

El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores

H. MILLÁN GARRIDO, A. POCOVÍ JUAN y A. M. CASAS SAINZ

*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.
Pza. San Francisco, s/n.50009 ZARAGOZA*

Resumen: La estructura del sector occidental de las Sierras Exteriores surpirenaicas está caracterizada por la existencia de un gran anticlinal de despegue con orientación WNW-ESE que deforma la cobertera mesozoico-terciaria. Se trata de un pliegue cilíndrico de flancos paralelos con buzamiento vertical e inmersión axial de 65° W. Existen además tres láminas cabalgantes originalmente vergentes al S, en un sistema imbricado, formadas con anterioridad o simultáneamente al pliegue, que aparecen plegadas en ambos flancos. La mayor parte del bloque inferior del sistema de cabalgamientos se presenta formando parte del flanco sur de este pliegue. El nivel de despegue para todas las estructuras compresionales está formado por las facies lutítico-yesíferas del Triásico medio y superior. Las relaciones de las estructuras con la sedimentación sintectónica indican la imbricación de estas hacia el E en secuencia de bloque superior desde el Oligoceno hasta el Mioceno. Esta secuencia rompe con la propagación de la deformación hacia el W durante el Eoceno, característica del conjunto de las Sierras Exteriores. La formación de la secuencia de bloque superior es coetánea con el inicio del anticlinal de despegue. Durante el plegamiento la anchura de la rampa de bloque inferior del sistema imbricado experimenta un acortamiento debido a mecanismos de flexural-slip. El modelo geométrico propuesto para la explicación del conjunto de estructuras corrobora la existencia de un giro horario en torno a un eje vertical en el sector occidental de las Sierras Exteriores. Este giro permite explicar el origen los pliegues N-S de este sector dentro del contexto de la compresión pirenaica, posteriormente rotados con el conjunto de las Sierras Exteriores. La rotación explica también el aumento progresivo en el desplazamiento total hacia el S de la cobertera desde el W hacia el E.

Palabras clave: Pliegue de despegue, rotación, cabalgamiento, flexural-slip, relaciones tectónica-sedimentación, Pirineos.

Abstract: The structure of the western sector of the South-Pyrenean External Sierras is characterized by a large, WNW-ESE trending, detachment anticline that deforms the mesozoic and tertiary sedimentary cover. It is a cylindrical concentric fold with parallel near-vertical limbs, plunging 65° toward the W. The three originally south-verging imbricate thrust sheets formed previously or simultaneously to this fold are present in both limbs. Most part of the footwall of the thrust sheets form the southern limb of the detachment anticline. The detachment level to the main structures is the Middle-Upper Triassic, consisting in gypsiferous, dolomitic and lutitic beds. The relationships between structures and syn-tectonic deposits indicate that the three thrust sheets imbricated toward the East in break-back sequence from the Oligocene to the Miocene. This sequence interrupted the westward propagation of deformation characteristic of the South-Pyrenean External Sierras during the Eocene. The activity of the break-back imbricate fan was coeval with the growing of the large detachment fold. During folding there was shortening of the footwall ramp of the thrusts involved in folding, due to flexural-slip. The geometric model proposed herein for the structure of the western sector of the External Sierras corroborates the existence of a clockwise rotation, with a vertical axis located at the western end of the Sierras. This rotation explains the N-S folds of this area as fault-related folds associated to oblique ramps, passively rotated with the sedimentary cover. This clockwise rotation also explains the increasing displacement of the pre-tectonic sedimentary cover from west to east.

Key words: detachment fold, rotation, thrust, flexural-slip, syntectonic deposits, Pyrenees.

Millán Garrido, H., Pocoví Juan, A. y Casas-Sainz, A.M. (1995): El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2): 73-90.

En los últimos años se ha resaltado la importancia de los pliegues de despegue, asociados a potentes niveles evaporíticos o lutíticos, en el desarrollo de la deformación ligada a los frentes de los grandes orógenos (Laubscher, 1977; Michel y Woodward, 1988; Groshong y Eppard, 1994). El desarrollo y la geometría de estos plie-

gues están condicionados por el espesor tanto del propio nivel de despegue como de la cobertera sedimentaria situada sobre él (Jamison, 1992). Este tipo de pliegues puede aparecer asociado a secuencias de cabalgamientos o a pliegues de propagación de falla, a veces con geometría difícil de categorizar en un tipo u otro, ya que existen

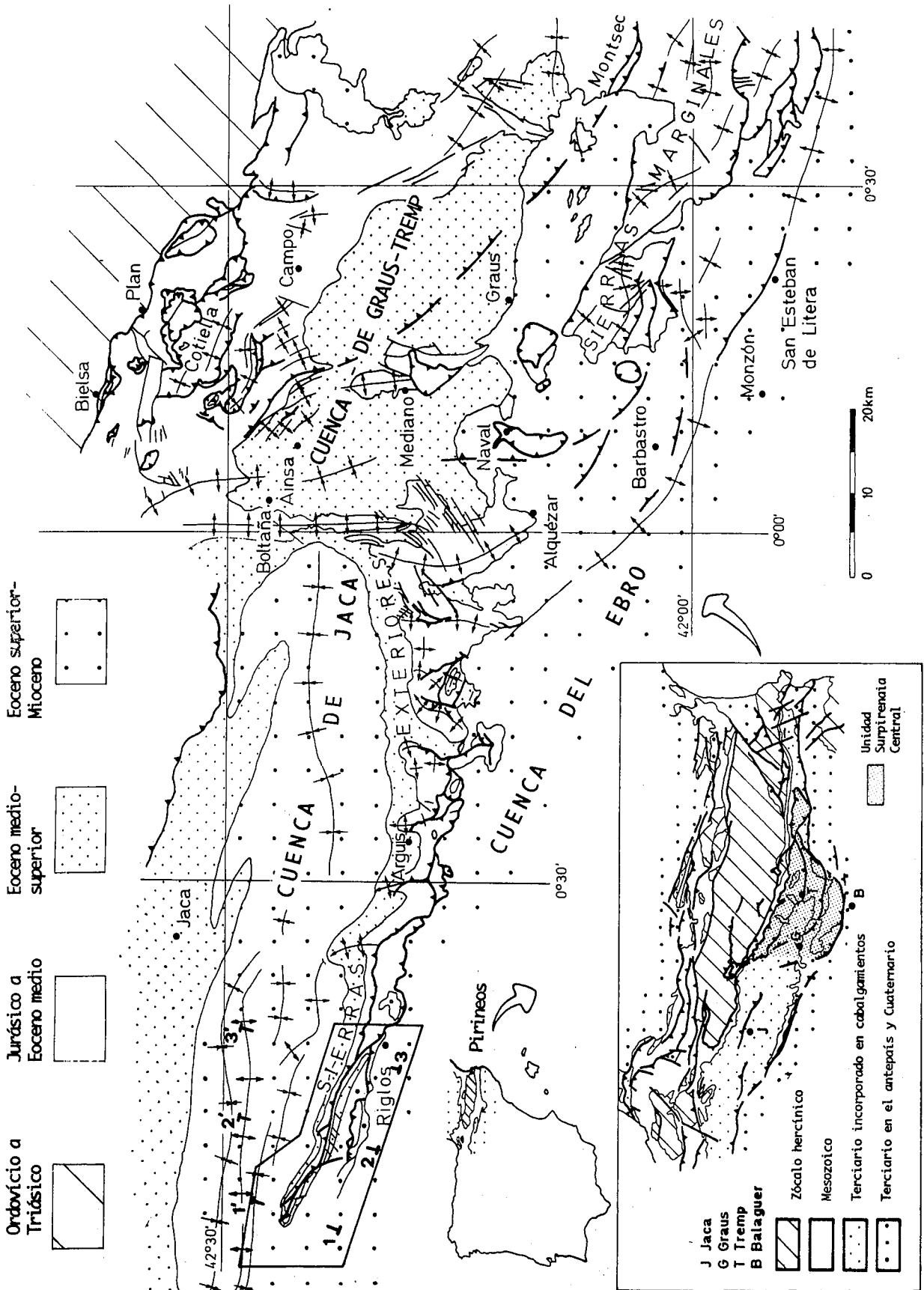


Figura 1.- Localización del sector occidental de las Sierras Exteriores en el Pirineo centro-occidental. Se indica la posición de los cortes de la figura 4.

términos intermedios debidos a cambios en la propia evolución geométrica del pliegue (Jamison, 1987). Las relaciones de los estratos pre-tectónicos con los contemporáneos con el desarrollo de las estructuras proporcionan en muchas ocasiones la clave para establecer la cinemática de las diferentes estructuras (Riba, 1973; Suppe *et al.*, 1992; Millán *et al.*, 1994a).

La cobertera mesozoica y terciaria que emerge en las Sierras Exteriores surpirenaicas presenta un conjunto de macroestructuras características de esta parte del frente cabalgante, como son: 1) la presencia de un conjunto de anticlinales N-S de edad progresivamente más moderna hacia el W (Almela y Ríos, 1951; Puigdefàbregas, 1975), 2) la existencia de cabalgamientos plegados, que llegan a buzarse en sentido contrario a su posición original (Pocoví *et al.*, 1990) y 3) la existencia de importantes pliegues de despegue favorecidos por el potente nivel yesífero-margoso del Triásico superior.

El objetivo del presente trabajo es establecer la geometría detallada del conjunto de pliegues y cabalgamientos que forman el frente sur de las Sierras Exteriores occidentales, así como determinar la evolución cinemática de estas estructuras. A partir de los datos obtenidos se propone un modelo geométrico para explicarlas por medio de un giro horario de la cobertera. La metodología utilizada se ha basado en la elaboración de una cartografía de escala 1:25.000, con estudios fotogeológicos muy precisos para determinar las relaciones de las estructuras con la sedimentación molásica contemporánea. También se han realizado varios cortes perpendiculares a la direcc-triz estructural pirenaica, extendiéndolos hacia la Cuenca de Jaca, utilizando en estos casos algunas de las cartografías existentes (fundamentalmente la de Puigdefàbregas, 1975). Los cortes han sido compensados sólo parcialmente, ya que la existencia de un importante giro (Puigdefàbregas, 1975; Millán *et al.*, 1992; Hogan, 1993), con variaciones importantes en la dirección de transporte, impide la realización fiable de un corte compensado global. Para establecer el modelo geométrico tridimensional de la estructura del sector occidental de las Sierras Exteriores se han utilizado capas de plastilina coloreada, con una malla cuadrículada de referencia que ha permitido reconstruir la geometría resultante tras la deformación.

Situación geológica

Los Pirineos forman una cadena de doble vergencia resultante de la colisión continental entre Iberia y Europa (Choukroune *et al.*, 1973, Boillot y Capdevila, 1977, Séguret y Daignières, 1986, Muñoz, 1992). Está formada por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección WNW-ESE, flanqueados por las cuencas de antepaís de Aquitania, al norte, y del Ebro, al sur. Su edificio estructural lo constituye un basamento hercínico, una cobertera triásico-cretácica pre-orogénica y otra sintectónica con las estructuras que se desarrollan desde el Campaniense-Maastrichtiense hasta el Mioceno (Puigdefàbregas y Souquet, 1986). Durante la orogénesis la defor-

mación se propaga hacia los márgenes pasivos de las dos cuencas de antepaís involucrando de manera progresiva los sedimentos que las rellenan (Deramond *et al.*, 1983; Labaume *et al.*, 1985; Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Martínez Peña y Pocoví, 1986). El despegue e imbricación de la cobertera tuvo lugar, en la mayoría de los casos, a favor de los materiales plásticos del Triásico superior. Los principales sistemas de cabalgamientos imbricados se encuentran en la vertiente surpirenaica. El frente de cabalgamiento surpirenaico constituye la emergencia más meridional del cabalgamiento inferior del sistema imbricado en esta zona. A favor del mismo se llega a superponer la cobertera preorogénica sobre los depósitos detríticos terciarios de la Cuenca del Ebro (Cámara y Klimowitz, 1985). El tramo más avanzado se sitúa al sur de la Unidad Surpirenaica Central (Séguret, 1972), en las Sierras Marginales. Hacia el oeste, el frente de deformación del Pirineo meridional se encuentra en las Sierras Exteriores, constituyendo la parte delantera de lo que tradicionalmente se ha denominado Manto de Gavarnie (Séguret, 1972).

