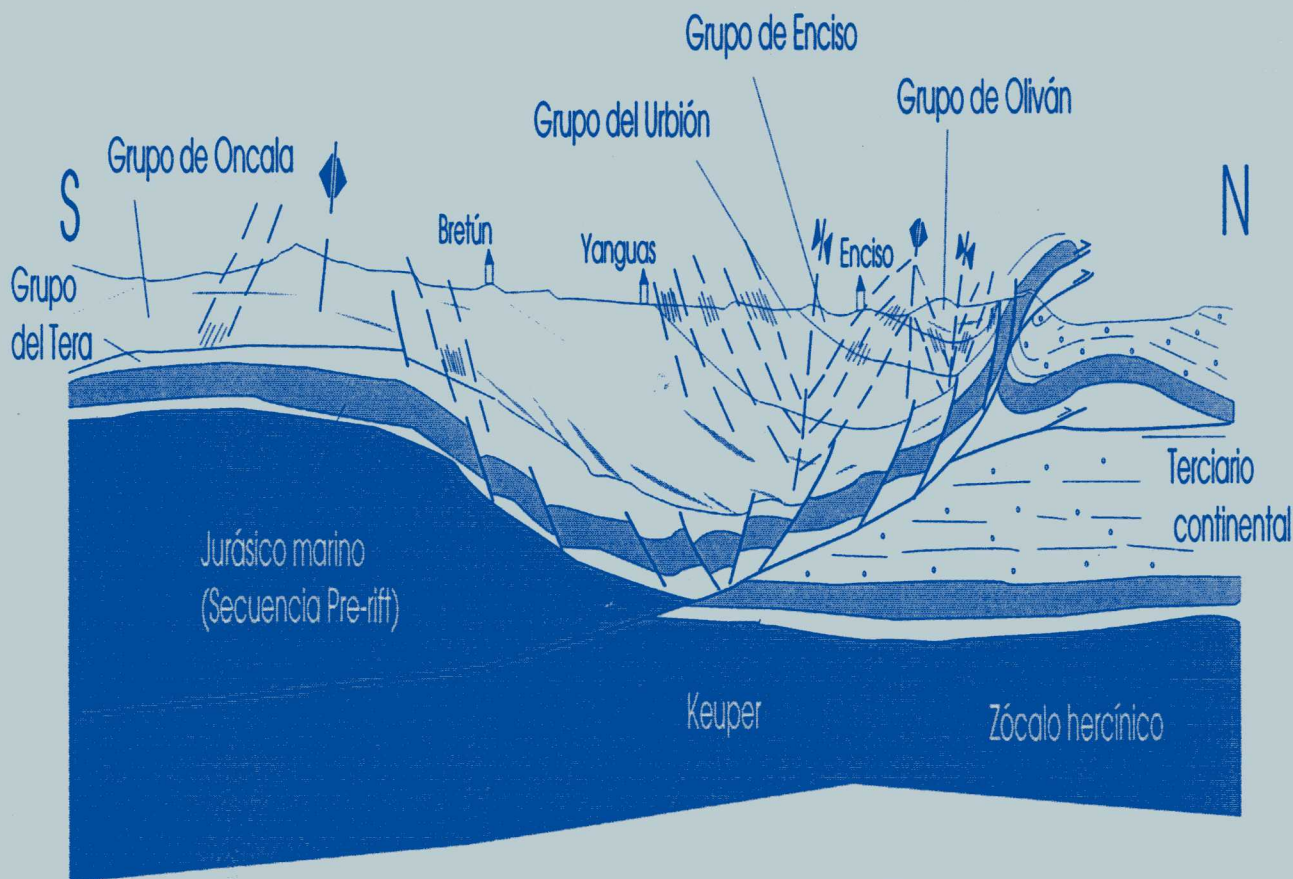




Geología Estructural  
Departamento de Geología  
Universidad de Zaragoza



Sociedad Geológica de España



## **Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica)**

Guía de campo

VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E.,  
Logroño, 13-15 Septiembre 1995



# Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica)

Guía de campo

VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la  
Sociedad Geológica de España

Logroño, 13-15 Septiembre 1995

A. Casas, A. Cortés, A. Gil, A. Maestro, A. Muñoz, A. Pocovi, B. Martínez, B. Oliva, C. Liesa, E. Castillo, E. Pueyo, H. Millán, J.L. Simón, L. Arlegui, M. Aurell, M.P. Mata, S. Tena, T. Román

**Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza**

Investigación financiada por el proyecto D.G.I.C.Y.T. PB93-1218

© Los autores

Dpto. de Ciencias de la Tierra

Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA

Impresión: Servicio de Publicaciones . Univ. de Zaragoza

Edificio de Geológicas. Pz. S. Francisco s/n

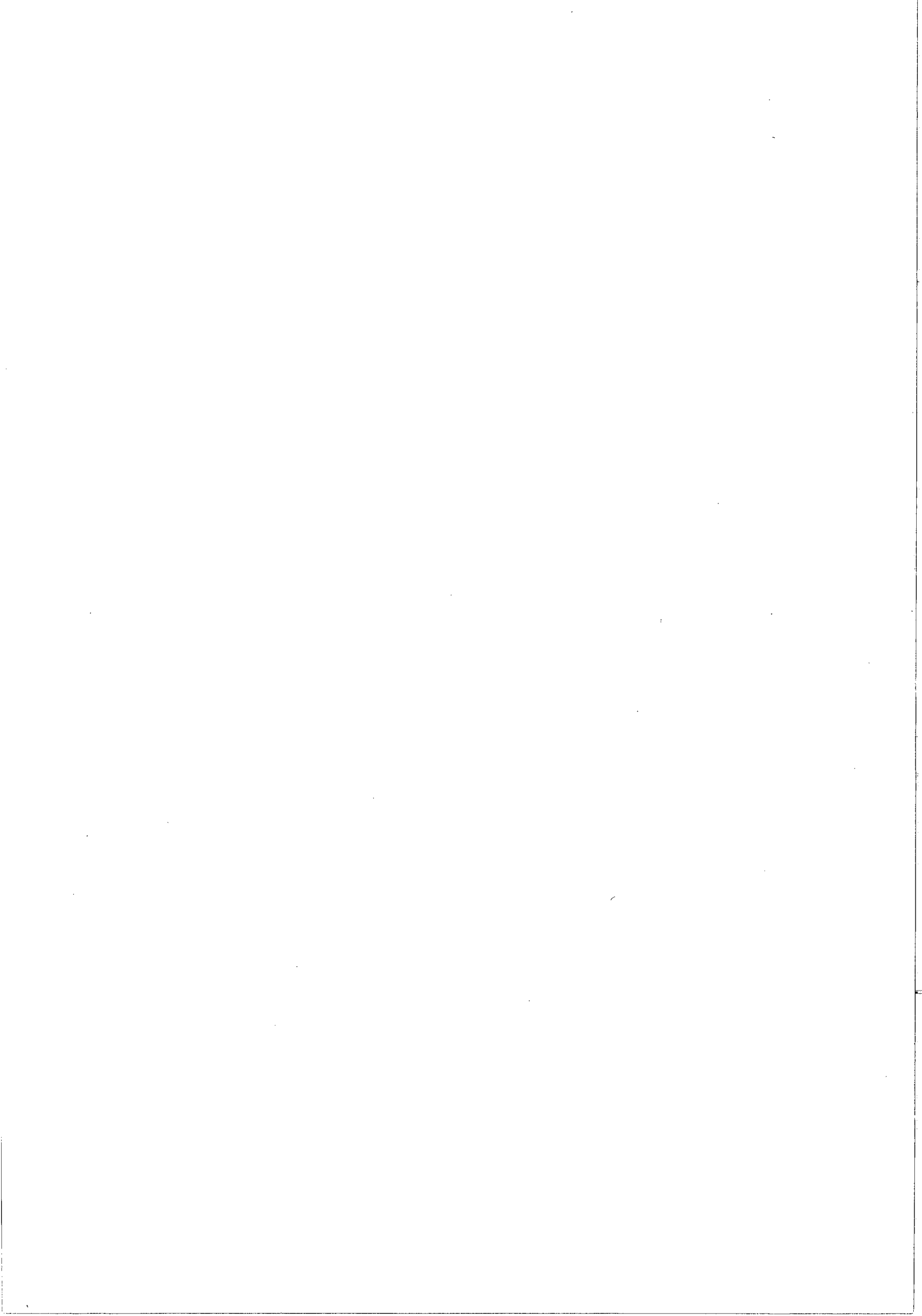
50009 ZARAGOZA

ISBN: 84-89513-05-8

D.L.: Z-3020-95

# INDICE

<b>INTRODUCCION</b>	<b>1</b>
La Cordillera Ibérica.	1
La sedimentación mesozoica.	3
El papel del zócalo y cobertera en la estructuración de la Cordillera.	6
La sedimentación terciaria.	10
<b>EL MACIZO DE CAMEROS-DEMANDA</b>	<b>14</b>
Materiales.	15
La estructura del macizo de Cameros-Demanda.	25
<b>OBJETIVOS</b>	<b>51</b>
<b>PARADAS DIA 14</b>	<b>53</b>
<u>Parada 1.</u> La Cuenca mesozoica de Cameros. Geometría del contacto con la Cuenca del Ebro.	53
<u>Parada 2.</u> La compresión temprana en la Cuenca de Cameros. Geometría.	60
<u>Parada 3.</u> La extensión mesozoica. Historia sedimentaria y térmica de la Cuenca.	63
<u>Parada 4.</u> Relación tectónica-sedimentación durante el Terciario.	69
<u>Parada 5.</u> La relación de la Sierra de Cameros con el frente surpirenaico durante la compresión terciaria. Geometría del sector riojano de la Cuenca del Ebro.	75
<b>PARADAS DIA 15</b>	<b>80</b>
<u>Parada 6.</u> La deformación en el zócalo de la Cuenca del Ebro. Geometría y cronología.	80
<u>Parada 7.</u> El cabalgamiento de la Sierra de la Demanda.	84
<u>Parada 8.</u> La deformación del basamento hercínico de la Sierra de la Demanda.	92
<u>Parada 9.</u> Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica.	95
<u>Parada 10.</u> Geometría y mecanismos de los pliegues mesozoicos.	104
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>107</b>



# INTRODUCCION

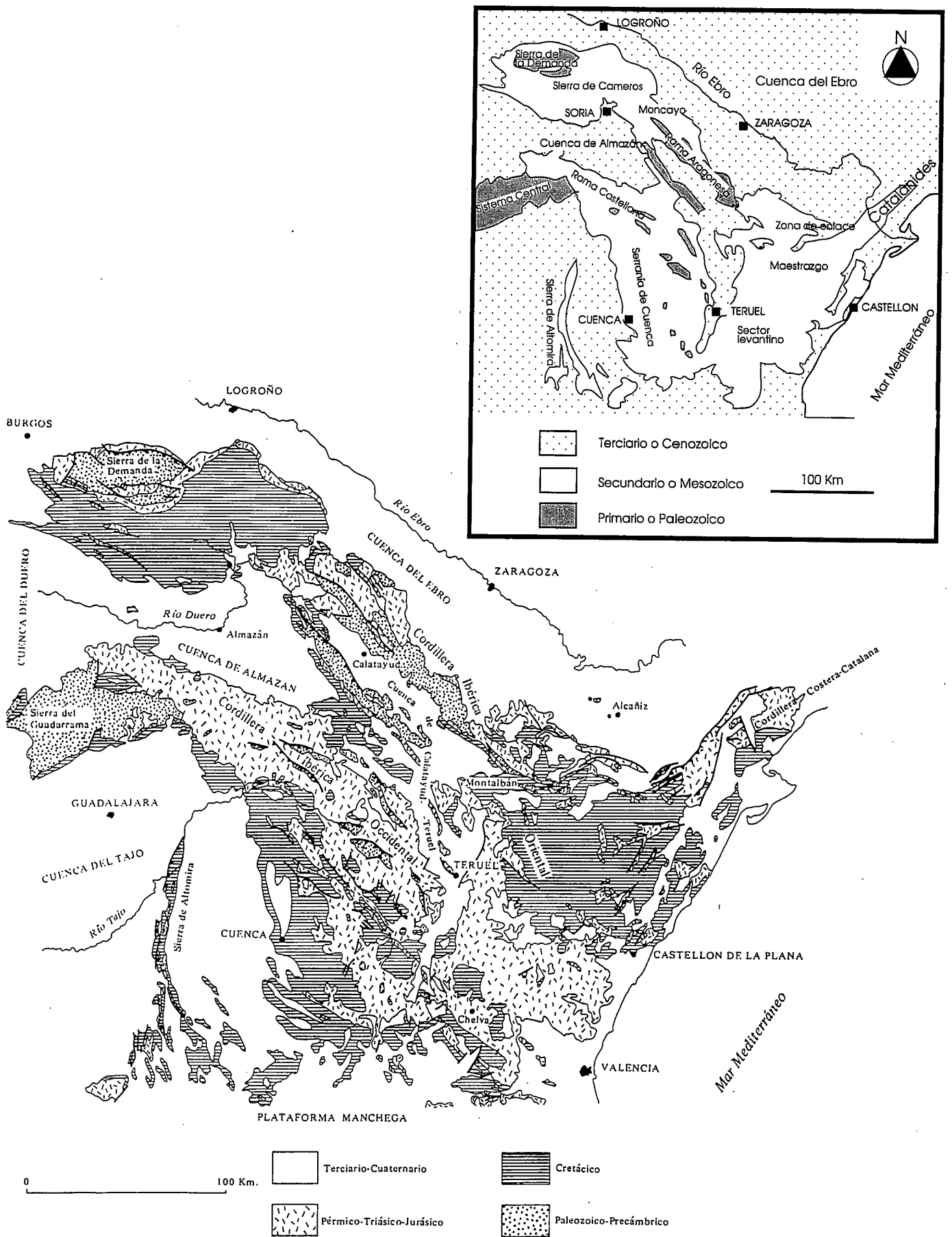
## LA CORDILLERA IBERICA

La Cordillera Ibérica está formada por una serie de elevaciones topográficas, que, de forma no lineal, se extienden desde la Meseta Ibérica hasta el mar Mediterráneo. Alcanza alturas de algo más de 2.000 m s.n.m. (macizos de Demanda-Cameros, Moncayo, Gúdar y Javalambre) y en ella nacen buena parte de los ríos peninsulares (Duero, Tajo, Turia, Júcar...). Está limitada al Norte por la Cuenca del Ebro, al Oeste por el Sistema Central y las Cuencas del Tajo y del Duero, y al Sur por las Cordilleras Béticas. Hacia el Este las estructuras alpinas de la cadena se sumergen en la plataforma mediterránea.

Durante el ciclo alpino la Cordillera Ibérica constituyó la zona más importante de concentración de la deformación en el interior de la placa Ibérica. En este proceso jugaron un papel importante las fallas tardihercínicas, formadas como consecuencia de la megacizalla diestra entre Laurasia y Gondwana al final del Paleozoico (Arthaud y Matte, 1977). Durante los tiempos Mesozoicos la Cordillera Ibérica experimentó una importante extensión, ligada a la apertura del Atlántico Norte, con dos períodos de rifting (Triásico y Cretácico inferior) y otros dos de subsidencia térmica (Jurásico y Cretácico superior, Alvaro, 1991, Salas y Casas, 1993). Durante los períodos de rift se depositaron materiales en ambientes continentales y transicionales, mientras que las etapas de subsidencia térmica estuvieron caracterizadas por una importante extensión de las plataformas marinas someras.

A partir del final del Cretácico se produce un cambio en el estado de esfuerzos de la placa Ibérica, que sufre colisión y subducción continental primero en su margen Norte y posteriormente en su margen Sur. Este acercamiento entre las placas tiene como consecuencia la creación de estructuras compresionales y la inversión de las cuencas mesozoicas en el interior de la placa. En la Cordillera Ibérica no existió metamorfismo ni magmatismo importante durante el ciclo alpino (Julivert, 1978); el magmatismo se reduce al emplazamiento de basaltos y doleritas durante el Triásico (Lago *et al.*, 1988) y algunas manifestaciones volcánicas cenozoicas; un metamorfismo térmico de bajo grado, de edad cretácica, está también presente en el área de (Moncayo-Cameros, (Guiraud, 1983, Goldberg *et al.*, 1988, Casquet *et al.*, 1990, Gil, 1992).

Debido a su gran extensión, y a la variedad de directrices estructurales que aparecen en la Cordillera Ibérica, esta se suele dividir en una serie de unidades geográfico-geológicas, que no tienen significado en términos de deformación o magmatismo-metamorfismo (fig. 1): Cameros-Demanda (directriz estructural E-W), Rama Aragonesa (NW-SE), Rama



**Figura 1:** Esquema geológico que muestra las principales unidades de la Cordillera Ibérica. Tomado de Capote (1983).



Castellana (NW-SE), Maestrazgo (WNW-ESE), Sector Levantino, Serranía de Cuenca (NNW-SSE) y Sierra de Altomira (N-S). En su extremo NE la Cordillera Ibérica enlaza con la Costero-catalana sin solución de continuidad; la zona situada entre ambas (con directriz estructural *grosso modo* E-W) se denomina Zona de Enlace (Guimerà, 1988). Algunas de las unidades citadas están separadas de las otras por cuencas interiores de la cadena, rellenas de sedimentos terciarios. Están relacionadas con la deformación compresional paleógena (cuencas de Almazán, Calatayud-Montalbán, Loranca) o la distensión neógena (fosas de Alfambra-Teruel-Mira, Jiloca y ligadas al mediterráneo) (fig. 1). En el sector de la zona de enlace aparecen además numerosas cuencas de pequeño tamaño, normalmente relacionadas con estructuras compresionales.

### **La sedimentación mesozoica**

La cuenca Ibérica engloba una serie de cuencas intracratónicas mesozoicas, desarrolladas en un régimen tectónico extensivo y localizadas al noroeste de la península Ibérica. Estas cuencas fueron ocupadas por mares epicontinentales de diferente extensión, de modo que están dominadas por sedimentos carbonatados marinos someros. Los sedimentos siliciclásticos son también importantes, en especial en las zonas más marginales, en las que predominó la sedimentación continental.

Dentro de la cuenca Ibérica se reconocen zonas subsidentes, separadas por umbrales, controladas por el hundimiento y basculamiento de bloques sobre fallas normales que generalmente son lítricas. Como consecuencia, la cuenca presenta un registro sedimentario bastante irregular. Los máximos espesores de sedimento se reconocen en la cuenca del Maestrazgo, donde se registran hasta 7 Km de serie Mesozoica. Al noroeste se encuentra también la cuenca de Cameros, con al menos 5 Km de sedimentos mesozoicos. Entre ambos dominios se extiende el sector central de la cuenca Ibérica, que presenta un registro irregular, que rara vez sobrepasa los 2 a 3 Km.

En la evolución Mesozoica de la cuenca Ibérica se reconoce la alternancia de episodios en los que predominó la reactivación extensional de determinados accidentes del zócalo, con la subsiguiente compartimentación de la cuenca en cubetas y umbrales, junto con otros en los que esta actividad fue mucho menor. Estos últimos vienen marcados por la instalación de extensas plataformas carbonatadas de gran extensión lateral, con variaciones de espesores y facies muy graduales. El Pérmico superior-Triásico, el límite Triásico-Jurásico, el Jurásico medio y el Cretácico inferior constituyen las etapas de mayor actividad tectónica, que están jalonadas por las extensas rampas carbonatadas que se desarrollaron durante el Triásico medio y superior (facies Muschelkalk), Jurásico inferior y superior y Cretácico superior (Salas, 1987; Sopena *et al.*, 1989; Aurell y Meléndez, 1993).

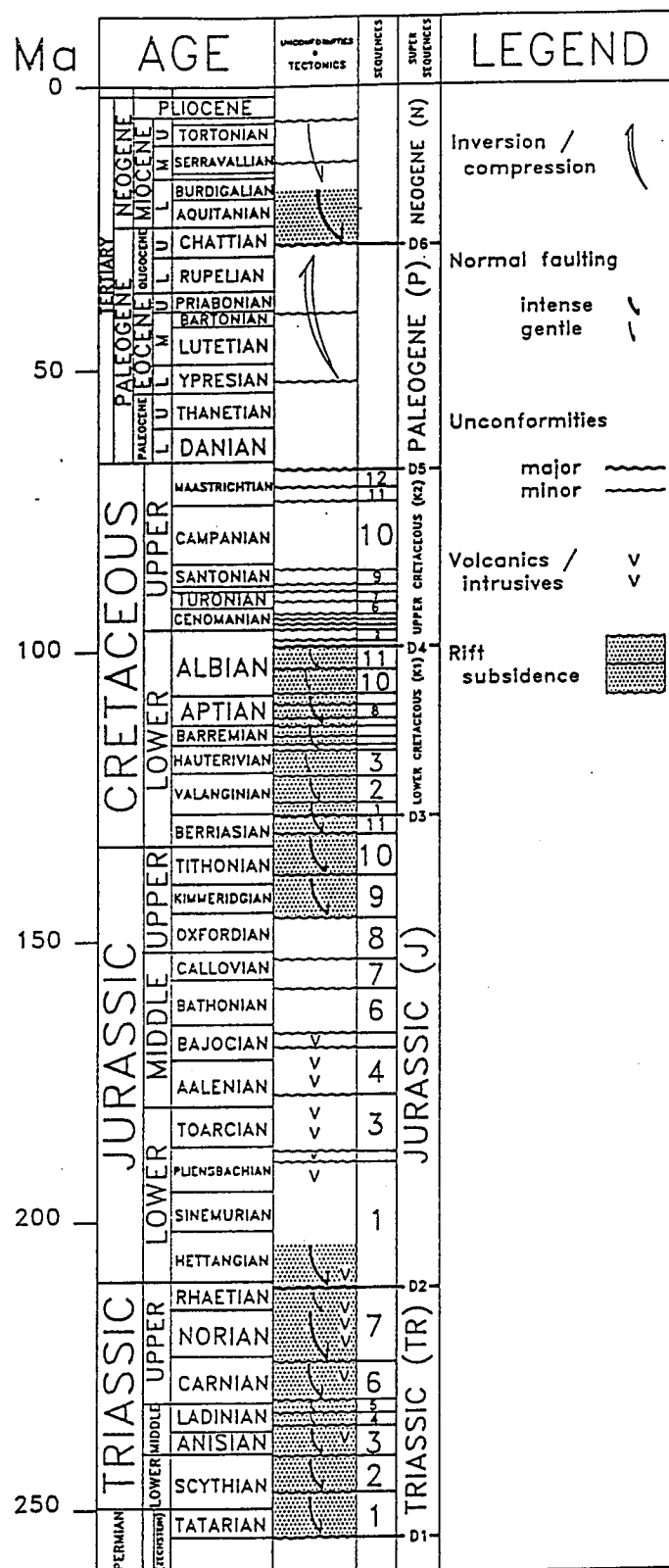
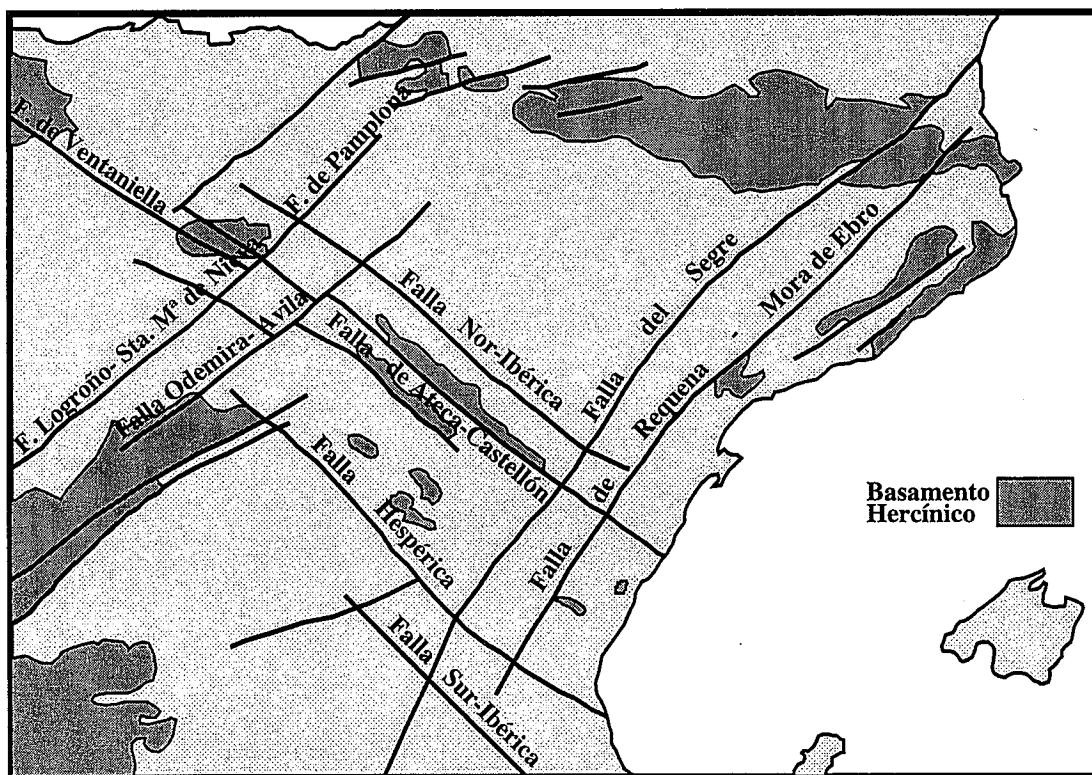


Figura 2: Columna estratigráfica general de la Cuenca Ibérica indicando sus principales etapas de formación basadas en datos de estratigrafía secuencial y análisis bioestratigráficos. Tomado de Salas y Casas (1993).

Salas y Casas (1993) han relacionado las etapas de actividad tectónica extensiva mesozoica con la formación de un rift al Este de Iberia, precisando trabajos previos en los que se consideraba a la cuenca Ibérica como un aulacógeno (Alvaro *et al.*, 1979). En concreto, identifican cuatro grandes estadios de evolución (fig. 2): (1) rift Triásico (Pérmico superior-Hettangiense); (2) postrift Jurásico inferior-medio (Sinemuriense-Oxfordiense); (3) rift Jurásico superior-Cretácico inferior (Kimmeridgiense-Albiense medio); (4) postrift Cretácico superior (Albiense superior-Maastrichtiense).



**Figura 3:** Principales fracturas tardihercínicas del sector nororiental de la Península. Modificado de Simón Gómez (1984).

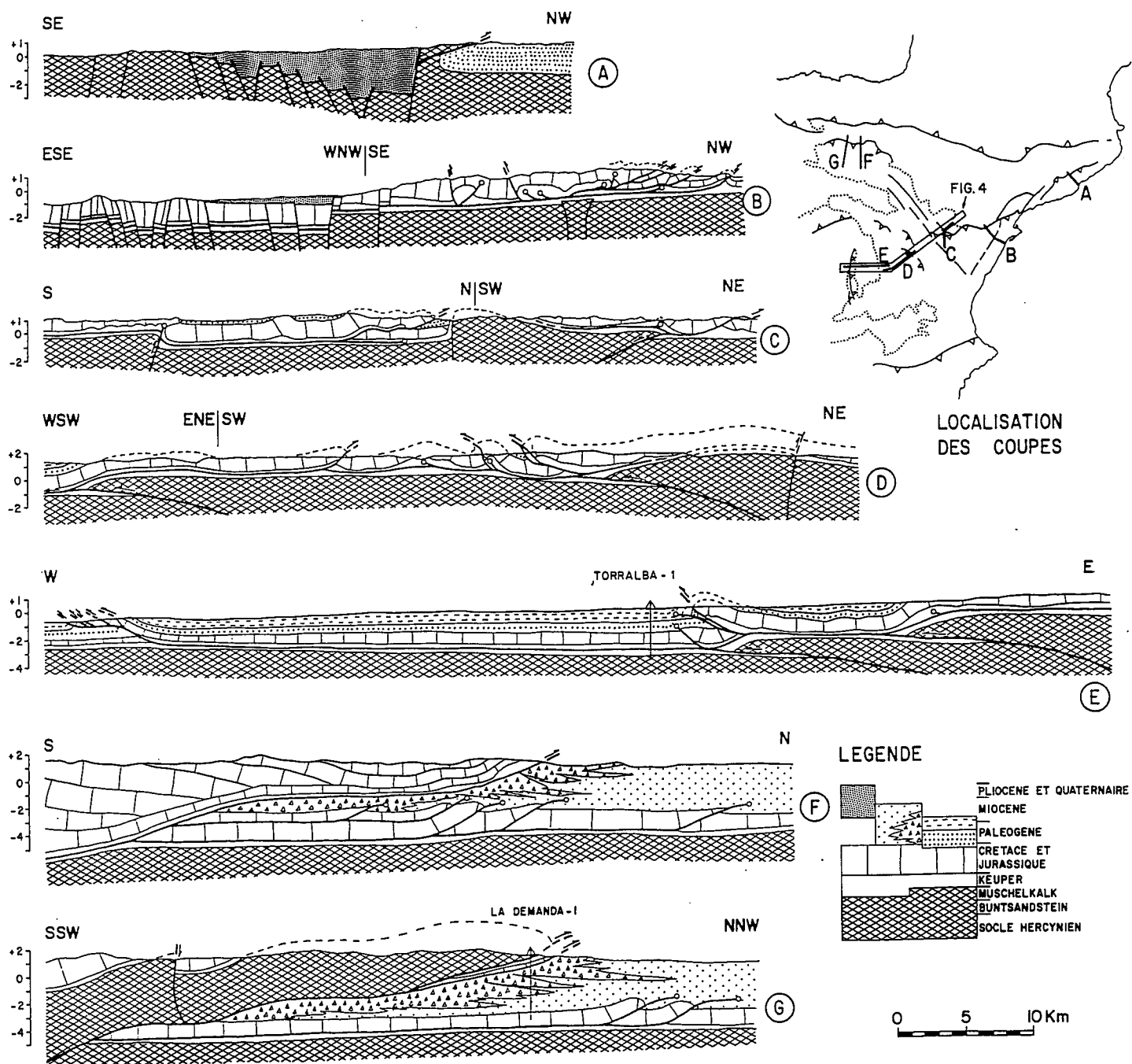
## El papel de zócalo y cobertera en la estructuración de la cordillera

Durante el ciclo alpino la Cordillera Ibérica se comportó como una cadena con tres unidades estructurales claramente diferenciadas en la vertical: el zócalo, compuesto de un basamento deformado durante las etapas hercínicas y un tegumento compuesto por los materiales del Pérmico y Triásico inferior y medio, un nivel de despegue, formado por las facies evaporíticas del Triásico medio y superior, y la cobertera mesozoica y terciaria.

El zócalo, con unidades que van desde el Precámbrico hasta el Carbonífero, está formado fundamentalmente por cuarcitas y pizarras, con algunos niveles carbonatados de importante extensión lateral. Constituye una parte de la zona Asturoccidental-leonesa, aunque algunos sectores podrían corresponder a la zona Cantábrica (Carls, 1983). Las principales estructuras hercínicas son cabalgamientos y pliegues de dirección N-S a NNW-SSE con vergencia E, asociados en algunos casos a esquistosidad de plano axial bien desarrollada. Hacia la parte nooccidental de la Cordillera (Sierra de la Demanda), las estructuras hercínicas pasan a tener dirección E-W y vergencia Norte. Estas conectarían, a través del zócalo de la Cuenca del Duero, con las últimas estructuras aflorantes de la zona Asturoccidental-leonesa (Julivert *et al.*, 1972).

Las grandes fallas tardihercínicas de la Cordillera Ibérica presentan dos máximos de orientación: NW-SE y NE-SW (Alvaro *et al.*, 1979, fig. 3). A pesar de su extraordinaria continuidad (en algunos casos de varios cientos de km), las fallas tardihercínicas aflorantes dan lugar a desplazamientos de escasa entidad de las unidades mesozoicas y terciarias. En algunos casos su movimiento fue únicamente extensional, formando diques con mineralizaciones asociadas (Pocoví *et al.*, 1990).

El zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica aparece involucrado en las etapas de deformación durante el ciclo alpino. Durante las etapas extensionales las fallas normales dominantes corresponden en buena parte de los casos a fracturas tardihercínicas o líneas estructurales hercínicas (cabalgamientos u orientación preferente de esquistosidad). Algunos autores (Guimerà y Alvaro, 1990) consideran además la posibilidad de despegues intracorticales de bajo ángulo que canalizarían la deformación. Durante la compresión terciaria el zócalo se deformó mediante i) pliegues de gran radio (Viallard, 1983, Liesa y Casas, 1994), ii) a favor de las propias fallas tardihercínicas (fundamentalmente las de orientación NW-SE, que jugaron como desgarres diestros, Colomer, 1987, Guimerà, 1988, Calvo, 1993), o iii) cabalgamientos de bajo ángulo que cortan estructuras previas (Guimerà y Alvaro, 1990, Casas, 1990, 1993, Liesa y Casas, 1994). La deformación alpina del zócalo puede reconstruirse a partir de la geometría de las unidades basales del Triásico (facies

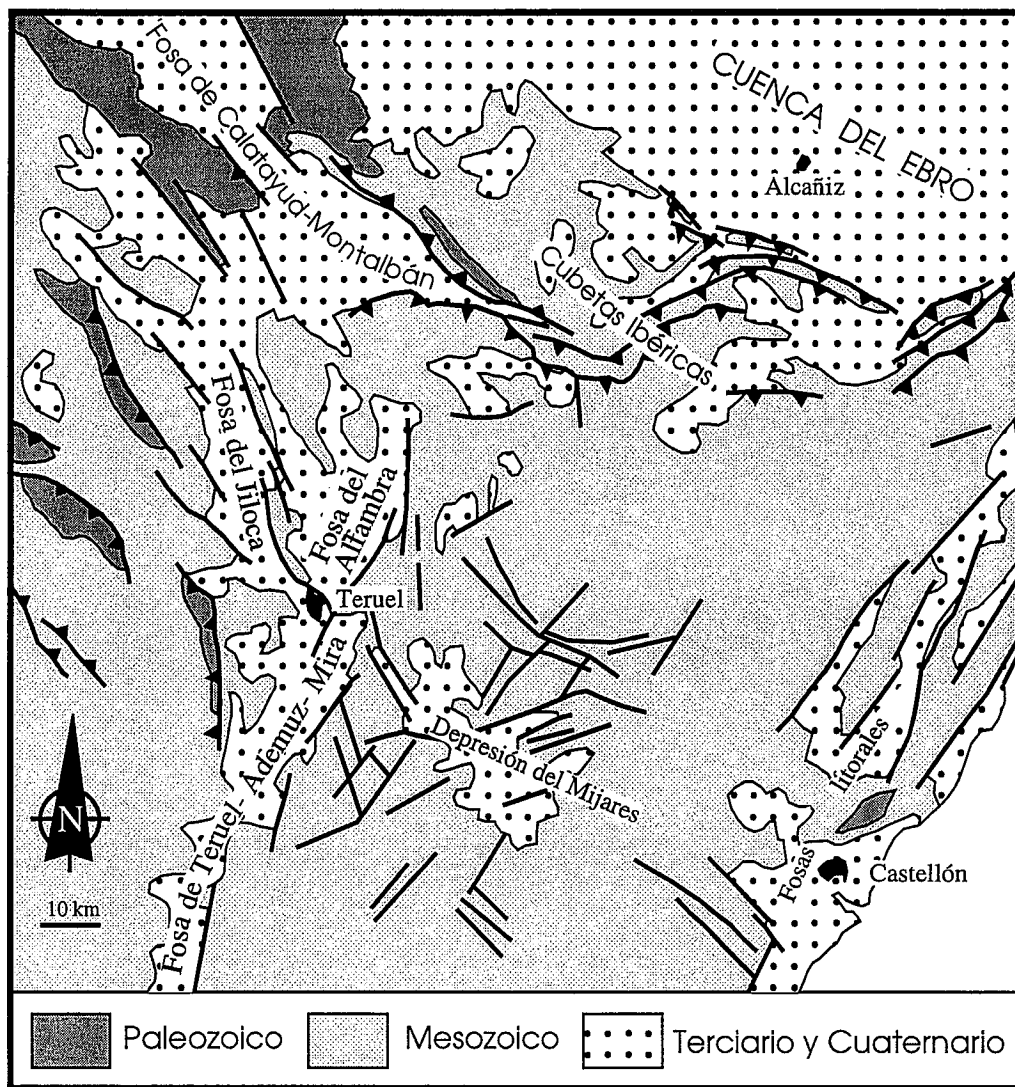


**Figura 4:** Cortes geológicas que muestran las principales estructuras de la Cordillera Ibérica. Tomado de Guimerà y Alvaro (1990).

Buntsandstein), que se deforman solidariamente con él, o de las unidades jurásicas allí donde no existe nivel de despegue.

La deformación de la cobertera sedimentaria mesozoica durante la compresión terciaria sigue un modelo de "thin-skinned tectonics" en buena parte de la cadena (Alvaro, 1991, Guimerà y Alvaro, 1990, fig. 4). La distribución de la deformación compresiva es bastante desigual, y con direcciones de acortamiento que cambian en los distintos puntos de la cadena. Así, en las proximidades del límite con la Cuenca del Ebro aparecen acortamientos importantes (de hasta 25 km) asociados a láminas cabalgantes (Camos-Demanda, Moncayo, Zona de Enlace). En el sector correspondiente a la Rama Aragonesa la deformación asociada a la compresión terciaria es más bien de tipo transpresivo, con desgarres de dirección NW-SE (Colomer, 1987, Calvo, 1993). Hacia la Serranía de Cuenca y Sierra de Altomira las direcciones de acortamiento tienden a E-W, con pliegues de gran continuidad longitudinal (Muñoz, 1993).

A partir del Mioceno inferior, un régimen extensional se instala en el Este de la Península, ligado a la apertura del Mediterráneo occidental. En la Cordillera Ibérica se originan fallas normales y fosas tectónicas. Unas siguen la dirección dominante de la cadena y aprovechan, en general, fallas de zócalo preexistentes NW-SE (fosa de Calatayud). Otras, las más orientales y más densas, siguen la directriz "mediterránea" NNE-SSW (depresión de Alfambra-Teruel-Mira y sistema de fosas del Maestrazgo oriental) (Fig. 5). Todas ellas comenzaron a desarrollarse en el Mioceno, tuvieron un periodo de intensa actividad en el Plioceno superior y han sufrido reactivaciones en casi todos los sectores hasta el Pleistoceno inferior-medio. La fosa del Jiloca muestra una traza más norteada; aunque está limitada por fallas NW-SE, éstas se disponen en relevo dando bordes escalonados. Esta fosa es, al mismo tiempo, la de más reciente desarrollo (Plioceno superior-Pleistoceno medio). El campo de esfuerzos, que durante el Mioceno parece tener una dirección de extensión más o menos definida entre Este y ESE, evoluciona en el Plioceno y Cuaternario hacia un régimen de extensión multidireccional. No obstante, el mantenimiento de un campo compresivo intraplaca en dirección N-S a NNW-SSE, promovido por la convergencia entre África e Iberia y que en la parte oriental de la Península se superpone al campo extensional, hace que la dirección de  $\sigma_3$  permanezca en torno a E-W (Simón Gómez, 1989). Esta dirección del campo regional de esfuerzos controla la orientación de la fosa del Jiloca a pesar del condicionante de la fracturación previa. A escala de afloramiento es más difícil verla registrada debido a las perturbaciones que producen fallas de mayor tamaño, pero se encuentra bien documentada más al Norte, en todo el sector central de la Cuenca del Ebro (Arlegui y Simón, 1993).



**Figura 5:** Estructuras extensionales y fosas terciarias del sector oriental de la Cordillera Ibérica. Modificado de Paricio y Simón (1986).

## La sedimentación terciaria

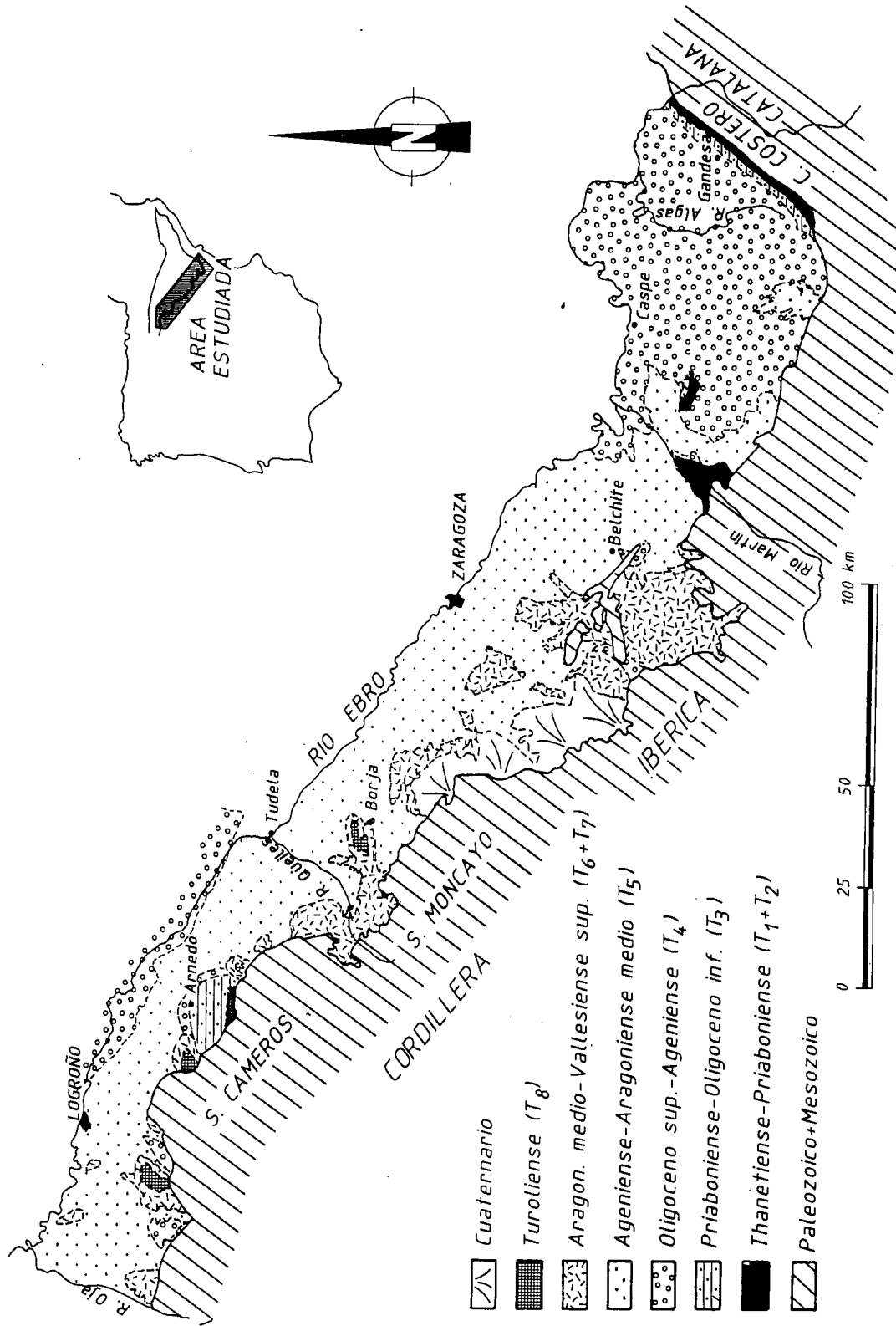
Al igual que no se puede hablar de una auténtica cadena de montañas al referirnos a la Cordillera Ibérica, tampoco existe propiamente una cuenca de antepaís para los cabalgamientos de la cadena. Hacia el Norte, la Cuenca del Ebro es el antepaís del Pirineo. En el sector central (meridiano de Zaragoza), el zócalo de la Cuenca del Ebro asciende suavemente desde el frente Sur pirenaico (-5000 m) hasta los primeros afloramientos mesozoicos de la Cordillera Ibérica (Quirantes, 1969; Riba *et al.*, 1983; Muñoz *et al.* 1986). Hacia el Este y Oeste (Zona de Enlace y Cameros-Demanda) el papel de los cabalgamientos ibéricos cobra mayor importancia en la estructuración de la cuenca terciaria, llegando en algunos casos a formar una cuenca de antepaís simétrica (Muñoz y Casas, 1996).

La Cuenca del Ebro, de geometría aproximadamente triangular, es un foreland del orógeno pirenaico desarrollado a lo largo del Terciario en el borde entre las placas ibérica y europea (Boillot y Capdevila, 1977; Seguret y Daignières, 1986; Muñoz, 1992). El borde Norte de la cuenca, de orientación WNW-ESE, está formado por los cabalgamientos surpirenaicos. El borde Sur no está definido con claridad: al Este limita con la Cadena Costero-catalana mediante fallas de desgarre siniestras y cabalgamientos oblicuos de alto ángulo (Santanach, 1983). En la parte central y occidental el límite meridional es la Cadena Ibérica, una cordillera intraplaca que ocupa la parte oriental de la Península Ibérica (Alvaro *et al.*, 1979; Capote, 1983). Este borde Sur está definido por cabalgamientos de orientación NW-SE a E-W que buzcan hacia el Sur, con desplazamientos que varían de varios hectómetros a varias decenas de kilómetros. Los desplazamientos más importantes se localizan en el sector más occidental de la cuenca.

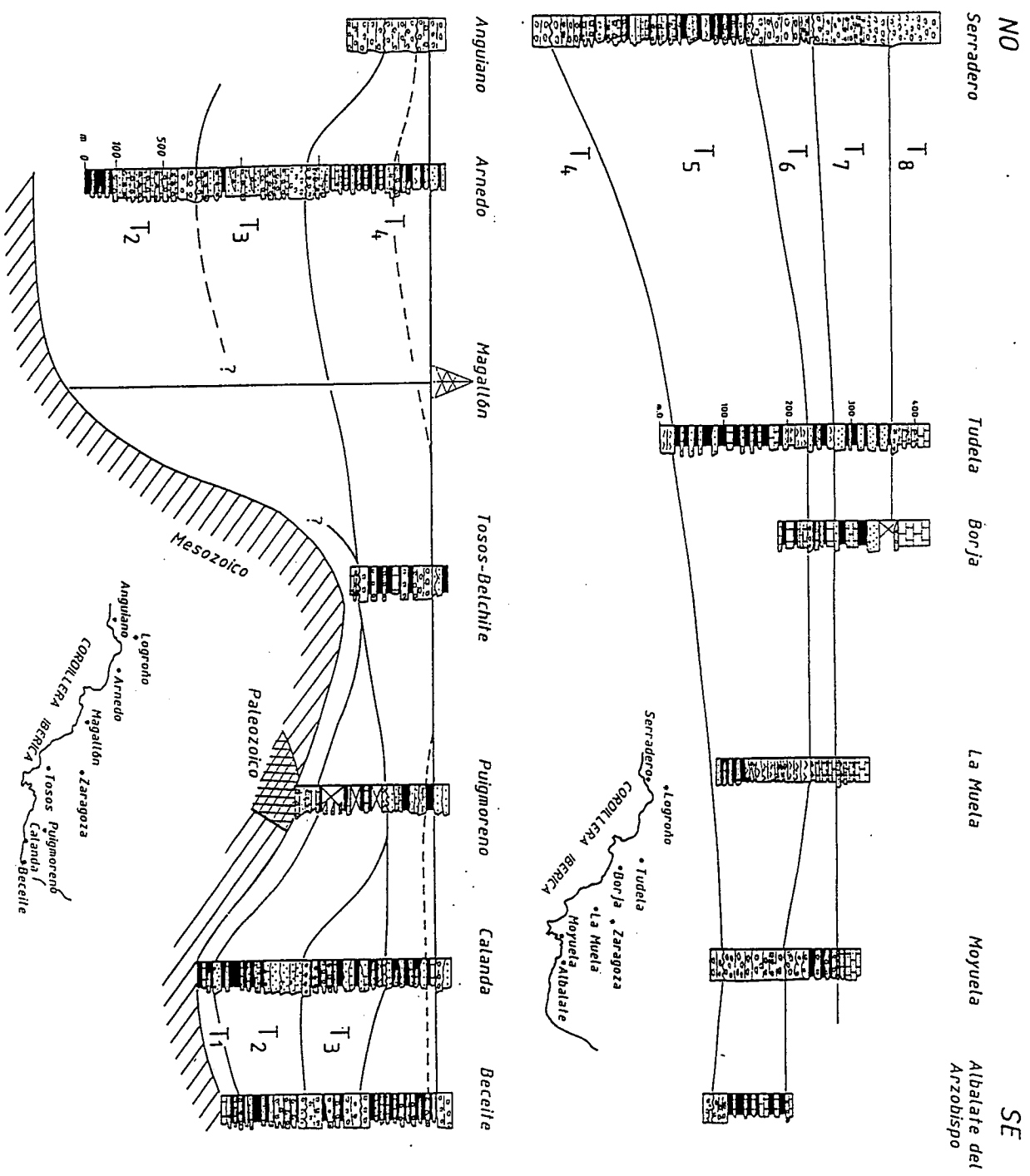
Los materiales terciarios del margen ibérico de la Cuenca del Ebro fueron estudiados por Pérez (1989), González (1989) y Muñoz (1992) con un enfoque tendente a la definición de unidades estratigráficas de rango elevado, cuyos límites tengan significado genético a escala de amplios sectores de la cuenca o de su totalidad. La metodología utilizada fue la del "análisis tectosedimentario" propuesta por Garrido-Megías (1973 y 1982), con las matizaciones y puntualizaciones que sobre el mismo han señalado González *et al.* (1988) y Pardo *et al.* (1989).

