

LOS CABALGAMIENTOS DEL SECTOR SURORIENTAL DE LAS UNIDADES DEL PONGA Y DE LA CUENCA CARBONIFERA CENTRAL (ZONA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA)

N. HEREDIA

TRABAJOS DE
GEOLOGÍA



Heredia, N. Los cabalgamientos del sector suroriental de las unidades del Ponga y de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 20, 53-127.

En este trabajo, que constituye parte de la Tesis Doctoral del autor, se estudia la geometría y cinemática de los cabalgamientos de la terminación suroriental de dos importantes unidades alóctonas de la Zona Cantábrica, la Unidad del Ponga (UP) y la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central (CCC).

En la parte de la UP y CCC situada en la zona de estudio, se pueden diferenciar varias láminas alóctonas mayores, en las que son comunes las geometrías de tipo dúplex. Estas láminas pueden dividirse a su vez en unidades de menor rango con la categoría de escamas. El Dúplex del Mampodre representa la estructura más espectacular del área al constituir un apretado sistema de cabalgamientos en el que se han podido cartografiar más de 70 «horses».

El sistema de cabalgamientos se encuentra deformado por un conjunto de pliegues que varían de dirección de S a N desde NE-SO a E-O.

El número de mantos disminuye hacia el sur de manera que en la parte más meridional del área estudiada solamente está representada la CCC, constituida por un único manto.

Tanto los cabalgamientos basales de las láminas mayores como el resto de cabalgamientos de la UP y CCC, tienen una continuidad lateral limitada, observándose que desaparecen sobre o en las proximidades de importantes zonas de fractura, que coinciden además con los anticlinales más importantes. Estas fallas se encuentran sobrepuestas a importantes rampas laterales, de las cuales los anticlinales representan pliegues de revestimiento lateral sobre cuyo flanco frontal pueden desarrollarse fallas de revestimiento o «drop faults». Las zonas anticlinales son también zonas generalmente más deformadas ya que en ellas se concentra la mayor parte de la deformación posterior, presentando su flanco sur vertical, ligeramente invertido e incluso sustituido por fallas. Estas rampas laterales presentan una geometría escalonada, que asciende hacia el N.

La deformación que presentan los cabalgamientos es debida en parte al propio sistema de emplazamiento de éstos, que es de tipo rotacional. Este sistema de emplazamiento hace variar el sentido de desplazamiento de las láminas, desde más occidentales a más orientales, de NNE a E, de manera que las estructuras laterales de las láminas más atrasadas se transforman en frontales durante el emplazamiento de las más adelantadas, con el consiguiente rejuego de aquéllas. Este segundo movimiento en algunas láminas hacia el E, a pesar de tratarse de un fenómeno continuado en el tiempo para el conjunto de la UP y CCC, ha sido denominado segundo episodio tangencial ya que da lugar en muchos casos a estructuras fuera de secuencia, y tiene como estructura lateral más importante a la «tear fault» de León.

Posteriormente al emplazamiento de los mantos, tiene lugar un importante acortamiento en sentido N-S que puede incluir estructuras de edad alpina y que da lugar a una serie de cabalgamientos de escaso desplazamiento, espaciado bastante constante y tra-

zado E-O, con una «vergencia» al S generalizada. Al S de la Falla de León y como consecuencia de la estructuración previa, algunos cabalgamientos de este episodio son retrovergentes. Estos cabalgamientos se muestran muy verticales en superficie y cortando a la estructuración anterior, aunque aprovechan en ocasiones superficies de cabalgamiento previas en posiciones favorables. Llevan asociado un conjunto de pliegues de trazado subparalelo y vergencia S, que sólo se manifiestan en la Unidad del Pisuerga-Carrión circundante. Los cabalgamientos ligados al acortamiento N-S producen generalmente una gran deformación en las rocas en comparación al desplazamiento que llevan asociado.

El segundo episodio tangencial y el acortamiento N-S dan lugar a una importante rotación de las estructuras previas que aumenta de O a E y de N a S hasta las proximidades de la Falla de León, donde llega a ser de 45°.

Por último se producen en toda la zona estudiada un conjunto de fallas de desgarre de las cuales las más importantes son las de León y Ventaniella, de trazado E-O y NO-SE respectivamente, que llevan asociado un sistema de orden menor y escaso desplazamiento de dirección NE-SO. En muchos casos estas fallas rejuegan también estructuras previas con lo que algunas superficies de fractura al final de la orogénesis varisca son el resultado de varios movimientos superpuestos.

El desplazamiento total acumulado por los cabalgamientos de la UP y CCC en este área, es de unos 105 km como máximo, medido en su parte N.

El acortamiento producido por estos mismos cabalgamientos se sitúa en torno al 90%, sensiblemente superior al obtenido más al N en estas mismas unidades o en el resto de la ZC por diversos autores, que oscila entre el 65-70%.

Palabras Clave: Cabalgamientos, Dúplex, Cinemática, Unidad del Ponga, Cuenca Carbonífera Central, Orogénesis Varisca, Zona Cantábrica.

This paper deals with the geometry and kinematics of the thrust units located at the southeastern ending of the Ponga (UP) and Central Coal Field (CCC) units, two important allochthonous units of the Cantabrian Zone.

In the study area, several major thrust units of the UP and CCC crop out, usually depicting duplex type structures. The Mampodre duplex is the most impressive of these thrust systems, as it is constituted of more than 70 mappable horses.

The number of thrust units diminishes to the south, and in the southernmost sector only a single nappe of the CCC Unit is represented.

The thrusts and major units of the UP and CCC units show a limited lateral continuity, disappearing to important fault zones, coincident with the most significant anticlines. These fault zones are overimposed to lateral ramps with related culmination anticlines. The lateral ramps have a staircase geometry stepping up to the North. Anticlines are usually more deformed, concentrating the deformation of the late events, with vertical or slightly overturned southern flanks, occasionally substituted by reverse faults.

Thrust displacement varies from NNE to E and the lateral ramps of the rearmost thrust units act as frontal during the emplacement of the more modern ones.

After the main thrust emplacement there is an important N-S shortening, including the structures of alpine age, giving rise to small displacement thrusts, E-W traced, steady spaced, and generalized sense of motion to the South.

The latest deformation events are E-W and NO-SE strike-slip faults.

Total maximum accumulated displacement of UP and CCC thrusts is ca. 105 km, measured in the northern sector. Maximum shortening produced by the thrusts is ca. 90%.

Key Words: Thrusts, Duplex, Kinematic, Ponga Unit, Central Coal Field Unit, Cantabrian Zone, Variscan Orogen.

Nemesio Heredia, Instituto Tecnológico y Geominero de España, Avda. República Argentina, 30 - 1º B, 24004 León. Manuscrito recibido el 19 de julio de 1994; revisado el 26 de octubre de 1994.

1. INTRODUCCION

La zona estudiada se encuentra situada en el NO de la Provincia de León, en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica. Ocupa un interfluvio montañoso situado entre los ríos Esla y Porma, en el que destacan los macizos calcáreos de Yordas y Mampodre (2.190 m). Desde el punto de vista geológico, forma parte de la Zona Cantábrica (ZC) de Lotze (1945), la más externa desde un punto de vista tectónico de la Cadena

Varisca del NO peninsular. Dentro de la ZC, ocupa parte de las denominadas Unidades de la Cuenca Carbonífera Central (CCC) y del Ponga (UP), así como un pequeño sector de la Unidad del Pisuerga Carrión (UPC) (Julivert, 1971; Pérez Estaún *et al.*, 1988) (Fig. 1).

1.1. Descripción estratigráfica

El substrato rocoso está compuesto por una alternancia de materiales detríticos y carbonata-

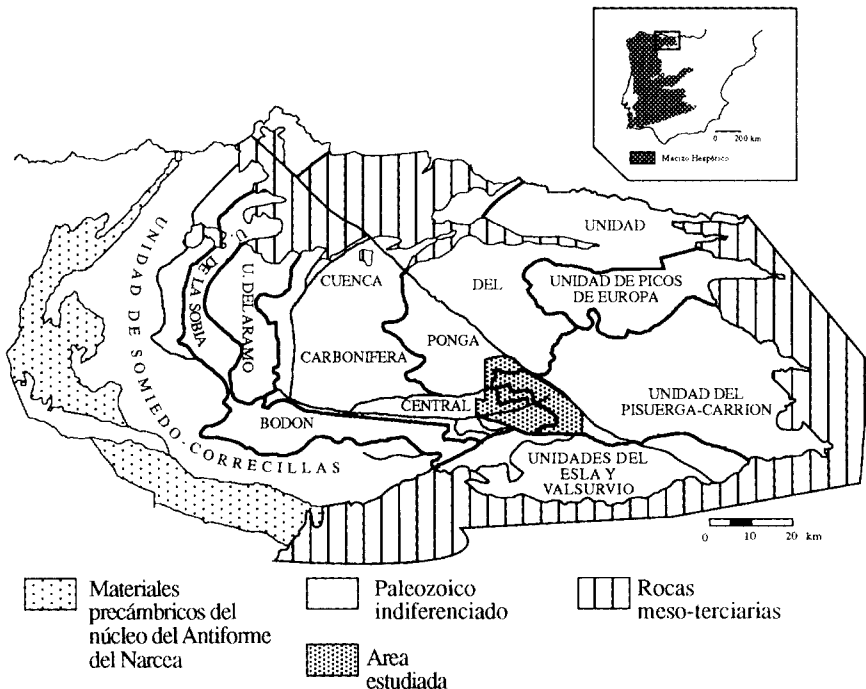


Fig. 1.- Situación del área estudiada (basada en Julivert, 1971 y Pérez Estaún *et al.* 1988).

dos de edad paleozoica, comprendidos entre el Cámbrico y el Carbonífero superior. Estos depósitos presentan una acusada geometría en cuña, que se adelgaza hacia el E, desde 7.000 m. a menos de 500 m (Fig. 2).

Dentro de este prisma sedimentario y en virtud de sus condiciones de sedimentación pueden distinguirse dos conjuntos diferentes, separados por una importante disconformidad:

- El inferior con una edad precarbonífera (Cambro-ordovícica), se originó en condiciones marinas someras, incluso fluviales, en un margen continental pasivo, con el área emergida situada al E o NE. Estos sedimentos disminuyen gradualmente de potencia hacia el Este desde 600 m a menos de 50 m en la parte frontal de la UP. A este conjunto pertenecen las formaciones Láncara, Oville y Barrios.
- El conjunto superior de edad carbonífera, en el que se incluyen unos pocos me-

tros de la parte alta del Devónico superior (Fameniense sup.), se apoya directamente sobre la sucesión cambro-ordovícica dando lugar a una importante laguna estratigráfica que abarca gran parte del Ordovícico, todo el Silúrico y casi todo el Devónico. Esta laguna se va ampliando hacia el E, de manera que en la parte más oriental de la UP, la sucesión del Devónico Superior llega a apoyarse incluso sobre la Formación Láncara del Cámbrico medio (Adrichen Boogaert *et al.*, 1963). Este conjunto superior se ha depositado en unas condiciones de sedimentación sinorogénicas, sobre una cuenca de antepaís en la que las direcciones de aporte varían con el tiempo, situándose las áreas emergidas al Sur, Oeste e incluso al Norte. Esta variación da lugar a que la cuenca se rellene con cuñas de sedimentos cuyos depocentros se sitúan sobre el antepaís

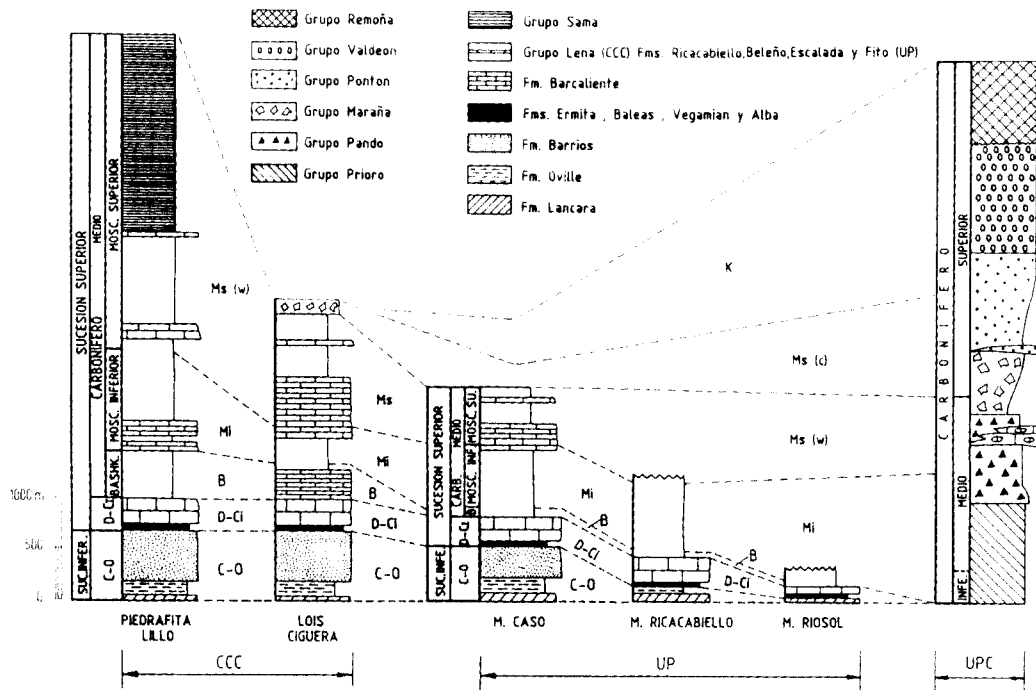


Fig. 2.— Columnas estratigráficas sintéticas de la Unidad del Ponga, Cuenca Carbonífera Central y Unidad del Pisuerga Carrión circundante.

girando y migrando en el mismo sentido que las áreas emergidas. El Carbonífero inferior, en las unidades mencionadas, está constituido por una sucesión predominantemente carbonatada de espesor bastante constante (300 m), que da paso a un Carbonífero medio (Westfaliense) formado por una alternancia de areniscas, lutitas, intercalaciones, a veces muy potentes, de calizas y carbón. A él pertenecen las formaciones Vegamián, Alba y Barcaliente. El Carbonífero medio está muy bien representado en la UP y CCC; en esta última puede llegar a alcanzar e incluso sobrepasar los 6.000 m de potencia en su parte más occidental, mientras que en su parte más oriental y en la de la UP, queda restringido a 2.000 m y 300 m respectivamente (Fig. 2). Este conjunto de sedimentos viene representado por el Grupo Lena, que en la UP aparece constituido por las formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito. Por último, el Carbonífero superior se apoya discordantemente sobre el resto de la sucesión paleozoica y aflora con poca potencia y de forma discontinua sobre estas unidades o bordeándolas de forma continua en la contigua Unidad del Pisurga Carrión, donde llega a superar los 3.000 m de espesor. Corresponde a sedimentos relacionados con el emplazamiento de la CCC y UP (entre el Westfaliense D superior y el Barrueliense) que aparecen representados en esta zona por los grupos Maraña, Pontón y Coriscao (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987, Heredia *et al.*, 1990). En el límite sur de estas unidades, en las proximidades de la Falla de León, afloran materiales carboníferos de edad Estefaniense B, que fosilizan claramente la estructuración principal, relacionada con el emplazamiento de las principales láminas alóctonas de estas unidades.

La estructura, como es habitual en las zonas externas de las cordilleras de plegamiento, tiene un carácter epidérmico, prácticamente sin metamorfismo, en donde las estructuras más importantes son los cabalgamientos y pliegues asociados. Estos cabalgamientos delimitan varias láminas alóctonas (mantos y escamas), a veces con un gran desplazamiento, que han acercado y superpuesto áreas paleogeográficas originalmente alejadas.

La Unidad de la CCC representa, en el contexto de la Zona Cantábrica, el afloramiento más extenso de una de las potentes cuñas de sedimentos carboníferos sinorogénicos, cuyo depocentro se encuentra en la parte más occidental de esta unidad. Este gran afloramiento viene determinado por el hecho de que la CCC se encuentra, excepto en su límite suroriental, escasamente compartimentada por cabalgamientos, constituyendo en su mayor parte una única lámina alóctona conocida como Manto de Laviana. Sin embargo, la presencia de gran número de pliegues de trazado subparalelo a la de los cabalgamientos de unidades vecinas, sugiere la presencia en esta lámina de cabalgamientos ciegos en niveles más profundos. Dentro del Manto de Laviana la presencia de algunas fracturas transversales, relacionadas con estructuras laterales de los cabalgamientos, permiten diferenciar zonas con estratigrafía diferente a las que se ha denominado tradicionalmente «sectores» (ver Barba, Heredia y Villa, 1991). En la zona de estudio aparecen representados los «sectores» de Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera separados por la falla de Piedrafita-Cofiñal.

La UP representaría en ese mismo contexto la parte más distal y menos potente de esa misma cuña, muy compartimentada por cabalgamientos que han dado lugar al afloramiento de ésta a lo largo de varios sinformes o «cuencas», delimitados por los afloramientos de la secuencia preorogénica cambro-orodóvica y cuya continuidad lateral viene delimitada por la propia geometría de los cabalgamientos.

1.2. Metodología

En todas las regiones donde los cabalgamientos son las estructuras geológicas más importantes, los cortes geológicos son una herramienta fundamental a la hora de analizar las relaciones geométricas y cinemáticas entre las diversas unidades alóctonas (Fig.3). En regiones donde no existe deformación interna importante estos cortes se realizan basándose en criterios puramente geométricos, prolongándose hasta la misma base de los mantos de manera que todos los desplazamientos y estructuras en la sección estudiada estén compensados. Son los «balanced cross sections» o cortes compensados de Dahlstrom (1969).

Para construir estos cortes es necesario realizarlos paralelamente a la dirección de avance de los mantos, ya que se considera que tanto la longitud como el espesor de las capas se mantiene a lo largo de toda la deformación, que lo único que cambia es la forma.

