

Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales)

A. TEIXELL¹ y J. GARCÍA-SANSEGUNDO²

¹ Dpt. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona)

² Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo

Resumen: Se describe la estructura de la cuenca sintectónica de Jaca, adquirida como resultado de la deformación pirenaica, mediante dos cortes compensados realizados a través de su parte central. El relleno sedimentario terciario de la cuenca presenta varios sistemas de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el sur (antepaís). Cada sistema de cabalgamientos de cobertera puede relacionarse con un cabalgamiento de basamento principal deducido a partir de variaciones marcadas de nivel estratigráfico y estructural en afloramiento. Así, el sistema de cobertera de Larra se asocia al cabalgamiento de basamento de Lakora, que se observa al norte de la cuenca, el segundo sistema de estructuras al cabalgamiento de Gavarnie, causante de la elevación de la Zona Axial, mientras que la emergencia de las Sierras Exteriores se asocia fundamentalmente al cabalgamiento del Guarga, deducido bajo la cuenca misma. El basamento ejerce un papel importante en la geometría de la cuenca de Jaca, dada la presencia de una cobertera pre-terciaria poco potente y con variaciones de espesor laxas. La deformación registrada supone un acortamiento del 30%, adquirido a medida que la cuenca era integrada en el orógeno entre el Luteciense superior y el Oligoceno superior-Mioceno basal. El despegue completo de la cuenca en esta transversal no se produce hasta el Oligoceno inferior, poco antes del cese de la sedimentación en la misma.

Palabras clave: Cabalgamientos, Terciario, basamento, tectónica-sedimentación, Cuenca de Jaca, Pirineo.

Abstract: The structure of the Jaca basin, a deformed proximal foredeep of the southern Pyrenees, is presented on the basis of two balanced sections across its central part. Tertiary sedimentary rocks which constitute the basin fill are deformed by south-vergent fold and thrust systems, which are younger towards the foreland. In the northern part of the basin, a first system of low-angle thrusts (Larra system) is deformed by a dominant, second-generation system of folds and thrusts. The southern part of the basin is deformed into upright detached folds, and it is bordered by the pyrenean frontal thrust complex of the External Sierras. The External Sierras display folded thrusts at the surface, which are thought to be underlain by a basal, non-emergent thrust that propagates into the foreland. Each thrust system in the cover can be related to a major basement thrust, existing to the north or deduced beneath the basin itself, on the basis of variations of structural elevation and stratigraphic level. The earliest Larra thrust system can be linked to the Lakora basement thrust to the north; the second, dominant system of folds and thrusts to the Gavarnie thrust, and the External Sierras thrust front to the Guarga basement thrust. A thin and relatively homogeneous pre-Tertiary cover beneath the basin sediments leads the Alpine architecture of the Hercynian basement to exert a major control on the large-scale geometry and map pattern of the basin. The preserved structures account for some 30% shortening of the Jaca basin as it was incorporated in the orogen, accomplished from late Lutetian to late Oligocene-earliest Miocene times. As indicated by syntectonic sedimentation, the Larra system developed from the mid-late Lutetian to the Bartonian, the Gavarnie thrust from the Priabonian to the early Oligocene, whereas the Guarga thrust begun to emerge in the External Sierras from the late early Oligocene. Not until this time complete detachment of the basin occurred, shortly before it was abandoned as a sedimentary locus and reworked into the foreland Ebro basin.

Key words: Thrusts, Tertiary, basement, tectonics-sedimentation, Jaca basin, Pyrenees.

A. Teixell y J. García-Sansegundo. (1995): Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 215-228.

La Cuenca sinorogénica terciaria de Jaca, situada originalmente en el antepaís meridional del Pirineo, fue incorporada a la cordillera (Fig. 1). Tiene una forma alargada en dirección E-W, paralela a la directriz estructural pirenaica y se extiende desde la transversal del Anticlinal

de Boltaña al este (límite convencional) que posee más sentido estructural que estratigráfico, hasta el oeste de Pamplona. En su sector central, la Cuenca de Jaca se halla bordeada actualmente por el norte y por el sur por las elevaciones estructurales de la Zona Axial y del frente

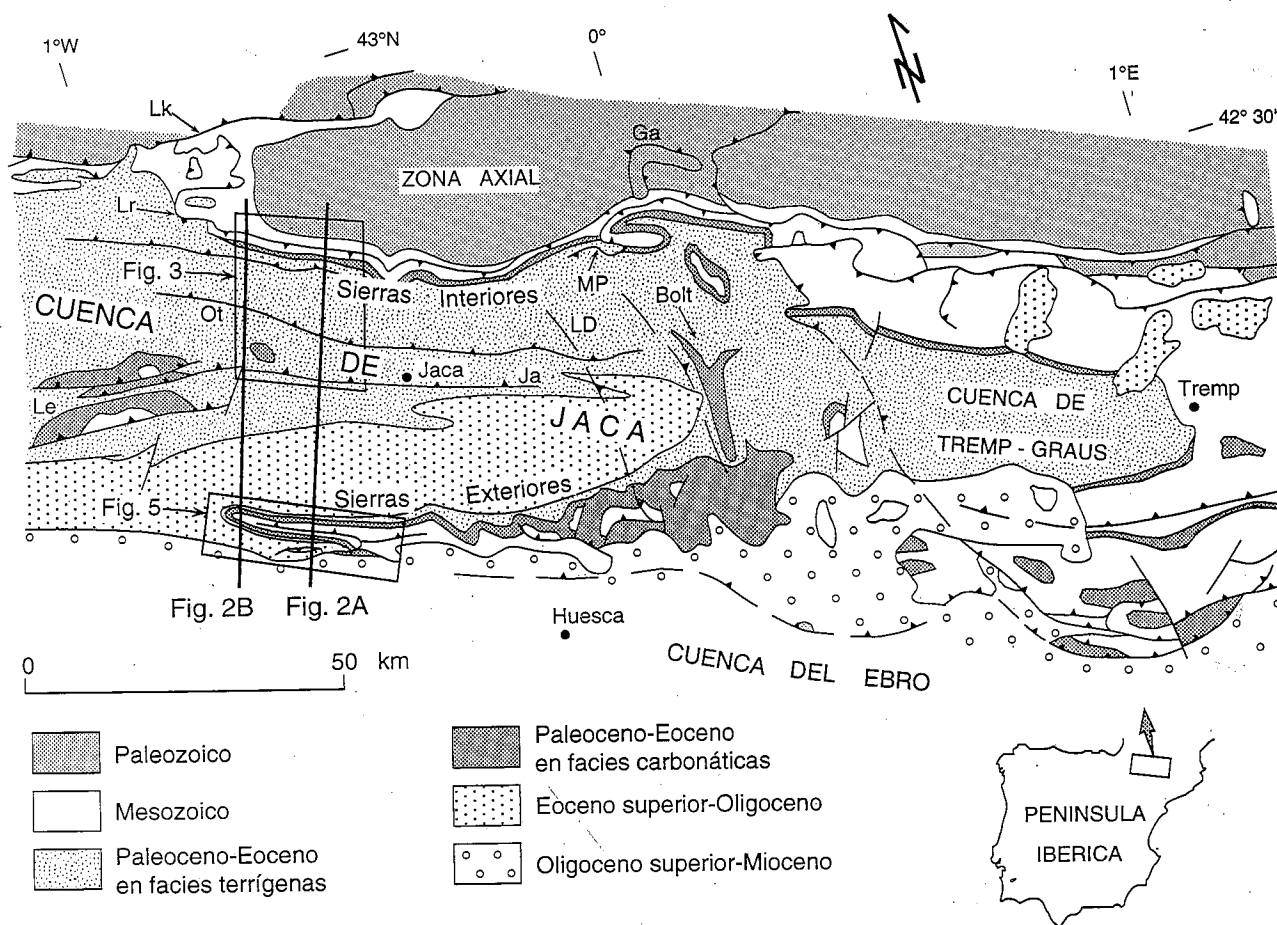


Figura 1.- Mapa geológico esquemático de la parte central de la vertiente surpirenaica, mostrando los principales elementos estructurales de la Cuenca de Jaca y la localización de los cortes presentados. Lk: Cabalgamiento de Lakora; Ga: ventana del Cabalgamiento de Gavarnie; Lr: Cabalgamiento de Larra; MP: Cabalgamiento de Monte Perdido; Bolt: Anticlinal de Boltaña; Le: culminaciones de las sierras de Leyre e Illón; Ot: Cabalgamiento de Oturia; Ja: cabalgamiento de Jaca; LD: límite de la cuenca despegada en el Luteciense superior.

montañoso de las Sierras Exteriores respectivamente (Fig. 1), si bien durante parte de su evolución se extendía más allá de los límites de afloramiento actuales. Su relieve estratigráfico posee un carácter regresivo, pasando de turbiditas en los estadios antiguos (Mutti *et al.*, 1972) a sedimentos molásicos continentales en los más recientes (Puigdefàbregas, 1975). El conjunto de estos materiales alcanza un espesor de varios millares de metros.

