

3.- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

La zona de estudio está situada en la ladera derecha del río Gállego, al pie de los Mallos de Murillo. Se caracteriza por un depósito cuaternario heterométrico, con grandes bloques de conglomerados procedentes de los mallos en posición caótica, y que se encuentra situado sobre la zona de contacto entre las margas de Arguís, del Eoceno medio (Bartoniense a Priaboniense inferior), con los sedimentos de la Formación Uncastillo, del Oligoceno superior a Mioceno inferior.

El contacto entre las margas de Arguís y la Fm Uncastillo es discordante, aunque en la parte inferior de la Fm Uncastillo mantienen una concordancia aparente, con una importante laguna estratigráfica del Grupo Campodarbe que mas al norte, en el sinclinorio del Guarga, alcanza un espesor superior a los 2.000 m (Puigdefabregas, 1975; IGME, 1992).

Las margas de Arguís forman parte de los materiales sedimentarios de las Sierras Exteriores, que comprenden desde el Triásico hasta el Oligoceno inferior, y que se encuentran despegados a nivel del Triásico, cabalgando a los materiales no despegados de la Cuenca del Ebro. Son margas de color gris azulado que corresponden a facies marinas, de prodelta, depositadas en la Cuenca Surpirenaica Central. Los materiales de la Formación Uncastillo son de origen fluvial y aluvial (abanicos aluviales) y forman parte de los materiales de la Cuenca del Ebro que son contemporáneos al emplazamiento final de las Sierras Exteriores. Estos materiales se encuentran deformados en el frente de cabalgamiento y afectados por el mismo. La deformación disminuye a lo largo de la serie, de tal manera

que, los conglomerados superiores de la Fm. Uncastillo se encuentran discordantes y fosilizan el frente de las Sierras.

El cabalgamiento de las Sierras Exteriores sobre la Cuenca del Ebro es el cabalgamiento frontal surpirenaico (CFS o CFSP en las figuras) y corresponde, en cuanto a deformación, a la expresión más externa del orógeno pirenaico en su vertiente sur.

Los Pirineos son una cadena montañosa formada como consecuencia de la colisión entre las placas Ibérica y Europea durante el Cretácico Superior y el Paleógeno. Esta colisión siguió a una etapa extensiva previa con adelgazamiento cortical, ligada a la apertura del Golfo de Vizcaya, y al movimiento diferencial entre ambas placas. El límite entre las dos placas era una falla transformante cuya expresión actual, en la cadena, es la Zona de la Falla Norpirenaica. Como consecuencia de esta extensión, durante el Cretácico Inferior y Superior (pre-Santoniense) se generaron cuencas sedimentarias muy subsidentes separadas por altos donde tuvo lugar una considerable erosión. La inversión tectónica de estas cuencas en la etapa compresiva está en el origen de la heterogeneidad que presenta la vertiente sur a lo largo de los Pirineos (Fig. 3.1).

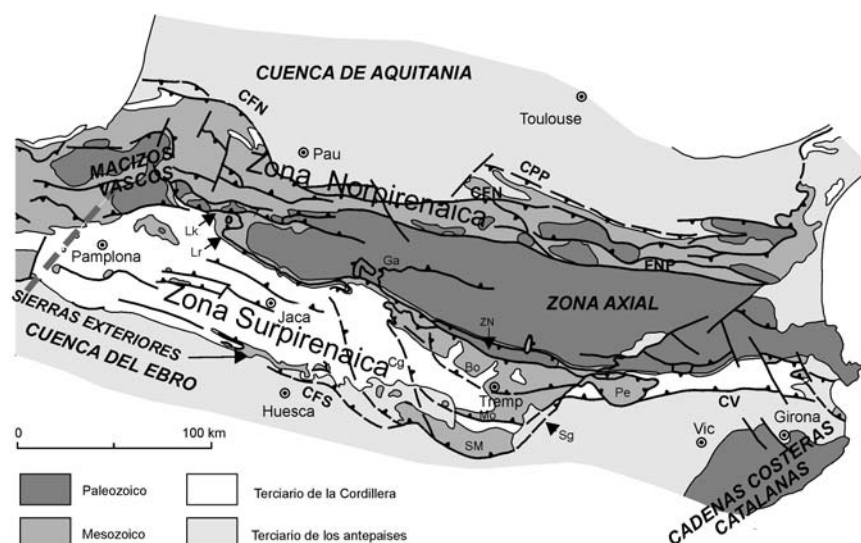


Fig. 3.1.- Esquema geológico de los Pirineos. La zona de estudio se encuentra en el contacto entre las Sierras Exteriores y la Cuenca del Ebro (flecha).

La orogenia pirenaica, entendida como tal la etapa colisional, se dilató a lo largo de un período de tiempo bastante notable, desde el Santoniense superior (84,5 Ma) a la base del Aquitaniense (23,8 Ma), lo que representa un total de algo más de 60 Ma de duración. El resultado fue una cadena de doble vergencia con la subducción de la placa ibérica bajo la placa europea (Muñoz, 1992) o indentación tectónica a nivel de la corteza inferior de la placa europea en la placa ibérica (Teixell, 1998) según interpretaciones, y un acortamiento estimado entre 120 y 80 km según estos autores. Este acortamiento se tradujo a nivel de la corteza superior por una imbricación tectónica con apilamiento de láminas cabalgantes en las dos vergencias. En la Fig. 3.2 se presenta un corte geológico a nivel cortical de los Pirineos en la transversal en la que está situada el área de estudio y en el que se volcaron los diferentes datos geofísicos que permitieron elaborar la interpretación del corte geológico.