Los límites entre las unidades genéticas establecidas son rupturas sedimentarias (tal como han sido establecidas por González *et al.*, 1988) reconocibles en todo el ámbito de estudio. Estas rupturas están genéticamente vinculadas a la evolución de la actividad diastrófica, por lo que en los márgenes de la cuenca se manifiestan como discordancias.





**Figura 6:** Cartografía de las unidades tectosedimentarias del margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Tomado de Villena *et al.* (1992).



**Figura 7:** Columnas estratigráficas sintéticas más representativas de las unidades tectosedimentarias paleógenas y neógenas del margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Tomado de Villena et al. (1992).

Aplicando esta metodología de trabajo se han identificado ocho unidades genéticas (unidades tectosedimentarias, UTS) en el margen ibérico de la Cuenca terciaria del Ebro, (Villena *et al.*, 1992) de las cuales las tres inferiores pertenecen al Paleógeno, una representa la transición Paleógeno-Neógeno y las cuatro últimas se asignan al Neógeno (figura 6).

En la figura 7 se muestran las columnas estratigráficas sintéticas más representativas de las UTS paleógenas y neógenas del margen ibérico de la Cuenca del Ebro, donde se puede observar, fundamentalmente, las variaciones de espesor, litología y relaciones verticales de las diferentes UTS.

## EL MACIZO DE CAMEROS-DEMANDA

El macizo de Cameros-Demanda forma el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica. Alcanza alturas de algo más de 2000 m s.n.m. y está drenado por los ríos (de Oeste a este) Tirón, Oja, Najerilla, Iregua, Leza- Jubera, Cidacos y Alhama, todos ellos afluentes del Ebro por su margen derecha. Se sitúa unos 200 km al Sur del límite mesozoico de la placa ibérica y a 30 km escasos del margen sur-pirenaico actual. Está formado fundamentalmente por rocas mesozoicas, y flanqueado por dos macizos en los que afloran rocas paleozoicas: la Demanda, al Oeste y el Moncayo, al Este, y por dos cuencas molásicas terciarias: el Ebro, hacia el Norte, y Almazán, hacia el Sur.

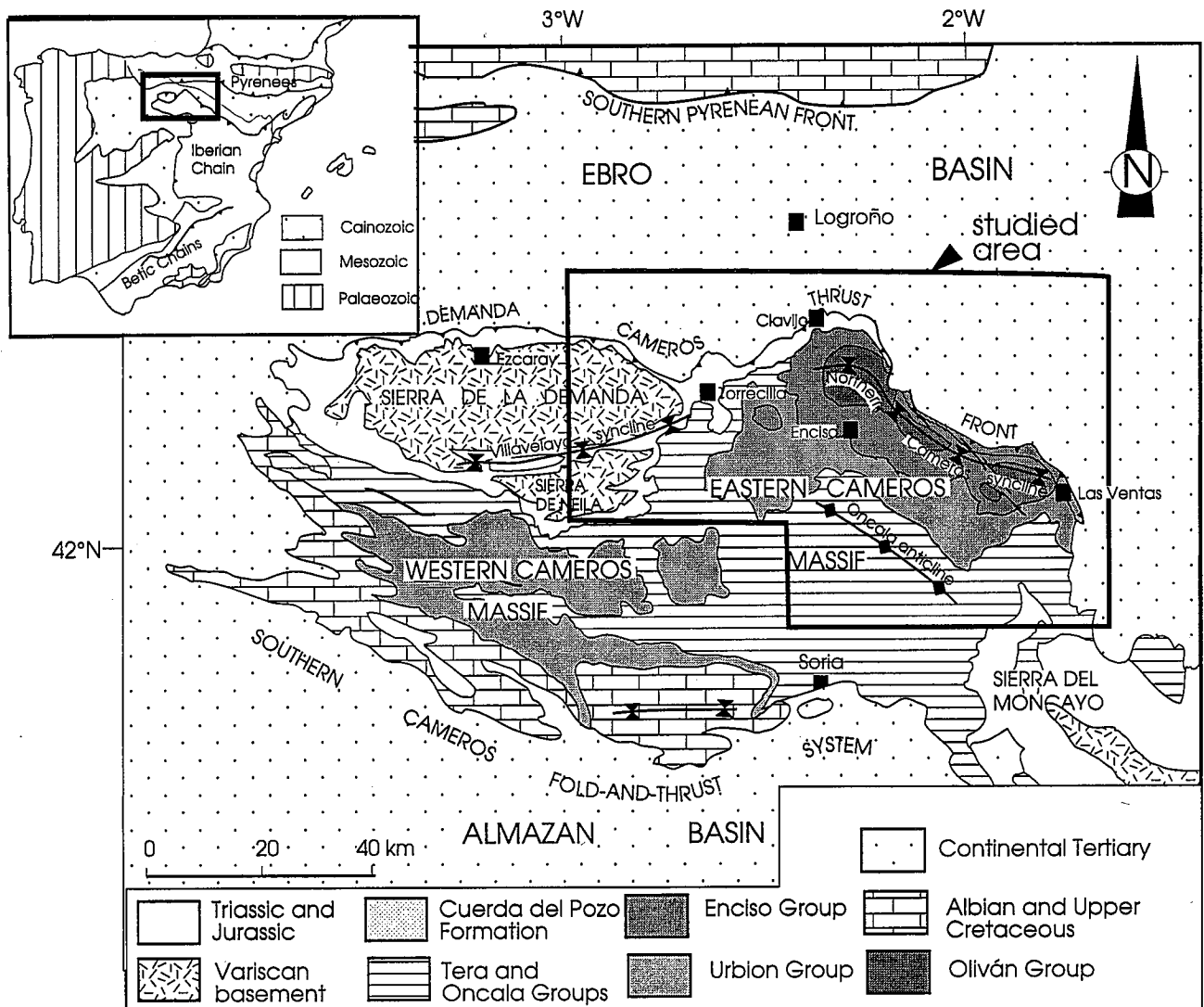


Figura 8: Esquema geológico general del macizo de Cameros-Demanda. Tomado de Casas y Gil (1996).

De acuerdo con sus características sedimentarias y estructurales, se suele dividir el macizo de Cameros en dos sectores (Tischer, 1966, Salomon, 1980, Guiraud, 1983, Clemente y Pérez-Arlucea, 1993, Mas *et al.*, 1993): 1) el sector occidental, donde la potencia de sedimentos mesozoicos supera los 2000 m, cuya estructura la definen pliegues y cabalgamientos de dirección WNW-ESE, con vergencia Sur y 2) el sector oriental, donde las unidades mesozoicas alcanzan los 9000 m de espesor, y forman grandes pliegues de orientación E-W a NW-SE (fig. 8). En este sector oriental aparece un metamorfismo térmico de grado bajo a muy bajo y edad cretácica (Guiraud, 1983) y esquistosidad ligada a una etapa de acortamiento temprana, anterior al pico térmico del metamorfismo (Casas y Gil, 1996).

En el texto que sigue hablaremos de macizo de Cameros-Demanda como nombre genérico geográfico-geológico de este sector de la Cordillera Ibérica. Normalmente la denominación de Cameros se refiere a los materiales mesozoicos y Demanda a los paleozoicos. En términos de historia geológica se suele hacer alusión a la "cuenca de Cameros" para referirse a la cuenca mesozoica y "surco riojano" o "sector riojano de la cuenca del Ebro" para la que engloba a los materiales terciarios situados al Norte. Siempre hay que tener en cuenta, en estos casos, que las denominaciones geográficas locales son mucho más restrictivas y que se conoce como Sierra de Cameros únicamente a las alineaciones montañosas de dirección N-S situadas entre los ríos Leza e Iregua (Camero Viejo) e Iregua y Najerilla (Camero Nuevo). El sector occidental de la Sierra de Cameros (en términos geológicos) queda fuera del alcance de esta reunión por lo que, aunque no aparezca su denominación específica, consideraremos que nos referimos siempre al sector oriental.

## **Materiales**

### *El zócalo hercínico*

El zócalo hercínico del macizo de Cameros aflora en la Sierra de la Demanda. Consiste principalmente en cuarcitas y pizarras cambro-ordovícicas, que se superponen discordantes sobre pizarras pre-cámbricas (Colchen, 1974). La estructura varisca está definida por pliegues y cabalgamientos de dirección E-W y vergencia Norte.

### *Las rocas mesozoicas*

La etapa de rift triásica, de cierta importancia en algunos puntos de la Cordillera Ibérica (Villena, 1971) no dio importantes potencias de sedimentos en el macizo de

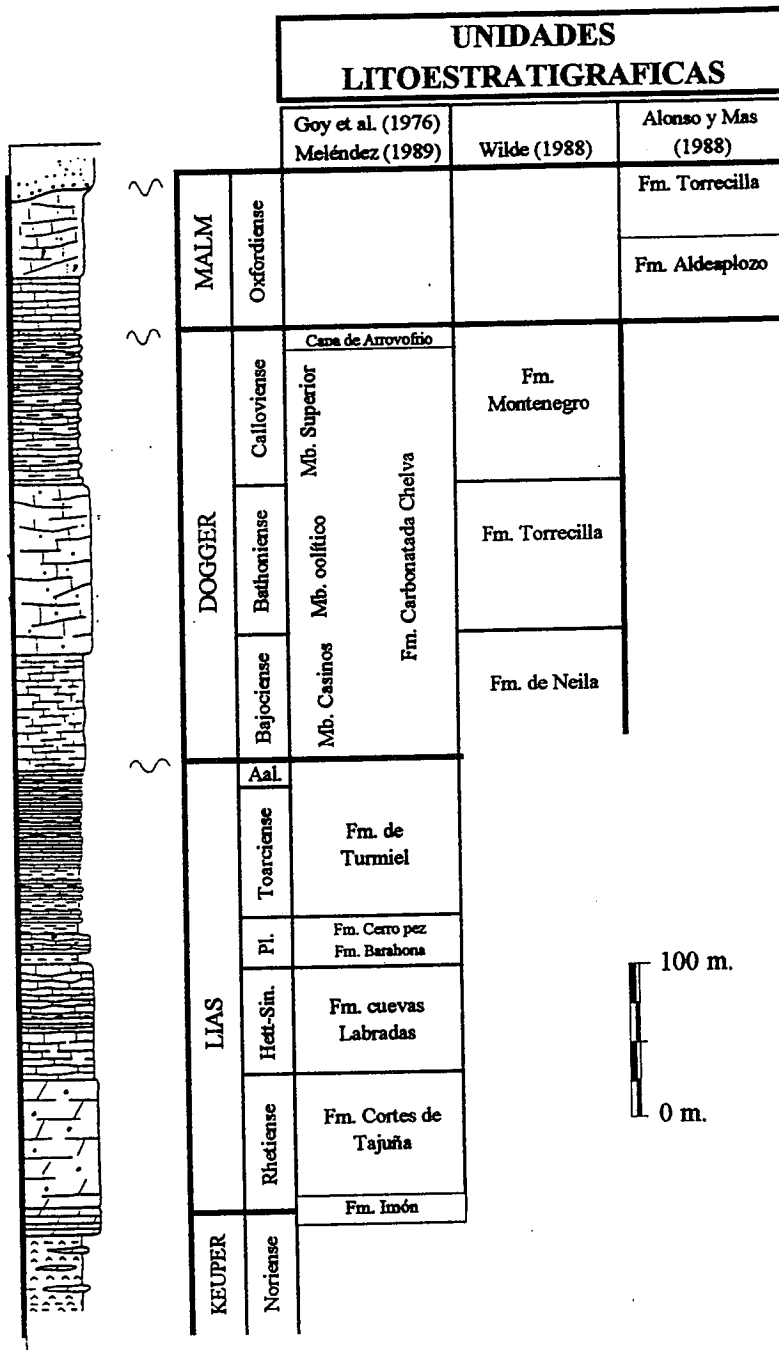


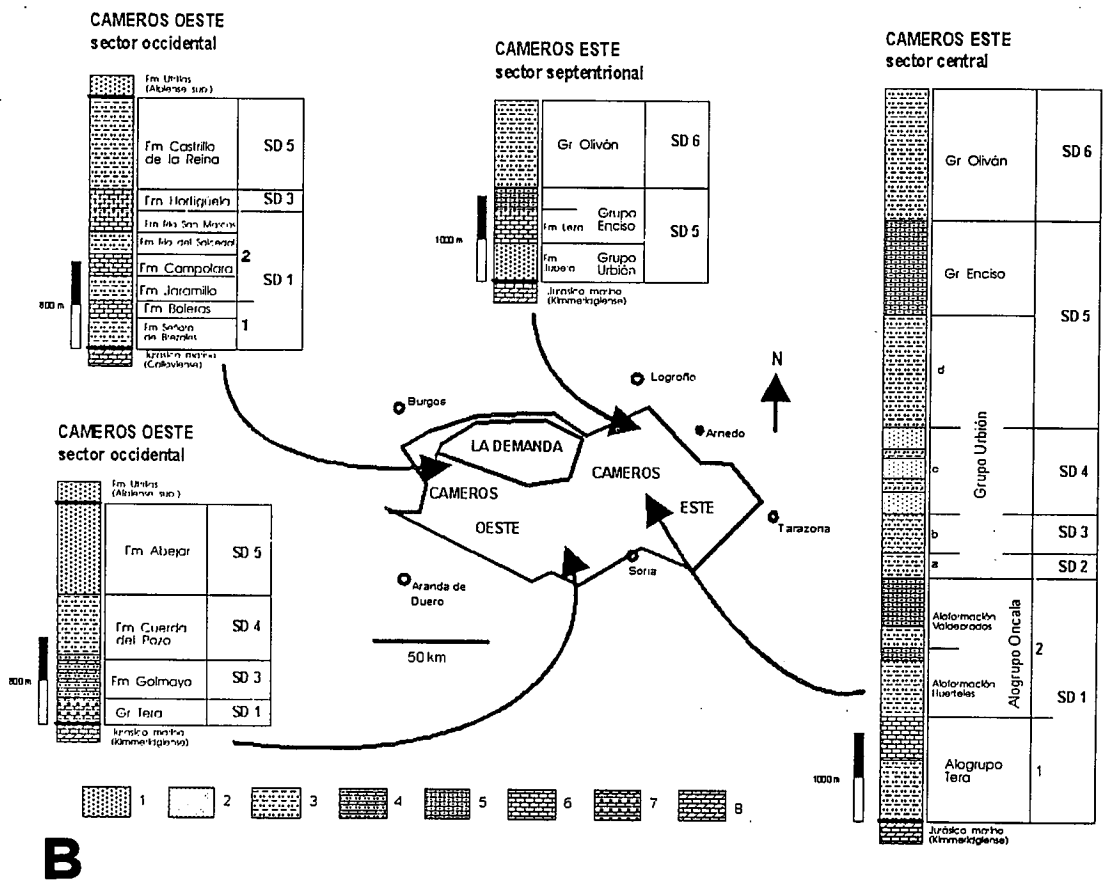
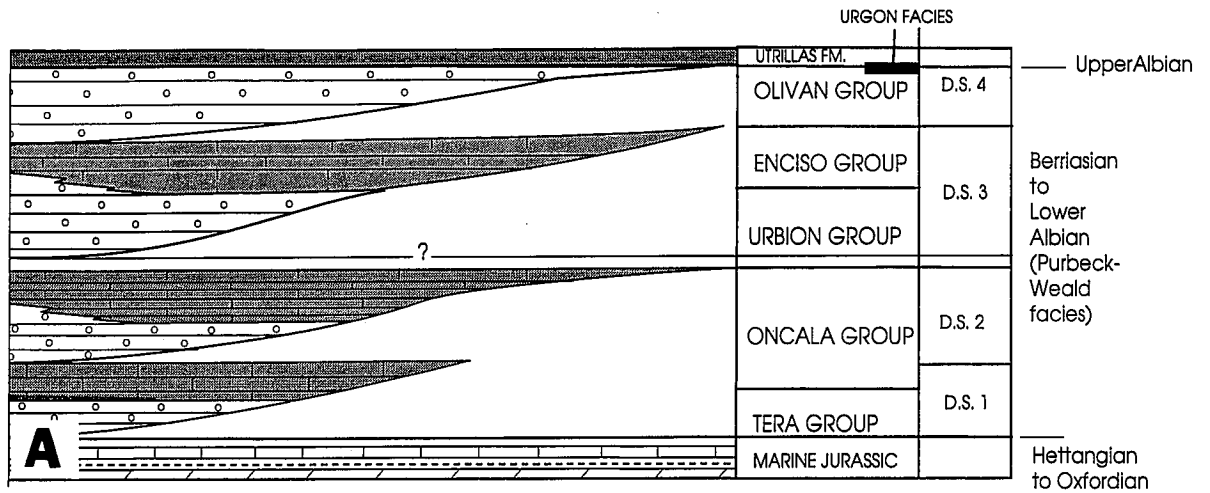
Figura 9: Columna sintética del Jurásico marino en la Sierra de Cameros. Modificado de Casas (1990).

Cameros. Las facies "Buntsandstein" y "Muschelkalk" alcanzan potencias de hasta 250 m. La facies Keuper, formada fundamentalmente por yesos alcanza notable espesor en algunos afloramientos del borde Norte de la Sierra de Cameros, aunque es difícil de evaluar con exactitud, ya que constituye el principal nivel de despegue entre zócalo y cobertera durante el ciclo alpino. Su potencia varía entre 500 m (en el sector central y oriental de Cameros), hasta 0 en el sector occidental, en los alrededores de la Sierra de la Demanda. Entre los yesos del Triásico superior aparecen basaltos espilitizados correspondientes a magmatismo alcalino (Lago *et al.*, 1988).

Las facies carbonatadas del Jurásico marino están bien representadas en el macizo de Cameros (entre 400 y 800 m de potencia), y aparecen representadas todas las formaciones típicas de la Cordillera Ibérica hasta el Dogger (Imón, Cortes de Tajuña, Cuevas Labradas, Cerro del Pez, Barahona, Turmiel, Chelva, fig. 9), y algunas características de este sector occidental para el Jurásico superior (Aldealpozo y Torrecilla). Las facies son variopintas, con calizas bioclásticas, alternancias caliza-marga, y calizas arrecifales. Uno de los niveles guía cartográficos más importante está constituido por las calizas masivas oolíticas del Bathoniense, de 50-150 m de potencia, y situado entre dos unidades menos competentes.

El Jurásico superior-Cretácico inferior fue la etapa de subsidencia-sedimentación más importante en el sector oriental de la cuenca de Cameros. El relleno sedimentario de la cuenca, en su mayor parte continental, alcanza un espesor acumulado de unos 9000 m. Tischer (1966) lo dividió para su estudio en 5 unidades litoestratigráficas (fig. 10), los Grupos de Tera (microconglomerados, areniscas y limolitas), Oncala (limolitas, calizas en lajas y margas lacustres), Urbión (microconglomerados, areniscas y lutitas fluviales), Enciso (limolitas y calizas negras lacustres) y Oliván (areniscas y limolitas fluviales rojas y verdosas). Aunque todas las unidades presentan un marcado carácter continental, en los grupos carbonatados de Oncala y Enciso están representados esporádicos episodios de influencia marina (Schudack y Schudack, 1989; Gómez-Fernández, 1992; Mas *et al.*, 1993). Siguiendo la metodología de la estratigrafía secuencial, Guiraud (1983), Guiraud y Séguret (1984) y Mas *et al.* (1993) dividen el relleno de la cuenca oriental de Cameros en cuatro secuencias deposicionales (6 en el caso de Mas *et al.*). Todas ellas comienzan con depósitos fluviales y acaban en lacustres, excepto la última, que comprende únicamente las areniscas fluviales del Grupo de Oliván:

1) La primera comprende el Grupo de Tera y la parte inferior de Oncala. Presenta una potencia máxima de 1500 m, visible en la parte Sur de la cuenca, con fuerte adelgazamiento hacia el Norte.



**Figura 10:** Principales unidades estratigráficas del Jurásico superior-Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros. A. Según Casas y Gil (1996, basado en Guiraud y Séguret, 1984) y B. Según Más *et al.* (1993).



2) La segunda secuencia deposicional comprende la parte superior del Grupo de Oncala. Alcanza los 2500 m de potencia, en la parte Sur de la cuenca (anticlinal de Oncala) con adelgazamiento gradual hacia el Norte.

3) La tercera secuencia está formada por los Grupos del Urbión (fluvial meandriforme) y de Enciso (lacustre con influencia marina), y alcanza una potencia de 3500 m. Mas *et al.* (1993), a partir de perfiles estratigráficos en distintos puntos de la cuenca, consideran que en la parte inferior del Grupo Urbión pueden distinguirse otras dos secuencias deposicionales.

4) La cuarta secuencia sólo conserva los términos correspondientes a sedimentos fluviales (Grupo de Oliván), que alcanzan los 1800 m de potencia.

Las paleocorrientes medidas en los depósitos fluviales (Tischer, 1966) indican flujos con máximos relativos hacia el Este y NE para todo el tiempo de relleno de la cuenca. La disposición geométrica de las distintas secuencias es un tema controvertido. Para Mas *et al.* (1993), todas ellas onlapan sobre el Jurásico marino, mientras que Casas y Gil (1996) sostienen que la secuencia tercera (Urbión más Enciso) onlapa sobre la segunda (Grupo de Oncala), y a su vez la cuarta secuencia (Grupo de Oliván) sobre el techo del Grupo de Enciso (ver figura 37).

Más allá del límite Norte del macizo de Cameros la potencia de las unidades en facies Weald está en torno a los 200-500 m, de acuerdo con los datos de sondeos mecánicos en el surco riojano de la cuenca del Ebro (Lanaja, 1987). El conjunto de la sedimentación continental en la cuenca mesozoica de Cameros abarca desde el Tithónico hasta el Albiense (Schudack, 1987, Martín Closes, 1989, Mas *et al.*, 1993).

#### *Las cuencas molásicas terciarias*

La sedimentación terciaria está limitada en su mayor parte a las dos cuencas molásicas (Ebro y Almazán), que limitan el macizo de Cameros. El surco riojano de la Cuenca del Ebro es una cuenca de foreland de los Pirineos occidentales (al Norte) y del macizo de Cameros-Demanda (al Sur). Tiene forma alargada en la dirección E-W (100x25 km) y está relleno con depósitos terciarios continentales cuyo espesor supera los 5000 m. Tanto su límite Norte como Sur corresponde a grandes cabalgamientos con desplazamientos horizontales de más de 20 km hacia la cuenca, que implican movimientos horizontales con una velocidad media de 0,7 mm/año y una tasa de sedimentación de 1 mm/año (fig. 11).

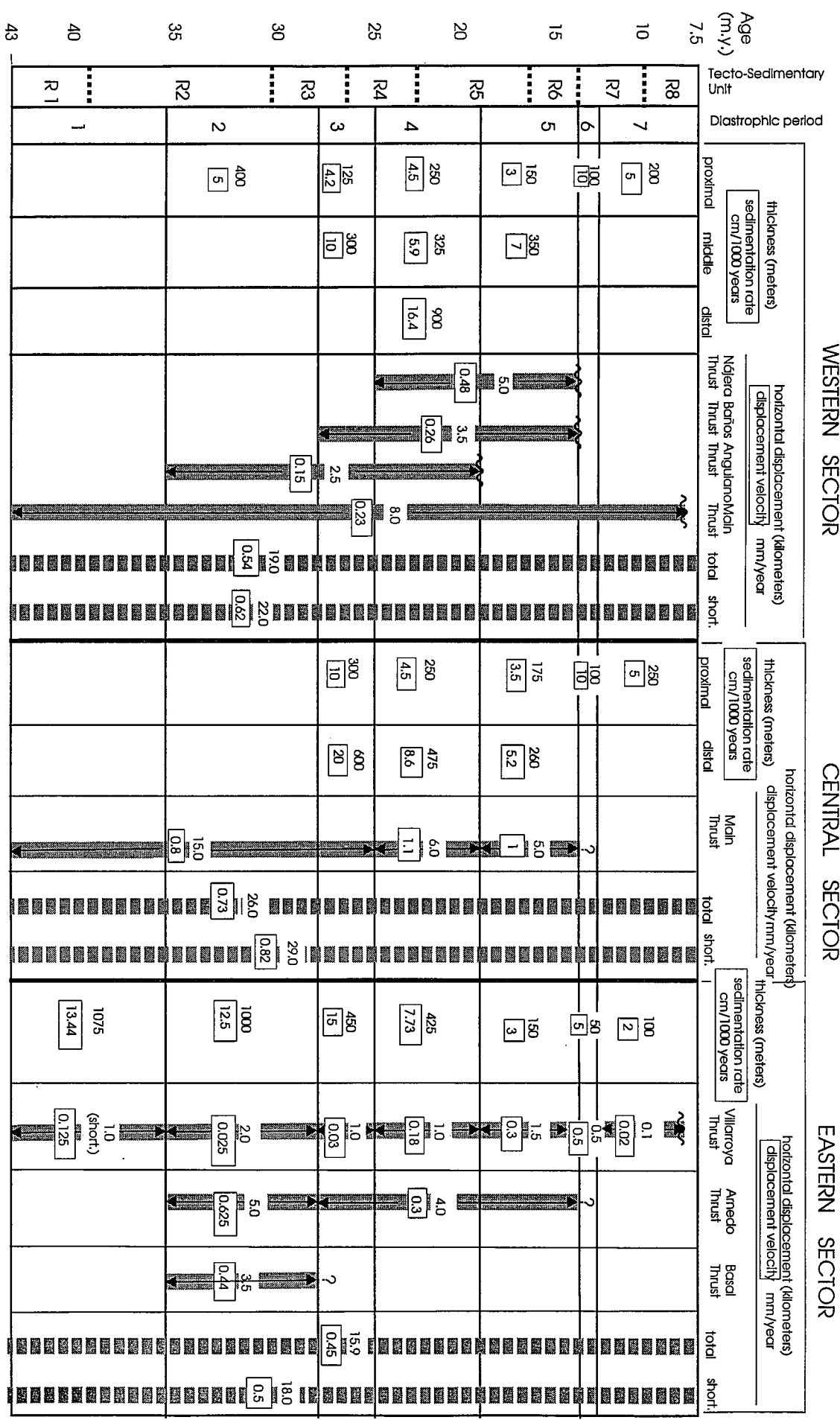


Figura 11: Tabla resumen de las unidades tectosedimentarias del Terciario del surco riojano de la Cuenca del Ebro, con sus velocidades de sedimentación y su relación con las distintas estructuras. Tomado de Muñoz y Casas (1996).

En este sector de la Cuenca del Ebro se han caracterizado ocho unidades tectosedimentarias (UTS) (Muñoz, 1992) que abarcan un intervalo temporal Eoceno-Mioceno superior (fig. 12). En esta zona no aflora la unidad más baja caracterizada en el margen ibérico de la Cuenca del Ebro, mientras que la cuarta UTS ha sido subdividida en dos dentro del surco riojano.

De acuerdo con la diferente estructura y edad de los materiales aflorantes, el surco riojano se puede dividir en dos sectores separados por una línea N-S que coincide con el meridiano de Logroño. Al Oeste de esta línea la mayor parte de las capas aflorantes son referibles al Neógeno y muestran una posición subhorizontal. Dominan las areniscas de grano fino y los conglomerados en los márgenes, especialmente en el meridional. Al Este de Logroño las capas están plegadas con buzamientos entre 20 y 60° en dirección E-W a WNW-ESE. En el margen Norte los materiales eocenos son calizas marinas, margas y sales potásicas relacionadas lateralmente con areniscas y conglomerados del margen Sur. Las unidades oligocenas están formadas por areniscas, lutitas y grandes cantidades de yeso que afloran en el núcleo de los anticlinales, con conglomerados junto al margen Sur de la cuenca. Las capas neógenas corresponden a lutitas y areniscas rojas con conglomerados junto a los márgenes Norte y Sur.

La principal área fuente para el relleno sedimentario del surco riojano de la Cuenca del Ebro durante el Paleógeno fue el macizo Cameros-Demanda. Durante el Neógeno aparece un sistema de drenaje longitudinal de orientación WNW-ESE con abanicos aluviales en los márgenes que depositaron un importante volumen de conglomerados. La forma final y la evolución del surco riojano de la Cuenca del Ebro son el resultado de una flexura cortical en el borde Norte de la placa Ibérica relacionada con el emplazamiento del sistema de cabalgamientos surpirenaicos y de cabalgamientos intraplaca (ibéricos) relacionados con un levantamiento cortical y despegues profundos en el basamento hercínico de la placa continental.

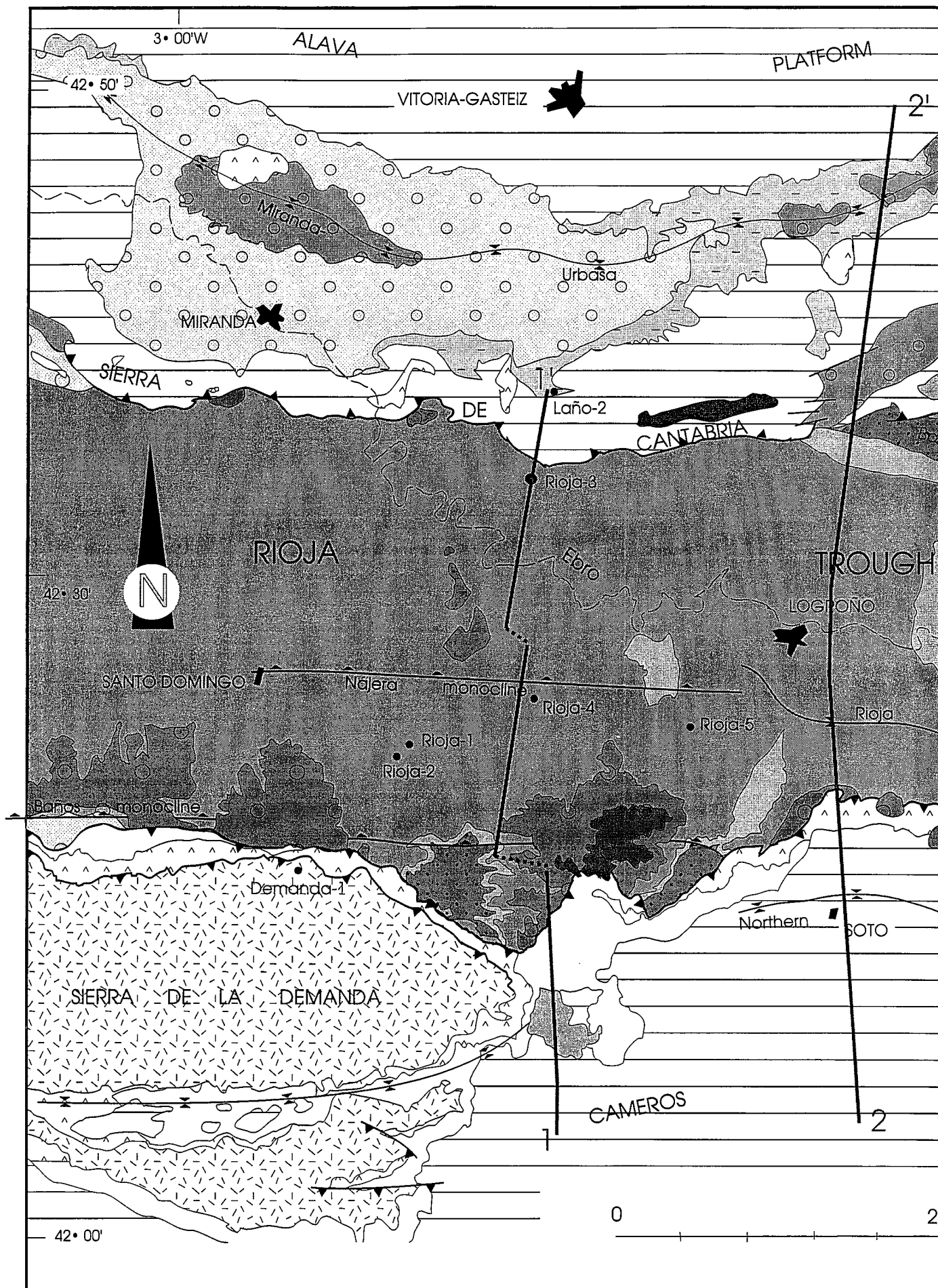
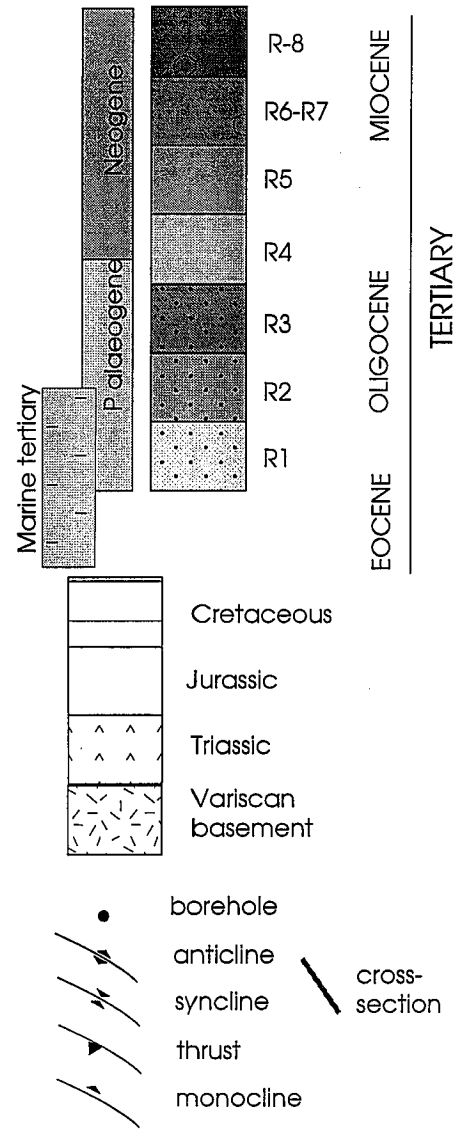
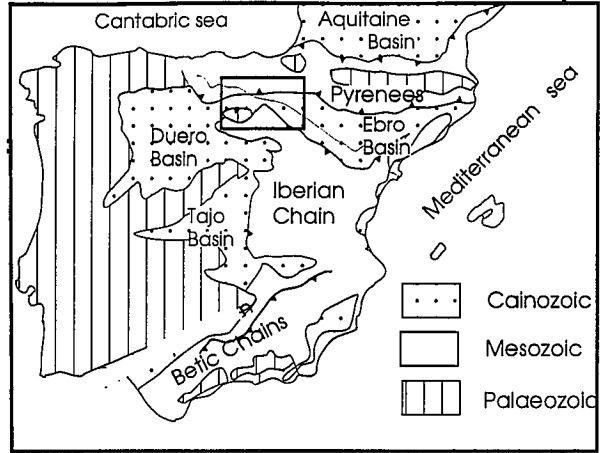
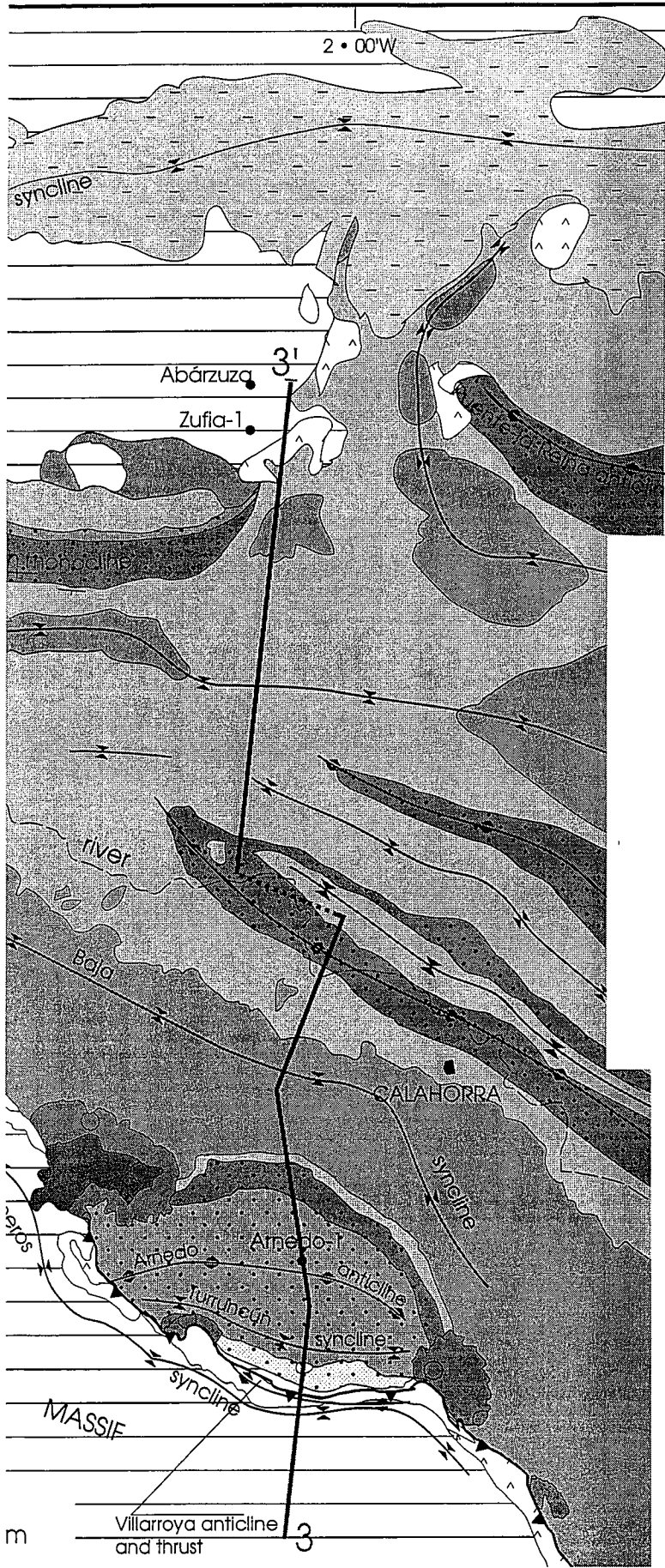


Figura 12: Mapa que muestra la distribución de las distintas unidades tectosedimentarias en



el surco riojano de la Cuenca del Ebro. Tomado de Muñoz y Casas (1996).



## La estructura del macizo de Cameros-Demanda

El límite Norte de la Sierra de Cameros es un cabalgamiento de dirección E-W vergente al Norte con un desplazamiento horizontal de unos 25 km y vertical de 4-6 km (Casas, 1993). El borde Sur del macizo está formado por cabalgamientos vergentes al Sur cuyas direcciones varían de NW-SE a NE-SW; sus desplazamientos son mucho menores, en torno a 5 km (Platt, 1990, Maestro, 1994, Mas *et al.*, 1993). El interior del macizo es una zona relativamente poco deformada, entre la que destacan pliegues de grandes dimensiones que prácticamente definen la geometría en superficie de todo este sector (ver fig. 8):

a) El sinclinal de Arnedillo (o sinclinal septentrional), con una longitud de 75 km, que describe a grandes rasgos la silueta del contacto entre Cameros y la cuenca del Ebro (NE-SW, E-W, NW-SE); los buzamientos de las capas afectadas varían de 50 a 80° en su flanco Norte y en torno a los 30° en su flanco sur. Es fuertemente asimétrico, con una relación de espesores 5:1 entre las unidades del Cretácico inferior de sus flancos Sur y Norte

b) El anticlinal de Oncala presenta una continuidad de unos 25 km y se sitúa inmediatamente al Sur del anterior. Los flancos buzanan entre 5 y 20° y presenta dirección WNW-ESE.

c) El sinclinal de Villavelayo, situado en el sector occidental de la cuenca, presenta cierta continuidad con el de Arnedillo, y separa los dos macizos paleozoicos de las Sierras de Demanda y Neila. Tiene 30 km de longitud y sus flancos buzanan entre 20 y 50°.

d) Hacia la Cuenca del Ebro el único pliegue de cierta envergadura es el anticlinal de Arnedo (fig. 13), de unos 15 km de longitud, y geometría domática, que involucra a materiales del Oligoceno y Mioceno inferior, con buzamientos de 50-70° en su flanco Norte y 0-20° en el flanco S.

Al reconstruir la geometría e interpretar las distintas estructuras partiremos del estado actual, y seguiremos tres pasos (fig. 14): a) compresión terciaria (geometría actual), b) compresión mesozoica (geometría a comienzos del Cenomaniense), c) extensión mesozoica (geometría a mediados del Albiense.)

La historia geológica del macizo de Cameros está marcada por tres etapas fundamentales:

1) Extensión (Jurásico superior-Cretácico inferior), ligada al rifting continental y la formación de la cuenca sedimentaria

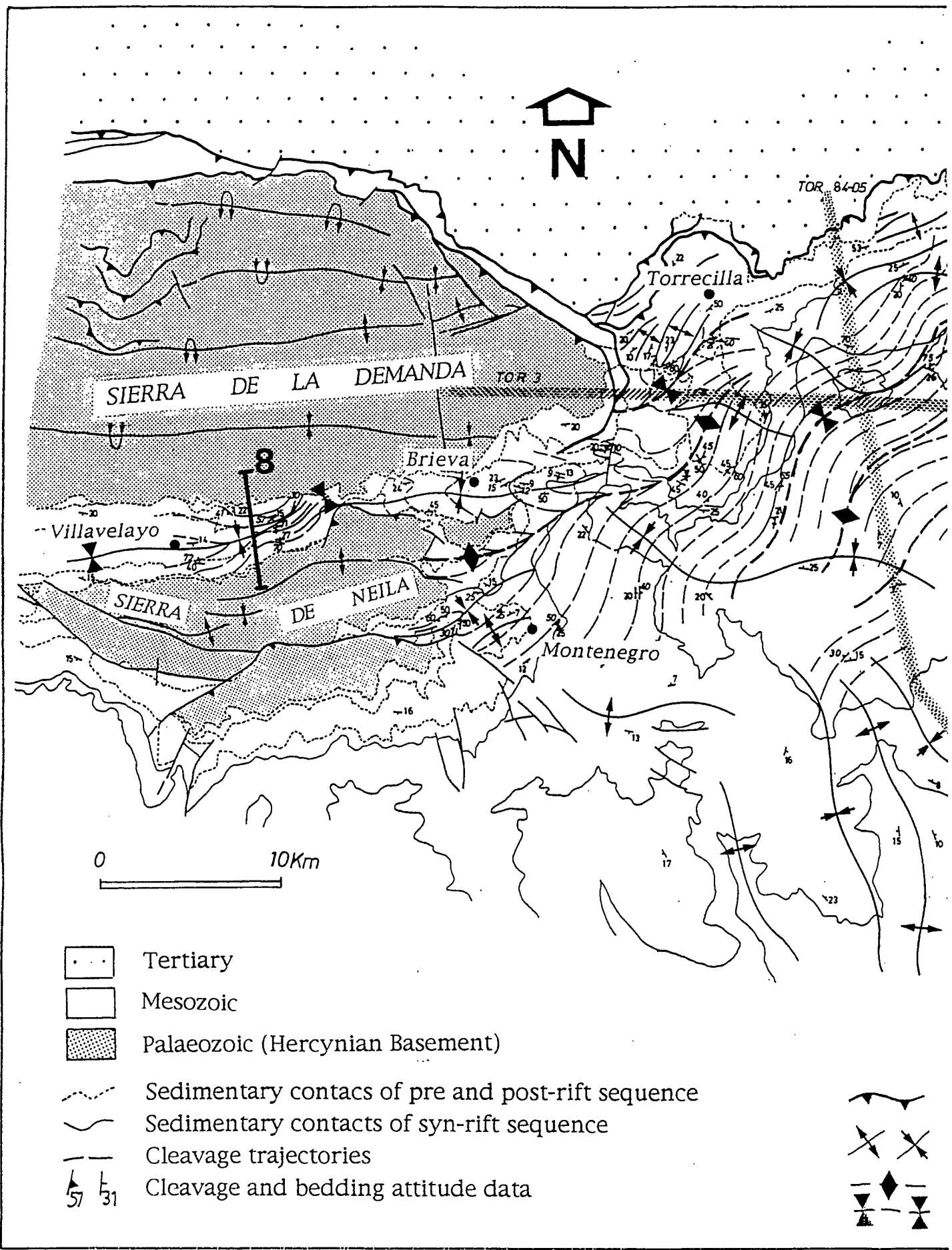
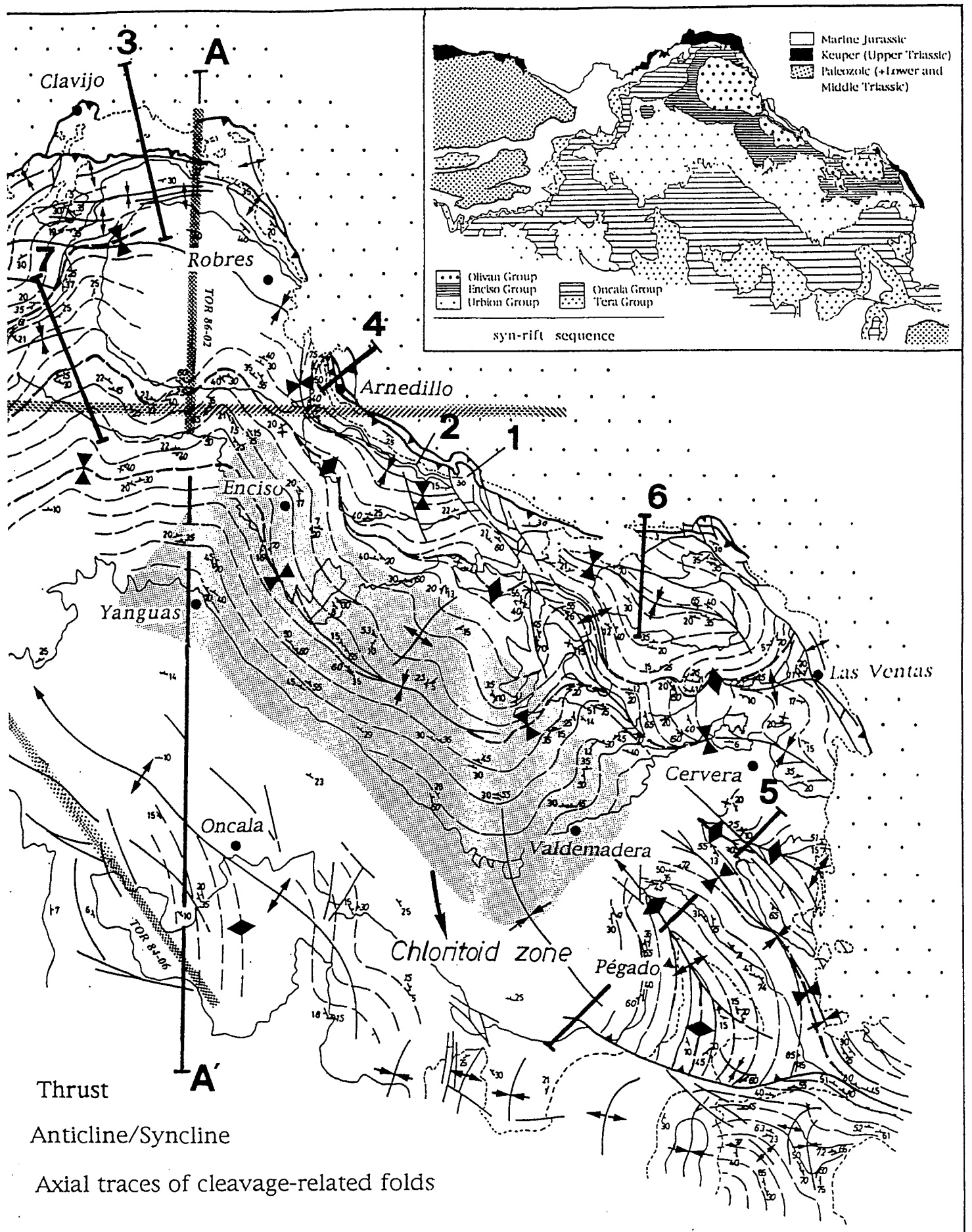
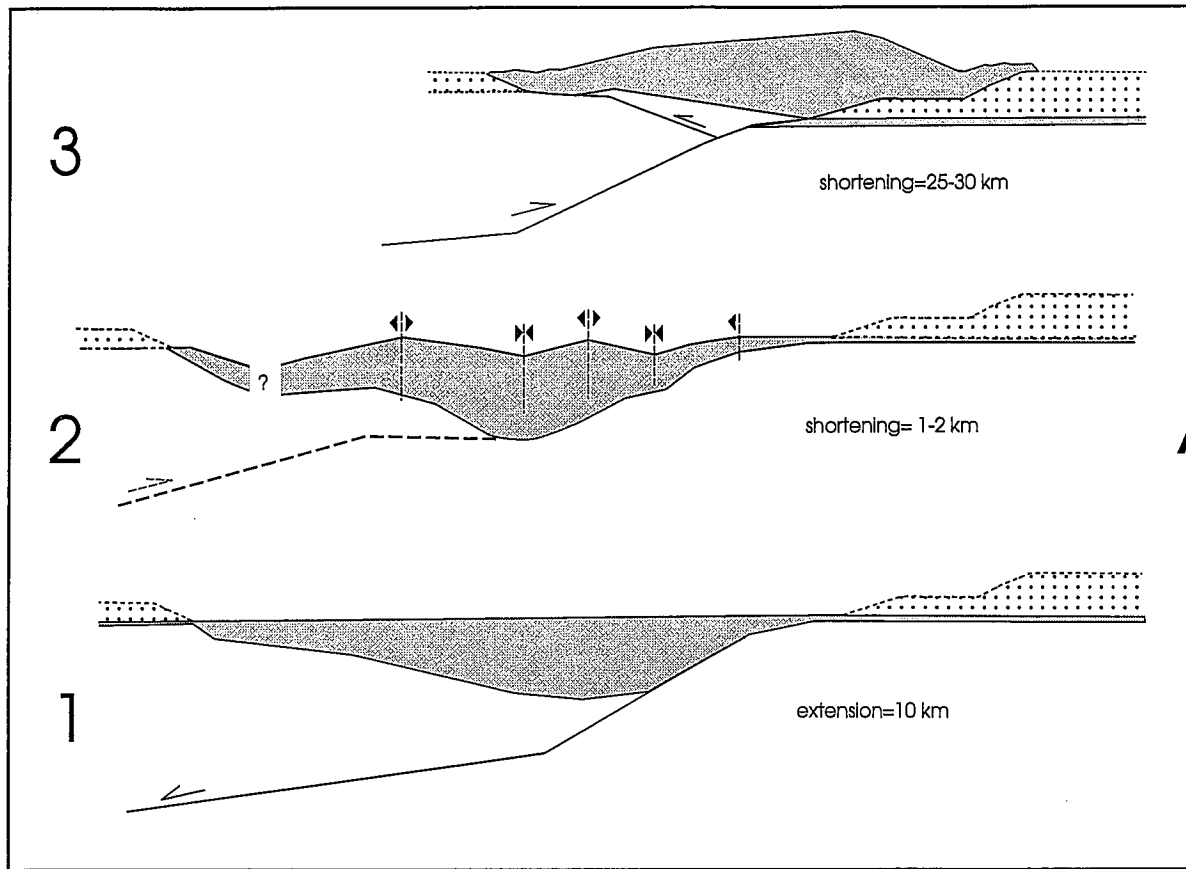


Figura 13: Mapa geológico del macizo de Cameros en el que se han trazado los pliegues sinclinales. Tomado de Casas y Gil (1996).

