrado en los niveles superiores del Terciario (Paleógeno superior), que son de carácter terrígeno de grano grueso. La Cuenca de Móra es, por tanto, una cuenca paleógena formada durante la compresión alpina en el ámbito de la Cadena Costera Catalana y el margen sudoriental de la Cuenca del Ebro.

**Palabras clave:** Transpresión, Tectónica-sedimentación, Cuenca del Ebro, Paleógeno.

## ABSTRACT

The present paper documents a new case on strike-slip deformation and the associated basin formation and contemporaneous sedimentation. The area of study is located in the southeastern margin of the Ebro Basin, adjacent to the Catalan Coastal Range (northeastern Iberian Peninsula). The «sierras» de Pàndols, de Cavalls y del Montsant area consist of a band of intense deformation situated between two little deformed blocks corresponding to the Ebro and Móra basins. Its structure is a complex anticlinorium, in which minor oblique «en echelon» folds occur. These folds were originated in a transpression zone, with a sinistral shear component, related to a basement fault zone. The anticlinorium is developed chiefly in Mesozoic materials, whereas Tertiary rocks outcrop on the adjoining low-relief areas. The lower Tertiary beds (lower Paleogene) are similar in both sides of the anticlinorium and predate its formation. They were deposited in the primitive Ebro Basin, far from the active border at that time. The progressive development of the anticlinorium by transpression in the interior of the basin resulted in a linear orographic relief which acted as a barrier and isolated a small marginal sedimentary basin (Mora Basin). This process is recorded by coarse clastics of upper Paleogene age. Therefore, the Mora Basin was formed during the Paleogene alpine compression in the domain of the Catalan Coastal Range and the southeastern margin of the Ebro Basin and it is thus unrelated to the Neogene rifting that took place in other areas of the northeastern Iberian Peninsula.

**Key words:** Transpression, Tectonics and sedimentation, Ebro Basin, Paleogene.

Teixell, A. (1988): Desarrollo de un anticlinorio por transpresión, aislando una cuenca sedimentaria marginal (Borde oriental de la cuenca del Ebro, Tarragona). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 229-238.

Teixell, A. (1988): Transpressive development of an anticlinorium, isolating a small marginal sedimentary basin (Eastern margin of the Ebro basin, Tarragona). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 229-238.

## 1. INTRODUCCIÓN

En la última década, a partir de los trabajos pioneros de Crowell (1974 a, b), la sedimentación y sus rela-

ciones con la tectónica en regímenes de dirección ha sido objeto de creciente atención (i.e. Ballance y Reading, 1980; Biddle y Christie-Blick, 1985). En el actual estado de conocimiento, el trabajo presente documenta un ca-

(\*) Trabajo realizado en el Dpto. de Geología Dinámica, Paleontología y Geofísica de la Universidad de Barcelona en el marco del Proyecto 3170/83 de la CAYCIT.

(\*\*) Inst. Geol. Min. España c/ Mayor, 20. 22700 JACA (Huesca).

so más sobre los resultados de la deformación en áreas sometidas a tectónica direccional y su influencia en la sedimentación contemporánea. Este ejemplo presenta características singulares y consiste en el desarrollo por transpresión de una estructura positiva marcadamente lineal —en concreto un anticlinorio complejo— en una área situada en el interior de la Cuenca del Ebro, pero muy cerca de su borde. El levantamiento progresivo del anticlinorio causó el aislamiento de una pequeña cuenca sedimentaria sinorogénica (Cuenca de Móra) entre éste y el hasta entonces borde principal de la cuenca del Ebro en el área considerada.

El reconocimiento de la estructura interna del anticlinorio y de los bordes de las cuencas adyacentes ha permitido establecer sus relaciones y la evolución geológica del conjunto durante el ciclo alpino (Teixell, 1986).

## 2. EL MARCO GEOLÓGICO

La zona estudiada se encuentra en la parte meridional de la Cadena Costera Catalana, en el contacto entre ésta y la cuenca terciaria del Ebro (Fig. 1). La estructura básica de la Cadena Costera Catalana está caracterizada por la existencia de grandes fallas de zócalo, orientadas aproximadamente NE-SW. Estos accidentes condicionan, en la cobertera mesozóica y terciaria, la presencia de unas bandas estrechas donde se concentra la deformación de mayor intensidad, entre las cuales hay bloques menos deformados (Julivert *et al.*, 1974; Guimerà, 1983, 1984). La historia de estas fallas es larga: su origen es probablemente tardihercínico y, durante la compresión alpina paleógena, tuvieron un movimiento direccional dominante de tipo sinistral-inverso, a veces de carácter transpresivo, resultado de una compresión regional N-S, como se desprende del análisis de las estructuras y de los sedimentos contemporáneos a la deformación (Guimerà, 1983, 1984; Anadón *et al.*, 1985). Durante este episodio, la parte oriental de la Cuenca del Ebro se comporta como la cuenca de antepaís de la Cadena Costera Catalana. Posteriormente, durante el Neógeno, en el ámbito de la cadena tuvo lugar una distensión generalizada que hizo jugar a algunos de estos accidentes como fallas normales, con la subsiguiente sobreimpresión de un sistema de fosas tectónicas (Llopis, 1947; Fontboté, 1954).

Dentro de este marco, la alineación montañosa de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant constituye una banda de cobertera deformada de las antes referidas. Consiste en un anticlinorio alargado (30 km de longitud por 3 km de anchura media), que separa la cuenca del Ebro de una cuenca interna de dimensiones reducidas conocida como Cuenca de Móra (Fig. 1).

## 3. LOS MATERIALES INVOLUCRADOS

En el anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant afloran principalmente materiales

mesozóicos. El zócalo paleozóico aflora en la parte NE (área del Priorat), y, en ciertas áreas sinclinales, han sido preservados materiales de la parte basal del Terciario (Fig. 1). Las cuencas del Ebro y de Móra están rellenas de sedimentos terciarios de carácter sintectónico. En concreto se ha dedicado atención a los que afloran en los márgenes de dichas cuencas lindantes con el anticlinorio, que son los que reflejan con mayor fidelidad la actividad tectónica en la zona considerada.

La estratigrafía del Mesozóico no difiere en líneas generales de la reconocida en áreas adyacentes como la parte septentrional del bloque de Cardó (Robles, 1975). Están representados el Triásico, en típica facies germánica, el Lías, y, directamente sobre éste, el Albiense y el Cretácico superior. Predominan las facies carbonáticas, aunque los últimos niveles del Cretácico corresponden a arcillas lateríticas de colores violáceos y origen continental.

### 3.1. El Terciario

Los materiales terciarios se disponen en discordancia sobre diferentes niveles de la serie mesozóica. Muestran una diversidad estratigráfica considerable y frecuentes discordancias internas, lo que indica su carácter sintectónico. Se presentan exclusivamente en facies continentales, por lo que su datación precisa es problemática. Entre los trabajos previos que hacen referencia a estos materiales cabe destacar los de García Boada (1974) y Colombo (1980).