El conjunto de las Sierras Exteriores presenta una orientación próxima a WNW-ESE y conforma el límite entre dos grandes unidades paleogeográficas terciarias: la Cuenca de Jaca, al norte, y la del Ebro al sur. La actividad

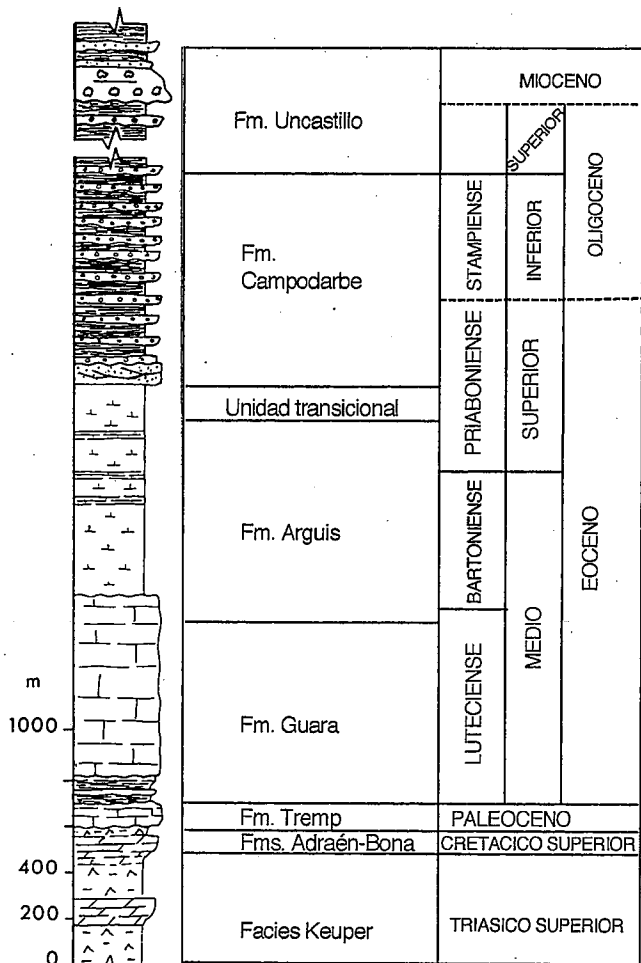


Figura 2.- Columna estratigráfica donde se resumen las principales unidades que aparecen en el área de estudio. La potencia de las distintas unidades varía en los diferentes sectores de las Sierras Exteriores.

del conjunto de láminas que forman el frente de cabalgamiento surpirenaico en este sector tuvo lugar desde el Eoceno medio hasta el Mioceno, y condicionó la sedimentación de la cuenca surpirenaica occidental, tal como lo documentan los sedimentos sintectónicos de ese período (Almela y Ríos, 1951; Puigdefàbregas, 1975; Hirst, 1983; Pócoví *et al.*, 1990; Arenas, 1993; Millán *et al.*, 1994a). Actualmente, el frente cabalgante sobre la Cuenca del Ebro aflora exclusivamente, salvo excepciones locales, en el sector central de las Sierras Exteriores (Figura 1). En el sector oriental de estas la parte inferior de los sedimentos molásicos adosados al frente sur se encuentra cabalgada por diferentes láminas, mientras que los sedimentos detríticos más altos de la serie terciaria llegan a cubrir las estructuras frontales. En el sector occidental la estructura de las Sierras Exteriores está definida por pliegues de dirección N-S a NW-SE, varias láminas de cabalgamiento con vergencia sur, y principalmente por un pliegue de despegue plurikilométrico, despegado a nivel del Triásico superior, que afecta también a los sedimentos continentales terciarios de las cuencas de Jaca y del Ebro (Fig. 1).

Principales unidades estratigráficas

La estratigrafía del sector occidental de las Sierras Exteriores surpirenaicas (Fig. 2) comprende una serie constituida fundamentalmente por materiales marinos (Triásico superior-Eoceno), y continentales (Oligoceno-Mioceno). A partir del Cretácico superior el conjunto de materiales corresponde a la sedimentación en el contexto de la cuenca de antepaís surpirenaica, lo que conlleva un significativo engrosamiento de las distintas unidades desde el S hacia el N.

El Triásico superior (Fm. Pont de Suert) está formado por una potente serie lutítica y yesífera con intercalaciones de unidades dolomíticas en paquetes de hasta 20 metros de espesor. Representa el nivel de despegue más importante dentro de las Sierras, por lo que su potencia original resulta difícil de estimar. Por encima del Triásico aparecen algunos retazos aislados de secuencias jurásicas (Barbed *et al.*, 1988; Comas *et al.*, 1989). El Cretácico superior (Fms. Adraén-Bona) consiste en calizas arenosas, con rudistas y bioclásticas con una potencia aproximada de 100 m. Sobre ellas aparece un espesor algo menor de materiales transicionales y continentales en facies Garumn (Fm. Tremp, Mey *et al.*, 1968) de edad Cretácico terminal-Paleoceno.

La unidad litoestratigráfica más característica del relieve de las Sierras Exteriores es la Fm. Guara, formada por calizas con alveolinas. En ella se observa una notable disminución de potencia desde el E hacia el W (1000 m - 70 m), así como una progresiva disminución de la edad de su base (Ilerdiense al E, Luterbacher *et al.*, 1973 y Luteciense superior al W). Sobre estas calizas de plataforma aparece la Fm. Arguis (Bartoniense-Priaboniense inferior), sintectónica con la mayoría de los pliegues N-S de las Sierras Exteriores (Millán *et al.*, 1994a). Su potencia varía de 1200 a 200 m y está constituida por margas con intercalaciones de calizas de plataforma. En el sector

occidental de las Sierras Exteriores la Fm. Arguis pasa en la vertical a niveles transicionales, que enlazan con la potente serie molásica de la Cuenca de Jaca.

Los materiales del terciario continental en el ámbito de la zona de estudio están representados por las formaciones de Campodarbe y Uncastillo. La Fm. Campodarbe (Soler y Puigdefàbregas, 1970) tiene edad Eoceno superior-Stampiense en todo el dominio de las Sierras Exteriores, y casi exclusivamente oligocena en el sector que nos ocupa. Está formada por areniscas y lutitas de origen fluvial, que alcanzan 3500 m de potencia en este sector. En esta zona se pueden diferenciar dos tramos dentro de la Fm. Campodarbe: uno inferior, cuyo depósito no está condicionado por las estructuras cabalgantes, y otro superior, sincrónico con el desarrollo del primer cabalgamiento importante. La Fm. Uncastillo (Soler y Puigdefàbregas, 1970) presenta una potencia mínima de 600 m (Arenas, 1993). Su edad en este sector es Oligoceno superior-Mioceno inferior (Hogan, 1993), y está formada por depósitos de conglomerados mayoritariamente calcáreos, areniscas y limos, sedimentados en un medio de abanicos aluviales. Orla el borde sur de las Sierras Exteriores, y es contemporánea con los últimos episodios compresivos. En la Cuenca de Jaca, los materiales aluviales situados por encima de la Fm. Campodarbe y equivalentes a la Fm. Uncastillo constituyen la Fm. Bernués (Puigdefàbregas, 1975).

Estructura del sector occidental de las Sierras Exteriores

En la zona estudiada se presenta un rasgo estructural único en toda la banda frontal del Pirineo meridional: el borde N de la Cuenca del Ebro, que desde el valle del Gállego hacia el E aparece cabalgado por el frente de las Sierras Exteriores, se despegó del zócalo a nivel del Triásico superior y forma el flanco S de un gran anticlinal (Fig. 3) que con orientación WNW-ESE se sitúa a lo largo de todo el sector occidental de las Sierras Exteriores (anticlinal de Santo Domingo). Se trata de un pliegue de plano axial vertical y flancos paralelos (isoclinal) separados por un plano de cabalgamiento que se localiza en la estrecha franja de materiales triásicos del núcleo del pliegue (Fig. 3 y Fig. 4.-1). Hay tres láminas de cabalgamiento afectadas por el pliegue. Estas láminas originalmente buzaban hacia el N pero actualmente se encuentran en algunos casos verticalizadas e incluso invertidas por la formación del pliegue de despegue. La lámina inferior (unidad de San Felices) aflora únicamente en la mitad occidental del área estudiada (ver figura 3), las dos láminas superiores (Punta Común y Riglos) afloran en el corte del río Gállego. Además, en el flanco N del anticlinal de Santo Domingo aparecen una serie de pliegues de orientación N-S a NW-SE que afectan a la cobertera pre-tectónica en este sector y en algunos casos involucran a las margas eocenas de la Fm. Arguis y a los materiales detríticos de la Fm. Campodarbe.

Para la descripción sistemática de la estructura, se presentan tres cortes geológicos: a) Corte de S. Marzal

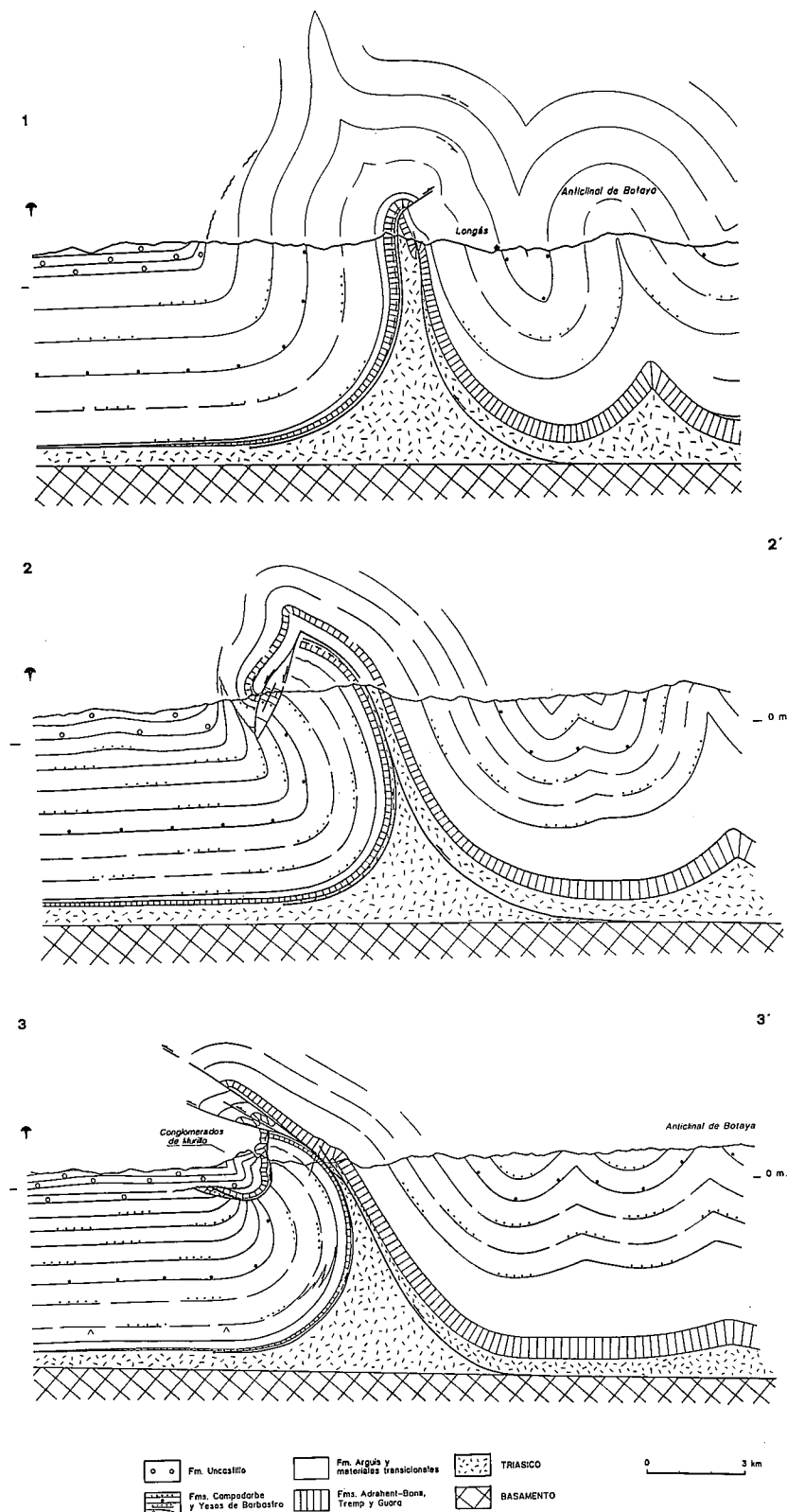


Figura 4.- Cortes geológicos de orientación NNE-SSW del sector occidental de las Sierras Exteriores. 1-1': Corte de San Marzal, 2-2': Corte de San Felices, 3-3': Corte del Gállego. Su localización se indica en las figuras 1 y 3. La Fm. Campodarbe aparece dividida en dos tramos por la línea ornamentada con puntos gruesos: el tramo inferior es pretectónico en relación al cabalgamiento de San Felices y el superior sintectónico con respecto a esta misma unidad.