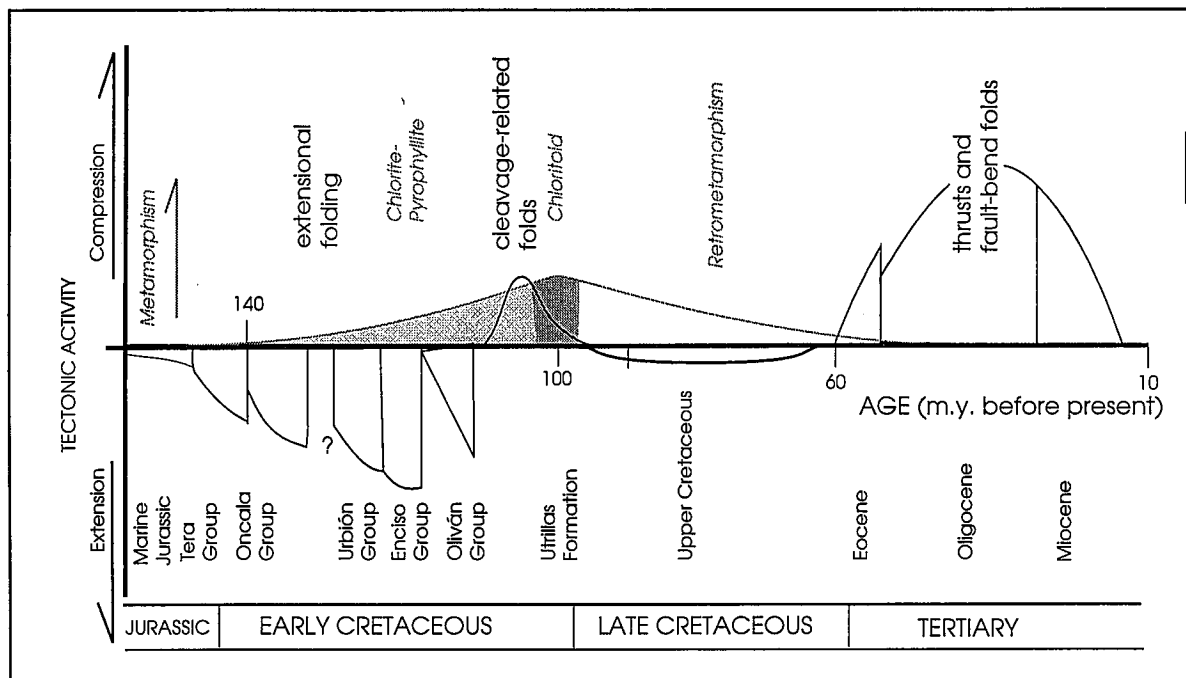




trayectorias de la esquistosidad mesozoica así como las trazas axiales de los principales



A



B

Figura 14: Esquemas que muestran la evolución mesozoico-terciaria del macizo de Cameros. Tomado de Casas y Gil (1996).

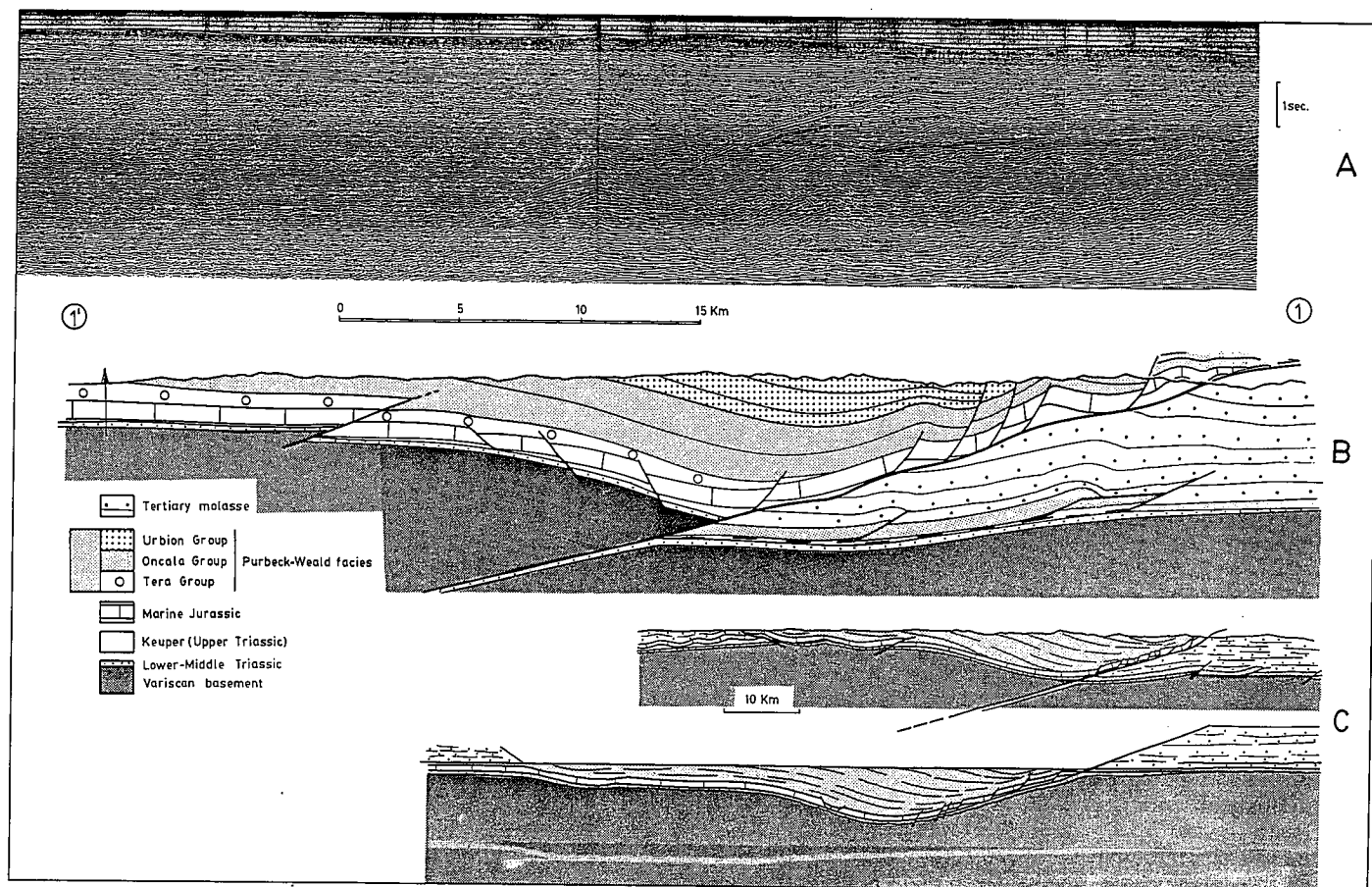
2) Plegamiento (final del Cretácico inferior), con esquistosidad de plano axial asociada a metamorfismo que alcanza su pico térmico con posterioridad al plegamiento

3) Inversión total de la cuenca con formación de grandes cabalgamientos intraplaca de zócalo y cobertera (Terciario).

Las estructuras que aparecen en el macizo de Cameros corresponden a una o varias de las etapas citadas: algunas estructuras se mantuvieron con la misma geometría desde su formación, otras fueron reactivadas y finalmente otras desplegadas o recuperadas durante las etapas siguientes.

#### *Estructuras compresivas terciarias*

La estructura terciaria de la Sierra de Cameros es resultado de la inversión completa de la serie mesozoica, con un cabalgamiento hacia el Norte cuyo desplazamiento mínimo es de 24 km. La geometría general es de una rampa suave en el bloque inferior, con buzamiento de unos  $12^\circ$ , y un rellano continuo de bloque superior, situado en los niveles plásticos del Triásico superior (fig. 15).



**Figura 15:** A. Líneas sísmicas TOR 84-05 y TOR 84-06 realizadas por REPSOL-Exploración. B. Corte interpretativo de las líneas sísmicas donde se muestra la geometría general del macizo de Cameros. Situación en la figura 13. C. Esquema correspondiente a las mismas líneas donde se indica la estructura y la geometría en la etapa precompresional *post-rift* de la Cuenca de Cameros. Tomado de Casas Sainz (1993).

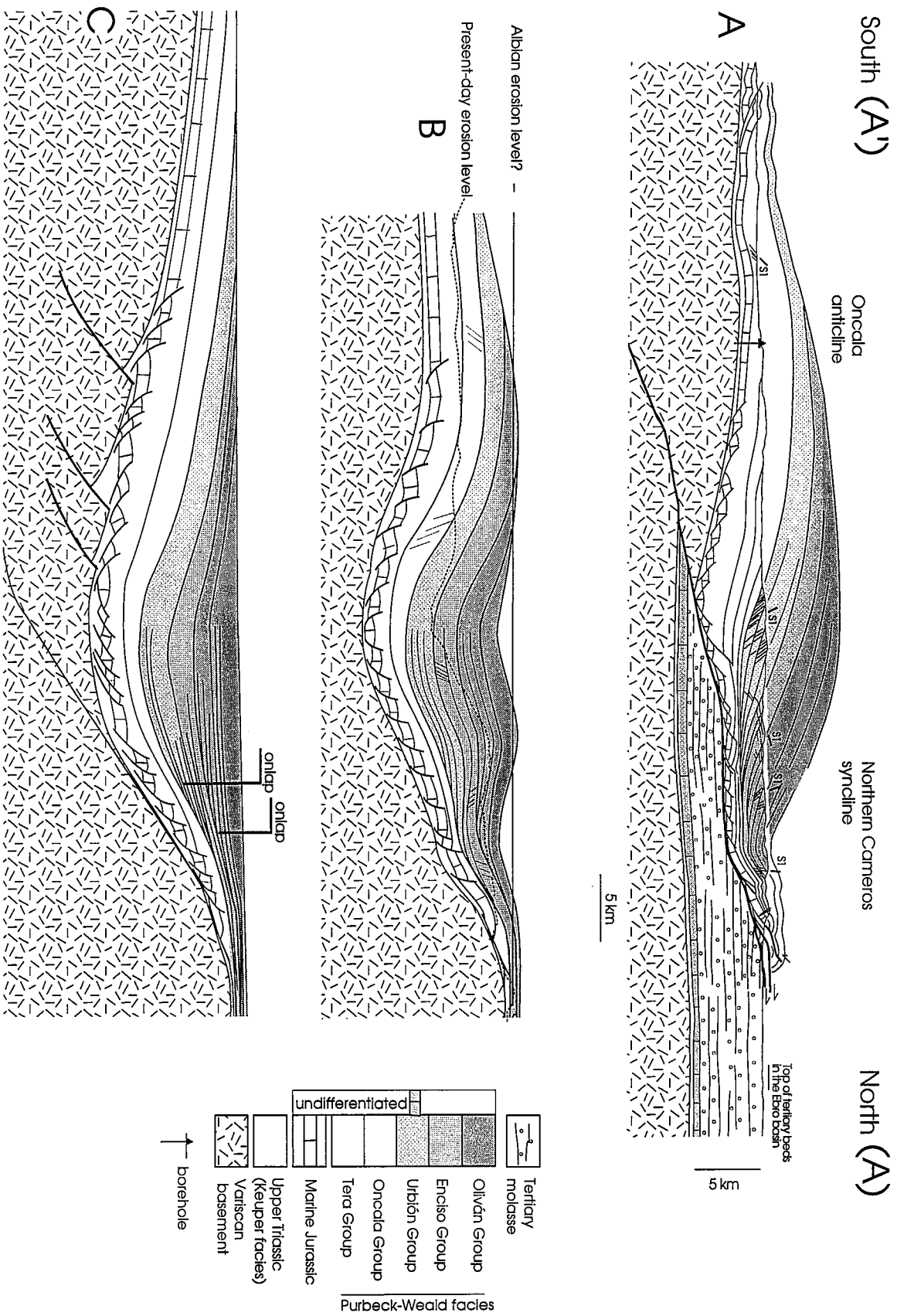


Figura 16: A. Corte del sector central (ver situación en la figura 13) del macizo de Cameros. B. Reconstrucción de los pliegues compresivos mesozóicos y C. Reconstrucción de la geometría inicial de la cuenca. Tomado de Casas y Gil (1996).

Esta geometría cambia hacia el sector central del macizo, donde aparece un rellano en los dos bloques, y también en el sector oriental, donde la rampa de bloque inferior presenta una pendiente algo mayor, de unos  $30^\circ$  (Casas y Simón, 1992).

En ambos cortes, las capas situadas en el bloque inferior aparecen muy poco deformadas. Un hecho que llama la atención es que en el sector central (fig. 16.A) sobre Jurásico marino subhorizontal del bloque superior aparecen las capas continentales del Cretácico con buzamientos hacia el Norte de unos  $30^\circ$ , formando parte del flanco Sur del sinclinal de Arnedillo. Esta disposición sugiere la existencia de una geometría pre-compresiva de las capas cretácicas en forma de cuña abierta hacia el S. El sinclinal de Arnedillo, según esta interpretación, es resultado de un pliegue de adaptación del bloque superior a la geometría de las rampas subyacentes.

En el sector oriental aparece el anticlinal de Arnedo, que se interpreta como un anticlinal de bloque superior de un cabalgamiento del zócalo paleozoico y parte de la cobertera triásico-jurásica sobre las capas oligocenas de la cuenca del Ebro, que se situarían en posición subhorizontal (fig. 17). Hacia el Sur los depósitos terciarios del bloque superior son a su vez cabalgadas por las rocas mesozoicas de Cameros a favor de un pliegue-falla cuyo cabalgamiento asociado presenta un desplazamiento máximo de 5 km en Préjano, y se amortigua casi completamente hacia el Este (figura 18). Hacia el Sur las dos superficies de cabalgamiento se unen en profundidad, ya dentro del zócalo hercínico. La serie mesozoica del bloque superior del cabalgamiento de Arnedo, determinada a partir de sondeos, indica que no existen facies Weald bajo los depósitos terciarios del anticlinal, y que, por tanto, el límite relativo de la cuenca mesozoica se corresponde aproximadamente con la separación actual entre el macizo de Cameros y la cuenca del Ebro. Este límite corresponde, pues, a una importante falla normal mesozoica parcialmente reactivada como inversa durante el acortamiento terciario.

Hacia la Sierra de la Demanda la serie mesozoica se adelgaza considerablemente, sobre todo la correspondiente a las facies Weald, que apenas alcanzan el centenar de metros cerca de su borde Norte. La estructura alpina de la Sierra de la Demanda es la de un gran anticlinal de zócalo de orientación E-W cortado en su flanco Norte por dos cabalgamientos, con un desplazamiento conjunto de más de 20 km (fig. 19). Una de las superficies superpone el zócalo sobre una escama de materiales mesozoicos fuertemente deformados, que a su vez cabalgan sobre los depósitos terciarios de la cuenca del Ebro, cortados a lo largo de una rampa cuyo buzamiento varía entre  $10^\circ$  y  $20^\circ$ . El cabalgamiento principal de la Sierra de la Demanda es, pues, un cabalgamiento que por su pendiente debe de cortar las estructuras hercínicas del zócalo. Este se deformó

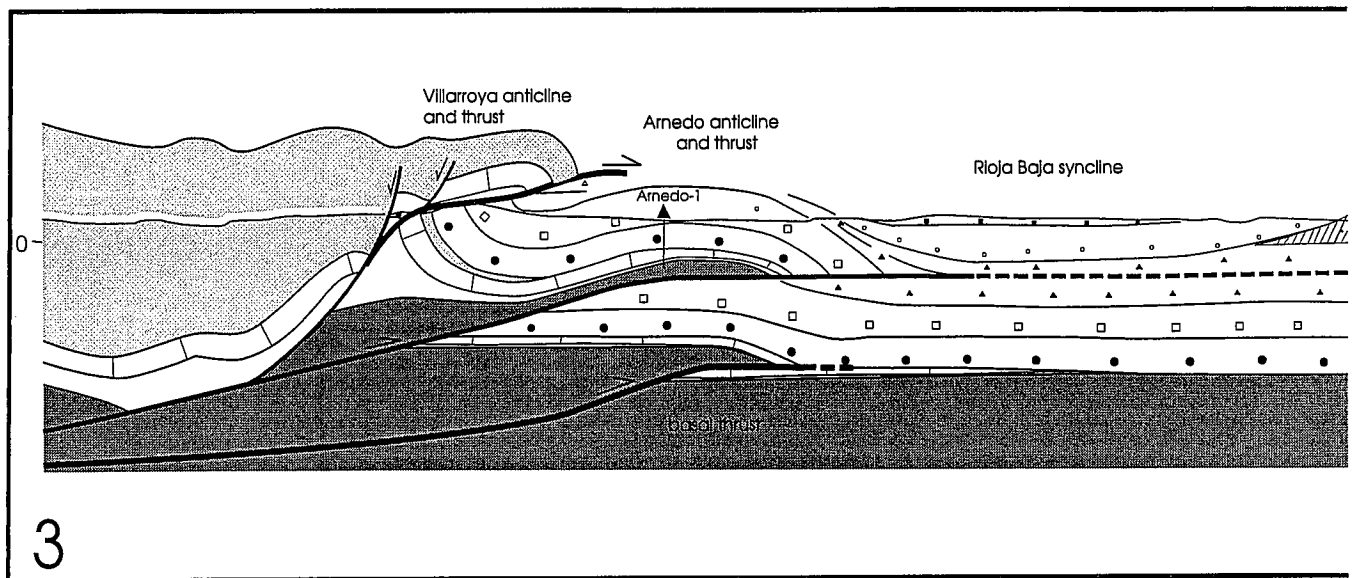
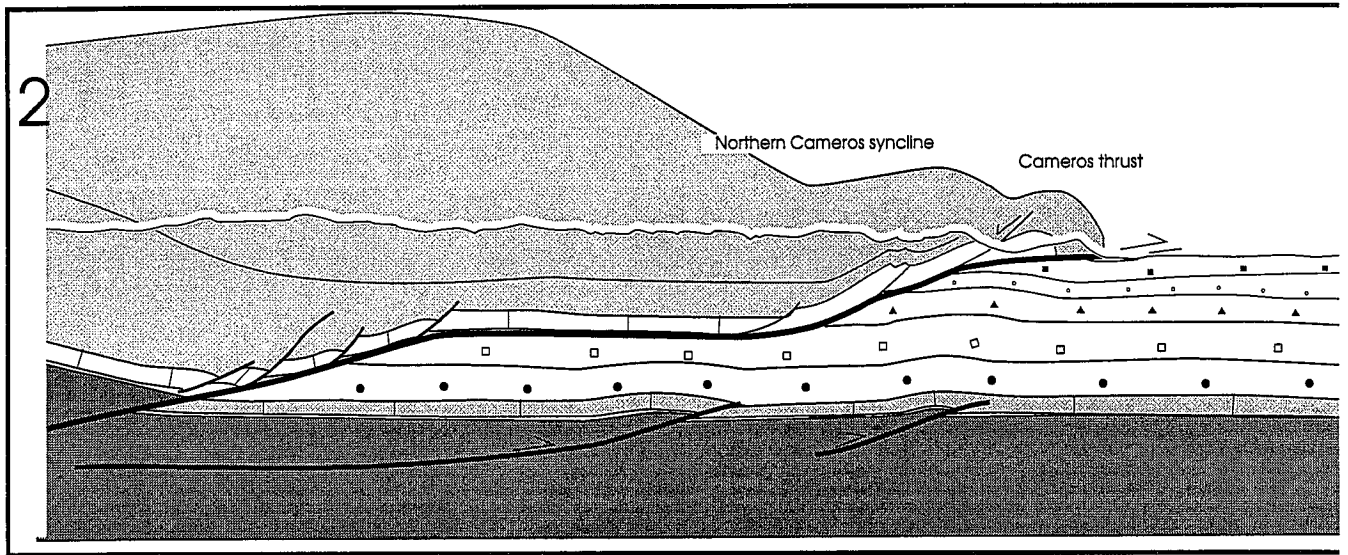
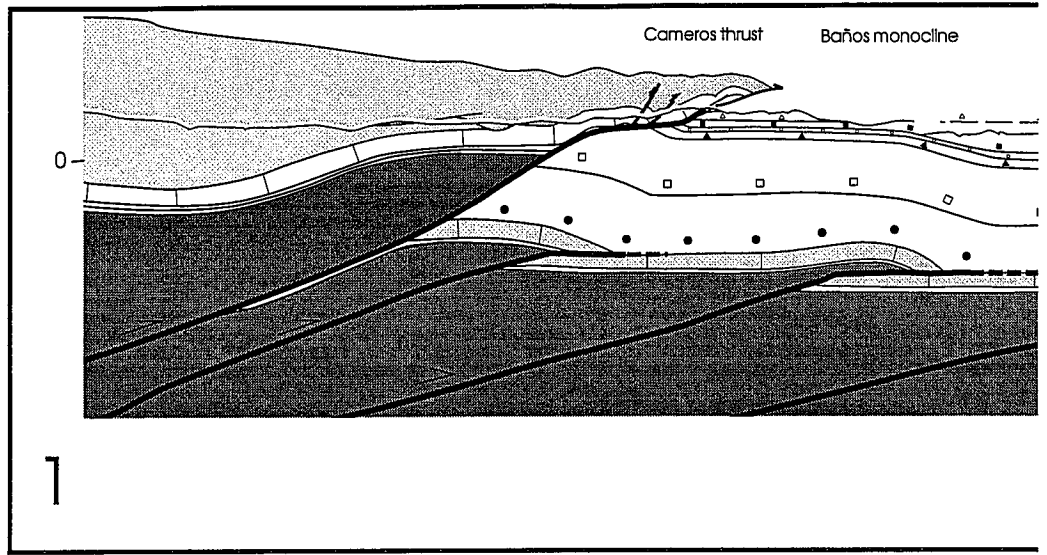
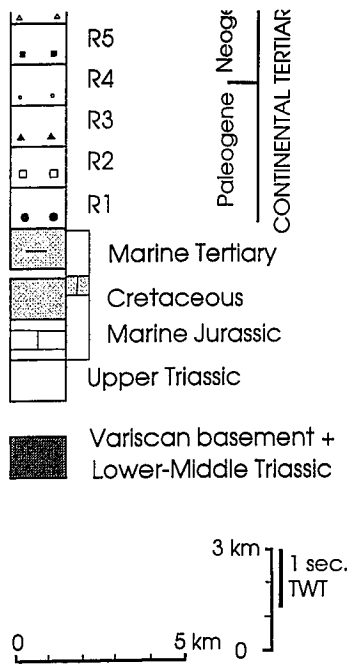
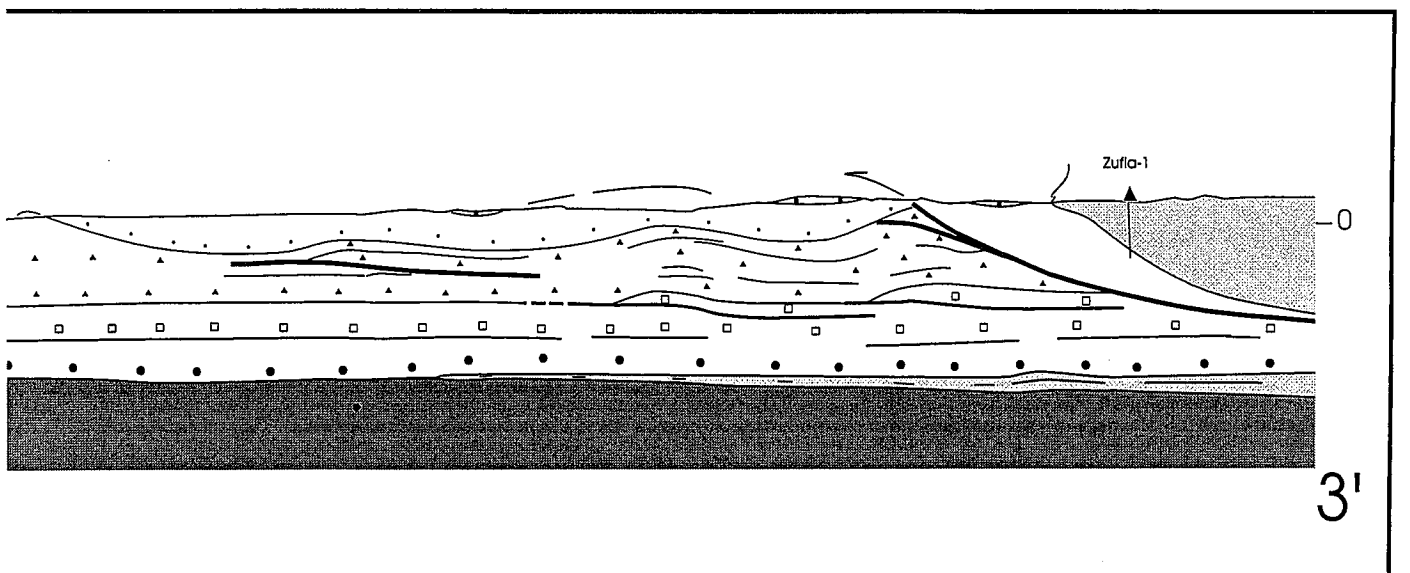
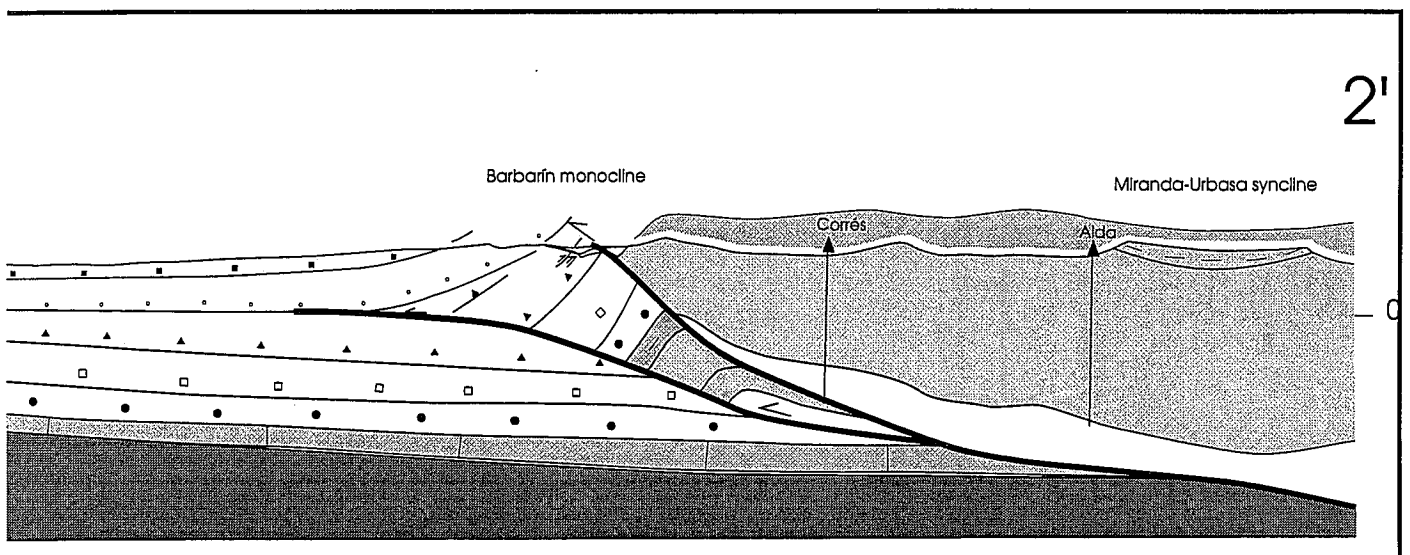
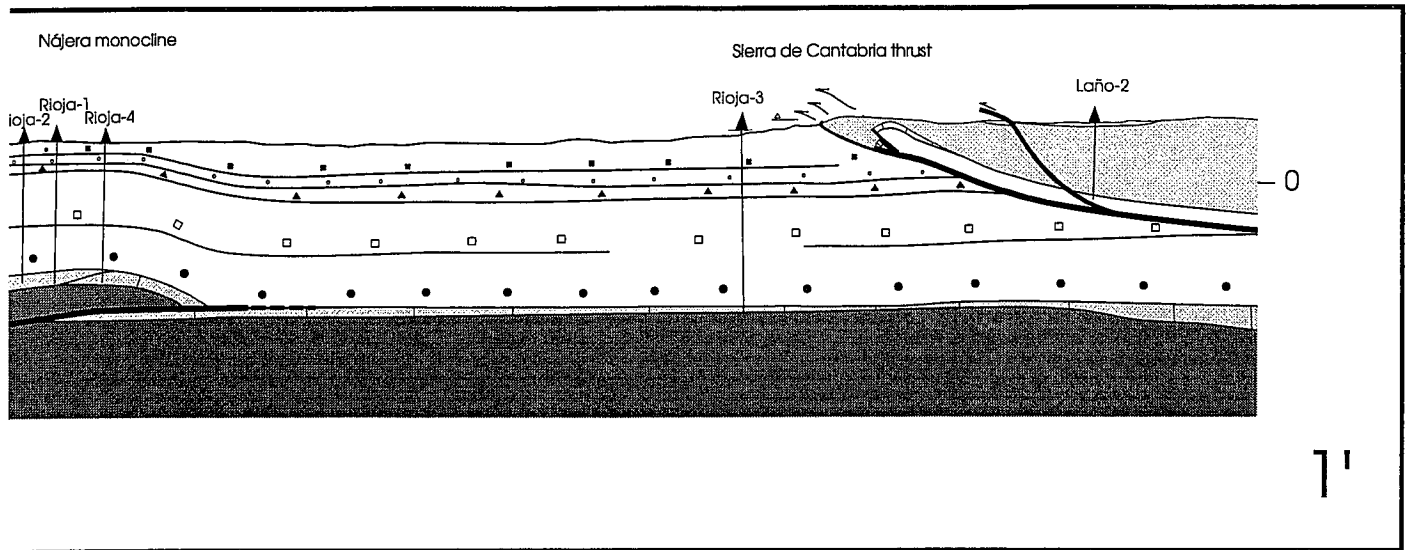


Figura 17: Cortes geológicos del sector occidental de la Cuenca del Ebro, basados en

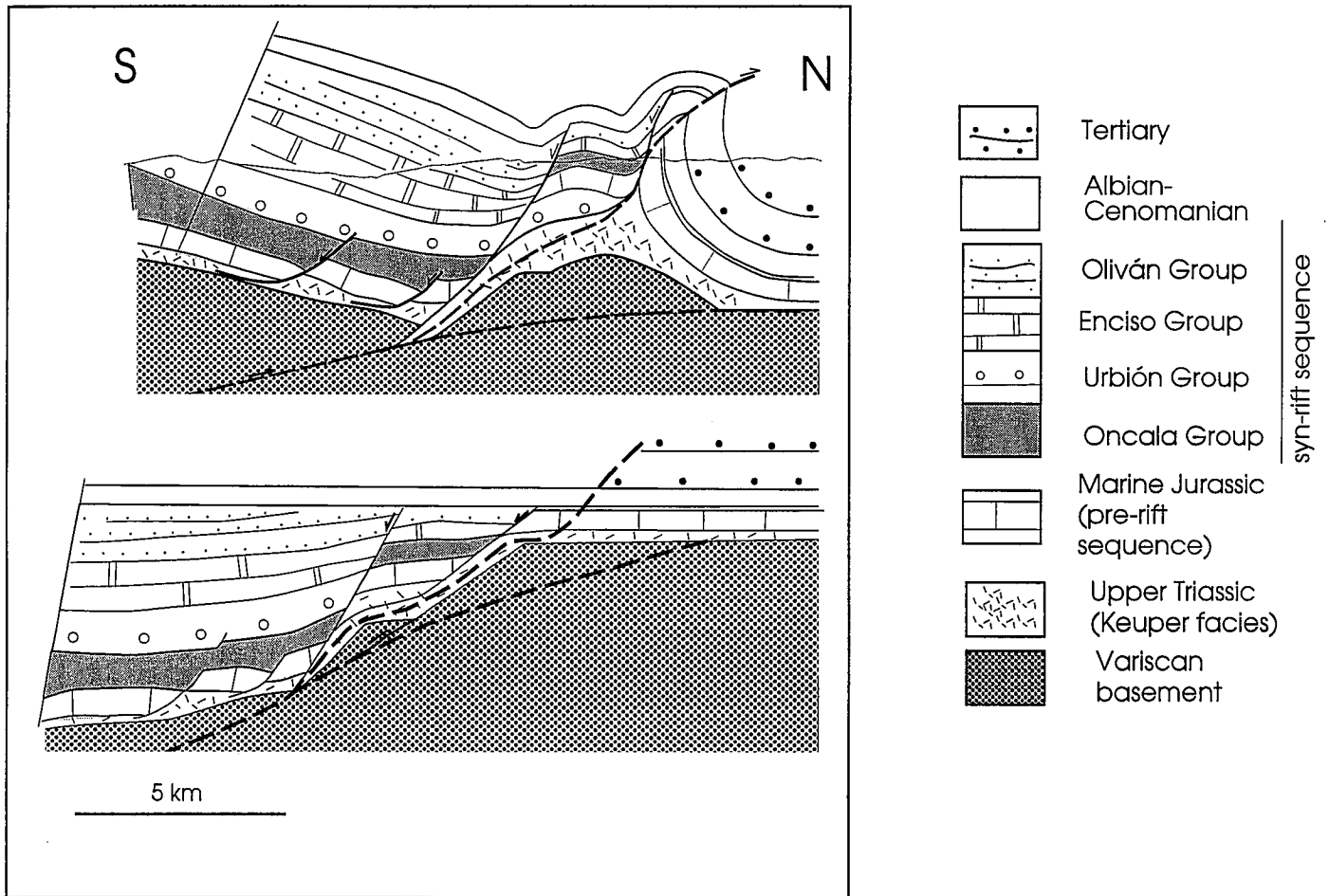
Tomado de Muñoz y Casas (1996).



datos de superficie, perfiles sísmicos y sondeos mecánicos. Ver situación en la figura 12.

además formando pliegues de dirección E-W, algunos de los cuales podrían ser el resultado del reapretamiento de grandes pliegues hercínicos (fig. 20, Liesa y Casas, 1994), siguiendo los modelos de Alonso (1985).

La dirección de transporte para los cabalgamientos de Cameros y Demanda también es un tema sometido a discusión. Para algunos autores (Casas y Simón, 1992, Casas, 1993, Casas y Gil, 1996), los indicadores cinemáticos asociados a las superficies de cabalgamiento (esquistosidad debida a la cizalla simple y estrías en los planos principales) son indicativas del movimiento del bloque superior hacia el NNW.



**Figura 18:** Corte geológico del pliegue-falla de Villarroya marcado como 6 en la figura 13.

Tomado de Casas y Gil (1996).



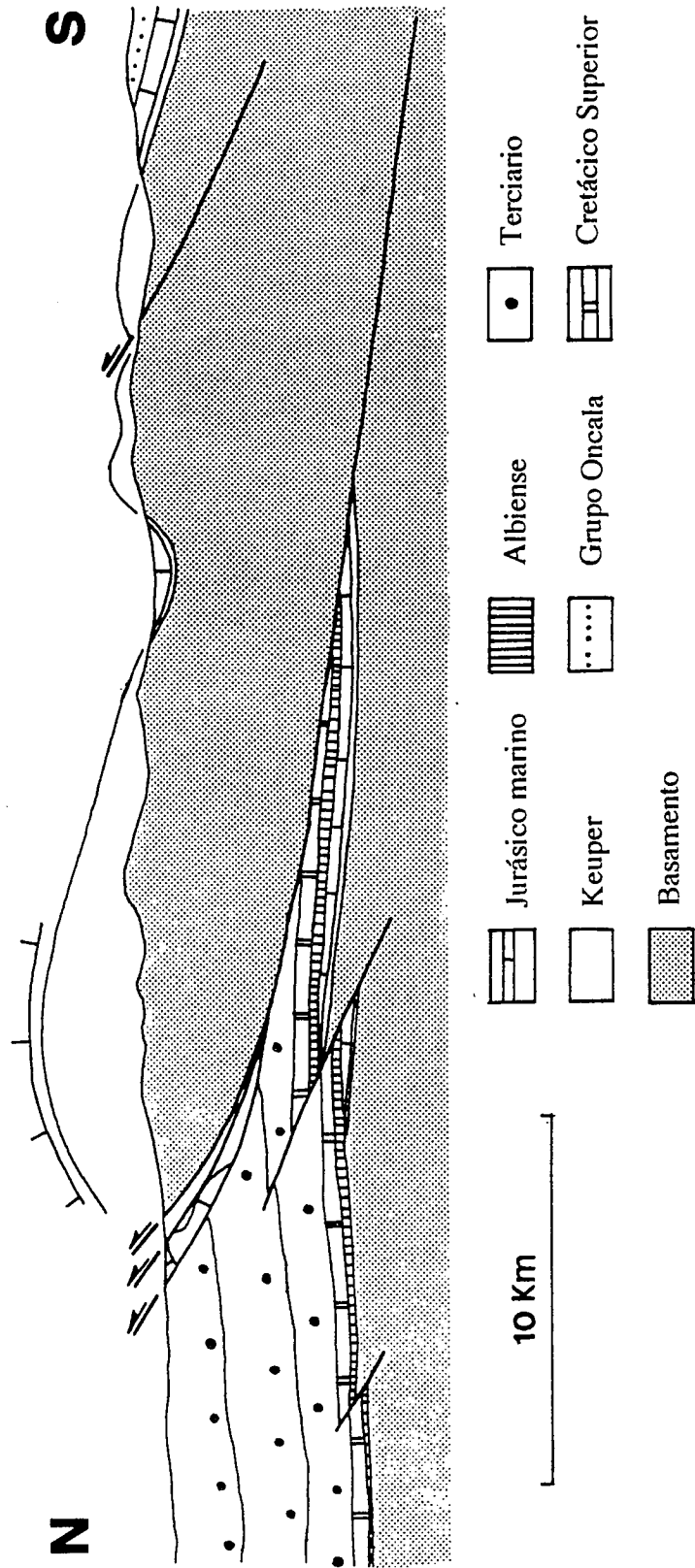
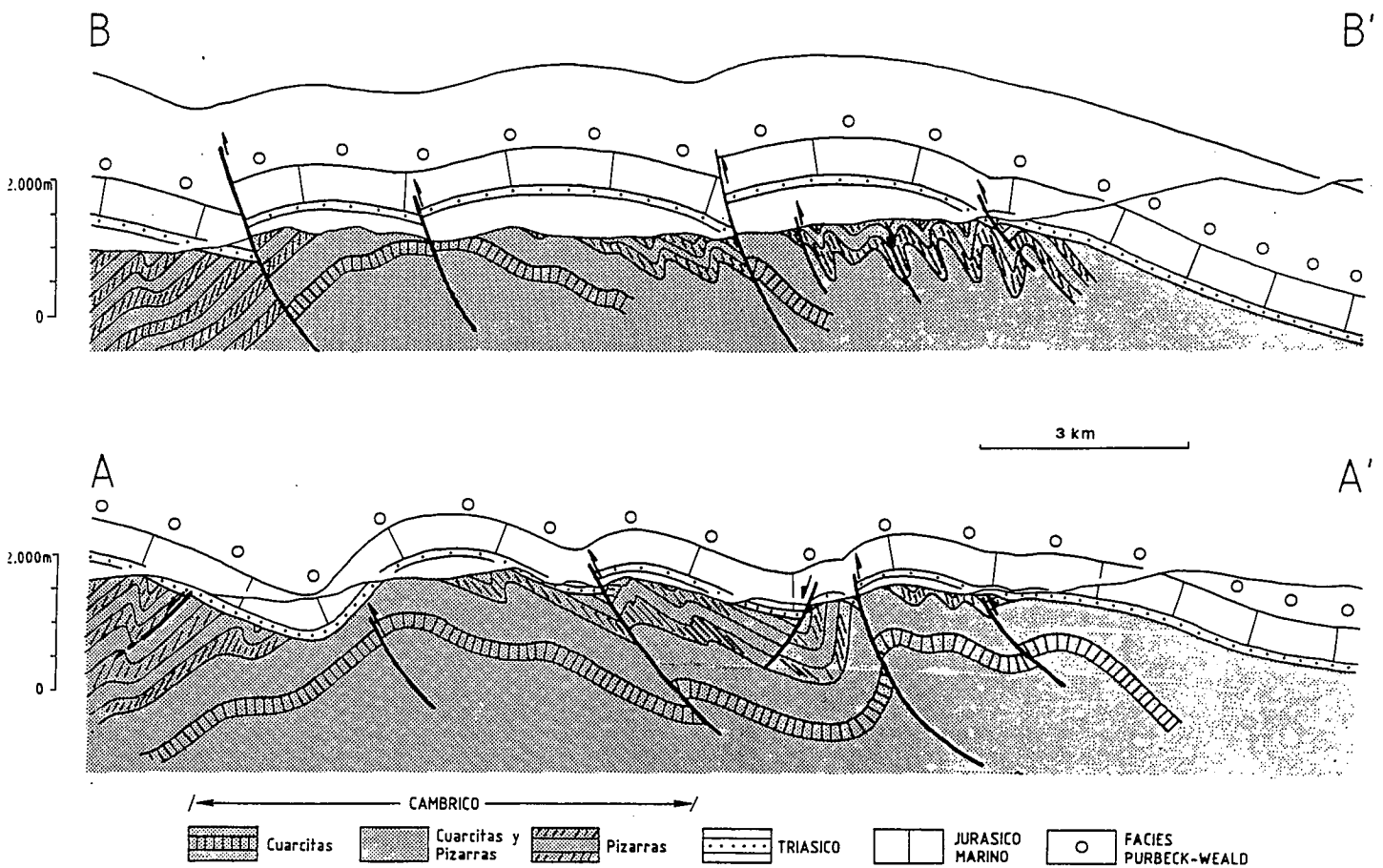
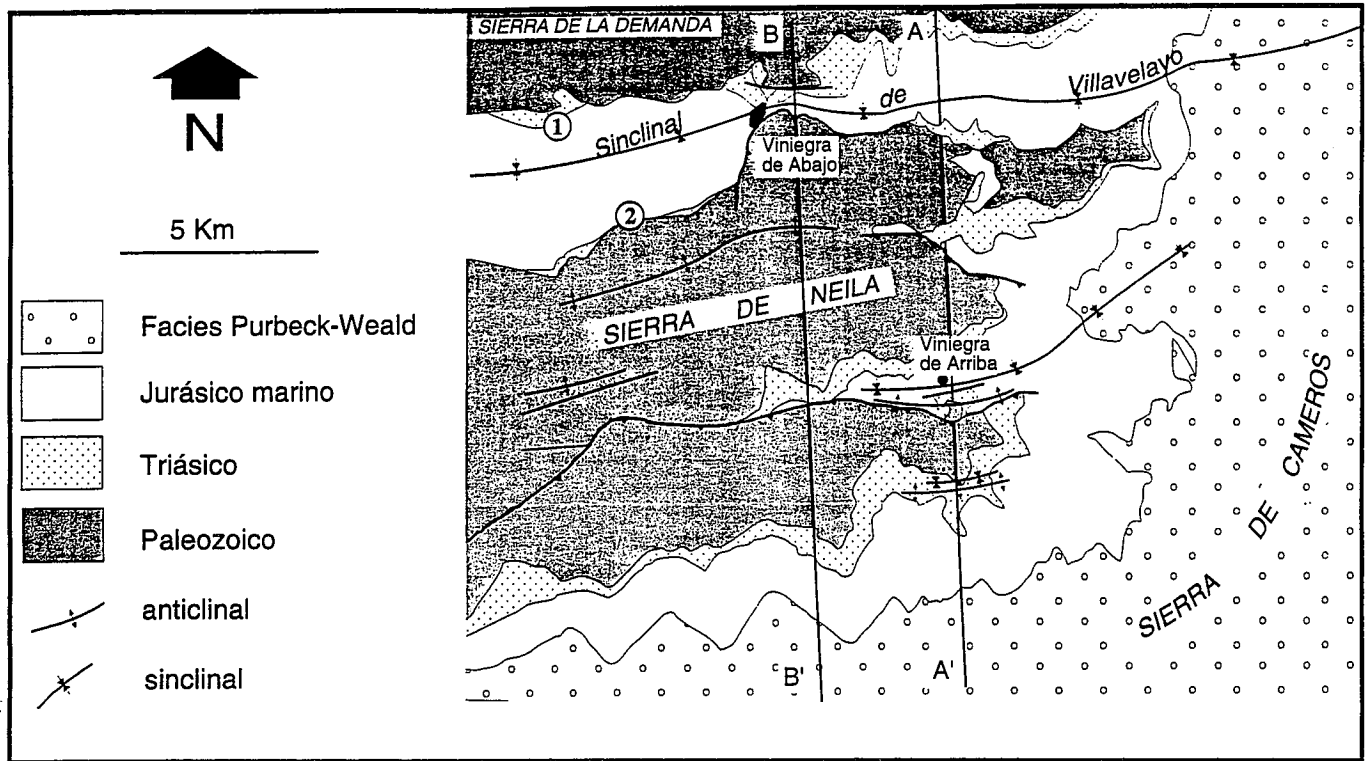
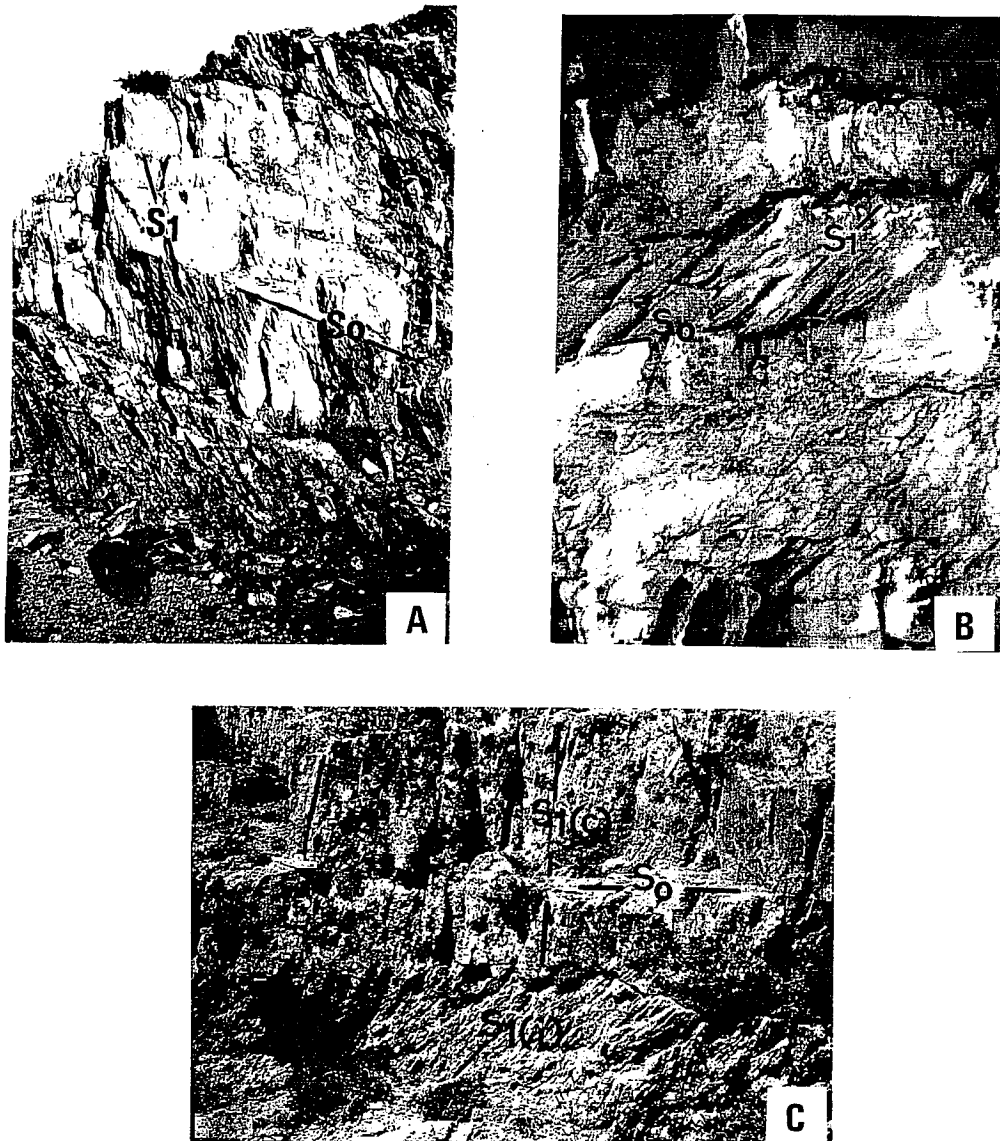


Figura 19: Corte geológico N-S de la Sierra de la Demanda. Tomado de Liesa y Casas (1994).