Los tramos inferiores del Terciario son comunes a ambas cuencas sedimentarias (figs. 2 y 3), mientras que los superiores tienen características propias en cada una de ellas —en la Cuenca de Móra reflejan el relleno de una cuenca individualizada de la Cuenca del Ebro—. De acuerdo con estos criterios, y con validez para el ámbito de la zona estudiada, se han diferenciado las unidades deposicionales siguientes:

*Ciclo deposicional inferior.* Aflora con características similares en los márgenes de las cuencas del Ebro y de Móra, así como localmente en áreas sinclinales del anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant. Está constituido por sedimentos de carácter distal, depositados lejos del borde activo de la cuenca, donde se distinguen:

- Calizas lacustres de base-calizas nodulosas y pisolíticas blancas y rosadas, que forman un nivel discontinuo. Fueron atribuidas al Thanetiense por Colombo (1980).
- Lutitas con yesos, calizas y areniscas (Grupo de Cornudella, Colombo, 1980). Su edad es difícil de precisar, debido a la escasez de fósiles, pudiendo corresponder según el citado autor desde el Paleoceno superior al Eoceno medio.

*Ciclo deposicional superior.* Está constituido principalmente por materiales terrígenos, de grano grueso (conglomerados y areniscas). Las unidades estratigráfi-

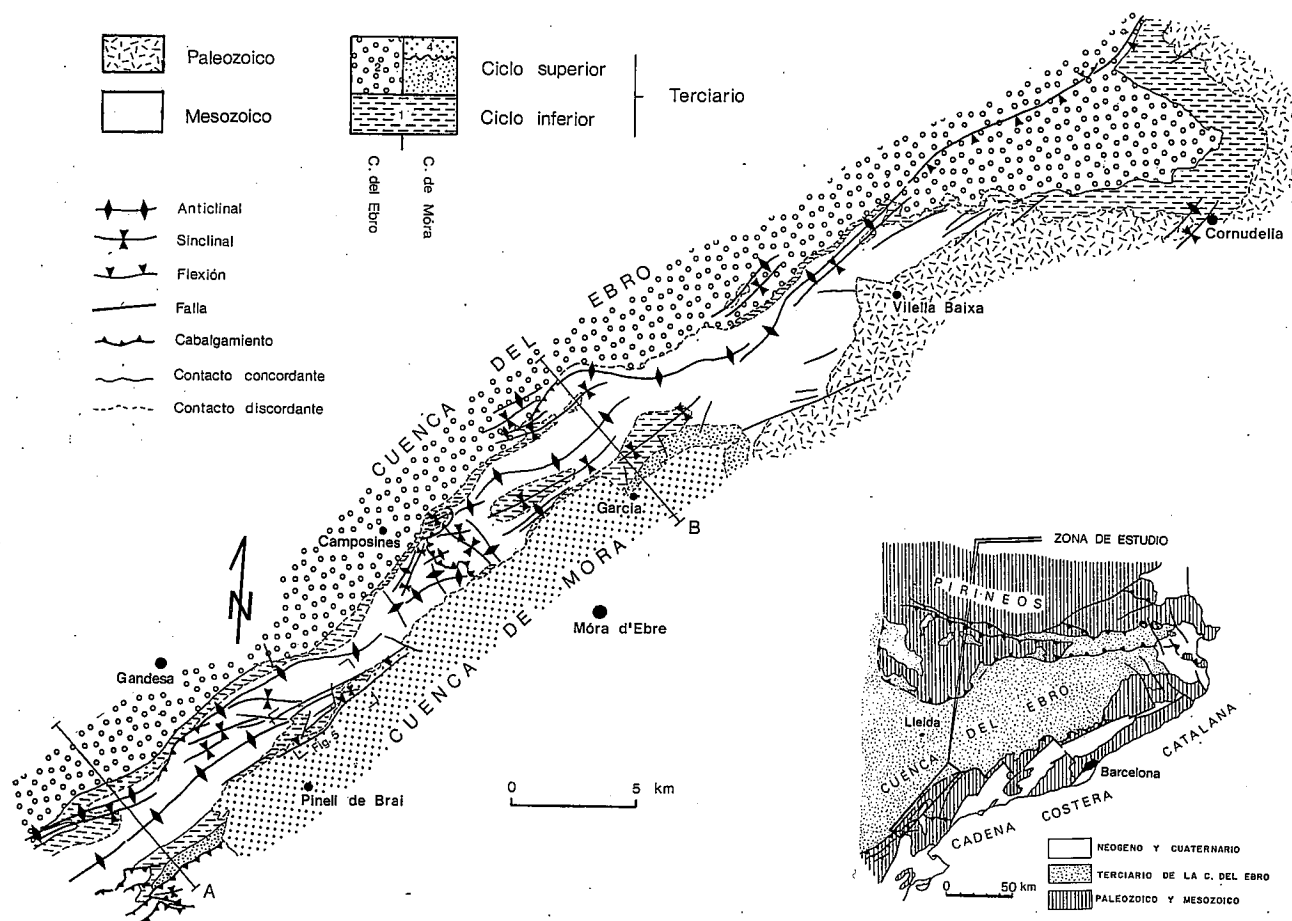


Fig. 1.—Mapa tectónico del anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant y de los márgenes adyacentes de las cuencas del Ebro y de Móra. A y B indican la localización de los cortes geológicos de la Fig. 4, y se muestra también la localización de la Fig. 5. En la leyenda del Terciario: 1: Calizas lacustres de base y Grupo de Cornudella. 2: Conglomerados de Scala Dei. 3: Conglomerados y Areniscas de García y de la estación del Pinell de Brai. 4: Conglomerados calcáreos superiores y materiales más finos.

Fig. 1.—Tectonic map of the anticlinorium of the sierras de Pandols, de Cavalls y del Montsant area, and the adjacent margins of the Ebro and Móra basins. A and B: location of lines of section displayed on Fig. 4. Location of Fig. 5 also shown. Key for the Tertiary: 1: Basal lacustrine limestones and Cornudella Group. 2: Scala Dei Conglomerates. 3: Conglomerates and Sandstones of García and the station of El Pinell de Brai. 4: Upper calcareous conglomerates and overlying fines.

cas reconocidas no son susceptibles de correlación entre ambas cuencas sedimentarias, que durante su deposición estaban ya total o parcialmente aisladas por el relieve del anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant.

a) En el margen de la Cuenca del Ebro, este ciclo deposicional está representado por los conglomerados masivos o alternantes con lutitas del Grupo de Scala Dei (Colombo, 1980) (Fig. 2). La litología de los clastos es carbonática, derivan de calizas y dolomías del Mesozoico. Esta unidad puede disponerse de forma gradual sobre el Grupo de Cornudella en una megasecuencia estratocreciente, o, por el contrario, puede aparecer de manera abrupta y discordante sobre dicha unidad, localmente ausente. En los conglomerados del Grupo de Scala Dei se reconocen discordancias internas y abanicos de capas correspondientes a discordancias progresivas (Cabrera *et al.*, 1985). Las paleocorrientes en estos materiales indican procedencias del este y sudeste, y en vertical y hacia el interior de la Cuenca del Ebro pasan a materiales terrígenos más finos y lacustres o evaporíticos. Su edad corresponde desde el Eoceno medio-superior hasta el Oligoceno medio (Colombo, 1980, *com. pers.*, 1985).