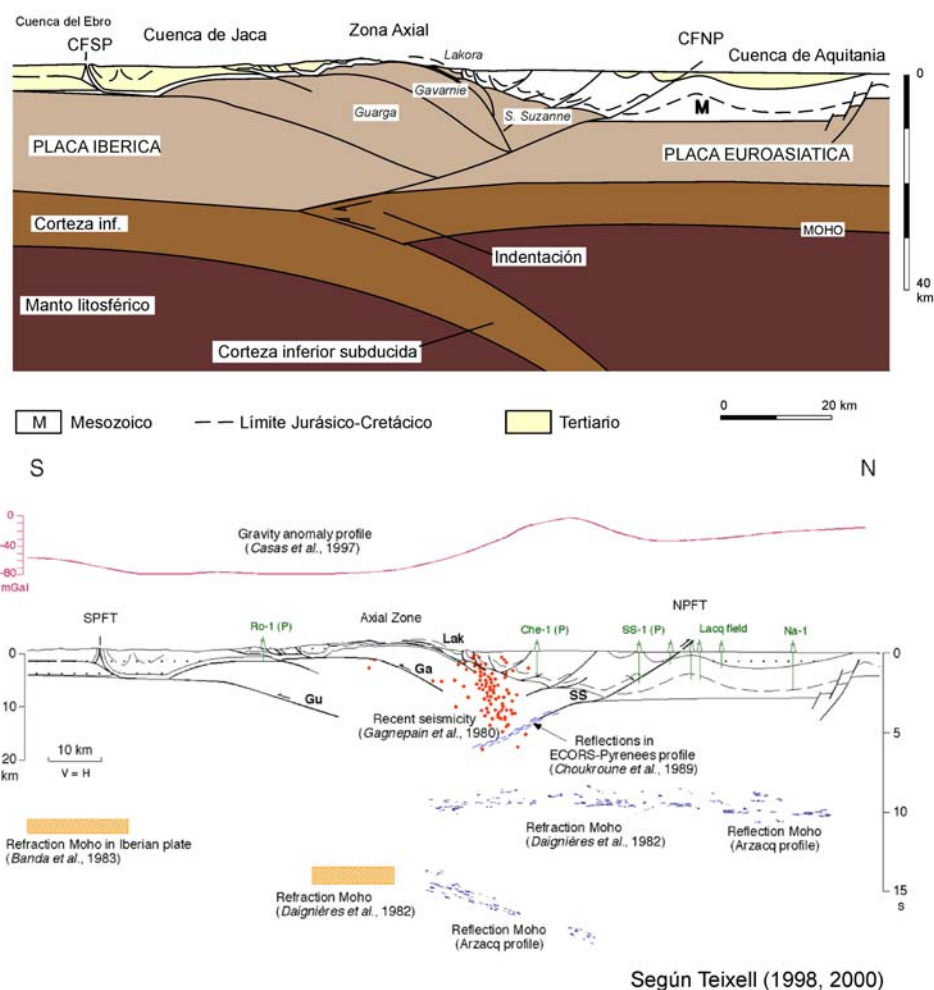


Fig. 3.2.- Interpretación de la estructura cortical de los Pirineos a partir de los datos sísmicos existentes en una transversal próxima a la posición del área de estudio en las Sierras Exteriores (CFSP). Según Teixell (1998, 2000).

Considerando exclusivamente la transversal que nos ocupa, por la situación del área de estudio (Fig. 3.3), y en su vertiente surpirenaica, se observa fácilmente como el avance de la deformación dio lugar a la migración de la sedimentación hacia el antepaís (Ebro). Cartográficamente se traduce en una disposición de materiales en solapamiento expansivo hacia el antepaís, con series potentes y de facies más profundas en el norte

y reducidas, más someras o ausentes en el sur (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1992; Barnolas y Teixell, 1994).

El mapa de la Fig. 3.3 muestra una zonación N-S desde la Zona Axial y su recubrimiento paleozoico post-varisco (Estefaniense y Pérmico) (**v**). Sobre estos materiales se encuentra directamente un Cretácico Superior (**k**) bastante potente que incluye turbiditas del Campaniense -Maastrichtiense, con una laguna estratigráfica muy importante del Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior. Las areniscas del techo del Cretácico (Areniscas de Marboré, de edad Maastrichtiense) junto con los carbonatos de plataforma del Paleoceno e Ilerdiense inferior forman los relieves de las Sierras Interiores (**SI**). Sobre ellos se dispone una potente serie de turbiditas (Grupo Hecho), del Eoceno inferior y medio (**H**), que incluyen intercalaciones de carbonatos resedimentados (megacapas) de procedencia meridional. Sobre el Grupo Hecho e inmediatamente al sur se encuentran las margas de Pamplona (**B**), equivalentes en facies y en edad a las margas de Arguís de las Sierras Exteriores, que hacia el techo pasan a depósitos deltaicos (Fm Belsúe – Atarés). La edad de las margas de Pamplona y de la Fm Belsúe – Atarés es Bartonense a Priabonense inferior (Eoceno medio y superior) y representan el fin de la sedimentación marina en la Cuenca Surpirenaica junto con los sedimentos salinos de cuenca (Cuenca potásica de Navarra) ausentes en esta transversal. Sobre estos depósitos se disponen los materiales del Grupo Campodarbe (**O**) del Oligoceno inferior