Encontrar secciones perfectamente paralelas a la dirección de avance en regiones o cordilleras donde los mantos apenas se hayan deformado posteriormente a su emplazamiento, es relativamente sencillo si se tienen los suficientes criterios cinemáticos que permitan deducir la dirección de emplazamiento. Sin embargo en regiones donde los mantos se encuentran bastante deformados posteriormente a su emplazamiento, es difícil establecer estas secciones, ya que la mayor parte de los indicadores cinemáticos pueden encontrarse rotados. A esto hay que añadir en la zona de estudio, el cambio en la dirección de emplazamiento de láminas consecutivas, puesto de manifiesto por primera vez por Alvarez Marrón (1989).

Todas estas características dificultan la elección de cortes representativos de las diferentes unidades y nos obligan a realizar éstos a través de líneas quebradas para seguir en lo posible la dirección de avance. Puede tenerse en cuenta sin

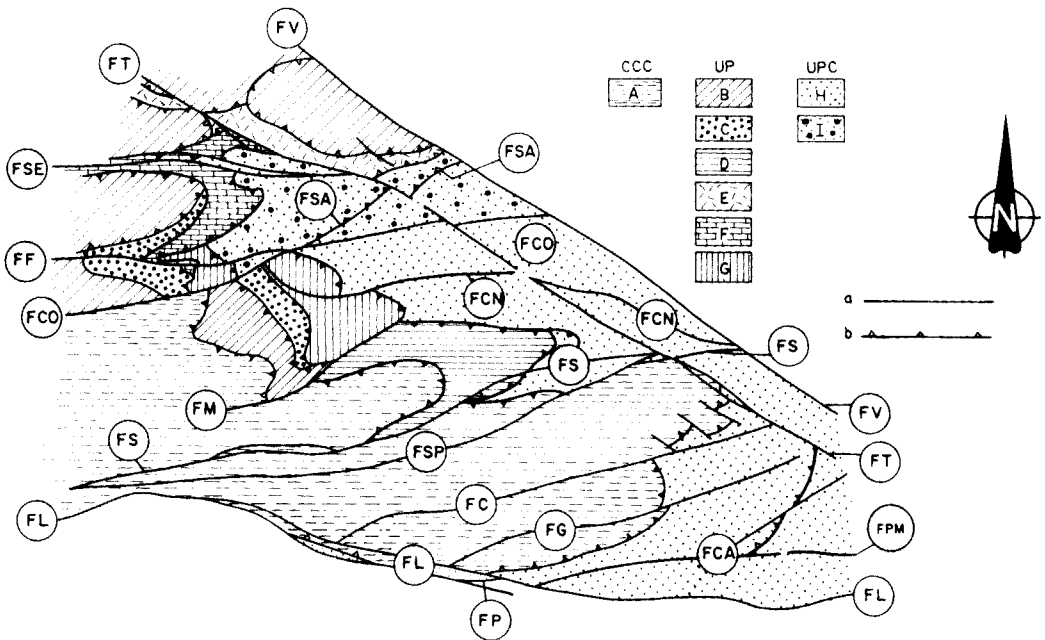


Fig. 3.—Trazado y nomenclatura (ver significado de abreviaturas en Tabla I) de las principales fallas y cabalgamientos del Mapa 1, así como de las diferentes láminas alóctonas mayores que lo componen. (A) Manto de Laviana, (B) Manto de Caso, (C) Manto de La Polinosa, (D) Manto de Ricacabiello, (E) Manto de Tarna, (F) Manto de Riosol, (G) Dúplex del Mampodre, (H) Lámina de Fuentes Carrionas, (I) Manto de Valdeón.

embargo, que si el ángulo formado entre la sección elegida y la dirección de emplazamiento no es mayor de 10°, es posible hacer restituciones de las estructuras sin necesidad de efectuar correcciones geométricas (Cooper, 1983).

Por último, en la zona objeto de estudio se ha partido de la base de que las láminas cabalgantes se han emplazado hacia su parte oriental (NE a SE), tal y como parece desprenderse de trabajos estructurales previos, bien de áreas próximas (Alvarez Marrón, *op cit.*), o de tipo general sobre la Zona Cantábrica: (Julivert y Arboleya, 1984, Pérez Estaún *et al.*, 1988, Rodríguez Fernández y Heredia, 1988, entre otros), además de datos cinemáticos propios, que serán expuestos en un capítulo posterior. Esto determina que las secciones paralelas a la dirección de avance de las láminas, se situarán próximas a líneas E-O.

Una vez introducidas estas premisas se han elaborado varios cortes geológicos en la UP y CCC (Fig.5), comenzando por aquellos que son aproximadamente longitudinales a los sinclinos más característicos de cada sector, cuyo trazado aproximadamente E-O a NO-SE, sugiere su relación con estructuras laterales y por lo tanto subparalelo a la dirección de avance. Estos cortes se trazan siguiendo líneas quebradas y aproximadamente por la zona de charnela de los citados sinclinos, con la única excepción del sector del Mampodre, donde se ha aprovechado para una parte del corte 5, el Anticlinal de Secadas (Fig. 4).

Posteriormente se estudiarán los cortes transversales (Fig. 5) que permitirán analizar las estructuras laterales a los mantos. Estos cortes se realizaron perpendicularmente a los longitudinales y por lo tanto ortogonalmente a la traza

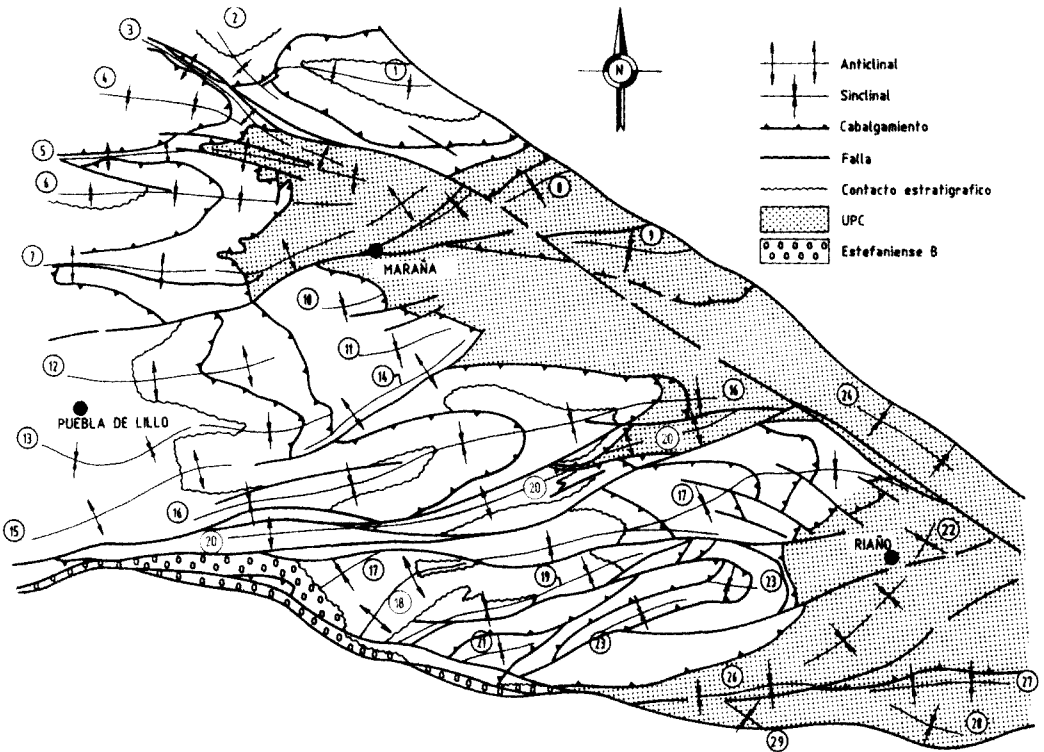


Fig.4.- Fig. 3.2.- Trazas axiales de los pliegues de escala cartográfica del Mapa 1. Para identificarlos por su nombre ver tabla de abreviaturas de la página 124.

axial de los pliegues mayores de dirección E-O. En el caso concreto del área de Lois-Ciguera, la construcción del corte transversal más oriental se ha realizado en dos partes, debido a que se ha reconstruido la cartografía a su posición original, previamente al re juego dextro de la Falla de Los Cantos. Sobre estos cortes obtendremos la geometría aproximada de las estructuras laterales en el momento de su emplazamiento.

Como método de trabajo se realizó un corte longitudinal en cada área sinclinal y posteriormente uno o varios cortes transversales, dependiendo el número de éstos, de la superficie del área y de su complejidad estructural (Fig. 5).

Para la descripción geométrica de los mantos se empleará la terminología elaborada por autores anglosajones y compendiada principalmente en los trabajos de Dennis *et al.* (1981), Boyer y Elliott (1982) y Butler (1982). En este trabajo se utilizarán normalmente los términos castellanos equivalentes propuestos por Alonso (1987) y Alvarez Marrón (1989).

2. GEOMETRIA DE LAS LAMINAS CABALGANTES

Antes de pasar a describir la geometría de las distintas láminas cabalgantes y como introducción a la estructura general del sector, es

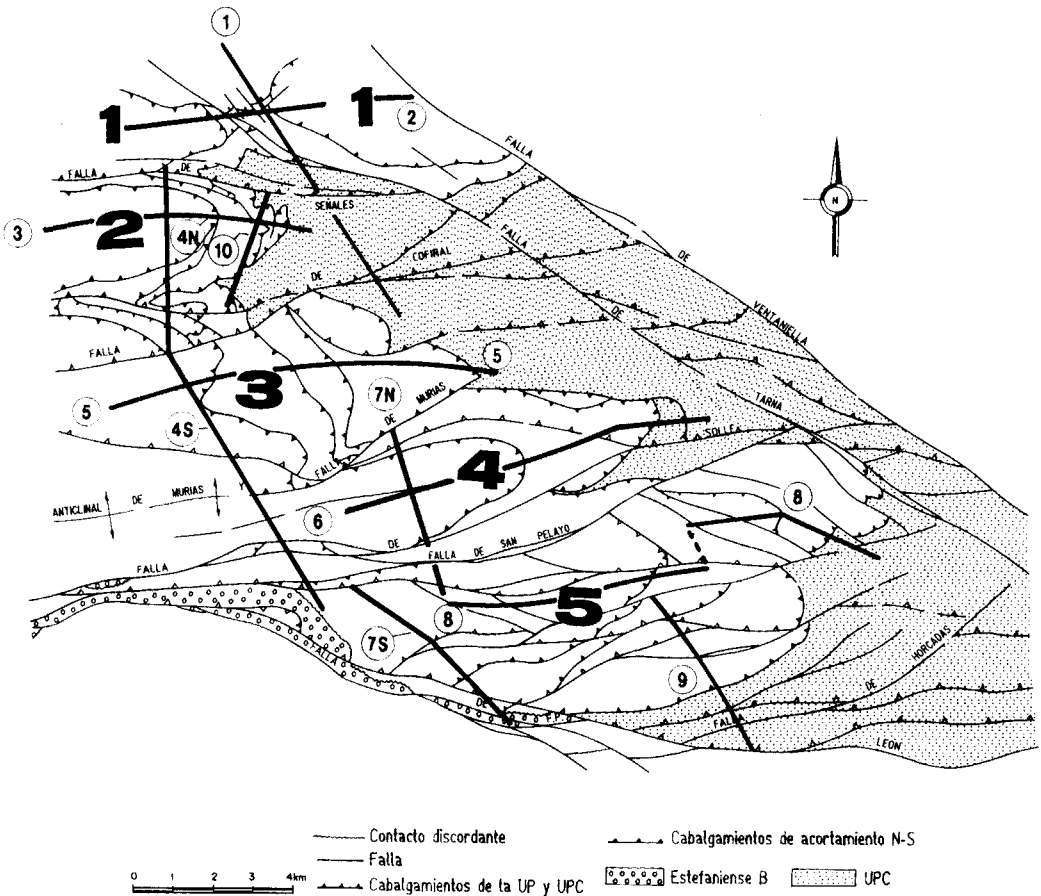


Fig.5.- Fig. 3.7.- División de la zona estudiada en áreas estructurales: 1) Tarna 2) Riosol 3) Mampodre 4) Lillo-Lázaro 5) Lois-Ciguera y posición de los cortes geológicos del Mapa 1.

conveniente efectuar en primer lugar una lectura de la cartografía geológica, ya que ésta ilustra perfectamente la gran complejidad tectónica de esta zona y los problemas que entraña su estudio, así como la forma en que se ha abordado éste.

A primera vista las estructuras más representativas a gran escala son los pliegues y cabalgamientos. Los primeros son, en su mayor parte, grandes sinclinatorios de trazado aproximado NE-SO en cuyo núcleo aflora el Carbonífero superior. Estos sinclinatorios se encuentran separados por zonas de fractura, a veces bastante complejas, en las que aparece parcialmente conservada la estructura anticlinorial (Figs. 4 y 5).

Un estudio más detallado de la cartografía, permite observar que dentro de estas áreas sinformales aparecen plegados una serie de cabalgamientos de trazado sinuoso que en alguna de estas áreas son extraordinariamente abundantes, dando lugar a una complejidad tectónica adicional muy importante.

Basándonos en lo anteriormente expuesto se han agrupado las distintas estructuras en 5 áreas (Fig. 5), limitadas generalmente por fallas, con características estructurales (nº de cabalgamientos, pliegues, ...), cantidad y estilo de deformación diferentes; estas áreas que van a ser estudiadas separadamente para facilitar su descripción, son de Norte a Sur:

Area de Tarna	(Entre las fallas de Ventaniella y las Señales)
Area de Riosol	(Entre las fallas de Señales y de Cofiñal)
Area del Mampodre	(Entre las fallas de Cofiñal y de Murias o su prolongación en la traza axial del anticlinal del mismo nombre)
Area de Lillo-Lázaro	(Entre las fallas de Murias y Solle)
Area de Lois-Ciguera	(Entre las fallas de Solle y de León)

En todas las áreas citadas destaca la presencia de cabalgamientos, sin embargo en las citadas en primer y cuarto lugar, destacan así mismo los pliegues, mientras que en el área de Lois-Ciguera las fracturas acompañan en importancia a los pliegues y cabalgamientos.

Pasaremos a describir a continuación la geometría de las diferentes áreas, describiendo en cada caso la geometría obtenida tanto de los cortes longitudinales como de los transversales.

2.1. Geometría de los cabalgamientos del Area de Tarna

Para describir la geometría de este área, se utilizarán ligeramente modificados los cortes 15 y 18 del trabajo de Alvarez Marrón (1989), por ser los más representativos de las láminas de este sector. Estos cortes se han modificado en la parte correspondiente a las láminas inferiores (Riosol y Beyos) de las que se han obtenido nuevos datos durante la elaboración de este trabajo, constituyendo los cortes 1 y 2 (Fig. 5).

La lámina cabalgante superior presente en este área pertenece al **Manto de Caso** (Heredia y Rodríguez Fernández, 1988; Alvarez Marrón y Pérez Estaún, 1988), tal y como puede observarse en la Fig. 6. Aflora en tres importantes estructuras sinformales que de O a E y siguiendo a Alvarez Marrón (1989), son los sinclinales de Remelende, Felechosa-Tarna y el Klippe de Valdós-Zalambral. Esta lámina es la que más extensión cartográfica ocupa en la UP.

La dirección de emplazamiento del Manto de Caso es aproximadamente hacia el E en esta zona (Alvarez Marrón, *op. cit.*), por lo que el corte en la dirección de avance sería el 2 (Fig. 5), realizado en dirección E-O. En este corte (Fig. 6) se observa la presencia de una bifurcación importante del Cabalgamiento de Caso que da lugar a la Escama de Remelende.

En términos generales, la lámina de Caso con respecto a la sucesión alóctona presenta un gran rellano cabalgante, como lo demuestra el que en la mayor parte de su recorrido cartográ-

fico sobre la superficie de cabalgamiento se sitúa la Formación Láncara.

El autóctono relativo del Manto de Caso está representado por el Sistema Frontal, que agrupa al conjunto de láminas basales de la UP y que en este área están representadas por el Manto de Tarna y el de Riosol. Con respecto a la sucesión estratigráfica de estas láminas basales, el Manto de Caso asciende a través de una rampa cabalgada hasta la parte media de la Formación Beleño. Al llegar a este nivel estratigráfico se instala sobre un gran rellano que coincide en la mayor parte del corte con su homólogo cabalgante, dando lugar a la geometría plana de este manto.

Los mantos de Tarna y Riosol

El corte 1 de la Fig 6 permite describir mejor la estructura del Manto de Tarna ya que su trazado es subparalelo al sentido de transporte tectónico, tal como propuso Alvarez Marrón (*op. cit.*). Por el contrario el corte 2, de la misma figura, representa un corte oblicuo a la dirección de avance de este manto y por lo tanto representa una sección aparente, sobre la que sin embargo pueden estudiarse sus posibles estructuras laterales.

Sobre el corte 1 puede verse como la lámina de Tarna se bifurca del Manto de Caso. La sucesión alóctona se sitúa sobre un gran rellano cabalgante en el que paulatinamente va haciéndose menos potente la sucesión del Paleozoico inferior (Formaciones Barrios y Oville), situándose siempre la Formación Láncara sobre la superficie de cabalgamiento.

Esta lámina parece apoyarse sobre autóctonos relativos diferentes, tal como parece deducirse del corte, aunque no existe una evidencia cartográfica. Por una parte cabalgaría al Duplex de los Beyos, que aflora algo más al N y para el que constituiría en este sector su cabalgamiento de techo. Mientras hacia el SE, pasaría a cabalgar la sucesión carbonífera de la UPC.

De las estructuras laterales solo se mencionarán las correspondientes a la Lámina o Manto

de Tarna, ya que las del Manto de Caso en este sector han sido suficientemente descritas y estudiadas en el trabajo de Alvarez Marrón (1989).