**Figura 20:** Esquema cartográfico y cortes del sinclinal de Villavelayo, mostrando la relación entre las estructuras del basamento hercínico y la cobertera. Los puntos 1 y 2 corresponden a la parada 9 presentada en esta guía. Tomado de Liesa y Casas (1994).

Para otros autores (Mas *et al.*, 1993, 1994) los criterios de escala macroestructural (modelo del arco y la flecha) indican más bien una dirección de transporte hacia el NNE (ver discusión en Casas y Gil, 1994 y Mas *et al.*, 1994).



**Figura 21:** Aspecto de campo de la esquistosidad mesozoica de la Sierra de Cameros. A. Anticlinal del Pégado. B. Flanco norte del sinclinal de Arnedillo, y C. Flanco sur del sinclinal de Arnedillo. Modificada de Casas y Gil (1996).

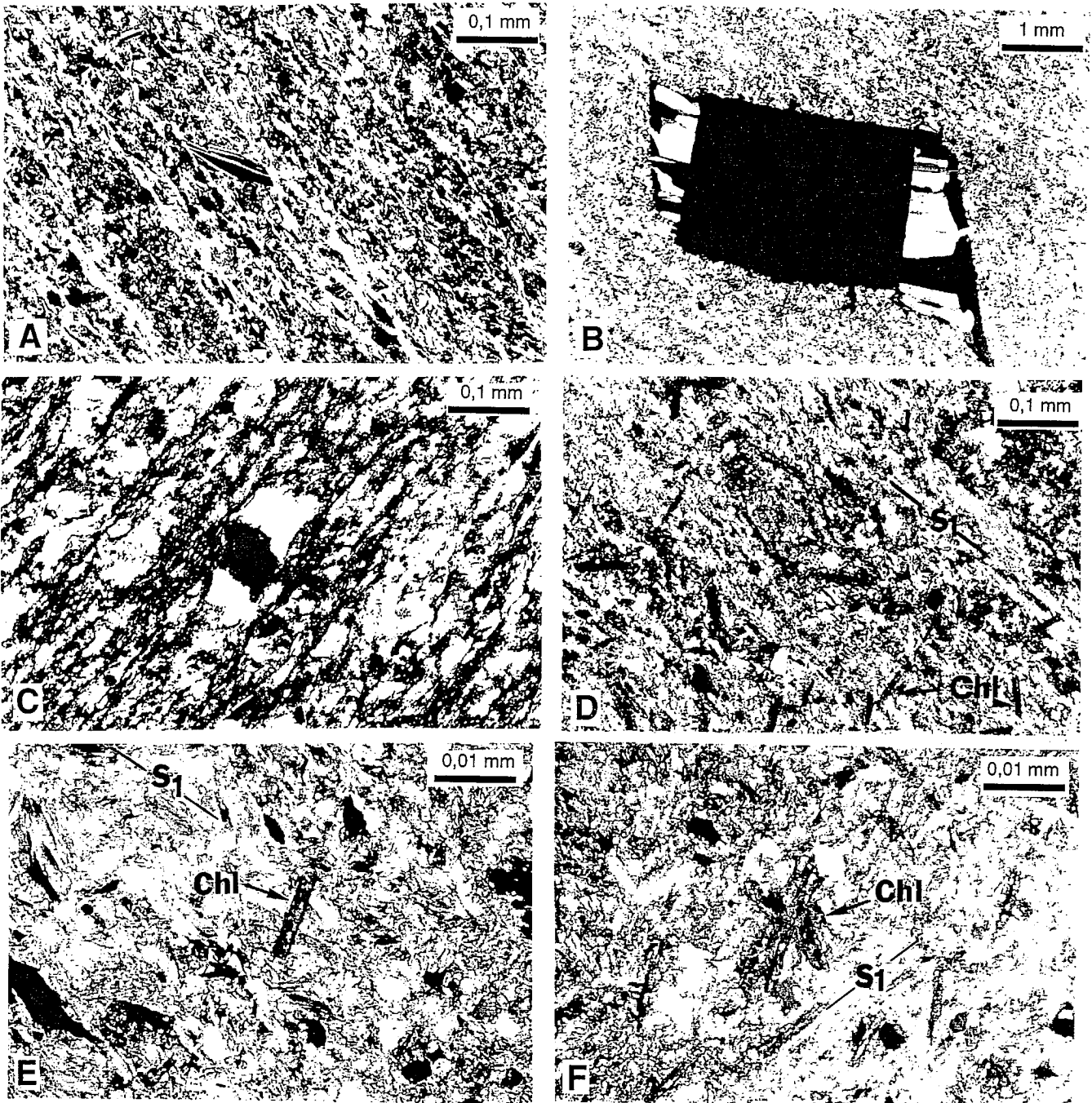
### *Esquistosidad y metamorfismo mesozoicos*

Es una de las etapas peor conocidas en la evolución de la cuenca de Cameros, quizá porque no existen sedimentos correlativos a la deformación, pero presenta en cambio dos características importantes, que resultan particulares dentro del contexto de la Cordillera Ibérica: la presencia de esquistosidad (cleavage) de plano axial asociada a los pliegues, en algunos casos con lineaciones asociadas (sombras de presión y zonas abrigadas, nódulos deformados..., figs. 21 y 22) y un metamorfismo de muy bajo grado. La zona con esquistosidad se extiende hacia el Este fuera de los límites de Cameros, hasta más allá de la Sierra del Moncayo (Gil *et al.*, 1990, 1991, Gil, 1992, Gil y Pocoví, 1994).

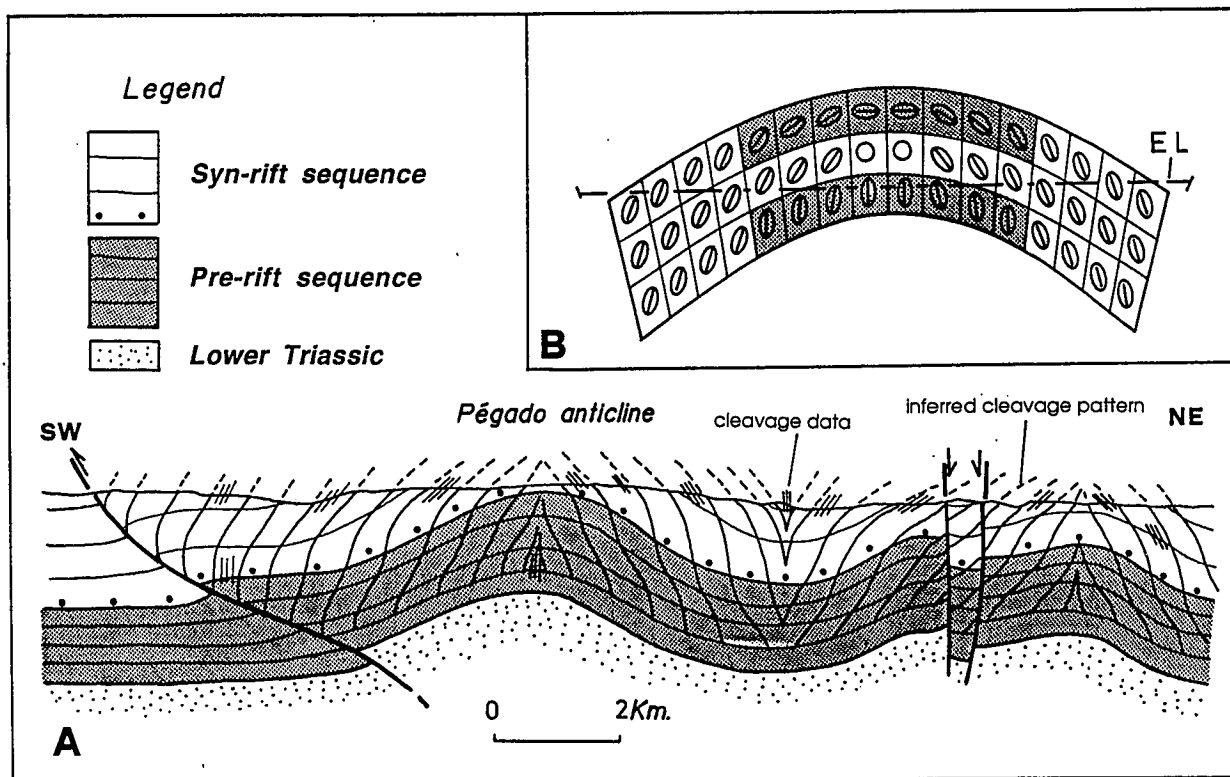
En nuestra opinión, la génesis de la esquistosidad está íntimamente ligada a tres factores: el mecanismo de formación de los pliegues, la potencia y tipos de roca depositados en la cuenca y la existencia de una importante anomalía térmica. El condicionante litológico se expresa en que la esquistosidad aparece normalmente en los paquetes lutíticos de hasta 2 m de espesor o mayores, que alternan con rocas más competentes como areniscas o calizas. En estas últimas también se reconoce a veces una cierta esquistosidad de fractura. La posición del frente inferior de esquistosidad varía en función de la zona de la cuenca considerada. De este modo mientras en los bordes oriental y occidental éste se localiza en las calizas masivas del Bathoniense en el borde septentrional el Jurásico marino aparece intacto debido a su escaso recubrimiento por los sedimentos wealdenses de la secuencia sin-rift.

La relación primaria entre pliegues y esquistosidad no es fácil de observar en el conjunto del macizo de Cameros, debido al plegamiento terciario posterior. Los pliegues menos modificados han sido el sinclinal de Villavelayo, al Oeste y el anticlinal del Pégado, al Este de la cuenca (fig. 23).

Una característica común de los dos pliegues es que afectan igualmente al zócalo, ya que no existe nivel de despegue en estas dos áreas. La disposición de la esquistosidad en ellos (fig. 23) es de abanicos divergentes; el ángulo entre esquistosidad y estratificación varía desde menos de 45° en los flancos del pliegue a algo más de 70° en las charnellas internas, y prácticamente subparalela en las charnelas externas. La deformación asociada a la formación de la esquistosidad no es muy grande, tal como se desprende del estudio de nódulos deformados (Gil y Pocoví, 1991), con valores de  $\sqrt{\lambda_1}/\sqrt{\lambda_2}=2$  en el plano XZ. Estos dos aspectos permiten explicar la esquistosidad (Gil y Pocoví, 1994) como debida a la conjunción de dos mecanismos (fig. 23): 1) flujo flexural y cizalla paralela a las capas en los flancos de los pliegues, que explican la geometría de abanico divergente y el pequeño ángulo estratificación/esquistosidad y 2) deformación longitudinal tangencial,



**Figura 22:** A, B, C, aspecto microscópico de la esquistosidad mesozoica de la Sierra de Cameros. D, E, F, láminas que muestran la relación entre la esquistosidad y los cristales de cloritoide. Tomados de Casas y Gil (1996).



**Figura 23:** Corte geológico del anticlinal del Pégado (marcado como 5 en la figura 13) y esquema explicando la relación geométrica entre esquistosidad y pliegue. Tomado de Casas y Gil (1996).

que explica el aplastamiento paralelo a los planos axiales en la charnela interna de los pliegues, y el aplastamiento paralelo a la estratificación en su charnela externa. Este modelo geométrico supone que durante esta etapa prácticamente todo el acortamiento (en torno al 10%) estuvo asociado a los pliegues, y la esquistosidad es una estructura secundaria asociada a ellos.

En el resto del macizo la relación geométrica pliegues/esquistosidad no es fácil de observar. Los pliegues sin esquistosidad se han reconstruido a partir de las relaciones entre esquistosidad y estratificación (fig. 13). Una buena parte de ellos, situados en las partes central y oriental del macizo no se corresponden con los pliegues actuales, debido a la deformación y plegamiento terciarios. La irregularidad de las trayectorias de esquistosidad se debe a que el ángulo original esquistosidad/estratificación era normalmente menor de  $45^\circ$ , y las superficies de esquistosidad fueron plegadas pasivamente con las capas.

La asociación mineral que marca el máximo térmico está constituida por: cloritoide+moscovita+moscovita/paragonita. Aparece a lo largo de una banda de 7 km entre Yanguas y Valdemadera (fig. 24) y está favorecida por la presencia de niveles altamente aluminicos pertenecientes a la parte baja del grupo del Urbión y alta del Grupo de Oncala. Progresivamente se pasa de esta asociación típica de la epizona a otra donde

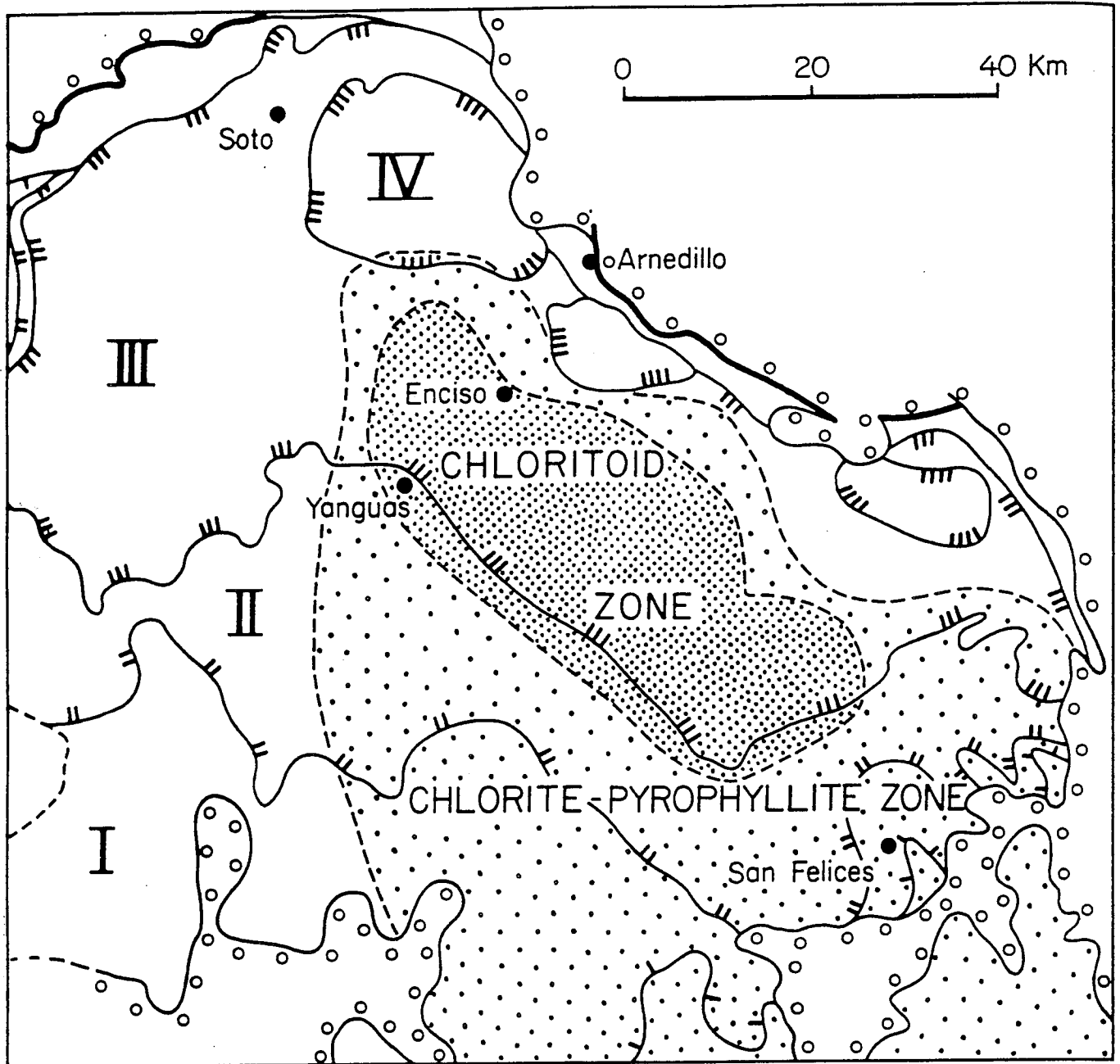
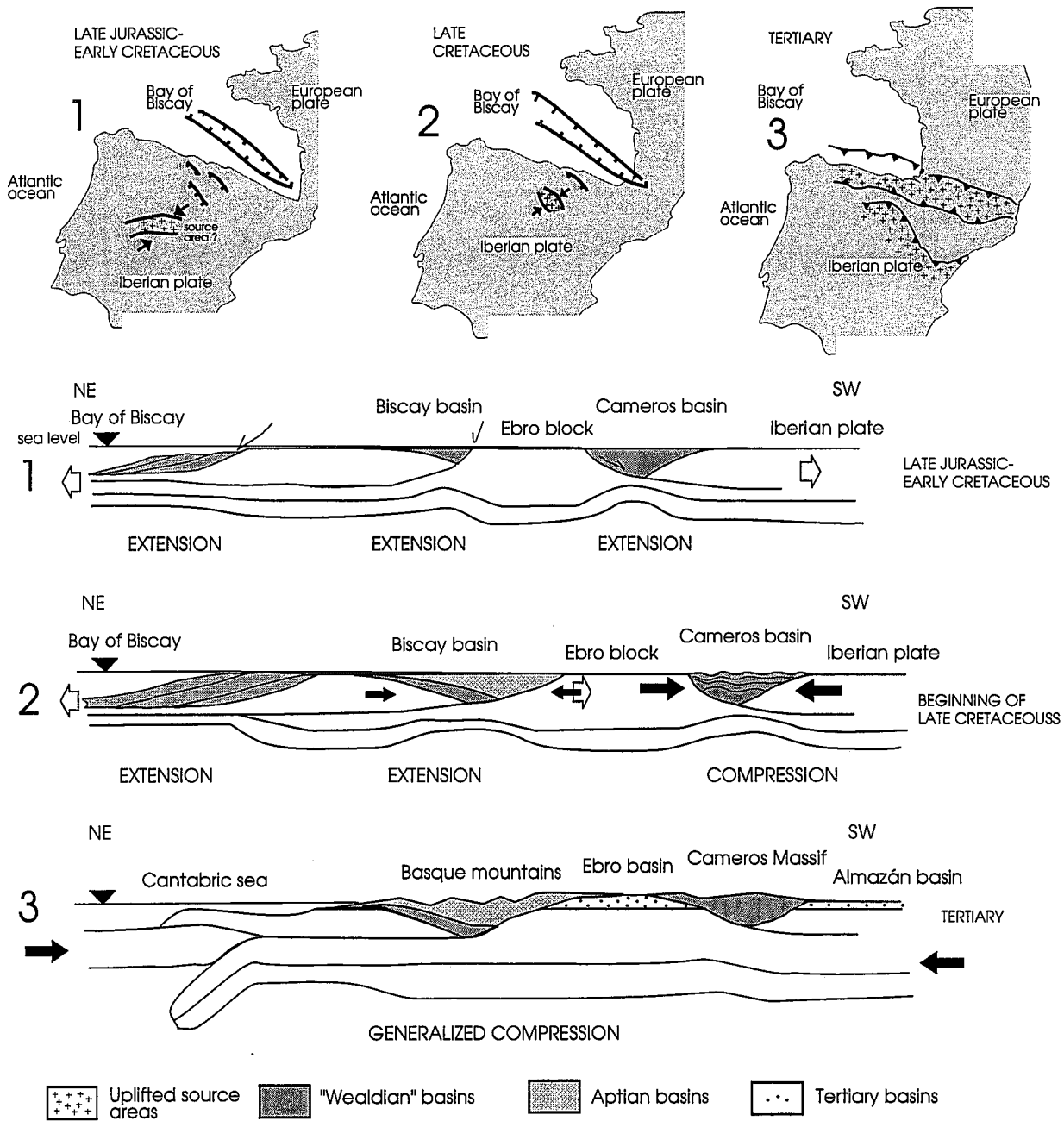


Figura 24: Zonas metamórficas en la Sierra de Cameros según Guiraud y Seguret (1984).



**Figura 25:** Evolución mesozoico-terciaria del borde norte de la Placa Ibérica según Casas y Gil (1996).



domina la clorita, y en determinadas zonas la pirofillita perteneciente a la anquizona. Guiraud (1983), Goldberg *et al.* (1988) y Casquet *et al.* (1992) deducen, a partir del geotermómetro composicional de la clorita, condiciones máximas de T de 350-400°C para presiones entre 1 y 2.3 Kbar, dentro de la zona del cloritoide. Por otra parte, la datación absoluta (establecida por K-Ar) de las illitas autigénicas dan una edad de 100 m.a. para el cierre del sistema (Goldberg *et al.*, 1988, Casquet *et al.*, 1992).

Los cristales de cloritoide, con hábito prismático, tamaños entre 20 y 100  $\mu$ m y naturaleza ferrosa (Mata *et al.*, 1990), permiten establecer la relación textural existente entre la esquistosidad, materializada por orientación de filosilicatos de la matriz (clorita e illita) y la asociación metamórfica. La forma de presentarse es en cristales aislados o agregados de varios individuos, sin orientación preferente, y cortando los planos de esquistosidad. Todos los datos anteriores permiten datar la formación de pliegues sinesquistosos entre el Albiense (sedimentación del Grupo de Olivan) y los 100 m.a.

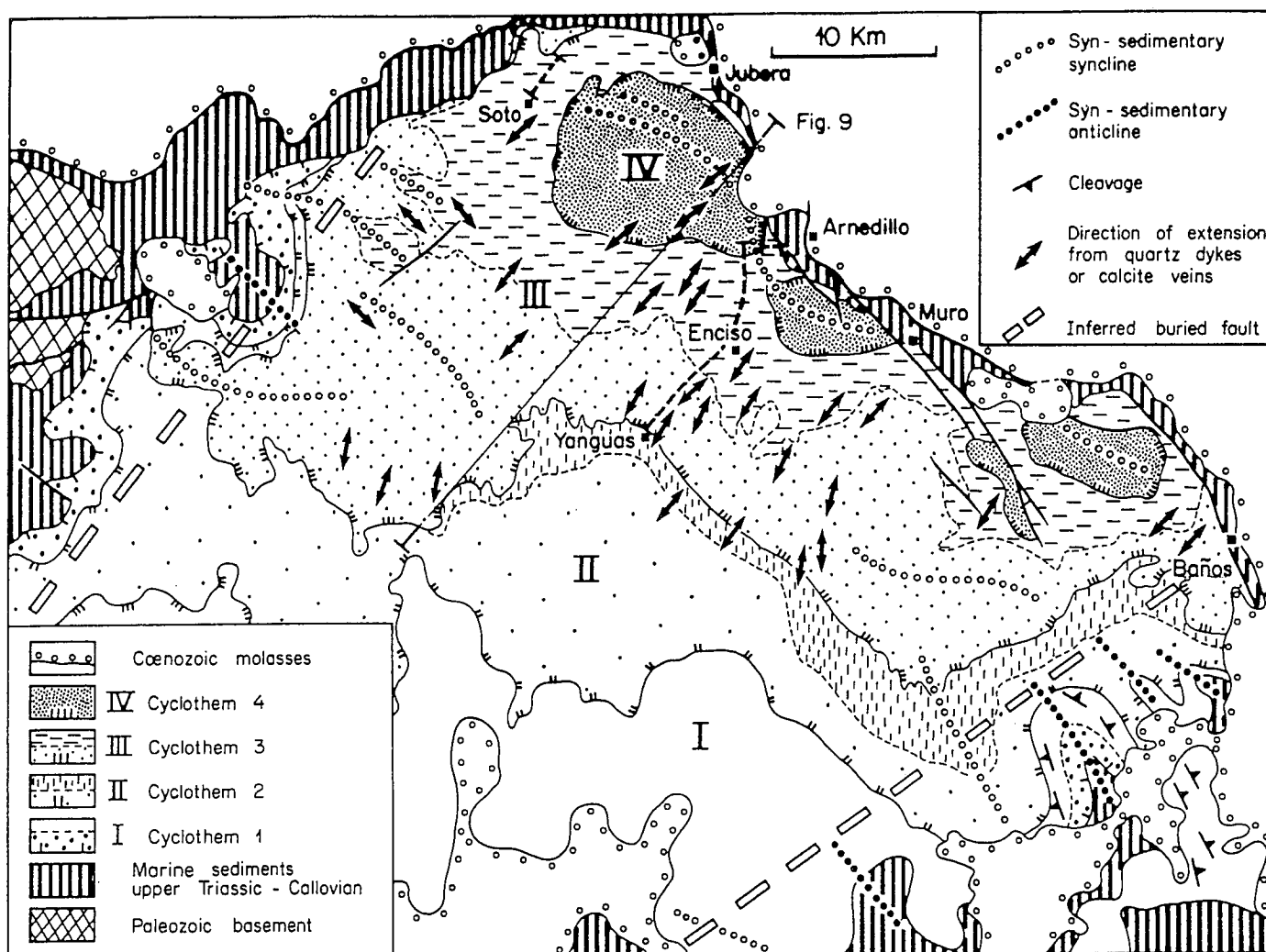
El mecanismo geodinámico para la creación de un estado de compresión inmediatamente posterior a la formación de la cuenca no es sencillo. Casas y Gil (1996) proponen que durante el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya hubo una migración del proceso de Sur a Norte, de modo que la apertura de la cuenca Vasco-Cantábrica en el Albiense-Cenomaniense abortó la continuación del rifting en la cuenca de Cameros (fig. 25).

La extensión en el límite Norte de la placa ibérica pudo crear un estado de esfuerzos compresivo hacia el interior de la placa (Bott, 1982, Bott y Kusznir, 1984), produciendo pliegues suaves en los lugares donde esta se encontraba adelgazada y con cierta anomalía térmica. La orientación de los pliegues sinesquistosos, prácticamente paralelos al límite Norte de la cuenca mesozoica, es compatible con esta hipótesis.

#### *La extensión jurásico-cretácica. Geometría de la cuenca sedimentaria.*

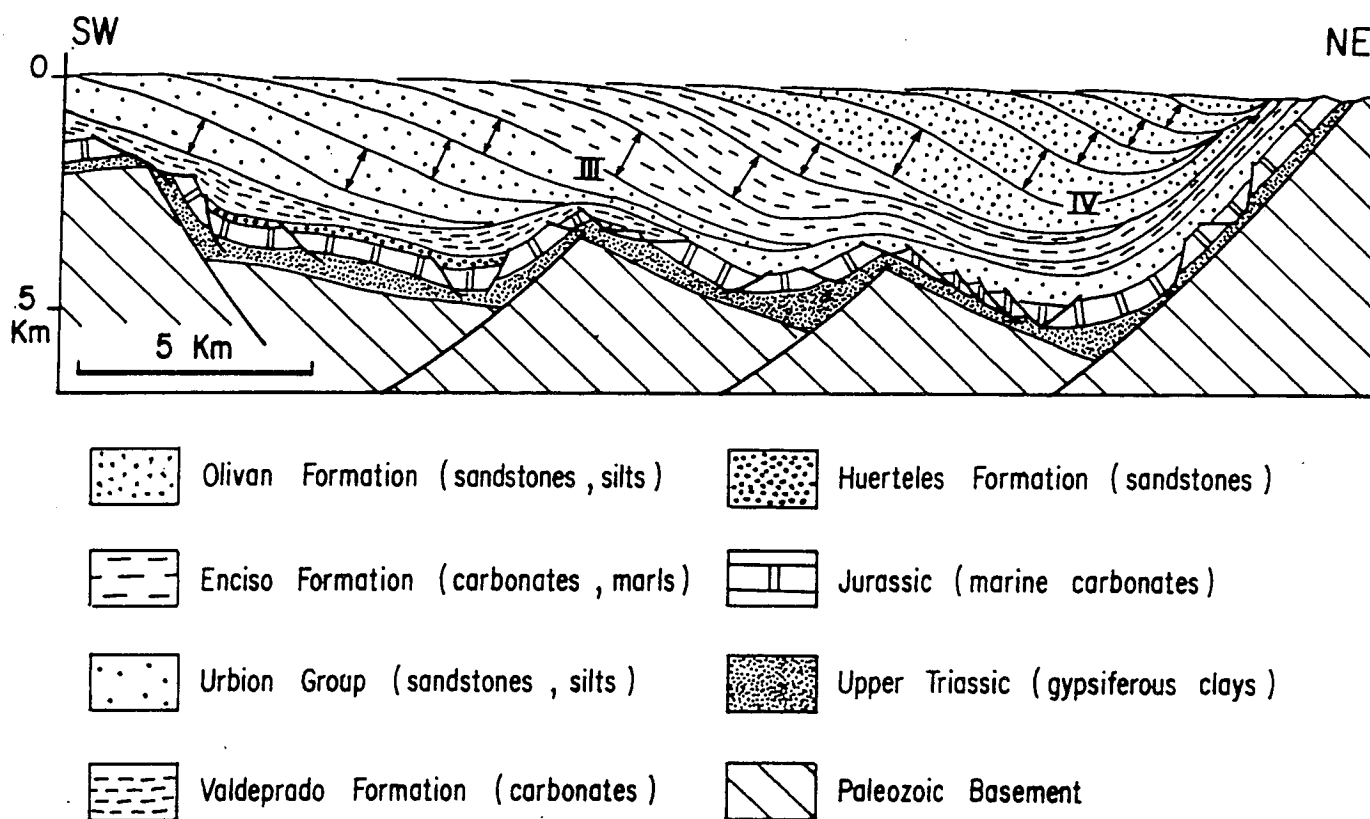
Existen numerosas estructuras extensionales, tanto a escala macro como meso estructural. Las principales son fallas normales de escala kilométrica próximas al borde Norte de la cuenca, que afectan sobre todo a la secuencia pre-rift. Hacia el interior de la cuenca, la secuencia sin-rift aparece afectada por distintos tipos de estructuras en función de su litología: las cuarcitas y calizas aparecen cortadas por grietas de extensión rellenas de cuarzo y calcita (llegando en algunos casos a boudinage semi-frágil), mientras que las lutitas fluviales y lacustres muestran una alta densidad de fallas normales. Guiraud (1983) a partir del estudio de los tectoglifos argumenta un origen sinsedimentario o inmediatamente

post-sedimentario para este tipo de fallas. La dirección de extensión indicada por estas estructuras es N-S a NE-SW (fig. 26), lo cual es compatible con la dirección NW-SE a E-W que se supone para las fallas de zócalo mesozoicas que limitaban la cuenca por el Norte.



**Figura 26:** Direcciones de extensión mesozoicas obtenidas a partir de la orientación de grietas de cuarzo y calcita. Tomado de Guiraud y Seguret (1984).

La geometría y disposición de los cuerpos sedimentarios que rellenan la cuenca no es un tema zanjado definitivamente. Hasta ahora, la mayor parte de los autores (Guiraud y Séguret, 1984, Casas, 1993, Mas *et al.*, 1993) han considerado una geometría de semi-graben con desplazamiento del depoeje hacia el Norte conforme avanzaba la sedimentación durante el Cretácico inferior. De acuerdo con esta interpretación el espesor conjunto de los materiales en un mismo punto nunca pasó de los 5000 m, a pesar de los 9 km de potencia acumulativa de sedimentos. El sinclinal de Arnedillo sería, según estas hipótesis, prácticamente sinsedimentario, y a ello se debe la reducción de potencia de 5 a 1 de su flanco Sur a su flanco Norte (fig. 27).

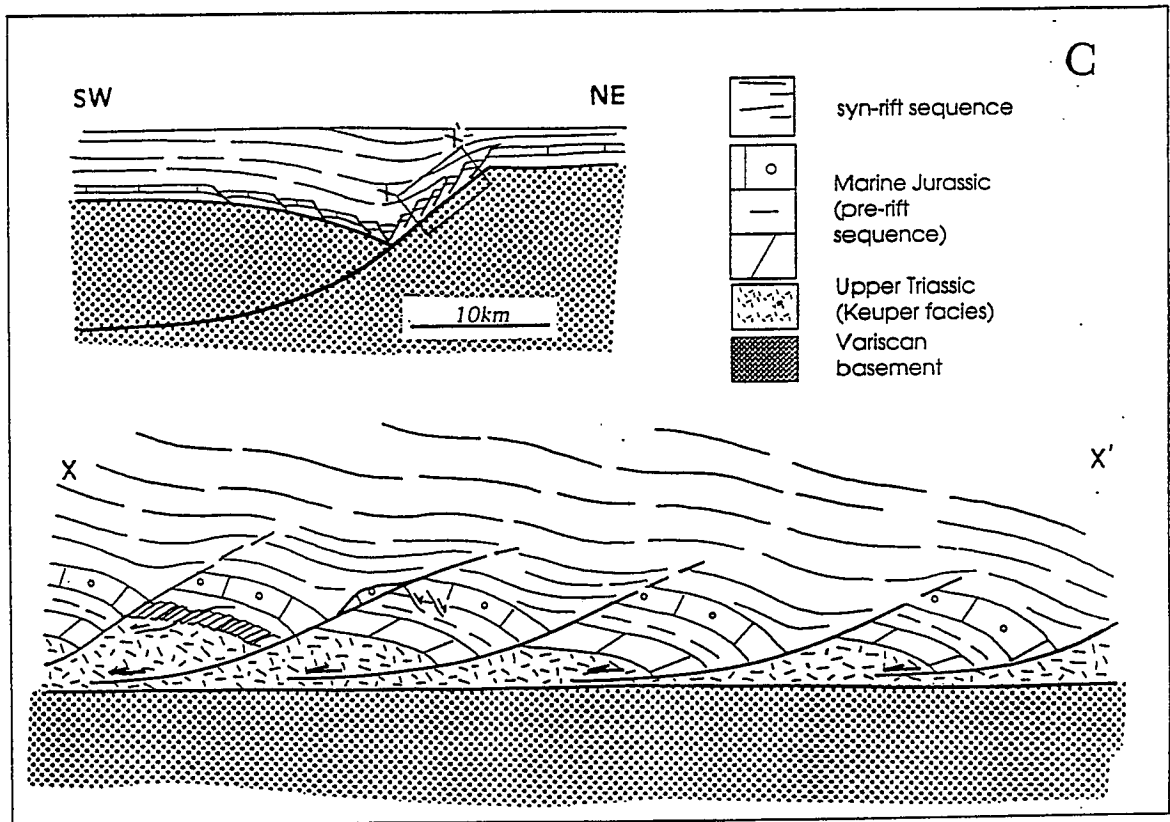
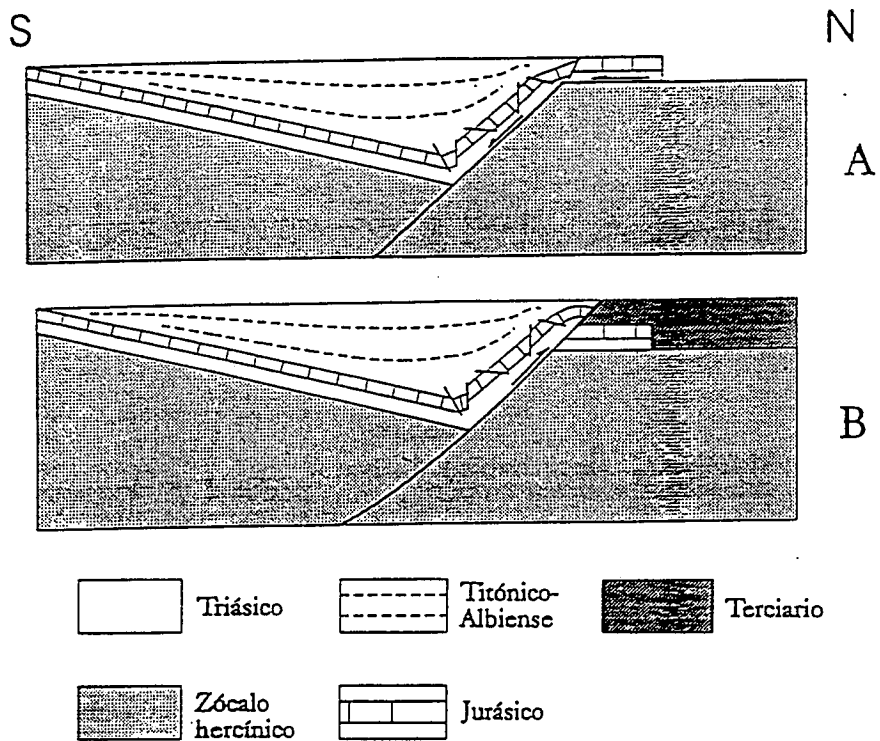


**Figura 27:** Modelo de semi-graben para la formación de la Cuenca de Cameros de Guiraud y Seguret (1984).

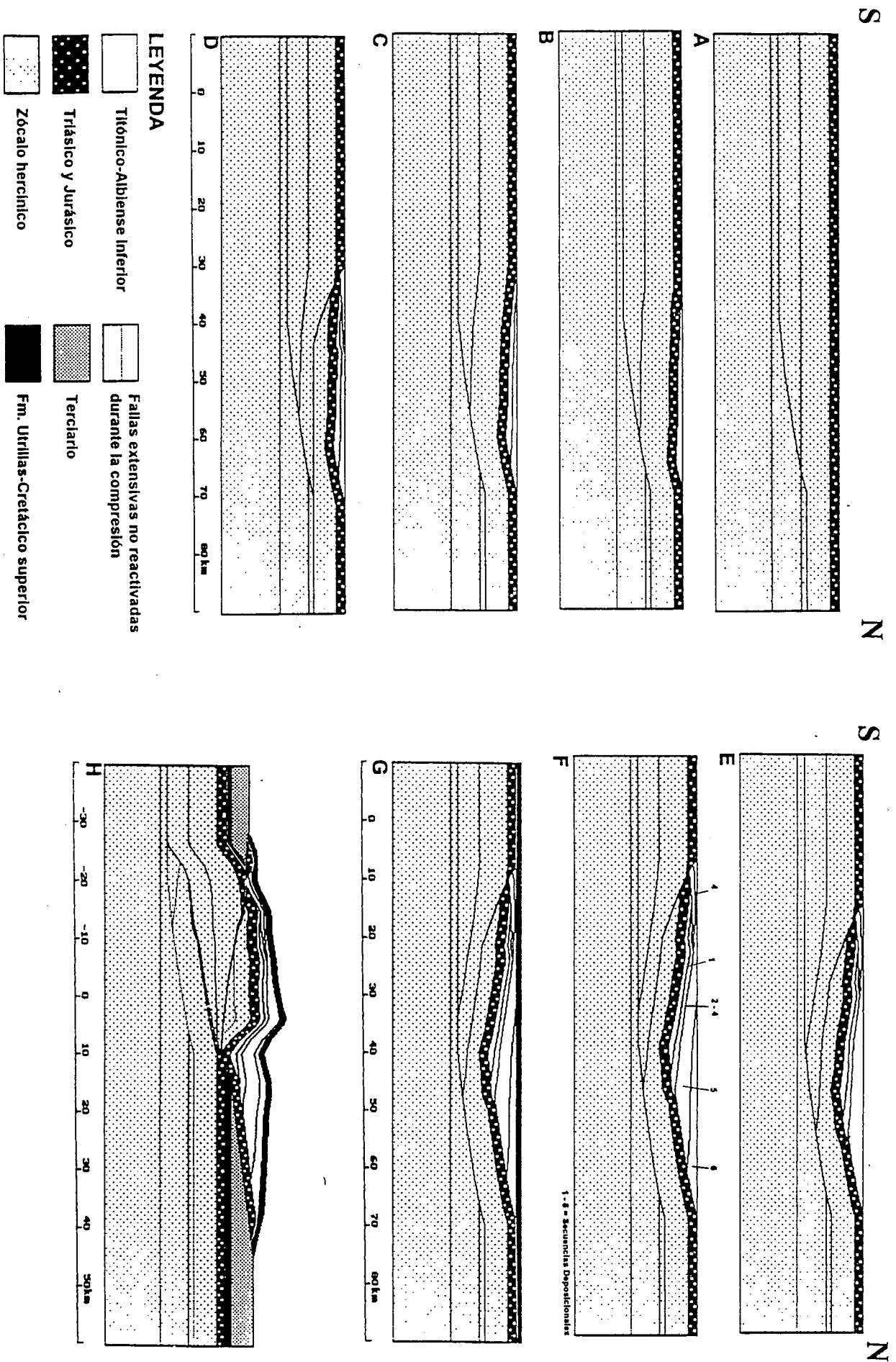
Una nueva interpretación (Casas y Gil, 1996), elaborada a partir de los datos de perfiles sísmicos, la reconstrucción de los pliegues sinclinales, y la distribución de las áreas con minerales metamórficos propone que los sedimentos acumulados en la vertical llegaron a los 9 km en el centro de la cuenca, y que por tanto en esta zona la profundidad inicial responde a la potencia acumulada de la serie que se encuentra por encima (fig. 16.C). Según esta interpretación el depocentro de la cuenca no habría migrado hacia el Norte, y al comienzo de la sedimentación de los grupos del Urbión y de Oliván se habría producido un salto en la sedimentación hacia el centro de la cuenca (basinward shift). La geometría de los cuerpos sedimentarios sería lenticular, pero toda la zona Sur habría desaparecido por erosión durante el levantamiento debido a la orogenia alpina.

Otro problema relacionado con la génesis y geometría de los cuerpos sedimentarios es el del área fuente para los depósitos que rellenan la cuenca. El volumen de material cuarcítico y lutítico y su composición mineral (abundante presencia de agregados de clorita-moscovita y feldespatos muy alterados) supone un desmantelamiento importante de un área de composición granítica o de rocas paleozoicas. Las direcciones de paleocorrientes en el sector oriental de Cameros (Tischer, 1966) indican drenaje tendente a longitudinal, con máximos en torno a N90E, y en el sector occidental Norte a NE. Una explicación para ello es que en el sector oriental de la cuenca la creación de una elevación en el bloque inferior de las fallas normales principales condicionaría el trazado de los ríos meandriformes provenientes de áreas situadas más al sur. De acuerdo con algunos razonamientos propuestos anteriormente, la extensión en zonas próximas al borde de la placa podría crear un estado de esfuerzos compresivo en el interior de la placa, lo que traería consigo la elevación de algunas áreas, como pueden ser los macizos graníticos y paleozoicos del Sistema Central (fig. 25). La distancia entre área fuente y cuenca explicaría la madurez sedimentaria de muchos de los depósitos fluviales. Algunas zonas cercanas (Moncayo, borde Norte de la cuenca) también funcionaron como suministradoras de sedimentos, como lo muestran los conglomerados poco evolucionados que aparecen en el sector de Clavijo o la dirección de paleocorrientes de los niveles detríticos de origen fluvial que han quedado registradas en las unidades basales de la secuencia sin-rift en la zona próxima al Moncayo (Gómez-Fernández, 1992). La Sierra de la Demanda, dada su posición y la proximidad del techo del basamento a la superficie de cumbres actual (atestiguada por la presencia de algunos retazos de materiales Triásicos) parece un candidato poco probable como área fuente para la sedimentación fluvial de la cuenca.

Quizá el principal problema con que se enfrentan los modelos para la cuenca mesozoica de Cameros es el afloramiento prácticamente continuo de la secuencia pre-rift



**Figura 28:** Modelos para explicar el afloramiento de la secuencia *pre-rift* en todo el borde norte de la Sierra de Cameros. A y B, Hipótesis de la erosión tectónica de Guiraud y Seguret (1984). C. Extensión de la secuencia *pre-rift* por numerosas fallas de menor escala que la falla principal (Casas y Gil, 1996).



**Figura 29:** Modelos para explicar el afloramiento de la secuencia *pre-rift* en todo el borde norte de la Sierra de Cameros. Hipótesis de sag-basin de Mas *et al.* (1993).

(Triásico superior y Jurásico marino) a todo lo largo del borde Norte del macizo. Este dato impide encajar la cuenca dentro de los modelos clásicos de semi-graben, en este caso con aumento de potencia de los cuerpos sedimentarios desde el Sur hacia el Norte, donde estarían situadas las principales fallas responsables de la subsidencia. Las hipótesis para solucionar este problema han sido básicamente tres (figs. 28 y 29):

a) Existe "erosión tectónica" de la secuencia pre-rift, que, favorecida por la existencia del nivel de despegue, se ve arrastrada hacia el interior de la cuenca conforme avanza la extensión, y de esta forma, desaparece del bloque inferior de la falla principal (Guiraud y Séguret, 1984).

b) La secuencia pre-rift, al estar separada por el nivel de despegue de la rampa principal situada en el zócalo, ha podido amortiguar la extensión mediante fallas de menor escala (con saltos que van desde unos decímetros hasta varios km, Casas, 1983, Casas y Gil, 1985).

c) La cuenca de Cameros responde a un modelo de "sag basin" situado sobre una rampa de una falla de basamento con dos rellanos, al Norte y al sur. El afloramiento de esta falla en superficie, y por tanto, el corte de las capas de la secuencia pre-rift y del techo del basamento, estaría situada más al Norte (cuenca Vasco-Cantábrica o Golfo de Vizcaya, Mas *et al.*, 1993).

La primera hipótesis tiene en contra algunos datos de sondeos (Arnedo-1, Lanaja, 1987), y razonamientos de tipo mecánico (Mas *et al.*, 1993). Los argumentos a favor de cada una de las dos últimas hipótesis se podrían resumir en la representatividad (a escala de toda la secuencia pre-rift no aflorante) que pueden tener los datos puntuales que indican extensión importante de la secuencia pre-rift en el borde Norte de la cuenca (fundamentalmente el tramo situado entre Clavijo y Las Ventas, que corresponde a la posición relativa de las fallas normales mesozoicas).

En la mayor parte de los modelos elaborados las grandes fallas distensivas, situadas en el zócalo, que dieron origen a la cuenca de Cameros no se reactivaron como cabalgamientos sino que existió neoformación de planos de fractura, normalmente de menor buzamiento.

Finalmente un aspecto que queda por discutir es el mecanismo geotectónico que dio lugar a la cuenca. Para Guiraud (1983) y Guiraud y Séguret (1984), la evolución tectono-térmica de la cuenca de Cameros encaja en un modelo de pull-apart limitado por dos grandes fallas direccionales siniestras con orientación NE-SW, que la separarían de la Sierra de la Demanda (falla de Pamplona o Elizondo-Estella) y de la Sierra del Moncayo

(falla de Odemira-Avila, fig. 30). Estas dos áreas corresponderían a las elevaciones ligadas a los extremos compresivos de las fallas, y en ellas se desarrollarían pliegues con esquistosidad. Para el resto de los autores (Salomon, 1980, 1982, Salomon y Rat, 1983, Mas *et al.*, 1993, Casas y Gil, 1994, 1996) la formación de esta cuenca mesozoica se produciría por procesos de rift intraplaca, ligados más o menos explícitamente a la apertura del Golfo de Vizcaya durante el Cretácico inferior.