b) En la Cuenca de Móra, se distinguen varias unidades en asociación compleja, comúnmente limitadas por discordancias:

- Conglomerados y brechas de la estación del Pinell de Brai.- Están restringidos al sector SW de la Cuenca de Móra y consisten en una serie grano y estratocreciente de conglomerados y lutitas (Fig. 3a), que culmina con brechas masivas. Los clastos derivan de calizas y dolomías del Mesozoico. Esta unidad se dispone en concordancia sobre el Grupo de Cornudella de este sector de la Cuenca de Móra, y es cabalgada por el SW por una escama de Triásico superior y Lías. A pesar de su semejanza litológica, y de que su edad, como sugieren argumentos tectónicos, puede ser aproximadamente sincrónica, esta unidad no es correlacionable con el Grupo Scala Dei de la Cuenca del Ebro, puesto que, como se verá más adelante, en su mayor parte ambas fueron depositadas en sectores paleogeográficos separados y ligados a unidades tectónicas diferentes (ver Fig. 6).

- Conglomerados y Areniscas silíceas de García.- Esta unidad aflora en las proximidades de García, y fue reconocida por García Boada (1974) (Fig. 3b). Está integrada predominantemente por conglomerados y are-

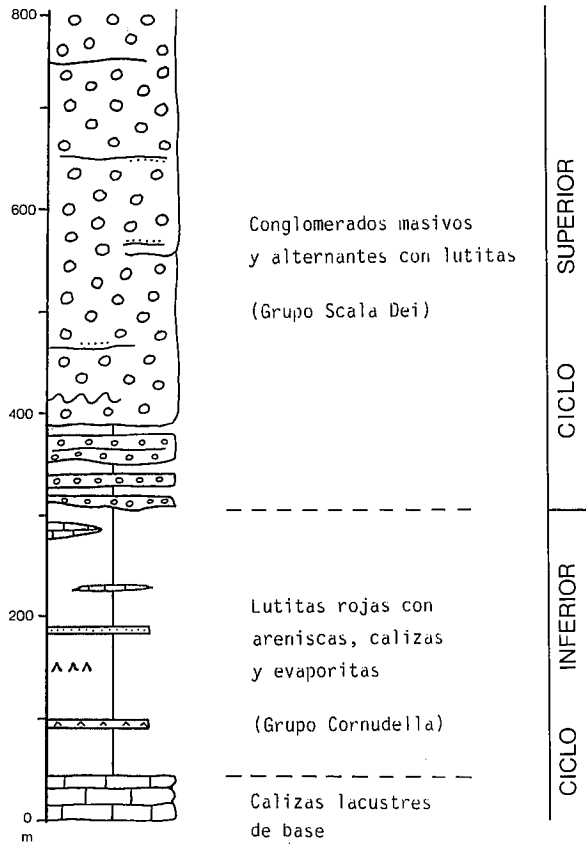
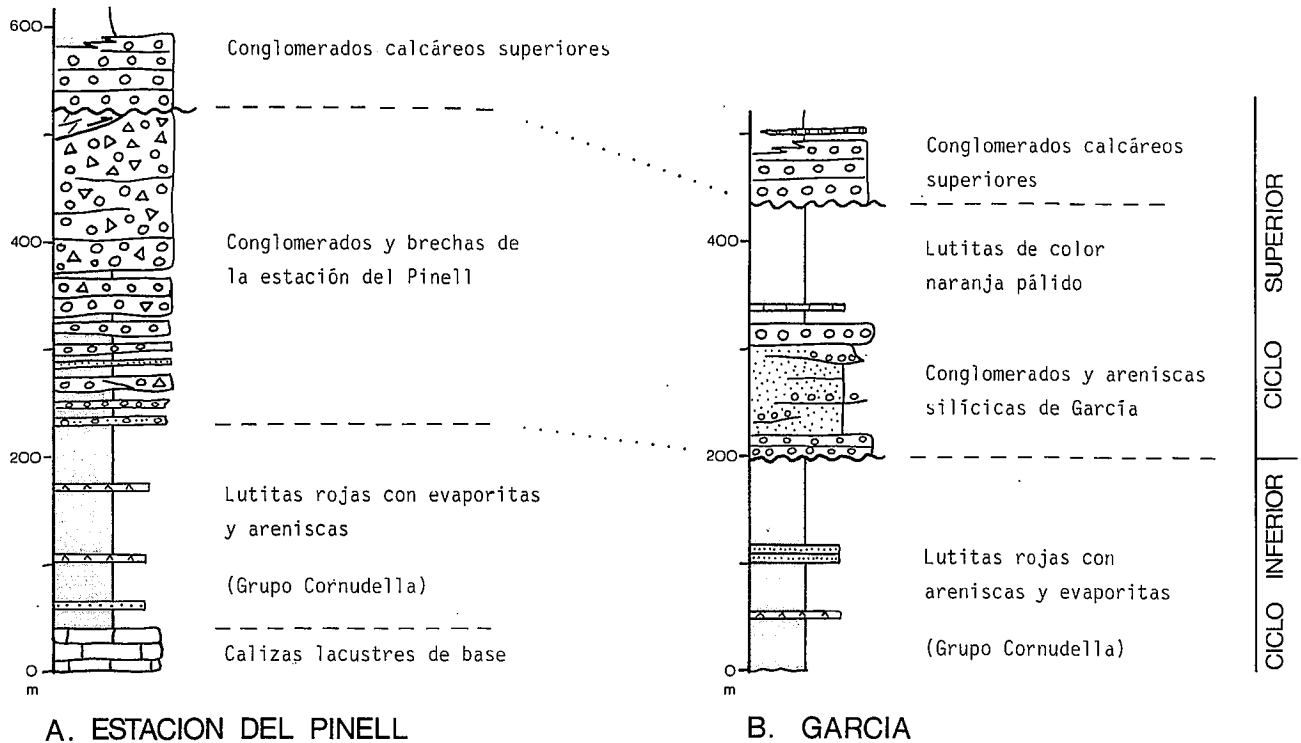


Fig. 2.—Perfil estratigráfico sintético del Terciario del borde de la Cuenca del Ebro en la zona estudiada.

Fig. 2.—Synthetic stratigraphic section through the Tertiary of the Ebro Basin margin in the zone of study.

niscas, cuya característica distintiva es que algunos tramos son de composición silícica y derivan en gran parte de materiales del Buntsandstein. Contienen también abundantes cantos de materiales del Muschelkalk y del Paleozóico. Esta unidad se dispone en discordancia sobre el Grupo de Cornudella o sobre el Mesozóico, y está recubierta por un tramo lutítico de carácter extensivo de color naranja pálido (Fig. 3b). La edad del conjunto es incierta: García Boada (1974) lo atribuyó al Paleógeno medio, y correlaciones tectónicas sugieren que puede ser sincrónico, en parte, a los conglomerados del Grupo de Scala Dei de la Cuenca del Ebro.

