ZUBÍA	16	91-115	Logroño	1998

EL CABALGAMIENTO DEL SISTEMA IBÉRICO SOBRE LA DEPRESIÓN DEL EBRO ENTRE ANGUIANO Y SAN MILLÁN DE LA COGOLLA (LA RIOJA. ESPAÑA)*

Esteban, R.**
Pérez-Lorente, F.**

RESUMEN

En este trabajo se estudia una parte del contacto cabalgante del Sistema Ibérico con la Depresión del Ebro, en el que se aplican criterios que permiten aportar argumentos relativos a la discusión sobre mecanismo y cinemática del cabalgamiento citado. Las conclusiones a las que se llega parecen indicar que sólo hay estructuras relacionadas con las fases compresivas, posteriores a las distensivas que se suponen de la apertura y desarrollo de la cuenca de depósito del Cretácico Inferior.

Palabras clave: Cabalgamiento, Sistema Ibérico, Depresión del Ebro, Orogenia Alpina, La Rioja, España.

In this work we study part of the thrust between the Iberian Chain and the Ebro Basin. We applied criteria which allow us to contribute arguments to the discussion about the mechanism and kinematics of the mentioned thrust. The conclusions which we have reached seem to indicate that the tectonic instability is reflected only in the compressive phases posterior to the distensive stages believed to be related with the opening and development of the lower cretaceous deposit basin.

Key words: Overthrust, Iberian Chain, Ebro Basin, Alpine Orogeny, La Rioja. Spain.

---

* Recibido el 18 de noviembre de 1996. Aprobado el 16 de marzo de 1998

** Instituto de Estudios Riojanos. Muro de la Mata, 8. 26027 Logroño. Investigadores agregados del I.E.R.

0. INTRODUCCIÓN

Se estudia una zona, que ha sido la tesis de licenciatura de R. Estéban (1996), en el Norte de la Sierra de la Demanda, en la que afloran rocas de su núcleo paleozoico, de la orla mesozoica que la bordea y del relleno terciario de la Depresión del Ebro. La secuencia y disposición de estructuras encontradas permitien apoyar algunas de las hipótesis actuales y apartar otras, por lo que en este trabajo se puntualizarán las afirmaciones que se hacen con respecto a la evolución tectónica del cabalgamiento de la Sierra de la Demanda.

La zona (fig. 1) es una franja paralela al contacto entre la Sierra de la Demanda y la Depresión del Ebro, limitada en sus lados por los valles de los ríos Najerilla y Oja, los cuales atraviesan el contacto citado. Ocupa parte del Noreste de la hoja 21-11 (Ezcaray) y parte del cuadrante noroccidental de la hoja 22-11 (Anguiano), ambas del Mapa Topográfico Nacional de escala 1:50.000.

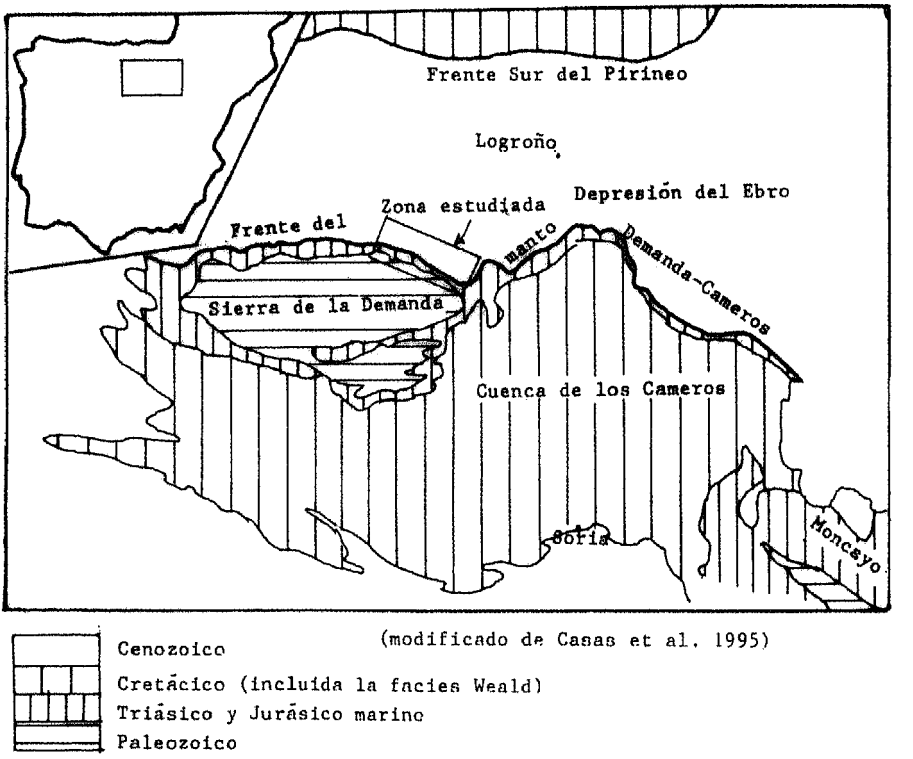


Figura 1

1. ANTECEDENTES

No se hace la cita completa ni la revisión de todos los antecedentes de geología regional porque se escapa a los objetivos de este trabajo. Tampoco se hace la revisión crítica de la posición de la Sierra de la Demanda con respecto a la Península Ibérica ni a otros edificios montañosos del Norte de la Depresión del Ebro por la misma razón.

Se conoce, por trabajos antiguos (Joly, 1926; Schriel, 1930; Richter, 1930) que la Sierra de la Demanda y la Depresión del Ebro están separadas por una fractura, perteneciente al cabalgamiento de Demanda-Cameros, que se extiende, en La Rioja, a lo largo de unos 150 km. En los años siguientes otros autores siguieron la misma hipótesis (Bomer, 1954; Navarro et al., 1960; Rambaud, 1960; Colchen, 1966; Esnaola et al., 1971), que se ha confirmado con datos sísmicos y de sondeos (Lanaja, 1987).

En el frente del cabalgamiento hay rocas de facies Keuper y Jurásico marino, en lugares también de Muschelkalk (Ventas Blancas-Lagunilla) y Cretácico continental (formaciones Utrillas/Escucha [Villarroya-Préjano] o de facies Weald [Anguiano]). En muchos puntos, el cabalgamiento no es una banda estrecha de cizalla, sino que son dos superficies definidas que afectan a las rocas preterciarias. En la base de las rocas terciarias de la Depresión del Ebro se han detectado también fallas inversas paralelas a las superficies citadas.

1.1. MODELO GENERAL

Se parte del modelo en el que la Orogenia Alpina es la responsable de la disposición estructural en tres unidades geotectónicas que se han comportado de manera diferente (Alvaro et al., 1979; Capote, 1983):

a) Zócalo rígido compuesto por sedimentos paleozoicos deformados previamente durante la Orogenia Hercínica, y por sedimentos de facies Buntsandstein adosados a los primeros, o *Núcleo de la Sierra de la Demanda.*

b) Cobertera compuesta por el nivel de despegue inferior (Keuper) y la serie sedimentaria superior que se pliega y cabalga (Muschelkalk-Cretácico Inferior), o *Franja intermedia de cabalgamiento.* En contra de lo que dicen Liesa et al. (1994) el Muschelkalk se pliega en franca disarmonía sobre el Buntsandstein.

c) depósitos molásicos cabalgados (¿?Oligoceno - Mioceno Superior), o *Depresión del Ebro.*

Existen varias hipótesis con respecto al modelo geodinámico. Las últimas emitidas postulan un modelo de inversión tectónica en el que las estructuras compresivas reutilizan las distensivas originales causantes de la formación de la cuenca sedimentaria cretácica (que debería extenderse por encima de la Sierra de La Demanda). Una de estas últimas postula que las estructuras distensivas estiran la cuenca de depósito mediante fallas que separan los materiales jurásicos (Casas, 1992), mientras que la otra postula que la fracturación se produce en los materiales del zócalo (Mas et al., 1993). En la primera la dirección de transporte durante el cabalgamiento fue NNO, en la segunda NNE.