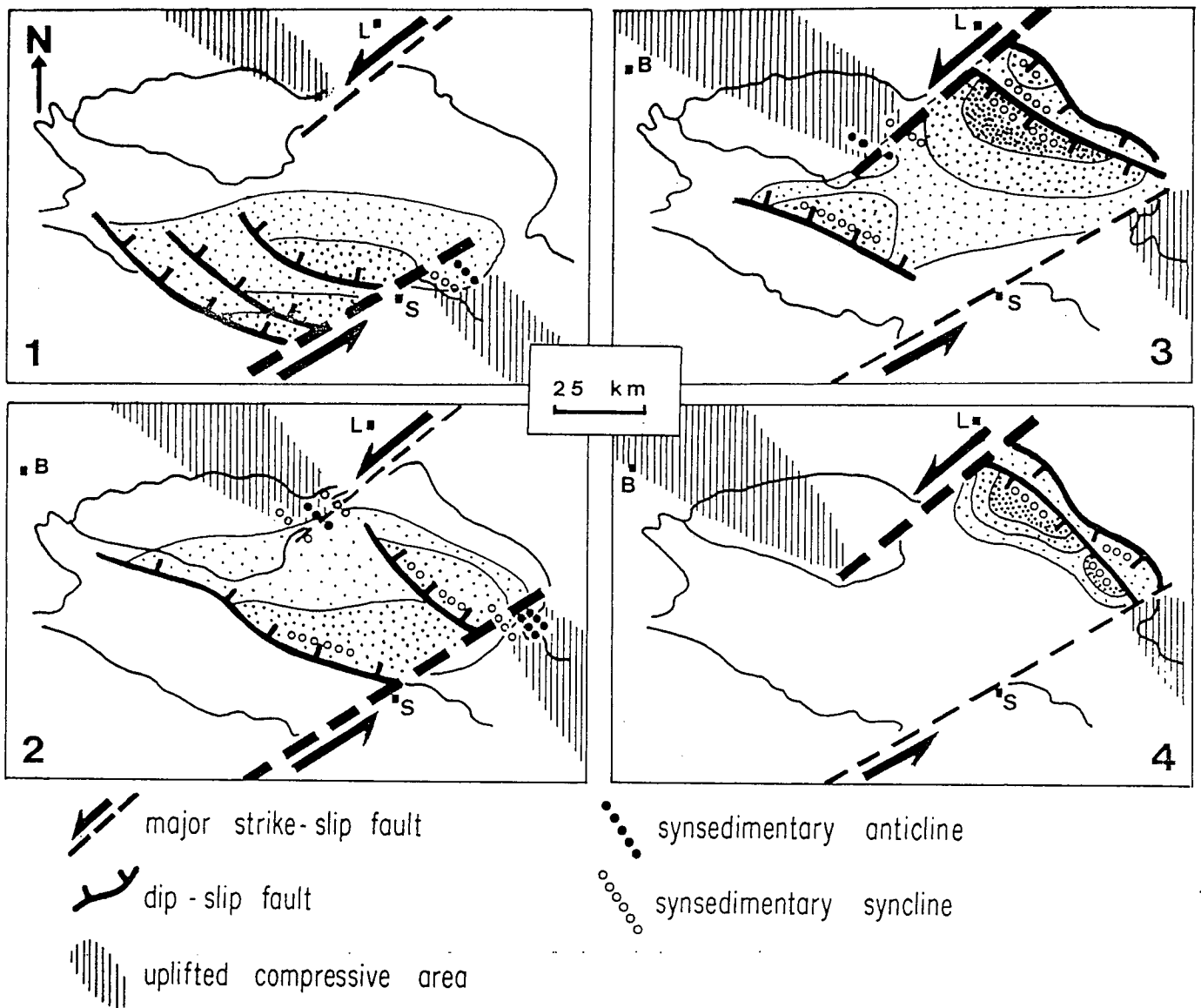


Figura 30: Modelo de *pull-apart* para la Cuenca de Cameros de Guiraud y Seguret (1984).



## OBJETIVOS

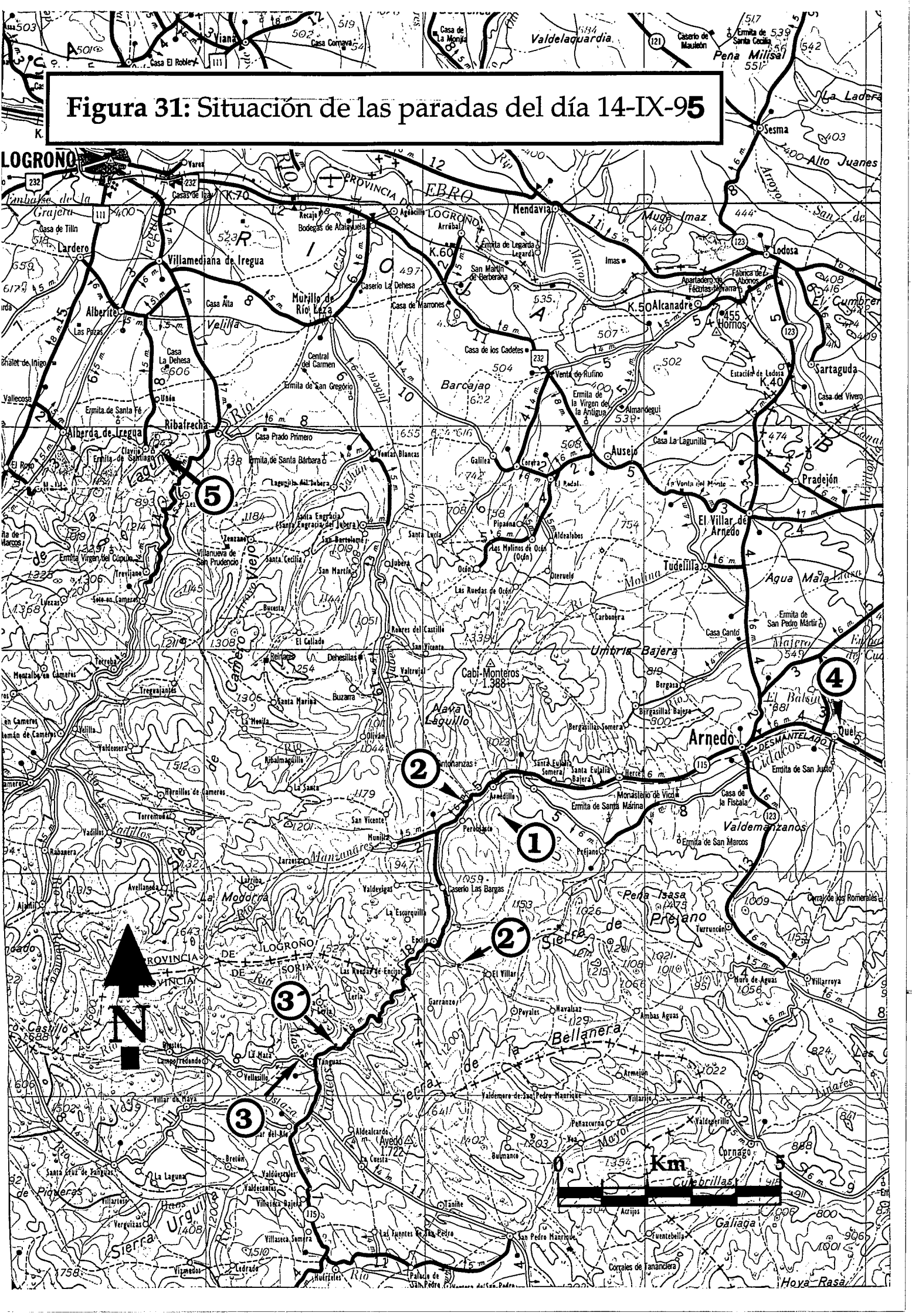
En esta reunión se pretende hacer un recorrido por el macizo de Cameros-Demanda, que resume, de forma un tanto particulares, y con algunas matizaciones, los hitos principales de la evolución de la cuenca Ibérica. Las 9 paradas (fig. 31 y 47) de que consta la excursión están destinadas a:

- \* reconocer la geometría actual de la cuenca mesozoica,
- \* observar la evolución sedimentaria a lo largo del mesozoico, y discutir su relación con la tectónica extensional,
- \* reconocer las estructuras debidas a la extensión mesozoica a distintas escalas,
- \* relacionar las estructuras debidas al acortamiento temprano post-sedimentario con el metamorfismo,
- \* reconstruir la geometría de la deformación terciaria y su relación con la sedimentación correlativa.

También se intentarán discutir los principales problemas que se plantean en el momento actual en relación con la evolución de la cuenca: la geometría de los cuerpos sedimentarios y los modelos de cuenca extensional, el origen de la esquistosidad y la cinemática de los procesos compresionales.

Debido a cuestiones logísticas y de afloramiento, las paradas del recorrido no se secuencian en el orden de la evolución de la cuenca. Hay puntos de marcha atrás y repetición de algunas cuestiones. Para encontrar la referencia cronológica de cada punto habrá que volver en algunos casos sobre el esquema general presentado anteriormente.

Figura 31: Situación de las paradas del día 14-IX-95



## PARADAS DIA 14

### PARADA 1. LA CUENCA MESOZOICA DE CAMEROS. GEOMETRIA DEL CONTACTO CON LA CUENCA DEL EBRO.

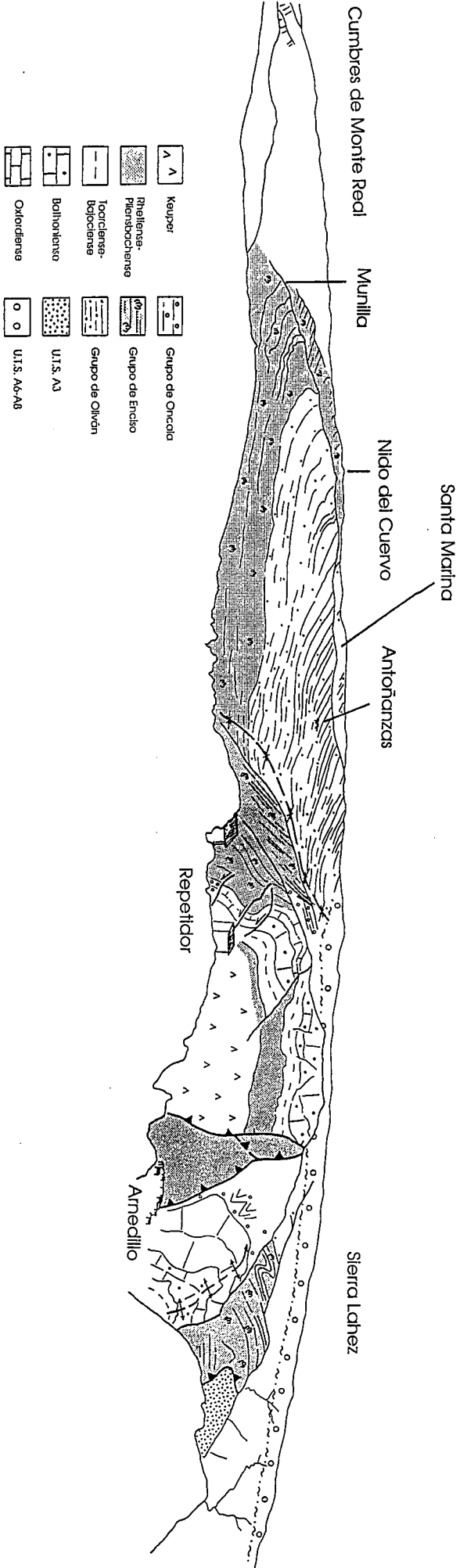
Desde la carretera que va de Santa Eulalia Bajera hasta Prájano se accede a una pista que sube por la cara Norte de Peñalmonte, hasta el repetidor de televisión de Arnedillo, desde donde se domina una buena parte del valle del Cidacos. Esta panorámica muestra la geometría actual de las secuencias pre y sin-ríff de la cuenca de Cameros, que se disponen en contacto cabalgante sobre las rocas terciarias de la cuenca del Ebro (fig. 32). En el límite entre ambas unidades se observa un conjunto de estructuras que pueden ser explicadas por la sucesión de etapas distensiva-compresiva. Entre las capas del Jurásico marino, las más fácilmente identificables son las calizas masivas gris claro del Bathoniense; sobre ellas se superponen, mediante una discontinuidad estratigráfica, las calizas ocreas del Oxfordiense. Ambas describen un anticlinal de fuerte inmersión al NW en las proximidades del contacto con los depósitos terciarios. Sobre las calizas del Oxfordiense aparecen materiales conglomeráticos y lacustres en facies Weald (grupos de Oncala y Enciso) de escasa potencia, que están despegados del Jurásico marino y forman varios pliegues de escala hectométrica y dirección entre WNW-ESE y NE-SW. Hacia el Sur aparecen dos superficies de cabalgamiento subparalelas, entre las cuales aparece una escama formada fundamentalmente por la Fm. de Cortes del Tajuña. Esta situación es también observable en la margen derecha del río Cidacos, donde aparece un mayor afloramiento de facies Keuper entre las dos superficies de cabalgamiento, con afloramientos de basaltos espilitizados. En el bloque superior del segundo cabalgamiento aparecen el Triásico superior yesífero y la serie del Jurásico marino, que se disponen, en rampa de bloque superior, sobre un rellano de bloque inferior formado por las dolomías de la base del Jurásico. Esta geometría sólo es explicable si se considera la existencia de una falla normal anterior, responsable de la formación de la rampa de materiales más modernos sobre más antiguos, posteriormente reactivada como falla inversa (figura 33).

Por encima de los afloramientos de materiales mesozoicos aparece el Terciario continental (Mioceno superior, unidades Tecto-sedimentarias A6-8 de Muñoz, 1992), discordante sobre las unidades anteriores. Lo constituyen conglomerados poco cementados, que dan relieves suaves hasta altitudes de unos 1300 m.s.n.m.

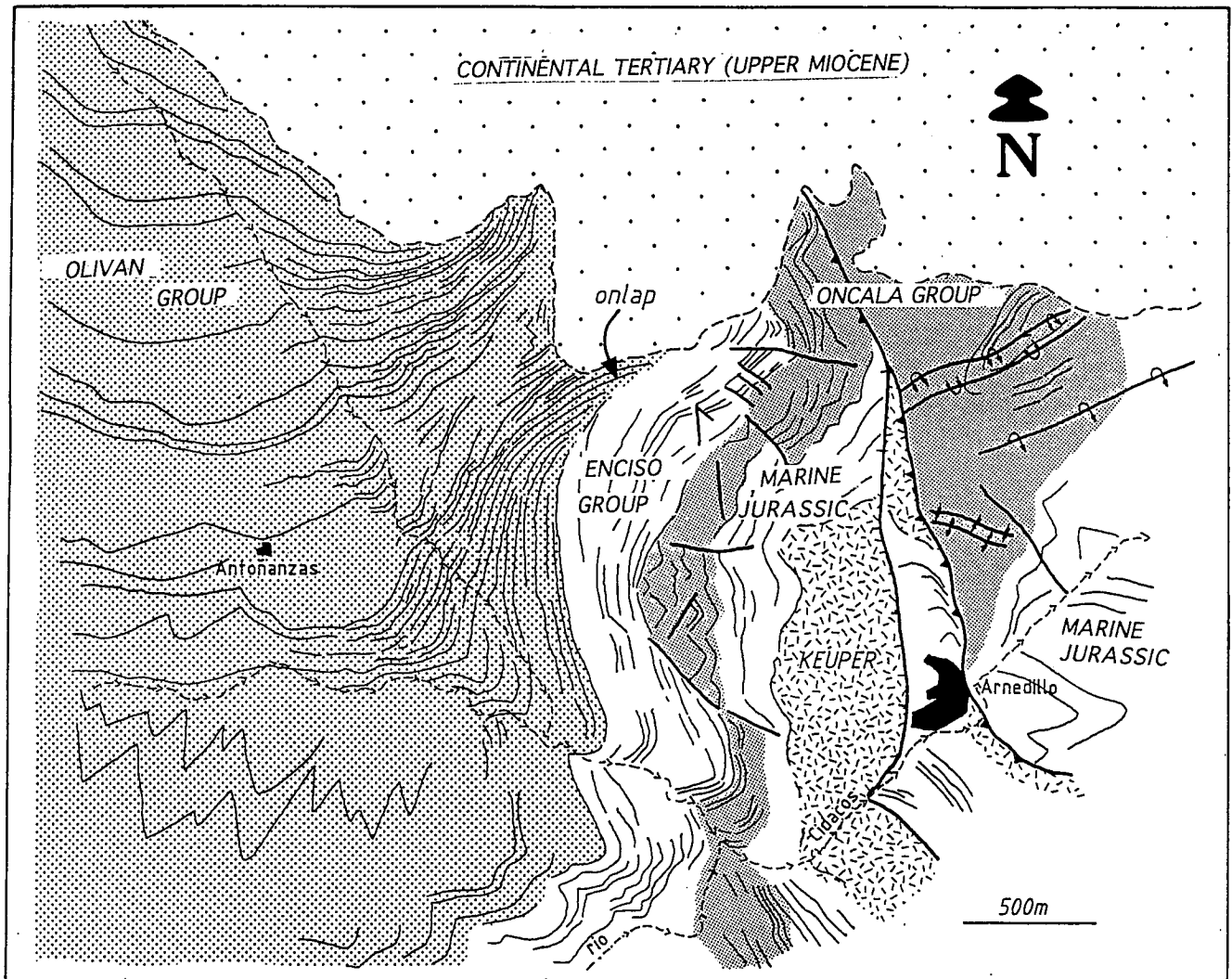
Hacia el Sur el Jurásico marino y la base de la serie continental, con buzamientos bajos, desaparecen contra las facies weald del flanco Norte del sinclinal de Arnedillo, que

S

N



A

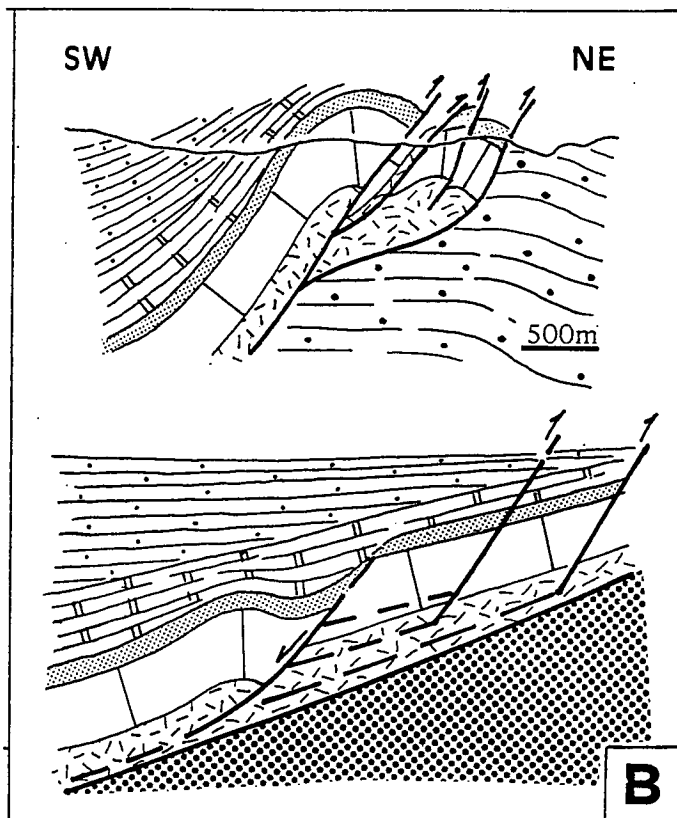


**B**

**Figura 32:** A. Panorámica de la Sierra de Cameros desde la antena de televisión de Arnedillo. B. Esquema fotogeológico del borde norte de la Sierra de Cameros en las proximidades de Arnedillo. Tomado de Casas y Gil (1996).

presentan buzamientos de 60-70° S. Esta geometría debe ser resultado de un basculamiento de la secuencia pre-rift hacia el Norte, previo a la sedimentación del grueso de la secuencia *sinrift*, posiblemente favorecido por la existencia de fallas normales lítricas de buzamiento Sur contemporáneas con la formación de la cuenca cretácica (fig. 28).

Al Sur de los afloramientos citados se contempla el conjunto del sinclinal de Arnedillo, cuya traza en esta zona presenta orientación N-S, y es por tanto, oblicua a la orientación del corte. Los Grupos de Enciso (mayoritariamente gris) y de Oliván (rojo y verde) se adelgazan considerablemente en el flanco Norte del sinclinal (ver discusión sobre su origen en el apartado de geología). El Grupo de Enciso aflora prácticamente toda la zona visible del fondo del valle, mientras que el grupo de Urbión, situado por debajo, forma las cimas altas situadas hacia el S, recubiertas por la vegetación.



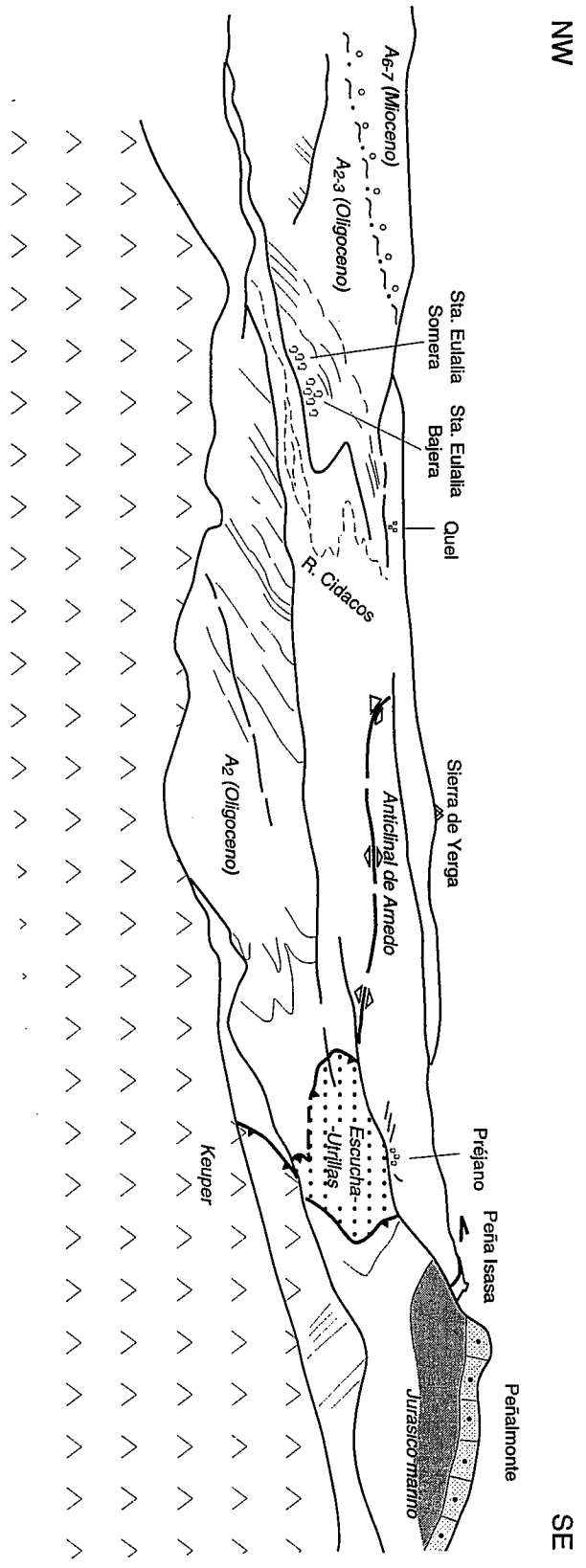
**Figura 33:** Corte geológico del borde norte de la Sierra de Cameros en las proximidades de Arnedillo (marcado como 4 en la figura 13). Tomada de Casas y Gil (1996).

En el camino de vuelta, desde la cara Norte de Peñalmonte, se tiene una buena vista panorámica del flanco Norte del anticlinal de Arnedo, que hacia la parte Oeste aparece cabalgado por los depósitos mesozoicos de la cuenca de Cameros (fig. 34). Las capas terciarias que definen este flanco pertenecen a las unidades A2, A3 y A4 de Muñoz (1992). Muestran buzamientos de 30-50° N y su orientación describe un arco de orientación general E-W. Como se ha comentado anteriormente, este anticlinal se situaría en el bloque superior de un cabalgamiento cuyo frente no llega a aflorar, y que superpone la serie terciaria, jurásica y parte del zócalo sobre los depósitos terciarios subhorizontales de la cuenca del Ebro (figura 17), que en este sector llegan a alcanzar potencias de 3000-4000 m. El flanco Norte del anticlinal se cortaría en profundidad, en rampa de bloque superior/rellano de bloque inferior contra las facies evaporíticas del Oligoceno-Mioceno inferior del sector occidental de la cuenca del Ebro. El cabalgamiento que subyace al anticlinal de Arnedo se amortiguaría en los anticlinales con núcleo yesífero de dirección WNW-ESE situados al Norte del sinclinal de la Rioja Baja, cuyos flancos, puestos al descubierto por la erosión del río Ebro, se distinguen en la lejanía.

En el sector de Arnedillo el cabalgamiento que separa el macizo de Cameros de la cuenca del Ebro pasa de tener orientación WNW-ESE (exactamente en el sector de Peñalmonte) a NNW-SSE. El tramo con orientación más norteada constituye una zona de rampa oblicua. En esta zona de rampa oblicua aparece un depósito terciario (que forma parte de la unidad A2) constituido en su mayor parte por yeso detrítico (gypsarenitas y gypsirruditas) de color rojo y blanco (fig. 35).

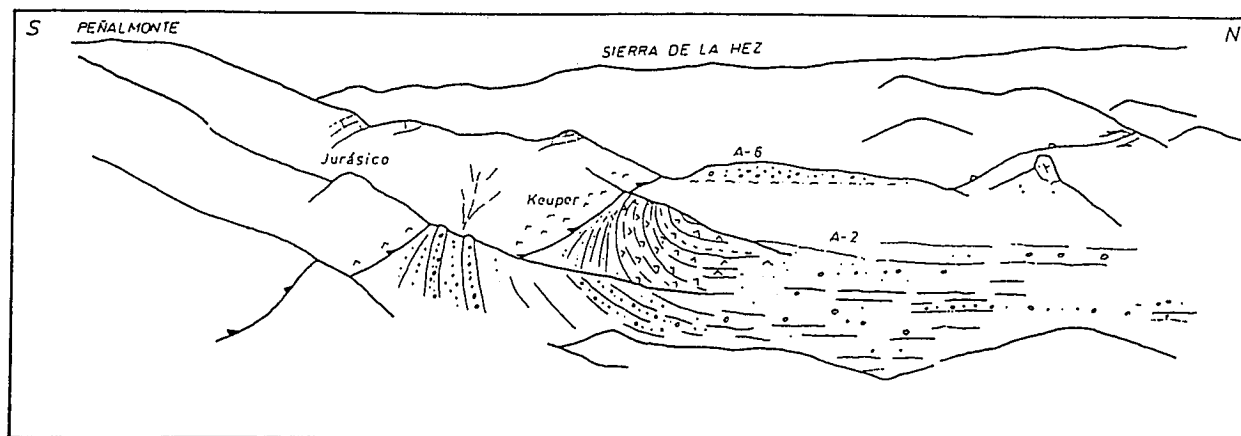
Estos estratos están en perfecta continuidad lateral con los conglomerados calcáreos y síliceos del resto de la unidad, con los que presentan un brusco cambio lateral de facies. La existencia de este tipo de depósitos está en relación con cambios bruscos del área fuente, posiblemente ligados al movimiento inverso y en dirección de la rampa oblicua del cabalgamiento. Este movimiento permitió que la zona de drenaje del bloque superior del cabalgamiento responsable de la formación del abanico aluvial pasara a situarse en las facies Keuper, que pueden verse hoy día enfrentadas directamente al terciario "gypsodetrítico". La deformación de estos estratos, en sinclinal asimétrico, muestra el efecto de arrastre diestro de la rampa oblicua sobre el flanco Norte monoclinal del anticlinal de Arnedo.

El límite entre el macizo de Cameros y los depósitos terciarios que conforman el anticlinal de Arnedo está formado por dos cabalgamientos, que pueden verse en la cara Norte de Peñalmonte. Entre las dos superficies de cabalgamiento aparecen las arenas de la Fm. de Utrillas (Albiense-Cenomaniense), reconocibles porque en ellas se sitúan minas



**Figura 34:** Panorámica del anticlinal de Arnedo desde la cara norte de Peñalmona.





**Figura 35:** Panorámica de la cara norte de Peñalmonte, en la que puede verse la flexión sinclinal de los yesos terciarios del flanco norte del anticlinal de Arnedo asociada al cabalgamiento de Peñalmonte.

de lignito y escombreras abandonadas a media ladera. Esta formación, cuyos estratos se disponen en posición vertical a invertida, cabalga sobre el flanco Norte del anticlinal de Arnedo, formado por la unidad A-2 (Oligoceno) de Muñoz (1992). Sobre la Fm. de Utrillas se dispone la serie del Jurásico marino, en el que se distinguen tres grandes tramos, visibles en el paisaje: el tramo basal, de calizas y dolomías estratificadas, está formado por las Fms. de Imón, Cortes del Tajuña y Cuevas Labradas (Lías), el tramo intermedio, cubierto por una repoblación de pinos, lo componen la fm. de Turmiel y el miembro basal de Chelva (Lías-Dogger); el tramo superior, que forma las cimas de Peñalmonte y Peña Isasa, y las zonas escarpadas de Arnedillo, está constituido por las calizas masivas del Bathoniense.

La actividad del cabalgamiento de Peñalmonte tuvo lugar en las primeras etapas de la compresión alpina, como pliegue vergente al Norte (contemporáneo con la sedimentación de la unidad A1), experimentó menor actividad durante el movimiento del cabalgamiento basal del anticlinal de Arnedo (unidades A2, 3, 4, 5), y experimentó un importante movimiento final como cabalgamiento a partir de la sedimentación de A5 (Mioceno medio). Este cabalgamiento afecta incluso a los conglomerados de la unidad A7, de probable edad Vallesiense, cerca de la cumbre de Peña Isasa.

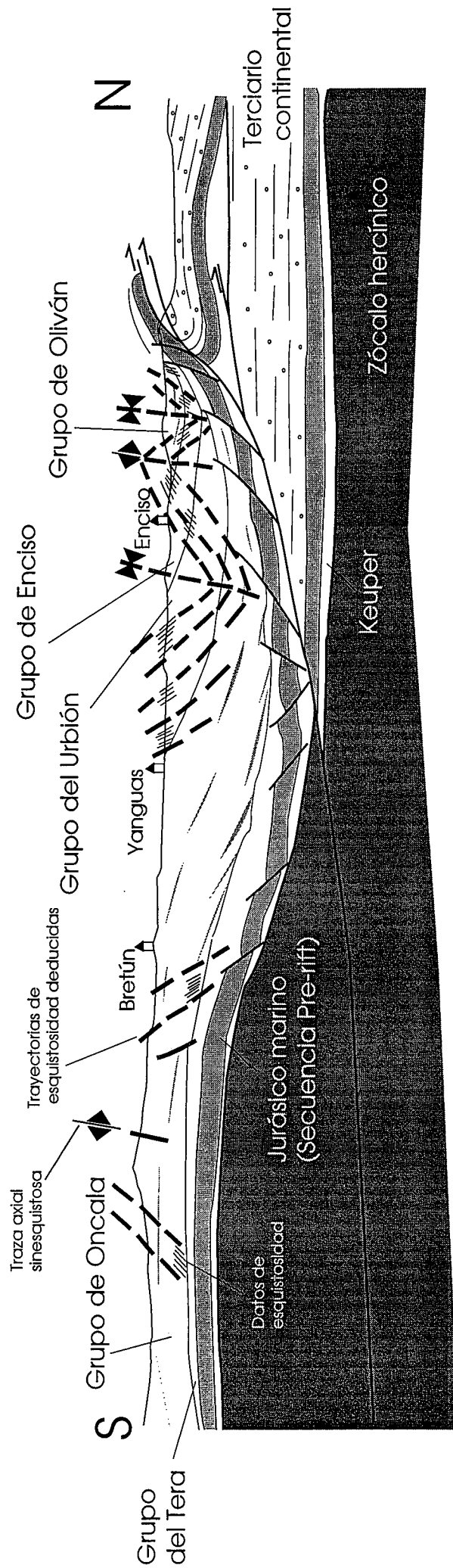
## PARADA 2. LA COMPRESION TEMPRANA EN LA CUENCA DE CAMEROS. GEOMETRIA

En el corte del valle del Cidacos no es sencillo apreciar la relación entre esquistosidad y plegamiento temprano, pero existen datos de vital importancia a la hora de determinar la geometría de la cuenca y su evolución posterior. Realizaremos dos paradas puntuales para observar la disposición geométrica y la morfología de los planos de esquistosidad (cleavage). En la primera de ellas (1 km antes de Peroblasco) se recomienda no detenerse mucho tiempo, ya que el afloramiento es de carretera con cierto trasiego de vehículos. En la segunda (pista de Navalsaz, a la altura del yacimiento de icnitas de la Virgen del Campo, cerca de Enciso) se podrá entablar una discusión sobre los aspectos geométricos y genéticos de estas estructuras.

En la carretera Arnedo-Soria, 1 km antes de llegar al núcleo de Peroblasco, aparecen las capas del Grupo de Enciso en posición subhorizontal, correspondientes al núcleo del sinclinal de Arnedillo. La litología en este sector es una alternancia de limolitas y calizas limolíticas de color gris oscuro a verdoso, con alto contenido en filosilicatos (illita, clorita, moscovita, etc.). Corresponden a secuencias de somerización en una llanura lacustre, entre las cuales se han encontrado algas de tipo marino (Mas *et al.*, 1993), correspondientes a incursiones desde el Thethys (Mas *et al.*, 1993) y/o el Cantábrico (sugerido por Muñoz *et al.*, 1995).

La esquistosidad (cleavage de los autores anglo-sajones), se desarrolla en los niveles incompetentes (entre 20 cm y 1 m de espesor) mientras que los competentes aparecen prácticamente indeformados. La esquistosidad de flujo presenta dirección cercana a N-S y buzamiento hacia el W, por lo que corresponde (de acuerdo con el modelo propuesto anteriormente) al flanco Este de un sinclinal cuyo núcleo estaría situado hacia el SW. Esta situación contrasta con la actual, ya que aparece localizada en el núcleo del sinclinal (ver fig. 13). Esta disparidad lleva a pensar en que ha existido una migración de la charnela del sinclinal de Arnedillo (en sentido E) desde la formación de la esquistosidad hasta la situación actual, posiblemente debida al plegamiento durante la compresión terciaria.

El afloramiento de la Virgen del Campo, situado 2 km al SE de Enciso, es más conocido por su contenido paleontológico que por las estructuras que allí aparecen. Las rocas son limolitas calcáreas, sedimentadas en ambiente lacustre, con alto contenido en ostrácodos (prácticamente todos los puntos negros que aparecen a simple vista sobre la superficie de la roca meteorizada). Las capas presentan buzamientos entre 25 y 45° hacia el Norte, lo cual es una constante prácticamente en todo el flanco Sur del anticlinal de Arnedillo. Se mantiene la diferencia de comportamiento entre capas competentes (sin



**Figura 36:** Corte geológico a lo largo del río Cidacos mostrando la relación geométrica de los planos de esquistosidad.

esquistosidad o mal desarrollada) y no competentes (con esquistosidad) del afloramiento anterior. La esquistosidad se presenta aquí en posición subhorizontal (fig. 36). De acuerdo con el modelo genético presentado el buzamiento actual de las capas debió de adquirirse posteriormente a la génesis de la esquistosidad. Para encontrar su buzamiento durante la génesis de los pliegues sinesquistosos habría que restituir las hasta una posición en que estratificación y esquistosidad buzaran en el mismo sentido, y en la que el buzamiento de la esquistosidad fuera mayor. Esto significa que durante la formación de los pliegues sinesquistosos las capas del flanco Sur del anticlinal de Arnedillo buzaban hacia el S, y que el núcleo del sinclinal sinesquistoso también estaba situado al Sur de este afloramiento (ver fig. 13).

La consecuencia inmediata de esta deducción es que el buzamiento actual de estos estratos fue adquirido con posterioridad a la etapa de formación de esquistosidad, y que, como en el caso del afloramiento de Peroblasco, posiblemente responda al plegamiento terciario. Por tanto, la disposición geométrica actual de la cuenca no responde necesariamente a la geometría existente durante su formación (a no ser que, por casualidad, durante el plegamiento terciario las capas recobraran su posición original). Los modelos basados en la reconstrucción de la cuenca de Cameros con capas buzando hacia el Norte de forma similar a como lo hacen actualmente deberían, pues, ser revisados.

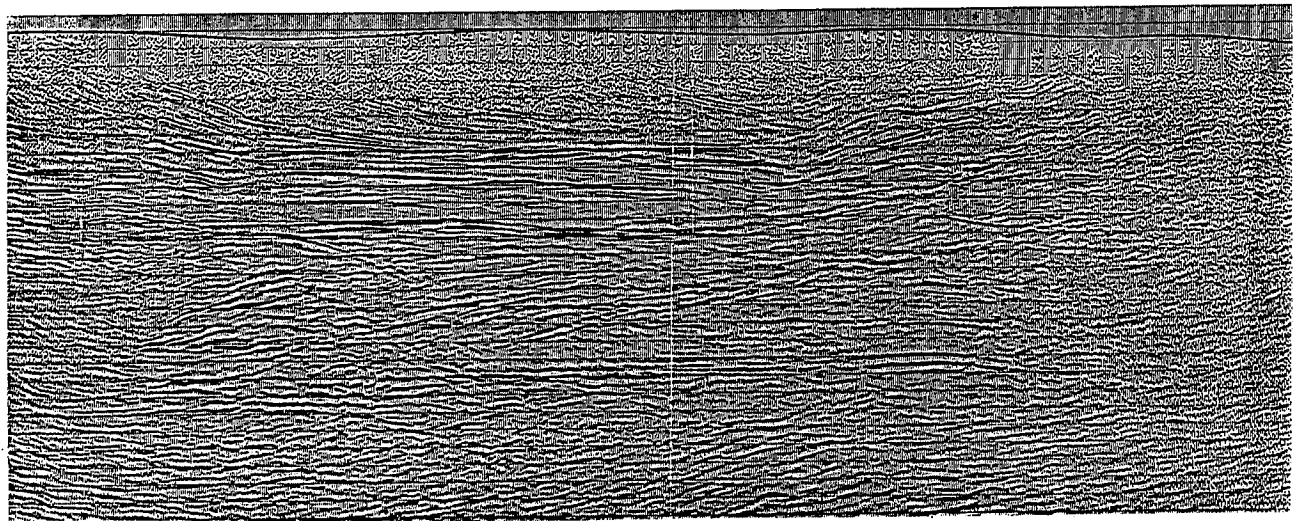
### PARADA 3. LA EXTENSION MESOZOICA. HISTORIA SEDIMENTARIA Y TERMICA DE LA CUENCA

El desfiladero del río Cidacos entre Enciso y Yanguas muestra un buen corte del Grupo del Urbión, en el que se pueden observar algunas de las características sedimentológicas de la unidad. El corte atraviesa más de 2000 m de una serie monótona de areniscas cuarcíticas y limolitas correspondientes a depósitos de canales meandriformes y llanuras de inundación. En los depósitos de canal se observan cuerpos de acreción lateral con abundante estratificación cruzada. A techo de los intervalos lutíticos es frecuente la aparición de paleosuelos con huellas de bioturbación debidas a la colonización vegetal y frecuentes horizontes de color azulado debidos a la reducción del hierro en suelos situados por debajo del nivel freático.

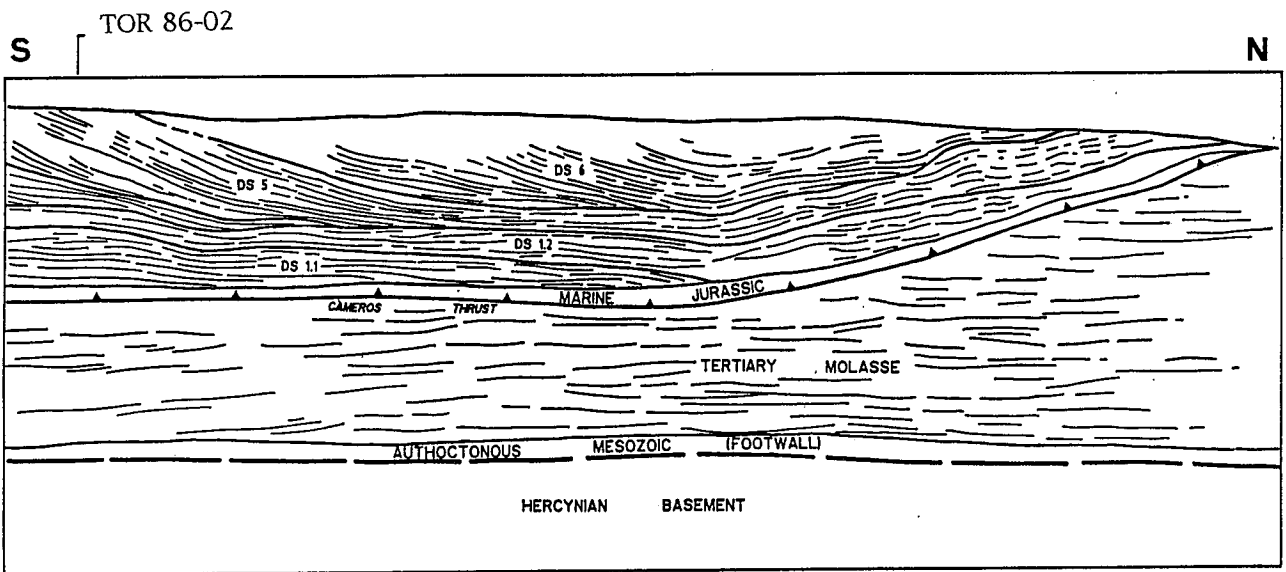
La base del grupo de Urbión constituye una ruptura en la evolución secuencial que se sigue en todo el sector oriental de Cameros. Desde el punto de vista de la geometría a gran escala, el techo del grupo de Oncala es la superficie sobre la que se disponen en onlap los sucesivos cuerpos sedimentarios del grupo del Urbión (fig. 37), lo que constituye el comienzo de una nueva secuencia de depósito (en términos de Mitchum *et al.*, 1977). Este onlap es visible en superficie en las cercanías de Soto (ver fig. 13), y puede seguirse en los perfiles sísmicos que atraviesan el límite Norte del macizo en dirección N-S. Teniendo en cuenta que el sentido de las paleocorrientes es oblicuo a esta dirección, este contacto en onlap representa una progradación suave de los depósitos fluviales en sentido lateral hacia el límite Norte de la cuenca.

Las calizas lacustres en lajas de la parte alta del Grupo de Oncala afloran junto al castillo de Yanguas. En ellas pueden reconocerse algunas grietas de extensión de pequeño tamaño y estructuras que responden a un boudinage incipiente de las capas duras, y que se aprecian de forma más clara en la base del Grupo del Urbión.

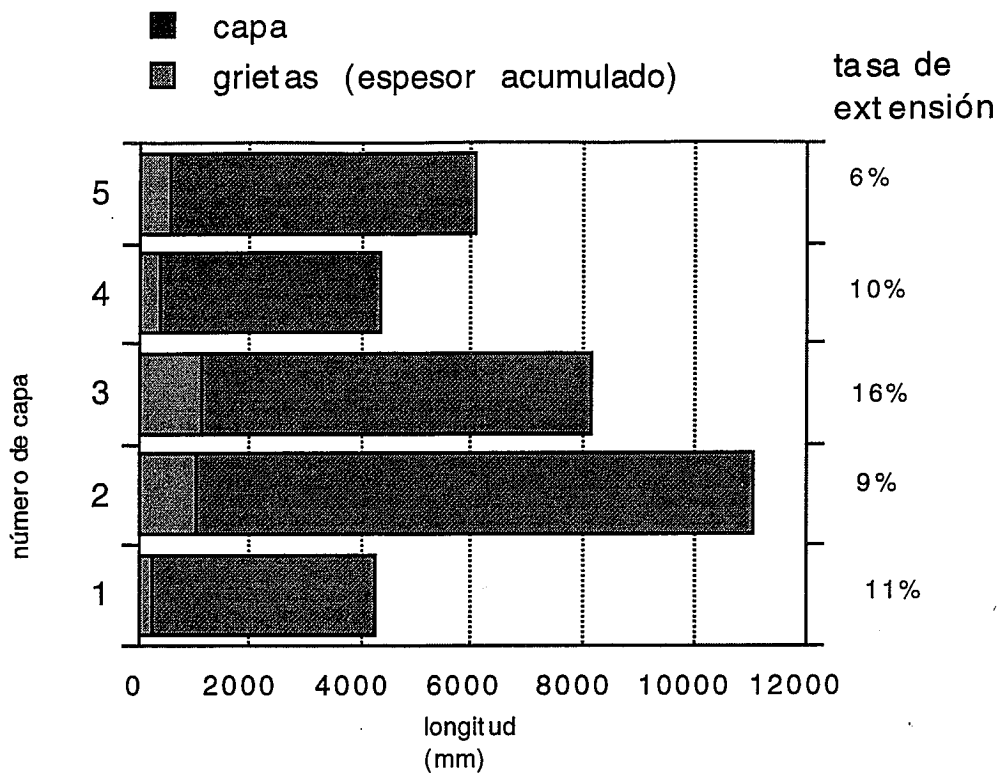
Esta aflora en la salida de Yanguas hacia Enciso, al lado de la estación de aforos situada en el río Cidacos. Los estratos cuarcíticos presentan venas de cuarzo, algunas de varios decímetros de grosor con cristales fibrosos en su interior. Indican una dirección de extensión NNE (fig. 38.A) y en algunos casos, en concreto en este punto, llegan a producir una tasa de extensión del 15% (fig. 38.B). Su origen se debe probablemente a la extensión producida en zonas de charnela de los pliegues de bending ligados a la deformación de la secuencia *sinrift* durante el funcionamiento de las grandes fallas normales del zócalo (fig. 16). La concentración de venas de cuarzo y calcita disminuye desde este punto (que Casas y Gil, 1996, consideran el depoeje de la cuenca mesozoica) hacia el Norte y hacia el S, lo que es coherente con el modelo de una cuenca con geometría sinclinal y cuerpos



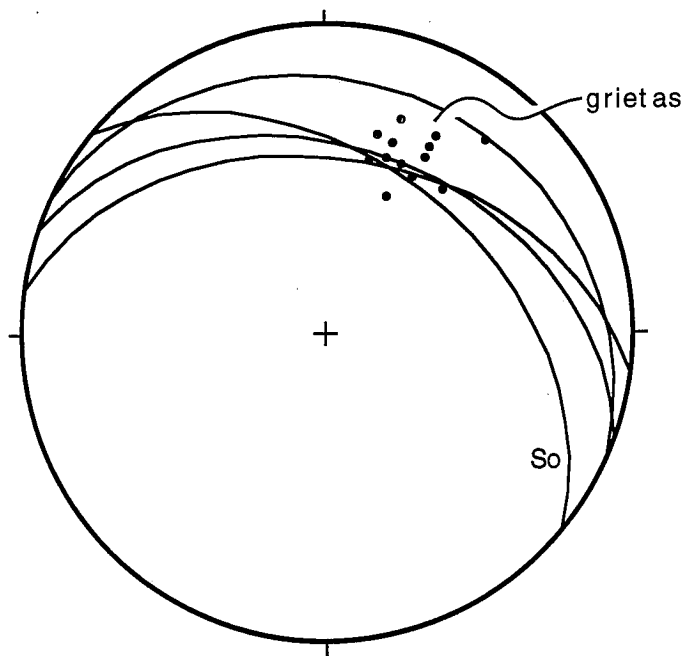
4km



**Figura 37:** Perfil sísmico TOR 86-02 y su interpretación. Situación en la figura 13. Tomado de Casas y Gil (1993).



**A**



**B**

**Figura 38:** Grietas de extensión en la base del Grupo Urbión. A. Tasa de extensión acumulada deducida a partir de la anchura de las grietas. B. Orientación de grietas y planos de esquistosidad.

sedimentarios lenticulares que alcanzan su máxima potencia en la zona central y se acuñan fuertemente hacia el Norte y posiblemente (no es observable puesto que la zona Sur de la cuenca estaría desmantelada por la erosión) también hacia el S. Las grietas de extensión producen una geometría de boudinage de los estratos duros (fig. 39), con adelgazamiento de las capas en las zonas próximas a las grietas. Las capas lutíticas incompetentes se adaptan a esta geometría, dando lugar a una esquistosidad incipiente que rodea los amorcillamientos de los estratos cuarcíticos. Esta pseudoesquistosidad (descrita inicialmente por Guiraud, 1983) no tiene nada que ver con la esquistosidad regional ligada a los pliegues, como puede verse en el afloramiento situado en la otra margen del río.

Las capas incompetentes aparecen también afectadas por numerosas fallas normales de bajo ángulo que amortiguarían en gran parte la extensión. Según Guiraud (1983) estas fallas indican una dirección de extensión en torno a NE-SW.

Desde el punto de vista mineralógico, nos encontramos en uno de los afloramientos en el que se reúnen los aspectos más característicos de estos materiales: asociaciones minerales de más alto grado, representadas por cloritoide + moscovita + moscovita/paragonita, acompañada de clorita y grandes cristales de pirita rodeados a su vez de una película de clorita rica en litio (cookeita).