• Conglomerados calcáreos superiores.- Unidad que consiste en conglomerados y brechas de elementos carbonáticos, que derivan de materiales del Mesozóico. Ocupa la mayor parte de los afloramientos del borde NW de la Cuenca de Móra, y se dispone en marcada discordancia angular sobre las unidades infrayacentes del Terciario de la Cuenca de Móra y del Mesozóico. Localmente, imbricaciones de cantos indican direcciones de aporte hacia el SE. La edad de estos materiales no ha podido ser precisada debido a la ausencia de marcadores cronostratigráficos. Han sido atribuidos al Mioceno (Llopis, 1947), en base a correlaciones tectónicas con la distensión registrada en las fosas existentes en otros sectores de la Cadena Costera Catalana; sin embargo, como se verá más adelante, participan en el plegamiento alpino, en concreto en los pliegues del anticlinorio de las sierras, por lo que su edad puede ser paleógena alta. En vertical y hacia el SE (interior de la Cuenca de Móra) pasan a lutitas rojas que localmente intercalan yesos, cali-



A. ESTACION DEL PINELL

B. GARCIA

Fig. 3.—Perfiles estratigráficos del Terciario del borde de la Cuenca de Móra. (a) Área de la estación del Pinell de Brai, cerca de la terminación meridional de la Cuenca de Móra. (b) Área de García, situada en la parte septentrional de la cuenca.

Fig. 3.—Stratigraphic logs of the Tertiary of the western margin of the Móra Basin. (a) Area of the rail station of El Pinell de Brai (southernmost part of the Mora Basin). (b) García Area, located in the northern part of the basin.

zas y conglomerados con ligeras discordancias internas. La mayor parte de los afloramientos de la Cuenca de Móra corresponden a estos materiales.

#### 4. ESTRUCTURA Y ORIGEN DEL ANTICLINORIO

Los materiales de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant y de los márgenes de las depresiones adyacentes presentan una estructura dominante de plegamiento isopaco, con un desarrollo menor de fracturas (figs. 1, 4).

Las sierras mencionadas constituyen una banda de deformación orientada NE-SW que consiste en un anticlinorio complejo. Esta estructura es vergente hacia la Cuenca del Ebro y en detalle está formada por un sistema de pliegues oblicuos de dimensiones menores, con una disposición escalonada («en échelon») (Fig. 1). Los pliegues son de tipo paralelo, en los que se mantiene el espesor de los bancos, y no presentan esquistosidad asociada. Frecuentemente se observan estrías en las superficies de estratificación, que sugieren un mecanismo de plegamiento de «flexural-slip». La geometría de los pliegues es generalmente concéntrica, aunque localmente, en especial cerca del borde de la cuenca del Ebro, las geometrías son de tipo «kink», con charnelas angulares.

Los pliegues están bien desarrollados en el Mesozóico de las sierras, y se amortiguan en los flancos del anticlinorio al pasar a las cuencas adyacentes del Ebro y de Móra. Es por otra parte frecuente la existencia de pliegues monoclinales o flexiones, localmente fracturadas, en los flancos del anticlinorio. El trazado cartográfico del contacto entre el Mesozóico del anticlinorio y el Terciario de las cuencas, que generalmente corresponde a una discordancia más o menos verticalizada, es sinuoso debido a los pliegues oblicuos que pasan de las sierras a las depresiones en las áreas de borde de cuenca.

La estructura descrita enlaza por el NE, en los conglomerados terciarios de las sierras del Montsant y de la Llena, con un pliegue monoclinale simple, localmente fracturado (Fig. 1). Por el SW desaparece cabalgada por la parte frontal del haz de cabalgamientos y pliegues que forman la zona de enlace entre la Cadena Costera Catalana y la Cordillera Ibérica (Guimerà, 1983, 1984).

##### 4.1. Origen del anticlinorio

El carácter lineal de la banda deformada de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant, así como la presencia de pliegues «en échelon» en su interior denota que su origen está ligado a una zona de falla de zócalo con un movimiento direccional dominante (cf. Wilcox et al., 1973). La geometría del escalonamiento de los pliegues (Fig. 1) indica que la componente direccional es sinistra. Esta componente de cizalla causa la formación de los pliegues menores oblicuos que, en con-

junto, contribuyen a la formación de un anticlinorio, zona relativamente elevada entre zonas deprimidas a sus lados (cuencas del Ebro y de Móra) (Anadón et al., 1985). La traza sigmoidal de los ejes de los pliegues (Fig. 1) es asimismo característica en las áreas afectadas por tectónica direccional, y es debida a un perfil de cizalla heterogéneo a través de la banda deformada.

El ángulo de oblicuidad de los pliegues escalonados con respecto a la dirección general del anticlinorio es generalmente inferior a 30°, e incluso en amplios sectores son remarcablemente paralelos (especialmente en el contacto entre el anticlinorio y la Cuenca del Ebro, donde los pliegues son de carácter monoclinale y con geometría de tipo «kink»).

El modelo de cizalla simple en dos dimensiones (Ramsay, 1980) puede ser utilizado en una primera aproximación al análisis de la deformación. Según éste, en los primeros incrementos de deformación la elipse de deformación se dispone con su eje mayor, que es perpendicular a la dirección de máximo acortamiento, formando 45° con la dirección de la zona de cizalla y rota hacia un mayor paralelismo con ésta a medida que la deformación progresa. Asimilando la traza de los ejes de los pliegues oblicuos al eje mayor de la elipse de deformación y considerando la interrelación, para cada valor de deformación finita por cizalla, entre la orientación y la forma de la elipse, a cada valor de oblicuidad entre los pliegues y la banda en una transversal determinada le corresponde un acortamiento prefijado. Sin embargo, en las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant se observa un desfase entre el ángulo de oblicuidad de los pliegues y el acortamiento que conllevan, mucho menor del que cabe esperar: son comunes ángulos de 20°-25°, que según el modelo se obtienen para deformaciones de cizalla  $\gamma \approx 2$ . Este valor implica acortamientos alrededor del 60% transversalmente a los pliegues. Claramente, los acortamientos registrados en la zona estudiada son mucho menores (estimados en 20-25%) (Fig. 4).

Por consiguiente, el modelo de cizalla simple no es estrictamente válido; la banda de deformación considerada debe haber experimentado, además de cizalla paralela, un cierto acortamiento perpendicular (combinación de cizalla simple y cizalla pura). Este tipo de deformación es conocido como transpresión (Harland, 1971; Sanderson y Marchini, 1984). El modelo es particularmente atrayente puesto que introduce la posibilidad de movimientos verticales (dirección de no deformación en cizalla simple *s.str.*), y predice la generación de pliegues oblicuos a ángulos con la dirección general mucho menores que los 45° que se registran en cizalla simple (Sanderson y Marchini, 1984). En transpresión, estas estructuras experimentan también una rotación progresiva con cada incremento de la deformación. A pesar de todo, la alta heterogeneidad de la deformación que se reconoce tanto longitudinalmente como en perfiles transversales a la banda, limita la posibilidad de evaluar cuantitativamente parámetros de la deformación por transpresión tales como el desplazamiento direccional total acumulado.