(1-1' en las figuras 1, 3 y 4), que muestra el anticlinal de Santo Domingo, con los flancos sin complicaciones debidas a la presencia de láminas cabalgantes, b) corte de San Felices (2-2' en las figuras 1, 3 y 4), donde aparece plegada la lámina del mismo nombre y c) corte del Gállego (3-3' en las figuras 1, 3 y 4), donde aflora la lámina de Punta Común, también plegada, y las láminas del sis-

tema de Riglos. Además se describirán separadamente los pliegues de dirección N-S a NW-SE que aparecen en el flanco norte del anticlinal de Santo Domingo.

Los pliegues N-S

El flanco norte del anticlinal de Santo Domingo presenta fuertes variaciones de buzamiento, con capas verti-

cales en la mayor parte del área de estudio. En el sector oriental el buzamiento de las mismas es sensiblemente menor (45° en las inmediaciones del Embalse de La Peña, Fig. 3). Esta disposición guarda paralelismo con la geometría de los pliegues E-W situados más al N, en el Sinclino del Guarga, que presentan planos axiales bastante verticales y son mucho más apretados al W del meridiano de Jaca (con buzamientos en ambos flancos de hasta 80°) y más laxos al E (la mayoría de los buzamientos están comprendidos entre 10 y 20° , Puigdefàbregas, 1975).

Los pliegues asociados a este flanco norte (anticlinales de Peña Ronquillo, Fachar y La Peña) son oblicuos (con orientación N-S a NW-SE) a la dirección dominante de la estructura antiformal. Los anticlinales de Peña Ronquillo y La Peña (Fig. 3) son estructuras de compensación, asimétricas, vergentes al SW, situadas al frente de sendos cabalgamientos. En ambos casos el ángulo de rampa de bloque superior e inferior es elevado, lo que permite suponer que los pliegues desarrollados al frente del cabalgamiento fueron cortados con posterioridad a su formación (geometrías de este tipo de pliegues son descritas por Cooper y Trayner, 1986). En cartografía (Fig. 3) se observa que el cabalgamiento asociado al pliegue de Peña Ronquillo se amortigua dentro de la Fm. Arguis, y que la geometría antiformal se mantiene hasta los tramos inferiores de la Fm. Campodarbe. El punto de interrupción del cabalgamiento asociado al anticlinal de la Peña se localiza en las facies Garumn, a partir de las cuales la estructura anticlinal deja de tener expresión cartográfica. Estos aspectos geométricos, y el hecho de que los anticlinales de bloque superior no reproducen la geometría de la rampa del bloque inferior, indican que se trata de pliegues de propagación de falla con nivel de despegue en el Triásico superior.

El anticlinal de Fachar (Fig. 3) es simétrico, con buzamientos de 40 - 50° en los materiales triásico-eocenos de ambos flancos y muestra un significativo adelgazamiento de la Fm. Arguis hacia la zona de cresta. Al igual que los anticlinales de Peña Ronquillo y La Peña la cobertera se presenta despegada a nivel del Triásico superior, pero la importancia del cabalgamiento que corta su flanco oeste es mucho menor, por lo que su geometría se adapta mejor a la de un pliegue de despegue, similar a los que aparecen en los sectores central y oriental de las Sierras Exteriores (Millán *et al.*, 1994b).

Corte de San Marzal.

En la parte oeste del área estudiada puede apreciarse la geometría del pliegue de despegue de Santo Domingo (Fig. 4, corte 1-1'). Es un anticlinal cuyas dimensiones son mucho mayores que las del resto de las estructuras de este sector de las Sierras Exteriores. Presenta una amplitud de $3,5$ km y longitud de onda de unos 7 km. El núcleo de materiales triásicos aflora a lo largo de más de 20 km. Al oeste de San Marzal las formaciones de Campodarbe y Uncastillo aparecen afectadas durante 41 km por esta estructura, con buzamientos de hasta 80° (Puigdefàbregas, 1975). Su geometría es de pliegue cilíndrico en

las capas del mesozoico y terciario marino (Fig. 4). Su eje presenta inmersión de 65° W en el sector de San Marzal (Nichols, 1987); inmersión que se reduce progresivamente hacia el E. La zona de charnela de este pliegue se complica dentro de la Fm Campodarbe con la presencia de despegues capa sobre capa, pliegues angulares apretados con continuidad lateral comprendida entre 1 y 10 km, y un importante colapso de charnela (de acuerdo con los modelos de Ramsay, 1974).

El núcleo del anticlinal alberga un cabalgamiento a lo largo de su zona de charnela, con movimiento del bloque superior hacia el S; con él entroncan gran parte de las trazas de los cabalgamientos visibles en la cartografía. El desplazamiento máximo de este cabalgamiento aparece en el extremo E de la zona estudiada; allí conecta con el cabalgamiento principal del sector oriental de las Sierras Exteriores (ver fig. 1). Este desplazamiento es mínimo en las proximidades de S. Marzal, quedando su expresión limitada al pequeño cabalgamiento que corta el anticlinal NW-SE de Peña Ronquillo. El flanco sur del anticlinal está afectado por un retrocabalgamiento verticalizado en su núcleo, que involucra a los niveles inferiores de la Fm Campodarbe. Este retrocabalgamiento está ligeramente plegado, llegando a presentar una posición invertida a la altura de Sta. Engracia (Fig. 3), donde está cortado por el cabalgamiento principal (con movimiento del bloque superior hacia el sur) localizado en el núcleo del pliegue. En esta zona también aparece una falla direccional dextra, de dirección NW-SE, que afecta únicamente al flanco sur del anticlinal de Santo Domingo. Al E de dicha falla se localiza un conjunto de fallas menores conjugadas de plano vertical. La falla de Santa Engracia, tardía con respecto al anticlinal de Santo Domingo, actúa como "tear fault" para el retrocabalgamiento que discurre por el núcleo del mismo (Fig. 3).

Al norte del anticlinal de Santo Domingo aparecen dos pliegues importantes de geometría concéntrica en las charnelas externas y angular en las internas: el sinclinal de Longás y el anticlinal de Botaya. Son pliegues de eje subhorizontal, ligeramente vergentes al sur y con buzamientos en los flancos casi verticales en el primero y de más de 60° en el flanco norte del segundo. Al igual que el anticlinal de Santo Domingo, ambos están despegados al nivel del Triásico medio-superior. Su continuidad lateral es de más de 40 km.

Corte de S. Felices

En este corte (Fig. 4, corte 2-2'), la serie que comprende desde el Triásico medio-superior hasta los términos inferiores de la Fm Campodarbe se encuentra invertida en el flanco S del anticlinal de Santo Domingo, con polaridad sur y buzamientos entre 80 y 30° N. Esta serie está cortada en rampa de bloque inferior por el cabalgamiento de San Felices que actualmente buza hacia el sur. En el bloque superior de este cabalgamiento aparece esta misma serie describiendo el anticlinal sinforme de San Miguel (Figs. 3 y 4), que presenta inmersión de 40° ha-

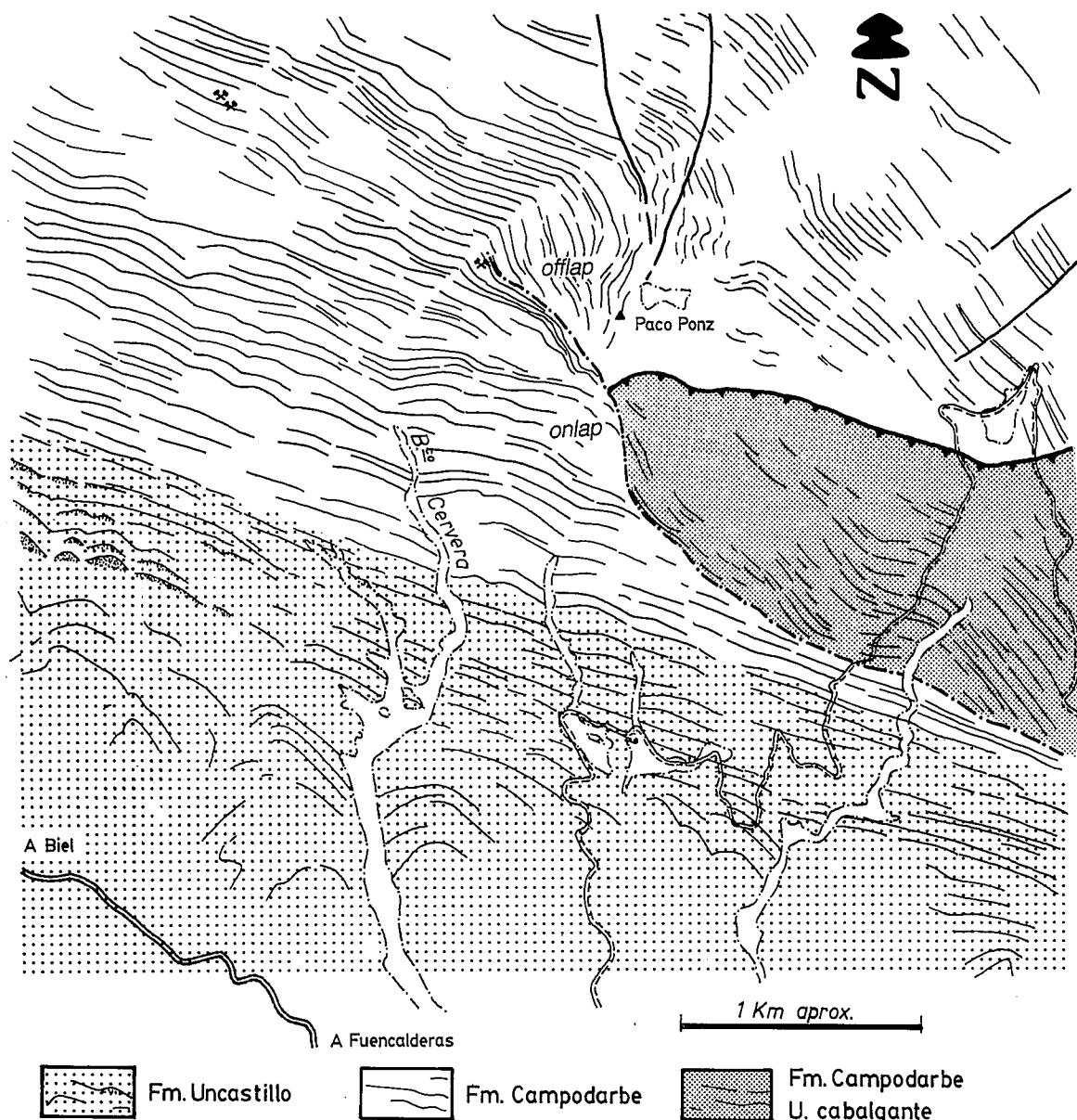


Figura 5.- Esquema fotogeológico del extremo occidental de la Unidad de San Felices, donde puede verse la discordancia progresiva en offlap-onlap dentro de la Fm. Campodarbe, lo que indica su contemporaneidad con esta lámina de cabalgamiento. Hacia el oeste la discordancia progresiva pasa lateralmente a paraconformidad dentro de la misma formación (Fotograma n.º 48294; rollo 475; vuelo: 26-Jun-57). Situación en la figura 4.

cia el E. El flanco N de este sinforme se interrumpe contra el cabalgamiento de San Felices, con una geometría de rampa sobre rampa. El cabalgamiento se complica con la existencia de una lenticula (*horse*), de 500 m de espesor, del bloque superior. Hacia el sur los estratos discordantes de la parte superior de la Fm. Campodarbe, que fosilizan el cabalgamiento de San Felices, están en posición vertical. Sobre ellos se apoya la Fm. Uncastillo, con buzamientos de 50-60° S que decrecen rápidamente hacia la Cuenca del Ebro.