**GEOLOGICAL MAP OF THE ANSO TRANSECT
OF THE SOUTHERN PYRENEES**

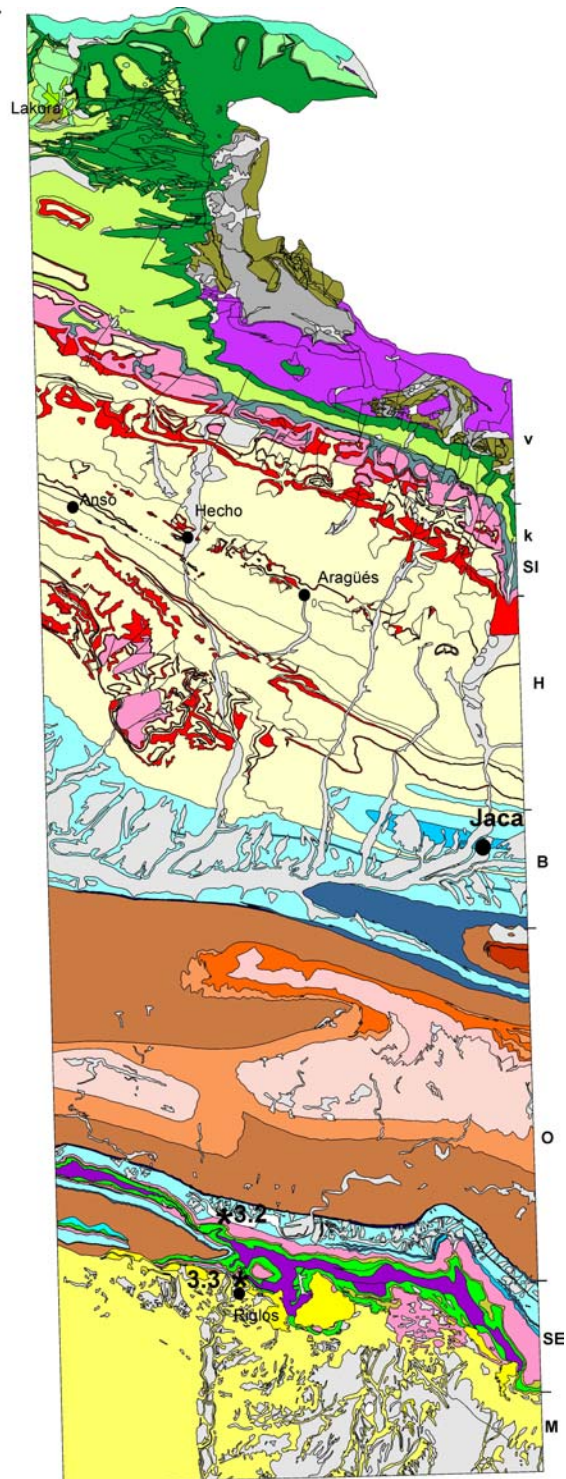
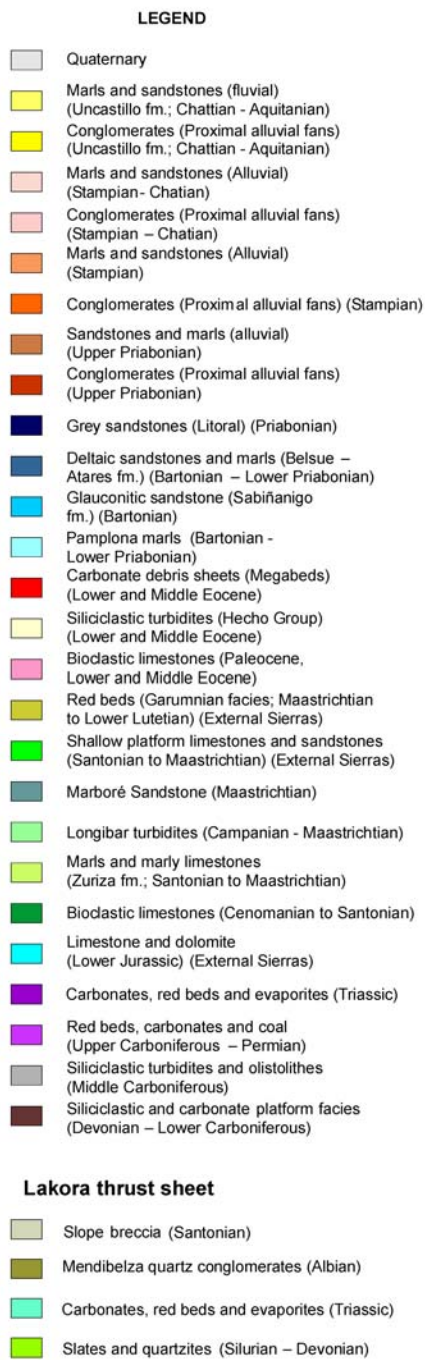


Fig. 3.3.- Mapa geológico simplificado de la vertiente surpirenaica en la transversal del río Gállego en las Sierras Exteriores. Tomada de Teixell y Barnolas (2003).

en esta transversal, pero que hacia el este incluye a los depósitos continentales del Bartonense – Priabonense inferior que equivalen lateralmente a la Fm Belsúe – Atarés (Fm Campodarbe de Soler y Puigdefabregas, 1970).