Finalmente, Riba et al. (1992) elaboran un modelo geocinemático que consta de una cuenca (Depresión del Ebro) limitada por fallas inversas responsables, durante el cabalgamiento, de movimientos tectónicos cuya deformación tenía locación y magnitud variable con el tiempo. Esto expresado de otra forma se traduce en que una zona se deformaba a impulsos, algunos de los cuales no se corresponden con los encontrados en otras.

2. ESTRATIGRAFÍA

La descripción siguiente se refiere exclusivamente a los materiales que afloran en la zona estudiada (figura 2).

2.1. SEDIMENTOS PALEOZOICOS

Afloran en el núcleo de la Sierra de la Demanda. Son conglomerados, areniscas y pizarras muy tectonizados. Colchen (1974) atribuye este conjunto al Cámbrico Inferior, y lo engloba en dos formaciones:

– Conglomerados de Anguiano. Los elementos son de cuarzo, cuarcita y turmalina. Hay algún nivel de arenisca intercalado entre ellos. Se atribuyen a la base del Cámbrico por criterios estratigráficos y sedimentológicos. Su potencia máxima se estima en 335 m. al Sur de Anguiano (Ramírez et al., 1990).

– Areniscas y Pizarras del Puntón definidas por lechos de arenisca y pizarra. Se suponen del Cámbrico Inferior por su situación en la secuencia estratigráfica. Su potencia el el río Najerilla es de 570 m (Ramírez et al., 1990).

2.2. SEDIMENTOS MESOZOICOS.

Ocupan la franja que aflora entre los materiales paleozoicos y los terciarios.

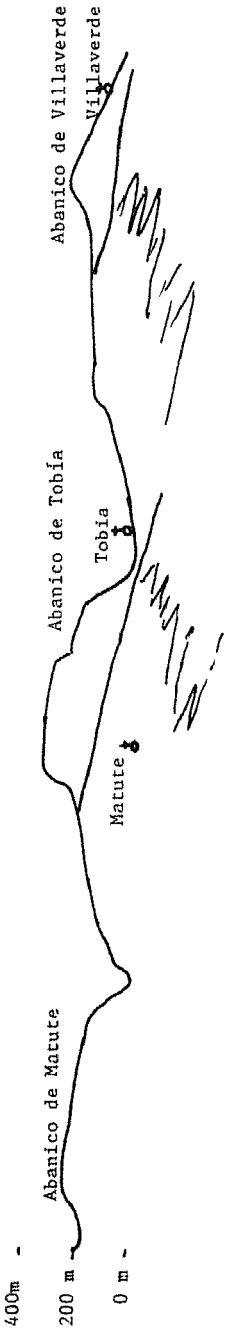

Abanico de Villaverde
Villaverde
Abanico de Tobía
Tobía
Matute
Abanico de Matute
400m
200 m
0 m

Figura 3

2.2.1. TRIÁSICO

Son depósitos de facies germánica como en el resto del Sistema Ibérico. Su descripción se basa en los trabajos de Wienands (1966), Colchen (1974) y Ramírez et al. (1990).

La facies Buntsandstein se compone de conglomerados y areniscas y limos rojos, que yacen sobre las rocas paleozoicas, sobre los que son discordantes. Los conglomerados son mucho menos potentes (20-30 m) que las areniscas y limos (80-90 m).

Boquera et al. (1978) y Pérez-Lorente et al. (1988) cartografían capas de calizas y dolomías que consideran de facies Muschelkalk. La atribución de los paquetes dolomíticos y calizos es dudosa en algunos afloramientos; en otros, la composición y la situación entre el Buntsandstein y el Keuper, indican sin dudas su edad y facies.

La facies Keuper la dan arcillas versicolores. Se ha visto poco yeso, y "ofitas" muy alteradas. El material está muy deformado debido a su plasticidad.

2.2.2. JURÁSICO MARINO

La sucesión estratigráfica se ha hecho teniendo en cuenta los trabajos de Mensink (1966), Colchen (1974), Goy et al. (1976), Alonso et al. (1990) y Wilde (1990). La nomenclatura se ha tomado de estos trabajos.

2.2.2.1. FORMACIÓN DE CORTES DE TAJUÑA. Rethiense-Hettangiense.

Yace sobre el Keuper y su contacto es normal según Ramírez et al. (1990), aunque según Aurell et al. (1992) es discordante a escala regional. En los afloramientos de esta zona, tal contacto no se ve debido a las fallas que lo retocan, al tapiz vegetal y al suelo desarrollado. La Formación comienza con calizas oquerosas y brechas dolomíticas, y termina con dolomías. Su potencia máxima oscila entre 100 y 120 m.

2.2.2.2. FORMACIÓN DE CUEVAS LABRADAS. Sinemuriense.

Mayormente son calizas dolomíticas, tableadas, con láminas de algas, en bancos de espesor variable. La potencia de la formación es de 70-80 m.

2.2.2.3. FORMACIÓN DE TURMIEL. Pliensbaquiense-Toarciense.

Son margas y calizas alternantes. En estos afloramientos es muy fácil encontrar restos fósiles de braquiópodos, lamelibranquios, ammonites, belemnites,.. La potencia media es de unos 160 m. Al Sur de Matute, debido a su contenido en margas, funciona esta formación como nivel de despegue.

2.2.2.4. FORMACIÓN DE CHELVA. Aaleniense-Bathoniense.

Resalta sobre las formaciones que la incluyen debido a que son calizas competentes, prácticamente sin intercalaciones margosas, más resistentes a la erosión. En general son calizas ooliticas y bioclásticas. Se encuentran bien estratificadas a pesar de que su apariencia es masiva en muchos afloramientos. Su potencia es de unos 190 m.

2.2.2.5. FORMACIONES DE MONTENEGRO Y DE ALDEAPOZO. Bathoniense-Oxfordiense.

Fundamentalmente compuestas por calizas y margas muy oscuras, muchas veces oolíticas. Tienen elementos silíceos detríticos (siliciclastos) más abundantes cuanto más modernos son los paquetes que los contienen (Boquera et al., 1978). Su espesor se calcula en unos 170 m.

2.2.2.6. FORMACIÓN DE TORRECILLA. Kimmeridgiense.

Entre las rocas carbonatadas marinas jurásicas y los sedimentos continentales suprayacentes, hay un paquete de calizas que resalta en el terreno. Es muy posible que se trate del equivalente lateral de la formación citada. Al no haber encontrado fósiles hasta este momento, no se puede conocer su edad concreta y por lo tanto que pertenezcan o no a la Formación de Torrecilla. La potencia de este paquete es del orden de 10 m.

2.2.3. JURÁSICO Y CRETÁCICO CONTINENTALES

Sólamente hay una mancha pequeña al Este de la zona, en continuidad con los afloramientos de la misma facies encontrados aún más al Este (Navarro et al., 1960; Pérez-Lorente, 1987a). Las rocas son calizas tableadas y capas de areniscas, carbonatos y limolitas de facies Weald.