A medida que era incorporada al edificio pirenaico, la Cuenca de Jaca se fue deformando internamente, viéndose sometida a despegue, imbricación y plegamiento. La estructura de la parte septentrional de la cuenca, notablemente compleja, ha sido objeto de diversos estudios (ver entre otros, Ten Haaf *et al.*, 1971; Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1992). La parte meridional de la cuenca muestra una estructura más sencilla, a excepción del frente de las Sierras Exteriores, estudiado por Puigdefàbregas y Soler (1973) y Pocoví *et al.* (1990). Cámara y Klimowitz (1985) presentaron los primeros cortes generales de la cuenca, donde se ilustran sus rasgos estructurales de forma esquemática.

En este trabajo se integran las características estructurales principales de la Cuenca de Jaca, tanto a nivel superficial como de basamento, a partir de dos cortes com-

pensados situados en su sector central (Fig. 2). Su estudio ilustra un ejemplo de evolución de una cuenca de antepaís proximal, desde los estadios iniciales en los que se sitúa por delante del frente tectónico, hasta que se ve integrada en el orógeno. Se analizan en detalle las zonas de mayor complejidad, que constituyen excelentes ejemplos didácticos de tectónica de cabalgamientos, se evalúa el acortamiento de la cuenca y se discute la evolución de la deformación en relación con la sedimentación. La geología descrita se basa en trabajos de cartografía de un amplio sector de la cuenca, realizados en el marco del proyecto "Mapa Geológico Nacional" (MAGNA) del Instituto Tecnológico Geominero de España (Teixell y García-Sansegundo, 1994; Teixell *et al.*, 1994; Teixell, 1994; García-Sansegundo y Montes, en prensa; Teixell y Montes, en prensa).

El relleno sedimentario de la Cuenca de Jaca

Los materiales que forman el relleno de la Cuenca de Jaca tienen una edad que va desde el Paleoceno hasta el Oligoceno inferior (Rupeliense). Su substrato está constituido por rocas del Cretácico superior, que yacen sobre rocas pérmico-triásicas o sobre el basamento hercínico.

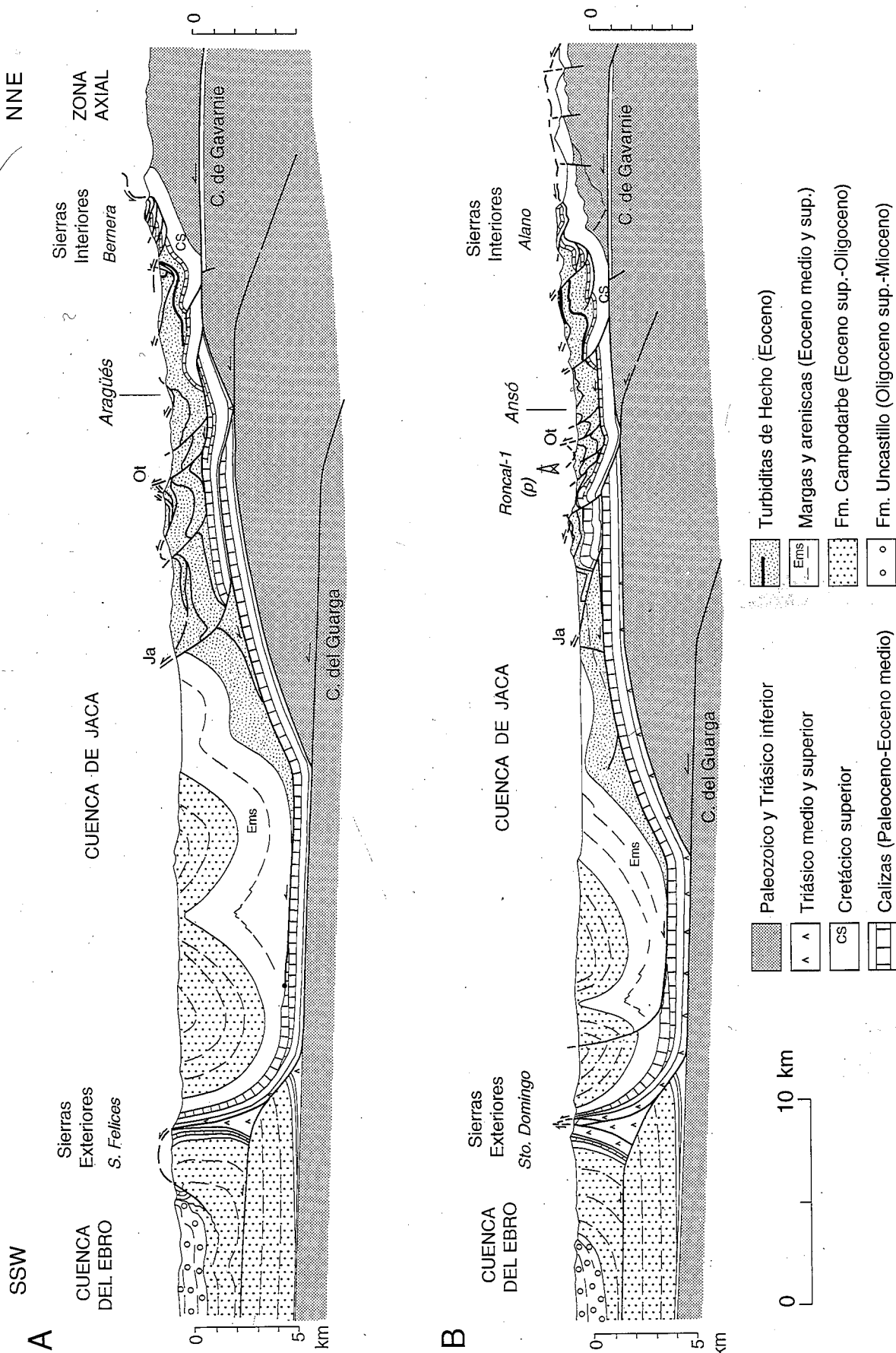


Figura 2.- Cortes geológicos transversales del sector central de la Cuenca de Jaca. Ver localización en Fig. 1. Ot: Cabalgamiento de Oturia; Ja: Cabalgamiento de Jaca. El sondeo Roncal-1 ha sido proyectado en el corte B para estimar la profundidad del basamento. La estructura del sinclinal de materiales oligocenos del corte A ha sido tomada de Montes, en García-Sansegundo y Montes (en prensa). En los materiales turbidíticos eocenos, las megacapas carbonáticas están indicadas en trazo negro grueso.

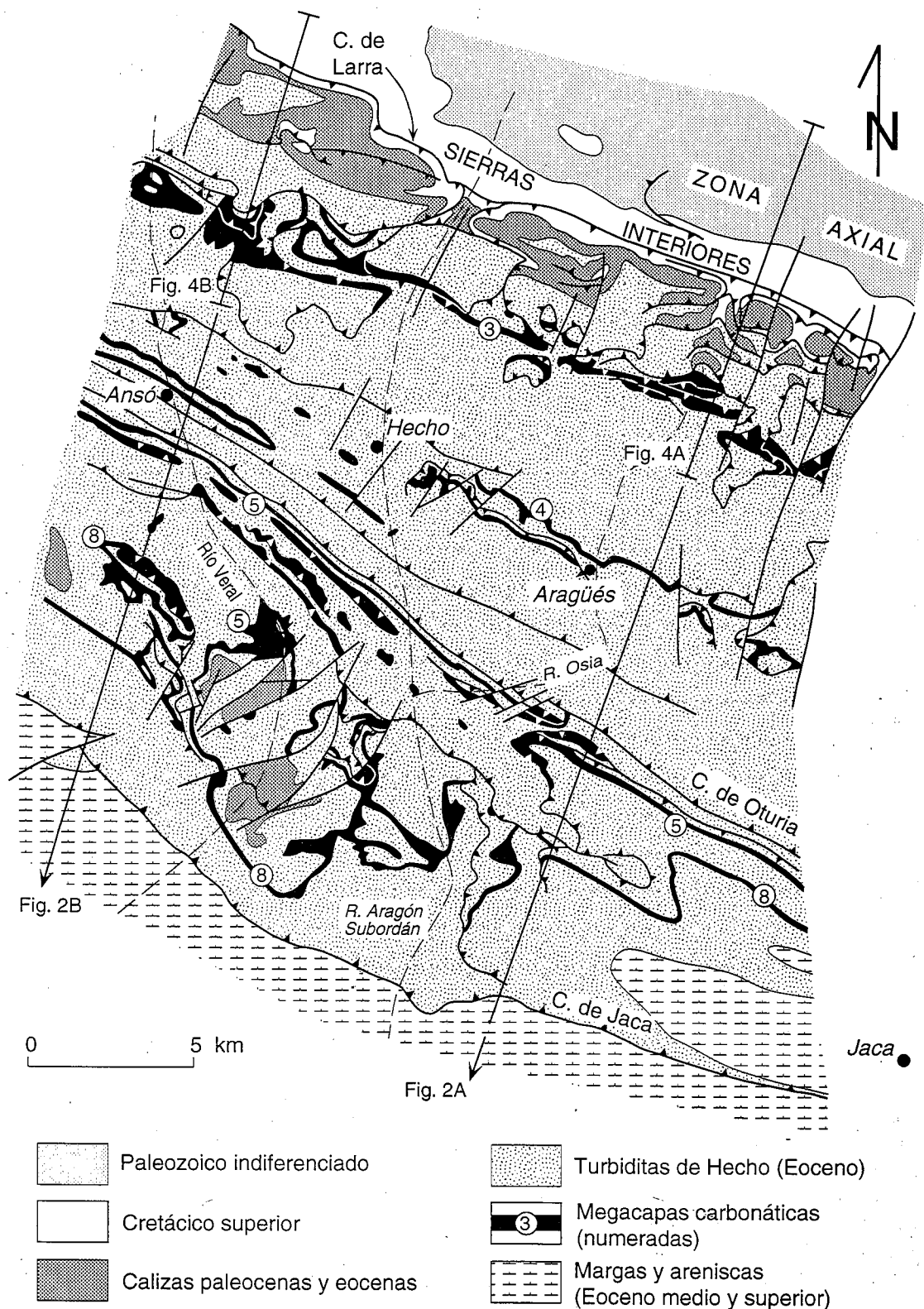


Figura 3.- Mapa geológico de la mitad septentrional de la Cuenca de Jaca (Sierras Interiores y cuenca turbidítica) en la transversal estudiada. Ver figura 1 para su localización.