El cloritoide, observable por microscopía óptica, se encuentra en la matriz de metapelitas y de cuarcitas, como cristales de pequeño tamaño completamente desorientados. La relación textural de este mineral con los filosilicatos que materializan la esquistosidad permite establecer la relación existente entre el metamorfismo y la deformación que da lugar a los pliegues sin esquistosidad. La moscovita, el interestratificado moscovita/paragonita y la clorita, se detectan por difracción de rayos X, y constituyen la mayor parte de la fracción fina de estas rocas. La pirita se presenta como cristales de gran tamaño (hasta 20 cm de arista), que a su vez incluyen parte de las asociaciones metamórficas descritas junto con yeso, anhidrita, calcita, rutilo, y cuarzo. De las relaciones texturales establecidas mediante el cloritoide, se deduce que el desarrollo de gran parte de la pirita se produce de igual modo, con posterioridad a la esquistosidad.

El metamorfismo sufrido por estos materiales se ha establecido como de grado muy bajo (Golberg et al, 1988, Casquet et al, 1992, Barrenechea, 1994), encontrándose una gradación entre niveles con diagénesis profunda, anquizona y epizona a medida que nos situamos en las zonas más profundas de la cuenca. Los indicadores metamórficos utilizados en estas metapelitas son el grado de evolución de los minerales de la arcilla, asociaciones mineralógicas, el índice de cristalinidad de la illita y clorita, acompañados





**Figura 39:** Esquema de campo de las grietas de cuarzo de la base del Grupo Urbión. Se aprecia el *boudinage* incipiente de las capas cuarcificas.

de datos sobre evolución de la materia orgánica. Si bien la mayoría de estos indicadores nos sitúan dentro de los rangos citados, no se ha llegado a establecer una geotermometría absoluta para estas asociaciones, solamente las establecidas con datos composicionales de cloritas, que según De Caritat et al, (1993) y dado el gran número de factores que influye, debe ser contrastado con otros geotermómetros.

Con el propósito de completar los datos hasta ahora existentes de la evolución térmica se está intentando establecer una geotermometría absoluta mediante el estudio sistemático y conjunto de inclusiones fluidas en grietas de extensión y cementos autigénicos de cuarzo en cuarcitas y metapelitas acompañado del estudio de la extensión en diversos puntos de la cuenca. El análisis conjunto de los datos estructurales (geobarométricos, deducidos mediante reconstrucciones de la cuenca), y de la cuantificación de la extensión, junto con los datos microtermométricos obtenidos a partir de los cementos, permitirá establecer los datos de P-T- composición de los fluidos en equilibrio con la roca durante la formación de las grietas.

En un análisis preliminar se han observado dos tipos de inclusiones bifásicas acusas con Th. de 270° y trifásicas carbónicas con Th de 170° para zonas fuera del centro de la cuenca. Estos datos concuerdan con los deducidos de las asociaciones minerales por los autores antes citados y los aportados por Casquet et al (1992) para estos materiales.

#### PARADA 4. RELACIONES TECTONICA-SEDIMENTACION DURANTE EL TERCIARIO

La localidad de Quel está situada en la parte suroriental del surco riojano de la Cuenca del Ebro. Concretamente se localiza sobre el flanco Norte del anticlinal de Arnedo, con buzamientos entre 30 y 50° estructura que se encuentra parcialmente cabalgada por los materiales mesozoicos del margen septentrional de la Sierra de Cameros.

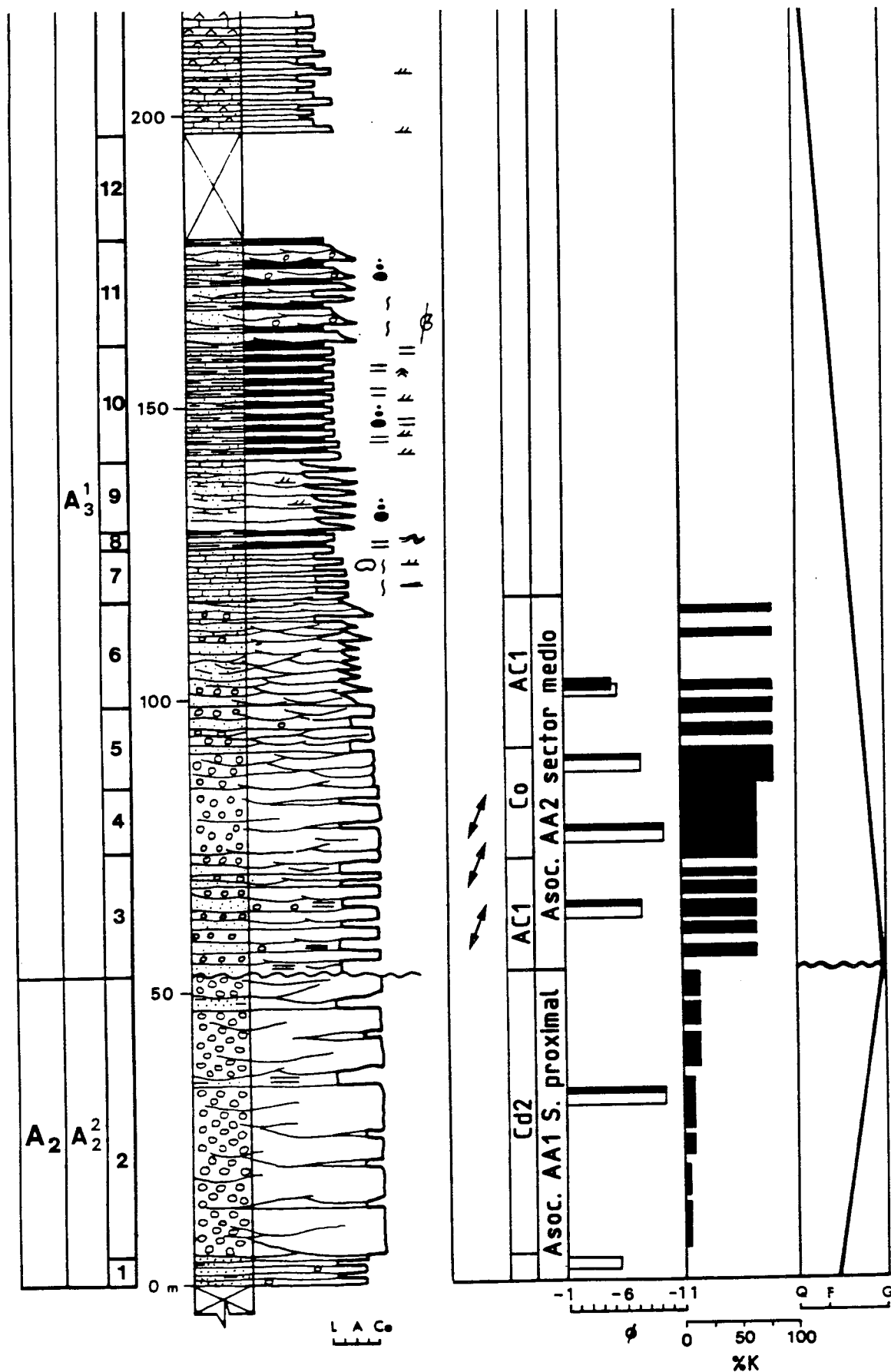
A las afueras del pueblo, en el camino del cementerio, se reconoce una sucesión de materiales que aparece recogida en el perfil sedimentológico de la figura 40. El análisis de estos materiales desde puntos de vista estratigráficos, sedimentológicos, paleogeográficos y tectónicos permite llegar a diferentes conclusiones:

Los materiales son fundamentalmente conglomeráticos, pero mientras que los tramos 1 y 2 están casi íntegramente formados por clastos redondeados de naturaleza silíceo, los de los tramos siguientes son en su mayor parte de naturaleza calcárea, presentando un elevado grado de angulosidad. Por otro lado, los tramos 1 y 2 representan la parte final de una evolución granocreciente, mientras que los tramos 3 y siguientes integran una clara evolución granodecreciente. Desde un punto de vista puramente geométrico todos los materiales integran un abanico de capas abierto hacia el Norte. En este abanico las capas de los tramos 1 y 2 se apoyan mediante un dispositivo geométrico en *offlap* mientras que las de los tramos 3 y siguientes aparecen en *onlap* sobre las anteriores.

El conjunto de observaciones realizadas permite establecer la presencia de una discordancia sintectónica (Riba, 1976) o ruptura sedimentaria de tipo 1 (González *et al.* 1988) entre los tramos 2 y 3 de la serie, que representa el límite entre las Unidades Tectosedimentarias (UTS) 2 y 3 establecidas en el sector occidental de la Cuenca del Ebro por Muñoz (1985, 1992). Esta ruptura se manifiesta en sectores más próximos al margen de la cuenca como discordancia angular, lo que la liga inequívocamente a la actividad tectónica de este margen de la cuenca. Esta ruptura también aparece acompañada por cambios paleogeográficos importantes ya que la naturaleza y textura de los clastos de los conglomerados nos indican variaciones tanto en la naturaleza como en la posición del área fuente.

La ruptura sedimentaria intercalada en este perfil se interpreta como un cambio en la actividad diastrófica que pasa de acelerada a decelerada, siendo principalmente dos, las estructuras responsables de esta discordancia: el cabalgamiento del frente Norte de la Sierra de Cameros (cabalgamiento de Villaroya) y el cabalgamiento no aflorante

**Figura 40:** Perfil sedimentológico del terciario en Quel. Las columnas de la derecha indican la proporción de cantos calcareos (longitud de las barras negras) y la evolución granocreciente-granodecreciente de los materiales. Tomada de Muñoz (1992).



localizado bajo el anticlinal de Arnedo (cabalgamiento de Arnedo) (Casas, 1992; Muñoz, 1992 y Muñoz y Casas, 1996) (fig. 17).

A partir del análisis de materiales y estructuras se puede constatar un desplazamiento de 2 km del frente Norte del cabalgamiento de la Sierra de Cameros y de 5 del cabalgamiento no aflorante bajo el anticlinal de Arnedo a lo largo del periodo diastrófico responsable de la ruptura entre las UTS 2 y 3. (Pardo *et al.*, 1989 definen de forma conceptual el periodo diastrófico como *el lapso de tiempo que transcurre entre dos mínimos diastróficos consecutivos; comprende una etapa inicial de actividad diastrófica creciente, un máximo diastrófico relativo y una etapa de actividad diastrófica decreciente*).

El movimiento de estas estructuras provoca variaciones en la posición y naturaleza de las áreas fuentes. Estas variaciones adquieren un especial significado en el frente Norte de la Sierra de Cameros, integrada casi exclusivamente por materiales evaporíticos en facies Keuper que actuaron como nivel de despegue y por calizas y dolomías jurásicas, mientras que el interior de la sierra está formado mayoritariamente por materiales siliciclásticos en facies Weald. Esto implica que los clastos calcáreos jurásicos de los conglomerados terciarios proceden exclusivamente del margen Norte de la sierra, mientras que los de naturaleza silícea proceden del interior de la misma.

Las variaciones en la naturaleza y textura de los clastos de los conglomerados que se observan en el límite entre las UTS 2 y 3 son extensibles a la mayor parte de los límites entre las UTS cuyo área fuente es la Sierra de Cameros. Los momentos de mayor aporte de clastos calcáreos a la cuenca, procedentes de la Sierra de Cameros, coinciden con los máximos diastróficos de los límites entre UTS (fig. 41).

Estas características permiten establecer un modelo (Muñoz, 1992) que relaciona la naturaleza y posición de las áreas fuente de la Sierra de Cameros, la actividad diastrófica que afecta a la misma y la naturaleza del relleno sedimentario del sector adyacente de la Cuenca del Ebro (fig. 42).

a) En los momentos de mayor calma tectónica el área fuente está drenada por abanicos de alta eficacia de transporte que introducen en la cuenca de sedimentación clastos redondeados de naturaleza silícea procedentes de los materiales en facies Weald del interior de la sierra

b) Al inicio de un periodo diastrófico se produce una elevación relativa de la sierra respecto a la cuenca. Los abanicos de alta eficacia de transporte que drenan el interior de la sierra se encajan y progradan mientras que la franja jurásica marginal comienza a ser

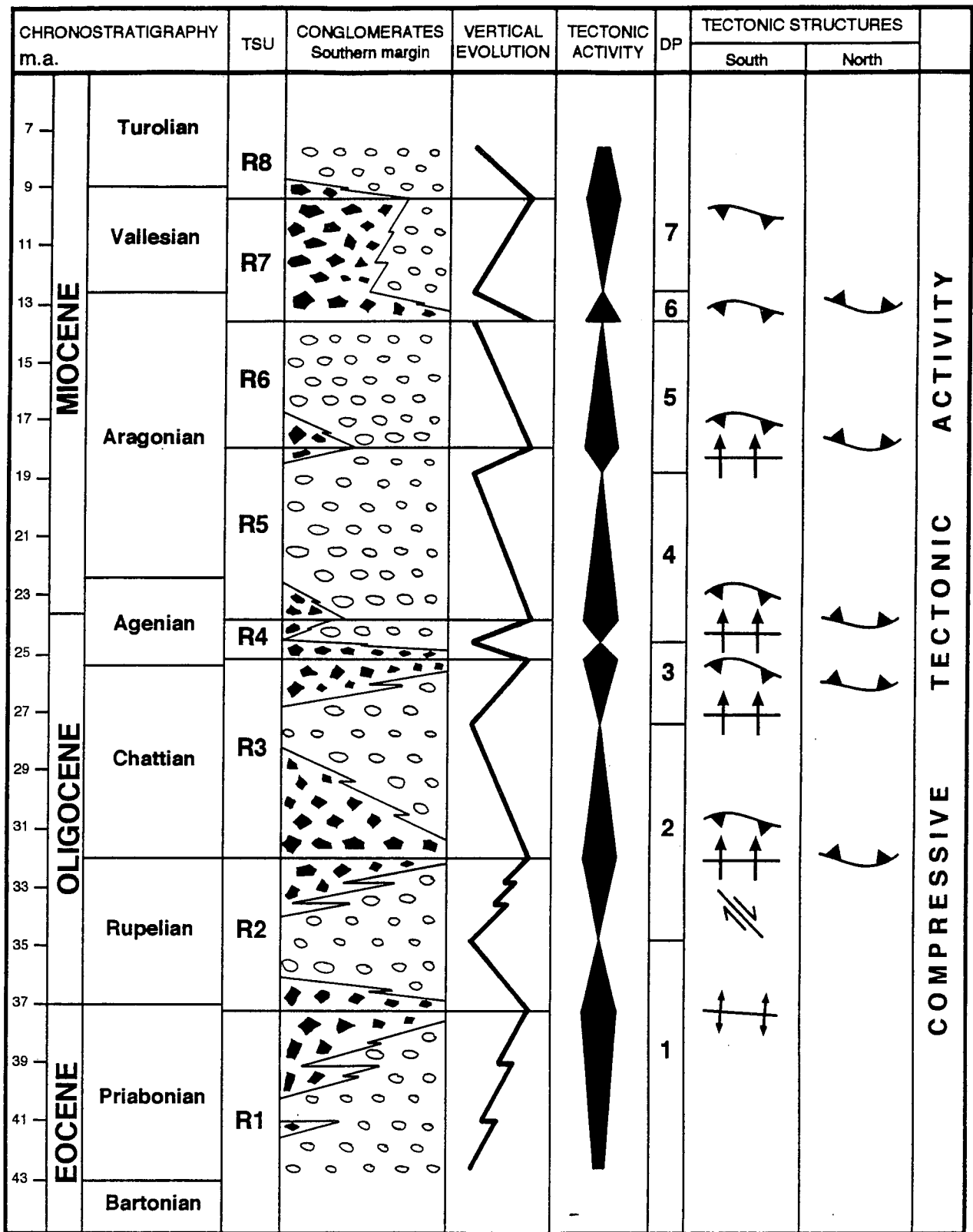
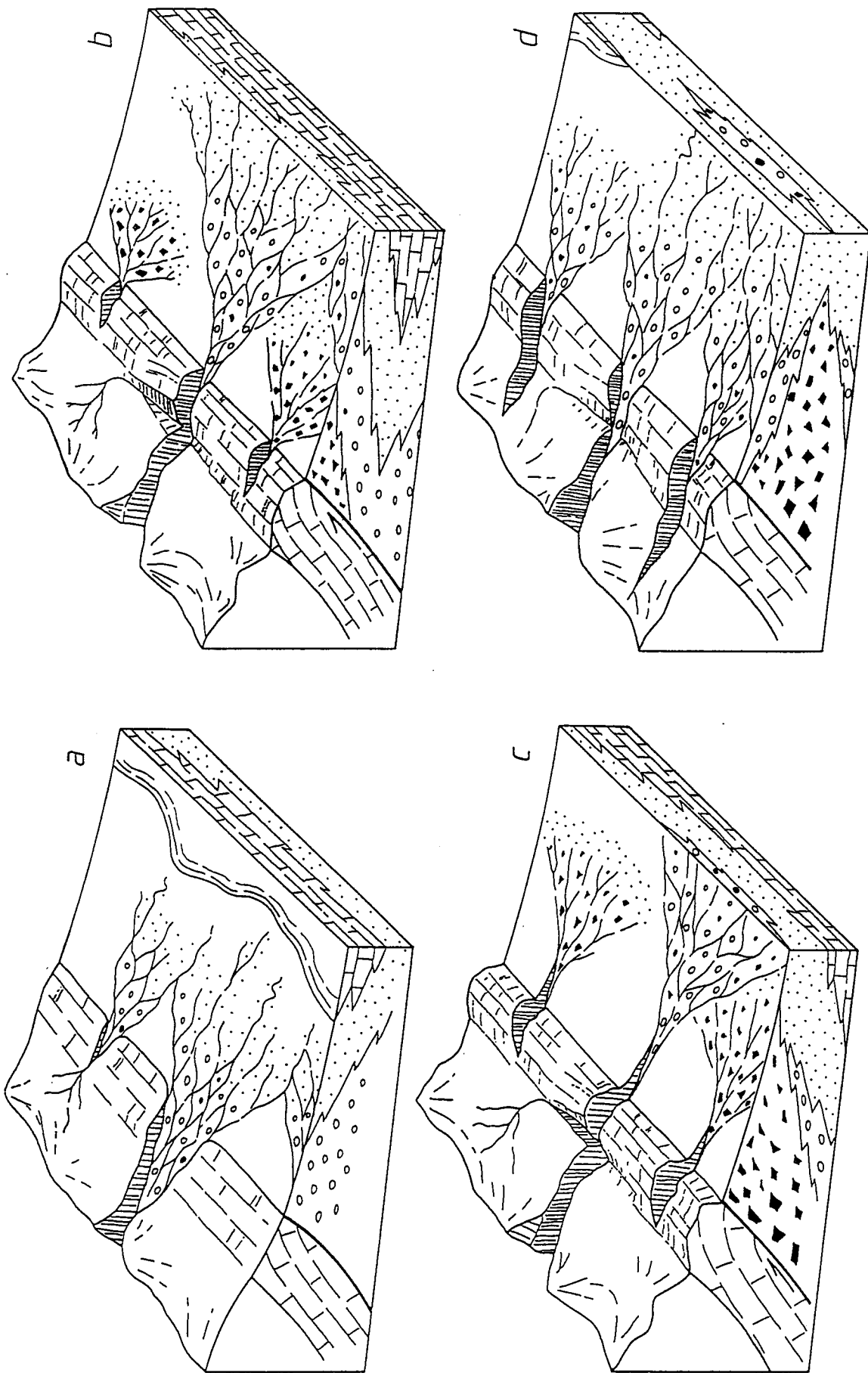


Figura 41: Columna estratigráfica resumen del terciario en el surco riojano de la Cuenca del Ebro. En negro, clastos calcareos, en blanco, clastos silíceos. Tomada de Muñoz y Casas (1996).



**Figura 42:** Esquemas que muestran la evolución de los abanicos aluviales durante el Terciario a lo largo de un periodo diastrófico. Tomada de Muñoz (1992).

drenada por abanicos de baja eficacia de transporte que introducen clastos calcáreos y angulosos que coexisten con los silíceos.

c) En el momento correspondiente al máximo diastrófico, el gradiente topográfico es el más elevado, adquieren mayor desarrollo abanicos que drenan las áreas fuente calcáreas dándose la mayor abundancia relativa de clastos calcáreos frente a silíceos.

d) En las etapas de diastrofismo decelerado tiene lugar una degradación del relieve. La erosión remontante amplía la cuenca de recepción de los abanicos que drenaban la franja jurásica hasta superarla e incluir extensiones progresivamente mayores de áreas fuente silíceas.

Esta especial configuración del área fuente que constituye la Sierra de Cameros permite diferenciar los distintos periodos diastróficos experimentados por la Sierra de Cameros a lo largo del Terciario (fig. 41), fundamentalmente si los movimientos de la sierra tienen una notable componente vertical. Cuando la componente horizontal es muy importante los abanicos de baja eficacia de transporte que drenan la franja marginal calcárea adquieren un escaso desarrollo longitudinal a la vez que pueden ser fácilmente cabalgados por la Sierra de Cameros, por lo que su ausencia en límites de UTS puede ser indicadora de un importante desplazamiento horizontal.

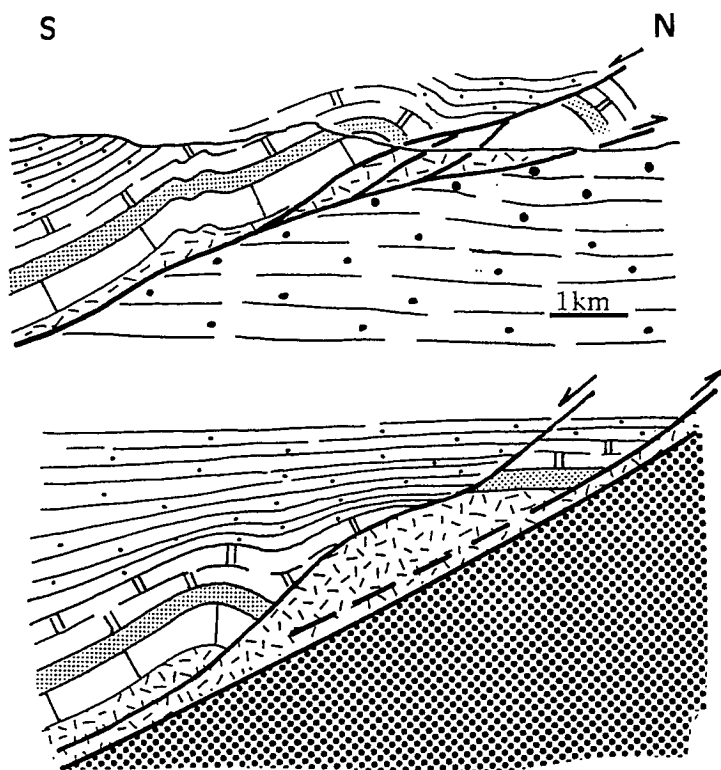


## **PARADA 5. LA RELACION DE LA SIERRA DE CAMEROS CON EL FRENTE SUR-PIRENAICO DURANTE LA COMPRESION TERCIARIA. GEOMETRIA DEL SECTOR RIOJANO DE LA CUENCA DEL EBRO**

Desde Clavijo aparecen dos buenas panorámicas, hacia Norte y sur, del sector riojano de la cuenca del Ebro y del macizo de Cameros respectivamente. El punto de observación constituye la parte más adelantada del bloque superior del cabalgamiento de Cameros. La serie sedimentaria está constituida por Triásico en facies Keuper, conglomerados con cantos del Jurásico marino discordantes sobre los yesos y calizas lacustres. La serie del Jurásico superior-Cretácico inferior alcanza una potencia de 700 m, lo que indica una reducción considerable del espesor de la serie mesozoica. Los estratos de conglomerado se encuentran en posición vertical y el buzamiento disminuye progresivamente hacia el techo de la serie. La presencia de cantos jurásicos, y en los conglomerados continentales, y la desaparición de toda la secuencia pre-rift, indica una importante erosión en el bloque inferior de las fallas que limitaban la cuenca cretácica. Esta situación se mantiene en algunos sondeos realizados en la cuenca del Ebro, algunos km al Norte del frente cabalgante.

La serie con fuerte buzamiento de Clavijo corresponde al flanco Norte de un anticlinal de bloque superior del cabalgamiento principal, que en este sector canaliza prácticamente todo el acortamiento, puesto que no se observan otras estructuras como las del flanco Sur del anticlinal de Arnedo o las situadas más al oeste. En el flanco Sur de este anticlinal, cercanas a la población de Leza (visible en la panorámica hacia el S, en el valle del río Leza), aparece estructuras atribuibles a fallas normales con importante desplazamiento. La geometría que aparece en ese punto es de una rampa en la serie jurásica y cretácica contra el Triásico yesífero. Esta geometría es explicable mediante un anticlinal de roll-over de la serie mesozoica, quizás reapretado durante la compresión terciaria, asociado a una falla que hundiría el bloque Sur (fig. 43): La serie del Jurásico marino del bloque superior de la falla queda conservada, mientras que la del bloque habría desaparecido completamente por erosión.

El desplazamiento horizontal del cabalgamiento de Cameros en el corte del meridiano de Clavijo es de unos 25 km (fig. 17), y muestra un rellano de bloque superior en las capas mesozoicas, despegadas a favor del Triásico superior, y dos rampas de bloque inferior a techo del Paleógeno y en el Neógeno, unidas por un rellano situado a techo de la unidad A2 (de Muñoz, 1992=R2 de Muñoz y Casas, 1996). A partir del desplazamiento y de la edad de las unidades terciarias puede evaluarse la velocidad de movimiento en 0.73 mm/año.

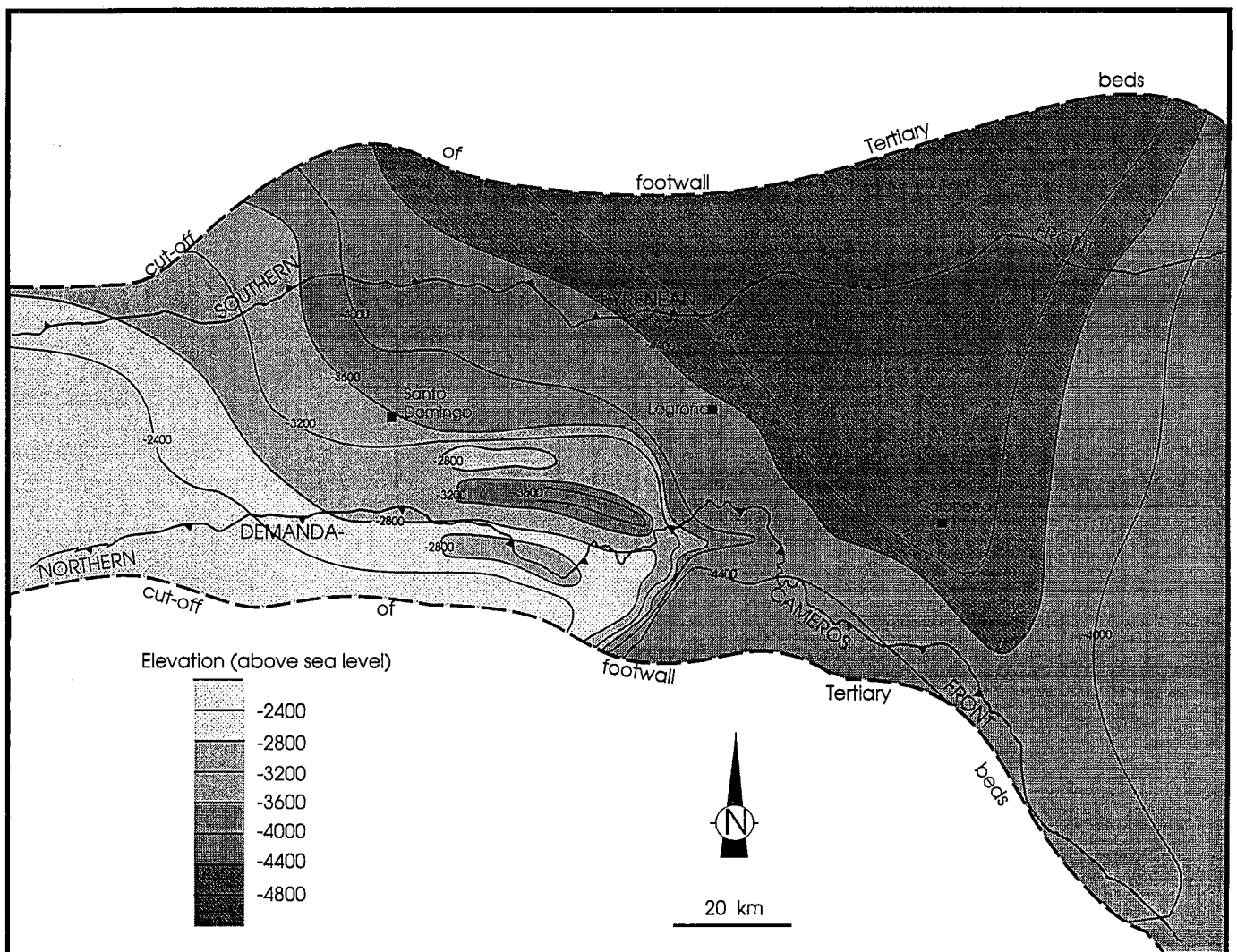


**Figura 43:** Corte geológico y restitución a la situación precompresional en la zona de Clavijo. Marcado como 3 en la figura 13 (tomada de Casas y Gil, 1994).

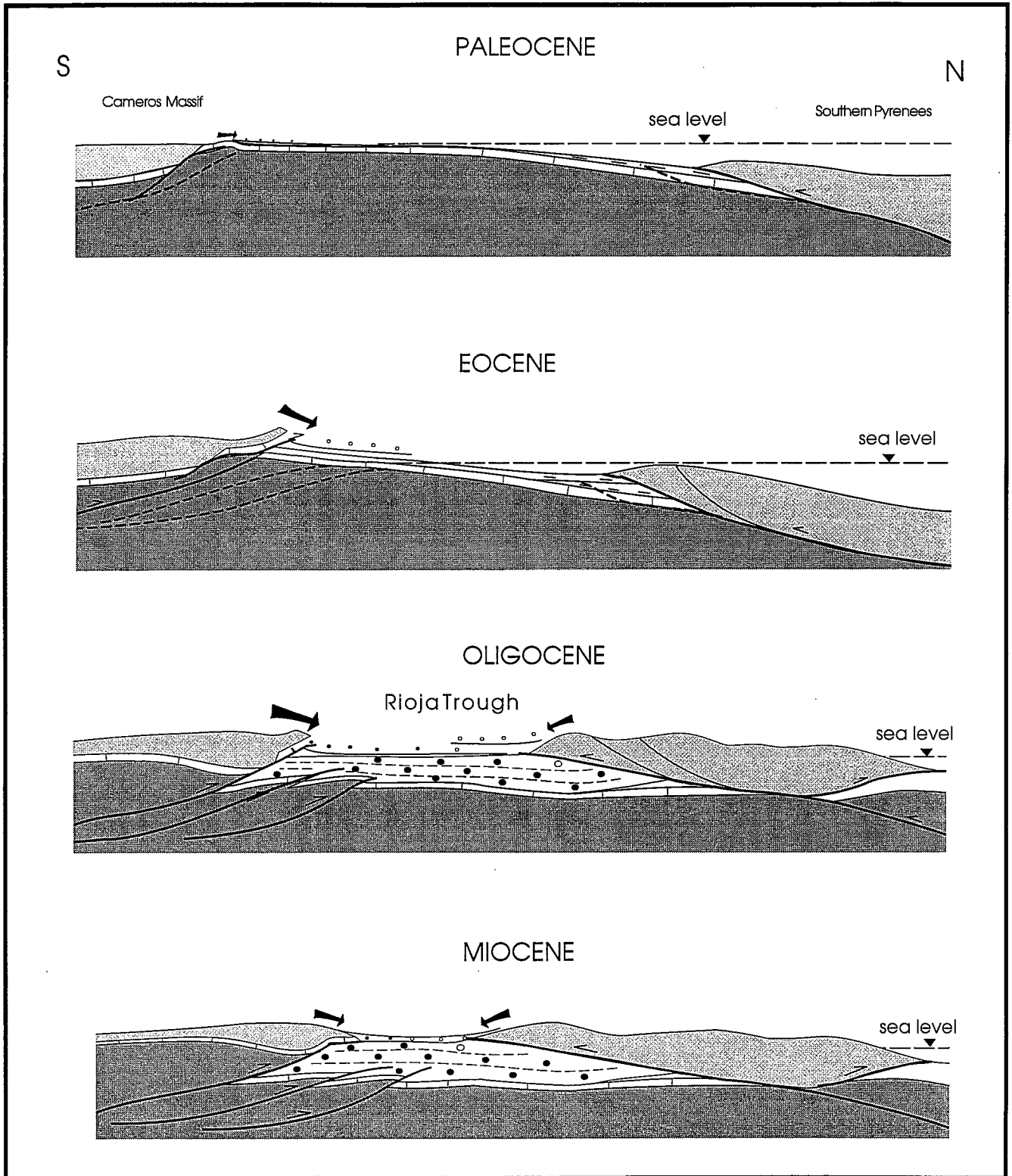
El macizo de Cameros es el sector de la Cordillera Ibérica más próximo al Pirineo. Este factor, junto con el adelgazamiento cortical sufrido durante la extensión mesozoica, y la gran potencia de la cobertera sedimentaria en relación a otros lugares de la Cordillera Ibérica, contribuyó a que se desarrollaran importantes cabalgamientos durante la compresión terciaria, producida por el acercamiento de las placas Ibérica y Europea. En el meridiano de Clavijo la cuenca del Ebro es prácticamente simétrica. En el borde Norte las unidades R2 y R3 afloran en posición vertical (fig. 17). Junto a la unidad R1 y la serie mesozoica forman un pliegue monoclinal que constituye la estructura de bloque superior de un cabalgamiento no aflorante. Este cabalgamiento es fosilizado por la discordancia entre las unidades R3 y R4 (discordancia de Barbarín de Riba, 1992). El monoclinal de bloque superior está cortado en secuencia de break-back por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, cuyo bloque superior, formado por las calizas del Cretácico superior, puede divisarse también desde Clavijo.

La evolución sedimentaria del surco riojano de la cuenca del Ebro estuvo condicionada por la estructura de los dos frentes de montaña. A partir de estudio de paleocorrientes se ha determinado que hasta el Oligoceno terminal el macizo de Cameros fue la principal fuente de sedimentos para la cuenca de antepais, mientras que el frente sur-pirenaico, a pesar de ser la principal cadena de montaña, no comenzó a ser un área fuente importante hasta el Oligoceno superior, a pesar de que el área de mayor subsidencia dentro de la cuenca del Ebro se sitúa próxima al frente Sur pirenaico (figura 44). La explicación para este hecho está posiblemente en la propia génesis de las dos

cadenas: en el Pirineo hubo mayor carga tectónica, y por lo tanto mayor subsidencia debida a esta causa, lo que ocasionó, por otra parte, que el conjunto de la cordillera no emergiera sobre el nivel del mar hasta principios del Oligoceno (fig. 45). Por otra parte, el cabalgamiento de Cameros se sitúa sobre corteza continental, y no sobre el límite de la placa, más fácilmente flexionable. Las elevaciones actuales de las dos cadenas (considerando únicamente los segmentos enfrentados al Norte y al Sur del surco riojano) reflejan también este mecanismo: mientras que las Sierras de Cameros-Demanda alcanzan los 2200 m de altitud, el macizo Vasco no supera los 1500. En conjunto, los cabalgamientos de zócalo de Cameros-Demanda reflejan un levantamiento ("uplift") del basamento dentro de la corteza continental enfrentado a la cordillera principal, al igual que ocurre en otras cadenas alpinas (Andes, Rocosas..., Jordan y Allmendinger, 1987, Cook y Varsek, 1994, etc.).

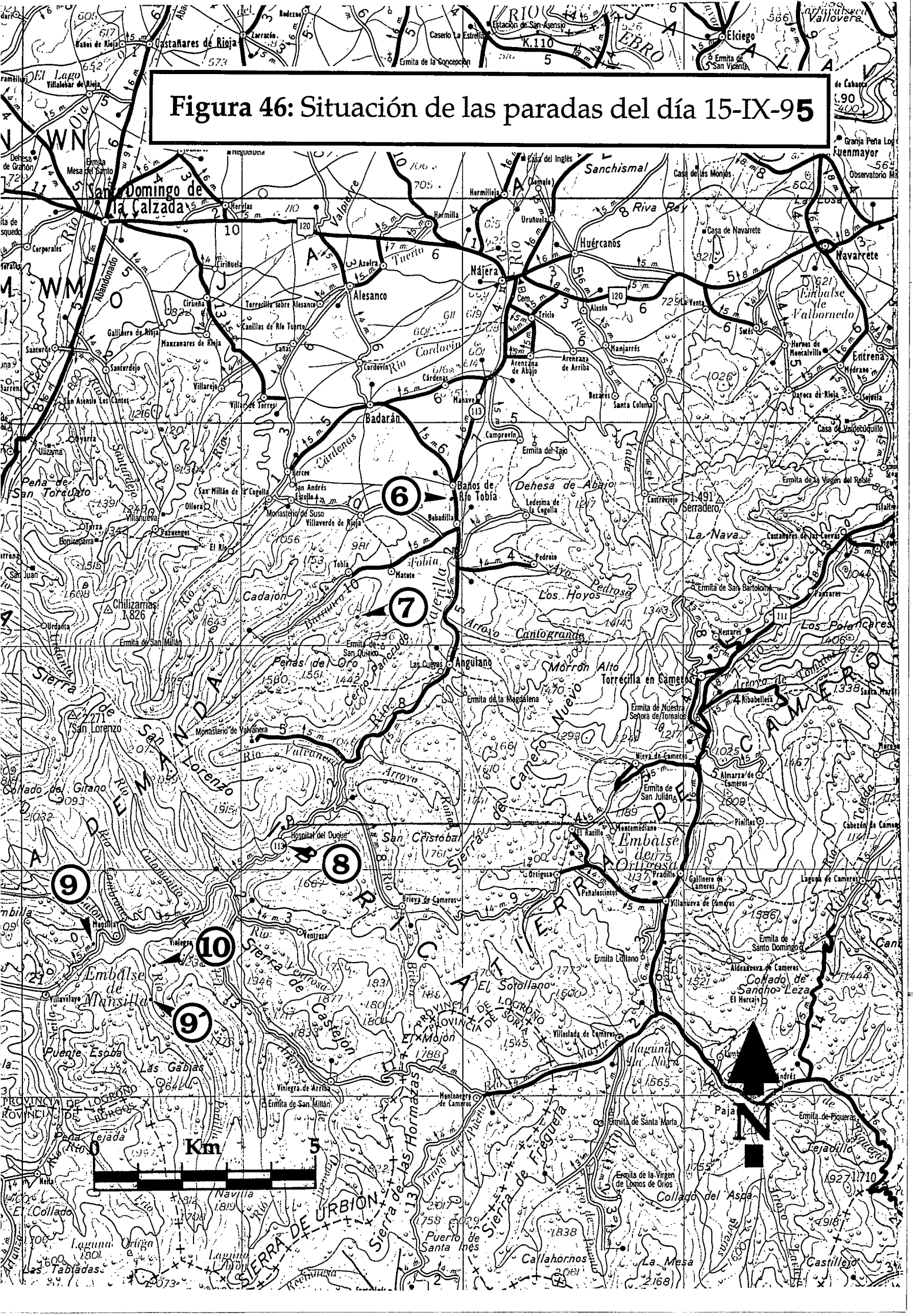


**Figura 44:** Mapa de isobatas de la base del Terciario en el surco riojano de la Cuenca del Ebro. Tomado de Muñoz y Casas (1996).



**Figura 45:** Esquema evolutivo de la tectónica y sedimentación terciarias en el surco riojano de la Cuenca del Ebro. Tomado de Muñoz y Casas (1996).

Figura 46: Situación de las paradas del día 15-IX-95



## PARADAS DIA 15

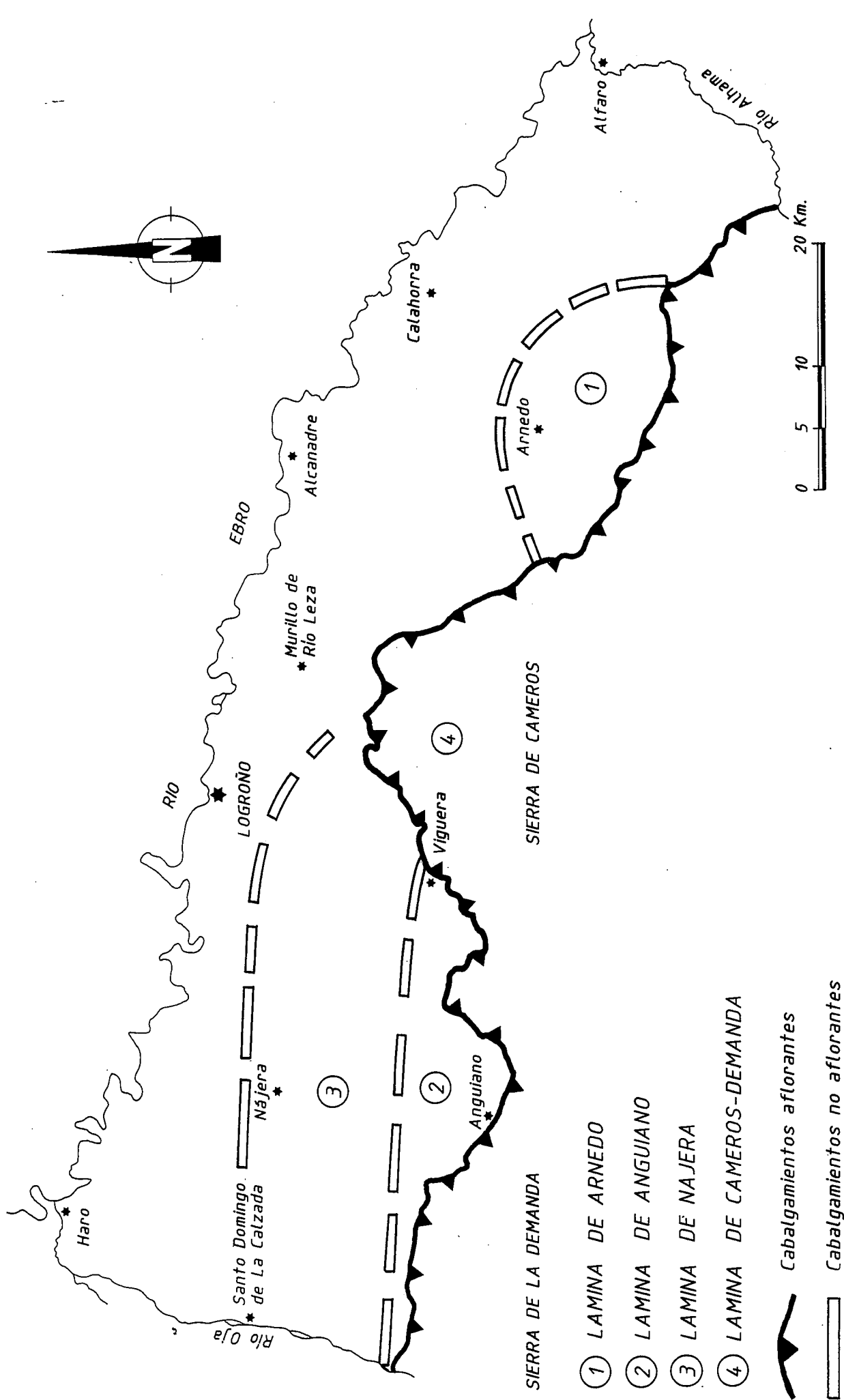
### PARADA 6. LA DEFORMACION EN EL ZOCALO DE LA CUENCA DEL EBRO. GEOMETRIA Y CRONOLOGIA.

En la carretera que va de Baños del río Tobía hacia Anguiano, a unos 200 m al Sur de Baños puede observarse (si el sol lo permite), en la margen derecha del río Najerilla un cambio repentino en el buzamiento de las capas, en general subhorizontales, que forman el relleno de la cuenca del Ebro.

Al igual que ocurre en otras cuencas de antepaís, el zócalo de la cuenca también aparece deformado, en este caso por estructuras que reflejan la vergencia del cabalgamiento de Cameros. Las dos estructuras más importantes que aparecen en este sector de la cuenca del Ebro son las flexuras monoclinales de Nájera y Baños (fig. 47). Ambas presentan dirección E-W, y las capas afectadas por ellas muestran buzamientos de hasta 30°. La continuidad de las flexuras (30 km la flexura de Nájera y 50 km la de Baños) es relativamente grande en comparación con el desnivel tectónico visible en superficie. A partir de los perfiles sísmicos realizados por Repsol-exploración (fig. 48) estos monoclinales pueden ser interpretados como el resultado de pliegues de adaptación de las capas mesozoicas (que no superan los 700 m de espesor) y la parte alta del basamento hercínico, situados bajo 2000-3000 m de depósitos detríticos del Terciario continental. Los cabalgamientos responsables de ambas flexuras muestran vergencia Norte, y buzamientos constantes, entre 15 y 25°, hasta al menos 7000 m de profundidad, por lo que, en caso de enraizarse en un despegue común subhorizontal con el cabalgamiento de Demanda lo harían por debajo de esa profundidad. Ninguno de los dos cabalgamientos corta las capas terciarias, ya que las capas del bloque superior, cortadas en rampa se disponen sobre un rellano de bloque inferior, posiblemente constituido por el techo de la serie mesozoica. El acortamiento asociado a estas estructuras oscila entre 3.5 y 5 km (para las flexuras de Baños y Nájera respectivamente).

En conjunto, en este sector, la cuenca del Ebro es ligeramente asimétrica, ya que un sondeo situado en el límite Norte de la cuenca corta 5120 m de depósitos terciarios, mientras que los situados más cercanos al borde Sur cortan entre 3000 y 4000 metros. Esto supone que no existe una flexión cortical clara asociada a la carga tectónica provocada por el peso de la "lámina" de Cameros-Demanda.

La flexura de Baños afecta a la parte alta de la UTS 3, a las unidades 4 y 5 y a la base de la UTS 6. Esta flexura, al igual que las de Arnedo y Nájera (fig. 47) se interpreta, a partir de datos geofísicos, como la manifestación en la cobertera terciaria de cabalgamientos no aflorantes que afectan al zócalo preterciario (fig. 17).



**Figura 47:** Esquema que muestra la posición de los principales cabalgamientos de zócalo responsables de la formación de flexuras monoclinales en los materiales terciarios. Tomado de Muñoz (1992).

# RI-19

monoclinal de Baños

monoclinal de Nájera

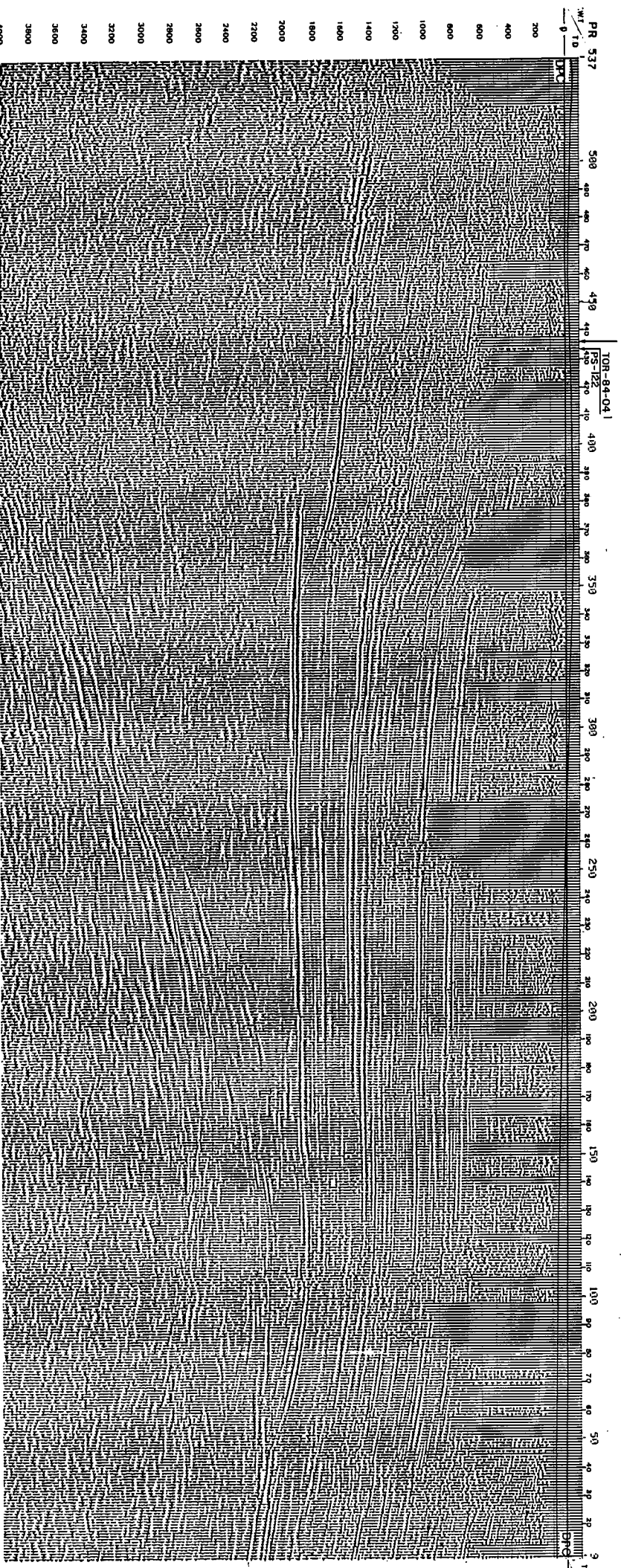


Figura 48: Perfil sísmico RI-19 de REPSOL-Exploración en el que se muestra la continuación en profundidad de las flexuras de Nájera y Baños.