2.3. SEDIMENTOS TERCIARIOS

El trabajo más completo sobre estratigrafía del Terciario de la Depresión del Ebro en esta región se debe a Riba (1964). Trabajos de detalle posteriores son los de Pérez-Lorente et al. (1988), Ramirez et al. (1990) y Muñoz (1992).

Las rocas terciarias rellenan la Depresión del Ebro y están cabalgadas por el conjunto Paleozoico-Mesozoico procedente del Sur. Aunque en general, al alejarse del borde de la Sierra los estratos son horizontales, al menos hay, en el interior de la Depresión, algunas estructuras homoclinales que modifican tal colocación. Al no encontrarse fósiles, la edad que se les asigna hay que extrapolarla desde yacimientos lejanos (Muñoz, 1992).

Para cartografiar las estructuras a la escala que se hizo el trabajo de campo, seguimos la diferenciación estratigráfica de Pérez-Lorente et al. (1988) que distingue grupos de capas más pequeños y de variabilidad mayor que las Unidades tectosedimentarias (UTS). Según este autor, los tres litosomas que se encuentran son:

2.3.1. CONGLOMERADOS DEL PONZO. ¿Oligoceno superior? – Mioceno inferior.

Son masas de conglomerados de cantos carbonatados cementados por carbonatos. La edad supuesta es Oligoceno superior-Mioceno Inferior (Pérez-Lorente et al., 1988). La potencia no se puede precisar porque dan cuerpos lenticulares adosados al frente cabalgante, que se superponen de Este a Oeste (al menos tres en esta zona) en el espacio y en el tiempo. Se han medido más de 500 metros de espesor de conglomerados.

Según Ramírez et al (1990) los Conglomerados del Ponzo estarían en las unidades 29 y 31 (UTS2 y UTS3) de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior. Para Muñoz (1992) estos conglomerados estarían incluidos en las $UTSA_2$, $UTSA_3$, $UTSA_4$ y $UTSA_5$. Es posible que la cartografía que presenta dicho autor tenga un error ya que coloca la $UTSA_2$ en el lugar en donde afloran depósitos continentales de facies Purbeck-Weald. Si nuestras correlaciones son correctas, la edad atribuible a los conglomerados según este autor, va desde el Oligoceno al Aragoniense medio (Mioceno inferior/medio).

2.3.2. FORMACIÓN DE NÁJERA. ¿Oligoceno superior?-Mioceno inferior.

Capas de areniscas y limos alternantes de colores pardo rojizos. Se indentan con las formaciones anteriores; el paso entre una y otras es a través de secuencias intermedias de conglomerados, areniscas y limos alternantes, en las que predomina una

u otra composición lítica según la proximidad o lejanía a los Conglomerados del Ponzo. La potencia de esta Formación no se puede deducir a partir de datos de superficie.

En la cartografía, el límite entre los conglomerados cementados y los limos y arenas de la misma edad indican el cambio lateral de Conglomerados del Ponzo a Formación de Nájera. En la figura 3 se observa como hay dos cuerpos potentes solapados y separados por capas de sedimentos más finos: uno va desde Anguiano a Matute (Abanico de Matute) buzando entre 15 y 20º, al Sur de este último pueblo; el otro, en el que también son mayoritarios los cantos carbonatados (Abanico de Tobía), va desde el Sur de Matute hacia Tobía. El techo de este segundo cuerpo se cartografía hasta Villaverde. Por encima hay niveles de la Formación de Nájera, y por encima de ellos, hay un tercer cuerpo de conglomerados cementados de cantos carbonatados, aunque ya mucho menos potente que los anteriores (Abanico de Villaverde). Esta imagen es propia de la superposición de la terminación lateral de abanicos aluviales con su paso hacia la llanura de inundación.

Las dataciones paleontológicas hechas en los alrededores, sobre esta formación (cf. Riba et al., 1992) son de edad Mioceno inferior.

2.3.3. EL PROBLEMA DE LOS CONGLOMERADOS SILICEOS SUELTOS.

En todo el contacto entre el Sistema Ibérico y la Depresión del Ebro en La Rioja hay doble distribución de los conglomerados sueltos de cantos silíceos (Pérez-Lorente et al., 1989): unos intercalados en las series rojas de conglomerados cementados de cantos carbonatados, y otros que yacen sobre los materiales terciarios y mesozoicos, posteriores a las fases principales de cabalgamiento. Por esta razón, consideramos en este trabajo que la Formación de Santurdejo está intercalada con los Conglomerados del Ponzo, de edad Mioceno inferior. Los segundos, discordantes, los correlacionamos con el Conglomerado del Serradero de Pérez-Lorente (1987a).

La Formación de Santurdejo está constituida por conglomerados de cantos de cuarcitas y pizarras, generalmente de menos de 15 cm de diámetro, incluidos en matriz arenoso-arcillosa suelta. En esta zona, al Oeste de Villaverde, hay un enorme paleocanal de conglomerados cementados. Su potencia oscila entre 100 y 300 m. Ramírez et al. (1990) cartografían sobre ellos la UTS3 (unidad 32), de edad Mioceno inferior. Muñoz (1992) tampoco los separa por lo que debemos incluirlos en una edad Mioceno medio ($UTSA_5$). En los trabajos que hay en las áreas limítrofes, hacia el oeste, los conglomerados de la Formación de Santurdejo están bajo la Formación de Cerezo (Caro et al., 1989a).

Los Conglomerados del Serradero son también de cantos silíceos sueltos, aunque de diámetro mayor. Los afloramientos están más dispersos y aislados. Resulta complicado separar ambos tipos de conglomerados cuando se encuentran en contacto. Ramírez et al., (1990) cartografían una mancha de estos conglomerados discordantes, al Sur de Villaverde, pero los asocian a la UTS3 (unidad 32); en caso de correlacionarse con su UTS5 (unidad 36) la edad que les asignan es Mioceno superior-Plioceno inferior. Muñoz (1992) no separa ninguna de las manchas de estos conglomerados, pero, este autor dice que los que fosilizan el cabalgamiento son de la $UTSA_8$ de edad Vallesiense-Turoliense. Hacia el Este, encima del Conglomerado del Ponzo, afloran dos tipos de conglomerados sueltos que se llaman (Pérez-Lorente, 1987a) Tramo del Colorado y Conglomerado del Serradero, el último de los cuales reposa discordante sobre rocas mesozoicas. La edad que se les atribuye a ambos litosomas, en el trabajo citado, es Pontiense.

3. ESTRUCTURA

En toda la zona trabajada, entre los depósitos molásicos terciarios del Norte y los paleozoicos del Sur, hay dos fallas inversas que se alejan o se acercan y que buzan más o menos según el punto que se considere. Según su situación en este esquema se separan tres unidades geotectónicas que a su vez se deforman de manera propia: **Núcleo de la Sierra de la Demanda; Franja intermedia de cabalgamiento; Depresión del Ebro.**

3.1. NÚCLEO DE LA SIERRA DE LA DEMANDA

Algunos autores lo han considerado el zócalo de esta cordillera. Está constituido por rocas de edad Paleozoico Inferior y Triásico Inferior (Buntsandstein) que como en muchos otros lugares de la Cordillera Ibérica son solidarios durante la Orogenia Alpina (Julivert, 1954).

Las rocas paleozoicas están deformadas durante las etapas hercínicas. Su comportamiento durante las etapas alpinas es el de un material frágil. En las Areniscas y Pizarras del Puntón, en esta zona, ni tan siquiera se distinguen las superficies de estratificación.