Como expusimos anteriormente, las estructuras laterales del Manto de Tarna están caracterizadas sobre el corte 2 (Fig. 6) y aparecen deformando las estructuras frontales del Manto de Caso, pues como ya se ha expuesto las direcciones de emplazamiento de ambas unidades son aproximadamente ortogonales. Sobre este corte puede verse como al Este de la Falla de Tarna la superficie de cabalgamiento pasa a cortar niveles más altos de la serie sinorogénica, constituida por la Formación Maraña, hasta situarse aproximadamente sobre el techo de esta formación. Más al Oeste se encuentra un importante rellano (cabalgante y cabalgado) que ocupa casi todo el corte. También puede observarse, cerca de la Falla de Tarna, una bifurcación importante del cabalgamiento basal que asciende rápidamente sobre su autóctono relativo llegando a unirse al cabalgamiento basal del Manto de Caso y dando lugar a un pequeño anticlinal sobre la rampa cabalgante que coincide cartográficamente con el Anticlinal de Penalve (Sjerp, 1967). Por su posición esta estructura puede interpretarse como una rampa lateral. Como puede apreciarse en los cortes y en la cartografía las formaciones Barrios y Oville tienen representación cartográfica al Este de esta estructura, mientras que al Oeste la Formación Barrios está ausente y la Formación Oville presenta unos pocos metros de espesor y aflora de forma discontinua, siendo difícil de representar cartográficamente. Todo esto implica que a través de esta estructura lateral se ha producido una importante traslación que permite superponer una unidad paleogeográficamente más interna, situada más al Este y con un Paleozoico inferior más completo (Manto de Tarna), sobre otra más externa, con un Paleozoico inferior prácticamente inexistente, a la que denominaremos Escama de Señales del Manto de Riosol.

Los mantos de Tarna y Riosol aparecen afectados en las inmediaciones del Puerto de Tarna por la falla del mismo nombre que enmascara la

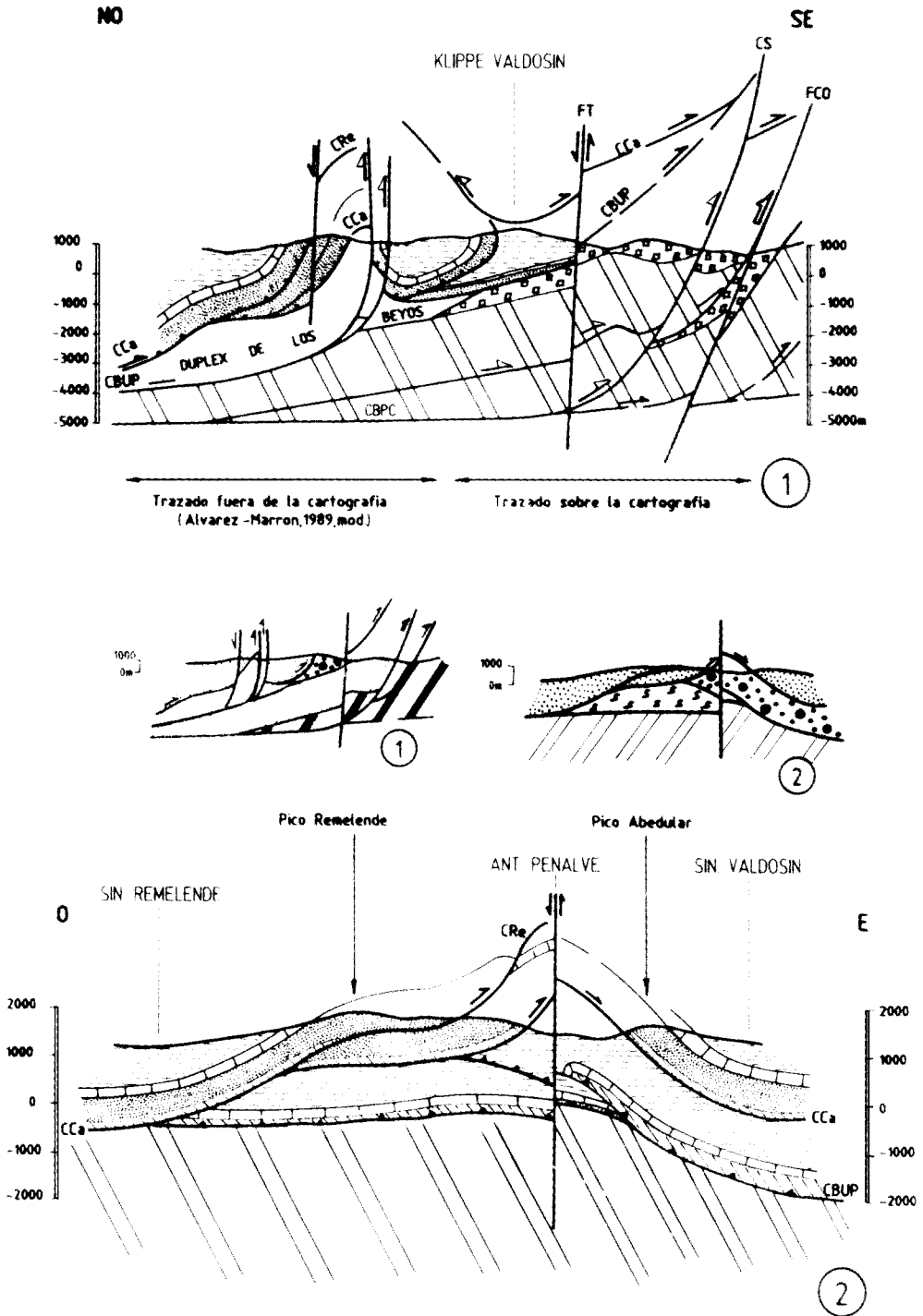


Fig. 6.- Cortes 1 y 2. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II (páginas 124 y 125).

geometría y relaciones originales entre ambos y da lugar a una estructura singular a la que llamaremos «klippes de Tarna». Esta estructura aparece confinada en uno de los «husos» de la falla de Tarna, en el cual pueden observarse varios cabalgamientos que limitan pequeños «horses» en donde aflora un Paleozoico inferior muy restringido y una delgada Caliza de Montaña. Los dos «horses» inferiores tienen una estructura sinformal, mientras que el superior tiene una estructura antiformal. Estos klippes presentan una estructura similar y una posición simétrica a la que tiene el propio Manto de Riosol en la zona de las Minas de Mercurio (Fig. 7). En este punto puede observarse una estructura sinformal compleja formada por dos láminas superpuestas que hacia el Oeste va siendo sustituida por una zona anticlinal retocada por dos superficies de cabalgamiento. La serie estratigráfica involucrada en esta estructura presenta así mismo un Paleozoico inferior muy delgado, observándose como se acaba lateralmente la Formación Oville, no existiendo Formación Barrios. Por todo lo anteriormente expuesto se pueden asignar los klippes de Tarna al Manto de Riosol.

Una de las características del Manto de Riosol en el Area de Tarna, es el que la Formación Beleño se encuentra casi siempre sobre el Grupo Maraña de la Unidad del Pisuega-Carrión (UPC) (Mapa 1), pasando a cortar niveles más bajos de la sucesión alóctona en la zona de las Minas de Mercurio y en los klippes de Tarna. El parecido litológico de ambas unidades litoestratigráficas, determinó hasta el presente la difusa separación en este área de la UP y UPC. En la zona de la Minas de Mercurio (Area de Riosol) se conserva parte de la rampa cabalgante (lateral), pudiendo observarse como en un corto espacio, el cabalgamiento basal, pasa de situarse en la base de la Formación Láncara a situarse, cerca de la falla de Señales, en la formación Barcaliente (Fig. 7).

2.2. Geometría de los cabalgamientos del Area de Riosol

Los cabalgamientos de este área se estudiarán sobre el corte 3 (Fig. 8), que ha sido realizado siguiendo la traza axial del Sinclinal del Lago, y en los cortes 4N (Fig. 9) y 10 (Fig. 10),

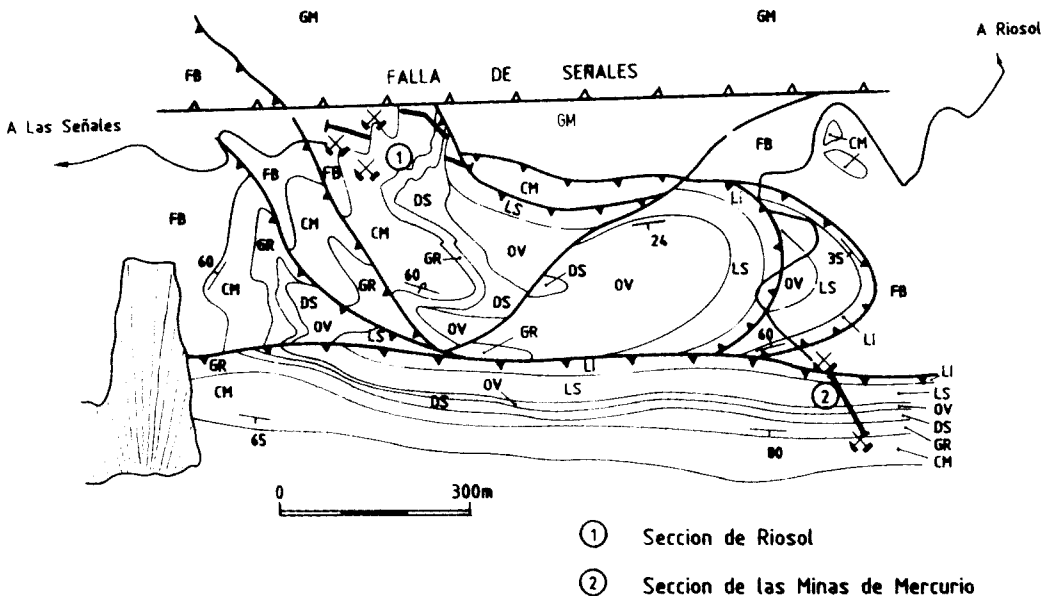


Fig. 7.- Cartografía de detalle del sector de las minas de mercurio del Manto de Riosol.

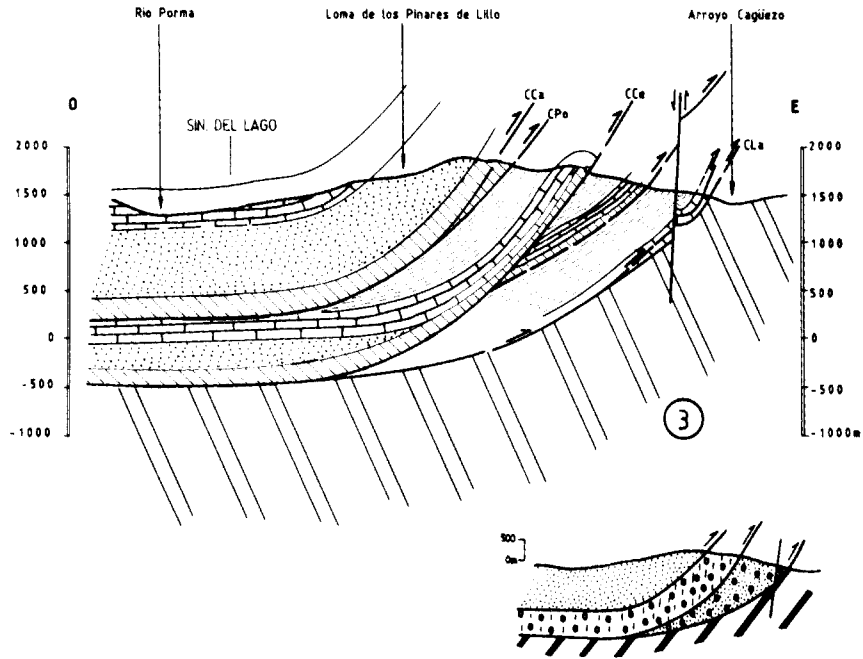


Fig. 8.- Corte 3. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

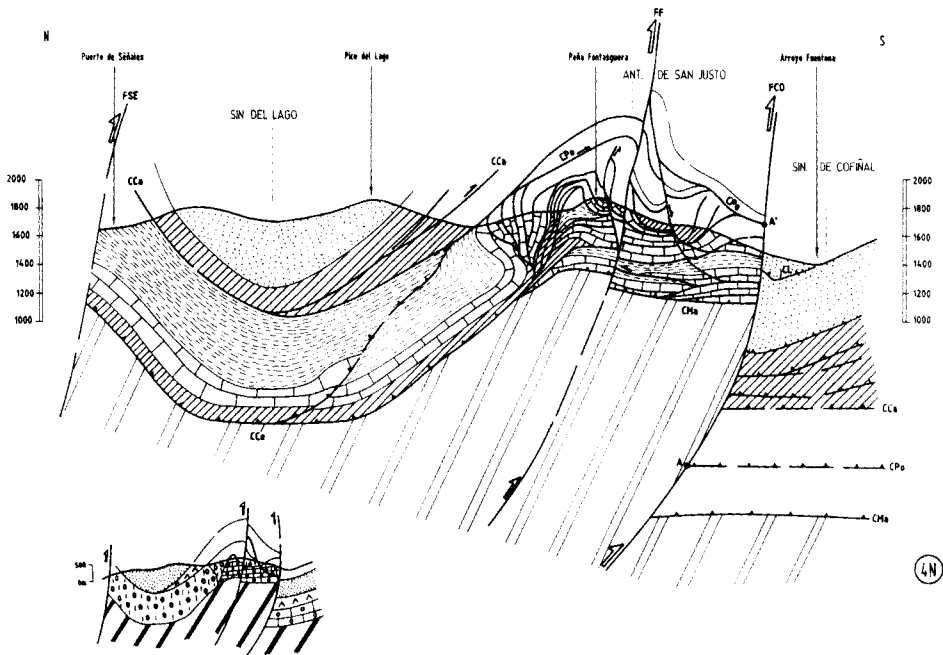


Fig. 9.- Corte 4N. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

perpendiculares al anterior y al trazado de los pliegues cartográficos E-O.

En la Fig. 11 se han representado las distintas láminas cabalgantes existentes y sus denominaciones.

En este área es importante remarcar las importantes diferencias estratigráficas que existen entre láminas contiguas. Así el Manto de Caso presenta una serie pre-carbonífero superior (por debajo de la Formación Beleño) de más de 600 m de espesor, mientras que en la lámina situada inmediatamente por debajo, el Manto de Riosol, no supera en algunos casos los 100 m (Fig. 2). Esto da idea del importante desplazamiento que acumula el Manto de Caso, que permite acercar zonas paleogeográficas tan distintas (Foto 1).

El Manto de Caso que ocupa el núcleo del Sinclinal del Lago (Sjerp, 1967) (Fig. 4) es la lámina superior. Esta lámina presenta una geometría muy sencilla formada como en el área

de Tarna por un gran rellano sobre el que se sitúa siempre la Formación Láncara. Su autóctono relativo varía dependiendo del flanco del Sinclinal del Lago en que se encuentre. Así en el flanco Norte por debajo del Manto de Caso, se situaría el Manto de Riosol y en el flanco meridional el de la Polinosa. Presenta una importante bifurcación de cabalgamientos en las proximidades de Cofiñal que en su prolongación en el área del Mampodre (labio sur de la falla de Cofiñal, Fig. 5) tienen una geometría de dúplex. Este dúplex presenta en este área un total de 8 «horses» constituidos en su mayor parte por Formación Láncara, encontrándose en algunos de estos también la Formación Oville, aunque con pequeño espesor. Bajo la superficie de cabalgamiento basal se sitúa siempre la delgada Formación Barrios del Manto de la Polinosa. En el área del Mampodre donde, como ya hemos dicho antes, puede apreciarse bien su geometría de dúplex, es po-

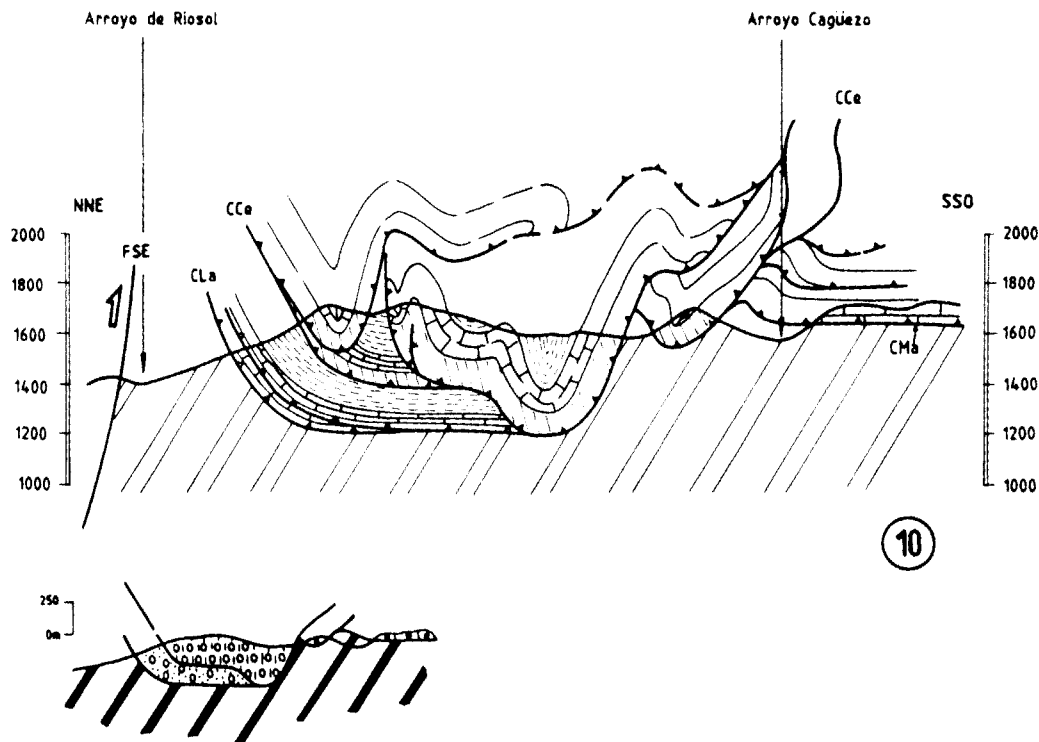


Fig. 10.— Corte 10. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

es posible observar (Mapa 1) como los cabalgamientos de los «horses» inferiores convergen hacia un único cabalgamiento de techo formado por uno de los despegues superiores de la Formación Láncara.

El Manto de la Polinosa se encuentra únicamente en el Anticlinal de San Justo (Figs. 3 y 11). Contiene una Formación Barrios poco potente (100-150 m), lo cual se advierte por la presencia en la margen derecha del río Porma, de un retazo de la suprayacente Formación Barcaliente.