A la vista de la cartografía del sector y de la geometría descrita, el cabalgamiento de San Felices debe enraizarse necesariamente en el Triásico, y, por tanto, en el núcleo del anticlinal de Santo Domingo. La superficie de cabalgamiento se encuentra plegada con el resto de la serie sedimentaria (Figs. 3 y 4). En el flanco N del anticlinal las capas se encuentran próximas a la vertical. Hacia

el traspás los estratos de la Fm. Campodarbe describen varios pliegues menores de geometría angulosa formados a favor de despegues en los niveles lutíticos de la propia Fm. Campodarbe.

Hacia el E, en las cotas más altas de la topografía, el cabalgamiento de San Felices limita la misma rampa de bloque inferior contra un rellano de bloque superior (Fig. 3). En el extremo oriental de la unidad la superficie topográfica corta a esta falla en cotas más bajas, por lo que se vuelve a observar una disposición geométrica de rampa en los dos bloques. En la terminación W de la unidad de San Felices se localiza una discordancia progresiva que afecta al tramo superior de la Fm. Campodarbe (Puigdefábregas, 1975; Pocoví *et al.*, 1990) cuyo eje presenta orientación 120, 20 E. En ella puede distinguirse una evoluta inferior con dispositivo en offlap y una superior con dispositivo en onlap (Fig. 5).

Corte del Gállego

La estructura en este sector (Fig. 4, corte 3-3') es similar a la de la lámina de San Felices, pero no está en continuidad con aquella, como lo demuestran las relaciones con los depósitos sintectónicos. Se observa el frente de otra lámina cabalgante (unidad de Punta Común) tectónicamente superpuesta a la de San Felices, así como una discordancia progresiva (Fig. 6) de eje subhorizontal, desarrollada en los materiales de la Fm. Uncastillo. La posición estratigráfica de esta discordancia es, por tanto, más alta que la observada al W de la unidad de San Felices (Pocoví *et al.*, 1990; Arenas *et al.*, 1993; Horgan, 1993).

El plano de cabalgamiento de la unidad de Punta Común muestra una relación de rellano de bloque superior-rampa de bloque inferior (Figs. 3 y 4), salvo en su extremo occidental donde presenta una relación de rampa sobre rampa. El cabalgamiento involucra toda la serie del Mesozoico y Terciario marino, además del conjunto de la Fm. Campodarbe, que aparece en ambos bloques. Al igual que el cabalgamiento de San Felices, este cabalgamiento se enraza en los niveles plásticos del Triásico. El bloque inferior aparece con las capas invertidas llegando a describir un sinclinal antiforme cerca del cauce del río Gállego (Fig. 7). El conjunto de la estructura presenta una clara inmersión hacia el E (ver fig. 3).

Los niveles inferiores de la Fm. Uncastillo aparecen cabalgados por la unidad de Punta Común. Los niveles medios y superiores de esta formación fosilizan la unidad y están plegados en su frente como consecuencia del basculamiento de la lámina de Punta Común, resultante del desarrollo del anticlinal de Santo Domingo. Estos pliegues (par anticlinal-sinclinal) presentan planos axia-

les inclinados, con fuerte vergencia al sur (Fig. 4, corte 3-3') y desarrollan abanicos de capas abiertos al sur.

La rampa del bloque inferior del cabalgamiento de Punta Común presenta un ángulo con las capas anormalmente alto, que llega a alcanzar 90°. Al este del río Gállego las capas del bloque superior mantienen su geometría de rellano, pero despegadas de la rampa y formando varios pliegues recumbentes de escala hectométrica (Fig. 7).

En la margen izquierda del río Gállego, la lámina de Punta Común está recubierta por un apilamiento de láminas (unidad de Riglos, Fig. 7), en cuyo frente se depositaron los conglomerados sintectónicos de Riglos y Linás (niveles superiores de la Fm. Uncastillo). La estructura interna de estas láminas se caracteriza por la existencia de pliegues concéntricos (par anticlinal-sinclinal) vergentes al SSW.

Síntesis de la estructura del sector occidental de las Sierras Exteriores: sistema imbricado y pliegue de despegue

A partir de los datos hasta aquí expuestos se puede caracterizar la estructura del sector occidental de las Sierras Exteriores por la presencia de tres unidades cabalgantes (que de oeste a este son San Felices, Punta Común y sistema de Riglos), inicialmente vergentes hacia el sur y un pliegue (anticlinal de Santo Domingo) de dirección WNW-ESE y continuidad lateral de varias decenas de kilómetros sobrepuesto a ellas. Las dimensiones de los afloramientos de las láminas son de 5-10 km, salvo el sistema de Riglos, que se extiende hacia el E 16 km fuera de la zona estudiada (Millán *et al.*, 1994b). Las dos primeras unidades truncan la serie de cobertera desde el Triásico hasta los materiales detríticos oligocenos. El sistema de Riglos llega a cortar la serie miocena. Es-

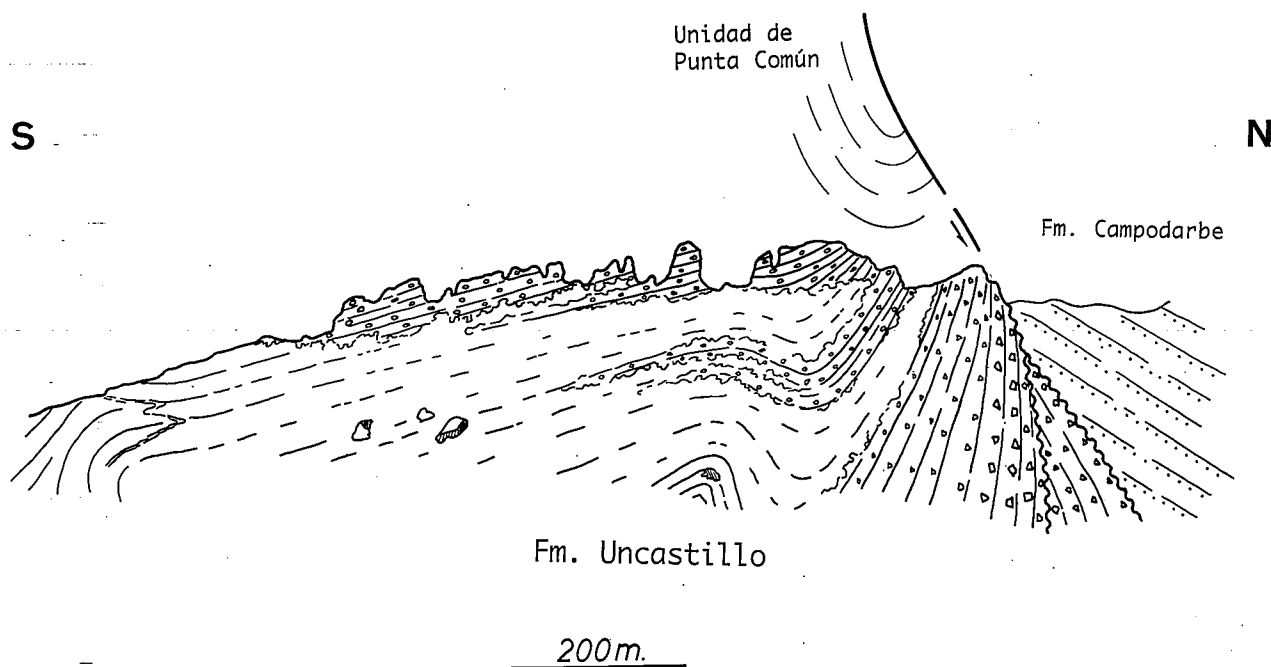


Figura 6.- Panorámica de la discordancia progresiva de Agüero en los estratos de la Fm. Uncastillo. Barranco de dirección N-S que pasa por el pueblo (croquis de campo). Obsérvese el amortiguamiento del anticlinal del centro del corte hacia la parte superior de la serie, y el pliegue sinsedimentario con los estratos superiores de la Fm. Uncastillo en la parte izquierda (sur) del corte. Situación en la figura 4.

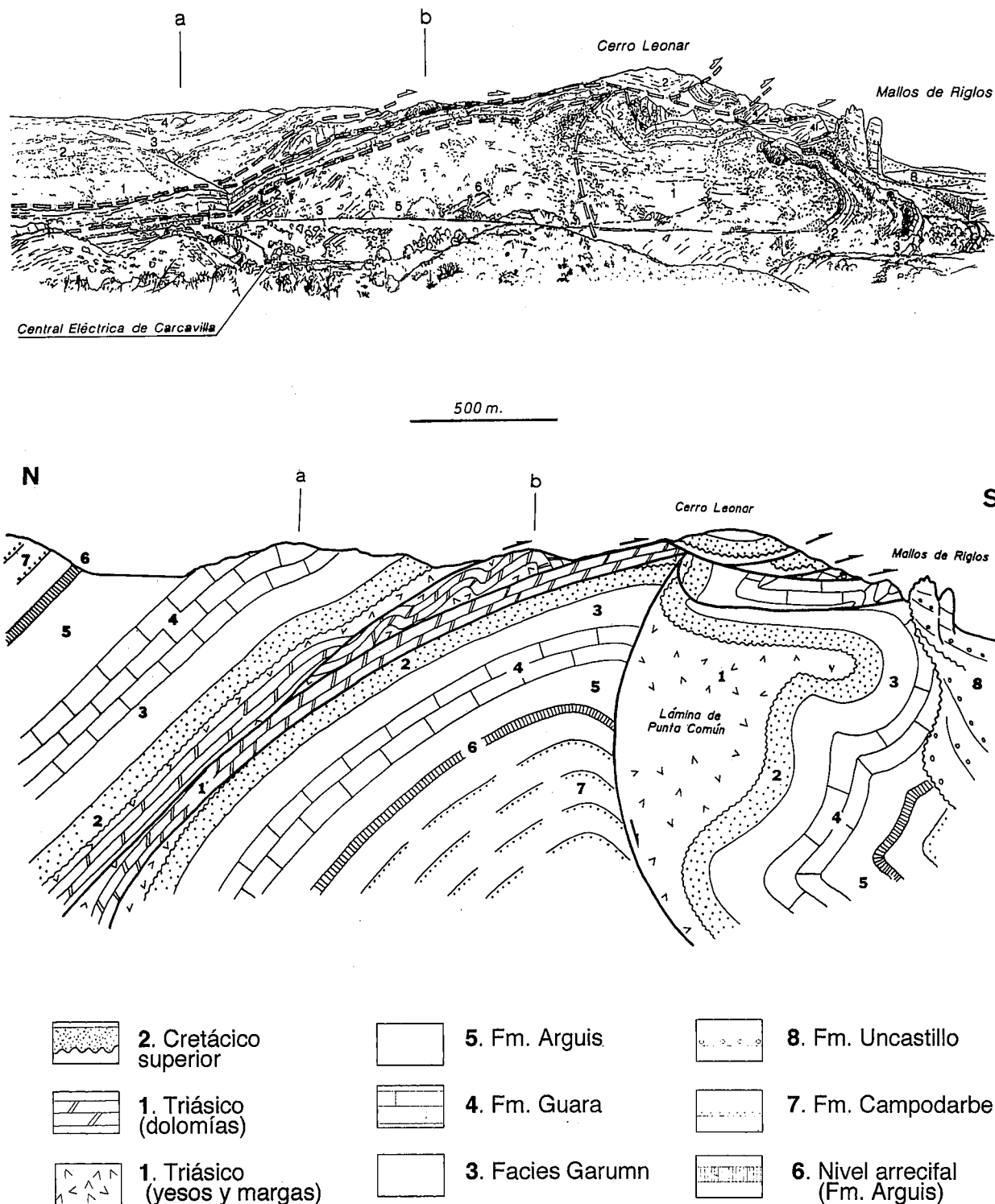


Figura 7.- Esquema de campo e interpretación geológica de la panorámica de la orilla izquierda del río Gállego. La parte baja del esquema geológico se ha reconstruido a partir de observaciones de campo en la otra margen del río y datos cartográficos. Las letras a y b corresponden a rasgos topográficos identificables en el esquema de campo y el corte interpretado. Las líneas discontinuas en el esquema de campo indican la posición de los planos de cabalgamiento y el sentido de movimiento relativo de los bloques.

tas láminas, al ser plegadas por el anticlinal de Santo Domingo aparecen actualmente con buzamiento normal hacia el S, o invertido hacia el N.