Liesa et al. (1994) apuntan que los pliegues de dirección EW de esta zona son, al menos en parte alpinos, por lo que la deformación alpina no tiene carácter tan frágil como se admite en este trabajo. Efectivamente hay pliegues de dirección EO en esta parte de la Sierra de la Demanda, pero son pliegues que giran hasta que su dirección es N60E en la parte occidental. La torsión de estos pliegues está fo-

silizada por sedimentos del Carbonífero superior. La supuesta dependencia geométrica de la estructura alpina con respecto a la herciniana es una simple coincidencia local de la orientación de dos estructuras genéticamente independientes.

El Buntsandstein comienza con el depósito de conglomerados rojos, discordantes sobre cualquier término de la serie cámbrica. En las rocas paleozoicas no se han detectado pliegues alpinos aunque, los muestran las capas del Bunt y su discordancia basal. Se trata de pliegues muy abiertos, escasos y de observación tan difícil que es arriesgado determinar su vergencia. Algunas formas que en cartografía dan apariencia de pliegues apretados, son la imagen de la intersección de la superficie del relieve (de pendientes acentuadas y variables) con la superficie de discordancia basal, muy poco deformada.

3.2. FRANJA INTERMEDIA DE CABALGAMIENTO

Como ya se ha escrito, queda comprendida entre dos fallas.

La *falla meridional* que limita el Núcleo de la Sierra, pone en contacto materiales triásicos cabalgantes (a veces paleozoicos) con otros jurásicos o triásicos cabalgados. La pendiente de esta falla es variable, ya que mientras entre Anguiano y el Arroyo Rigueto es vertical (recta en la cartografía) entre este arroyo y el rio Tobía se inclina (curvada en la cartografía), lo mismo que en el Arroyo Iruela (figuras 4 a 7).

La *falla septentrional* es también de buzamiento variable. De vertical en el mismo tramo que la anterior, se hace muy tendida entre el Arroyo Rigueto y el Riocoja. Al Oeste de este arroyo, verticalizada de nuevo, la falla desaparece en sedimentos de la Formación de Nájera. No hay criterios que indiquen que tales sedimentos la fosilicen. Vuelve a aparecer, tendida, algo más al sureste, yendo con la misma tendencia hasta el río Cárdenas, fin de la zona. El lugar de relevo de la falla, en el arroyo Riocoja, es difícil de precisar porque: primero, en este lugar hay conglomerados terciarios de cantos silíceos, en general sueltos, que descansan sobre los materiales carbonatados mesozoicos y sobre los terciarios (su estado de sueltos hace que sus contactos estratigráficos o tectónicos no se vean); segundo, las rocas carbonatadas son en gran parte dolomías, mal estratificadas, muy fracturadas y erosionadas; y tercero, la vegetación es relativamente densa y no permite que afloren las rocas en los lugares interesantes.

No podemos saber hasta qué niveles están afectados por las fallas, debido a las consideraciones anteriores. Lo que sí es cierto es que los conglomerados de la Formación de Santurdejo, descansan sobre sedimentos de la Formación de Nájera, de los Conglomerados del Ponzo, y sobre los terrenos mesozoicos de la franja cabalgante (incluso sobre la facies Buntsandstein en un lugar que parece solidario

con las rocas paleozoicas, fig. 2). Esto permite concluir que hay conglomerados sueltos que fosilizan el cabalgamiento.

Entre las dos fallas hay una serie de estratos de edad Triásico-Cretácico Inferior, continua. No aparecen siempre todos los términos debido a la deformación sufrida. Al Este, en Anguiano, en estratos verticales (o casi verticales, figura 4) afloran materiales que van del Lias al Cretácico Inferior. Esta serie se va volcando al ir hacia el Cerro de Peñalba, en el que se encuentra totalmente invertida y ya sin afloramiento de la facies Weald (fig. 5). A partir de este punto y hacia el Oeste, desaparecen los términos del Lías-Malm y quedan en la superficie, totalmente invertidos los del Buntsandstein-Hettangiense (figs. 6 y 7).

Si esta estructura continuase de la misma manera, en la franja intermedia hallaríamos las rocas paleozoicas descansando sobre los conglomerados del Bunt. El contacto sería estratigráfico. Se puede interpretar que la ordenación se corresponde con un anticlinal tumbado cuyo núcleo está ocupado por rocas paleozoicas y cuyo plano axial buza hacia el Oeste (s.l.).

Este pliegue tiene los flancos lo suficientemente continuos para deducir que se trata de un pliegue volcado cuyo flanco se genera de una vez (el eje del pliegue está siempre en el mismo lugar del estrato). No es un flanco que ha sido invertido por cizalla a la vez que avanza la lámina cabalgante. Es posible que el Triásico haya servido de nivel de despegue de manera que sea disarmónico por encima de sus niveles plásticos.

Como se aprecia en los cortes geológicos, los estratos jurásicos y triásicos, colocados en el flanco invertido, están afectados por pliegues vergentes hacia el Norte (figs. 5 y 7). Estos segundos pliegues se han superpuesto sobre el pliegue primero. Parece (Pérez-Lorente, et al., 1988; Casas et al., 1995) que los pliegues vergentes al Norte están asociados con las fallas inversas que limitan la Franja de cabalgamiento, inducidos por la cizalla entre ambas (*f. meridional* y *f. septentrional*), oblicuas a la primera estructura invertida.

La variación de la pendiente de las fallas inversas, y su expresión cartográfica son congruentes con un modelo de rampa y rellano. La falla es una rampa en los cortes 1 y 2; en este último se inicia el rellano que debe ocupar el fondo del cabalgamiento del corte 3. Rellanos son también las zonas planas de las fallas del corte 4.

3.3. DEPRESIÓN DEL EBRO

La disposición estructural de los sedimentos terciarios es doble. Por una parte hay capas de conglomerados cementados (Conglomerados del Ponzo) que pasan