Las Sierras Exteriores (**SE**) incluyen, en cuanto a materiales: un Triásico incompleto (Muschelkalk y Keuper), con dudas de la presencia de las facies Röt del techo del Buntsandstein; un Cretácico Superior bastante reducido y en facies de plataforma; unas facies rojas atribuidas a las facies garumnienses (Maastrichtense superior y Paleoceno) pero que pueden contener a parte del Eoceno inferior; una importante laguna del Eoceno inferior; un Luteciense inferior y medio en facies de plataforma carbonática (Fm Guara), que son equivalentes en edad a la mayor parte de las turbiditas del Grupo Hecho; las margas de Arguís, equivalentes a las margas de Pamplona pero con un espesor mucho mas reducido; los sedimentos deltaicos de la Fm Belsúe – Atarés; y los materiales continentales del Grupo Campodarbe (**O**). En la Unidad de San Felices sobre el Keuper se encuentran las calizas de la Fm Isábena (equivalentes de la Fm Imón de la Cordillera Ibérica) y un Jurásico Inferior preservado (Comas *et al.*, 1991).

Las Sierras Exteriores tienen una estructura compleja, con imbricación y plegamiento de láminas cabalgantes originados durante su emplazamiento y se hallan parcialmente fosilizadas por los materiales del Oligoceno superior y Mioceno inferior (Fm Uncastillo) (**M**) que en este sector representan en borde norte de la Cuenca del Ebro.

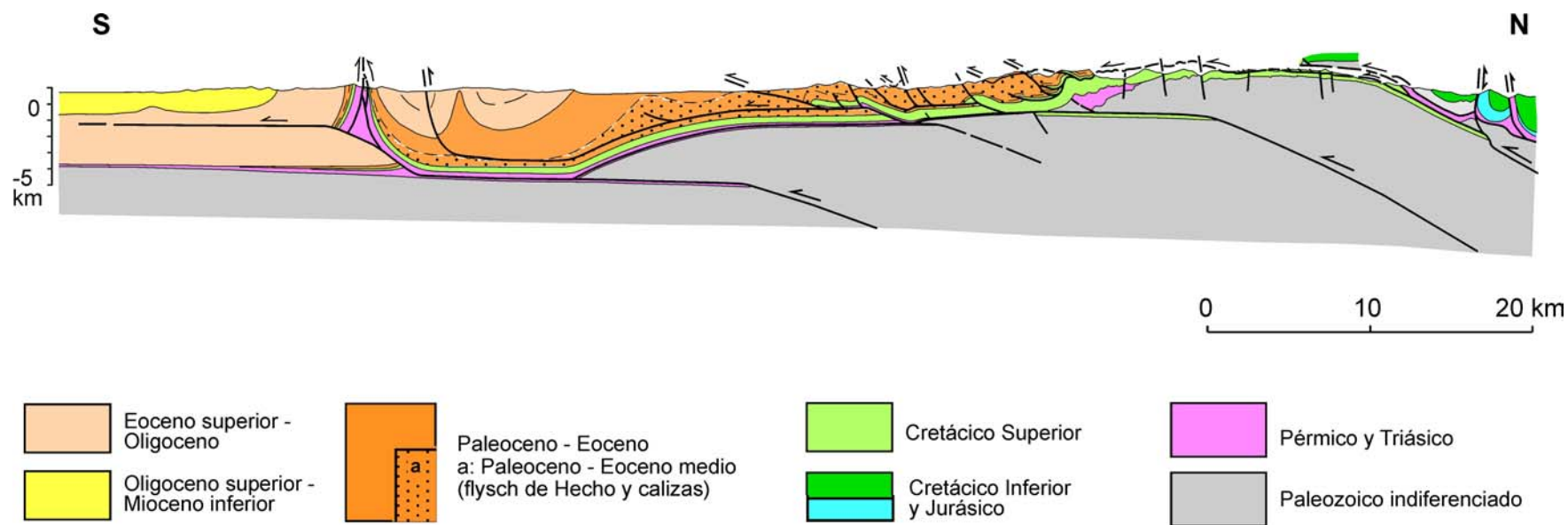


Fig. 3.4.- Corte geológico de la vertiente surpirenaica en la transversal de Anso - Riglos. Según Teixell (1996) simplificado.

La Fig. 3.4 Es un corte geológico de la vertiente surpirenaica, según la cartografía de la Fig. 3.3, situado algo al oeste de la zona de estudio, en el que para facilitar la lectura se ha simplificado la leyenda. Permite observar la imbricación de láminas de basamento que se produjo según un sistema imbricado de bloque inferior (Teixell, 1992; 1996) y el desplazamiento de la cuenca sedimentaria hacia el sur (antepaís).

La Fig. 3.5 muestra esta transición según un cuadro cronoestratigráfico N-S de la Cuenca de Jaca. A diferencia del corte y la cartografía este cuadro no mantiene la proporción de los espesores pero muestra mucho mejor las variaciones laterales de facies y las relaciones geométricas entre las mismas.