El basamento aflora en el antiforme de la Zona Axial, al norte de la cuenca, y está constituido por calizas y pizarras devónicas y carboníferas que muestran deformación y metamorfismo hercínico de bajo grado. Sobre éstas se encuentran ocasionalmente materiales terrígenos

pérmicos. El Triásico no se halla representado en la Zona Axial, pero sí en las Sierras Exteriores, donde está constituido por lutitas versicolores, yesos y calizas que constituyen el nivel de despegue principal. Estos materiales deben acuñarse por tanto bajo la Cuenca de Jaca. El Cre-

tácico superior aflora bordeando la Zona Axial (Sierras Interiores), en las Sierras Exteriores, y en culminaciones situadas en el interior de la cuenca (Fig. 1). Su espesor y rango cronostratigráfico se reducen de N a S, formando un prisma laxo de grosor máximo de 800 m. En las Sierras Interiores (Fig. 3), el Cretácico superior consta de un tramo basal de calizas de plataforma, seguido de un nivel potente de margas compactas y areniscas (CS1 y CS2 en Fig. 4). En las Sierras Exteriores se encuentra una sucesión delgada de calcarenitas bioclásticas y calizas micríticas con gasterópodos, seguidas por lutitas rojas y areniscas de facies Garumniense.

El relleno terciario de la Cuenca de Jaca es contemporáneo de la compresión pirenaica, si bien, al norte de la transversal estudiada, la compresión pudo ya iniciarse en tiempos tardíos del Cretácico superior (Teixell, 1992). Este relleno se dispone de forma asimétrica, registrando una migración continuada de los depocentros hacia el antepaís (Puigdefàbregas y Souquet, 1986). En líneas generales, el patrón de afloramiento de la cuenca es tal que aparecen materiales más modernos de N a S, con la salvedad de los frentes de cabalgamiento locales. La parte norte de la cuenca está ocupada por las turbiditas del Eoceno inferior y medio del Grupo de Hecho (Mutti *et al.*, 1972), definiendo una zona referida corrientemente con la denominación de "cuenca turbidítica". Las turbiditas del Grupo de Hecho se acumularon en un surco marino profundo, orientado E-W, y eran contemporáneas con las calizas de plataforma que formaban el margen sur de la cuenca. En el contexto de una cuenca de antepaís, las facies calcáreas de plataforma experimentaron un retroceso escalonado hacia el sur (antepaís) (Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Barnolas *et al.*, 1991; Barnolas y Teixell, 1992, 1994), mientras que las turbiditas recubrieron progresivamente en onlap a las calizas (Labaume *et al.*, 1985). De este modo, las calizas más antiguas se encuentran en las Sierras Interiores, donde tienen una edad paleoceno-ilerdiense inferior (Robador, 1990). Más al sur, en culminaciones anticlinales rodeadas por turbiditas, su edad es llerdiense y cuisiense, mientras que en las Sierras Exteriores pertenecen al Luteciense (Formación de Guara de Puigdefàbregas, 1975).

Las turbiditas del Grupo de Hecho, de naturaleza predominantemente siliciclástica, presentan un espesor máximo próximo a 4500 m. Los sistemas turbidíticos inferiores estaban alimentados axialmente, pues presentan paleocorrientes de dirección E-W procedentes de plataformas deltaicas situadas al este de la cuenca, sobre una unidad cabalgante despegada (Cuenca de Tremp-Graus en la Fig. 1). Sin embargo, los sistemas superiores derivan directamente de áreas situadas al norte de la Cuenca de Jaca, como indican el carácter grosero de sus facies y las paleocorrientes hacia el sur registradas por Estrada (1982) y Remacha y Picart (1991). Por otra parte, es característica del Grupo de Hecho la presencia de horizontes cartografiados de brechas carbonáticas y calcarenitas, de gran continuidad lateral y espesor de hasta 200 m ("megacapas" o "megaturbiditas"; Soler y Puigdefàbregas, 1970; Rupke, 1976; Johns *et al.*, 1981; Labaume *et*

al., 1987). La procedencia de las megacapas carbonáticas es controvertido: diversos autores propugnan una derivación septentrional, ligada a la desestabilización de hipotéticas plataformas situadas en el margen cabalgante al norte de la cuenca (Séguret *et al.*, 1984; Labaume *et al.*, 1985; Cámara y Klimowitz, 1985), mientras que otros han propuesto una procedencia meridional, relacionada con las plataformas existentes en el margen sur de la cuenca (Puigdefàbregas *et al.*, 1975; Barnolas y Teixell, 1992, 1994).

Por encima de los materiales descritos se encuentra una sucesión de margas azules y areniscas (formaciones margosas de Larrés, Pamplona y Arguís; areniscas de Sabinánigo y Belsué-Atarés; Puigdefàbregas, 1975; Remacha *et al.*, 1987), correspondientes a ambientes deltáicos, de plataforma y talud terrígenos. Su edad es Luteciense superior-Priaboniense medio (Canudo y Molina, 1988). Estas facies yacen transicionalmente sobre las turbiditas del Grupo de Hecho en los afloramientos septentrionales, mientras que en las Sierras Exteriores se disponen sobre las calizas Lutecienses (la serie turbidítica se acuña entretanto). De un lugar a otro, el espesor de estas series se reduce de 2600 a 700 m o menos.

Los materiales que acaban de ser descritos están a su vez recubiertos y pasan lateralmente a una potente serie de areniscas, conglomerados y lutitas de origen continental (Grupo de Campodarbe), que constituye el relleno más moderno de la Cuenca de Jaca (Priaboniense-Rupeliense) (Puigdefàbregas, 1975; Montes, 1992; Hogan, 1993). En la parte inferior del Grupo de Campodarbe dominan las lutitas y areniscas de origen fluvial, que presentan paleocorrientes hacia el W y derivan también de áreas situadas al E o SE de la Cuenca de Jaca. No obstante, la parte superior del grupo incluye importantes masas conglomeráticas aluviales procedentes del norte, de la cuenca turbidítica elevada. La potencia máxima del conjunto llega a superar los 4000 m (Fig. 2 a).

El registro sedimentario de la Cuenca de Jaca termina con el Grupo de Campodarbe, tras el cual la sedimentación molásica se restringe al sur del frente de las Sierras Exteriores (Cuenca del Ebro). Estos materiales consisten en conglomerados, areniscas y lutitas aluviales y fluviales agrupados bajo la denominación de Formación de Uncastillo (Soler y Puigdefàbregas, 1970; Nichols, 1984), la edad de los cuales es Oligoceno superior-Mioceno basal.