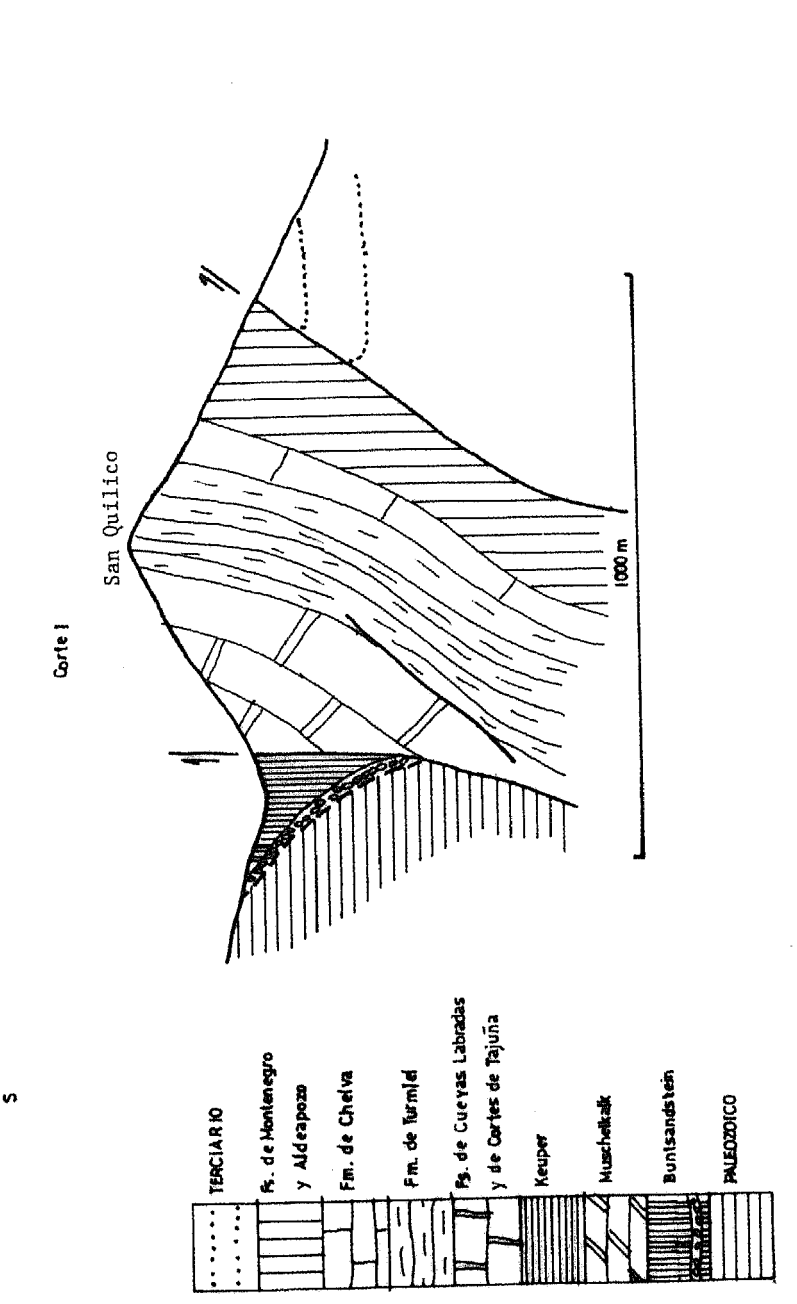
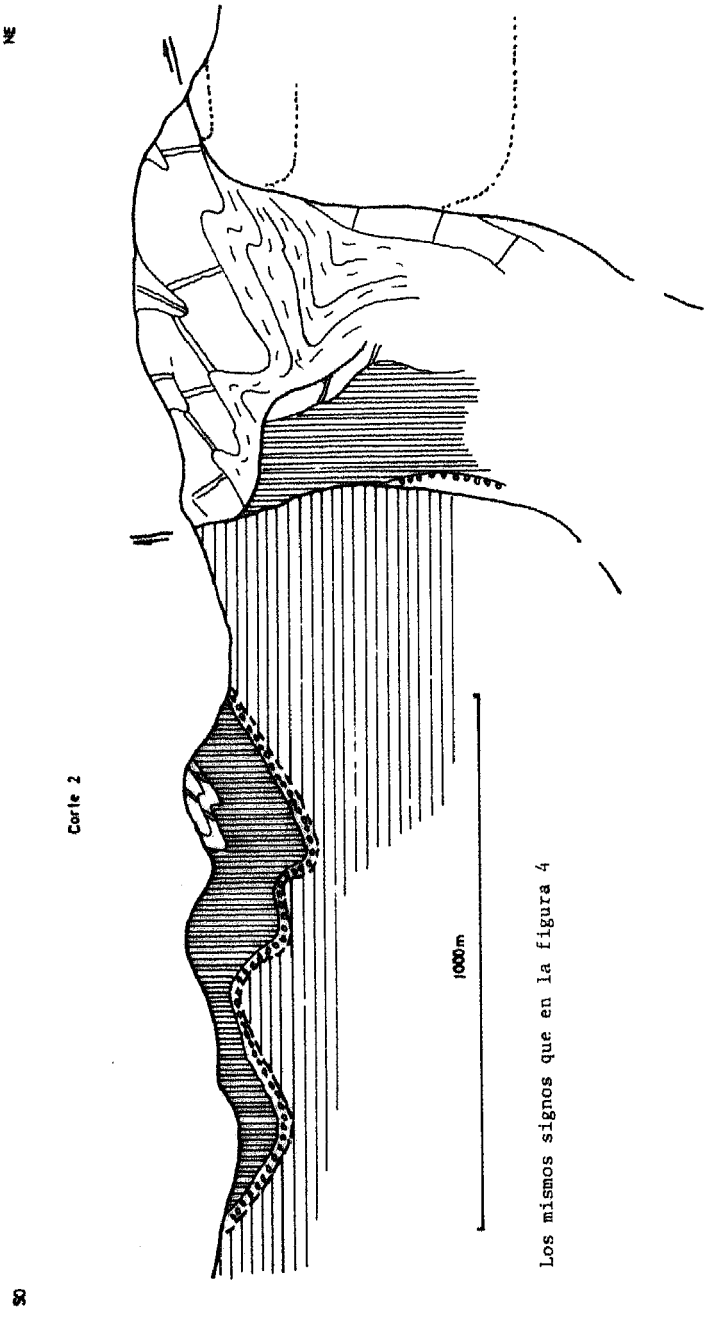

N
S
Corte I
San Quilico
1000 m
TERCIARIO
Fs. de Montenegro
y Aldeapozo
Fm. de Chelva
Fm. de Turmiel
Fs. de Cuevas Labradas
y de Cortes de Tajuña
Keuper
Muschelkalk
Buntsandstein
PALEOZOICO