La existencia de discordancias en relación con la flexura de Baños de Río Tobía, entre las UTS 3, 4, 5 y 6 pone de manifiesto la simultaneidad del desplazamiento de la estructura cabalgante con la sedimentación de estas unidades terciarias. El límite entre las unidades 3 y 4 se manifiesta mediante un abanico de capas abierto hacia el Sur visible en el barranco de Valde las Tobías, al suroeste de Baños. El movimiento del cabalgamiento también se pone de manifiesto por la desaparición de buena parte de los tramos con evolución granocreciente de las UTS 3, 4 y 5 y especialmente por la discordancia sintectónica localizada sobre la vertical de la flexura de Baños de Río Tobía al Este de la localidad, entre las UTS 5 y 6 (discordancia de Ledesma de la Cogolla de Riba, 1964) (fig. 17).

La flexura de Baños de Río Tobía es igualmente responsable de importantes variaciones en el espesor de las UTS. Así, se puede comprobar que la potencia de la UTS 4 pasa de 70m al Sur de la flexura a 150 m al Norte de la misma, mientras que la UTS 5 pasa de 160 m al Sur de la flexura a 300m en la vertical de la misma y a 820 m al Norte, en la zona de Nájera (fig. 11).

## PARADA 7. EL CABALGAMIENTO DE LA SIERRA DE LA DEMANDA

El cabalgamiento de la Sierra de la Demanda constituye un buen exponente de cabalgamiento de zócalo con pendiente relativamente constante. Está compuesto por dos superficies entre las cuales aparecen las rocas mesozoicas deformadas. La parada 7 está encaminada a observar la deformación de una de las láminas intermedias en el Cerro Peñalba, cuya estructura ya fue descrita por Rambaud Pérez (1960). A partir del pueblo de Matute se toma una pista de tierra que sube por encima del pueblo y que se interna en la Sierra de la Demanda.

El cabalgamiento de la Sierra de la Demanda presenta una continuidad lateral de unos 100 km. Hacia el Oeste desaparece bajo los depósitos de la cuenca del Duero, mientras que hacia el Este se une con el cabalgamiento de Cameros. En los perfiles sísmicos puede seguirse con una pendiente relativamente constante hasta unos 5000 m de profundidad. Esta pendiente varía según la orientación y posición de los perfiles: en el tramo Anguiano-Serradero los perfiles de orientación NNE muestran un buzamiento en torno a los 25°; al Oeste de Cerro Peñalba el buzamiento de la superficie de cabalgamiento está en torno a los 12-15° (fig. 49). Esto podría sugerir un cierto condicionamiento del movimiento y geometría del cabalgamiento por parte de las fallas tardihercínicas, que en este sector muestran dirección WNW-ESE. La geometría general del bloque inferior es de rampa suave, definida por las capas terciarias de buzamiento subhorizontal, sólo alterado por la existencia de algunos monoclinales no aflorantes similares a los de Nájera y Baños.

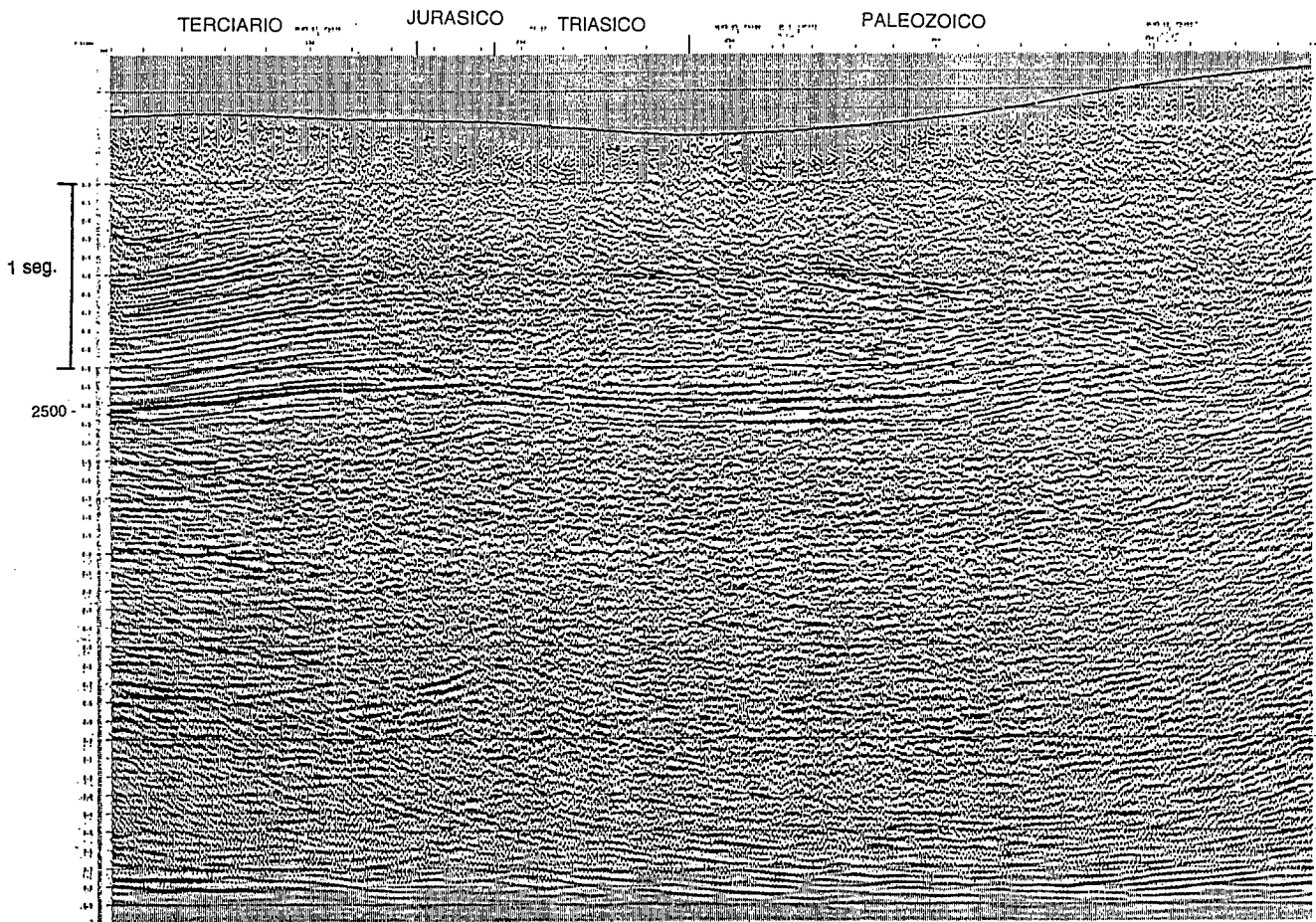
La estructura en superficie también cambia en los dos segmentos citados. Al Este de Cerro Peñalba aparece una única lámina de rocas jurásicas, verticales o invertidas, entre los dos planos de cabalgamiento principales. Al Oeste de este punto esta lámina aparece a su vez cabalgada por las rocas del Triásico superior y de la base del Jurásico, a lo largo de una superficie con ligero buzamiento hacia el S. A partir de Cerro Peñalba hacia el Oeste aflora únicamente esta última.

La estructura de Cerro Peñalba está definida por las capas del Jurásico marino (fundamentalmente las calizas y dolomías de Cuevas Labradas), que forman una serie de pliegues bastante apretados, en cuyo núcleo aparecen las Carniolas de Cortes del Tajuña y las brechas de la base del Lías (figs. 50 y 51). Sus planos axiales son subverticales, presentan direcciones que varían entre N-S y E-W (con un máximo en torno a NE-SW) y ejes de fuerte inmersión (una media de 50°) hacia el oeste (fig. 52). En el bloque inferior aparecen las capas terciarias de las unidades tectosedimentarias 3 y 4 subhorizontales o con suave buzamiento hacia el Norte, cortadas en rampa (fig. 53). En el fondo del barranco describen un abanico de capas abierto hacia el Norte. En el bloque superior aparece el

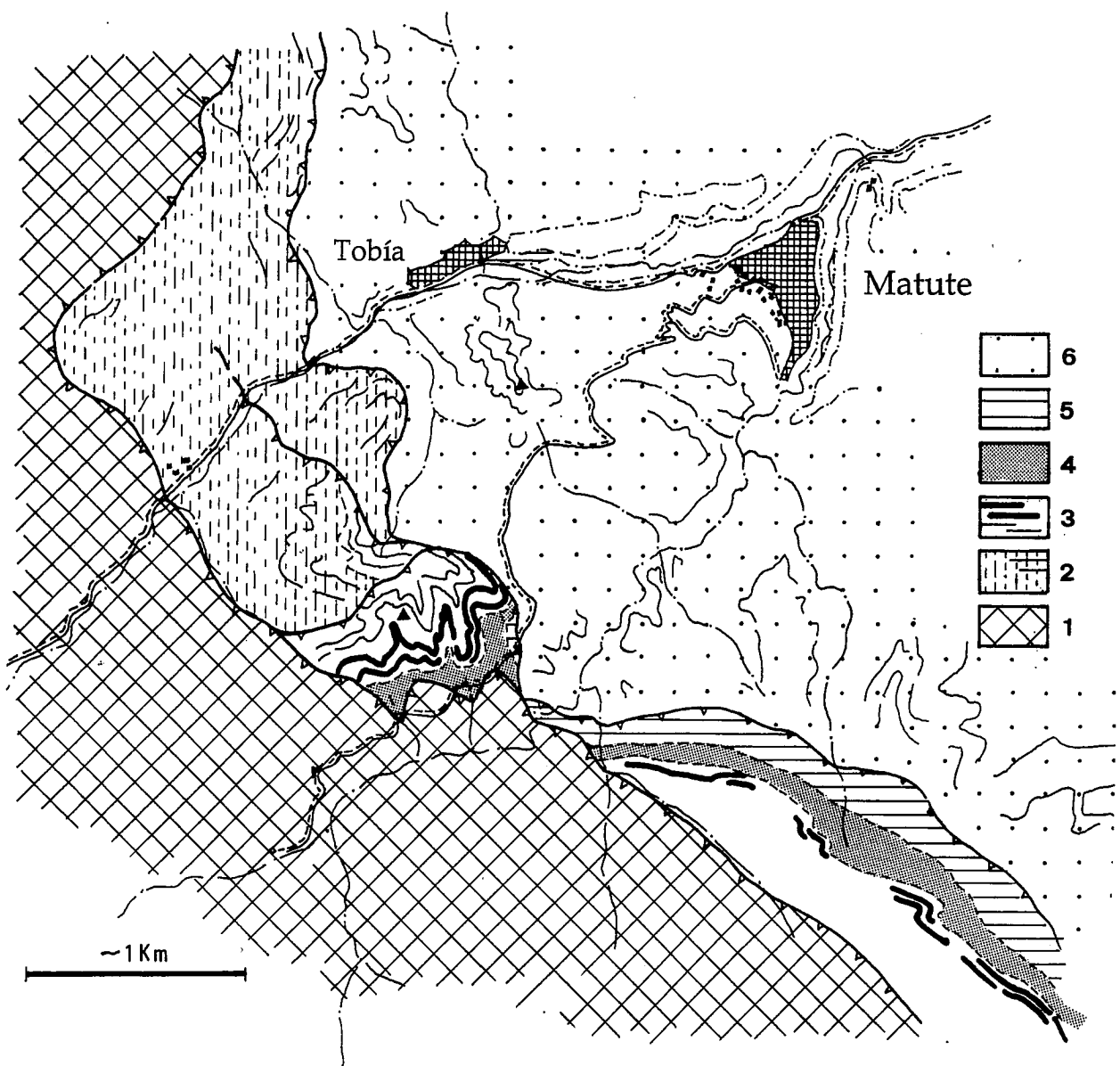
DE 85-09

Depresión del Ebro

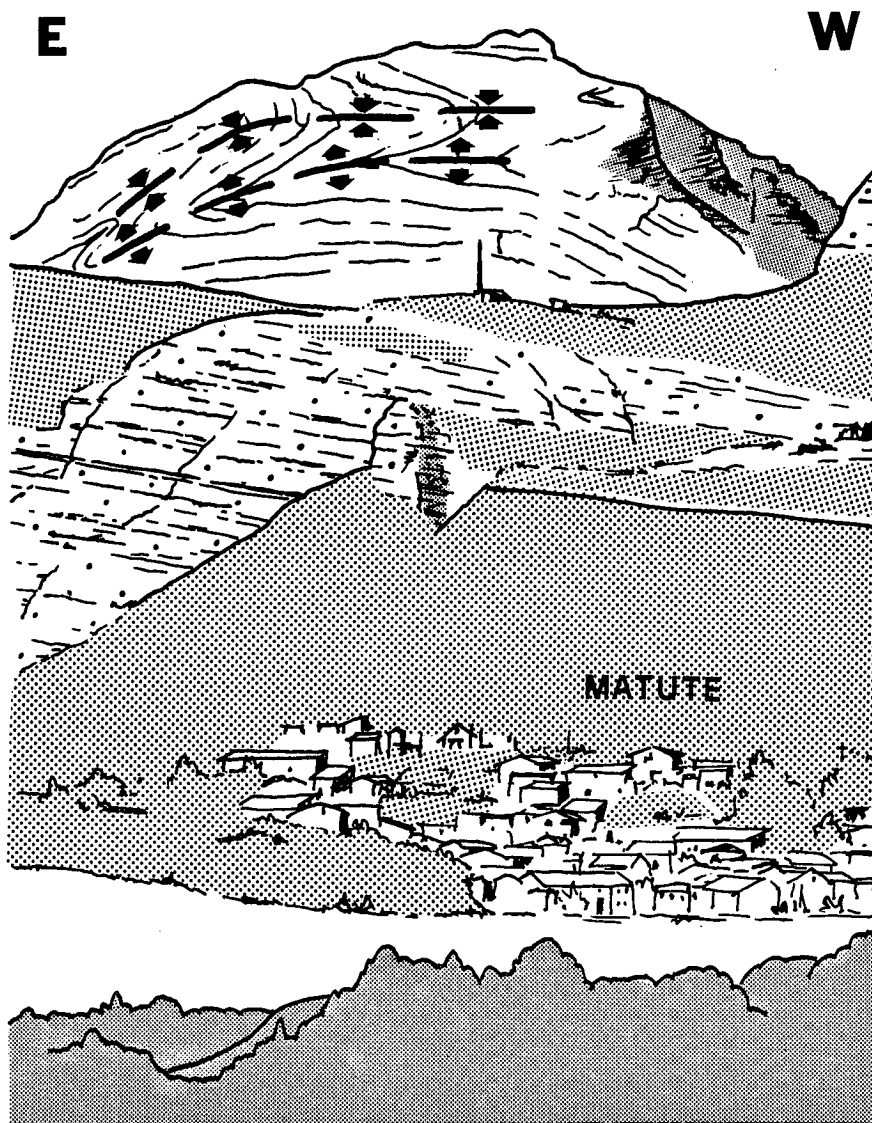
Demanda



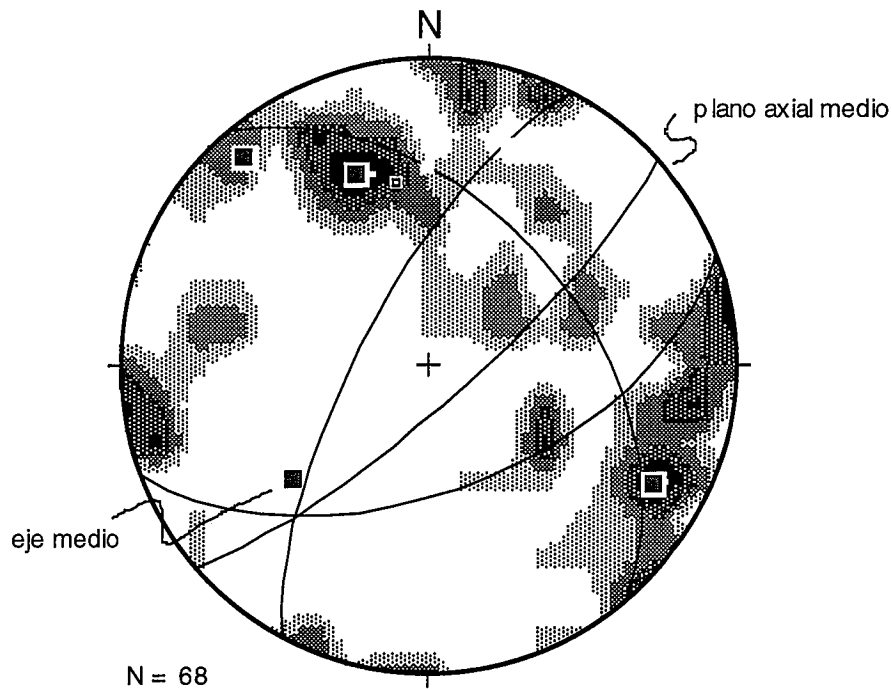
**Figura 49:** Perfil sísmico DE85-09 de REPSOL-Exploración en el que se observa la prolongación en profundidad del cabalgamiento de la Sierra de la Demanda. Se señalan las edades de los materiales aflorantes en superficie.



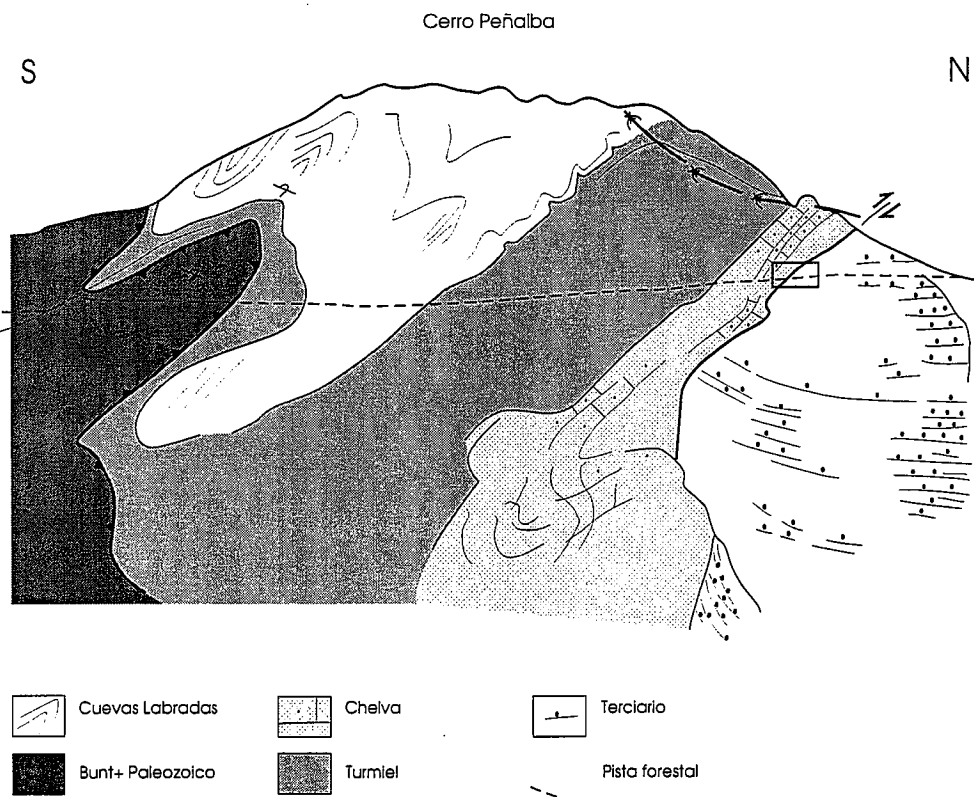
**Figura 50:** Esquema fotogeológico del cabalgamiento de la Sierra de la Demanda en el sector de Cerro Peñalba. 1. Paleozoico, Buntsandstein, Muschelkalk. 2. Keuper y Suprakeuper. 3. Brechas del Lias y Fm. Cuevas Labradas. 4, Fms. Cerro del Pez, Barahona y Turmiel. 5, Fm. Chelva y 6. Terciario.



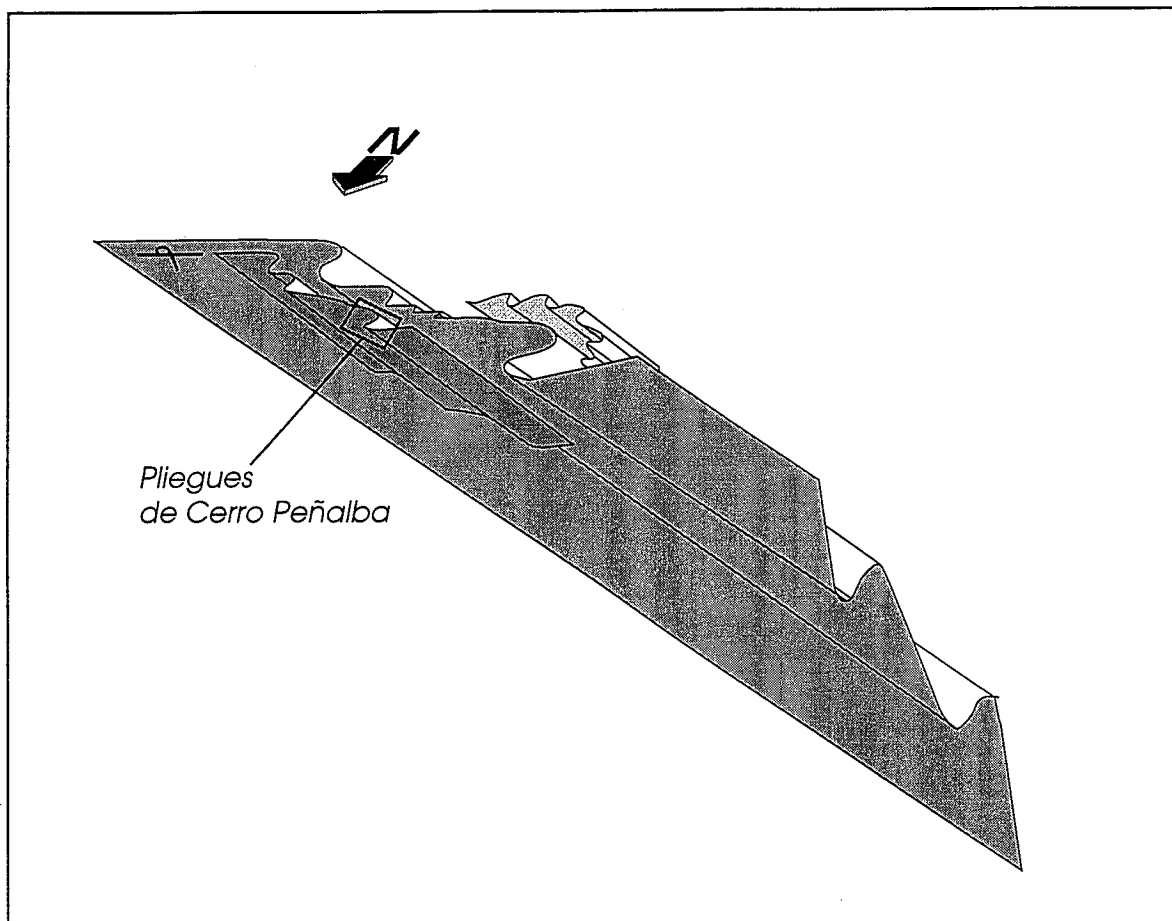
**Figura 51:** Esquema de campo de los pliegues de Cerro Peñalba vistos desde la carretera de Matute.



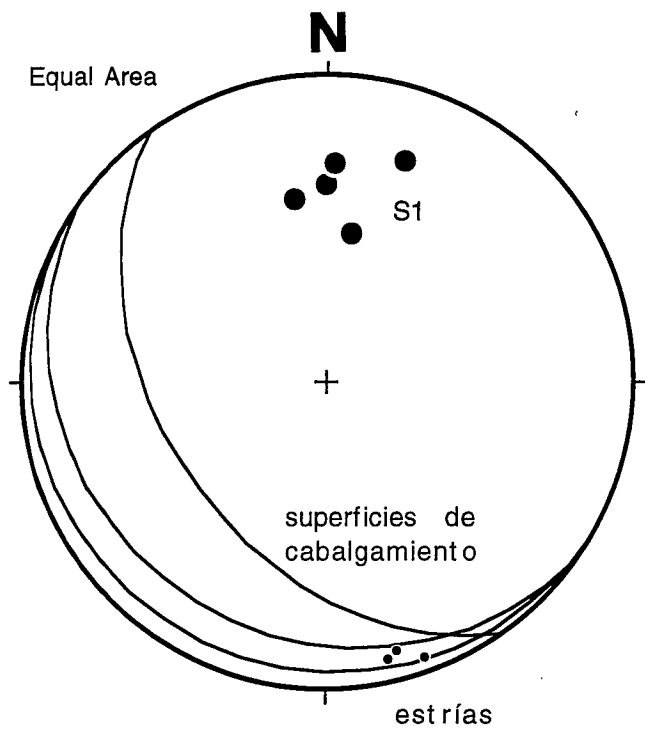
**Figura 52:** Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de 68 planos de estratificación medidos en las calizas de Cuevas Labradas del sector de Cerro Peñalba. Se ha calculado el eje medio de los pliegues.



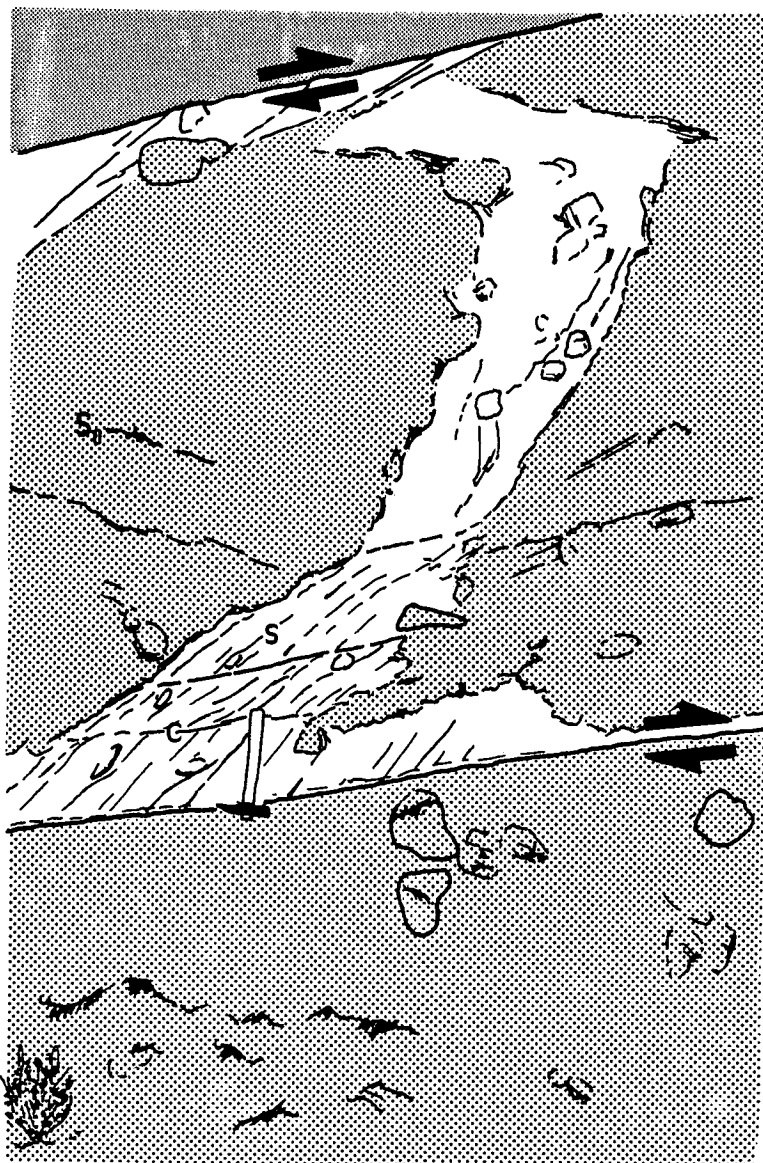
**Figura 53:** Esquema de la zona de Cerro Peñalba vista desde la margen derecha del barranco de Matute. El recuadro indica el punto de la parada 7.



**Figura 54:** Esquema interpretativo de los pliegues de las calizas jurásicas de la lámina intermedia del cabalgamiento de la Sierra de la Demanda. Son compatibles con una cizalla dextral inversa subparalela a la orientación de la lámina.



**Figura 55:** Orientación de los indicadores cinemáticos observables en la parada 7.



**Figura 56:** Estructuras S-C desarrolladas en los conglomerados terciarios del bloque inferior del cabalgamiento de la Sierra de la Demanda



Jurásico marino, con disposición general de rampa. Toda la serie Jurásica aparece invertida, con buzamientos entre 30 y 70° al Sur. Sobre el Jurásico marino, cortado en rampa de bloque inferior por el cabalgamiento situado más al sur, se dispone a su vez el zócalo paleozoico (fig. 53).

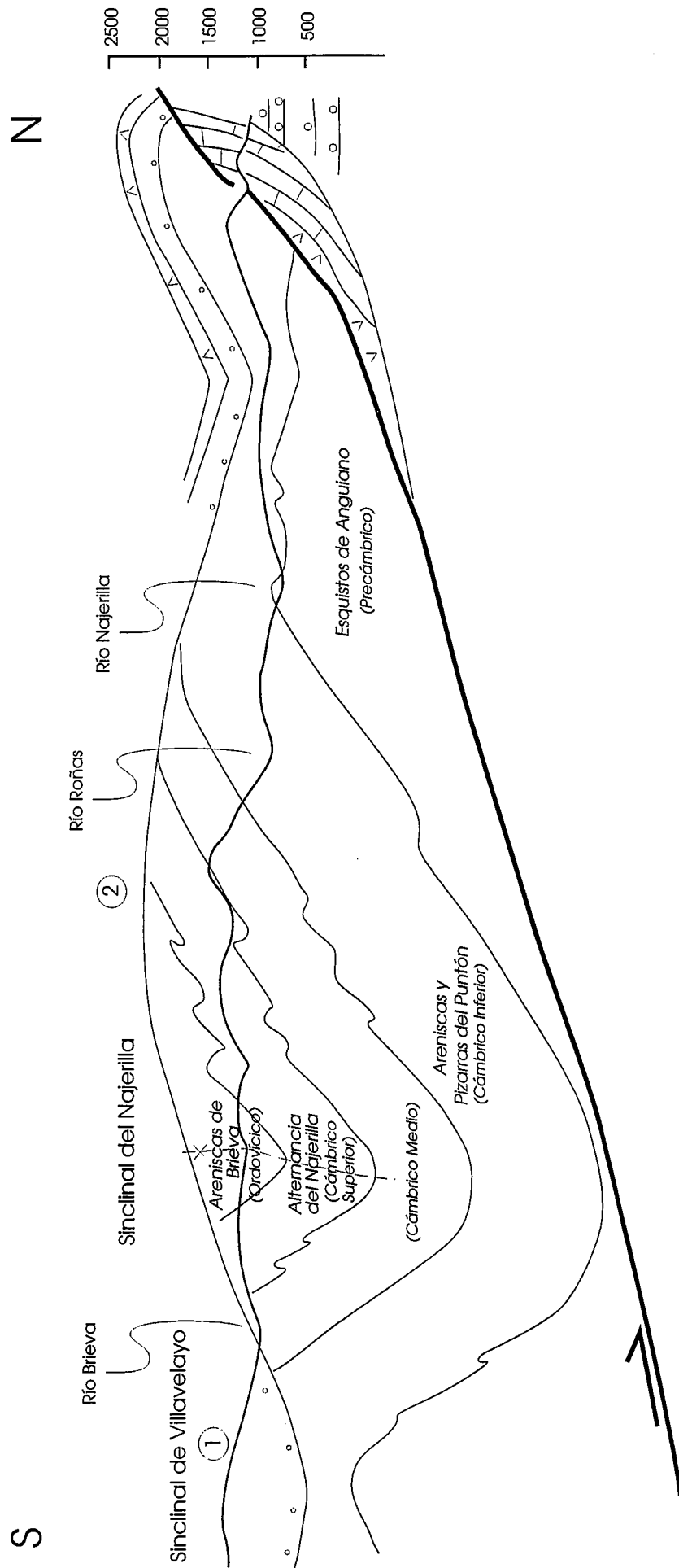
En conjunto, los pliegues de Cerro Peñalba son compatibles con una deformación por cizalla simple de la lámina mesozoica (fig. 54). El plano de la cizalla correspondería a la orientación del cabalgamiento principal. La dirección de la misma, de acuerdo con la orientación perpendicular a los ejes de los pliegues, sería NW-SE, con movimiento del techo hacia el NW (fig. 52). Esto implica una dirección de transporte para el bloque superior algo diferente a la que se obtiene a partir de la orientación de la esquistosidad en las capas terciarias (ver figs. 55 y 56). En el afloramiento mostrado aparecen las calizas del Bathoniense, situados en el núcleo de un sinclinal cortado fuera de secuencia por el cabalgamiento basal. abundantes indicadores cinemáticos: esquistosidad de fractura en las lutitas terciarias debida a la cizalla simple producida por el cabalgamiento y estrías de falla en el bloque superior. Indican una dirección de transporte para el bloque superior hacia el Norte y NNW (fig. 55).

## PARADA 8. LA DEFORMACION DEL BASAMENTO HERCINICO DE LA SIERRA DE LA DEMANDA

Como comentábamos en el apartado introductorio, la deformación hercínica en la Sierra de la Demanda está caracterizada por la presencia de pliegues y cabalgamientos vergentes al Norte, de dirección E-W (fig. 57). El principal de estos pliegues es el sinclinal del Najerilla, que recorre de Este a Oeste casi todo el macizo paleozoico. Está dibujado por las cuarcitas y pizarras cámbricas, y hacia el núcleo aparecen también materiales Ordovícicos. Es difícil de observar una buena panorámica de este sinclinal, pero aparecen buenos afloramientos en todo el corte del río Najerilla. Los flancos son rectos, con buzamientos en torno a 60° en el flanco Sur y 40-45° en el flanco Norte (fig. 58). La zona de charnela puede observarse en la carretera que sigue el río Najerilla, entre el cruce de Breva y el de Viniegra (punto de la parada).

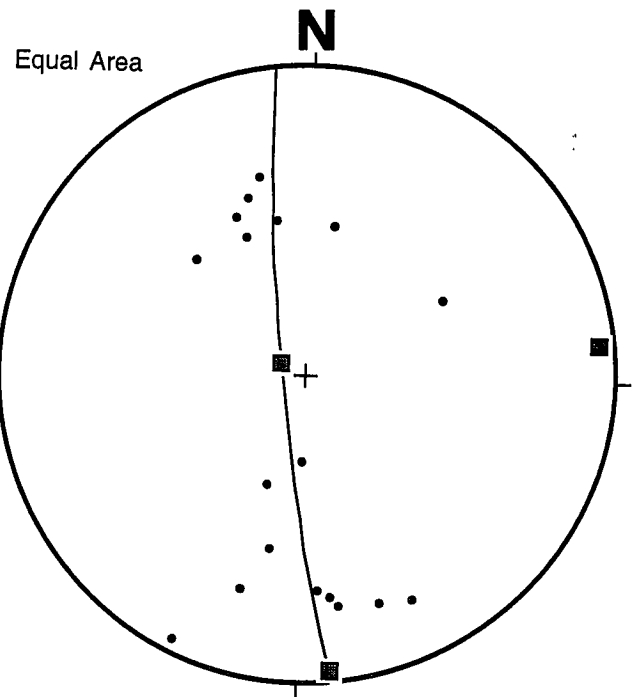
Aunque posiblemente la mayor parte de la deformación asociada a este pliegue es hercínica, existen algunos indicios de una cierta reactivación durante las compresiones alpinas. Los escasos retazos de capas del Triásico inferior que afloran dispersas en las zonas Norte y Sur del macizo, describen una geometría anticlinal, de dirección E-W, con buzamientos de los flancos de hasta 40°, por encima de la Sierra de la Demanda (fig. 59). Esta geometría es compatible con el cabalgamiento de los materiales del zócalo sobre los depósitos terciarios de la cuenca del Ebro, ya que la existencia de una escama de estratos mesozoicos verticales o ligeramente invertidos, que se prolongan en profundidad más de 2 km, al Este de Anguiano es indicativa de un cierto plegamiento anterior a la ruptura del frente de la sierra.

El sinclinal hercínico y el supuesto anticlinal alpino de la Sierra de la Demanda compartirían la orientación, pero no la posición de la zona de charnela: el eje del pliegue alpino se sitúa unos 3 km al Norte del hercínico, sobre el flanco de menor buzamiento. El sinclinal de Villavelayo, situado más al S, se dispone sobre el flanco Sur del sinclinal del Najerilla. Ninguna de las dos geometrías encaja exactamente con los modelos propuestos por Alonso (1985) para la formación de pliegues sobre una discordancia por reactivación de los existentes en el sustrato. Posiblemente influyan otros factores como la existencia de un cierto despegue por debajo de la base del Cámbrico, en el cual jugarían un cierto papel los esquistos precámbricos de Anguiano (fig. 57), la diferente competencia de los materiales que aparecen bajo la discordancia triásica en el flanco Norte del sinclinal del Najerilla, y la existencia de dos etapas de plegamiento diferentes (mesozoica y terciaria).

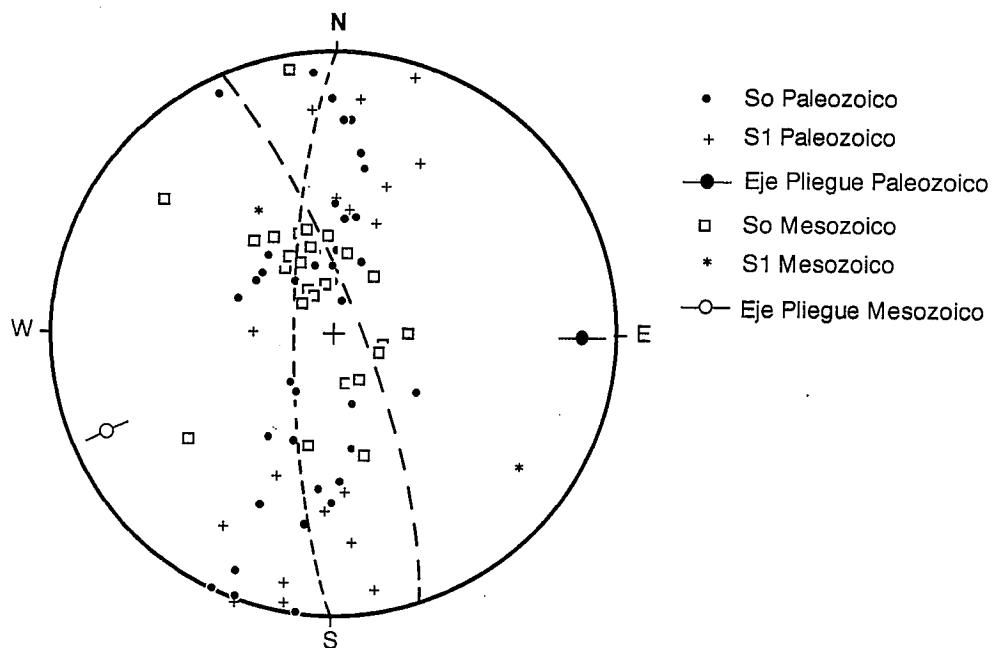


**Figura 57:** Relación entre las distintas estructuras hercínicas y alpinas observables en el entorno del valle del río Najerilla. Se ha señalado con 1 y 2 la probable cronología de las estructuras alpinas.

Hacia el Sur del sinclinal del Najerilla la relación entre estructuras hercínicas y alpinas es más complicada, ya que los pliegues alpinos se disponen indistintamente sobre anticlinales, sinclinales o simplemente flancos de los pliegues hercínicos (Liesa y Casas, 1994, ver fig. 59). En algunos casos pueden observarse fallas inversas en los materiales mesozoicos correspondientes a deslizamientos capa sobre capa en los pliegues hercínicos (Liesa y Casas, 1994).



**Figura 58:** Representación de 20 planos de estratificación tomados en los flancos del sinclinal del Najerilla.



**Figura 59:** Representación de planos de estratificación y ejes de pliegues en materiales paleozoicos y mesozoicos del entorno del sinclinal de Villavelayo. Tomado de Liesa y Casas (1994).

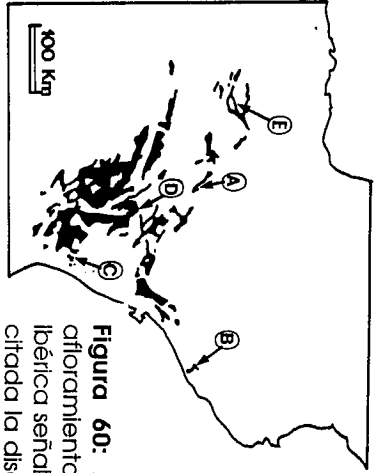
## **PARADA 9. TECTONICA SINSEDIMENTARIA DISTENSIVA EN EL LIMITE TRIASICO-JURASICO EN LA CORDILLERA IBERICA**

Los afloramientos localizados en torno al embalse de Mansilla, permiten ilustrar los principales rasgos sedimentarios y tectónicos asociados a la etapa tectónica extensiva que tuvo lugar en la cuenca Ibérica en torno al límite Triásico-Jurásico. A pesar de su extensión e importancia, esta etapa tectónica no ha sido puesta de manifiesto más que en trabajos relativamente recientes (Giner, 1980; Aurell *et al.*, 1992; Roca *et al.*, 1994; San Román y Aurell, 1992), de modo que ha pasado un tanto desapercibida en trabajos previos como consecuencia de la generalización de dos observaciones que no se cumplen más que puntualmente. La primera hace referencia al origen de la discordancia entre Jurásico y las unidades infrayacentes, mientras que la segunda implica a las facies de brechas que aparecen en la base del Jurásico. Antes de describir los afloramientos del embalse de Mansilla objeto de esta parada, expondremos los puntos más relevantes en relación con los dos aspectos mencionados anteriormente.

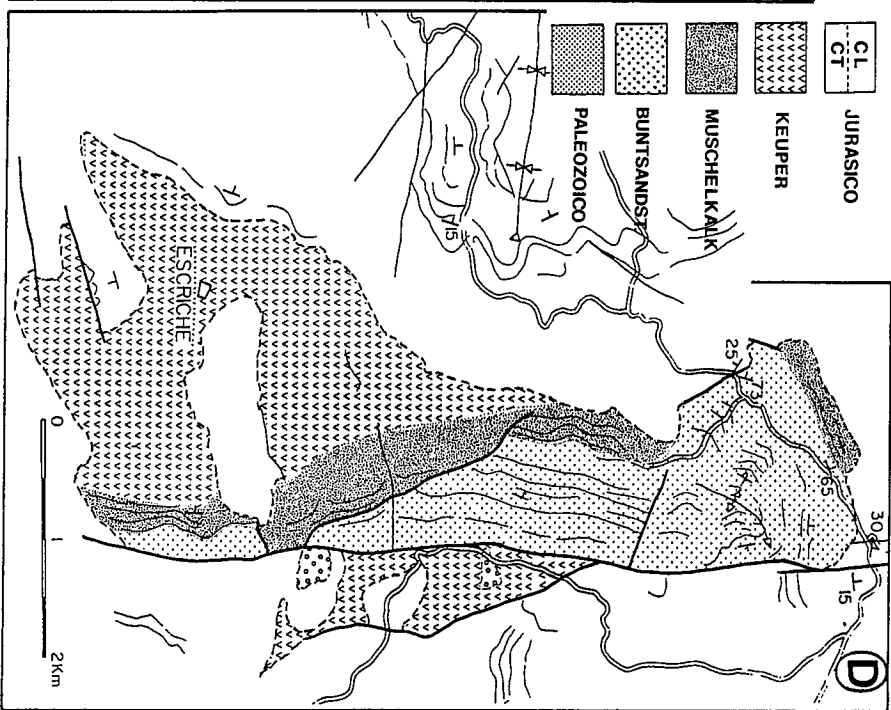
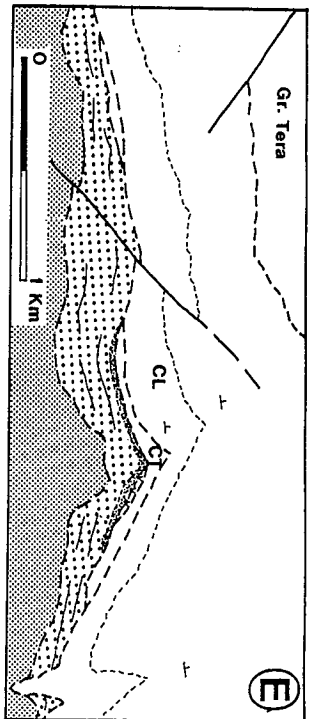
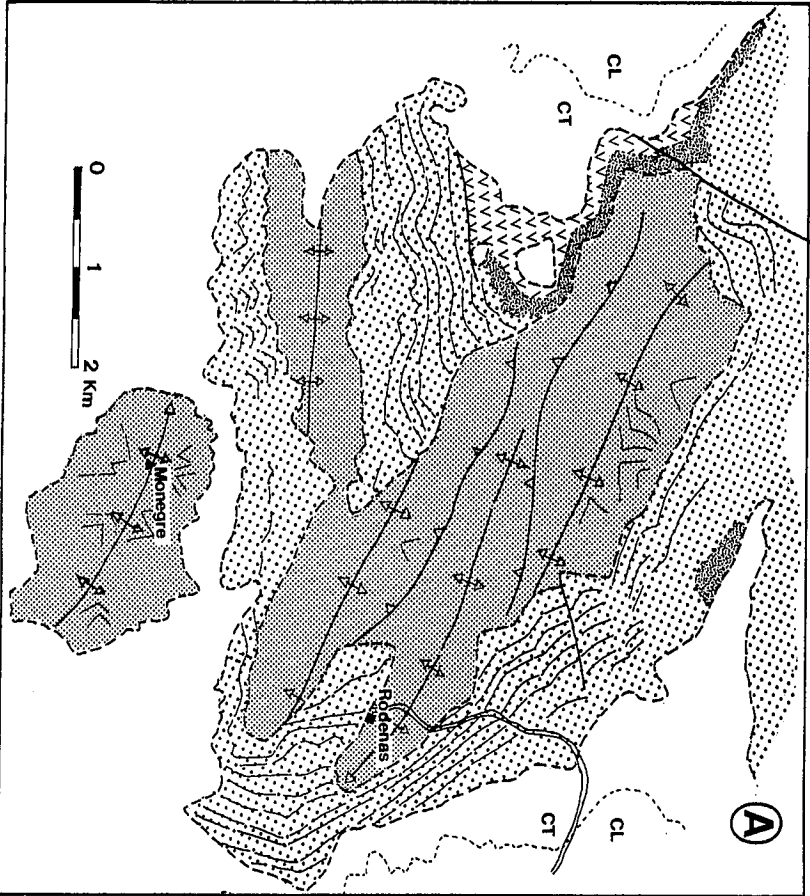
### **La discordancia entre el Triásico y el Jurásico**

En amplios dominios de la cuenca Ibérica, el límite Triásico-Jurásico se localiza en una superficie de discontinuidad de tipo paraconformidad localizada entre dos unidades dolomíticas: las dolomías tableadas de la Fm. Imón y las dolomías masivas y brechas dolomíticas de la Fm. Cortes de Tajuña (Goy *et al.*, 1976; Gómez, 1979; Giner, 1978, 1980). Sin embargo, en numerosos puntos de la cuenca Ibérica, la base de la Fm. Cortes de Tajuña es una discordancia angular.

En las cartografías geológicas regionales más recientes se ha asumido que esta discordancia correspondía a un contacto mecánico, explicado como consecuencia del desplazamiento de la serie Jurásica sobre los niveles plásticos evaporíticos del Triásico (ver diversas cartografías a escala 1:50.000 para la Cordillera Ibérica, plan MAGNA, 2ª serie). En realidad, existen numerosas evidencias que prueban que esta discordancia fue producida como consecuencia del basculamiento de bloques y erosión ligado a una etapa tectónica extensiva. Esta situación ha sido previamente descrita en cuatro áreas de la cuenca, distantes entre sí. La primera referencia se encuentra en Villena (1971) y Riba *et al.* (1971) para el sector de la Sierra del Moncayo (fig. 60.A). En el trabajo de San Román y Aurell (1992) se realizan mayores precisiones sobre esta discordancia angular y se muestra el análisis de las diversas facies de la base del Jurásico y su relación con la tectónica sinsedimentaria del límite Triásico-Jurásico



**Figura 60:** Esquema con los principales afloramientos del Jurásico de la Cordillera Ibérica señalando los puntos donde ha sido citada la discordancia Trifásico-Jurásico. Explicación en el texto.