Como veremos posteriormente al describir la geometría del Area del Mampodre, el Manto de la Polinosa presenta en su conjunto una geometría de dúplex, cuyo cabalgamiento de techo es el basal del Manto de Caso. En el área de Riosol este dúplex presenta a su vez un dúplex menor que es visible en el flanco sur del Anticlinal de San Justo. Su autóctono relativo es siempre el Sistema Frontal; aunque se apoya en láminas diferentes de éste, a un lado y otro del Anticlinal de Cofiñal, como puede verse en la Fig. 9 (corte 4N) y 11.

El Manto de Riosol (Foto 1) se encuentra en la base y frente cartográfico de la UP, excepto en la parte Sur del Area de Riosol (Figs. 8, 9, 10 y 11). Presenta una cartografía complicada, debido a la existencia de gran número de cabalgamientos menores de trazado sinuoso y escaso desplazamiento que subdividen de forma importante este manto (Mapa 1). Dichos cabalgamientos pueden agruparse en dos láminas alóctonas con el rango de escamas que han sido denominadas de arriba abajo: Escama de las Señales y Escama de la Lastra (Fig. 11).

Esta fuerte estructuración interna, con numerosas escamas, puede verse en el corte 10 (Fig. 10), realizado en una dirección NNO-SSO con objeto de estudiar la evolución lateral de estas láminas.

En el corte 3 (Fig. 8) puede observarse la geometría de las láminas de este área en una dirección aproximadamente paralela a la del transporte tectónico (Alvarez Marrón, 1989). La estructura es bastante sencilla, con una geometría muy plana de las láminas como consecuencia de situarse en todas ellas la superficie de cabalgamiento sobre la base de la Formación Láncara.

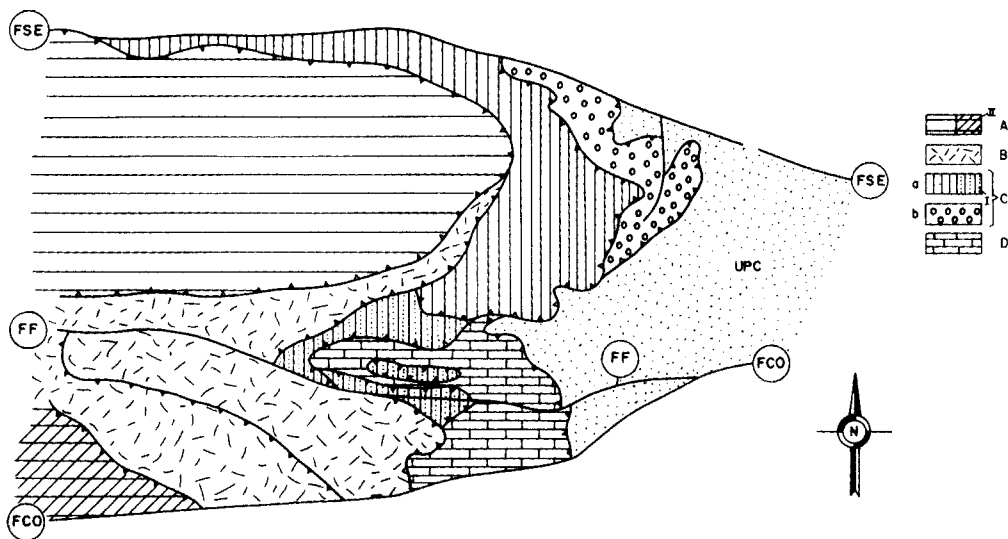


Fig. 11.- Situación y denominación de las diferentes láminas alóctonas del área de Riosol. (A) Manto de Caso, II; Dúplex de Cofiñal (B) Manto de la Polinosa (C) Manto de Riosol: a) Escama de Señales, I) Dúplex del Lago b) Escama de la Lastra (D) Dúplex del Mampodre.

cara. Únicamente en uno de los cabalgamientos de la Escama de Las Señales se aprecia una rampa cabalgante que permite ascender a la superficie de cabalgamiento hasta la Formación Beleño.

De la lectura del mapa geológico se extrae la existencia de diversos pliegues cuyas trazas axiales son subparalelas al trazado del corte, lo que indica que deben de estar relacionados con estructuras laterales (Fig. 10). Dichas estructuras laterales son las causantes de la gran compartimentación del Manto de Riosol.

Con respecto a estos pliegues se pueden diferenciar dos tipos, dependiendo de su relación con las superficies de cabalgamiento. Así pueden encontrarse pliegues que resultan de la acomodación de las superficies de estratificación, a la geometría de una superficie de cabalgamiento infrayacente, la cual no se encuentra plegada (Pliegues de Flexión de Falla). En este caso los anticlinales suelen presentar uno de los flancos sustituido por la superficie de cabalgamiento.

En otros casos, los pliegues se producen por acomodación pasiva a la geometría de una superficie de cabalgamiento, situada en una lámina inferior. En este caso, tanto las superficies de estratificación como el cabalgamiento que delimita la lámina superior, se encuentran plegados por el mismo pliegue. Algunos de estos pliegues (Fig. 10) compensan el desplazamiento del cabalgamiento infrayacente dando lugar a cabalgamientos ciegos (Thompson, 1979).

La posición de los ejes de los pliegues mayores en este área varía entre 40° y 60° al O u ONO.

El Duplex del Mampodre (Fig. 11) aflora entre el flanco norte del Anticlinal de San Justo, del que ocupa gran parte de su núcleo, y la falla de Cofiñal, prolongándose al otro lado de esta fractura en el Area del Mampodre, en la que adquiere gran desarrollo y donde además se aprecia su geometría de dúplex. En el Area de Riosol pueden apreciarse hasta cinco «horses» (Mapa 1 y Fig. 9) en los que la superficie de cabalgamiento se sitúa generalmente en la base de

la Formación Alba, si exceptuamos el «horse» superior, donde llega a situarse la Formación Láncara sobre el cabalgamiento basal.

En los límites N y S de este área aparecen dos importantes estructuras anticlinales, de dirección E-O, que delimitan un área sinclinal muy característica, el Sinclinal del Lago (Sjerp, 1967). Estos anticlinales son el Anticlinal del Aguila (Sjerp, *op. cit.*) al N y el Anticlinal de San Justo al S (Fig. 4).

El Anticlinal de San Justo presenta un eje, que en la parte más oriental, se sitúa en dirección E-O, prácticamente subhorizontal ($277^{\circ}/2^{\circ}$), mientras que hacia el Oeste va girando hacia el NO y ganando en inclinación, llegando a buzarse más de 50° en dirección NO en su parte más occidental (Alvarez Marrón, 1989). El plano axial en este área, se encuentra generalmente inclinado al NNE, entre 60° y 80° , lo que le confiere una cierta vergencia al S. Esta vergencia y la gran variación en la posición de su eje, debe de haberse producido por deformación posterior, probablemente durante el juego inverso de las fallas de la Fontasquera y Cofiñal (Fig. 3).

Hay que destacar que el Anticlinal de San Justo, como puede apreciarse en la cartografía y en la Fig. 9, no afecta a la base del Dúplex del Mampodre, ya que este pliegue se ha producido fundamentalmente, por acomodación al apilamiento de láminas producido por este dúplex y el del Lago.

Los anticlinales del Aguila y San Justo (Fig. 4) se caracterizan por ser zonas bastante complejas estructuralmente, en donde desaparecen cabalgamientos (Mapa 1 y Figs. 3). Por este motivo presentan diferente número de cabalgamientos de un flanco a otro y han sido interpretados como pliegues generados sobre estructuras laterales importantes.

El Anticlinal del Aguila se sitúa sobre una importante rampa lateral denominada de Las Señales que se encuentra en la actualidad muy retocada por la falla del mismo nombre. Esta rampa lateral es el límite norte de la escama de la Lastra y da lugar, como ya hemos visto ante-

riormente, a que la Escama de Señales pase a estar despegada sobre la Formación Láncara en la zona de Riosol, a cabalgar sobre la Formación Beleño en el área de Tarna.

El Anticlinal de San Justo se ha generado sobre la rampa lateral más importante de este área, la rampa lateral de Fontasquera. Lo más característico de esta estructura lateral es la presencia de varios dúplex superpuestos que se acaban sobre esta estructura. El inferior de estos dúplex es el del Mampodre, ya citado anteriormente (ver Figs. 9 y 11), que se termina en el flanco norte de dicho anticlinal. Por encima de este dúplex y en la escama de Señales, se genera una nueva duplicación que pasaremos a denominar dúplex del Lago.

Este dúplex, lateral según los criterios cinemáticos (disposición de los pliegues menores situados sobre las superficies de cabalgamiento), está constituido por solo 8 «horses», en los que aparecen involucradas las formaciones Oville (solo en los dos «horses» inferiores) Alba, Barcaliente y Ricacabiello (Mapa 1). Su cabalgamiento de techo es el basal del Manto de la Polinosa, presentando la geometría de un apilamiento antiformal en el que los «horses» más altos se encuentran invertidos (Fig. 9). El dúplex del Lago, se termina en el flanco sur del Anticlinal de San Justo, donde converge con el cabalgamiento de la Polinosa (Fig. 11) y es el máximo responsable de la generación de este anticlinal.

Por encima del dúplex del Lago aparecen dos nuevos dúplex, el de la Polinosa y el de Cofiñal. Únicamente hay que destacar que el dúplex de la Polinosa presenta en este área tres únicos «horses» de escaso desplazamiento que pueden observarse en el flanco sur del Anticlinal de San Justo.

La importante culminación que representa el Anticlinal de San Justo, determina que en su flanco Norte se generen una serie de fracturas de componente normal que hunden sistemáticamente su labio sur (Fig. 9). Estas fracturas pueden interpretarse como «drop faults» o fallas de revestimiento lateral (Butler, 1982), las cuales

parecen compensarse hacia abajo en algunos de los despegues de los Dúplex del Mampodre y de la Polinosa, lo que habría dado lugar a la reactivación de estos.

Otras estructuras también destacables son dos pequeños cabalgamientos retrovergentes que afectan el núcleo del anticlinal de San Justo (Fig. 9), que partiendo de uno de los cabalgamientos del Dúplex del Mampodre, corta a los cabalgamientos suprayacentes. Ambos presentan un escaso desplazamiento y son posteriores a las fallas de revestimiento a las que llegan a afectar pero no invertir su movimiento. Por todo ello pueden ser considerados estructuras fuera de secuencia.

Durante la realización de este estudio se ha constatado que tanto los mantos de la Polinosa y Caso como el Dúplex del Mampodre tienen continuación y sus estructuras se correlacionan perfectamente al otro lado de la Falla de Cofiñal. Esto indica que lo que Alvarez Marrón (1989) denominó rampa lateral de Cofiñal, debe restringirse a las láminas de la CCC, (Laviana y Rioseco, Fig. 12). En efecto la Escama de Laviana tiene una geometría distinta a un lado y otro de la falla, mientras que la de Rioseco (no presente en la zona de este estudio) desaparece contra dicha falla (Fig. 12). Para el resto de láminas situadas por debajo de las anteriormente citadas, la falla de Cofiñal es una estructura tardía y no relacionada con su emplazamiento. La Falla de Cofiñal muestra en la actualidad, como puede verse en el corte 4N (Fig. 9), un juego de falla inversa relacionada con el acortamiento N-S, aunque no debe descartarse que halla tenido una cierta componente de desgarre (Sjerp, 1967), durante las últimas etapas de la deformación hercínica.

2.3. Geometría de los cabalgamientos del Area del Mampodre

El Area del Mampodre (Fig. 5) presenta una compleja estructura tectónica en la que destaca el gran desarrollo de cabalgamientos y comparativamente los escasos pliegues a escala carto-

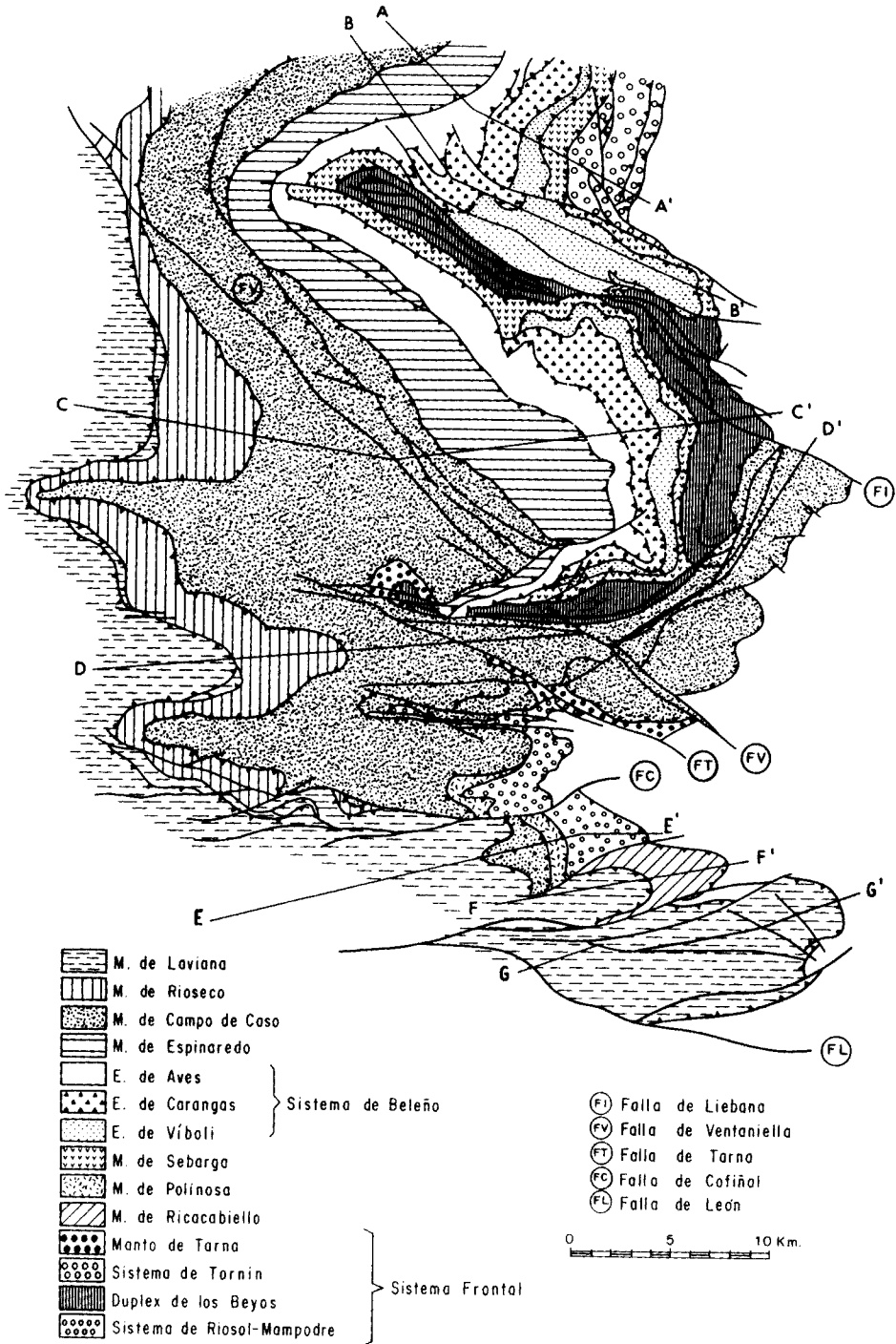


Fig. 12.- Situación de las diferentes láminas mayores de la UP con la posición de los cortes más representativos. Basada en Alvarez-Marrón, Heredia y Pérez-Estaín (1989), modificada.

gráfica que en ella aparecen y que se circunscriben prácticamente a su parte suroccidental (Mapa 1). Por otro lado alguno de estos pliegues solo afecta a determinadas láminas y no a las situadas inmediatamente por debajo. Este es el caso del Anticlinal de Secadas (Fig. 4), cuya traza axial no se prolonga hacia el Este más allá del Manto de Laviana, lo que parece indicar una estrecha relación genética con esta lámina.

Si se observa con más detalle la cartografía del Area del Mampodre, puede observarse además que en su límite sur, determinado por la Falla de Murias (Fig. 3), se terminan de manera brusca la mayor parte de las láminas de este área y únicamente el Manto de Laviana se prolonga en el área contigua de Lillo-Lázaro (Figs. 3 y 5). Por el contrario el límite norte, constituido por la Falla de Cofiñal, como ya se ha visto en el capítulo anterior, no representa un obstáculo para correlacionar las diferentes láminas de la UP en las dos áreas contiguas. Con respecto a la estructura general del área debe de precisarse que la geometría actual de las láminas se encuentra bastante modificada en relación a la que presentaban en el momento de su emplazamiento. Esto es consecuencia del propio sistema de emplazamiento de las laminas que da lugar a que las láminas superiores hayan sido deformadas por el emplazamiento de las infrayacentes. Lo anterior da lugar, en un sistema con tantas láminas como éste, a que las láminas más altas, situadas en su parte más occidental y exceptuando la parte de éstas próxima al rellano basal, se encuentren verticales e incluso invertidas; mientras que las más orientales, situadas en la parte inferior de este sistema, tengan un buzamiento general más bajo (ver corte 5, Fig. 14).

El Area del Mampodre está compuesta, desde el punto de vista estructural, por cuatro láminas mayores: mantos de Laviana, Caso, Polinosa y Dúplex del Mampodre (Figs. 3 y 14), que presentan características estratigráficas marcadamente diferentes. Así se observa una paulatina desaparición del Paleozoico inferior de las láminas más orientales a las más occidentales, lo que a su vez determina que la superficie del

cabalgamiento pasa de situarse sobre la base de la Formación Láncara del Cámbrico a la base de la Formación Alba del Carbonífero (Mapa 1). También se aprecia una disminución drástica de la serie carbonífera involucrada en estas láminas, y así mientras que el Manto de Laviana ha trasladado una pila sedimentaria de esta edad superior a los 3.000 m, en el Manto de la Polinosa, ésta no supera los 500 m y no llega a los 100 m en la parte inferior del Dúplex del Mampodre. En este último no aparece representado el Paleozoico inferior, lo que determina que 100 m sea el máximo espesor de los «horses» inferiores de este dúplex.