Asociados al flanco norte del anticlinal de Santo Domingo, y aislados cartográficamente de las unidades cabalgantes descritas por el nivel de erosión actual, aparecen los pliegues de dirección N-S a NW-SE (Peña Ron-

quillo, Fachar y La Peña), con núcleo Triásico, que afectan también a los materiales terciarios. A la vista de estas estructuras desarrolladas en el flanco norte, y las que aparecen en el flanco sur (láminas de San Felices, Punta Común y Riglos), en nuestra opinión puede establecerse una correlación entre ellas teniendo en cuenta: 1) que los planos de cabalgamiento asociados a unas y otras se en-

troncan en el cabalgamiento que discurre por el núcleo del anticlinal de Santo Domingo, y 2) que este último es posterior a ambos tipos de estructuras. Desde este punto de vista, y considerando la orientación de las estructuras, el anticlinal de Peña Ronquillo, situado más al oeste, correspondería a la terminación noroccidental de la lámina de San Felices, el anticlinal de Fachar a la terminación de la lámina de Punta Común, y el anticlinal de La Peña al sistema de Riglos. Una justificación geométrica para esta correlación estriba en que resultaría poco congruente que todas las estructuras se amortiguaran completamente por encima del nivel de erosión actual, sin prolongarse en el flanco opuesto del anticlinal de Santo Domingo. La validez geométrica de esta interpretación se demuestra con la realización de un modelo expuesto en el apartado subsiguiente.

Relaciones tectónica-sedimentación y consideraciones cinemáticas.

La actividad tectónica en la zona de estudio ha quedado registrada por el conjunto de materiales sintectónicos depositados desde el Eoceno medio hasta el Mioceno inferior. Desde el punto de vista litoestratigráfico este período de tiempo incluye las formaciones de Arguis, Campodarbe y Uncastillo. Las relaciones entre estructuras y unidades estratigráficas contemporáneas a su formación queda reflejada en las observaciones siguientes:

1) El anticlinal de Fachar y el anticlinal sinforme de San Miguel son estructuras sinsedimentarias con la Fm. Arguis (Eoceno medio-superior), tal como lo demuestra la fuerte reducción de potencia de dicha formación hacia las charnelas de ambos anticlinales (ver fig. 3).

2) El emplazamiento de la lámina de San Felices es contemporáneo con la sedimentación de la parte superior de la Fm. Campodarbe (Oligoceno), lo que ha quedado registrado en la discordancia progresiva desarrollada en relación con la rampa oblicua del extremo occidental de esta unidad cabalgante. El abanico de capas de la discordancia asociada al cabalgamiento de San Felices muestra una parte inferior en *offlap* una superior en *onlap* (ver fig. 5). La superficie topográfica corta de forma oblicua al eje de la evoluta, de forma que su visualización es óptima en fotografía aérea. La unidad de San Felices cabalga sobre la evoluta inferior, y es fosilizada por la superior (ver fig. 5). El registro sedimentario también está claramente influenciado por la actividad diastrófica, como lo atestigua la presencia, en la parte inferior de la evoluta, de cantos gruesos de la propia Fm. Campodarbe, y cantos de los tramos calcáreos de la serie sedimentaria (Triásico-Eoceno).

3) El emplazamiento de la lámina de Punta Común es contemporáneo con la sedimentación de la parte inferior y media de la Fm. Uncastillo, lo que ha quedado registrado en la discordancia progresiva del barranco de Agüero (Fig. 6). Esto supone para el cabalgamiento de Punta Común un salto estratigráfico de más de 1000 m de serie en relación al cabalgamiento de San Felices (en estimación realizada al oeste de San Miguel, donde el registro sedimentario es más continuo). Estos datos corroboran la in-

dividualización de cada una de estas dos láminas, apuntada en el apartado anterior. La evoluta inferior de esta discordancia progresiva se inicia en un tramo de brechas masivas, cuya base, en posición invertida, se dispone en discordancia angular con las capas, también invertidas pero con menor buzamiento, de la Fm. Campodarbe. Sobre la evoluta inferior se disponen discordantes, adelgazándose hacia el ápice y dispuestos en *onlap*, los cuerpos conglomeráticos de la evoluta superior. La base de este *onlap* se presenta en posición subvertical debido a la actuación del pliegue de Santo Domingo. Los conglomerados más modernos (Mallos de Murillo) se encuentran plegados (Fig. 4, corte 3-3' y Fig. 6), constituyendo un anticlinal que se amortigua hacia su charnela interna.

4) En los depósitos de la Fm. Uncastillo aparece, asociado al flanco S del anticlinal de despegue en que se estructuran los conglomerados de Murillo, un abanico de capas que indica la sincronía de estos pliegues con el depósito de la parte alta de la Fm. Uncastillo (de edad Agniense-Aragoniense, Arenas, 1993). Este abanico es especialmente visible 500 m al NE de Agüero (Fig. 4, corte 3-3').

5) Los depósitos sintectónicos con el sistema de cabalgamientos de Riglos (ver fig. 7), se sitúan estratigráficamente por encima de la discordancia progresiva del Barranco de Agüero, lo que es coherente con el emplazamiento del sistema de Riglos con posterioridad a la unidad de Punta Común. Las láminas de Riglos, en continuidad estructural con el flanco N de las Sierras Exteriores (Fig. 4, corte 3-3') y en secuencia de bloque superior, cabalgan sobre los tramos inferiores de los conglomerados de Riglos y de Linás y son fosilizadas por la parte culminante de éstos (esta fosilización se observa 2 km al E de Riglos, ver fig. 3).

6) El desarrollo del anticlinal de Sto. Domingo está asociado con abanicos de capas en la Fm. Uncastillo, abiertos hacia el S (ver fig. 3 y 4), que aparecen en el flanco S del anticlinal. Este desaparece rápidamente en la Cuenca del Ebro, donde se observa un progresivo atenuamiento de la deformación, con pliegues de escasa amplitud y longitud kilométrica coherentes con la dirección del principal. Estos pliegues se localizan exclusivamente en el sector occidental de las Sierras Exteriores y se han interpretado como despegues de escasa entidad genéticamente relacionados con el levantamiento del anticlinal de Santo Domingo. Hacia el W de San Marzal se mantiene el abanico de capas dentro de la Fm. Uncastillo (Puigdefàbregas, 1975; Arenas, 1993) paralelo a la dirección del anticlinal, lo que corrobora su continuidad estructural y cinemática al W del área de estudio.

Las relaciones de las superficies de cabalgamiento con las formaciones sintectónicas que acabamos de describir muestran que la sucesión de las mismas responde, a partir del Oligoceno, a una secuencia de bloque superior con progresión de la deformación de W a E (Fig. 8). Una vez finalizado el emplazamiento de la unidad de San Felices, se reactiva el cabalgamiento de Punta Común; su inicio, de acuerdo con las relaciones sintectónicas que la Fm. Arguis muestra en el anticlinal de Fachar, se habría producido durante el Bartoniense. A este último se le superpone posteriormente la unidad de Riglos.

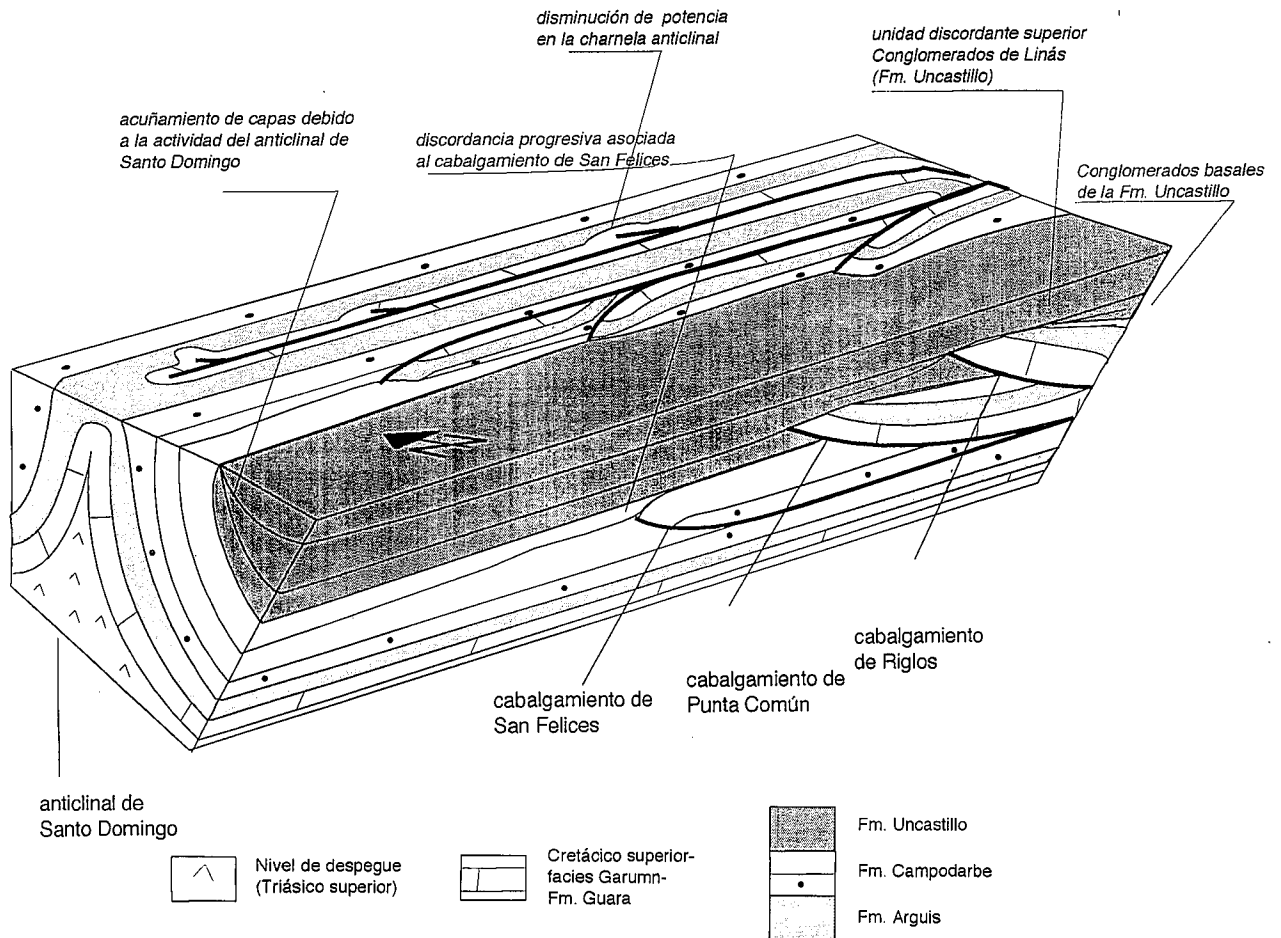


Figura 8.- Bloque diagrama donde se resumen las principales relaciones entre las estructuras y las unidades sedimentarias.