Estructura de la Cuenca de Jaca

La estructura tectónica de la Cuenca de Jaca se caracteriza por pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el sur. Los cortes geológicos en que se apoya su descripción tienen una orientación NNE-SSW, son transversales a la dirección estructural dominante y paralelos a la dirección de transporte deducida para los Pirineos meridionales (Séguret, 1972) (Fig. 1). El corte oriental (Fig. 2 a) atraviesa la parte norte de la cuenca a lo largo del valle de Aragüés de Puerto, para continuar hacia el sur hasta las Sierras Exteriores, en la transversal de la localidad de

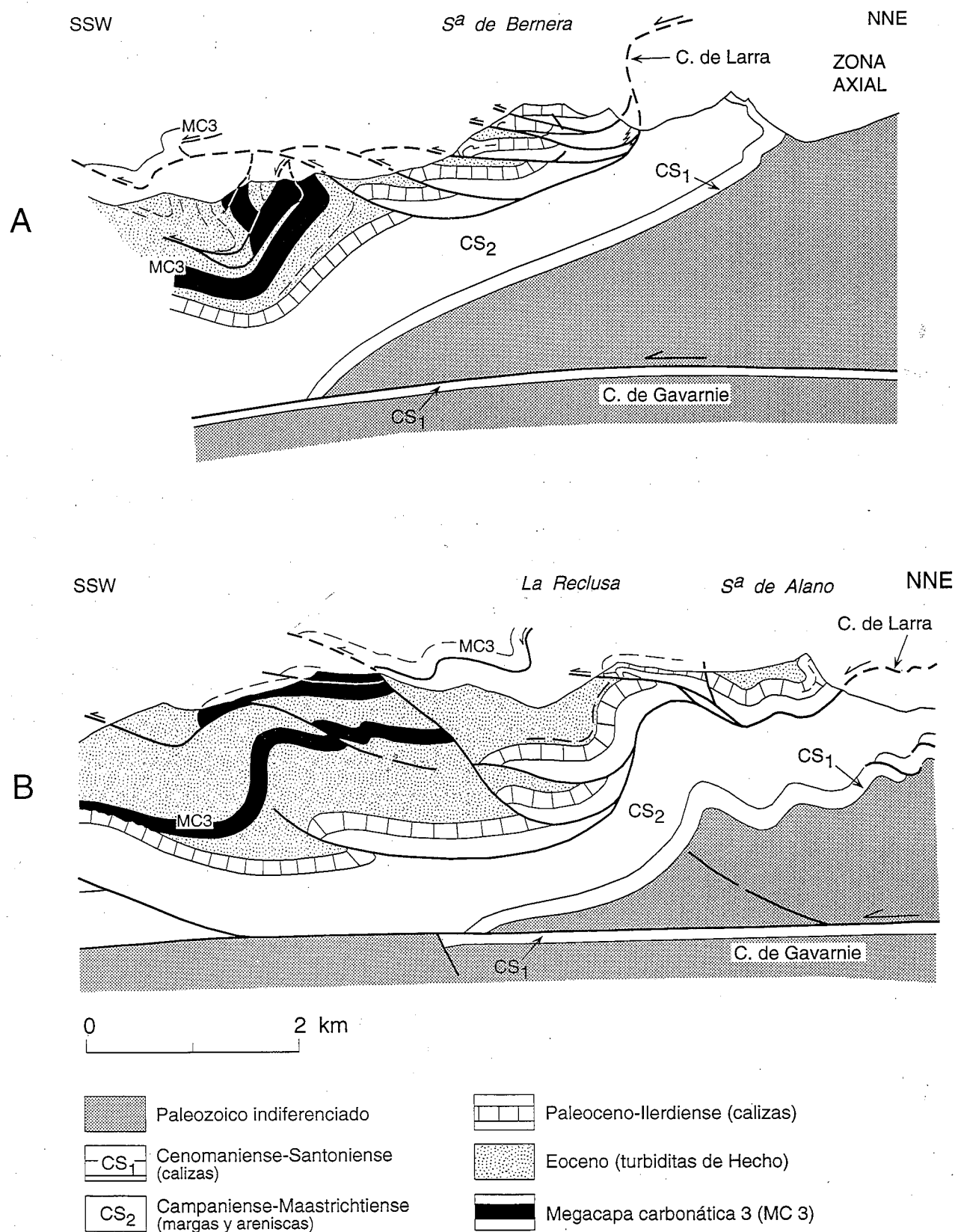


Figura 4.- Detalle de la estructura de las Sierras Interiores y sectores adyacentes en la transversal de los cortes de la Fig. 2 (sierras de Bernera al E y Alano al W) (modificado de Teixell, 1992). Localización en figura 3.

San Felices. El corte occidental (Fig. 2 b) parte de la terminación occidental de la Zona Axial (Fig. 1), discurrendo por el valle de Ansó en el norte hasta las Sierras Exteriores en la transversal de Santo Domingo y de Biel. A nivel superficial, la geometría general de la cuenca aparece como un sinforme asimétrico, situado entre la Zona Axial y el frente surpirenaico. No obstante, está complicada por numerosas estructuras de orden menor (Fig. 2).

Sierras Interiores y cuenca turbidítica

En la parte norte del afloramiento actual de la Cuenca de Jaca, las Sierras Interiores pueden considerarse como el substrato elevado de la misma (Fig. 2). Allí se distinguen dos generaciones de estructuras: una primera de cabalgamientos imbricados con pliegues asociados, y una segunda caracterizada por pliegues de gran escala que los deforman (Van Elsberg, 1968; Jeurissen, 1968; entre otros). Los cabalgamientos imbricados forman un sistema que afecta a areniscas de la parte más alta del Cretácico superior y a las calizas y turbiditas basales del Terciario (Figs 3 y 4). Los cabalgamientos están orientados WNW-ESE y ocasionan desplazamientos hacia el sur de varios centenares de metros. Por lo general, cortan a las areniscas cretácicas con ángulos de rampa bajos, mientras que los materiales calcáreos terciarios presentan espectaculares pliegues de propagación (Alonso y Teixell, 1992). Los cabalgamientos imbricados convergen en un cabalgamiento basal paralelo a la estratificación, localizado en el Cretácico superior (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1990), denominado Cabalgamiento de Larra. Este cabalgamiento basal no causa repetición de la serie y los materiales que se encuentran bajo él no se encuentran afectados por los cabalgamientos (Fig. 4). La parte trasera del Cabalgamiento de Larra aparece erosionada y desenraizada en los cortes presentados, aunque puede continuarse hacia el NW alrededor de la terminación occidental de la Zona Axial, hasta que se observa su enraizamiento en un cabalgamiento de basamento denominado de Lakora (Lk en Fig. 1) (Teixell, 1990, 1992).

El sistema de cabalgamientos descrito se halla plegado y basculado hacia el sur en el flanco de culminación meridional de la Zona Axial (Figs. 2 y 3). Los pliegues correspondientes tienen una orientación similar a la de los cabalgamientos anteriores, aunque en este caso afectan a toda la sucesión estratigráfica. Son de escala hectométrica-kilométrica y presentan flancos frontales verticales o invertidos. Estas estructuras fueron relacionadas por Choukroune *et al.* (1968) con la existencia de un cabalgamiento de basamento subyacente, el Cabalgamiento de Gavarnie.

Al sur de las Sierras Interiores, la estructura general de los materiales turbidíticos del Grupo de Hecho puede dilucidarse gracias a los niveles guía que constituyen las megacapas carbonáticas (Labaume *et al.*, 1985) (Figs. 2 y 3). En líneas generales, la intensidad de la deformación decrece de N a S. Los cabalgamientos del sistema de Larra se continúan en las turbiditas suprayacentes, dando

lugar a estructuras de geometría compleja. En el sector adyacente a las Sierras, la megacapa carbonática 3 o de Villanúa presenta un despegue en su base que probablemente actuó como cabalgamiento superior de algunos de los imbricados de las Sierras, que formarían así un dúplex (Fig. 4). Sin embargo, tanto este despegue como los cabalgamientos más altos que en él se enraízan han sido ocasionalmente reactivados o truncados por los cabalgamientos de las Sierras, dando lugar a las complejas relaciones observadas en la Fig. 4.

Esta primera generación de cabalgamientos puede reconocerse a través de toda la cuenca turbidítica (Figs. 2 y 3). Normalmente se trata de cabalgamientos de bajo ángulo, con poca deformación interna de las láminas, que se reconocen a partir de repeticiones locales de las megacapas. Al igual que en las Sierras Interiores, están deformados por un segundo sistema de pliegues, en este caso acompañados por cabalgamientos de mayor buzamiento, que constituyen las estructuras dominantes en la serie turbidítica. Los pliegues son de varias escalas, desde métrica a kilométrica: en las alternancias turbidíticas forman trenes de pliegues menores de tipo chevron, mientras que las megacapas carbonáticas, más rígidas, definen grandes pliegues concéntricos de gran radio. Su vergencia es hacia el sur y la foliación, de plano axial a ellos, es la dominante en esta zona, restringida a los tramos pelíticos, donde puede clasificarse como un clivaje pizarroso grosero (en el sentido dado por Bastida, 1981). Los cabalgamientos de esta generación tienen un trazado cartográfico bastante rectilíneo, consecuente con su mayor buzamiento, y presentan gran continuidad lateral (p. e. cabalgamientos de Oturia y Jaca en las Figs. 1 y 3). Su despegue inferior debe localizarse en la base de la cobertera cretácica, tal como se deduce de su aparición en las culminaciones de Leyre e Illón, al oeste de los cortes analizados (Fig. 1). Estos cabalgamientos representan la continuación en cobertera del Cabalgamiento de zócalo de Gavarnie (Fig. 2). La profundidad de éste bajo la Zona Axial ha sido hallada a partir de la posición del despegue basal deducido en la cobertera. El cabalgamiento más meridional de este sistema, denominado de Jaca (Figs. 2 y 3), lleva asociado un anticlinal de bloque superior que lleva a la superficie las calizas cuisienses, que en ese sector subyacen a las turbiditas. La rampa de bloque inferior del cabalgamiento se ha localizado al norte de la cresta plana del anticlinal, donde las capas se sumergen hacia el norte (Fig. 2 b). El resultado es que el desplazamiento obtenido para la parte caudal del cabalgamiento es mayor que el observado en superficie, por lo que se ha supuesto la existencia de un rellano adicional a techo de las calizas cuisienses, por debajo de la rampa aflorante.