Por otro lado, es destacable la presencia de numerosos cabalgamientos que bifurcándose de una misma superficie de cabalgamiento convergen también hacia un único cabalgamiento de techo, determinando la presencia en este área de gran número de dúplex que pueden encontrarse involucrando a varias formaciones, a una sola formación e incluso a una sola capa, dando lugar a un sistema muy complejo de cabalgamientos.

La geometría de los cabalgamientos de este área se estudian sobre los cortes 4S y 5 (Figs. 14 y 15) realizados respectivamente según una dirección aproximada N-S y siguiendo una línea quebrada de dirección general E-O, próxima a la dirección de avance de las láminas.

El Manto de Laviana

Se corresponde con el sector de Piedrafita-Lillo de la CCC. Presenta en la mayor parte del área cartografiada a la Formación Barrios en la base de la sucesión alóctona, que se sitúa casi siempre sobre su homónima del Manto de Caso.

En el corte 5 se propone que el Manto de Laviana se disponga sobre un rellano cabalgante situado probablemente sobre las formaciones Láncara u Oville, cortando con un ángulo muy bajo a la Formación Barrios del autóctono. De todos modos, esta evolución en profundidad, aunque bastante probable, es supuesta, al no existir datos cartográficos definitivos que per-

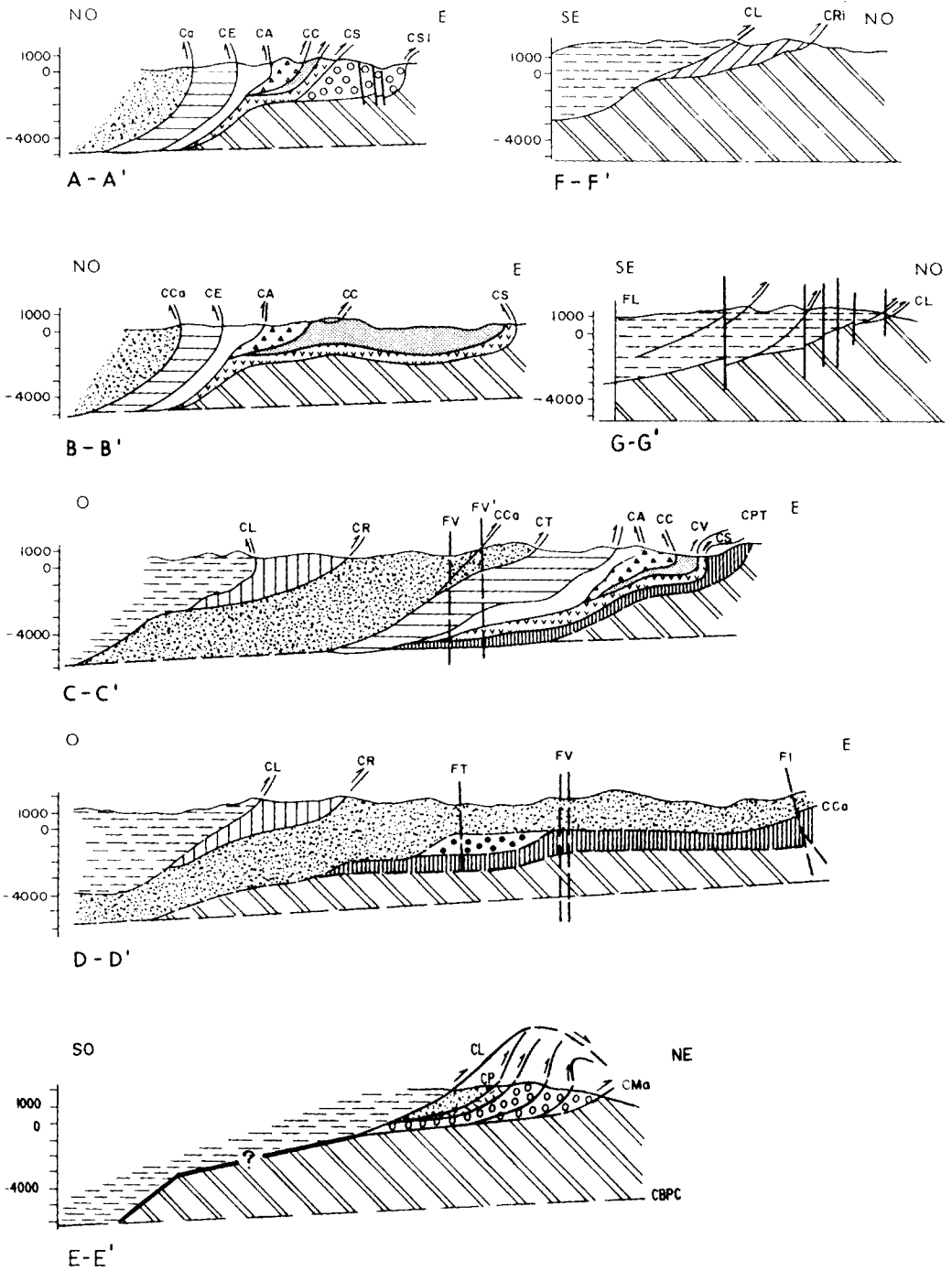


Fig. 13.- Cortes geológicos más representativos de la UP y CCC (posición en la Fig. 15). Basados en Alvarez-Marrón (1989) y datos propios.

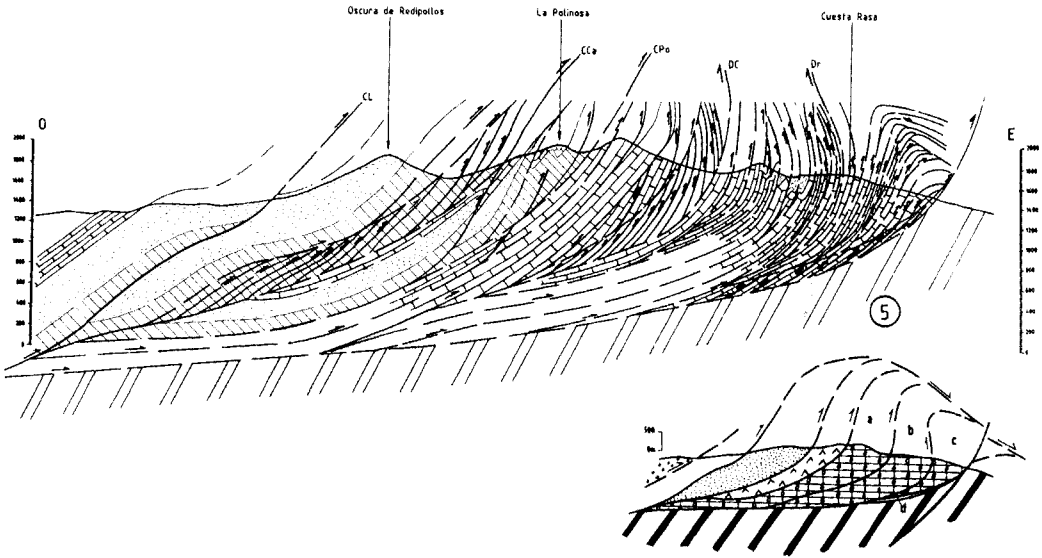


Fig. 14.- Corte 5. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

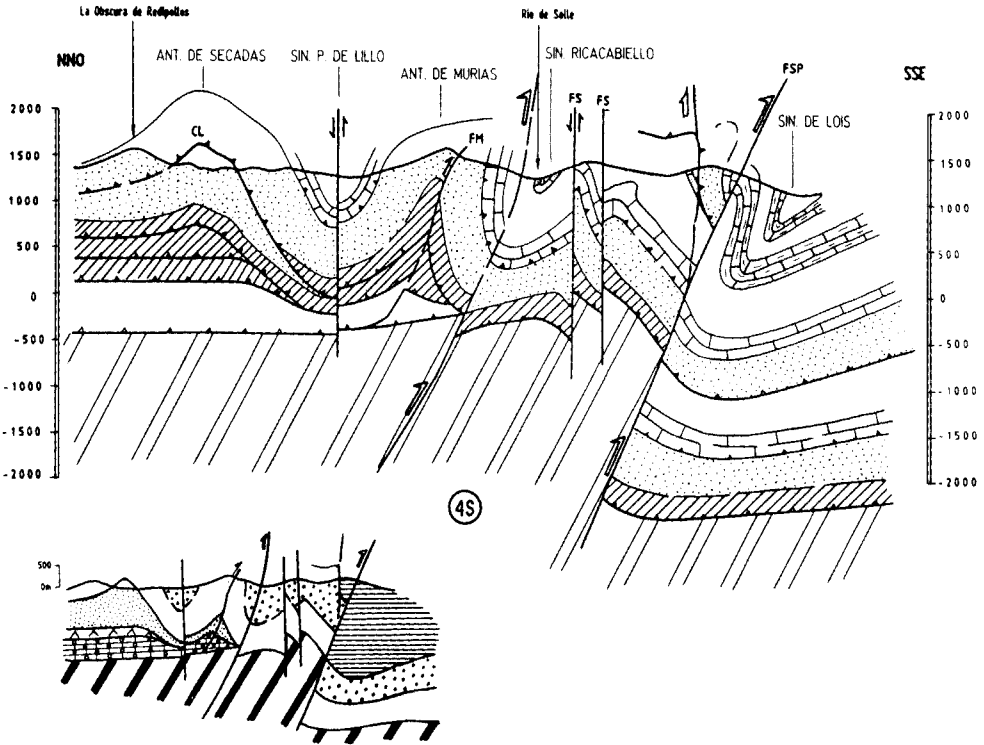


Fig. 15.- Corte 4S. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

mitan constatarla, ya que el nivel de erosión corta siempre a una altura similar, en toda la zona ocupada por este manto.

Por otro lado la superficie de cabalgamiento basal de este manto muestra un trazado cartográfico bastante sinuoso, cuya geometría viene reflejada también en el corte 4S (Fig. 15). En este corte pueden observarse las características de los anticlinales de Murias y Secadas. Las líneas de corte observadas, a partir del corte y de la cartografía, muestran que son aproximadamente perpendiculares al trazado de estos pliegues. En el Anticlinal de Secadas el cabalgamiento de Laviana llega a unirse al cabalgamiento basal de la Unidad del Ponga, lo que provoca la desaparición hacia el S de los mantos de Caso y de la Polinosa. A partir de este punto, en dirección S, la CCC pasa a situarse sobre la UPC. Estas variaciones N-S en el Manto de Laviana, pueden interpretarse como debidas a la presencia de rampas laterales cabalgadas, que a su vez condicionan la presencia de dos estructuras anticlinales.

Debe destacarse que en todo este área existen evidencias estructurales que indican la presencia de un nivel de despegue en la base de la Formación Alba, tales como: pliegues despegados, pequeñas cuñas que se propagan hasta la Formación Barcaliente, etc.. Dicho despegue determina la presencia en el Manto de Laviana de dos láminas alóctonas menores que con la categoría de escamas vienen representadas en la Figs. 14 y 15.

El Manto de Caso

Está constituido fundamentalmente por un importante dúplex, situado en la base de esta lámina, que involucra a las formaciones Láncara y Oville (Fig. 14). Este dúplex se corresponde al otro lado de la Falla de Cofiñal con el dúplex del mismo nombre. Los diferentes cabalgamientos que forman este dúplex convergen hacia un cabalgamiento de techo constituido por el despegue basal de un imbricado superior constituido por cuatro escamas que pueden llegar a involu-

crar a la Formación Barrios. Este dúplex se acaba lateralmente en las proximidades de la terminación periclinal del Sinclinal de Puebla de Lillo (ver Mapa 1).

El Manto de la Polinosa

Es la lámina alóctona más oriental del área del Mampodre, en la que sobre la superficie de cabalgamiento se sitúa el Cámbrico (formaciones Láncara u Oville, Foto 2). También es destacable desde el punto de vista estratigráfico, el que la Formación Barrios vaya desapareciendo progresivamente, de manera que en las láminas basales de este manto, se sitúan las formaciones Ermita, Baleas o Alba directamente sobre la Formación Oville (Foto 3).

Lo más característico de la estructura del Manto de la Polinosa, es la presencia de varios sinclinorios, limitados por cabalgamientos, que en su núcleo contienen a la Formación Barcaliente. Estos sinclinales muestran ejes de dirección N-S a NNO-SSE, subhorizontales o ligeramente inclinados hacia el N y un plano axial fuertemente inclinado hacia el E o ENE lo que les confiere cierta vergencia al NE.

Analizando en detalle la geometría de los cabalgamientos puede observarse que la mayor parte de éstos nacen en la parte baja del Manto de la Polinosa, en alguno de los cabalgamientos basales (ver Mapa 1 y corte 5), y confluyen en el cabalgamiento basal del Manto de Caso, lo que indica que esta lámina presenta internamente la geometría de un dúplex, como ya habíamos deducido en el área de Riosol.

En el corte 5 (Fig. 14) y al igual que en el área de Riosol, se ha optado por bifurcar el Manto de la Polinosa del de Caso, situándose siempre la Formación Láncara sobre el despegue basal de este manto. Alguno de los cabalgamientos más retrasados y con poco desplazamiento puede observarse como se compensan en pliegues. Casi todos los cabalgamientos de este manto, cortan la sucesión alóctona hasta situarse en la base de la Formación Alba. En otros casos, los despegues de la Formación Alba, se originan por

16). Esta formación es una de las más favorables para que se produzcan despegues, de manera que a pesar de que en este manto sean muy evidentes, existen despegues a este nivel en la mayor parte de la zona de estudio.

El Dúplex del Mampodre

Es el sistema de cabalgamientos más espectacular de toda la zona estudiada. Este apilamiento de láminas, da lugar a una importante repetición de las formaciones Alba y Barcaliente que originan una gran acumulación calcárea conocida como Macizo del Mampodre. En él aparecen algunas áreas deprimidas ocupadas por las formaciones Beleño y Ricacabiello que aunque en menor medida también aparecen varias veces repetidas (Mapa 1), formando parte de al-

gunos «horses». Dentro de este gran sistema de cabalgamientos puede observarse como la mayor parte de ellos se asocian formando dúplex con sus cabalgamientos de techo y muro muy bien definidos. En otros casos, los menos, la convergencia hacia un cabalgamiento de techo no está clara, debido en su mayor parte a que el nivel de erosión de todo el sistema es bastante bajo y a que la falla posterior de Murias enmascara estas relaciones. Sin embargo, el que la mayor parte de los cabalgamientos se asocien formando dúplex y el hecho de que en los sedimentos carboníferos, situados por delante de este área, existan olistolitos de calizas de la parte alta del Carbonífero, que no aparecen en ninguna de las láminas de la UP y que presentan unas facies similares a las que tienen en la CCC, podría indicar que las láminas más retrasadas de

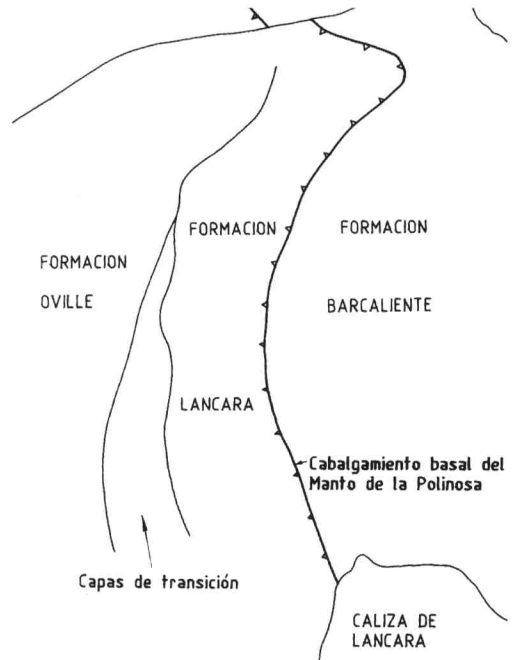
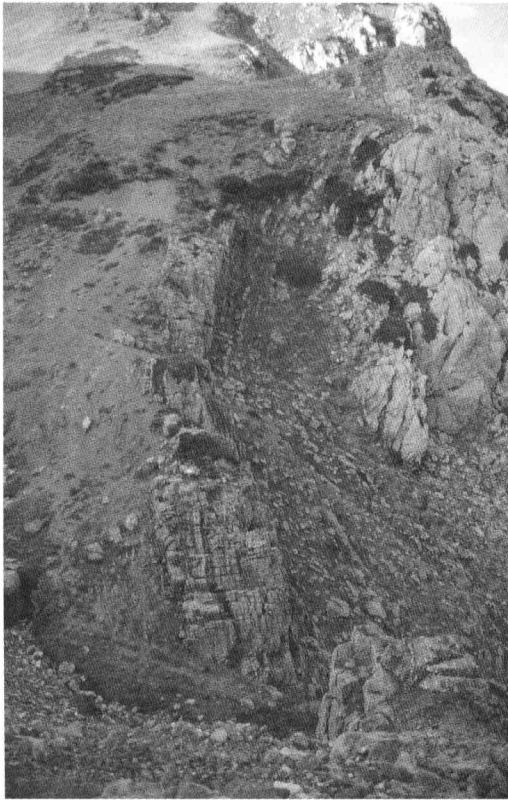


Foto 2.— Base del Manto de la Polinosa; calizas de la Formación Láncara (Cámbrico inferior-medio) cabalgando sobre la Formación Barcaliente (Carbonífero inferior) del Dúplex del Mampodre. Parte alta del Valle de Murias.

este área, debieron situarse por encima de la mayor parte del Sistema del Mampodre. Asumiendo esta hipótesis, el Dúplex del Mampodre tendría la geometría de un gran dúplex de dúplex, formado por más de 70 «horses» cartográficos a los que hay que añadir numerosas duplicaciones a escala de capa o afloramiento, difíciles de cuantificar y que hacen del Duplex del Mampodre una de las mayores duplicaciones descritas en la literatura geológica.