Un segundo punto donde se ha descrito esta discordancia es, localizado en la zona meridional de los Cordillera Costero Catalana (Esteban y Juliá, 1973). Roca *et al.* (1994) han cartografiado esta discordancia angular en la zona del Desert de les Palmes, donde se describen además acumulaciones de brechas de hasta 300 m de potencia, localizadas junto algunas de las fallas normales de zócalo que produjeron el basculamiento de bloques de materiales Triásicos, mostrando el sincronismo entre la sedimentación de las brechas y el juego normal de las fallas. Esta discordancia también se observa con claridad en el sector central de la cuenca (en las proximidades de Teruel, entre Concud y Cedrillas, Fig. 60.D), tal y como puso de manifiesto Guimerà (1988). En la Sierra de la Demanda, en el sector del embalse de Mansilla (Fig. 60.E), también se reconoce con claridad esta discordancia (Aurell *et al.*, 1992). Este sector es el objetivo de esta parada, y será descrito posteriormente.

### **Las facies de la unidad basal del Jurásico**

La Fm. Cortes de Tajuña presenta con frecuencia facies de brechas. En trabajos previos se han interpretado como secundarias, generadas por la disolución diagenética de niveles evaporíticos intercalados. De este modo, la generalización de un modelo propuesto por Morillo y Meléndez (1979), ha hecho pasar por alto el hecho de que estas brechas son, en muchas ocasiones, de origen sedimentario, aportando nuevas evidencias a favor de la actividad tectónica extensiva del límite Triásico-Jurásico (Giner, 1978, 1980; San Román y Aurell, 1992, Aurell *et al.*, 1992; Roca *et al.*, 1994).

A continuación se hace una breve descripción e interpretación sedimentológica de las principales asociaciones de facies reconocidas en la Fm. Cortes de Tajuña. Se reconocen cuatro grandes tipos de facies:

1. *Brechas y ruditas*: Hacia la base de la Fm. Cortes de Tajuña o formando toda la unidad, pueden encontrarse brechas y ruditas de aspecto caótico, generalmente muy mal clasificadas (entre 0.1 y 1 m por término medio) y constituidas por cantos carbonáticos angulosos, flotando en una matriz carbonatada micrítica o de tamaño arena. Algunos de estos clastos pueden identificarse como procedentes de la erosión de las unidades dolomíficas Triásicas infrayacentes (facies Muschelkalk y Fm. Imón), encontrándose localmente olistolitos de potencias decamétricas. Localmente pueden encontrarse además cantos siliciclásticos y cuarcíticos (procedentes de la erosión de las facies Buntsandstein o de las series Paleozoicas) así como fragmentos resedimentados de rocas volcánicas (basaltos alcalinos). La mayor parte de esta brecha, sin embargo, está compuesta por intraclastos de calizas y dolomías que a veces presentan laminación algal, y que se depositaron en condiciones marinas someras durante el inicio del Jurásico.

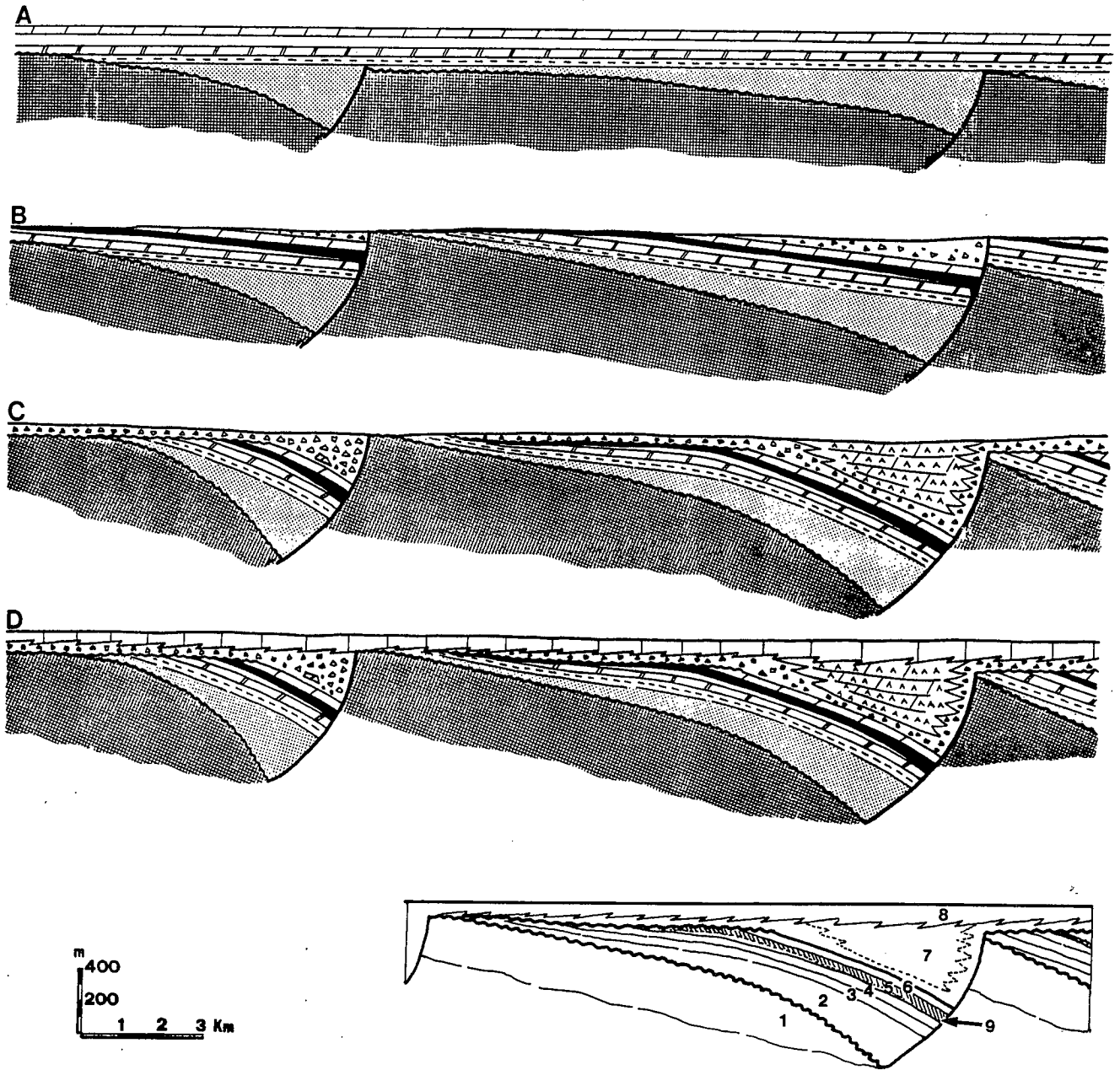
Esta brechas procede de la destrucción y erosión de las unidades infrayacentes o de la incipiente plataforma liásica, consecuencia de una tectónica extensiva sinsedimentaria.

2. *Evaporitas*: Tanto en diversos afloramientos de la Cordillera Ibérica como en testigos de sondeo se constata que los materiales de la base del Jurásico están constituidos localmente por una potente sucesión de evaporitas (yesos o anhidritas, en sondeo), de hasta varios centenares de metros de espesor. Se trata de la denominada "zona de anhidrita" (Castillo Herrador, 1974). De acuerdo con este autor, esta facies se concentra en dos puntos de la cuenca: en el sector central de la Depresión del Ebro y entre las provincias de Valencia y Cuenca, donde la "zona de anhidrita" alcanza espesores máximos de 700 m. La geometría de las capas evaporíticas y su composición mineralógica e isotópica, indica depósito en ambientes de sabkhas costeras, bajo influencias marinas episódicas (Giner, 1980; Orfí, 1987).

3. *Dolomías masivas oquerosas (carniolas)*: Otra facies ampliamente reconocida en la cuenca Ibérica en la base del Lias y conocida tradicionalmente con el nombre de carniolas, consiste en dolomías masivas oquerosas, que localmente contienen clastos carbonáticos con evidencias de depósito en condiciones marinas someras, como laminaciones algales. Además se encuentran numerosas evidencias de relictos de evaporitas, como porosidades móldicas. El origen de estas facies ha sido relacionado con el lavado de los componentes más solubles bajo ambientes deposicionales o diagenéticos, generandose procesos de dolomitización y brechificación por colapso en las facies carbonatadas (Morillo y Meléndez, 1979; Giner, 1980). Cuando los componentes evaporíticos están ausentes se encuentra una facies de dolomías masivas.

4. *Dolomías tableadas*: Hacia el techo de la Fm. Cortes de Tajuña se reconocen facies dolomíticas formando cuerpos tabulares de potencias comprendidas entre 0,8 y 2 m. Estas dolomías muestran evidencias de depósito en condiciones marinas someras e intermareales, tales como laminaciones algales o brechas de cantos planos. Se encuentran en tránsito gradual hacia las calizas y dolomías tableadas de la unidad suprayacente (Fm. Cuevas Labradas, Goy *et al.*, 1976). La Fm. Cuevas Labradas se distribuye de forma muy homogénea a lo largo de toda la cuenca. Su depósito tuvo lugar en una extensa rampa carbonatada somera, de bajo ángulo (Gómez, 1979; Giner, 1980). Localmente (Garraf, Sierra de la Demanda), esta formación se sitúa directamente sobre la superficie de erosión producida durante la extensión del límite Triásico-Jurásico.





**Figura 61:** Evolución sedimentaria durante el límite Triásico- Jurásico en la cuenca Ibérica (basado en datos obtenidos al Este de la Sierra del Moncayo: San Román y Aurell, 1992). A: Rethiense; B: Hettangiense Inferior; C: Hettangiense superior, D: Sinemuriense. Leyenda: 1: Paleozoico, 2: Buntsandstein, 3: Muschelkalk medio, 4: Muschelkalk superior, 5: Keuper, 6: Fm. Imón, 7: Fm. Cortes de Tajuña, 8: Fm. Cuevas Labradas, 9: Basaltos alcalinos.

## **Evolución sedimentaria**

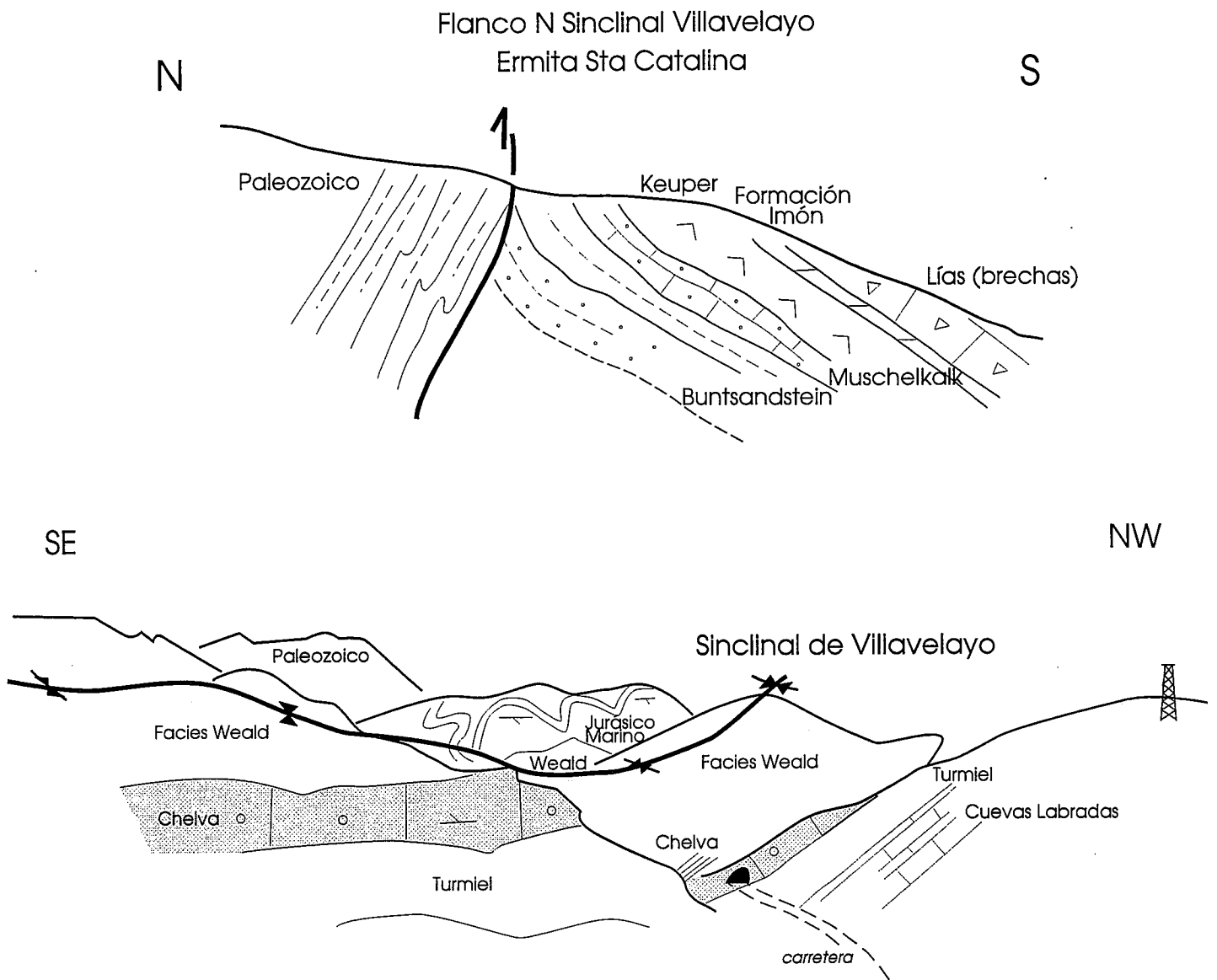
De acuerdo con los datos disponibles y sintetizados anteriormente, se ha propuesto un modelo evolutivo para la cuenca Ibérica durante el límite Triásico-Jurásico (fig. 61). La sedimentación durante el ciclo Triásico finalizó con el depósito de las facies marinas someras de la Fm. Imón. Con posterioridad al depósito de esta unidad se inició una actividad tectónica distensiva que provocó la ruptura de la rampa Triásica. Los *sills* de basaltos alcalinos que se encuentran generalmente intercalados dentro de las facies Keuper se han relacionado con etapas previas a esta fase de extensión (Bastida *et al.*, 1989). Esta tectónica distensiva está en relación con la apertura del margen occidental del Tethys durante el límite Triásico-Jurásico.

La distribución de potencias y facies de la Fm. Cortes de Tajuña sugiere la formación de semigrábenes en el límite Triásico-Jurásico, consecuencia del desplazamiento de fallas normales lístricas. Hay evidencias que prueban que algunas de estas fallas son tardihercínicas reactivadas, y controlaron previamente la sedimentación en el inicio del ciclo Triásico (facies Buntsandstein, Sopeña *et al.*, 1989; Roca *et al.*, 1994; San Román y Aurell, 1992). Estos semigrábenes fueron rellenados por facies de brechas y ruditas en el inicio del Jurásico. En las zonas más subsidentes de algunas de estas cubetas se encuentran unidades evaporíticas y carbonáticas depositadas en ambientes de sabkhas. Sobre las facies de brechas y evaporíticas se extienden las facies carbonáticas tableadas, depositadas bajo ambientes marinos someros, de tipo rampa. El depósito de esta unidad marina tuvo lugar con posterioridad a la fase tectónica del límite Triásico-Jurásico y refleja una inundación progresiva de la cuenca, que culmina con los depósitos de la Fm. Cuevas Labradas (Sinemuriense-Pleinsbachiense inferior).

### **El límite Triásico-Jurásico en el sector del Embalse de Mansilla**

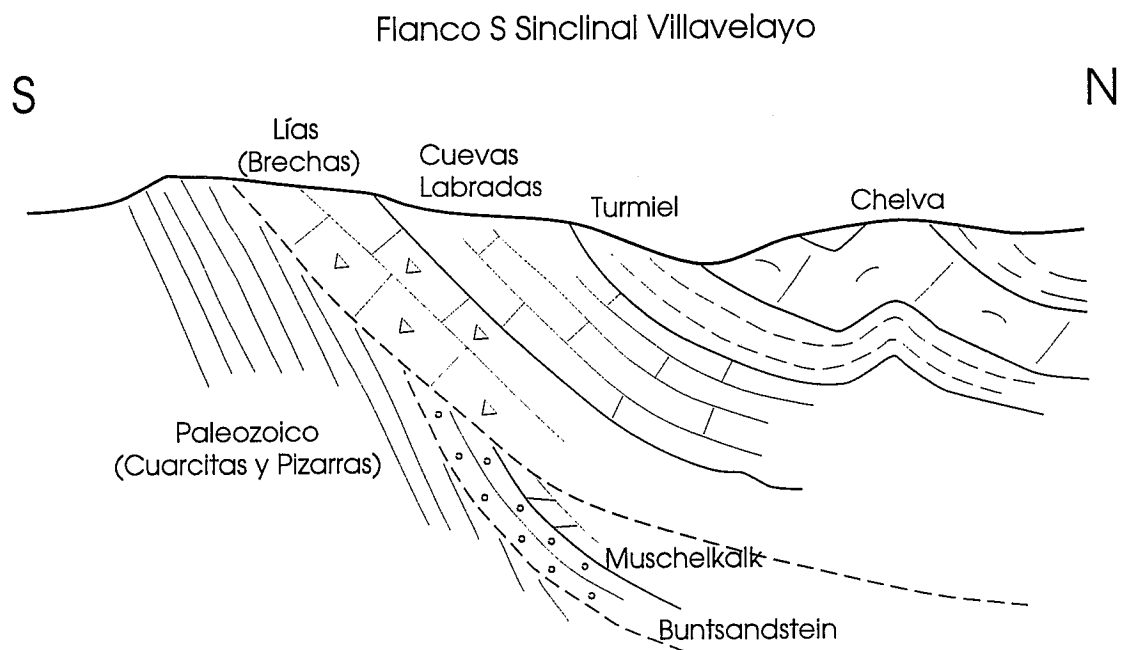
En esta excursión se examina el límite Triásico-Jurásico en dos paradas, situadas en los alrededores del embalse de Mansilla, a ambos flancos de una estructura sinclinal (fig. 20).

En la primera parada se reconocen las unidades Triásicas y la base del Jurásico a lo largo del talud de la carretera, en las proximidades de la Ermita de Santa Catalina. En la figura 62 se muestra un corte esquemático de estas unidades. El Triásico está constituido por cuatro unidades. En la base, las facies Buntsandstein, formadas por un tramo basal de 27 m de areniscas rojas estratificadas en bancos métricos con frecuentes estratificaciones cruzadas, y un tramo superior semicubierto de lutitas con intercalaciones arenosas de 13 m de potencia. Estas pasan gradualmente a las margas y dolomías arenosas ocreas en



**Figura 62:** Esquemas de campo de las formaciones y estructuras observables desde la Ermita de Santa Catalina. Hacia el Este se observa la secuencia completa del Triásico en facies germánica.

facies Muschelkalk. Esta unidad muestra evidencias de sedimentación en un medio marino somero, con presencia de bivalvos, laminación algal y bioturbación, y tienen un espesor total de 14 m. Sobre ella, las facies Keuper están formadas por 25 m de arcillas rojas y margas grises, con intercalación de niveles dolomíticos. La última unidad del Triásico está formada por 21 m de dolomías tableadas, a veces oquerosas, con pseudomorfos de evaporitas y niveles con laminación algal y estructuras de desecación. Esta unidad corresponde a la Fm. Imón.



**Figura 63:** Esquema de campo de las formaciones observables en el flanco Sur del sinclinal de Villavelayo.

La Fm. Imón está coronada por una superficie irregular, sobre la que se encuentra una unidad de brechas de potencia irregular (20 a 30 m), correspondiente a la Fm. Cortes de Tajuña. Se trata de una brecha mal clasificada, con clastos angulosos generalmente carbonatados de hasta 1 m. La matriz entre estos clastos es margosa y arenosa. Hacia la base de estas brechas se reconocen clastos dolomíticos procedentes de unidades Triásicas infrayacentes (facies Muschelkalk, Fm. Imón), mientras que hacia techo predominan los cantos micríticos, procedentes de la erosión de la plataforma marina del inicio del Jurásico. Estas brechas pasan gradualmente a las calizas micríticas tableadas, correspondientes a la Fm. Cuevas Labradas. Esta unidad tiene un espesor bastante constante a lo largo de todo el sector de Mansilla, entorno a los 30 m.

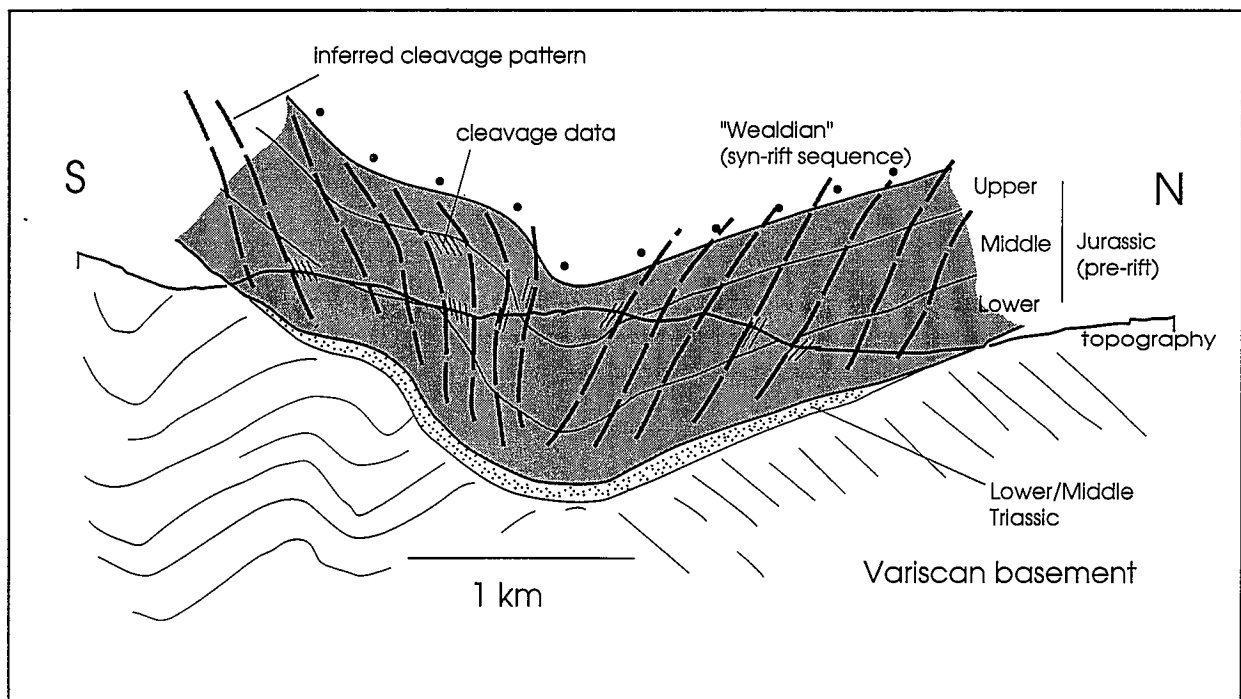
En la segunda parada, localizada en el flanco Sur del sinclinal de Mansilla (corte del río Portilla, fig 20), las unidades del Triásico descritas anteriormente están ausentes, de modo que la unidad basal del Jurásico se apoya directamente sobre las pizarras del Paleozoico (fig. 63). La Fm. Cortes de Tajuña tiene 10 m de espesor, y está formada por facies de dolomías masivas oquerosas (carniolas), con intercalación de niveles de brechas de cantos centimétricos, entre los que se han identificado cantos cuarcíticos paleozoicos. De modo semejante a lo observado en la parada anterior, la unidad pasa gradualmente a las calizas tableadas de la Fm. Cuevas Labradas.

La ausencia de las unidades triásicas en el flanco Sur del sinclinal de Mansilla se interpreta como debido a una etapa erosiva en relación con la etapa extensiva del límite Triásico-Jurásico (fig. 61). De este modo, en el inicio del Jurásico se formó un semigraben, a partir de una falla localizada en el flanco Norte del sinclinal. En este sector la serie Triásica está completa, y en el inicio del Jurásico se acumulan brechas mal clasificadas, que incluyen cantos Triásicos. Estos cantos reflejan la erosión del umbral que limitó este semigraben hacia el sur, donde la erosión es máxima, de modo que el Jurásico puede llegar a apoyarse directamente sobre el paleozoico.

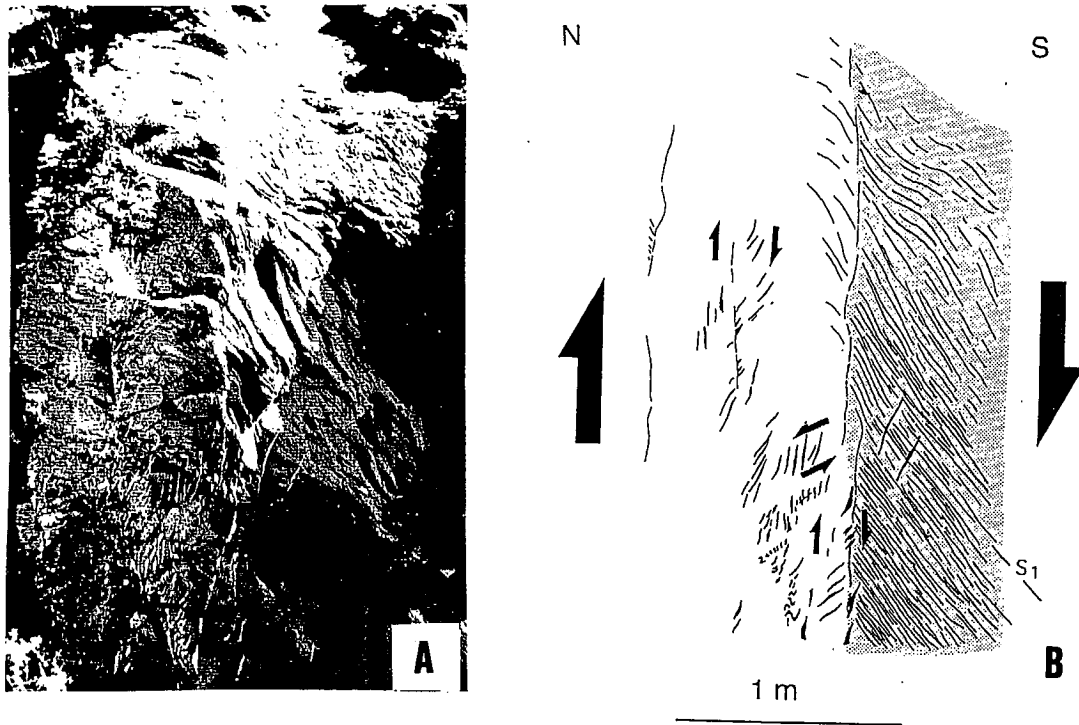
## PARADA 10. GEOMETRIA Y MECANISMOS DE LOS PLIEGUES MESOZOICOS.

El sinclinal de Villavelayo es uno de los pliegues sinesquistosos cuya traza axial no ha sido apenas modificada durante la compresión terciaria. Se sitúa entre los anticlinales de núcleo paleozoico de la Demanda y Neila. Para realizar un corte completo del sinclinal hay que cruzar el embalse de Mansilla, y continuar por la pista de tierra de la orilla del embalse hasta llegar al curso del río Portilla, de dirección N-S, que permite acceder hasta su flanco sur.

El sinclinal de Villavelayo aparece definido por las capas del Triásico y Jurásico. En el núcleo aparece también parte de la secuencia *synrift* de la cuenca de Cameros. En esta zona no existe nivel de despegue por lo que el techo del basamento debe describir la misma geometría. Su aspecto actual es el de un pliegue asimétrico y un tanto irregular, con los estratos de su flanco Norte buzando entre 20 y 30° y entre verticales y subhorizontales en el flanco Sur (fig. 64).



**Figura 64:** Corte geológico del sinclinal del Villavelayo mostrando las relaciones geométricas de estratificación y esquistosidad. Marcado como 8 en la figura 13. Tomado de Casas y Gil (1996).



**Figura 65:** Fotografía y esquema de las microestructuras observables en las capas verticales de la Fm. Chelva cercanas al núcleo del sinclinal de Villavelayo. Tanto las grietas como la esquistosidad son compatibles con una cizalla con sentido de "techo hacia el Sur".

La esquistosidad aparece bien desarrollada en las capas lutíticas y carbonatadas del Jurásico medio, que alcanzan varios decímetros de potencia. En el resto de la serie jurásica la esquistosidad aparece concentrada en los niveles más margosos, que en general presentan escaso espesor. En el flanco Norte del sinclinal la esquistosidad presenta dirección similar a la de la estratificación, pero con buzamiento algo mayor. En su flanco sur, en las zonas cercanas al núcleo, con capas verticales, la esquistosidad buza menos que la estratificación, pero el ángulo entre ambas se mantiene próximo a los 45°. En los estratos competentes no aparece esquistosidad, pero en cambio aparecen numerosas grietas rellenas de calcita con geometría sigmoidal y escalonadas, indicando un movimiento de cizalla paralelo a las capas y con sentido inverso (techo hacia el Sur en el flanco Sur del sinclinal). Ambos tipos de estructuras son compatibles con un mecanismo de plegamiento por flexural-flow en el flanco de un pliegue (fig. 65): la deformación interna de las capas duras se llevaría a cabo mediante estructuras frágiles, mientras que en las capas incompetentes tendría lugar la formación de esquistosidad, con orientación de los filosilicatos.

El hecho de que en el flanco Sur del sinclinal se mantenga el ángulo estratificación/esquistosidad, independientemente del buzamiento de los estratos, invita a pensar que parte de la inclinación de los mismos ha sido adquirida con posterioridad a la formación del pliegue sinesquistoso, cuyos flancos posiblemente no buzaran más de 20°. Esta reactivación del pliegue se debería a la compresión terciaria. El hecho de que se haya mantenido a posición de su eje durante las dos etapas podría deberse a la no existencia de nivel de despegue por debajo del mismo, lo cual supone una cierta dificultad para los procesos de migración de charnela.

Hacia el Sur el flanco del sinclinal pierde buzamiento, al tiempo que aparecen algunos pequeños cabalgamientos y pliegues de despegue de escasa entidad, en algunos casos retrovergentes, en las formaciones poco competentes del Jurásico marino (fundamentalmente en las Calizas y margas de Turmiel y calizas del Bajociense).



## BIBLIOGRAFIA

- Alonso, J. L. , 1985, *Estructura y evolución tectonoestratigráfica del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*: Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo. Pub: Institución Fray Bernardino de Sahagún de la Excma. Diputación Provincial de León, 276 p.
- Alvaro, M., 1991, Tectónica in Instituto Tecnológico Geominero de España (ed), *Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, hoja nº 40, Daroca*: Instituto Geológico y Minero de España (Madrid), 239 p.
- Alvaro, M., Capote, R., y Vegas, R., 1979, Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Ibérica Oriental: *Acta Geológica Hispánica*, v.14, p. 172-177
- Arlegui, L. y Simón, J. L., 1993, El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos neógeno: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, p. 115-122.
- Arthaud, F. y Matte, P., 1977, Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: results of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1305-1320
- Aurell, M y Meléndez, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. In: Possamentier *et al.* (eds), *Sequence Stratigraphy and facies associations*. Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub., 18: p. 343-368.
- Aurell, A.; Meléndez, A.; San Román, J.; Guimerá, A.; Roca, E.; Salas, R.; Alonso, A. y Mas, R. (1992): Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. *Actas III Congreso Geológico de España, Salamanca*, 1: 50-54.
- Barrenechea, J.F., 1994, *Metamorfismo de muy bajo grado en el tránsito diagenésis-metamorfismo, del grupo Urbión*. Tesis doctoral. Univ. Comp. Madrid.
- Bastida, J., Besteiro, J., Reventos, M.M., Lago, M. and Pocoli, A., 1989. Los basaltos alcalinos subvolcánicos espilitizados de Arándiga (provincia de Zaragoza): estudio mineralógico y geoquímico: *Acta Geológica Hispánica*, 24: p. 115-130.
- Boillot, G. y Capdevila, R. ,1977, The Pyrenees: subduction and collision?: *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 35, p. 151-160.
- Bott, M.H.P., 1982, Origin of lithospheric tension causing basin formation: *Philosophical Transactions of the Royal Society*, London, v. A305, p. 319-324
- Bott, M.P. y Kusznir, N.J., 1984, Origins of tectonic stress in the lithosphere: *Tectonophysics*, v. 105, p. 1-14.
- Calvo Hernández, J.M. , 1993, *Cinemática de las fallas discontinuas en el sector central de la Cordillera Ibérica*: Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 355 p.
- Capote, R., 1983, La tectónica de la Cordillera Ibérica. In: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, tomo II, p. 108-131. I.G.M.E., Madrid

- Carls, P., 1983, La zona asturoccidental-leonesa en Aragón y el macizo del Ebro como prolongación del macizo cantábrico. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, tomo III, p. 11-32, I.G.M.E., Madrid
- Casas Sainz, A. M., 1990, *El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 382 pp. Pub. Instituto Estudios Riojanos, 1992, monográfico nº 4 de la revista Zubía, 220 p.
- Casas-Sainz, A. M. y Gil-Imaz, A., 1995, Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria), por Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerà, J.: Discusión. *Boletín de la Sociedad Geológica de España*, v. 86, p. 337-346.
- Casas-Sainz, A. M. y Gil-Imaz, A., 1996, Extensional subsidence, burial metamorphism and subsequent inversion of the Eastern Cameros Basin (Spain). *Bulletin of the Geological Society of America* (submitted)
- Casas-Sainz, A.M. y Simón-Gómez, J.L., 1992, Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain): *Journal of Structural Geology*, v.14, p.521-530
- Casas-Sainz, A.M., 1993, Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain): *Geodinamica Acta*, v.6, p.202-216
- Casquet, A., Galindo, C., González-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E. y Barrenechea, J.F., 1992, El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas: *Geogaceta*, v.11, p. 22-25
- Castillo Herrador, F., 1974. Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XVI (7): 666-675.
- Clemente, P. y Pérez-Arlucea, M., 1993, Depositional architecture of the Cuerda del Pozo formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 437-452
- Colchen, M., 1974, *Géologie de la Sierra de la Demanda*. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España: Instituto Geológico y Minero de España (Madrid), 436 p.
- Colomer, M., 1987, *Estudi geològic de la vora sud-oest de la fossa de Calatalud-Daroca, entre Villafeliche y Calamocha*. Tesis de Licenciatura, Universitat de Barcelona, 99 p.
- Cook, F. A. y Varsek, J. L., 1994, Orogen-scale decollements. *Reviews of Geophysics*, 32, p. 37-60.
- De Caritat, P. Hutcheon, J. y Walshe, J. 1993, Chlorite geothermometry: A review: *Clays Clay Mineralogy*, 41, p. 219-239.
- Esteban, M. y Juliá, R., 1973. Discordancias erosivas intrajurásicas en las Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, 8: 153-157.

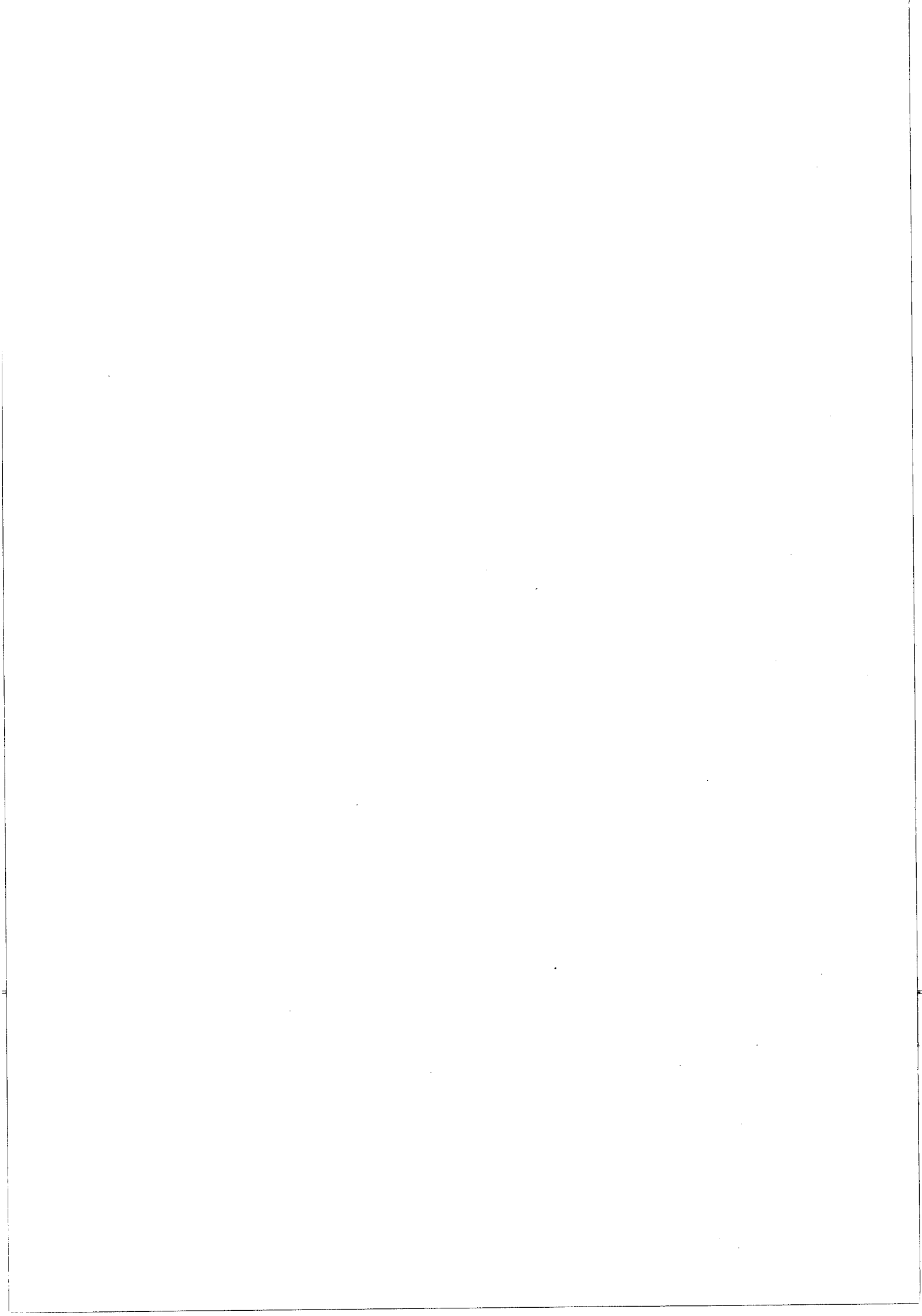
- Garrido-Mejías, A., 1973, *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 395 p.
- Garrido-Mejías, A., 1982, Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas: *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología*, p. 385-402. Argentina.
- Gil-Imaz, A. , 1992, *El dominio de la esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Central (Sierra del Moncayo-Tierra de Agreda)*: Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 79 p.
- Gil-Imaz, A. y Pocovi, A., 1994, La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo): *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v.7, p.
- Gil-Imaz, A. y Pocovi-Juan, A., 1991, Aplicación del método R/f al análisis de la deformación finita de los materiales wealdenses de Agreda (Soria): *Geogaceta*, v.9, p. 27-30
- Gil-Imaz, A., Alba-Enatarrriaga, J. y Pocovi-Juan, A., 1990, Algunos aspectos de la deformación continua de los materiales mesozoicos del borde noroccidental de la Cadena Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas: *Geogaceta*, v.8, p. 28-30
- Giner, J., 1978, Origen y significado de las brechas del Lías de la Mesa de Prades (Tarragona). *Estudios Geológicos*, 34: 529-533.
- Giner, J., 1980, *Estudio sedimentológico y diagénético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 315 pp.
- Goldberg, J.M., Guiraud, M., Maluski, H. y Séguret, M., 1988, Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 307, p. 521-527
- Gómez, J.J., 1979. *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doct., Univ. Comp. Madrid, Sem. Estratigrafía (Serie Monografías), 4: 686 pp.
- Gómez-Fernandez, J.C., 1992. Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica. *Tesis Univ. Complutense de Madrid*. Ined. 343 pp.
- Gómez-Fernandez, J.C. y Melendez, N. , 1994, Estratigrafía de la "Cuenca de los Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7: 121-139.
- González, A. , 1989, *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y cubetas marginales ibéricas*, Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. 507 p..
- González, A., Pardo, G. y Villena, J., 1988, El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas, *II Congreso Geológico de España*, Granada, p. 175-184

- Goy, A., Gómez, J.J. y Yébenes, A., 1976, El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades Litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32, p. 391-423
- Guimerà, J., 1988, *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana*, Tesis Doctoral, Univ de Barcelona, 600 pp.
- Guimerà, J. y Alvaro, M., 1990, Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Cotlière Catalane (Espagne): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8, p. 339-348
- Guiraud, M., 1983, *Evolution tectono-sedimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochement de Logroño-Soria (NW Espagne)*: Thèse IIIème cycle, Université de Montpellier, 172 p.
- Guiraud, M. y Séguret, M., 1984, Releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip basin (North Spain) in Biddle, K.T. y Cristhie-Blick N. (eds): *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37, p. 159-175.
- Jordán, T. E. y Allmendinger, R. W. , 1987, The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286, 737-764.
- Julivert, M. , Marcos, A. y Truyols, J., 1972, L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurian. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, C.IV, 1-7
- Julivert, M., 1978, The areas of Alpine Folded cover in the Iberian Meseta (Iberian Chain, Catalanides, etc.) in *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas*: Lemoine, Elsevier, p. 93-112
- Lago, M., Pocovi, A., Bastida, J. y Amigo, J. M., 1988, The alkaline magmatism in the Triassic-Liassic boundary of the Iberian Chain: Geological and petrological characters. II *Congreso Geológico de España*, Granada, Comunicaciones v.2, p. 31-34
- Lanaja, J. M., 1987, *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*: Instituto Geológico y Minero de España, 465 p.
- Liesa-Carrera, C. y Casas-Sainz, A.M., 1994, Reactivación alpina de pliegues y fallas del zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica: ejemplos de la Sierra de la Demanda y la Serranía de Cuenca. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, p. 119-135.
- Maestro, A., 1994, *Las deformaciones alpinas en la Cuenca de Almazán*: Tesis de Licenciatura. University of Zaragoza, 160 p.
- Martín-Closes, C., 1989, *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre*: Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 581 p.

- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerà, J., 1993, Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria): *Boletín de la Sociedad Geológica de España*, v. 6, p. 129-144
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerà, J., 1994, Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria): Réplica. *Boletín de la Sociedad Geológica de España*, v. 7, p. 347-355
- Mata, M.P., Pérez-Lorente, F., Soriano, J. y López Aguayo, F., 1989, Caracterización de cloritoides de la Sierra de los Cameros (Soria-La Rioja): primeros datos analíticos: *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 13, p. 35-41
- Mata, M.P., Prieto, A.C., Rull, F., Alla, J.M. y López - Aguayo, F., 1991, Cloritas dioctaédricas asociadas a piritas en metapelitas de la Sierra de Cameros: *Estudios Geológicos*, 47, p. 129-135.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. y Thomson, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.): *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 26, p. 52-62.
- Morillo, M.J. y Meléndez, F., 1979. El Jurásico de la Alcarria-La Mancha. *Cuadernos Geológicos*, 10: 149-166.
- Muñoz, A., 1992, *Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*: Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. Pub: Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 347 p
- Muñoz, A. y Casas, A.M., 1996, The Rioja trough: tecto-sedimentary evolution of a foreland symmetric basin. *Basin Research* (submitted)
- Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J., 1987, Análisis tectosedimentario del Terciario de la Depresión de Arnedo (Cuenca del Ebro, prov. de La Rioja). *Acta Geológica hispànica*, 21-22, 427-435.
- Muñoz, A., Soria, A. R., Canudo, J. I., Casas, A. M., Gil, A. y Mata M.P., 1995, Las facies Urgon del borde N de las Sierras de Cameros: implicaciones cronoestratigráficas y paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica* (submitted)
- Muñoz, A., 1993, *Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 123 p.
- Muñoz, J. A., 1992, Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust tectonics* (Ed. by K.R. McClay), p. 235-246. Chapman y Hall.
- Muñoz, J. A., Martínez, A., y Vergés, J., 1986, Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees, Northern Spain: *Journal of Structural Geology*, 8, p. 399-405.
- Ortí, F., 1987. Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico inferior en el Este de la Península Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 837-858.

- Pardo, G., Villena, J. y González, A., 1989, Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2, p.199-221.
- Pérez, A., 1989, *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano y aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 525 p.
- Platt, N., 1990, Basin evolution and fault reactivation in the Western Cameros Basin, Northern Spain: *Journal of the Geological Society of London*, v. 147, p. 165-175
- Pocovi, A., Besteiro, J., Osácar, M.C., González, J. y Lago, M., 1990, Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). *Geogaceta*, 8, 25-27.
- Quirantes, J., 1969, *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 250 p.
- Rambaud Pérez, A., 1960, La falla inversa del borde N de la Sierra de la Demanda en Cerro Peñalba (Logroño): *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural., Secc. Geol.*, p. 283-289
- Riba, O., 1976, Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation: *Sedimentary Geology*, 15, p. 213-233
- Riba, O. , 1992, Las secuencias oblicuas en el borde Norte de la Depresión del Ebro en Navarra y la discordancia de Barbarín: *Acta Geològica Hispànica*, 27, 55-68.
- Riba, O., Maldonado, A., Puigdefabregas, C., Quirantes, J. y Villena, J., 1971. *Mapa Geológico e España, Escala 1: 200000, nº 32 (Zaragoza)*. I.G.M.E. ed., 33 pp.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. , 1983, Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España.*, p. 131-160. IGME (Madrid).
- Roca, E., Guimerà, J. y Salas, R., 1994, Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain: *Geological Magazine*, 131, p. 155-168
- Roca, E y Guimerà, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western mediterranean). In E. Banda and P. Santanach (eds.), *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean. Tectonophysics*, 203 (In press.).
- Salas, R., 1987. *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca*: Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. Dpto. de Geoquímica, Petrología i Prospecció geològica. 3 t., 345 p.
- Salas, R. y Casas, A., 1993 Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Chain: *Tectonophysics*, 228, 33-55
- Salomon, J., 1980, Apparition des principales traits structuraux de la Sierra de Los Cameros (Chaîne Ibérique, Espagne du Nord) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur: *Comptes Rendus de la Académie des Sciences de Paris*, v. 290, p. 955-958

- Salomon, J., 1982, *Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chaîne Cantabrique et Nord-Ouest Ibérique)*; Thèse d'Etat. Université de Dijon, 228 p.
- Salomon, J. y Rat, P., 1983, Relations entre les domaines Cantabrique et Nord-Ouest Ibérique in Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, p.19-24
- San Román, J. y Aurell, M., 1992, Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 99, p. 101-117
- Santanach, P., 1983, Los Catalánides. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*, T. II, p. 120-130. I.G.M.E., Madrid, 752 p.
- Schudack, M., 1987, *Charophytenflora un Fazielle Entwicklung der Grenzsichten mariner Jura/Wealden in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien)* Tesis Doctoral, Universidad de Stuttgart, 179 p.
- Schudack, M. and Schudack, U., 1989. Late Kimmeridgian to Berriasian palaeogeography of the Northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner geowiss. Abh. (A)* 106: 445-457.
- Séguret, M. y Daignières, M., 1986, Crustal scale balanced cross-section of the Pyrenees, discussion: *Tectonophysics*, 129, p. 303-318.
- Simón Gómez, J. L., 1989, Recent stress field and brittle tectonics in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11, p. 285-294.
- Sopeña, A.; López, J.; Arche, A.; Pérez-Arlucea, M.; Ramos, A.; Virgili, C. y Hernando, S., 1989. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: W. Manspeizer (Ed.): *Triassic-Jurassic rifting*, Developments in Geotectonics 22, Elsevier, Part B: 757-786.
- Tischer, G., 1966, El delta Wealdico de las montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos: *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, v. 81, p. 53-78.
- Viallard, P., 1983, Le décollement de couverture dans la Chaîne Ibérique méridionale (Espagne): effet de raccourcissements différentiels entre substratum et couverture: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, p. 379-387
- Villena, J., 1971. *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel)*. Tesis Doct. Univ. de Granada, 290 p.
- Villena, J., González, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Pérez, A., 1992, Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27, 225-245.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A., 1995, Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: 1) Stratigraphic synthesis. In: *Tertiary basins of Spain* (ed. by Friend, P., Dabrio, C. y Flack, C.), Serie World and Regional Geology. Cambridge University Press (in press)









Rambaud Pérez, F., 1960