Sinclinorio del Guarga

La culminación frontal del Cabalgamiento de Gavarnie, hacia el sur, representa un importante escalón estructural, respecto al nivel de la Zona Axial (la bajada es de unos 3 km). La parte norte de la Cuenca de Jaca muestra

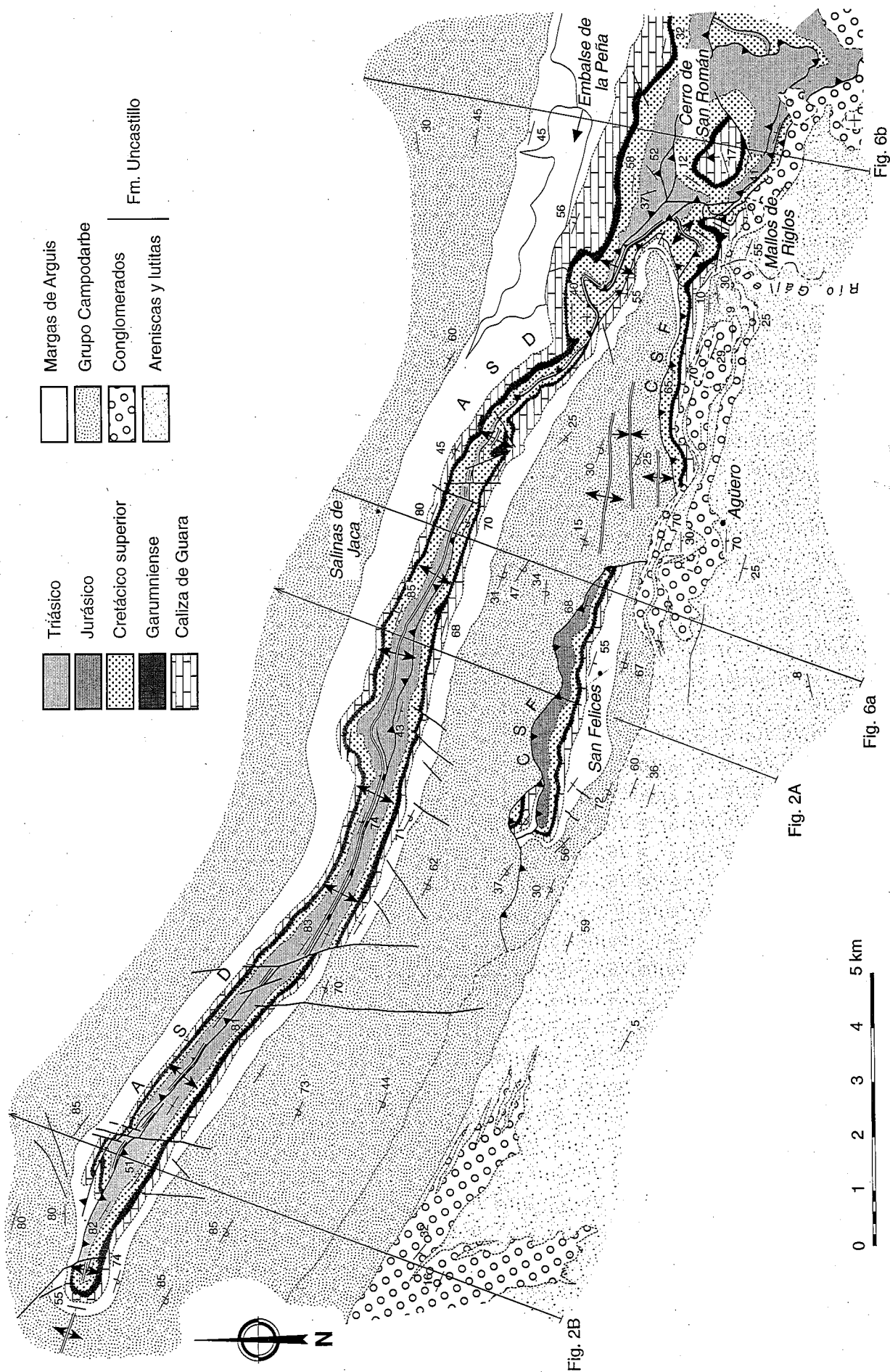


Figura 5.- Mapa geológico de las Sierras Exteriores. (ADS) Anticlinal de Santo Domingo, (CSF) Cabalgamiento de San Felices. Ver figura 1 para su localización.

un nivel de erosión bastante homogéneo. Esto, junto a la reconstrucción de la estructura, revela una profundidad del basamento relativamente constante. En detalle, existe un ligero descenso del basamento hacia el sur, que podría acomodarse localmente mediante algún pequeño cabalgamiento, como el que se ha deducido tentativamente al sur del de Gavarnie en el corte oriental (Fig. 2 a), pero en cualquier caso de poca importancia relativa. Sin embargo, la situación cambia al sur del Cabalgamiento de Jaca. Por encima de las turbiditas, las capas del Eoceno medio-Oligoceno definen un gran bloque inclinado hacia el sur que implica un nuevo escalón estructural remarcable, que sitúa el substrato de la cuenca otros 3,5-4 km más bajo (Fig. 2). Este hecho se interpreta como ligado a un nuevo cabalgamiento de basamento, que sería equivalente al Cabalgamiento del Guarga deducido más al este por Cámara y Klimowitz (1985), a partir de información de subsuelo.

Entre esta zona inclinada hacia el sur y las Sierras Exteriores, los materiales fluviales del Grupo de Campodarbe describen el denominado Sinclinorio del Guarga (Puigdefàbregas, 1975) (Fig. 1). Esta estructura está orientada WNW-ESE, y está compuesta internamente por varios pliegues de escala kilométrica. Generalmente se trata de pliegues con planos axiales subverticales y vergencia poco definida. En su núcleo muestran geometrías con formas angulares, que devienen redondeadas hacia sus arcos externos, tal y como sugiere el patrón cartográfico de las capas (ver Puigdefàbregas, 1975). Los anticlinales pueden ser muy apretados, sugiriendo que están despegados en las formaciones margosas del Eoceno medio-superior (Fig. 2), interpretación reforzada por cálculos locales de la profundidad del despegue. De hecho, un despegue en la base de las margas podría ser correlacionado con el rellano deducido bajo el Cabalgamiento de Jaca, comentado anteriormente.

Sierras Exteriores

En las Sierras Exteriores se encuentran las estructuras más meridionales de ésta transversal de los Pirineos, cuyos rasgos generales fueron puestos de manifiesto por Puigdefàbregas y Soler (1973). En el borde norte de las Sierras Exteriores se observa un anticlinal, denominado Anticlinal de Santo Domingo (Almela y Ríos, 1951), de escala kilométrica que presenta rocas triásicas en su núcleo, se caracteriza por ser muy apretado y no llevar asociados pliegues menores (Figs. 2, 5 y 6). En la transversal del corte de la figura 6a, la dirección del Anticlinal de Santo Domingo es N-130 E y su plano axial es subvertical o se inclina unos 80° al norte, mientras que hacia sectores más orientales buza en torno a los 60° y su dirección es N-110 E (Fig. 6b). El Anticlinal de Santo Domingo se encuentra fallado a lo largo de su plano axial por el Cabalgamiento de San Felices. En el extremo occidental de las sierras, dicho anticlinal se cierra debido a que el Cabalgamiento de San Felices se amortigua y a que presenta una fuerte inmersión, de 55° en esa dirección (Nichols, 1987). Más al oeste esta estructura puede ser se-

guida en los materiales del Grupo de Campodarbe, que recubren las Sierras Exteriores.

En la margen derecha del río Gállego, tanto el Anticlinal de Santo Domingo como el Cabalgamiento de San Felices se observan plegados por una estructura antiformal, a la que en adelante se denominará Antiforme del Gállego. Asociados al antiformal se observan pliegues menores de dirección N-105 E, con vergencia norte y ejes subhorizontales. Algo más al este, en la margen izquierda río Gállego, tanto el antiformal como los pliegues menores asociados a él, se hunden fuertemente hacia el este, dando lugar al cierre cartográfico observable en este sector (Fig. 5).