Figura 4



Los mismos signos que en la figura 4

Figura 5

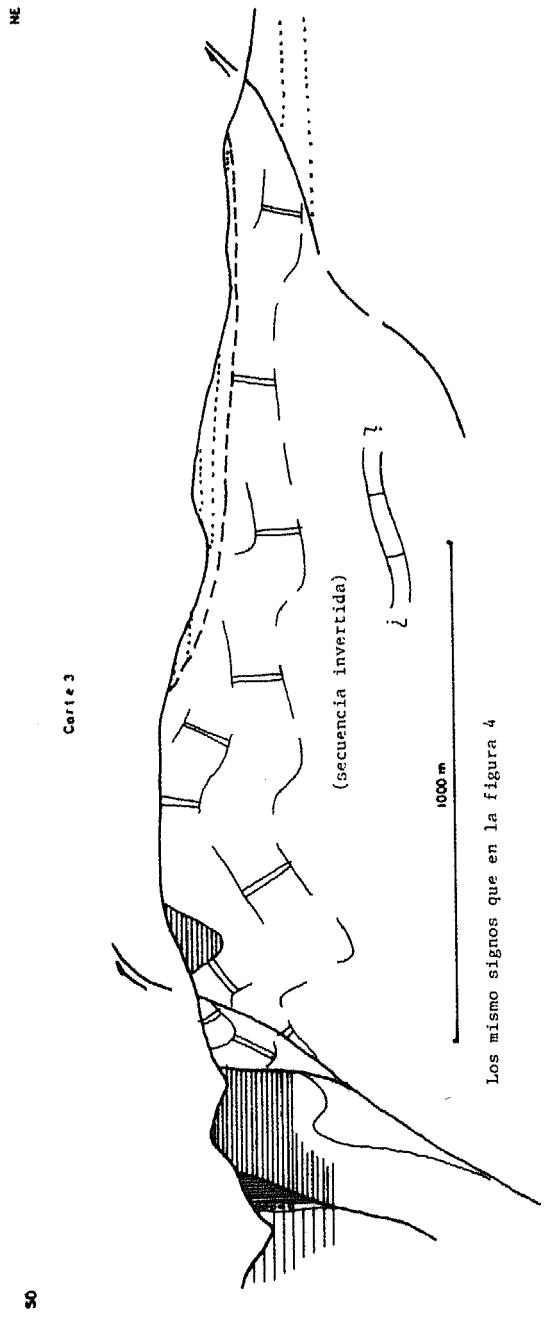
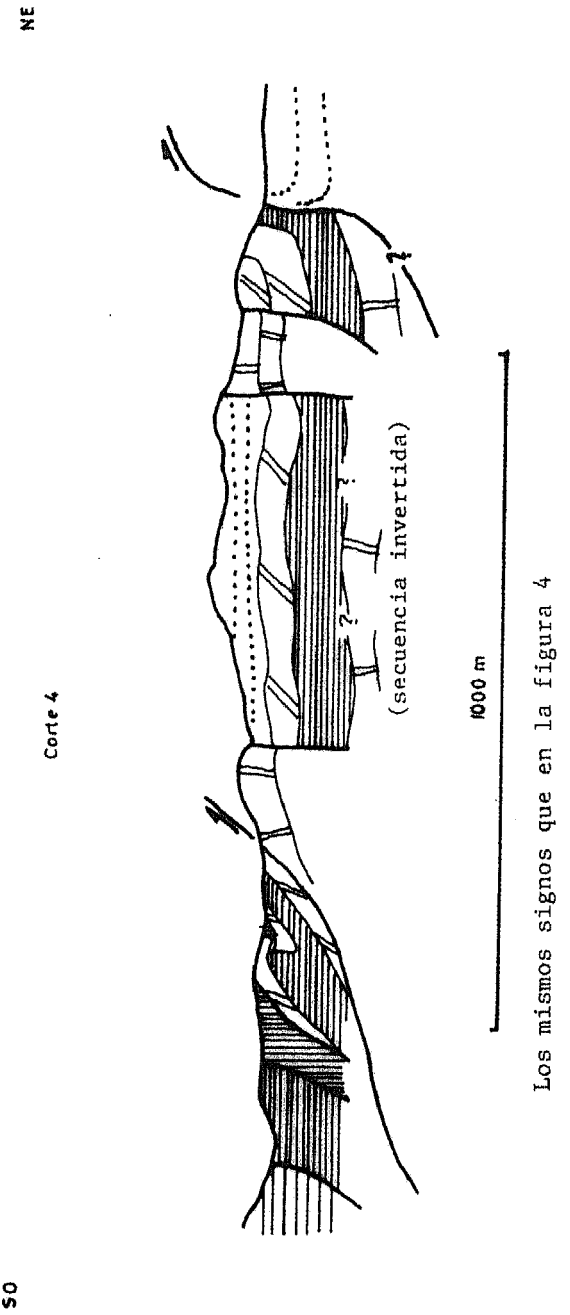

NE
Corte 3
(secuencia invertida)
1000 m
Los mismo signos que en la figura 4
SO

Figura 6



Los mismos signos que en la figura 4

Figura 7

hacia el Norte s.l. —a través de una serie en la que alternan conglomerados, areniscas y limos— a otra en la que los conglomerados desaparecen (Formación de Nájera). Por otra parte, hay conglomerados no cementados de cantos silíceos, redondeados (Formación de Santurdejo y Conglomerados del Serradero) cuya forma de yacer plantea problemas de interpretación.

Los Conglomerados del Ponzo se superponen, debido a su buzamiento general de manera que hacia el Oeste son más modernos. Los sedimentos de la Formación de Nájera siguen la misma pauta, congruente con la disposición general de la Depresión en esta región: a nedida que se avanza hacia el Oeste, los afloramientos de la Formación de Haro, u otras posiblemete correlacionadas (Formación de Cerezo del Rio Tirón, O. Riba com-pers.) son mayores, hasta llegar a una zona en la que la Formación de Nájera desaparece totalmente.

Los conglomerados de cantos silíceos se encuentran en dos posiciones.

a) Los de la Formación de Santurdejo, que se intercalan con los Conglomerados del Ponzo y con la Formación de Nájera, están cabalgados por la falla inversa septentrional.

b) Los Conglomerados del Serradero descansan sobre los Conglomerados del Ponzo, la Formación de Nájera, las rocas mesozoicas de la **franja intermedia de cabalgamiento** y sobre el Buntsandstein del **Nucleo de la Sierra de la Demanda.** La disposición espacial de los últimos indica una fuerte discordancia que permitiría datar la edad de las últimas fases importantes del cabalgamiento en el Mioceno Superior.

Si ambos grupos de conglomerados sueltos perteneciesen a la misma fase tectosedimentaria, servirían para datar uno de los últimos impulsos fuertes de cabalgamiento del Sistema Ibérico en esta región, puesto que estarían cabalgados y fosilizando el mismo cabalgamiento.

Los Conglomerados del Ponzo, Formación de Santurdejo y la Formación de Nájera se encuentran buzando de forma que muestran como una terminación perianticlinal que se hunde hacia el Oeste. Dado que:

1) Casas et al. (1995) indican que la serie monoclinal de Baños está relacionada con una escama cabalgante hacia el Norte visible en los perfiles geofísicos (RI-19);

2) en el perfil TOR-2, paralelo a la **franja intermedia de cabalgamiento** hay otro contacto cabalgante con vergencia hacia el Oeste (s.l.) cuya expresión en la superficie sería una serie inclinada hacia el oeste (s.l.);

3) en la cartografía (figura 2) se ven disposiciones cabalgantes similares (entre el barranco de Iruela y el río Cárdenas);

se interpreta que el supuesto cierre periclinal que se ve en los conglomerados, puede ser debido a la adaptación a una escama oculta, de la que se detectan dos rampas en los perfiles sísmicos (RI-19 y TOR-2).

4. SECUENCIA DE ACONTECIMIENTOS

Aunque los sedimentos terciarios no permiten datar bien la secuencia de acontecimientos, porque ni hay fósiles ni tampoco el cabalgamiento es un fenómeno que se produce en una sola fase o etapa, se puede establecer la sucesión de acontecimientos tectónicos que se producen en esta área tan pequeña.

En primer lugar, hay un pliegue de la Sierra de la Demanda que, posíblemente mediante disarmonía origina un pliegue tumbado de flanco subhorizontal totalmente invertido. Es posible que esté relacionado con una fase temprana del cabalgamiento general. Desconocemos la dirección del pliegue porque la charnela no aparece, y porque los flancos verticalizados se deben a fases posteriores.

En segundo lugar tenemos que considerar los acontecimientos siguientes:

– actuación de las fallas septentrional y meridional

– plegamiento del flanco invertido, del que se ven ejemplos en el Cerro Peñalba y en el arroyo de Iruela.

– superposición de abanicos del Conglomerado del Ponzo, probablemente debidos a sedimentación entre impulsos tectónicos sucesivos (impulsos cabalgantes)

– adaptación de los depósitos terciarios (Conglomerados del Ponzo y formaciones de Nájera y de Santurdejo) a fallas inversas del mesozoico del fondo de la Depresión del Ebro

En tercer lugar, se produce el depósito del Conglomerado del Serradero sobre materiales terciarios y mesozoicos, posteriores a las etapas más importantes de cabalgamiento. Se han descrito fallas inversas, de poco salto, que afectan a estos conglomerados en Yerga, El Serradero y Lagunilla (Caro et al., 1989b; Pérez-Lorente, 1987a, c).

5. DIRECCIÓN DE TRANSPORTE DEL CABALGAMIENTO

El modelo con el que se trabaja habitualmente en esta región considera que hay un bloque cabalgante que realizó su movimiento a la vez, sin roturas internas

y en un sólo impulso general (sin interrupciones). Nosotros pensamos que esto no es correcto, y, creemos que en la zona se refleja el resultado de la superposición de varios impulsos tectónicos.