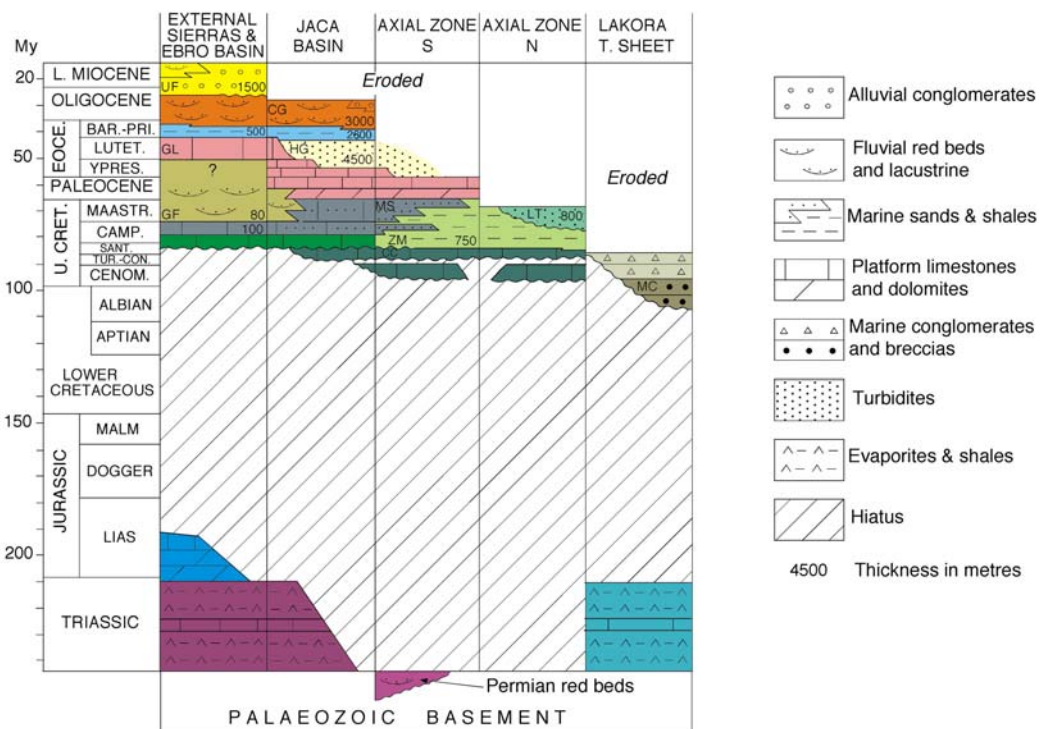


Fig. 3.5.- Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca Surpirenaica Central y su transición a la Cuenca del Ebro en la transversal de Ansó. Según Teixell (1996).

3.1.- ESTRATIGRAFÍA

Los grandes rasgos de la estratigrafía regional se han expuesto en el cuadro de la Fig. 3.5 y la descripción de las unidades litoestratigráficas que afloran en el ámbito del Estudio se realiza en el apartado 5 (Cartografía Geológica). En este apartado nos centraremos exclusivamente en la Fm Uncastillo que soporta el coluvión cuaternario, objeto principal del problema planteado en este Estudio y que a su vez es la unidad más compleja por los rápidos cambios laterales de facies que presenta. Al mismo tiempo, al ser coetánea con los últimos episodios importantes de la deformación del frente de cabalgamiento surpirenaico, muestran una disposición con discordancias progresivas y angulares muy importante (Selzer, 1934; Reille, 1971; Puigdefabregas y Soler, 1973, etc.). El nivel de erosión, por el levantamiento de las Sierras, deja en algunas ocasiones sin conexión a los materiales conglomeráticos del borde de las sierras con sus equivalentes laterales directos en la cuenca con facies de granulometría más fina (arenas, limolitas y arcillas).

Desde su definición como unidad litoestratigráfica por Soler y Puigdefabregas (1970) muchos autores se han interesado por esta unidad y de manera especial de los sistemas aluviales adosados a las Sierras Exteriores cuyos depósitos apicales corresponden a los conglomerados de los Mallos. A partir del trabajo de Puigdefabregas (1975) diversos investigadores de la Universidad de Cambridge primero (Hirst, 1983; 1991; Nichols, 1987a, b y c; McElroy, 1990; Friend *et al.*, 1996; Hirst y Nichols, 1996; Lloyd *et al.*, 1998; Nichols y Hirst, 1986), y de la Universidad de Zaragoza después (Arenas *et al.*, 1990, 2001; Arenas, 1993; Arenas y

Pardo, 1994a y b, 1996), se han interesado por el estudio de esta unidad. A estos trabajos habría que añadir los del IGME (1992) con la cartografía MAGNA y el de Hogan y Burbank (1996).

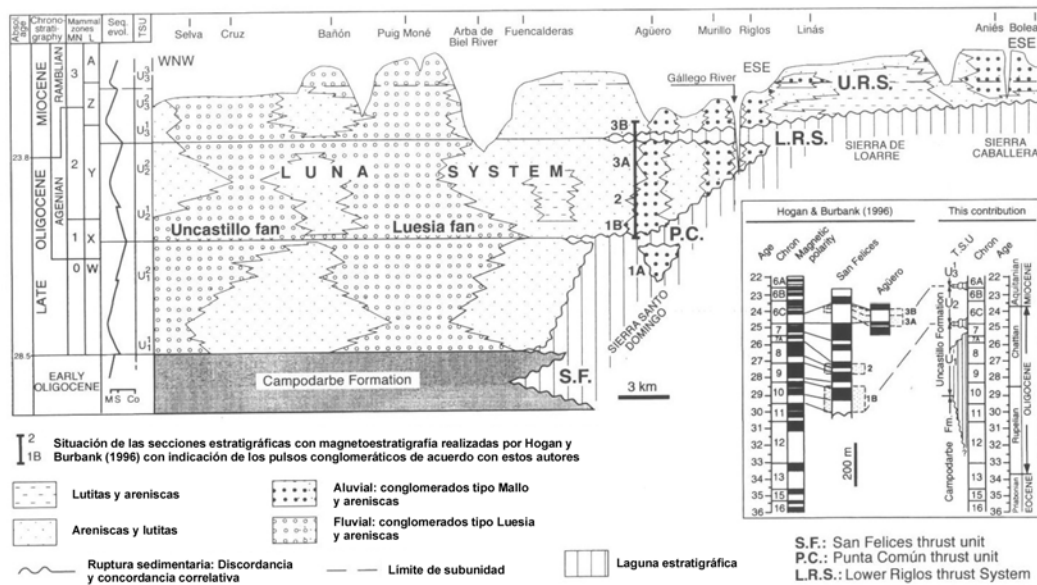


Fig. 3.6.- Cuadro cronoestratigráfico de la Fm Uncastillo (Sistema aluvial de Luna), según Arenas et al. (2001).