Donde el Cabalgamiento de San Felices se observa plegado por el Antiforme del Gállego, la parte frontal de éste se sitúa al sur del Anticlinal de Santo Domingo, dando lugar a una "tête plongeante" (Figs. 5 y 6 b) (Puigdefàbregas y Soler, 1973; Pocoví *et al.*, 1990). En el sector situado al NE de Agüero, la traza cartográfica del cabalgamiento puede ser seguida desde el núcleo del Anticlinal de Santo Domingo hasta su parte frontal; más al oeste, el cabalgamiento desaparece bajo los conglomerados discordantes de la Formación de Uncastillo, para reaparecer de nuevo en la zona de San Felices. Por lo tanto, en ésta última zona no se puede observar la conexión entre el cabalgamiento y el Anticlinal de Santo Domingo, aunque dada la posición de la superficie de cabalgamiento y de los conglomerados que la fosilizan, se puede deducir la relación entre ambas estructuras. Hacia el oeste, el desplazamiento del Cabalgamiento de San Felices decrece rápidamente, de forma que en el extremo occidental de las Sierras Exteriores, los dos flancos del Anticlinal de Santo Domingo, están conectados en un cierre anticlinal simple, siendo nulo el desplazamiento del cabalgamiento (Fig. 5). El Cabalgamiento de San Felices está dirigido hacia el SSW y presenta su nivel de despegue basal en las arcillas y sales triásicas. Los materiales más modernos a los que afecta son areniscas y lutitas de la parte inferior y media del Grupo de Campodarbe que afloran en el bloque inferior del cabalgamiento en posición de flanco invertido. En éste bloque cabalgado, las capas unas veces se disponen invertidas y casi paralelas al cabalgamiento (Fig. 6 b) y otras forman un elevado ángulo diedro, próximo a los 90° (Fig. 6 a). En la transversal representada en la figura 6 a el acortamiento de todas las estructuras de las Sierras Exteriores (Cabalgamiento de San Felices, Anticlinal de Santo Domingo y Anticlinorio del Gállego) es superior a 19 km.

En la parte oriental (zonas de los Mallos de Riglos y Cerro San Román), por encima del Cabalgamiento de San Felices se observa un sistema de cabalgamientos subhorizontales, despegados al nivel del Triásico y dirigidos al sur, que se ha denominado "sistema de cabalgamientos de Riglos" (Fig. 6 b). A estos cabalgamientos van asociados pliegues de propagación de falla que, a menudo, presentan el flanco inverso muy desarrollado.

En el borde sur del Antiforme del Gállego, se encuentra una serie de discordancias progresivas y angulares que fosilizan primero al Cabalgamiento de San Feli-

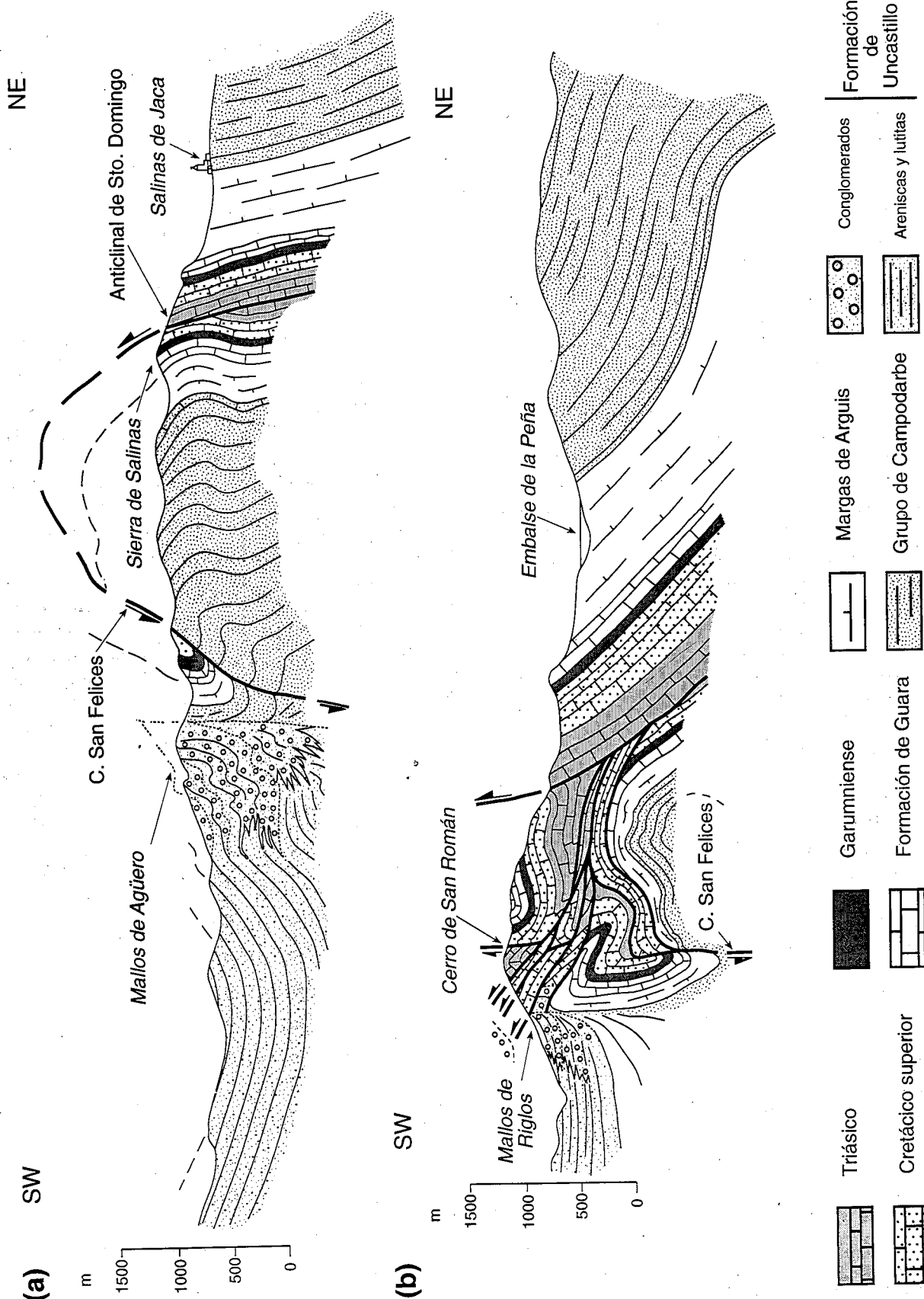


Figura 6.- Cortes geológicos de las Sierras Exteriores. El corte geológico (a) coincide aproximadamente con el de la figura 2B, el corte (b) ilustra el cierre del Cabalgamiento de San Felices por el Antiforme del Gállego. Localización en figura 5.

ces (Fig. 2a) y, posteriormente, el Antiforme del Gállego (Fig. 6 a). El Cabalgamiento de San Felices se halla fosilizado por los tramos más altos del Grupo de Campodarbe (Pocoví *et al.*, 1990), mientras que la parte inferior de la Formación de Uncastillo, hace lo propio con el Antiforme del Gállego. El sistema de cabalgamientos de Riglos queda fosilizado por los conglomerados de la parte más alta de la Formación de Uncastillo, en una secuencia de bloque superior (Fig. 6 b) (Hogan, 1993).

La interpretación en profundidad de las estructuras hasta ahora descritas en las Sierras Exteriores presenta importantes dificultades debido a la inexistencia de datos en profundidad. Una posible explicación es la realizada por Pocoví *et al.* (1990) y Millán *et al.* (1992), quienes consideran que a lo largo de la evolución del Cabalgamiento de San Felices tuvo lugar un "enrollamiento" del bloque inferior, correspondiente al bloque autóctono de la Cuenca del Ebro. Estos autores consideran que el plegamiento del cabalgamiento, situado sobre la rampa del bloque inferior se produce mediante mecanismos de "flexural slip". Esta interpretación implica que durante el plegamiento, cuando se levanta el bloque inferior, se abriría un gran hueco en el núcleo del Anticlinal de Santo Domingo, el cual solo podría rellenarse con un enorme volumen de sales triásicas.

En el presente trabajo se propone la existencia de un cabalgamiento basal no aflorante bajo las Sierras Exteriores que, en parte, podría ser el causante del plegamiento del Cabalgamiento de San Felices, así como del apretamiento y verticalización del Anticlinal de Santo Domingo. Apoyando la existencia de este cabalgamiento está el hecho de que al sur de las Sierras Exteriores, en la Cuenca del Ebro, aún se observan pliegues que justifican la existencia de un despegue en la parte media de la sucesión terciaria de la Cuenca del Ebro. Estos pliegues, que en afloramiento son muy laxos, hacia abajo podrían encontrarse más apretados, siendo fosilizados posteriormente durante la sedimentación de los niveles más altos de la Formación de Uncastillo. Otro dato que apoyaría la existencia de éste cabalgamiento es que al este, en la transversal de Nueno, fue observado por sísmica un reflector que se interpretó como un cabalgamiento basal, enterrado (McElroy, 1990), correlacionable con el aquí propuesto. A parte del posible plegamiento del Cabalgamiento de San Felices propuesto por Pocoví *et al.* (1990) y Millán *et al.* (1992), en el presente trabajo se ha citado la existencia de pliegues vergentes al norte, asociados al Antiforme del Gállego, los cuales pueden explicar el plegamiento del Cabalgamiento de San Felices, así como el apretamiento y verticalización del Anticlinal de Santo Domingo. Estos pliegues de vergencia norte podrían asociarse a un retrocabalgamiento ciego, posterior al Cabalgamiento de San Felices y al Anticlinal de Santo Domingo. Dicho retrocabalgamiento pudo desarrollarse sobre el cabalgamiento basal aquí propuesto o sobre el triásico autóctono de la Cuenca del Ebro. La práctica totalidad de las estructuras observadas en las Sierras Exteriores, pueden ser relacionadas con la emergencia del Cabalgamiento de basamento del Guarga (Fig. 2).

Relaciones entre basamento y cobertera. Acortamiento.