La disposición estructural de las láminas de San Felices, Punta Común y Riglos, su relación con el bloque inferior y con los depósitos sintectónicos permiten interpretarlas como originadas por cabalgamientos de vergencia S, siendo su actual sentido de buzamiento hacia el S debido al posterior plegamiento de este sector por el anticlinal de Sto. Domingo. Este último, sobreimpuesto a la secuencia de láminas cabalgantes, es contemporáneo con el depósito de la formación Uncastillo, como lo atestiguan los acuñamientos de capas antes descritos. La formación de este pliegue induce la reactivación del frente de la lámina de Punta Común, que afecta también a la Fm. Uncastillo. La unidad de Riglos es contemporánea con el final del levantamiento del anticlinal de Santo Domingo, ya que se encuentra ligeramente plegada y están fosilizadas por la parte superior de los conglomerados de borde.

Modelización geométrica de la estructura de las Sierras Exteriores. Discusión.

Uno de los objetivos de este trabajo es encontrar una solución geométrica que permita explicar de manera coherente todo el conjunto de observaciones realizadas, tanto las referentes a la geometría como a la evolución temporal de las estructuras. Los aspectos que debe contemplar el modelo geométrico de la estructura de las Sierras Exteriores son:

- 1) El origen de los pliegues N-S a NW-SE del flanco N del anticlinal de Santo Domingo.
- 2) La orientación original y disposición actual de las unidades cabalgantes de San Felices, Punta Común y Riglos
- 3) La geometría y disposición actual, en relación al nivel de erosión, del pliegue de Santo Domingo
- 4) La modificación que experimentan la rampa de bloque inferior de los cabalgamientos de San Felices y Punta Común al producirse el pliegue de Santo Domingo.
- 5) El acortamiento diferencial que se observa entre el extremo occidental de las Sierras Exteriores y la parte oriental del área de estudio

Para reproducir tridimensionalmente los rasgos más destacados de la estructura de esta zona se ha realizado un modelo de capas de plastilina coloreada reproduciendo las diferentes unidades sedimentarias, de escala aproximada 1:50.000, con una malla cuadrículada de referencia de 4 cm de espaciado. Sobre el bloque de plastilina se han cortado superficies de cabalgamiento, reproduciendo la supuesta orientación de las distintas rampas. La evolución geométrica de la rampa de bloque inferior durante el plegamiento por flexural-slip se ha modelizado bidimensionalmente mediante un bloque de hojas de papel.

Ajustando la orientación y desplazamiento de los cabalgamientos en relación con el eje del anticlinal de San-

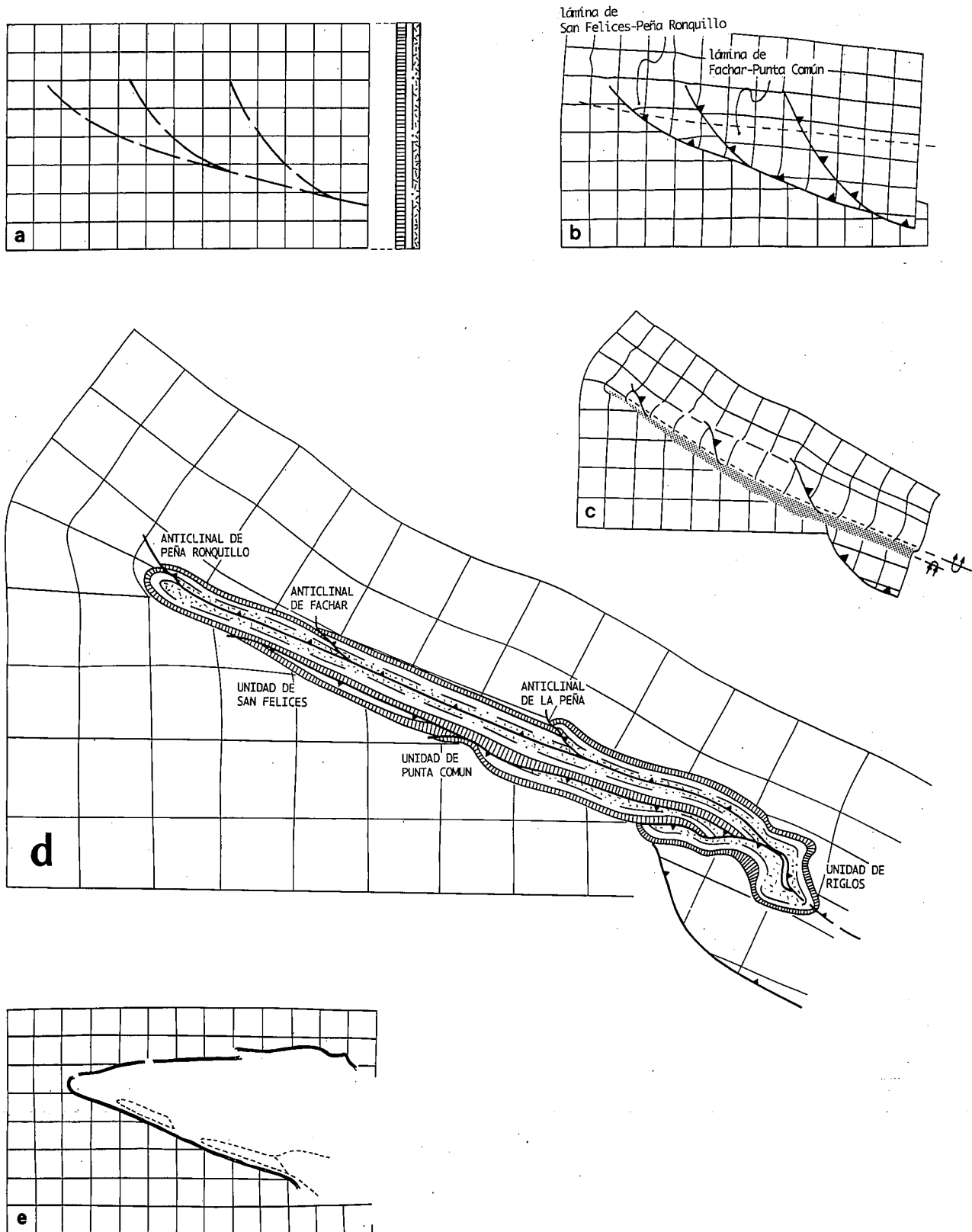


Figura 9.- Modelo geométrico y de interpretación cinemática del sector occidental de las Sierras Exteriores, realizado en plastilina, sobre la que se ha trazado una malla cuadrículada de referencia. El espesor de las capas de plastilina no se corresponde con el de las unidades estratigráficas reales. En el modelo no aparecen los pliegues de eje subhorizontal de Longás y Botaya. Se han representado los distintos estadios de formación de estructuras. a) Estado indeformado, con la posición de los distintos cabalgamientos. En el lateral se indica con distintas tramas las diferentes capas de plastilina reconocibles en el estadio d). b) Formación, en secuencia de bloque superior, de las unidades cabalgantes. La línea discontinua indica la posición futura del eje del anticlinal de Santo Domingo, oblicuo a las rampas anteriores. c) Formación del pliegue de Santo Domingo, que afecta a las rampas de los cabalgamientos. La zona sombreada indica el flanco sur del anticlinal. d) Corte del estadio anterior por la supuesta superficie de erosión actual. Puede observarse la terminación periclinal del anticlinal de Santo Domingo, los anticlinales situados en el flanco norte de Fachar y La Peña, y las unidades de San Felices, Punta Común y Riglos. e) Restitución del estadio d), mostrando el hueco correspondiente a la superficie original eliminada por la erosión después de la formación de la estructura.

to Domingo, y seccionando el modelo de plastilina según una superficie horizontal (Fig. 9) apropiada que represente la actual superficie del terreno, el modelo permite reproducir satisfactoriamente algunos aspectos geométricos y cartográficos de esta zona. La conclusión geométrica más importante que puede extraerse del mismo es el giro en torno a un eje vertical de la cobertera que supone tanto la formación del sistema de cabalgamientos de San Felices-Punta Común-Riglos como la del anticlinal de Sto. Domingo, con el que se encuentra asociada la mayor parte de este giro (Fig. 9). Esta rotación también ha sido obtenida mediante criterios paleogeográficos (Puigdefàbregas, 1975), estructurales (Millán et al., 1992) y paleomagnéticos (Hogan, 1993; Pueyo et al., 1994). Dentro de este esquema se explica la continuidad de las estructuras en ambos flancos del anticlinal de Santo Domingo. Los anticlinales de Peña Ronquillo, Fachar y La Peña representan el amortiguamiento hacia el NW de las diferentes unidades cabalgantes que aparecen en el flanco sur del anticlinal de Santo Domingo, a la vez que las unidades de San Felices, Punta Común y Riglos se corresponden con las partes frontales de estos cabalgamientos.

La estructura en el estadio anterior a la formación del anticlinal de Santo Domingo (Figura 9 b) consiste en un cabalgamiento principal, que se amortigua hacia el W, del que emergen sendos planos oblicuos. Las unidades cabalgantes que afloran en el flanco S del anticlinal de Santo Domingo se corresponderían en gran medida con la parte frontal del cabalgamiento principal. De este modo, la estructura del sector occidental de las Sierras Exteriores se puede caracterizar como un sistema imbricado en el que las sucesivas láminas podrían compartir una única rampa frontal. Este modelo resultaría diferente de los sistemas imbricados clásicos (Butler, 1983; Graham et al., 1987), cuya evolución está asociada a la formación de sucesivas rampas frontales subparalelas.

El anticlinal de Santo Domingo se nuclea con dirección oblicua a las rampas de los cabalgamientos previamente formados (Fig. 9 b y c), tanto a las de las estructu-

ras oblicuas como a la rampa principal con las que estas entroncan. Dada la posición en la que se desarrolla el anticlinal de Santo Domingo, la parte trasera de las estructuras anteriores queda en el flanco norte y la parte delantera en el flanco sur del mismo (Fig. 9 d). Esto contribuye a la complejidad estructural que se observa en la cartografía geológica.

Durante el plegamiento la rampa de bloque inferior de los primeros cabalgamientos formados tuvo que sufrir un acortamiento debido al mecanismo de flexo-deslizamiento que necesariamente se produce si se supone que en la cuenca del Ebro estos mismos materiales no se han visto afectados por deformaciones importantes (Fig. 10). Este acortamiento de la rampa permite explicar en gran medida el fuerte ángulo de rampa que existe en los planos de cabalgamiento de San Felices y Punta Común en relación con el bloque inferior (ver fig. 4). El bloque superior de los cabalgamientos forzosamente ha tenido que verse afectado por el acortamiento de dicha rampa. Algunas estructuras observadas en la zona de Riglos responden a este acortamiento, como el pliegue de despegue perteneciente a la unidad de Punta Común (ver figs. 4 y 7). Este efecto se ve amplificado por la posición, prácticamente perpendicular a la dirección de compresión, en la que llega a situarse la superficie de rampa de bloque inferior durante los últimos estadios de la evolución de la estructura antiformal. En esta situación, las capas del bloque inferior se encuentran en posición subhorizontal invertida y se deforman dando lugar a pliegues disarmónicos de menor escala.