Los estructuras que hemos considerado indicadores cinemáticos han sido, los pliegues, las estructuras S-C, la forma de las superficies de falla y las estructuras que encontramos en sus espejos.

Los pliegues de las calizas de Cerro Peñalba, que nosotros consideramos pliegues superpuestos a un flanco tumbado, tienen sus planos axiales doblados y vergentes congruentemente con la cizalla producida por un desplazamiento hacia el Norte. La perpendicular a los ejes de dichos pliegues es NO-SE. En el arroyo de Iruela, al Sur de Estollo, encontramos la misma disposición en pliegues, cuya dirección es E-W, sobre las dolomías del Muschelkalk. Los planos axiales de estos pliegues tienen también vergencia hacia el Norte. Caro et al. (1989a) estudian un sector al oeste de esta zona y suponen que la dirección de acortamiento máximo sería N20-30W.

Casas et al. (1995) han estudiado las estructuras S-C que se observan en conglomerados terciarios en Cerro Peñalba, inmediatamente debajo de las calizas de la **franja intermedia de cabalgamiento**. El resultado que obtienen es que la translación tiene de dirección NNW. Casas (1992) mide también estructuras de este tipo en una zona vecina (en los rios Jubera e Iregua) obteniendo que la dirección de transporte es N160-165E y el sentido hacia el Norte. En este mismo trabajo, Casas (op.cit.) indica que la dirección de movimiento del bloque cabalgante es NNW.

Las medidas hechas sobre las estrías que hay en el espejo de falla del Cerro Peñalba, aportan que la dirección de cabalgamiento es de N172E, sentido hacia el Norte. Esta orientación es también congruente con la que se ha medido en Nalda (dirección N166E, sentido hacia el Norte: Pérez-Lorente,F., 1987b).

6. EDAD DE LOS IMPULSOS DE LA DEFORMACIÓN

No es posible en esta zona encontrar cuál es la edad en la que se producen las deformaciones alpinas de las rocas. Los materiales del Terciario no se pueden datar porque ni hay fósiles ni la correlación se puede establecer bien.

6.1. PRIMERAS ESTRUCTURAS

La primera estructura, afectada por las siguientes, es el pliegue de la Sierra de la Demanda que produce un flanco invertido en esta zona de estudio. Este flanco

invertido está segado por las fallas que delimitan la **franja intermedia de cabalgamiento**. Deducimos que uno y otras son manifestaciones que pueden corresponder a etapas compresivas diferentes; no compartimos la hipótesis de Guimerá et al., (1955) que representan en su figura 9, en la que los pliegues del borde Norte de la Sierra y el cabalgamiento son de la misma fase compresiva.

Se han citado varias etapas compresivas, asociadas con esquistosidad y con pliegues de fuerte vergencia hacia el Norte, en áreas vecinas, cuya edad es posterior a los sedimentos de facies Weald (aptienses); la edad supuesta se incluye en el intervalo Albiense-Eoceno (Casas, et al., 1995; Pérez-Lorente, 1990).

Existen en La Rioja áreas con pliegues tumbados, aunque de ambiente geotectónico diferente. En Lagunilla-Ventas Blancas (Pérez-Lorente, 1987c) hay pliegues totalmente tumbados en dolomías del Muschelkalk, incluidas en una lámina muy potente de yeso. En este caso, las dolomías están embutidas en una potente acumulación de yeso. No se pueden comparar los pliegues tumbados de Lagunilla de Jubera con los de la **franja intermedia de cabalgamiento**. La edad de estos pliegues es, según el trabajo citado, Aragoniense-Serravaliense.

Se ha dicho que las rocas terciarias que están en contacto con la falla inversa septentrional de la **franja intermedia de cabalgamiento** son de edad ¿Oligoceno?-Mioceno inferior, y por lo tanto la inversión de la serie mesozoica es premiocena. Muy próximo a la inversión, posíblemente ocupando el núcleo del pliegue tumbado, se encuentran los materiales paleozoicos. No se puede descartar que la primera fase con el pliegue tumbado sea antigua, es decir, relacionada con movimientos albienses-eocenos sin mayor precisión según los datos que utilizamos.

6.2. CABALGAMIENTO

Fase de cabalgamiento que corta a las estructuras anteriores. Se distinguen dos grandes fallas, que hemos llamado septentrional y meridional, que limitan la **franja de cabalgamiento**. Entre ellas, y posíblemente debido a la cizalla que producen, se generan sobre los estratos invertidos de las calizas del Jurásico marino y del Muschelkalk, pliegues vergentes hacia el norte. En áreas vecinas (Caro et al., 1989a) se detectan fallas inversas de la misma envergadura y en continuidad lateral, sobre terrenos de edad Mioceno superior (Tortoniense/Pontiense), de los que aquí no hay sedimentos. Suponemos que los impulsos relacionados con las fallas septentrional y meridional, comienzan antes del depósito del Conglomerado del Ponzo (¿Oligoceno superior?-Mioceno inferior) y que continuan hasta una parte bastante alta del Mioceno superior.

Asociado a esta fase se encontraría la estructura de acomodo de los sedimentos de la Formación de Nájera a las fallas inversas de la base del Terciario. La "estructura de acomodo" se detecta en superficie por el buzamiento de las capas de la formación citada y de los Conglomerados del Ponzo en el sector Baños-Anguiano-Tobía-Villaverde.

6.3. ÚLTIMOS MOVIMIENTOS COMPRESIVOS

La sedimentación de los Conglomerados del Serradero (¿Pontiense?) sobre las rocas terciarias de la Depresión del Ebro y sobre las mesozoicas de la **franja de cabalgamiento** es criterio suficiente para indicar que las etapas fundamentales del cabalgamiento de la Cordillera Ibérica, en este punto, habían cesado en este momento.

Riba et al. (1992) dicen que la lámina cabalgante meridional se detuvo antes del Vallesiense. Caro et al. (1987a) cartografían superficies de cabalgamiento que afectan al Conglomerado de Palomeras (según el mismo trabajo cambio lateral de facies de la Formación de Cerezo), si bien estas superficies no parecen solapar mucho a las series subyacentes. Quizá el desplazamiento horizontal de las fallas inversas en los impulsos posteriores al Tortoniense fue mucho menor que en los anteriores, o al menos que el desplazamiento total prevallesiense. Riba et al. (1995) vuelven sobre la edad del cabalgamiento, y opinan que se desarrolló en el tiempo comprendido entre el Cretácico superior (Maestrichtiense) y el Mioceno superior (Vallesiense).

7. CONCLUSIONES

Se comprueba que en esta zona, como en casi todo el borde cabalgante, hay dos superficies de cabalgamiento bien definidas.

El contacto sinuoso que da el cabalgamiento en los mapas se debe a que las superficies cabalgantes cambian de buzamiento por dos razones: Unas veces es el afloramiento del paso de rampa lateral a rellano(Anguiano-Cerro Peñalba-Sur de Villaverde); otras es la intersección de rampa lateral y frontal (Arroyo Iruela-Rio Cárdenas). El cabalgamiento de la Sierra de la Demanda sobre la Depresión del Ebro se produjo en impulsos sucesivos. La superposición de abanicos de los Conglomerados del Ponzo y la colocación de los conglomerados de la Formación de Santurdejo, es congruente con este modelo e indica reactivación sucesiva del frente cabalgante. La superposición de estructuras plegadas (si la inversión de la serie mesozoica es consecuencia del cabalgamiento) que afloran en la Unidad Intermedia 2.1. implica también fases compresivas sucesivas intensas, diferentes y separadas en el tiempo.