El trabajo reciente de Arenas *et al.* (2001) sintetiza de forma clara el conocimiento geológico actual sobre esta unidad. En la Fig. 3.6 se expone un cuadro cronoestratigráfico, basado en los datos bioestratigráficos existentes (mamíferos) y la magnetoestratigrafía de Hogan y Burbank (1996) y las unidades secuenciales (UTS) definidas por Arenas (1993) y colaboradores (Arenas y Pardo, 1994a y b, 1996; Arenas *et al.*, 2001). Se observan 3 unidades mayores, separadas por discordancias en el borde de las Sierras Exteriores. En los Mallos de Murillo estarían representadas únicamente las dos unidades superiores. La discordancia basal de la unidad inferior aflorante en los Mallos de Murillo estaría relacionada con el emplazamiento de la lámina cabalgante de Punta Común mientras que la discordancia que separa a las dos unidades aflorantes estaría en relación

con el emplazamiento del sistema de cabalgamientos inferior de Riglos (Areanas et al., 2001).

En la Fig. 3.7 se puede observar un esquema cartográfico de las unidades secuenciales definidas por Arenas et al. (2001) y sus facies características. La Unidad inferior no aflora al este de San Felices y en el área de Murillo estarían representadas exclusivamente las dos unidades superiores. La unidad superior se correspondería con los conglomerados de Peña Ruaba.

3.2. ESTRUCTURA

El paraje de la Raya se sitúa en el frente meridional de las Sierras Exteriores aragonesas. Estas sierras representan la zona más externa del orógeno pirenaico (Fig. 3.3 y 3.4) donde emerge el cabalgamiento frontal surpirenaico superponiendo la cobertera preorogénica mesozoica-paleógena sobre los depósitos cenozoicos de la cuenca del Ebro.

La estructura de este frente cabalgante es muy compleja, habiendo dado lugar a distintas interpretaciones tanto de la estructura superficial (Nichols, 1984; Millán *et al.*, 1995) (Fig. 3.8 y 3.9) como de la profunda (Millán *et al.*, 1995, Teixell y García Sansegundo, 1995) (Fig. 3.10). La estructura principal de las sierras consiste en un anticlinal de despegue (anticlinal de Santo Domingo) nucleado en los niveles plásticos del Keuper. Se trata de una estructura muy apretada, con el nivel de despegue situado, según ha sido estimado por distintos autores, a más de 5 km de profundidad (Fig. 3.9 y 3.10), y que presenta una orientación N110E a