En general, y como puede verse en el corte 5 (Fig. 14), el Dúplex del Mampodre presenta la geometría de un apilamiento antiformal, con una base muy plana que se prolonga, en la vertical del corte, hasta la altura de Puebla de Lillo y un techo que probablemente presentaría una gran convexidad. El cabalgamiento de techo del Dúplex del Mampodre, es en la mayor parte del corte, el Dúplex de la Polinosa. En su parte más retrasada también podría ejercer de cabalgamiento de techo, durante un espacio más corto,

el Manto de Caso y el de Laviana del cual se bifurcaría.

Para su mejor descripción vamos a dividir este gran dúplex en varios dúplex menores que además presentan geometrías distintas. Estos dúplex son de arriba a abajo: el Dúplex del Pico de la Cruz, el Dúplex de Pico Vajarto y el Dúplex de la Cuesta Rasa (Fotos 5 y 6), que a su vez contienen dúplex de menor tamaño que en algunos casos también se describirán (Fig. 14 y 17).

Los dos primeros tienen la geometría de los «hinterland dipping duplex» mientras que el de la Cuesta Rasa, debido a su techo fuertemente convexo, presenta una geometría asimilable a las de los «antiformal stacks» o apilamientos antiformales (Corte 5). Sobre la línea del corte existe un buzamiento progresivamente más alto de los «horses», desde los dúplex inferiores a los superiores, lo que parece indicar un empujamiento «forward» para este dúplex.

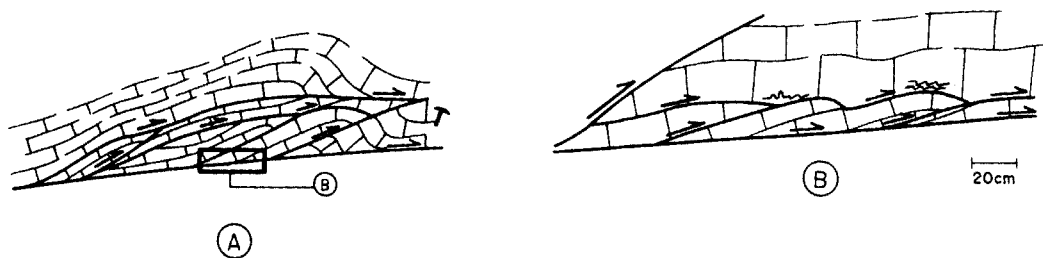


Fig. 16.- Dúplex y estructuras despegadas de la Formación Alba en el flanco oriental del Sinclinal de la Polinosa.

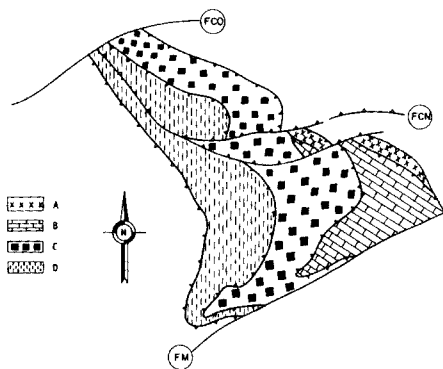


Fig. 17.- Dúplex menores del Dúplex del Mampodre: (A) Dúplex inferior del Mampodre (B) Dúplex de la Cuesta Rasa (C) Dúplex de Pico Vajarto (D) Dúplex del Pico de la Cruz.

Todos los dúplex menores en los que se ha subdividido el sistema del Mampodre se caracterizan por presentar sobre su cabalgamiento de muro importantes duplicaciones que constituyen dúplex de menor rango y que en el caso del dúplex de Pico Vajarto pueden situarse incluso en su parte media. Estos dúplex son bastante evidentes en la cartografía, al estar formados casi exclusivamente por Formación Alba, en una apretada sucesión de «horses» de pequeño espesor.

Por debajo del Dúplex de la Cuesta Rasa aparece un «horse» alargado (Mapas 1 y 2) que cartográficamente aflora en la zona comprendida entre la falla de la Peña del Convento y la de Murias. Este «horse» parece corresponder a un nuevo dúplex (Dúplex basal del Mampodre, Fig. 17), aunque la calidad de los afloramientos no es muy buena. Los «horses» de este dúplex, estarían compuestos por una Formación Barcaliente extraordinariamente delgada, lo que por otro lado no es raro dado que, como puede observarse en la cartografía, en el Sistema del Mampodre el espesor de esta formación se reduce significativamente, desde los «horses» superiores o más occidentales, a los inferiores. El cabalgamiento basal de este dúplex sería el basal de la UP en este sector y el de techo el cabalgamiento de muro de los dúplex de la Cuesta Rasa y Pico Vajarto (Corte 5).

En general, el Dúplex del Mampodre no presenta grandes pliegues asociados (Fig.4 y Mapa I). Solamente a escala de afloramiento y en las proximidades de las superficies de cabalgamiento principales o en algunas superficies de despegue intraformacionales, situadas preferentemente en la Formación Alba y en menor medida en la formación Barcaliente (Foto 4), se producen algunos pliegues despegados de geometría variada y a veces compleja.

La mayor parte de los pliegues cartográficos se producen como consecuencia de la aparición de rampas cabalgantes en la Formación Barcaliente que da lugar a la terminación de ésta sobre la superficie de cabalgamiento. En la Fig. 18 pueden observarse diversas terminaciones de

esta formación, algunas de las cuales dan lugar a pliegues (tipos C y D).

Si observamos la Fig. 18, podemos establecer a partir de ella una secuencia evolutiva desde las terminaciones menos evolucionadas correspondiente a los tipos A y B hasta los C y D, donde aparecen respectivamente un pequeño flanco inverso conservado y un tren de pliegues asimétricos, alguno de los cuales presentan también un corto flanco inverso.

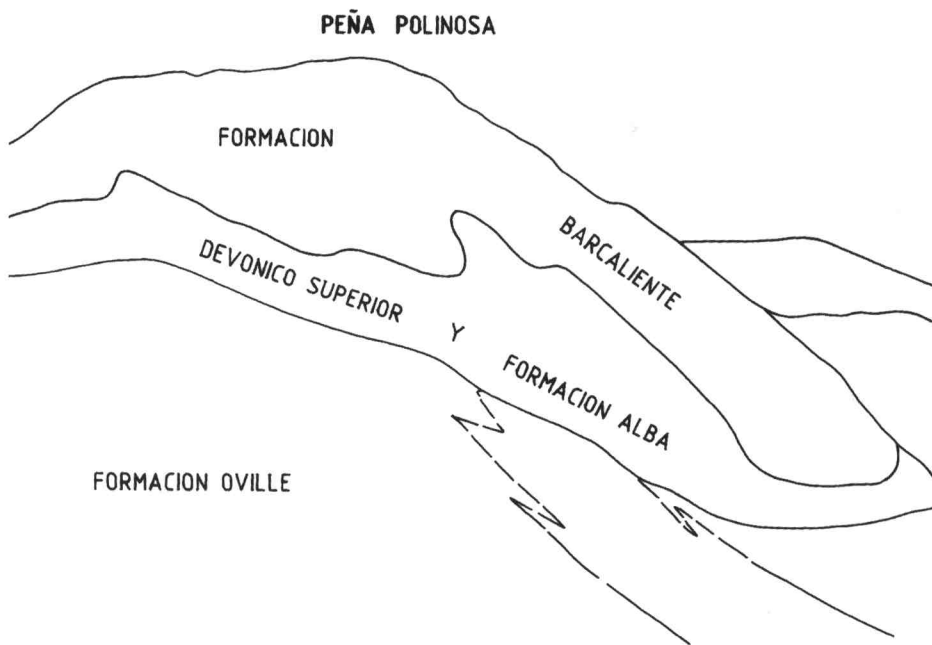
Un caso especial de pliegues lo constituyen aquellos que se producen cerca de la superficie de cabalgamiento cuando ésta corta a las formaciones eminentemente pizarrosas del Carbonífero superior (Formación Ricacabiello y Beleño). En este caso, se produce un replegamiento muy fuerte con geometrías de tipo «chevron», bajo ángulo entre flancos y escala centimétrica que lleva asociada una esquistosidad incipiente. Estos pliegues ocupan una estrecha banda, 15-20 m, en las proximidades de la superficie de cabalgamiento, generalmente sobre el bloque superior. Estas geometrías son debidas probablemente a la fuerte anisotropía que tiene la roca, como consecuencia de la presencia de una pizarrosidad primaria, evidente sobre todo en las lutitas compactas de la Formación Ricacabiello. Un ejemplo de estos pliegues se encuentra en el Collado Vajarto, en el dúplex del mismo nombre.

El Anticlinorio de la Cuesta Rasa (Fotos 5 y 6) representa la estructura plegada más importante del Sistema del Mampodre y por su génesis, dimensiones y características geométricas merece una mención aparte.

El Anticlinorio de la Cuesta Rasa presenta una traza axial de dirección NNE-SSO que gira hacia E-O en su prolongación en el Anticlinal de Murias. La posición de su eje presenta una gran variabilidad, oscilando de O a E su dirección entre 260° y 15° y entre 65° y 80° su buzamiento, mientras que su plano axial pasa de situarse, en la misma dirección, entre subvertical (E-O) a buzarse entre 50° y 60° al NNO. Por otro lado su flanco SE se encuentra fuertemente invertido, lo que le confiere una vergencia muy marcada en esa dirección. La posición de sus principales



Foto 3.- Formaciones Oville, Alba y Barcaliente en la vertiente norte de la Peña Polinosa (manto del mismo nombre). Entre las formaciones Oville y Alba se situarían unos pocos metros de sucesión del Devónico superior. Obsérvese la ausencia de la Formación Barrios que determina la presencia en esta zona, de una importante laguna estratigráfica que abarca todo el Ordovícico, Silúrico y la mayor parte del Devónico.



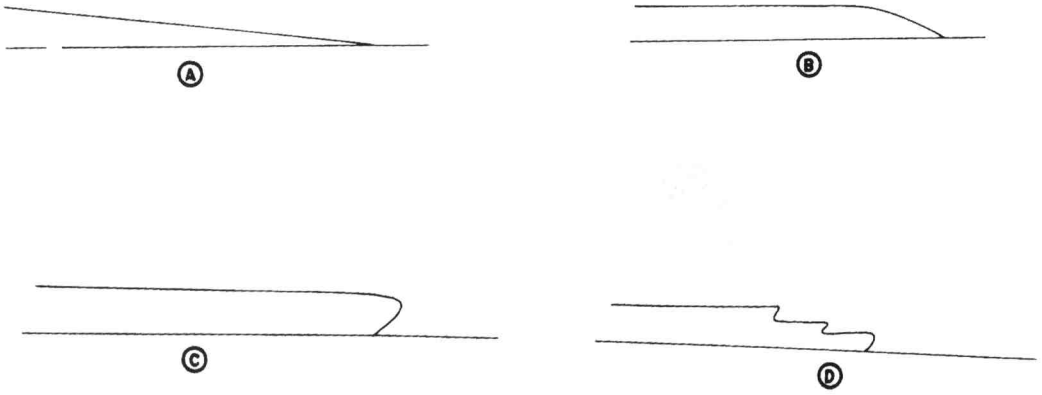


Fig. 18.- Diferentes terminaciones (rampas cabalgantes) de la Formación Barcaliente en el Dúplex del Mampodre.

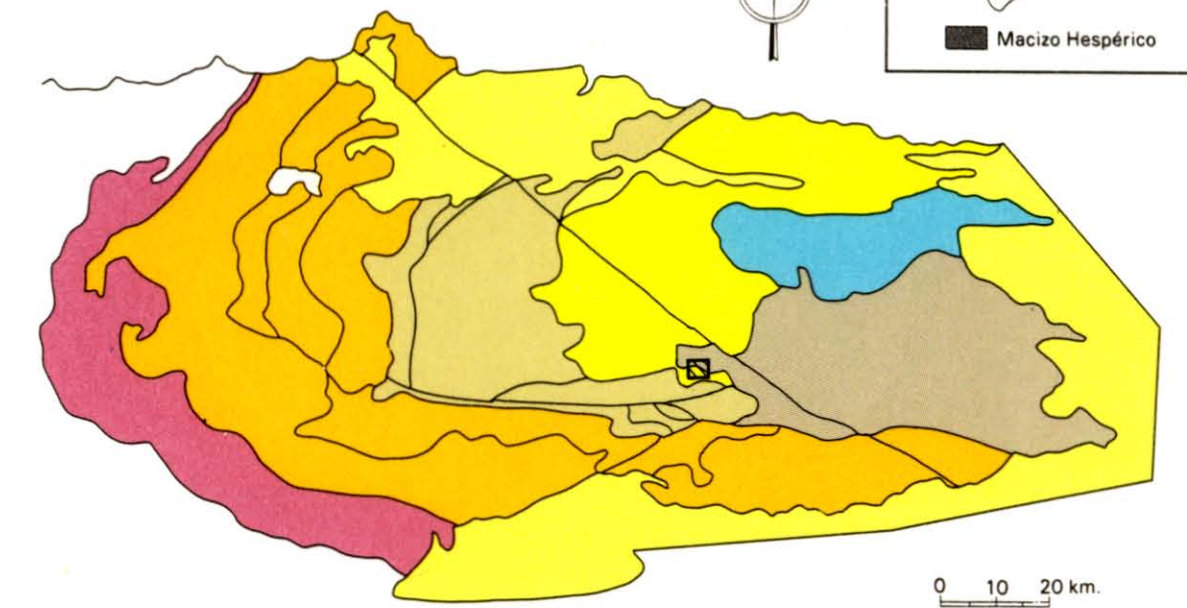
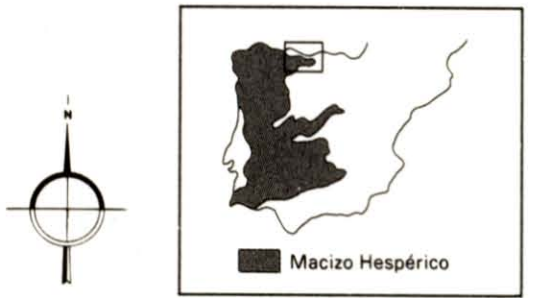


Foto 4.- Despegues dentro de la Formación Barcaliente del Dúplex del Mampodre.

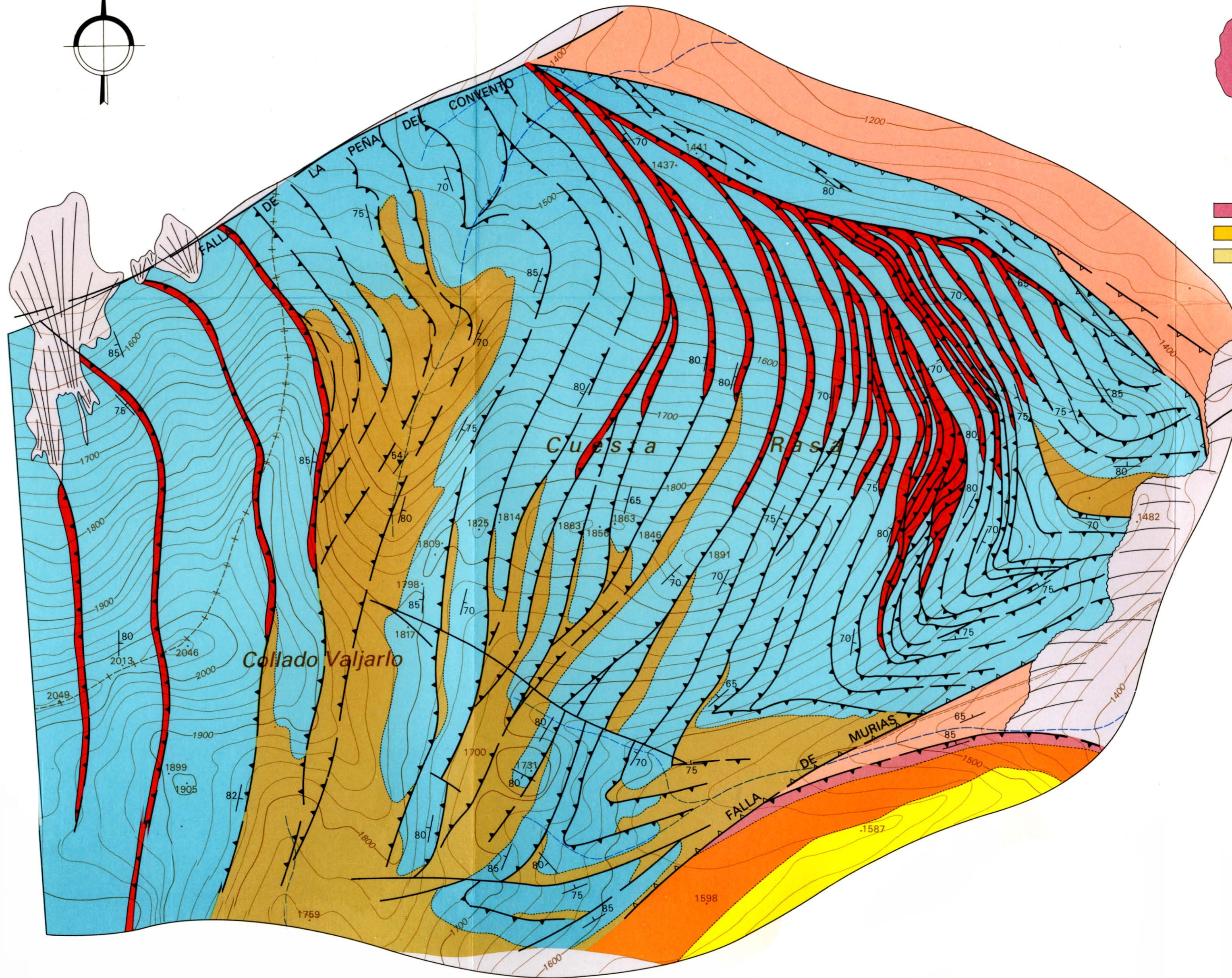
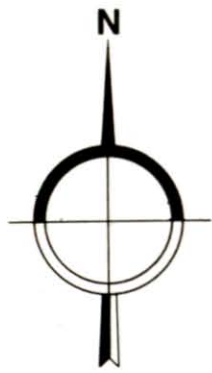
MAPA GEOLOGICO DEL DUPLEX DEL MAMPODRE