La naturaleza de la estructura del zócalo por debajo del anticlinorio es poco conocida. En donde éste aflora

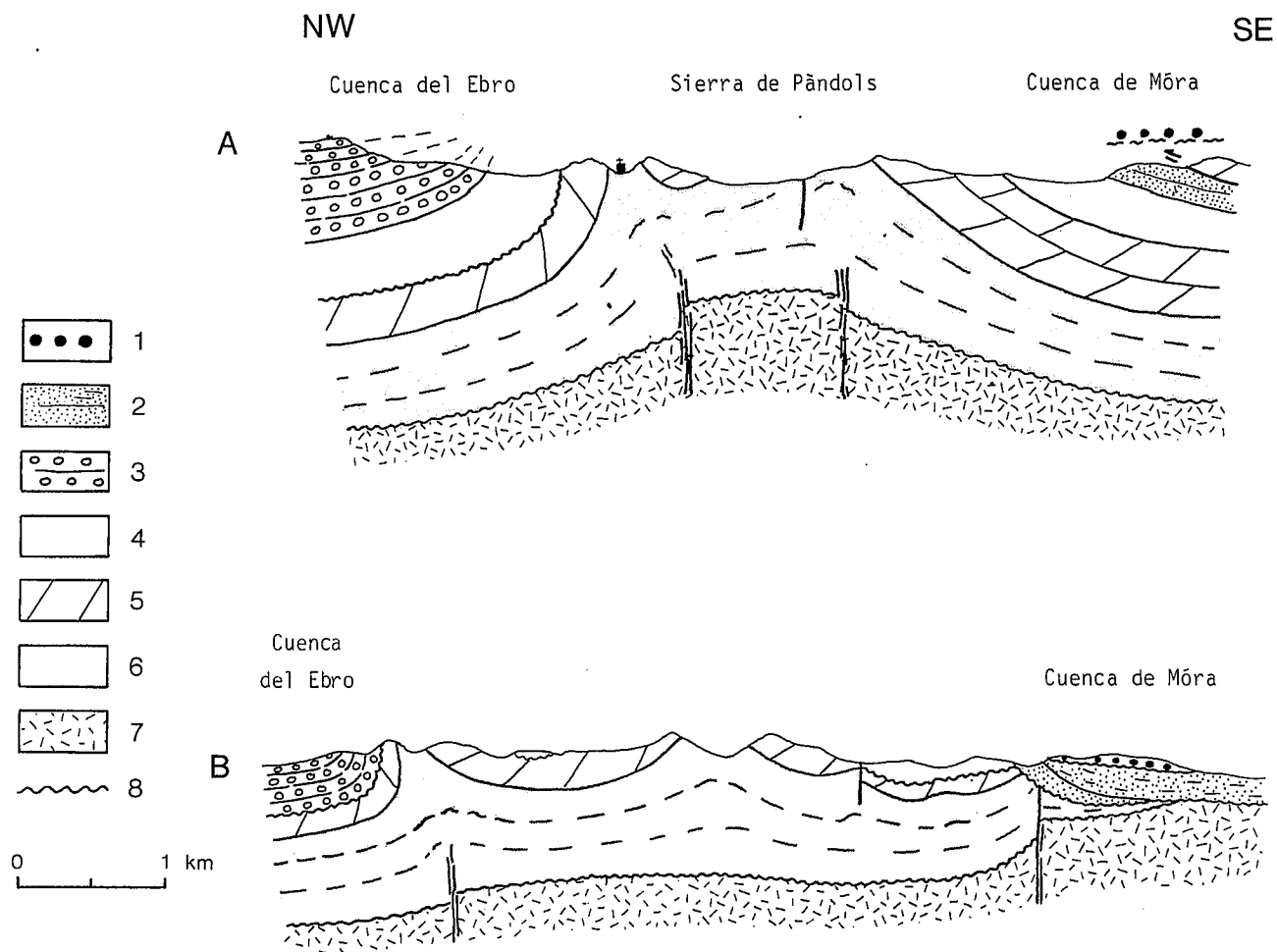


Fig. 4.—Cortes geológicos transversales al anticlinorio de las sierras. Para su localización, ver Fig. 1. (a) Área de la Sierra de Pàndols y la ermita de La Fontcalda. (b) Área del Río Ebro (Pas de l'Ase), situada más al norte. Leyenda: 1: Conglomerados calcáreos superiores. 2: Conglomerados y Areniscas de Garcia y de la estación del Pinell de Brai. 3: Conglomerados de Scala Dei. 4: Lutitas y otras litologías del Grupo de Cornudella y Calizas Lacustres de Base. 5: Cretácico y Jurásico. 6: Triásico. 7: Zócalo paleozóico. 8: Contacto discordante.

Fig. 4.—Cross-sections through the anticlinorium of the sierras. For location, see Fig. 1. (a) Section through La Fontcalda hermitage and Sierra de Pàndols. (b) Section along the Ebro River (Pas de l'Ase). Key: 1: Upper calcareous conglomerates. 2: Conglomerates and Sandstones of Garcia and the station of El Pinell de Brai. 3: Scala Dei Conglomerates. 4: Cornudella Group (fine grained deposits) and Basal Lacustrine Limestones. 5: Cretaceous and Jurassic. 6: Triassic. 7: Paleozoic basement. 8: Unconformity.

(área del Priorat) se reconocen fallas orientadas paralelamente a la dirección del anticlinorio que involucran a éste y a la parte inferior de la cobertera triásica (Fig. 1). Estos hechos y la existencia de flexiones en los flancos del anticlinorio sugieren que localmente (i.e. Fig. 4 a, sector meridional), la zona deformada en el zócalo puede corresponder, en vez de a una única fractura, a una banda intensamente deformada que es cizallada y levantada entre dos bloques poco deformados, que se desplazan lateralmente, análogamente al ejemplo descrito por Sylvester y Smith (1976) en California. Las flexiones en los flancos del anticlinorio representan las zonas de deformación compleja entre el interior y el exterior de la banda sometida a transpresión. Estas zonas son consideradas como una discontinuidad de la deformación—de hecho un salto en el gradiente de desplazamiento—en los modelos teóricos de transpresión (Sanderson y Marchini, 1984). Este salto está relacionado en gran parte con los desplazamientos en la dimensión vertical de la banda.

La orientación NE-SW del anticlinorio y su estructura interna permite relacionar su origen con el sistema de accidentes de zócalo de la misma orientación de la Cadena Costera Catalana, y la componente direccional sinistral deducida a lo largo de él es coherente con la compresión alpina regional N-S documentada en el conjunto de la Cadena (Guimerà, 1983, 1984; Anadón *et al.*, 1985).