En los cortes descritos (Fig. 2) se pone de relieve el papel del basamento en la forma pretérita y actual de la Cuenca de Jaca, a diferencia de lo que ocurre en la parte oriental de la cuenca Surpirenaica (p. e. Cuencas de Tremp-Graus y Ager), que están más controladas por la estructura de la cobertera cretácica potente. De la Zona Axial hacia el sur se deducen diferentes profundidades del basamento, confirmadas por los escasos sondeos existentes (p. e. Roncal-1, 12 km al W del corte occidental), y que pueden asociarse a cabalgamientos alpinos en esos materiales. La estructura profunda puede reconstruirse mediante rampas a nivel del basamento, las cuales devienen rellanos en la parte baja de la cobertera. La forma de los cabalgamientos de basamento (la posición de la transición rampa-rellano) puede aproximarse a partir de las culminaciones asociadas, asumiendo una geometría simple de "fault-bend fold" del tipo descrito por Suppe (1983). En la parte norte de la cuenca, donde no existe el Triásico, los despegues basales de la cobertera se sitúan dentro del Cretácico superior, como en el caso del Cabalgamiento de Larra. De modo análogo, en la ventana de Gavarnie, al este de la transversal estudiada (Ga en Fig. 1), se observa que el cabalgamiento del mismo nombre se sitúa sobre rocas del Cretácico superior (Choukroune *et al.*, 1968). Más al sur, el despegue basal de la cobertera se localiza ya en el Triásico, como se deduce en las culminaciones internas de la Cuenca de Jaca y de su hallazgo en el sondeo de Roncal-1. Estas culminaciones sugieren que la prolongación meridional del Cabalgamiento de Gavarnie puede haber descendido hasta el Triásico, posiblemente a favor de alguna falla previa que habría desnivelado el bloque cabalgado (Fig. 2), como las que se observan en la traza aflorante del mencionado cabalgamiento en el valle de Bielsa (ver cartografía en Ríos *et al.*, 1978).

Tomando como nivel de referencia las calizas eocenas, el acortamiento experimentado por la Cuenca de Jaca es de poco más del 30 % (28 y 25 km para los cortes oriental y occidental respectivamente). Existe una perceptible disminución del acortamiento hacia el oeste, como podía deducirse de antemano en vista de la reducción de amplitud del antiforme de la Zona Axial y de la atenuación cartográfica de las Sierras Exteriores (Figs. 1 y 5).

Cronología de la deformación y evolución tectonosedimentaria

Las estructuras más antiguas que afectan a la parte preservada de la Cuenca de Jaca corresponden al sistema de cabalgamientos de Larra. Dicho sistema puede continuarse hacia el E a lo largo de las Sierras Interiores hasta el equivalente Cabalgamiento de Monte Perdido (MP en Fig. 1), el cual se prolonga en el subsuelo en forma de rampa lateral dando lugar al Anticlinal de Boltaña (Bolt, en Fig. 1) (Soler y Puigdefàbregas, 1970). A partir de éste, la edad del sistema de Larra puede acotarse entre el Luteciense medio-superior y el Bartonense, como indi-

can las discordancias progresivas y angulares asociadas a su crecimiento (Puigdefàbregas, 1975; Montes, 1992). Esta edad es coherente con el hecho de que, en los afloramientos más meridionales de las turbiditas del Grupo de Hecho, se observan cabalgamientos de bajo ángulo, asimilables al sistema de Larra, que afectan a la megacapa más alta de la serie (Megacapa 8, de edad Luteciense superior; Teixell, 1992).

El Cabalgamiento de zócalo de Gavarnie y su continuación en la segunda generación de pliegues y cabalgamientos, dominante en gran parte de la cuenca, puede atribuirse al Priabonense-Rupeliense, en función de discordancias progresivas en las capas de Belsué-Atarés y Campodarbe (Puigdefàbregas, 1975; Teixell, 1994). Más al sur, el desarrollo del frente de las Sierras Exteriores se relaciona con la emergencia del Cabalgamiento de basamento del Guarga. Este desarrollo está registrado por discordancias angulares y progresivas en la parte alta del Grupo de Campodarbe y en la Formación de Uncastillo, con una edad que va desde el Rupeliense medio-superior al Oligoceno terminal o Mioceno basal (Pocoví et al., 1990; Hogan, 1993). En función de estas edades, y basándose en la escala cronológica de Harland *et al.* (1990), puede deducirse que el sector central de la Cuenca de Jaca fue acortado a una tasa media aproximada de 1.2-1.3 milímetros por año.

Las primeras deformaciones no se registran por tanto hasta el Luteciense medio-superior, a diferencia de áreas situadas más al este de la cuenca Surpirenaica (ver Barnolas *et al.* 1991). Anteriormente, la Cuenca de Jaca constituía un surco turbidítico de antepaís no despegado, generado por cabalgamientos situados al norte (p.e. el Cabalgamiento de Lakora) (Barnolas y Teixell, 1992). La parte proximal de la cuenca, adyacente al margen cabalgante, ha sido erosionada posteriormente, debido a la elevación del antiformal de la Zona Axial causado por el Cabalgamiento de Gavarnie. Durante los 9-10 M. a. de sedimentación turbidítica, la migración de los cuerpos sedimentarios hacia el sur, estimada a partir de los cortes geológicos, es de unos 45 km. Esta cantidad representa más del doble del acortamiento calculado para los cabalgamientos del margen norte (Teixell, 1992), lo que implica que el surco turbidítico iba creciendo en anchura con el tiempo. La consecuente retirada de las plataformas carbonáticas del margen sur de la cuenca estaba acompañada por episodios de hundimiento y colapso, que quedaron registrados en el surco por la resedimentación catastrófica de las megacapas (Barnolas y Teixell, 1992). A partir de cortes restituidos (Teixell, 1992), el prisma sedimentario resultante muestra un ángulo de apertura hacia el norte de unos 5°.

A partir del Luteciense superior, coincidiendo con el desarrollo del sistema de cabalgamientos de Larra, la cuenca experimentó una somerización progresiva, pasando a la sedimentación de margas y areniscas deltaicas, de plataforma y talud. Si bien en la transversal estudiada la sedimentación tiene lugar todavía en situación autóctona, el sector oriental de la misma Cuenca de Jaca fue ya despegado, separado por un frente lateral que avanza

de forma progresiva hacia el oeste (LD en Fig. 1). En corte transversal, las unidades sedimentarias marinas someras del Luteciense medio-Priabonense muestran todavía una marcada geometría cuneiforme, con apertura hacia el norte de 3-4°. En el Eoceno superior, el Cabalgamiento de Gavarnie deformó la parte norte de la cuenca, forzando la progradación deltaica y fluvial en la parte meridional de ésta. La elevación del antiformal de la Zona Axial desplazó el margen norte de la cuenca a la posición que se observa actualmente. El despegue completo de la cuenca, en la transversal estudiada, no se produjo probablemente hasta el Rupeliense medio-superior. En este tiempo comenzó la emergencia de las Sierras Exteriores, que separaron la Cuenca de Jaca de la Cuenca del Ebro autóctona. El levantamiento de la lámina paleozoica del Guarga sometió a erosión masiva al relleno turbidítico eoceno, dando lugar a los depósitos conglomeráticos (p. e. San Juan de La Peña y Oroel, a techo del Grupo de Campodarbe) que cierran la sedimentación en la Cuenca de Jaca. Es durante la sedimentación de éstos cuando la Cuenca de Jaca puede considerarse de forma clara como una cuenca transportada (cuenca "piggy-back" activa). Una diferencia de la transversal de Jaca respecto a otras más al este en el Pirineo (p. e. transversales de Graus y Tremp), estriba precisamente en el hecho de que, en la primera, la cuenca del Eoceno superior-Oligoceno inferior está incorporada en la cordillera, mientras que en las otras queda principalmente (a excepción del relleno local de algunos paleovalles distributarios) en el antepaís. La deformación y elevación continuada de las Sierras Exteriores y de la Cuenca de Jaca motivó que en el Oligoceno superior la sedimentación en ésta ya hubiera cesado, siendo el conjunto sometido a erosión y reciclado hacia el margen septentrional de la Cuenca del Ebro.

Conclusiones

La estructura superficial de la Cuenca terciaria de Jaca está caracterizada por varios sistemas de pliegues y cabalgamientos, con distribución diacrónica que avanza en el tiempo hacia el antepaís. Esta estructura refleja la deformación progresiva de la cuenca y su incorporación en el orógeno pirenaico.

El frente surpirenaico de las Sierras Exteriores, actual límite de lo que se considera Cuenca de Jaca, tuvo un desarrollo tardío con respecto a la evolución de la cuenca. Durante gran parte de esta evolución, la Cuenca de Jaca tenía carácter de antepaís no despegado. En las Sierras Exteriores se ha deducido un cabalgamiento basal no aflorante, por debajo de las estructuras visibles. Este cabalgamiento se propaga hacia el interior de los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro.