N. HEREDIA 1991

ESQUEMA DE SITUACION



- Antiforme del Narcea
- Unidad del Manto del Ponga
- Rocas meso-terciarias
- Unidades de la Sobia-Aramo y Somiedo-Correcillas
- Unidad de Picos de Europa
- Area estudiada
- Unidad de la Cuenca Carbonífera Central
- Unidad del Pisuegra-Carrión



LEYENDA

- | | | |
|-----------------|------------|----------------------|
| | | CUATERNARIO |
| UP | UPC | |
| Gr. Maraña | | |
| Fm. Beleño | | Fm. Ricacabiello |
| Fm. Barcaliente | | |
| Fm. Vegamián | | +Fm. Alba |
| Fm. Barrios | | +Fm. Ermita y Baleas |
| Fm. Oville | | |
| Fm. Láncara | | |
- | | |
|----------------------------|--------------------|
| SUPERIOR | CARBONIFERO |
| MEDIO | |
| INFERIOR | |
| DEVONICO SUP. + ORDOVICICO | |
| CAMBRICO | |

SIGNOS CONVENCIONALES

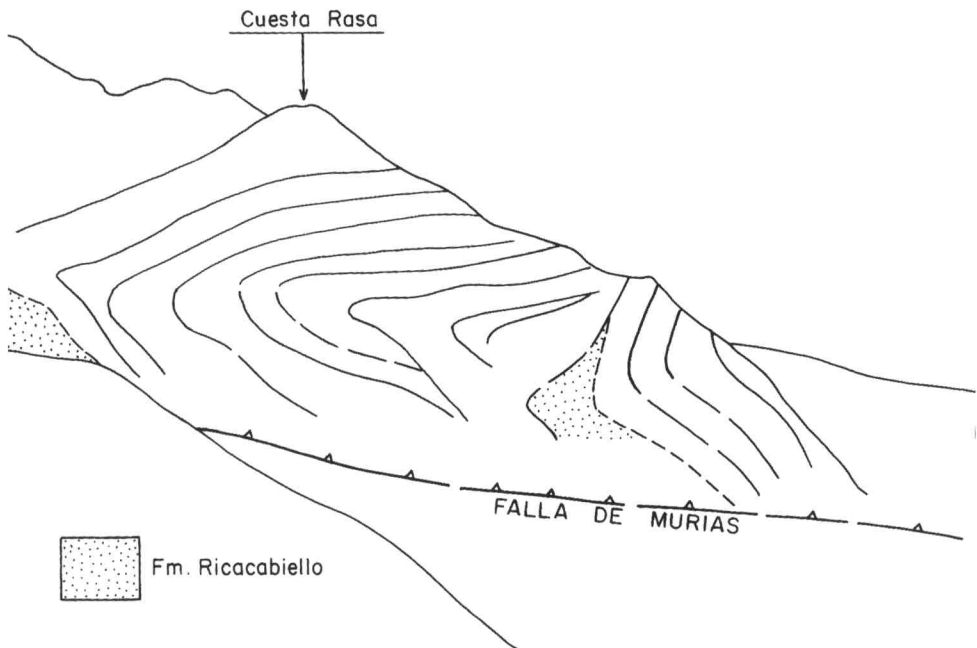
- | | |
|----------------------|-------------------------|
| Contacto mecánico | Cabalgamiento 1 Fase |
| Contacto normal | Cabalgamiento 2 Fase |
| Contacto discordante | Dirección de buzamiento |
| Falla | Esquistosidad |

ESCALA 1:10.000





Foto 5.- Vista lateral del apilamiento antiformal de la Cuesta Rasa y su terminación lateral contra la Falla de Murias desde el Pico Ricacabiello. Observe la diferencia entre el pliegue que dibujan los cabalgamientos inferiores y los superiores, mucho más cerrado en éstos.



elementos geométricos evidencia su disposición fundamentalmente lateral y una deformación importante de esta estructura posteriormente al apilamiento de láminas que dieron lugar a este anticlinorio. La deformación superpuesta que presenta el anticlinorio de la Cuesta Rasa se ha producido fundamentalmente durante las últimas etapas de emplazamiento de los cabalgamientos de la UP y será estudiado en el capítulo correspondiente.

La mayor parte de los ejes de los pliegues menores, presentes en los «horses» y asociados a los cabalgamientos, se disponen entre los 170° y 200°, con un buzamiento fuerte, que oscila generalmente, entre 70° y 80°.

Otro hecho destacable de este área, es la desaparición de todas las láminas del Dúplex del Mampodre contra la Falla de Murias (Fig. 3). Asumiendo que la dirección de emplazamiento, tal como parece deducirse de los pliegues menores, es hacia el NE y E para la mayor parte de las láminas del sistema, esta desaparición podría deberse a una estructura lateral, que tal y como viene interpretada en el corte 4S (Fig. 15), sería una rampa lateral. Según esto el anticlinorio de la Cuesta Rasa y por extensión el Anticlinal de Murias, se habrían originado sobre la terminación S de este gran apilamiento, que coincide por otra parte con la terminación de los mantos de la Polinosa y Caso, lo que aumentaría el tamaño de la flexión.

Por otro lado el Anticlinal de Secadas, la otra gran estructura plegada de este área, se encuentra limitada a los mantos de Caso y sobre todo al de Laviana, lo que la liga genéticamente a estas dos láminas. En efecto, este pliegue viene determinado por la presencia de una rampa lateral de menor rango. Dicha rampa viene condicionada por la desaparición hacia el S de la mayor parte de las láminas del Dúplex de la Polinosa y por el ascenso del cabalgamiento basal del Manto de Laviana, a través fundamentalmente de una rampa cabalgada, desde la Formación Oville hasta el techo de la Formación Barrios.

Además de todas las estructuras anteriormente citadas existen en el área del Mampodre

algunas otras, más escasas, que se han desarrollado fuera de la secuencia normal de emplazamiento de las láminas. Se trata de cabalgamientos que en ocasiones cortan claramente a cabalgamientos previamente emplazados, aunque en la mayor parte de los casos se trata de reactivaciones de cabalgamientos previos. Este es el caso del cabalgamiento basal del Manto de Caso, que ha sido rejugado posteriormente y que presenta, como única evidencia de esta reactivación, la presencia de un retazo del Manto de la Polinosa por encima del hipotético cabalgamiento basal del Manto de Caso (Mapa 1).

2.4. Geometría de los cabalgamientos del Área de Lillo-Lázaro

En este área aparecen únicamente dos láminas alóctonas (Figs. 3 y 5), correspondientes al Manto de Laviana de la CCC (Sector de Piedrafito-Lillo) y al Manto de Ricacabiello de la UP. Estas láminas aparecen plegadas por un importante sinclinal, al que Sjerp (1967) denominó Sinclinal de Ricacabiello (Fig. 4). Se trata de uno de los pliegues cartográficos más evidentes y mejor conservados de todo el área de estudio.

El sinclinal de Ricacabiello presenta una traza axial de dirección ENE-OSO, un plano axial ligeramente buzante al N y un eje que varía desde subhorizontal (13°), en la parte oriental, a buzarse 45° en el sector centrooriental, horizontalizándose de nuevo en toda la parte centrooccidental y sufrir por último una fuerte inmersión en su parte más occidental a la altura de Solle (60°).

La geometría de las estructuras mayores de este área se estudiarán sobre los cortes 4S, 6 y 7 (Figs. 15, 19 y 20), de los cuales el nº 6 se ha realizado siguiendo aproximadamente la dirección de avance de las láminas.

El Manto de Laviana

La superficie de cabalgamiento del Manto de Laviana, se sitúa en la base de la Formación Láncara en todo su trazado cartográfico, lo que

indica la presencia de un gran rellano cabalgante. Al igual que en el área del Mampodre existen evidencias de un despegue generalizado en la base de la Formación Alba, delimitando dos escamas (Fig. 19). Con respecto a la sucesión autóctona, puede apreciarse una rampa cabalgada por la que la superficie de cabalgamiento asciende desde la Formación Barrios, hasta la parte alta de la Formación Beleño (corte 6, Fig. 19).

El Manto de Ricacabiello

Está formado por dos láminas superpuestas, de las cuales la superior es la más extensa cartográficamente, mientras que la inferior aflora únicamente en el flanco norte del Sinclinal de Ricacabiello.

La lámina superior presenta un gran rellano cabalgante, situándose siempre sobre la superficie de cabalgamiento la Formación Láncara. Con respecto a la sucesión alóctona cabe destacar el adelgazamiento progresivo que se obser-

va en la Formación Barrios del flanco norte al flanco sur (corte 6, Fig. 19), llegando a desaparecer en dicho flanco.

Además de la superficie basal del manto, dentro de esta lámina, y al igual que ocurre en muchas áreas de la UP, existen otras superficies de despegue inter o intraformacionales, destacando la que tiene lugar en la base de la Formación Alba, que en este caso es muy evidente.

La Formación Alba se encuentra despegada en toda la lámina superior del Manto de Ricacabiello, encontrándose en ella multitud de pliegues despegados con geometrías a veces curvas. Además de esta evidencia, en el flanco N del Sinclinal de Ricacabiello se observan dos pequeñas cuñas (Mapa 1 y corte 6) de Formación Barcaliente con poco desplazamiento (métrico) que la superponen a la Formación Ricacabiello y cuyo cabalgamiento basal se bifurca del despegue situado en la base de la Formación Alba.

En cuanto a la sucesión autóctona, está constituida en todo el frente cartográfico del manto por el Grupo Maraña de la UPC, aunque

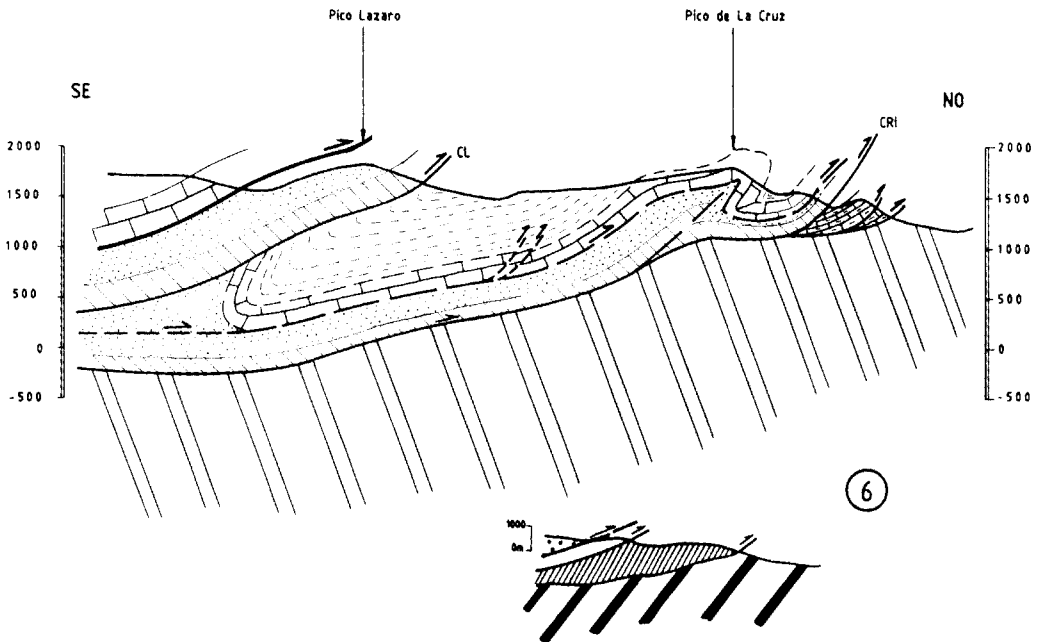


Fig. 19.- Corte 6. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

en profundidad debe cortar niveles más bajos de la sucesión estratigráfica de esta unidad (grupos Pando y Prioro). Al sur del pueblo de Liegos el cabalgamiento basal del Manto de Ricacabiello intersecta un gran olistolito calcáreo del Grupo Maraña, dando lugar a que en él se produzca una pequeña imbricación (ver Mapa 1 y corte 6).

En la lámina superior del Manto de Ricacabiello aparecen varios pliegues de propagación de falla que se sitúan en la parte más retrasada (al O) y adelantada de esta unidad (Corte 6).

En la parte más retrasada del Manto de Ricacabiello sólo se conserva parte del flanco delantero de uno de estos pliegues, producido durante la bifurcación del Manto de Laviana (corte 6); mientras que en la parte frontal aparece un par anticlinal-sinclinal, que en el caso del primero se produce por la compensación hacia arriba de un pequeño cabalgamiento que nace en la base del Manto de Ricacabiello. Este pliegue, se encuentra deformado por el rejuego posterior de la falla de Solle, presentando en la actualidad su

eje y plano axial plegados. El eje del anticlinal, buza desde 50° al SE en la griotte a 75° al SO en la parte alta de la Formación Barcaliente; la traza axial presenta una disposición arqueada, similar a la del plano axial, que presenta un buzamiento medio cercano a los 60° al ESE.

En los límites NO y SO del área, constituidos en la actualidad por las fallas de Murias y Solle, se da la circunstancia de que no existen las mismas láminas alóctonas a un lado y otro de estas fracturas (Figs. 3 y 20). Este hecho se interpreta como originado por la presencia de dos rampas, que en el caso de la más septentrional es la ya conocida rampa lateral de Murias, mientras que a la más meridional pasaremos a llamarla de la Trapa. La primera de estas estructuras, ya ha sido mencionada en el capítulo anterior, donde hemos visto que constituye el límite meridional del manto de Caso y de la Polinosa. La rampa de la Trapa se corresponde con el límite sur de la UP. Ambas rampas se situarían buzando al sur, aunque ahora pueden llegar a encontrarse invertidas como consecuencia del

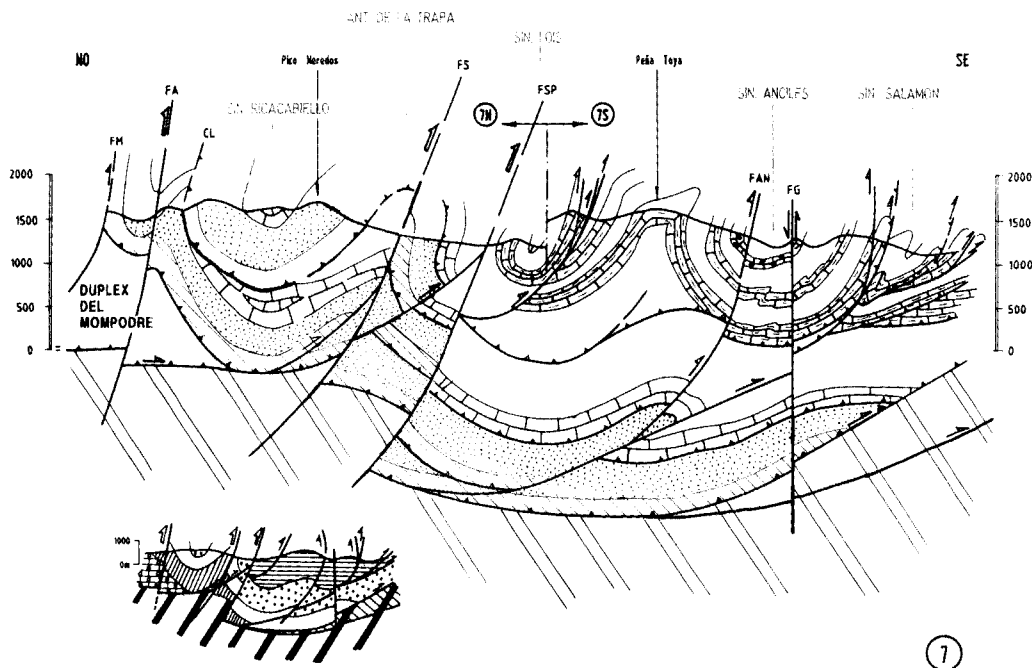


Fig. 20.- Corte 7. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

acortamiento posterior (ver cortes 4 y 7). Sobre estas rampas laterales se sitúan dos anticlinales de revestimiento representados por los anticlinales de Murias y de la Trapa, entre los cuales y en la zona de rellano situada entre las dos rampas se situaría el Sinclinal de Ricacabiello. Ambos anticlinales presentan un trazado NE-SO y una vergencia hacia el sur que en el caso del de la Trapa es muy acusado presentando el flanco meridional invertido, además tienen en común que ambos están parcialmente sustituidos por fallas posteriores, aunque en el caso del de Murias solo parcialmente.

2.5. Geometría de los cabalgamientos del Area de Lois-Ciguera

El Area de Lois-Ciguera pertenece íntegramente a la CCC y más concretamente al Manto de Laviana, en lo que Barba, Heredia y Villa (1991) denominaron Sector de Lois-Ciguera. La existencia de este sector se basa en sus características estratigráficas que junto con las fracturas de Solle y León (Fig. 5), lo individualizan de los otros dos sectores presentes en el área de este estudio y que lo limitan por el N y S. Dichos sectores son respectivamente, el de Piedrafitita-Lillo que hemos visto hasta ahora y el del

Porma. La serie estratigráfica de este sector se caracteriza por la ausencia del Grupo Sama y un Grupo Lena que abarca la casi totalidad del Carbonífero medio. Dentro de este grupo Barba, Heredia y Villa (*op.cit.*), separan seis unidades litoestratigráficas, exclusivas de este sector, a las que denominan: Yordas, Lois, Bachende, Dueñas, Ciguera y Anciles (Foto 7).

Este área presenta a grandes rasgos la geometría de un gran sinclinorio de trazado E-O, tremendamente complicado, merced a la existencia de gran número de fallas que hacen que el área se vaya estrechando drásticamente hacia su borde occidental hasta desaparecer, en las proximidades del embalse del Porma. Estas fracturas enmascaran una estructura anterior formada por pliegues y varias láminas alóctonas imbricadas, que es una de las características distintivas del Manto de Laviana de este sector de la CCC. En la Fig. 21 se incluye un esquema con las principales láminas, así como sus denominaciones.