#### 4.2. Las estructuras precoces

Localizado en el área de Les Camposines (Fig. 1), e interfiriendo con el sistema de pliegues NE-SW del anticlinorio, existe un sistema de pliegues y cabalgamientos transversales a la dirección del anticlinorio (Robles e Iniesta, 1977). Estas estructuras están orientadas NW-SE y son anteriores a los pliegues NE-SW y a los primeros niveles terciarios depositados en este área (Calizas Lacustres de Base, de edad Thanetiense). No se han reco-

nocido estructuras con características análogas en otros sectores de la Cadena Costera Catalana. Reflejan una etapa precoz resultante en un acortamiento NE-SW localizado cuyo origen, aunque incierto, parece estar desligado del proceso de transpresión sinistral que generó el anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant.

Por otra parte, del despliegue de los cortes geológicos a través de la Sierra de Cavalls se han deducido unas flexiones orientadas NE-SW anteriores también a las Calizas Lacustres de Base. Estas flexiones hundieron los bloques situados al SE, y en relación con ellas se observan importantes truncaciones de la serie mesozóica. Es posible que estas flexiones representen movimientos precoces, de componente vertical dominante, a lo largo del accidente de zócalo que generó la unidad estructural de la zona estudiada.

La edad relativa de ambos sistemas de estructuras precoces es incierta.

## 5. RELACIONES ENTRE TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN. FORMACIÓN DE LA CUENCA DE MÓRA

Los materiales distales del ciclo deposicional inferior (Calizas Lacustres de Base y Grupo de Cornudella) representan la sedimentación en áreas de relativa tranquilidad tectónica que estaban alejadas del borde de cuenca activo, situado en aquel entonces más al este, en áreas del interior de la actual Cadena Catalana (Colombo, 1980; Anadón *et al.*, 1985). El anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant no se había formado aún y las áreas actualmente ocupadas por las depresiones del Ebro y de Móra formaban parte de una misma cuenca.

En el actual margen de la Cuenca del Ebro, los Conglomerados de Scala Dei se disponen ocasionalmente discordantes sobre el Grupo de Cornudella. A pesar de estar plegados, en ciertos sectores (Vall de la Torre), fosilizan pliegues sigmoidales característicos de la componente de cizalla sinistral heterogénea que condujo a la formación del anticlinorio (Teixell, 1986). Además, muestran discordancias progresivas que, como ya se ha indicado, sugieren que su deposición fue contemporánea al plegamiento y elevación de una área fuente cercana, que no podía ser otra que el anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant. Este anticlinorio, a partir del inicio de la deposición de los materiales del Ciclo Superior, constituyó el nuevo borde activo de la Cuenca del Ebro, y comenzó a suministrar materiales terrígenos de grano grueso.

En la parte septentrional de la Sierra del Montsant, al no haber cobertera mesozóica y no desarrollarse el anticlinorio, los Conglomerados de Scala Dei tienen una procedencia de áreas fuente situadas más al este.

Al formarse el anticlinorio, éste hizo de relieve barrera y causó que la Cuenca de Móra se individualizara como una área deprimida interna aislada de la Cuen-

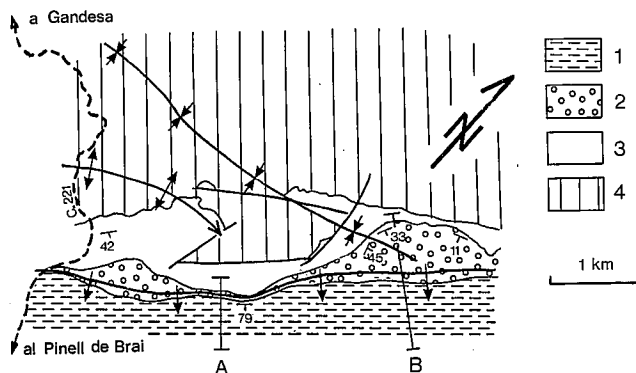


Fig. 5.—Esquema geológico de la zona de contacto entre el anticlinorio y la Cuenca de Móra, unos 2 km al norte del Pinell de Brai. En esta zona se registran acumulaciones diferenciales de los conglomerados calcáreos superiores controladas por pliegues oblicuos del sistema del anticlinorio: en la situación A, correspondiente a una área anticlinal, la potencia de los conglomerados es próxima al centenar de metros, mientras que en B, que corresponde a una área sinclinal, la potencia es superior a 300 m. Leyenda: 1: Lutitas, que se sitúan por encima y, en parte equivalen lateralmente, de los conglomerados Calcáreos Superiores. 2: Conglomerados Calcáreos Superiores. 3: Grupo de Cornudella y Calizas Lacustres de Base. 4: Mesozóico.

Fig. 5.—Geologic sketch map of the boundary zone between the anticlinorium and the Móra Basin, 2 km north of El Pinell de Brai. Related to oblique folds of the anticlinorium, differential accumulations of the Upper Calcareous Conglomerates can be recognized: in A, corresponding to an anticline, the estimated thickness of the conglomerates is some 100 m, whereas in B, which corresponds to a syncline, the thickness exceeds 300 m. Key: 1: Lutitic rocks, which overlie and are partly equivalent to the Upper Calcareous Conglomerates. 2: Upper Calcareous Conglomerates. 3: Cornudella Group and basal Lacustrine Limestones. 4: Mesozoic.

ca del Ebro, de carácter marginal. En ella se acumularon los materiales aluviales proximales correspondientes al Ciclo Deposicional Superior reconocidos en las áreas de Garcia y de la estación del Pinell de Brai. La granulometría gruesa de estos depósitos, así como la presencia de discordancias registra, del mismo modo que el Grupo de Scala Dei, el inicio de la actividad tectónica importante en el ámbito de la zona estudiada. De ello se deduce que, al representar procesos relacionados, estas unidades terrígenas gruesas de las cuencas del Ebro y de Móra pueden ser, al menos en parte, contemporáneas.