Los afloramientos de rocas del Jurásico marino son contínuos. No encontramos criterios para apoyar una fase distensiva inicial que fracture y separe bloques de rocas de tal edad.

8. BIBLIOGRAFÍA

Alonso, A., Mas,R., 1990. El Jurásico superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja - España). *Cuad. Geol. Ibér.* (14), 173-198.

Alvaro, M., Capote,R., Vegas,R., 1979. Un modelo de evolución geotectónico para la Cadena Celtibérica. *Act. Geol. Hisp.* (14), 172-177.

Aurell, A., Meléndez,A., San Román, J., Guimerá,A., Roca,E., Salas,R., Alonso,A., Mas,R., (1992). Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. *Actas III Congr. Geol. Esp.* (1), 50-54.

Bomer, B., 1954. Trois aspects du contact entre Monts Celtibériques occidentaux et Bassin de l'Ebre. *Bull. Ass. Geogr. France.* (7), 87-97.

Boquera, J., Gil,G., Zubieta,J.M., 1978. *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 240. EZCARAY.* IGME. Hoja y memoria.

Capote, R., 1983. La tectónica del la Cordillera Ibérica. *Libro jubilar*

Rios, J.M. *Geología de España.* IGME (II), 108-131.

Caro, S., Pereda,J.C., Pérez Gómez,A., Pérez-Lorente,F., 1989a. Tectónica del borde Norte de la Sierra de la Demanda. Sector Ezcaray Fresneda (Sistema Ibérico, La Rioja-Burgos. España). *Zubía* (7), 7-14.

Caro, S., Pérez Gómez,A., Pérez-Lorente,F., Mata,P., 1989b. Contacto entre la Depresión del Ebro y la Cordillera Ibérica. Límite oriental de La Rioja. *Zubía,* (7), 75-97.

Casas, A.M., 1992. El frente Norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía mongr.* (4), 291 pp.

Casas, A.M., Cortés, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocovi, A., Martínez, B., Oliva, B., Liesa, C., Castillo, E., Pueyo, E., Millán, H., Simón, J.L., Arlegui, L., Aurell, M., Mata, M.P., Tena, S., Román, T., 1995. *Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica).* VII Reunión de la comisión de tectónica de la S.G.E. Mem. inéd. 113 pp.

Colchen, M., 1966. Sur la tectonique de la bordure nord de la Sierra de la Demanda (chaînes ibériques, Espagne)

Colchen, M., 1974. *Geologie de la Sierra de la Demanda.* Mem. IGME (85), 436 pp.

Esnaola, J.M., Jerez, L. 1971. Resumen sobre la estructura del borde mesozoico meridional del valle del Ebro en La Rioja. *I Cong. Hisp. Luso Amer. de Geol. Econom.* (1-1), 161-172.

Esteban, R., 1996. *Estudio geologico de la región comprendida entre los valles de los rios Najerilla y Cárdenas (La Rioja).* Tesis de Licenciatura Univ. de Oviedo. Mem. inéd. 70 pp.

Goy, A., Gómez, J.J., Yébenes, A., 1976. El Jurásico de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. Unidades litoestratigráficas. *Est. Geol.* (32), 53-76.

Guimerá, J., Alonso, A., Mas, J.R., 1995. Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N.Spain). En *Basin Inversion* J.G.Buchanan y P.G.Buchanan eds. *Geol. Soc. Spc. Publ.* (88), 433-453.

Joly, H., 1926. Etudes géologiques sur la chaîne celtibérique, Provinces de Teruel, tarragona, Soria et Logroño (Espagne). *C.R. 14e Sess. Congr. géol. intern. Madrid.* (III), 523-584.

Julivert, M., 1954. Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud. *Arahona* (3), 18.

Lanaja, J.M., 1987. *Contribución de la exploración petrolífera a la geología de España.* IGME. 466pp, 16 planos.

Liesa, C., Casas, A.M., 1994. Reactivación alpina de pliegues y fallas del zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica: ejemplos de la Sierra de la Demanda y de la Serranía de Cuenca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* (19), 119-135.

Mas, J.R., Alonso, A., Guimerá, J., 1993. Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. Esp.* (6), 129-144.

Mensink, H., 1966. Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.* (44), 55-102.

Muñoz, A., 1992. Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro. *Cienc. Tierra.* (15), 347 pp.

Navarro, A., Villalón, C., Trigueros, E., 1960. *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 241 ANGUIANO*. IGME. Hoja y memoria.

Pérez-Lorente, F., 1987a. Geología del borde Norte del Sistema Ibérico entre los rios Iregua y Najerilla. *Zubía*. (5), 143-150.

Pérez-Lorente, F., 1987b. La estructura del borde Norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *Bol. del IGME*. (98), 484-492.

Pérez-Lorente, F., 1987c. Escamas tectónicas alpinas en Lagunilla de Jubera (Cordillera Ibérica. La Rioja). *Mediterranea*. (6), 39-54.

Pérez-Lorente, F., 1988. Heterogeneidad de un borde cabalgante. La asociación de domo-cubeta en Torrecilla (La Rioja). *II Congr. Geol. Esp.* (2), 173-176.

Pérez-Lorente, F., 1990. La deformación alpina entre el Moncayo y el rio Isuela (NO de la Cordillera Ibérica. Provincias de Soria y Zaragoza. España). *Bol. Geol. Min.* (101), 536-559.

Pérez-Lorente, F., Pavía, S., Pereda, C., 1989. Los conglomerados sueltos terciarios del borde Norte de la Sierra de Cameros. *Cuad. Invest. Geogr.* (15), 67-74.

Pérez-Lorente, S., Pavía, S., Pérez Gómez, A., 1988. Geología del borde Norte de la Sierra de la Demanda entre los rios Najerilla y Oja. *Zubía*. (6), 73-79.

Rambaud, F., 1960. La falla inversa del N de la Sierra de la Demanda en el Cerro Peñalba. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (), 283-289.

Ramirez, J.I., Olivé, A., Alvaro, M., Hernández, A., 1990. *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 241. ANGUIANO* ITGE. Hoja y memoria.

Riba, O., 1964. Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra. *Aport. Esp. XX Congr. Geogr. Int.* 127-138.

Riba, O., Jurado, M.J., 1992. Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro. *Act. Geol. Hisp.* T. homenaje a O. Riba. (27), 177-193.

Riba, O., Jurado, M.J., 1995. The Rioja Area (westermost Ebro basin): a ramp valley with neighbouring piggybacks. En *Tertiary basins of Spain*. Eds. P.F.Friend y I.C.Dabrio. Cambridge Univ. Press. 173-179.

Richter, G., 1930. Die iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. *Abh, d. Ges. Wissenschaften zu Göttingen. Math-Phys. Kl. (16)*

Schriel, W., 1930. Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. *Abh. Ges. Wissenschaften zu Göttingen, Math. Phys. Kl. N.F.* (16), 105 p.

Wienands, A., 1966. Über den Muschelkalk in der Sierra de la Demanda (Nord-Spanien). *Neues Jb. Geol. Pal.* (3), 151-160.

Wilde, S., 1990. The Bathonian and Callovian of the Northwest-Iberian Range: States of facial paleogeographical differentiation on a epicontinental platform. *Cuad. Geol. Ibér.* (14), 113-142.