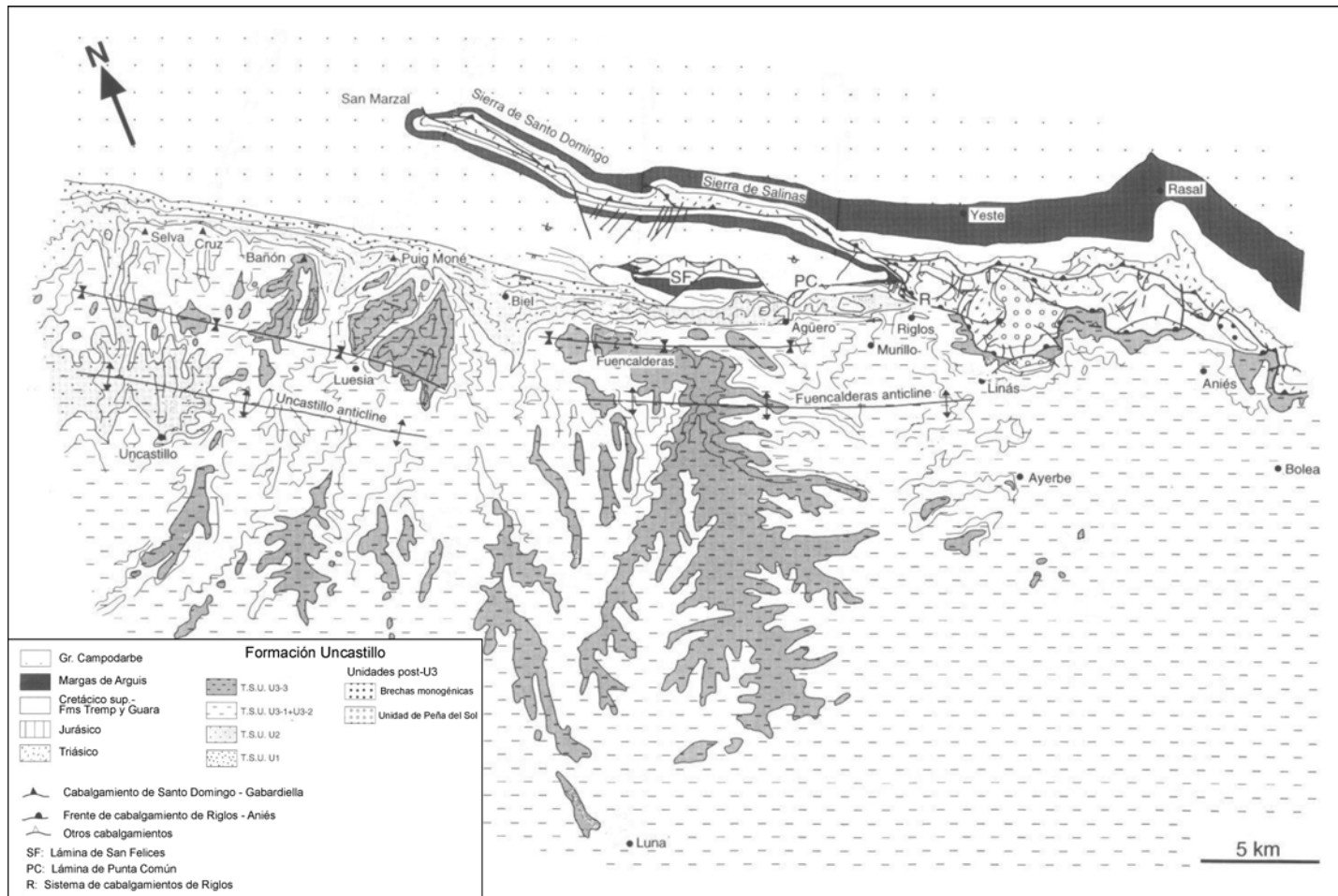


Fig. 3.7.- Esquema cartográfico regional de los sistemas aluviales de la Fm Uncastillo en el extremo occidental de las Sierras Marginales. Según Arenas et al. (2001).

N130E y fuerte inmersión axial hacia el oeste. Siguiendo su plano axial emerge el cabalgamiento frontal surpirenaico, de vergencia meridional. Este se imbrica en relación con la charnela del anticlinal. Las distintas láminas resultantes aparecen plegadas por el desarrollo del propio pliegue (Pocoví *et al.*, 1990; Millán *et al.*, 1995) por lo que aparecen basculadas hacia el sur (Fig. 3.10). Es en una de estas láminas, en la denominada unidad de Punta Común, donde se ubica la zona objeto de estudio.

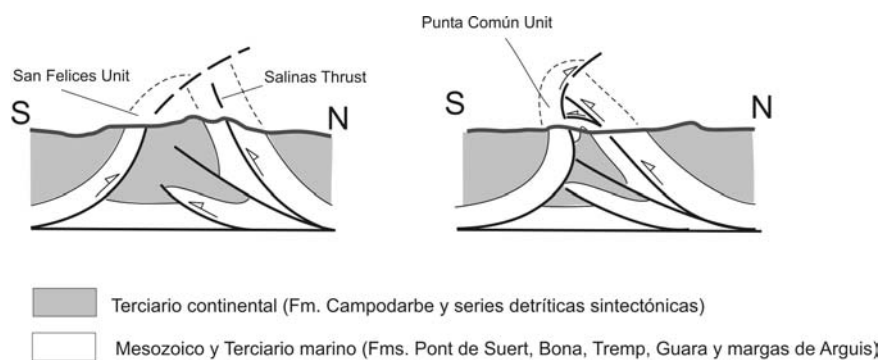


Fig.3.8.- Interpretación de la estructura del frente de las Sierras Exteriores según Nichols (1984).

El anticlinal de Santo Domingo afecta conjuntamente a la serie preorogénica y a los sedimentos terciarios continentales de la cuenca del Ebro (Fig. 3.9). El crecimiento de esta estructura condiciona el desarrollo de un sistema fluvial que drena el bloque superior del cabalgamiento frontal surpirenaico y que da lugar al desarrollo de abanicos aluviales coalescentes con el ápice situado en las Sierras Exteriores. La evolución de la deformación queda registrada en las discordancias angulares y progresivas observables en estos materiales, progresando entre el Eoceno medio y el Mioceno (Almela y Ríos, 1951; Puigdefábregas, 1975; Hirst, 1983; Pocoví *et al.*, 1990; Arenas, 1993; Millán *et al.*, 1994, 2000).