A partir de la geología de superficie puede reconstruirse la geometría del basamento al norte de la cuenca y bajo ella. Este aparece estructurado en grandes láminas cabalgantes distanciadas entre sí, que definen varios niveles escalonados, responsables principales de los niveles actuales de erosión y del patrón de afloramiento de la

cuenca. La cobertera pre-terciaria, poco potente, ejerce un control mucho menor. Estas características parecen válidas para gran parte de la Cuenca de Jaca, más allá del área ilustrada por los cortes geológicos que se presentan.

Los sistemas de estructuras de cobertera pueden correlacionarse con los principales cabalgamientos de zócalo deducidos (p.e. Larra-Lakora -relación aflorante al norte de la zona presentada, segundo sistema de estructuras -Gavarnie, y Sierras Exteriores-Guarga).

La deformación descrita supone un acortamiento de la cuenca próximo al 30%, que tuvo lugar entre el Luteciense superior y el Oligoceno terminal-Mioceno basal. El despegue completo de la cuenca en la transversal analizada no tuvo lugar probablemente hasta el Oligoceno inferior, aunque en partes más orientales de la misma Cuenca de Jaca el despegue ya había alcanzado las Sierras Exteriores en tiempos anteriores.

Los trabajos de campo en que se basa este artículo fueron llevados a cabo entre 1986 y 1992 para la realización de la cartografía del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000 del Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Se agradece a Antonio Barnolas y a los compañeros de la desaparecida oficina del ITGE en Jaca la discusión constante y apoyo durante ese periodo de tiempo. Asimismo se agradece a J. L. Alonso, M. L. Arboleya, A. Marcos y a un revisor anónimo sus comentarios y críticas.

Bibliografía

- Almela, A. y Ríos, J. M. (1951). *Estudio geológico de la zona sudpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales*. Act. Primer Congr. Int. Est. Pirenaicos, C.S.I.C., Zaragoza, II (I): 327-350.
- Alonso, J. L. y Teixell, A. (1992): *Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds*. In: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, London: 175-180.
- Barnolas, A.; Samsó, J. M.; Teixell, A.; Tosquella, J. y Zamorano, M. (1991): *Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona*. I Congreso Grupo Español del Terciario, Libro-Guía Excursión nº 1, Vic: 123 p.
- Barnolas, A. y Teixell, A. (1992): *La cuenca surpirenaica de Jaca como ejemplo de cuenca de antepaís marina profunda con sedimentación carbonática en el margen distal*. Simposio sobre Geología de los Pirineos, III Congr. Geol. de Esp., Salamanca, 2: 205-214.
- Barnolas, A. y Teixell, A. (1994): *Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees)*. *Geology*, 12: 1107-1110.
- Bastida, F. (1981). *La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo*. Trab. Geol., Univ. Oviedo, 11: 35-54.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): *Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp)*. Est. Geol., 41: 391-404.
- Canudo, J.I. y Molina, E. (1988): *Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragoneses): Eoceno medio y superior*. II Congr. Geol. de España, Comunicaciones, Granada, 1: 273-276.
- Choukroune, P.; Martínez, C.; Séguret, M. y Mattauer, M. (1968): *Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)*. C. R. Acad. Sc., París, 260: 1360-1363.
- Estrada, M.R. (1982): *Lóbulos deposicionales de la parte superior del Grupo de Hecho entre los anticlinales de Boltaña y el río Aragón (Huesca)*. Tesis Doct., Univ. Autònoma de Barcelona: 164 p.
- García-Sansegundo, J. y Montes, M. J. (en prensa): *Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja nº 209 (28-10) (Agüero)*. Memoria explicativa por J. García-Sansegundo y M. J. Montes (en prensa). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G. (1990). *A Geologic time scale 1989*. Cambridge University Press: 263 p.
- 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.
- Jourissen, G.F.J. (1968): *Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary between the Rio Aragon Subordon and the Rio Gallego (Spanish Pyrenees, province of Huesca)*. Geol. Utraiectina, 10-II: 71 p.
- Johns, D.R.; Mutti, E.; Rosell, J. y Séguret, M. (1981): *Origin of a thick, redeposited carbonate bed in the Eocene turbidites of the Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain*. *Geology*, 9: 161-164.
- Labat, P.; Mutti, E. y Séguret, M. (1987): *Megaturbidites: A Depositional Model From the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain*. *Geo-Marine Letters*, 7: 91-101.
- Labat, 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: 661-685.
- McElroy, R. (1990). *Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain*. Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge, 175 p.
- Millan, H.; Pares, J. M. y Pociví, A. (1992). *Modelización sencilla de la estructura del sector occidental de las Sierras Marginales Aragonesas (Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza)*. Simposio sobre Geología de los Pirineos, III. Congr. Geol. de Esp., Salamanca, 2: 140-149.
- Montes, M. J. (1992): *Sistemas deposicionales en el Eoceno medio-Oligoceno del sinclinal del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central)*. Simposio sobre Geología de los Pirineos, III. Congr. Geol. de Esp., Salamanca, 2: 150-160.
- Mutti, E.; Luterbacher, H.; Ferrer, J. y Rosell, J. (1972): *Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene Marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)*. Mem. Soc. Geol. Italia, 11: 391-416.
- Nichols, G. J. (1984): *Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain*. Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge: 243 p.
- Nichols, G. J. (1987). *The structure and Stratigraphy of the Western External sierras of the Pyrenees, Northern Spain*. *Geol. Journ.*, 22: 1-15.
- Pociví, A.; Millán, H.; Navarro, J. J. y Martínez, M. B. (1990): *Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y la zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza)*. *Geogaceta*, 8: 36-39.
- Puigdefàbregas, C. (1975): *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. *Pirineos*, 104: 188 p.
- Puigdefàbregas, C.; Rupke, N.A. y Solé Sedó, J. (1975): *The sedimentary evolution of the Jaca Basin*. In: *The Sedimentary Evolution of the South Pyrenean Basin* (J. Rosell y C. Puigdefàbregas Eds.), Exc. Guidebook, I.A.S. 9th Int. Congr. Sedim., Nice, part C: 33 p.
- Puigdefàbregas, C. y Soler, M. (1973): *Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del Río Gállego (prov. de Huesca)*. *Pirineos*, 109: 5-15.
- Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. (1986): *Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees*. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Remacha, E.; Arbués, P. y Carreras, M. (1987): *Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabiñánigo*. *Bol. Geol. y Min.*, 98: 40-48.
- Remacha, E. y Picart, J. (1991): *El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñánigo. Estratigrafía. Facies y su relación con la tectónica*. I Congreso del Grupo Español del Terciario, Libro-Guía excursión nº 8, Vic: 116 p.
- Ríos, L. M.; Lanaja, J. M. y Ríos Mitchell, J. M. (1978): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 179 (31-09) (Bielsa)*. Memoria explicativa por L. M. Ríos, J. M. Lanaja, J. M. Ríos Mitchell y F. J. Marín Blanco, 48 p. (1982). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Robador, A. (1990): *Early Paleogene Stratigraphy*. In: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip guidebook. I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos)*, IUGS-UNESCO, Chap. 2: 41-87.
- Rupke, N.A. (1976): *Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees*. *Sedimentology*, 23: 43-65.

- Séguret, M. (1972): Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Thèse Doct., Univ. de Montpellier, Publ. USTELA. Série Géol. struct.* 2: 155 p.
- Séguret, M.; Labaume, P. y Madariaga, R. (1984): *Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites in the South-Pyrenean Basin (North Spain)*. *Mar. Geol.*, 55: 117-131.
- Soler, M. y Puigdefàbregas, C. (1970): *Lineas generales de la geología del Alto Aragón occidental*. *Pirineos*, 96: 5-19.
- Suppe, J. (1983). *Geometry and kinematics of fault-bend folding*. *Amer. Jour. of Science*, 283: 684-721.
- Teixell, A. (1990): *Alpine thrusts at the western termination of the pyrenean Axial Zone*. *Bull. Soc. géol. France*, 6 (8): 241-249.
- Teixell, A. (1992): *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica*. *Tesis Doct., Universitat de Barcelona*: 252 p.
- Teixell, A. (1994): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 176 (28-09) (Jaca)*. *Memoria explicativa por A. Teixell*, 36 p. (1994). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1994): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 118 (28-07) (Zuriza)*. *Memoria explicativa por A. Teixell. y J. García-Sansegundo*, 52 p. (1994). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Teixell, A.; García-Sansegundo, J. y Zamorano, M. (1994): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 144 (28-08) (Ansó)*. *Memoria explicativa por A. Teixell., J. García-Sansegundo y M. Zamorano*, 62 p. (1994). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Teixell, A. y Montes, M. J. (en prensa): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 208 (27-10) (Uncastillo)*. *Memoria explicativa por A. Teixell. y M. J. Montes (en prensa)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Ten Haaf, E.; Van Der Voo, R. y Wensink, H. (1971): *The S-external Pyrenees of Huesca*. *Geol. Rundschau*, 60: 996-1009.
- Van Elsberg, J.N. (1968): *Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary, North of Hecho and Aragiés del Puerto (Spanish Pyrénées, province of Huesca)*. *Est. Geol.*, 24: 39-77.

Manuscrito recibido el 6 de Marzo de 1994

Aceptado el manuscrito revisado el 27 de Junio de 1995