La inmersión hacia el E que presenta la estructura en el valle del Gállego, contraria a la inmersión hacia el W del anticlinal de Santo Domingo, puede explicarse porque en el sector de Riglos la rampa de bloque inferior común al sistema de cabalgamientos, es oblicua al eje del pliegue (Figs. 9 b y c). El sentido de cabeceo del eje del pliegue sobre la rampa es hacia el E (Fig. 11), por lo que tras el plegamiento, en el sector de Riglos, esta rampa y la cobertera cabalgante se sumergen hacia el E (Figs. 11 y 12).

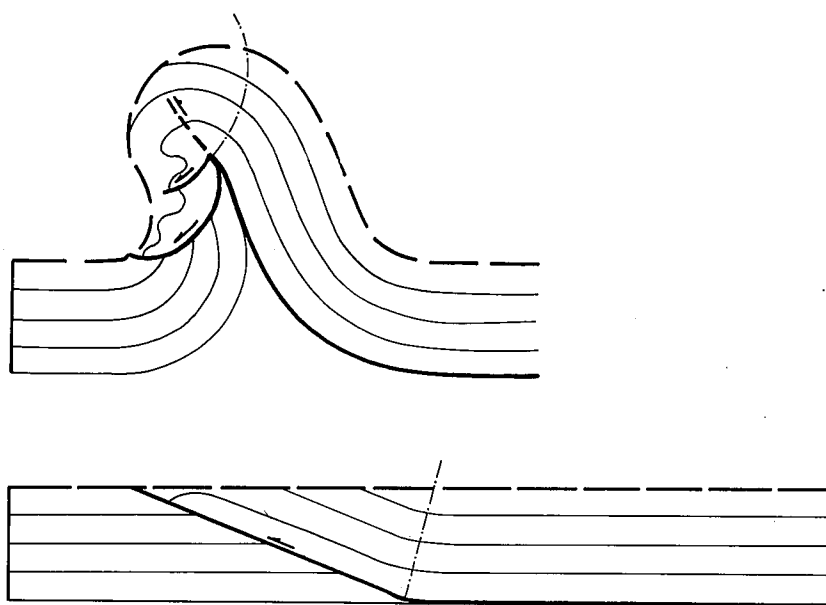


Figura 10.- Esquema bidimensional explicativo de la relación cabalgamiento-plegamiento. Obsérvese el acortamiento de la rampa de bloque inferior al plegarse y las estructuras de acomodación en el bloque superior. La superficie superior, marcada por la línea discontinua, representa una supuesta discordancia posterior al cabalgamiento.

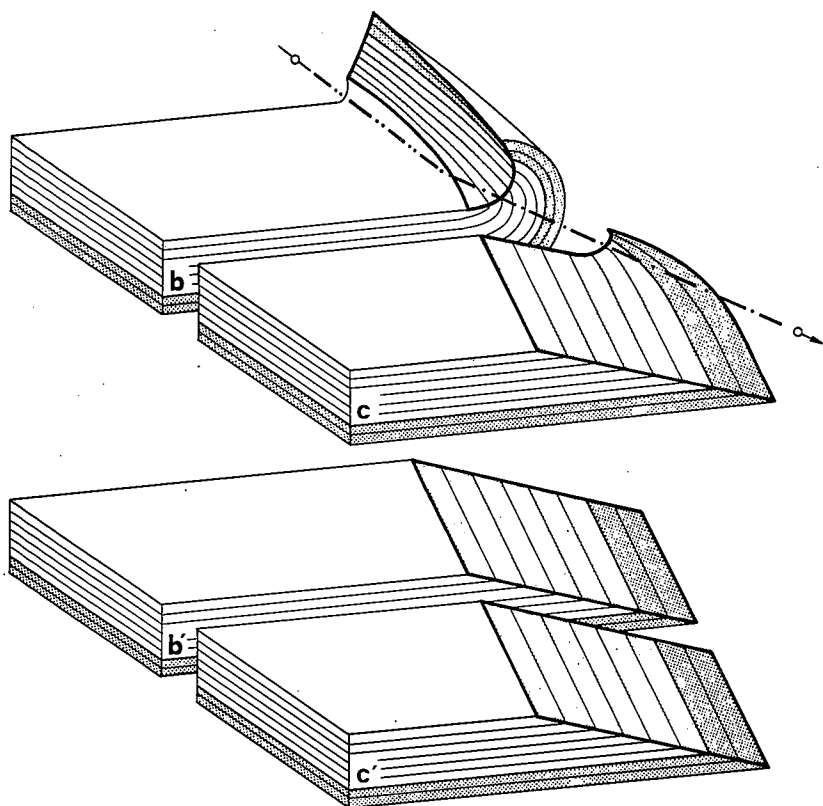


Figura 11.- Modelo ilustrativo del acortamiento de la rampa de bloque inferior y de la disposición que adquiere al estar afectada por un pliegue oblicuo. Obsérvese que la oblicuidad del eje del sinclinal con respecto a la rampa de bloque inferior inicialmente formada origina una inmersión de la estructura hacia el este. Los bloques b y c son los mismos que en la figura 12; los bloques b' y c' representan la disposición de esta parte de la rampa antes de ser plegada.

Por otra parte, la oblicuidad del eje del pliegue con respecto a la rampa de bloque inferior explicaría que (Fig. 11): 1) el número de capas de bloque inferior involucradas en el pliegue disminuya hacia el E, 2) se produzca una disminución, en ese mismo sentido, del radio de curvatura de la rampa plegada y 3) la rampa deje de estar plegada a partir del punto de intersección del eje del pliegue con la línea de corte (cut-off) inferior de la rampa. Estos hechos tienen un reflejo en la disminución del buzamiento de las capas del bloque superior del cabalgamiento principal de las Sierras Exteriores, que van haciéndose progresivamente más bajos hacia el E de la zona de estudio (ver fig. 12).

Conclusiones. Evolución terciaria del sector occidental de las Sierras Exteriores Surpirenaicas.

En el conjunto de las Sierras Exteriores, desde Alquézar hasta Santo Domingo (ver fig. 1) los anticlinales N-S a NW-SE son progresivamente más modernos y de menores dimensiones hacia el W (Puigdefàbregas, 1975; Millán *et al.*, 1992; Millán, 1995). Pueden ser interpretados como pliegues de despegue o de propagación de falla (según la terminología de Suppe y Medwedeff, 1984). Constituyen en conjunto una secuencia de bloque inferior que progresa hacia el SSW, con una atenuación de la deformación en este sentido marcada por la disminución en la entidad de estos pliegues. La orientación actual de los mismos, muy oblicua a la dirección principal pirenaica, se debe a la rotación posterior del conjunto de las Sierras Exteriores de acuerdo con el modelo presentado en este trabajo.

El cabalgamiento de San Felices, por su disposición actual, y la continuidad que presenta en el flanco N del anticlinal de Santo Domingo, podría considerarse como la última y más occidental de estas estructuras. Su desarrollo, contemporáneo con el crecimiento de la mayor parte de los pliegues N-S del sector central de las Sierras Exteriores, se inició durante la sedimentación de la Fm. Arguis, como pone de manifiesto el adelgazamiento de este tramo margoso en el anticlinal sinforme de San Miguel. Sin embargo, la máxima actividad del cabalgamiento de San Felices tuvo lugar durante el depósito de la parte superior de la Fm. Campodarbe, atestiguado por la discordancia progresiva en esta formación.

De la secuencia inicial de bloque inferior descrita, aplicable al conjunto de las Sierras Exteriores, se pasa a un sistema de cabalgamientos que, en secuencia de bloque superior, son cada vez más modernos hacia el E (cabalgamientos de Punta Común y Riglos). Este cambio en el sentido de propagación de los cabalgamientos coincide con el crecimiento del anticlinal de Santo Domingo. En esta etapa los cabalgamientos activos se sitúan en el bloque superior del cabalgamiento de San Felices, empezando por el de Punta Común (que según este trabajo tiene continuidad hacia el N en anticlinal de Fachar y por lo tanto habría comenzado a funcionar como lámina independiente desde el depósito de las margas eocenas), y continuando por la unidad de Riglos. Por tanto, en este sector se invierte el desplazamiento hacia el W de la actividad tectónica desde el Oligoceno superior (coincidiendo con el emplazamiento de la lámina de Punta Común).

El desplazamiento de estos cabalgamientos de bloque superior se reduce de forma rápida y progresiva hacia el

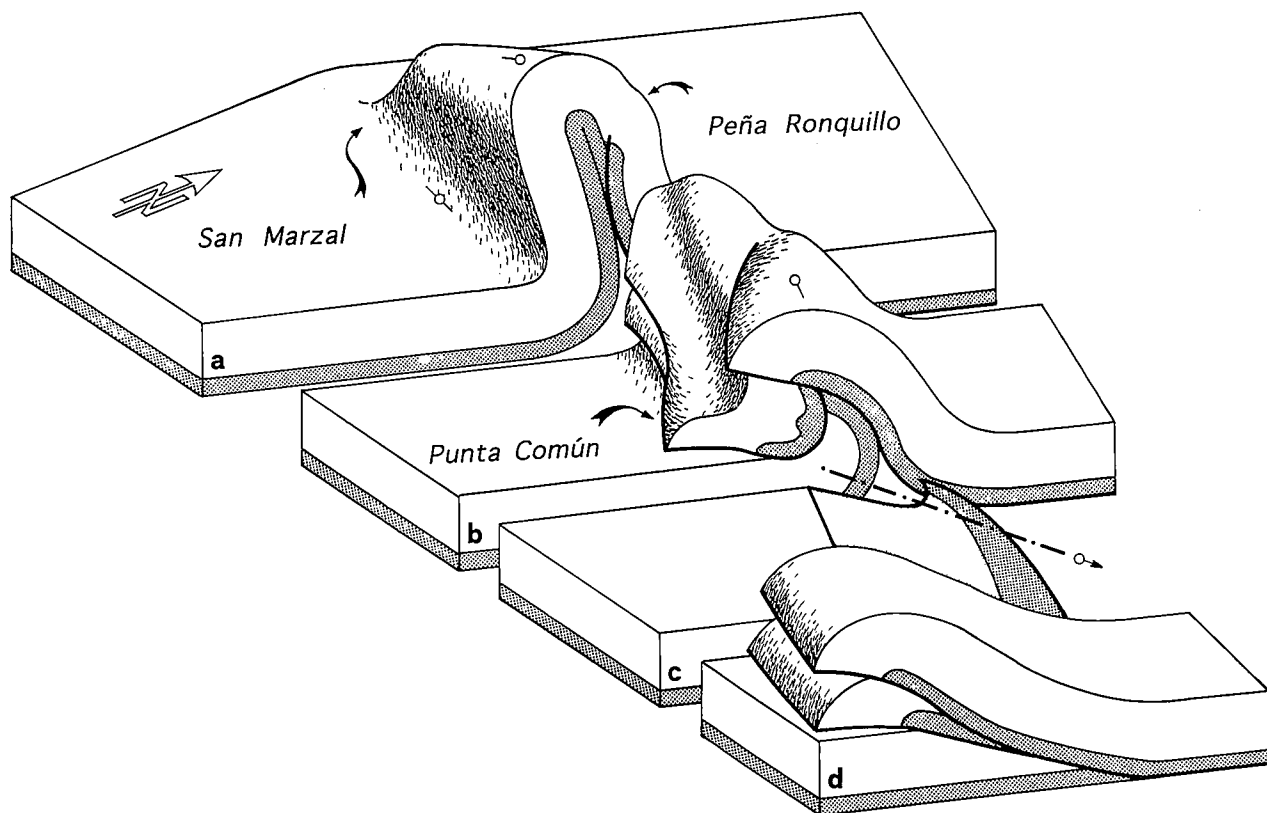


Figura 12.- Bloque-diagrama resumen de la estructura de las Sierras Exteriores. Se ha representado la cobertera desde el Triásico hasta la Fm. Arguis. No se han representado los pliegues de eje horizontal de la cuenca de Jaca. Obsérvense los sentidos de inmersión opuestos que aparecen por una parte en la terminación periclinal del anticlinal de Santo Domingo (en San Marzal) y por otra en el corte del Gállego.

extremo occidental de las Sierras Exteriores, y aumenta hacia el E, provocando un movimiento rotacional de la cobertera en sentido horario, que se acrecienta según se desarrolla dicha secuencia. Dentro de este contexto regional de giro, se forma el anticlinal de despegue de Sto. Domingo, a favor del cual se canaliza gran parte del movimiento rotacional de todo el sector. Este anticlinal adquiere una fuerte inmersión hacia el W como consecuencia del movimiento dextrógiro de la cobertera situada en su flanco N. Por la misma razón su desarrollo aumenta notablemente hacia el E involucrando a los planos de cabalgamiento de San Felices, Punta Común y láminas de Riglos. El anticlinal de Santo Domingo deja de existir hacia el E en la zona en la que la rampa de bloque inferior del sistema de cabalgamientos, al dejar de ser afectada por el pliegue, se mantiene en contacto con el sustrato, permitiendo que el flanco N del anticlinal llegue a cabalgar sobre la cuenca del Ebro (Fig. 12).