Los Conglomerados y Areniscas de Garcia son posteriores a parte del plegamiento y fosilizan una importante falla NE-SW que involucra al zócalo (Falla del Molar-Lloà) (Fig. 4b). Sin embargo, están también plegados y a techo están limitados por una discordancia. Puesto que no afloran materiales triásicos o paleozóicos en los sectores cercanos del anticlinorio, su litología indica que deben proceder de áreas fuente situadas al este de su afloramiento actual. Por lo que respecta a los conglomerados y brechas de la estación del Pinell de Brai, su carácter local, la disposición del conjunto en secuencia grano y estratocreciente y el carácter brechoide de los tramos superiores sugieren que son depósitos de conos de deyección ligados al avance de la escama triásico-jurásica que finalmente les cabalga. Este último hecho es muy significativo, dado que, como se ha dicho, el ca-

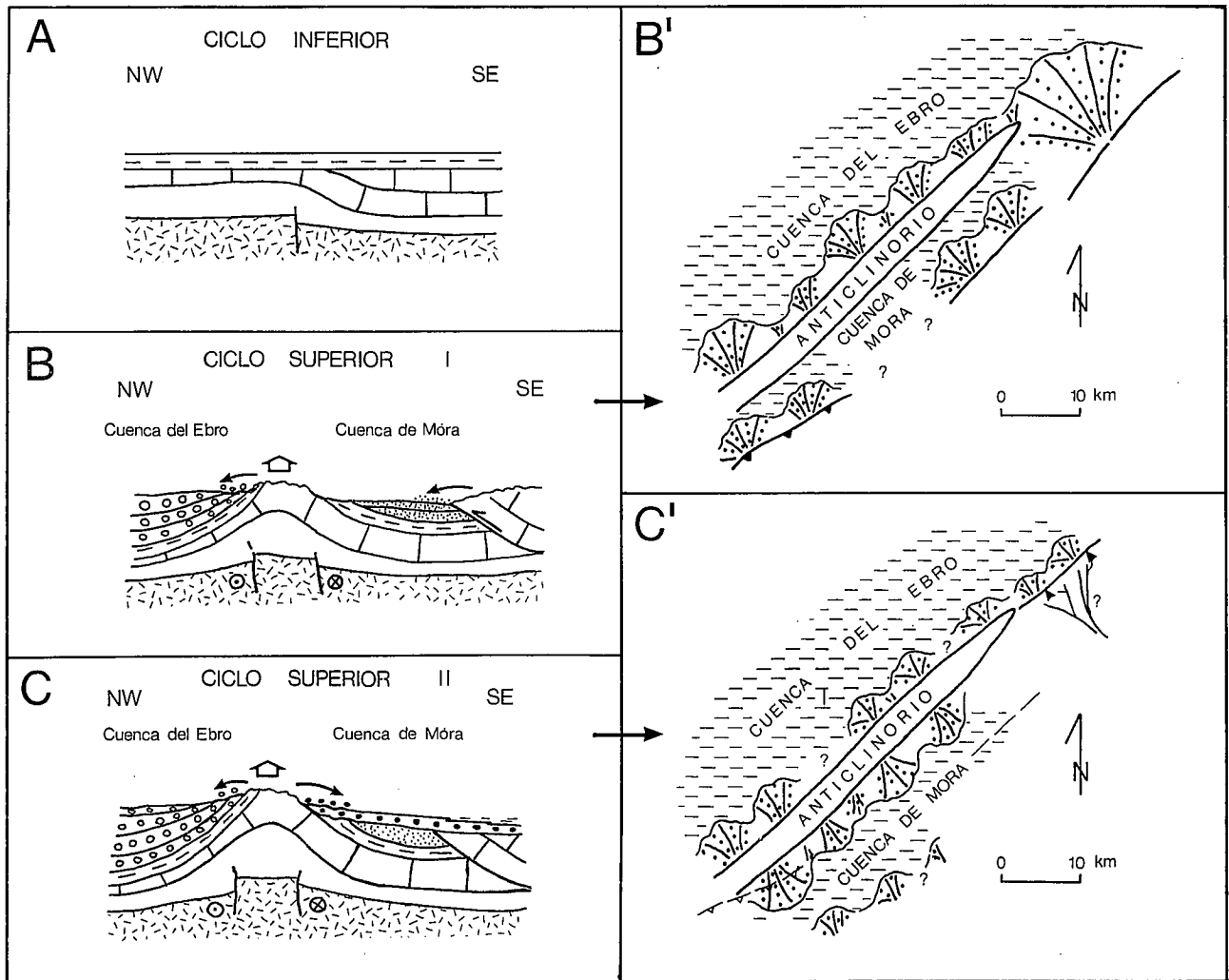


Fig. 6.—Evolución tectónica y sedimentaria esquemática del ámbito considerado durante el Paleógeno. En la columna de la izquierda se representa en corte y en la de la derecha, en un esquema en planta. (a) Estadío previo a la generación del anticlinorio. (b) y (b') Primer estadio del Ciclo Deposicional Superior. Al desarrollarse el anticlinorio, suministra materiales hacia la Cuenca del Ebro y aísla de ésta la Cuenca de Móra, que recibe aportes de su margen oriental. (c) y (c') Segundo estadio del Ciclo Superior, en el que el anticlinorio suministra también materiales hacia la Cuenca de Móra, que fosilizan estructuras previas (Conglomerados Calcáreos Superiores).

Fig. 6.—Sketches showing the tectonic and sedimentary evolution of the zone of study during the Paleogene. Left column: cross-sections. Right column: sketch maps. (a) Stage corresponding to the Lower Depositional Cycle, before the formation of the anticlinorium. (b) and (b') First stage of the Upper Depositional Cycle: the anticlinorium develops and furnishes sediment to the Ebro basin, isolating the Mora Basin. (c) and (c') Second stage of the Upper Cycle: the anticlinorium provides sediment to the Móra Basin as well, which fossilizes earlier structures (Upper Calcareous Conglomerates).

balgamiento citado pertenece al sistema de la zona de enlace entre la Cadena Costera Catalana y la Cordillera Ibérica, desarrollo durante la compresión paleógena (Guimerà, 1983, 1984) e implica que la Depresión de Móra posee un margen cabalgante durante el Paleógeno.

En estos estadios, la Cuenca de Móra recibió tan solo aportes de su margen oriental. El anticlinorio no comienza a suministrar sedimentos de manera importante hacia dicha cuenca hasta la deposición de los conglomerados Calcáreos Superiores. En efecto, estos materiales presentan indicaciones de paleocorrientes que van desde el anticlinorio hacia el interior de la cuenca, hacia donde se observa también un tránsito de materiales de grano grueso a finos. La edad de esta unidad no ha podido ser determinada de forma directa. En cualquier discusión cabe tener en cuenta que, aunque fosilizan el cabalga-

miento anteriormente referido de la estación del Pinell de Brai, están también afectados por el plegamiento, y se observan acumulaciones diferenciales controladas por los pliegues oblicuos característicos del anticlinorio (Fig. 5). Estos hechos sugieren que pueden ser contemporáneos a episodios tardíos del desarrollo por transpresión de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant.

La edad de la deformación del anticlinorio puede acotarse en el flanco adyacente a la Cuenca del Ebro, donde existe control cronostratigráfico de los materiales conglomeráticos de Scala Dei, simultáneos a su desarrollo (Eoceno medio-Oligoceno, Colombo, 1980; Cabrera *et al.*, 1985). El tránsito en vertical de éstos a facies más finas refleja el decrecimiento de la actividad tectónica en el anticlinorio. De ahí, por correlación tectónica, los materiales del Ciclo Superior de la Cuenca de Móra, al



estar afectados por el plegamiento de la misma estructura en el otro flanco, deben tener asimismo una edad paleógena.