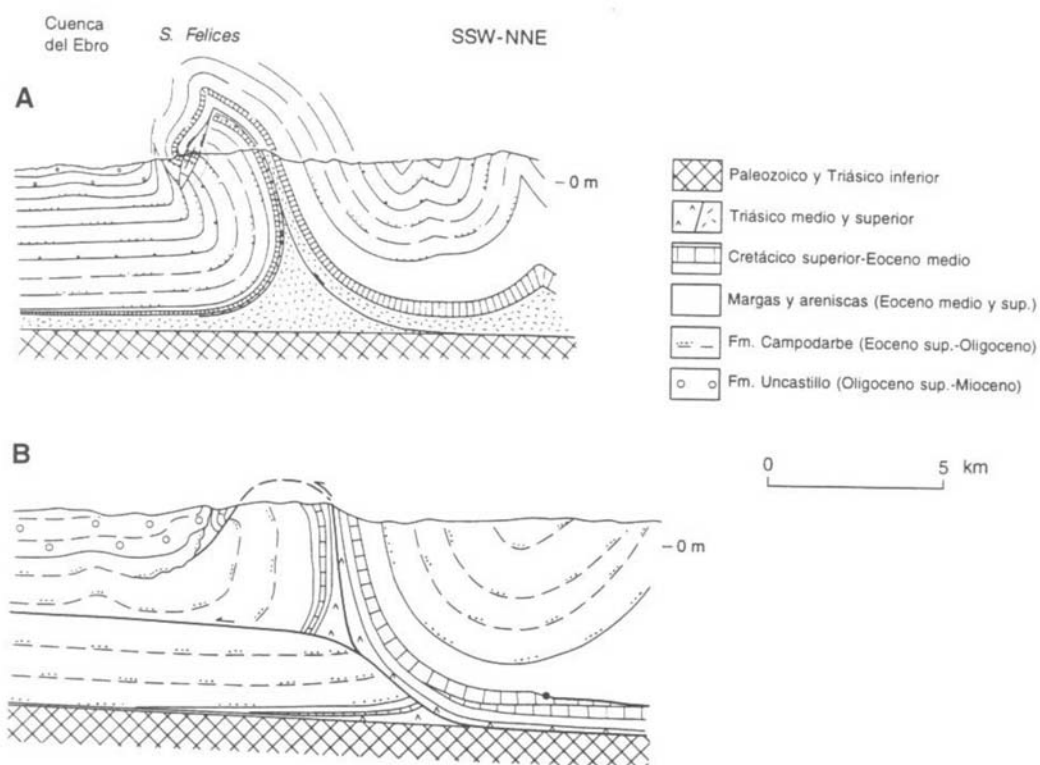


Fig. 3.10.- Distintas interpretaciones de la estructura profunda en el frente surpirenaico. **A:** Según Millán *et al.* (1995) y **B:** Según Teixell y García Sansegundo (1995). Se observa como en el caso **A** se interpreta el desarrollo de un gran pliegue de despegue (anticlinal de Santo Domingo) con una cuña salina importante en su núcleo, que se considera consecuencia de la emersión del cabalgamiento principal que a su vez también es plegado por la propia estructura de despegue. En el caso **B** el plegamiento del cabalgamiento emergente es interpretado por los autores como debido a la propagación en rampa-rellano de bloque inferior de un cabalgamiento en el subsuelo entre los materiales paleógenos.

No se han citado hasta la fecha evidencias claras en este sector de las Sierras Exteriores de que el cabalgamiento frontal surpirenaico o las estructuras relacionadas con él presenten actividad postmiocena. Sin embargo esta no es descartable ya que en sectores más orientales (S^a de Guara) si que se han identificado deformaciones recientes en superficies de erosión (Rodríguez Vidal, 1983). Por otra parte existe una anomalía en relación con la edad de los conglomerados terminales de la Peña del Sol,

ya que son más jóvenes de lo esperado y este hecho todavía no ha podido ser explicado. Además en este sector del curso del Gállego se detectan anomalías en el desarrollo de las terrazas fluviales cuaternarias (Sancho, *com. personal*) que tienen un origen incierto.

La actividad sísmica en la zona ha sido objeto de análisis por parte de Alfaro *et al.* (1987). Estos autores, partiendo de la información existente de sismicidad (Fig. 3.11) y del conocimiento regional de la estructura y de la actividad neotectónica realizaron un estudio de riesgo sísmico con criterio determinista según el cual la zona estudiada queda encuadrada en un área en el que mayor terremoto esperable es de intensidad VIII. Estos valores son superiores a los obtenidos por la Confederación Hidrográfica del Ebro en el estudio de riesgo sísmico elaborado para el vaso del embalse (René Gómez, comunicación personal).

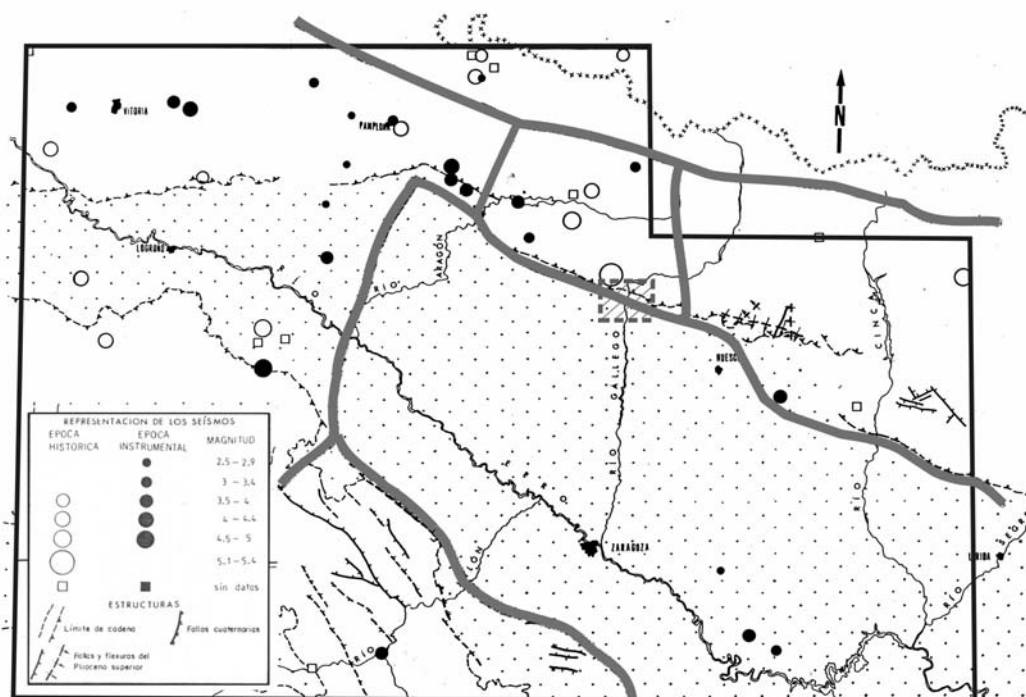


Fig. 3.11-. Mapa sismotectónico y zonación de la región pirenaica según Alfaro *et al.* (1987). El recuadro punteado indica la ubicación de la zona de estudio.