El anticlinal de Santo Domingo pliega las láminas de cabalgamiento, de forma que en su flanco meridional, el frente de las mismas comienza a buzar hacia el S, momento en el cual dejan de ser funcionales. A partir de ahí el acortamiento se resuelve en el apretamiento del pliegue y en la imbricación de láminas en su flanco N (correspondientes al sistema de Riglos). Al mismo tiempo, el punto de entroncamiento de las sucesivas láminas se traslada más al norte (ver fig. 4, corte 3-3'). Modelos similares de progresión de cabalgamientos asociados son los presentados por Gilluly (1960) y Boyer (1992). La

superposición de las discordancias progresivas desde la parte superior de la Fm. Campodarbe hasta la Fm. Uncastillo (ver fig. 4), sugiere que durante todo el crecimiento del anticlinal de Santo Domingo el "stick point" o punto fijo del despegue mantuvo una posición constante. Esto favoreció el incremento de la amplitud del pliegue al tiempo que aumenta el desplazamiento del flanco N sobre el despegue basal (pliegues de tipo 2 de Millán *et al.*, 1994a). La erosión posterior al desarrollo de este anticlinal causa el aislamiento, en el flanco S, de las partes frontales de las láminas emplazadas anteriormente (San Felices, Punta Común).

El anticlinal de Santo Domingo forma parte, por su situación, orientación y dimensiones, del tren de pliegues plurikilométricos de dirección E-W que afectan a los materiales de la cuenca de Jaca. En el borde norte de esta se produce durante el Terciario una migración de la deformación de N a S, de acuerdo con los datos de la sedimentación sintectónica con los distintos pliegues (Puigdefàbregas, 1975; Montes, 1992; Teixell, 1992). Al sur de esta zona el desarrollo de los pliegues principales (anticlinal de Santo Domingo y anticlinal de Botaya) fue simultáneo ya que su coexistencia permitió la gran inmersión del eje del anticlinal de Santo Domingo sin producir estructuras extensionales más al oeste (según el modelo geométrico de Millán *et al.*, 1992). El conjunto Botaya-Santo Domingo constituye, pues, el último y más meridional de la serie de pliegues de la Cuenca de Jaca y forma el frente surpirenaico en el sector occidental de las Sierras Exteriores.

Los autores agradecen a J. A. Muñoz, F. Sábá y A. Marcos, sus orientaciones y sugerencias, así como las correcciones realizadas por dos revisores anónimos. Esta investigación se ha beneficiado de los proyectos CICYT GEO 91-0924 y DGICYT PB93-1218, de una beca pre-doctoral concedida por el Gobierno de Aragón al primer firmante, y parcialmente del proyecto PB 88-0389-C02-01.

Bibliografía

- Almela, A. y Ríos, J. M. (1951): Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. *I Cong. Inter. del Pirineo del Inst. de Estudios Pirenaicos Geología*, 3. Zaragoza: 327-350.
- Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza, 858 p.
- Arenas, C., Pardo, G. y Villena, J. (1990): Las unidades tectosedimentarias del margen septentrional de la Depresión del Ebro en el sector Luesia-Riglos (provincias de Zaragoza y Huesca). *Geogaceta*, 8: 92-94.
- Barbed, F., Martínez, M. B., Millán, H., Navarro, J. J. y Pocoví, A. (1988): Observaciones sobre la "klippe" de San Felices (Extremo occidental de las Sierras Exteriores del Prepirineo meridional). *Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics*, Barcelona: 71.
- Boillot, G. y Capdevila, R. (1977): The Pyrenees: subduction and collision? *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 35: 151-160
- Boyer, S. E. (1992): Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belt. In: K.R. McClay (ed.): *Thrust tectonics*. Chapman & Hall: 377-390
- Butler, R.W. (1983): The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4: 239-245
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geológicos*, 41: 391-404
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Séguret, M. y Sibuet, J. C. (1973): Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Planetary Sc. Lett.*, 18: 109-118
- Comas, M. J., Goy, A., Meléndez, A., Millán, H., Navarro, J. J. y Pocoví, A. (1989): Caracterización bioestratigráfica del Lías en San Felices (Prepirineo Meridional. Extremo occidental de las Sierras Exteriores). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 159-173
- Cooper, M. A. y Trayner, P. M. (1986): Thrust-surface geometry: implications for thrust belt evolution and section-balancing techniques. *J. of Struct. Geol.*, 8: 305-312
- Dalloni, M. (1910): Etude Géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, XIX: 436p.
- Deramond, J., Fischer, M., Hossack, J., Labaume, P., Séguret, M., Soula, J. C., Viillard, P. y Williams, G. (1984): Field guide of conference trip to the Pyrenees (Chevauchement et déformation Conférence), Université Paul Sabatier, Toulouse, 28 p.
- Friend, P. y Mc Elroy, R. (1989): Pyrenean tectonic control of Oligo-Miocene river systems, Huesca, Aragón, Spain. In: *4th Inter. Conf. on Fluvial Sed. Excursion Guidebook*. (Marzo, M. y Puigdefàbregas, C. Eds.). 142 p.
- Gilluly, J. (1960): A folded thrust in Nevada-inferences as to time relations between folding and faulting. *Am. J. of Science*, 258: 68-79
- Graham, R., Hosack, J., Deramond, J. y Soula, J. C. (1987): Géométrie des surfaces de chevauchement. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (1): 169-181
- Groshong, R. H. y Epard, J. L. (1994): The role of strain in area-constant detachment folding. *J. of Struct. Geol.*, 16: 613-618
- Hirst, J. P. P. (1983): *Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca Province, Spain*. Tesis Doctoral, Univ. de Cambridge, 247 pp.
- Hogan, P. (1993): *Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain*. Ph. D. Thesis, Univ. of Southern California, 208 p.
- Jamison, W. R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9: 207-219
- Jamison, W. R. (1992): Stress controls on fold thrust style. In K.R. McClay (ed.): *Thrust tectonics*, Chapman & Hall: 155-164
- Labauve, P., Séguret, M. y Seyve, C. (1985): Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4: 927-941.
- Laubscher, H. P. (1977): Fold development in the Jura. *Tectonophysics*, 37: 337-362
- Luterbacher, H., Ferrer J. y Rosell, J. (1973): El Paleógeno marino del noreste de España. *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología*. ENADIMSA. Madrid.
- Martínez-Peña, M. B. y Pocoví, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica en relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23: 81-94.
- Mitchell, M. M. y Woodward, N. B. (1988): Kink detachment fold in the southwest Montana fold and thrust belt. *Geology*, 16: 162-165
- Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C., Roberti, K. J. y Hartevelt, J. J. A. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- Millán, H., Parés, J. M. y Pocoví, A. (1992): Modelización sencilla de la estructura del sector occidental de las Sierras Marginales aragonesas (prepirineo, provs. de Huesca y Zaragoza). *III Congreso Geológico de España*, Salamanca. vol.: 2, Simposios: 140-149.
- Millán, H., Aurell, M. y Meléndez, A. (1994a): Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain). A case study for a tectonic origin of sequences and system tracts. *Sedimentology*, 41: 1001-1024.
- Millán, H., Martínez-Peña, M. B., Aurell, M., Pocoví, A., Arenas, C., Pardo, G. y Meléndez, A. (1994b): Sierras exteriores y sector del Cinca en el Pirineo Aragonés: estructura y depósitos sintectónicos. In: A. González (ed.), *Guía de excursiones 2º Congreso grupo español del Terciario*, Jaca, 1994: 135-248.
- Montes, S. (1992): Sistemas deposicionales del Eoceno medio-Oligoceno del sinclinorio del río Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central). *III Congreso Geológico de España*, Salamanca. vol.: 2, Simposios: 150-160.
- Muñoz, J. A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In K. R. McClay (ed): *Thrust tectonics*. Chapman & Hall: 235-246.
- Muñoz, J. A., Puigdefàbregas, C. y Fontboté, J. M. (1983): Orógenos alpinos III. 4. 1. El Pirineo, 2. In ITGE (ed): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. tomo II: 161-205.
- Muñoz, J. A., Martínez, A. y Vergés, J. (1986): Thrust secuencias in the Eastern Spanish Pyrenees, Northern Spain. *Journal of Structural Geology*, 8: 399-405.
- Nichols, G. J. (1987): Structural and sedimentological evolution of part of the west central Spanish Pyrenees in the Late Tertiary. *Journ. Geol. Soc. London*, 146: 851-857.
- Nijman, W. (1981): fluvial sedimentology and basin architecture of the Eocene Montañana Group, South Pyrenean Tremp-Graus Basin. In: *Field Guides to modern and ancient fluvial systems in Britain and Spain*, In: Elliott T. (ed), Proc. IInd. Conf. fluvial Sed., Univ. Keele, U. K., tomo 4: 3-27.
- Ori, G. G. y Friend, P. F. (1984): Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12: 475-478.
- Pocoví, A.; Millán, H.; Navarro, J. J. y Martínez, M. B. (1990): Rasgos estructurales de la sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provs. de Huesca y Zaragoza). *Geogaceta*, 8: 36-39.
- Pueyo, E.; Millán, H.; Parés, J.M. y Pocoví, A. (1994): Paleomagnetic evidence of clockwise rotation in the External Sierras (Southern Pyrenees, Spain). *Annales Geophysicae*, 12 (suppl. I): 124.
- Puigdefàbregas, C. y Soler, M. (1973): Estructura de las Sierras pirenaicas en el corte del río Gallego (prov. de Huesca). *Pirineos*, 109: 5-15.
- Puigdefàbregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos*, 104: 108 p.
- Puigdefàbregas, C. y Souquet, M. (1986): Tectonosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A. y Vergés, J. (1992): Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In K.R. McClay (ed): *Thrust tectonics*. Chapman & Hall: 247-254

- Ramsay, J.G. (1974): Development of chevron folds. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85: 1741-1754
- Riba, O. (1976): Tectogèneses et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bull. B.R.G.M.*, (2),1 ,4: 383-401.
- Séguret, M. (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et la gravité.* Thèse Univ. Montpellier. Publ. de l'Univ. des Sc. et Tec. du Languedoc (USTELA), Sér. Geol. Struct. n° 2, 155 p.
- Séguret, M. y Daignières, M. (1986): Crustal scale balanced cross-section of the Pyrenees, discussion. *Tectonophysics*, 129: 303-318
- Soler, M. y Puigdefàbregas, C. (1970): Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental. *Pirineos*, 96: 5-20.
- Suppe, J. y Medwedeff, D.A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, 83: 409-454
- Suppe, J., Chou, G. T. y Hook, S. C. (1992): Rates of folding and faulting determined from growth strata. In K.R. McClay (ed): *Thrust tectonics*. Chapman & Hall: 105-121
- Teixell, A. (1990): Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 (IV): 241-249.
- Teixell, A. (1992): *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica.* Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 252 p.

Manuscrito recibido el 6 de Agosto de 1992

Aceptado el manuscrito revisado el 1 de Marzo de 1995