De lo que ha sido expuesto se deduce que la Cuenca de Móra es una cuenca sedimentaria paleógena formada durante la compresión alpina en el ámbito de la Cadena Costera Catalana. Su origen no está ligado al «rifting» neógeno que formó las fosas tectónicas de otras áreas de la cadena a diferencia de lo que había sido considerado (Llopis, 1947).

### 5.1. Evolución geológica

A partir del análisis de las relaciones entre la tectónica y la sedimentación, se propone la siguiente evolución geológica del área del anticlinorio de las sierras y de los márgenes de las cuencas adyacentes:

— A finales del Cretácico, o en los inicios del Paleoceno, tuvo lugar la formación de estructuras precoces: pliegues transversales en el área de Les Camposines y flexiones NE-SW en la Sierra de Cavalls.

— Tras la erosión de estas estructuras, se depositan en medios tranquilos y distales los primeros materiales terciarios (Ciclo Deposicional Inferior) (Fig. 6a).

— A partir de la deposición de estos materiales (Eoceno medio-superior ?) comienza la actividad tectónica principal en el ámbito considerado: se desarrolla progresivamente un anticlinorio alargado y complejo por transpresión sinistral en el interior de la primitiva Cuenca del Ebro, desplazando su borde y aislando una pequeña Cuenca marginal (Cuenca de Móra).

— En un principio, el anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls, y del Montsant suministra materiales hacia el NW, la Cuenca del Ebro. La Cuenca de Móra recibe aportes provenientes de áreas fuente situadas más al este (figs. 6b y b').

— A partir de un cierto momento (Paleógeno superior ?) el anticlinorio suministra materiales hacia la cuenca de Móra también (Fig. 6c y c').

— Posteriormente, con el decrecimiento de la actividad tectónica en la zona, en las cuencas del Ebro y de Móra se depositan materiales terrígenos finos, y de origen lacustre o evaporítico.

## 6. CONCLUSIONES

El área de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant representa un ejemplo de una zona de cobertera deformada por la acción de una zona de falla de zócalo direccional de manera sincrónica a la sedimentación.

La deformación por transpresión en la zona de falla de zócalo, indujo en la cobertera la formación de un anticlinorio que se tradujo en un relieve positivo lineal entre áreas relativamente deprimidas. El anticlinorio está constituido principalmente por materiales mesozóicos, y en detalle consta de un sistema de pliegues menores

oblicuos dispuestos «en échelon», cuya geometría indica que la componente direccional fue sinistral.

Los materiales terciarios afloran en las áreas adyacentes al anticlinorio. Los materiales del Paleógeno inferior son anteriores a la formación del anticlinorio, y reflejan la sedimentación distal en una única cuenca. Los materiales del Paleógeno medio y superior son contemporáneos a la deformación y registran el desarrollo progresivo del anticlinorio, como indican las diversas discordancias internas que presentan. Reflejan la sedimentación en cuencas separadas (cuencas del Ebro y de Móra). El control cronoestratigráfico de los materiales sincrónicos al anticlinorio en la Cuenca del Ebro ha permitido, por correlación tectónica entre ambos flancos de la estructura, conocer la edad aproximada de los materiales terrígenos proterozoicos sintectónicos de la Cuenca de Móra. Por consiguiente, durante la compresión alpina en el ámbito de la Cadena Costera Catalana, el anticlinorio de las sierras de Pàndols, de Cavalls y del Montsant representaba un relieve barrera que, en el margen sudoriental de la cuenca del Ebro aislaba ésta de una pequeña cuenca marginal de carácter sintectónico (Cuenca de Móra). En conclusión deben descartarse hipótesis que relacionen la Cuenca de Móra con el «rifting» neógeno que produjo la formación de fosas tectónicas en otros sectores de la Cadena Costera Catalana.

## 7. AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr. Pere Santanach, a Joan Guimerà y a Antoni Barnolas el apoyo y sugerencias que proporcionaron durante los diferentes estadios de la realización de este trabajo, así como la revisión del manuscrito original.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Anadón, P., Cabrera, Ll., Guimerà, J., y Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In: *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.* 37: 303-318. Tulsa, Oklahoma.
- Ballance, P.F., y Reading, H.G. (1980) (Eds.): *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*. *Int. Assoc. Sedim., Spec. Publ.* 4. Oxford.
- Biddle, K.T., y Christie-Blick, N. (1985) (Eds.): *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.* 37. Tulsa, Oklahoma.
- Cabrera, Ll., Colombo, F., y Robles, S. (1985): Sedimentation and Tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environment. *6th Europ. Reg. Mtg. Sedim., Int. Assoc. Sedim.* Lérida, Spain Exc. Guidebook, 395-492.

- Colombo, F. (1980): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis, Univ. de Barcelona, 609 pp.
- Crowell, J.C. (1974a): Sedimentation along the San Andreas Fault, California. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. (R.H. Dott y R.H. Shaver, Eds.). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 19: 292-303. Tulsa, Oklahoma.
- Crowell, J.C. (1974b): Origin of late Cenozoic basins in Southern California. In: *Tectonics and Sedimentation*. (W.R. Dickinson, Ed.). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 22: 190-204. Tulsa, Oklahoma.
- Fontbote, J.M. (1954): Las relaciones tectónicas de la Depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera Prelitoral y con la Depresión del Ebro. *R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo homenaje al Prof. E. Hernández Pacheco*. pp. 281-310.
- García Boada, J. (1974): El Terciario de la Depresión de Móra y su relación con el borde oriental de la depresión del Ebro (Prov. de Tarragona). *Sem. de Estratigrafía*, 9: 11-20.
- Guimerà, J. (1983): Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Cotière Catalane. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297: 425-430.
- Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- Harland, W.B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.*, 108: 27-42.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A., y Conde, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000. *Inst. Geol. y Min. de España*, 113 pp.
- Llopis, N. (1974): *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides*. Publ. C.S.I.C. Inst. "Lucas Mallada", 372 pp. Barcelona.
- Ramsay, J.G. (1980): Shear zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 83-99.
- Robles, S. (1975): Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del Bloque de Cardó y sectores adyacentes (Provincia de Tarragona). *Acta Geol. Hisp.*, 10: 59-66.
- Robles, S., e Iniesta, J. (1977): Pliegues superpuestos en el Mesozoico de la Sierra de la Vall de la Torre (Tarragona) y su relación con desgarres regionales del zócalo transversales a la orientación catalánide. *Acta Geol. Hisp.*, 12: 18-22.
- Sanderson, D.J., y Marchini, W.R.D. (1984): Transpression. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 449-458.
- Sylvester, A.G. y Smith, R.R. (1976): Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 60: 2.081-2.102.
- Teixell, A. (1986): *Estudi Geològic de les serres de Pàndols, de Cavalls i del Montsant i de les seves relacions amb les depressions de l'Ebre i de Móra (Tarragona)*. Tesis Licenciatura Univ. de Barcelona, 149 pp.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P., y Seely, D.R. (1973): Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 57: 74-96.

Recibido el 22 de mayo de 1977  
Aceptado el 30 de noviembre de 1987