La estructura del Manto de Laviana, que se ha interpretado hasta una profundidad máxima de 2.000 m (corte 8, fig. 22), pueden distinguirse hasta un total de seis escamas que se unen a la superficie general de despegue del Manto de Laviana. En general, el manto pre-

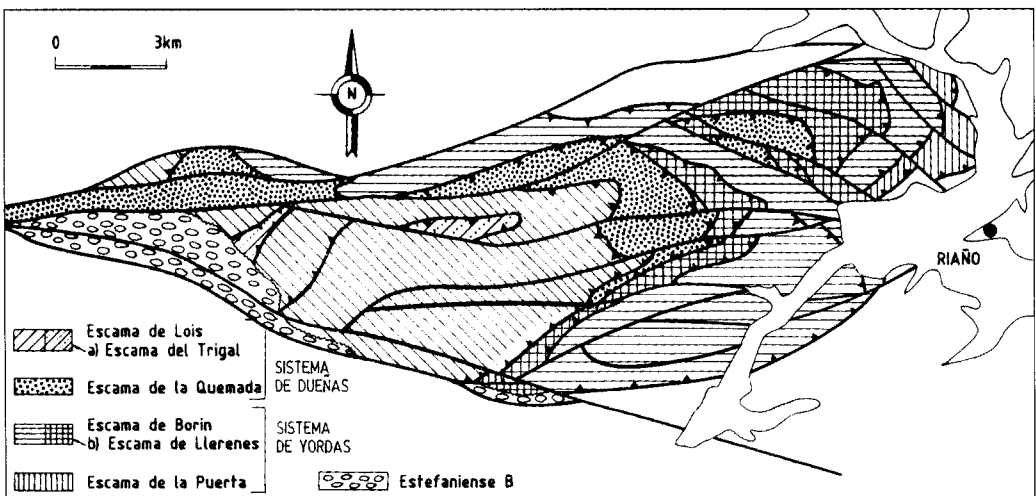


Fig. 21.- Principales láminas alóctonas del Manto de Laviana en el Sector de Lois-Ciguera.

senta un geometría muy plana que debe indicar la presencia de un gran rellano cabalgado, situado sobre la UPC. Con respecto a la sucesión alóctona, sobre la superficie de cabalgamiento, y como es común en todo el área de estudio, se situaría la Formación Láncara, aunque sólo en la parte más retrasada o suroccidental, ya que rápidamente mediante una rampa cabalgante (zona del Anticlinal de la Trapa), pasaría a cortar niveles más altos de la sucesión estratigráfica, hasta situarse en la base de la sucesión carbonífera del Grupo Lena, que aparece en el corte 8 sobre la mayor parte de la superficie de cabalgamiento.

El conjunto de escamas que constituyen el Manto de Laviana han sido agrupadas en dos sistemas (Barba, Heredia y Villa, 1991) con características estratigráficas diferentes que de Oeste a Este son: el Sistema de Río Dueñas y el Sistema de Yordas (Fig. 21). Al primer sistema pertenecen, de arriba abajo, las escamas de Lois y La Quemada, y al segundo en ese mismo sentido: Llerenes, Borín y La Puerta. Por otra parte y debido a la existencia de bancos carbonatados, a veces potentes, entre lutitas, la mayor parte de los contactos basales de los miembros calcáreos se encuentran despegados produciéndose nume-

rosas cuñas tectónicas de pequeño desplazamiento.

Se describirán a continuación cada una de estas escamas, tomando como base además del corte 8, los cortes 7 y 9 (Fig. 23), realizados perpendicularmente a la dirección del anterior y que nos permitirán estudiar las estructuras E-O que presenta el conjunto del Manto de Laviana y que en este área son bastante abundantes.

La Escama de Lois

Es la escama superior del Manto de Laviana en este sector (Fig. 22) y la más extensa cartográficamente. Presenta una rampa cabalgada que con un ángulo muy bajo cortarían desde la Formación Barcaliente (que aflora en las proximidades de la Cuenca Estefaniense de Canseco-Salamón) hasta alcanzar a las lutitas de Dueñas, que es el nivel de la sucesión autóctona más alto que cartográficamente se ve cortado por su cabalgamiento basal (Fig. 22).

Con respecto a la sucesión alóctona, los niveles más bajos que aparecen en la cartografía sobre la superficie de cabalgamiento son, la Formación Barrios y la Formación Barcaliente, que afloran en un pequeño anticlinal limitado por

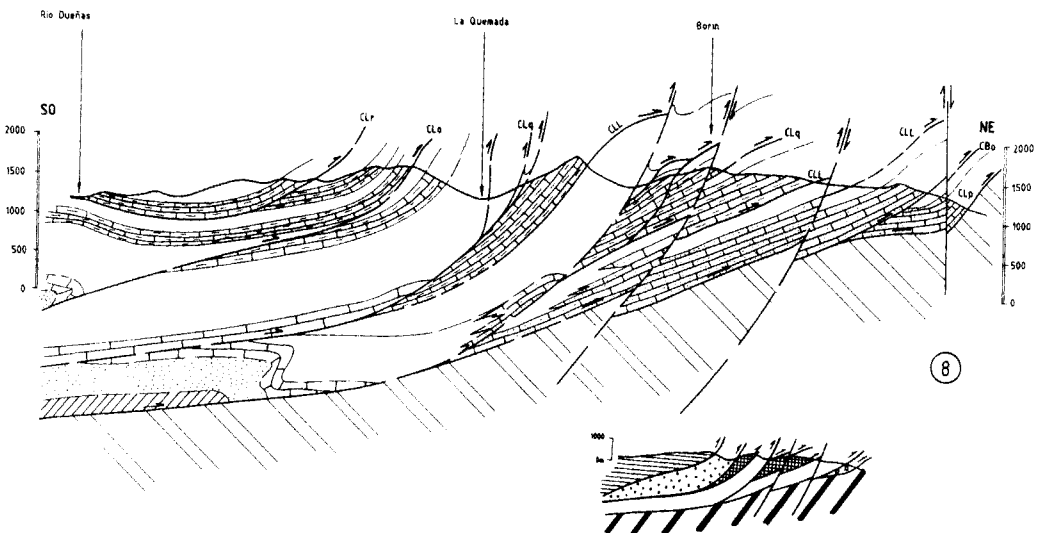


Fig. 22.— Corte 8. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

fallas más tardías y cobijado por el Estefaniense B de la Cuenca de Canseco-Salamón, en la parte NO del Mapa 1. Este hecho dificulta la observación de la relación geométrica original entre esta formación y la superficie de cabalgamiento, que aflora algo más al Este apenas sin modificar. De todos modos, si como parece más probable, la falla que limita este antiformal por el norte, es el cabalgamiento original rejugado, tal y como viene representado en el corte 4S

(Fig. 15), se podría extrapolar que ambas formaciones y sobre todo la Formación Barcaliente, serían cortadas con un ángulo bastante alto por esta superficie de cabalgamiento a la altura del corte 8, lo que determinaría la existencia de una zona de rampa cabalgante en la parte más retrasada de este corte. Más adelante es el Grupo Lena el que se dispone sobre la superficie de cabalgamiento como puede verse en el corte geológico 8, siendo la parte inferior de las lutitas

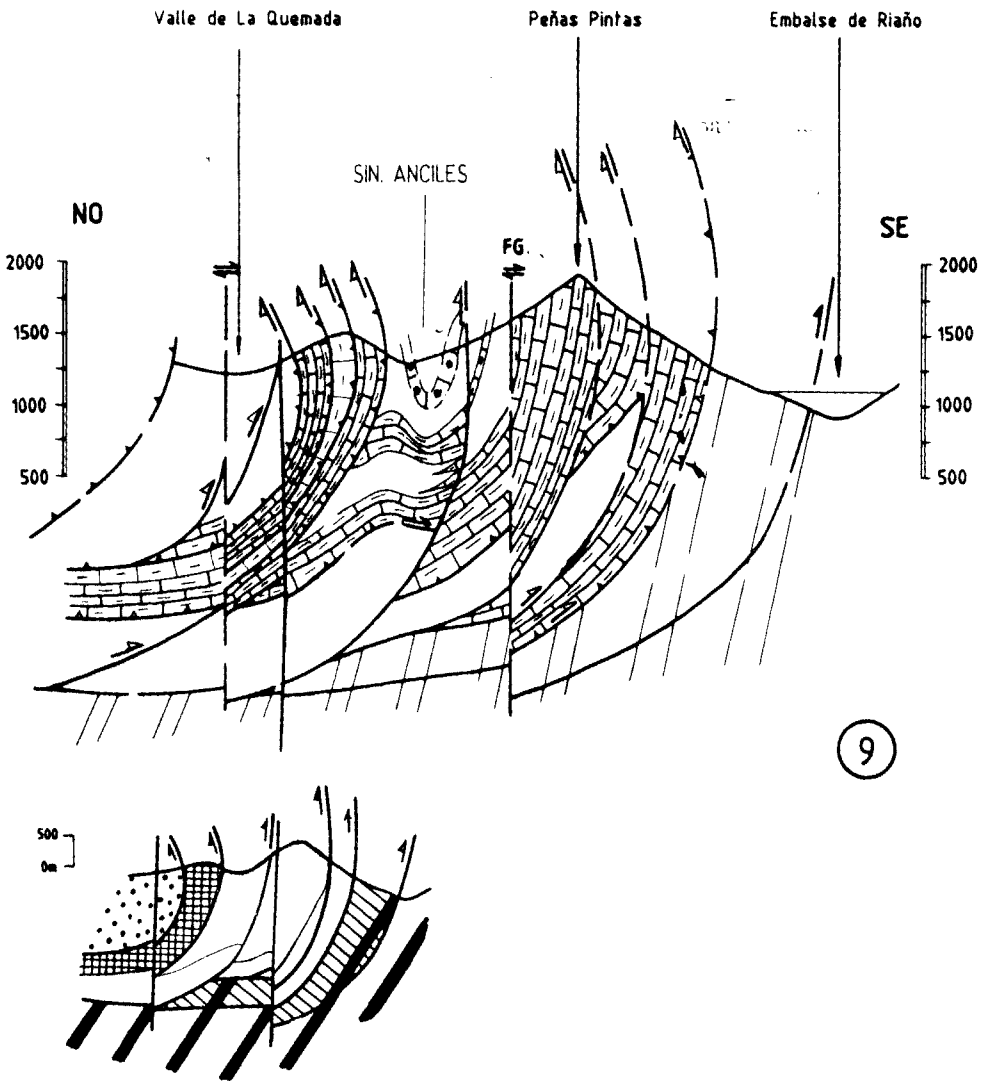


Fig. 23.- Corte 9. Para las tramas y abreviaturas ver tablas I y II.

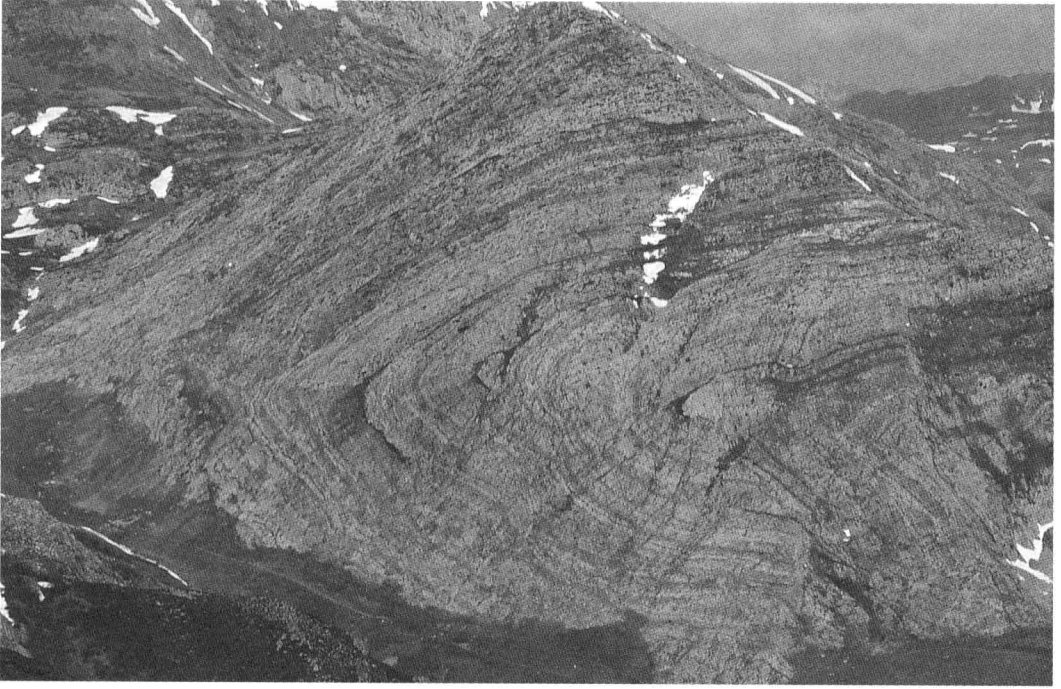


Foto 6.- Detalle de la Fotografía 4, mostrando la parte inferior del apilamiento de la Cuesta Rasa.

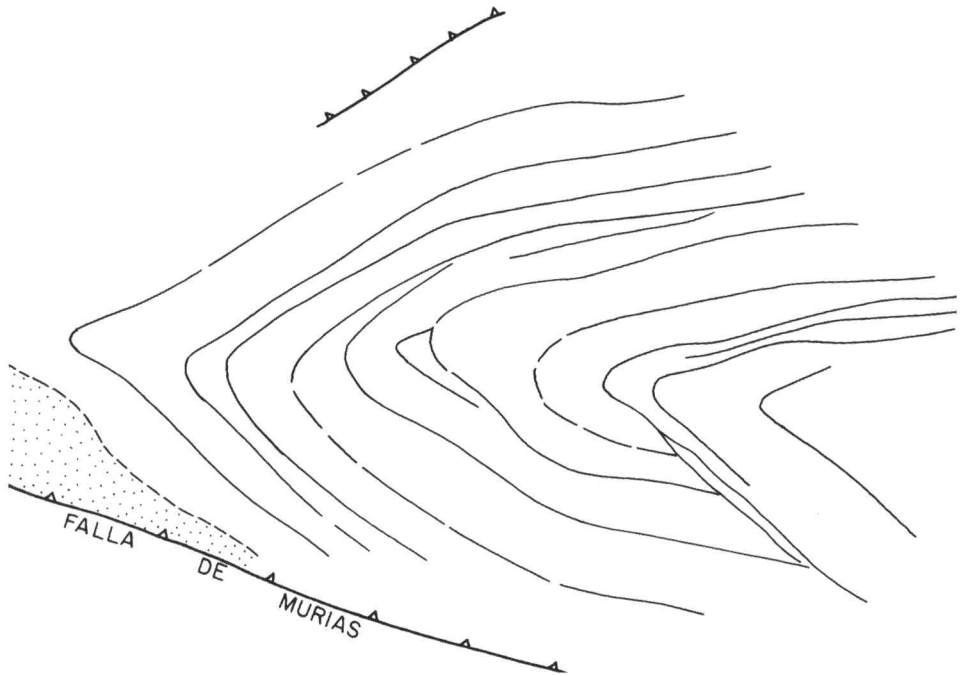
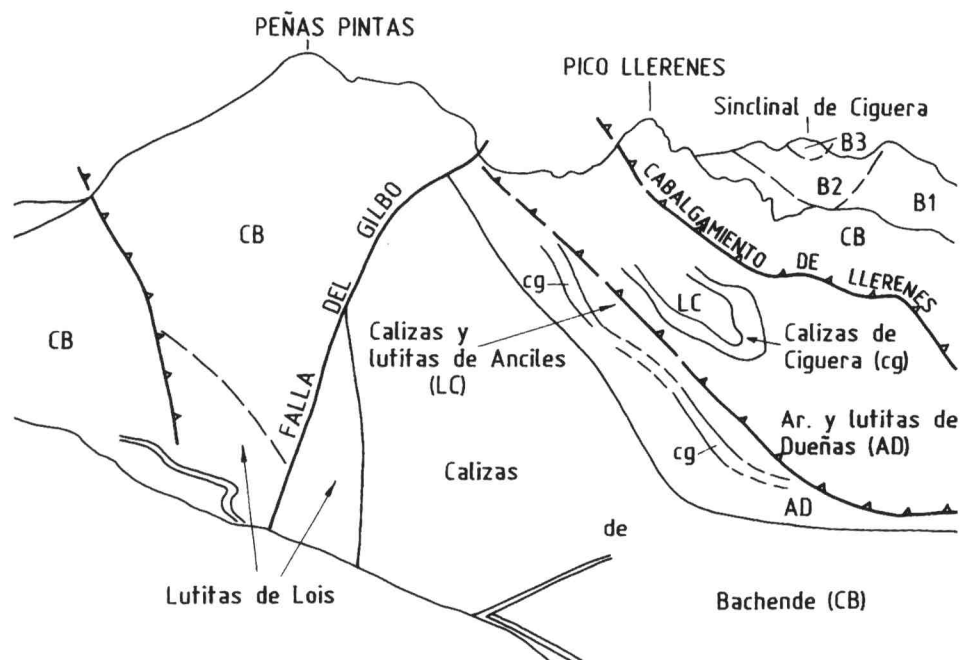




Foto 7.- Aspecto del Grupo Lena en el Sector de Lois-Ciguera de la CCC (Sinclinal de Anciles). La serie estratigráfica corresponde al Sistema de Yordas; observándose un elevado porcentaje de calizas. También es destacable el gran número de fallas y cabalgamientos que aparecen en este sector de la CCC.



tas de Dueñas el miembro más alto de este grupo que en la cartografía geológica aparece sobre el cabalgamiento.

Asociada a la Escama de Lois aparece un pequeño despegue (Escama del Trigo, Fig. 21 y corte 8) que en la parte más occidental se sitúa en el contacto entre el miembro superior calcáreo y el medio, eminentemente pizarroso, de las calizas de Bachende. Este despegue se reconoce más al E, al pasar a cortar niveles más altos de la sucesión del Grupo Lena. Así, en la terminación occidental del Sinclinal de Lois, llega a superponer el miembro superior de las calizas de Bachende, sobre las lutitas de Dueñas (Mapa 1).

La Escama de La Quemada

Esta lámina, según se deduce de la interpretación realizada sobre el corte 8 (Fig. 22), estaría ligada a la anterior (Escama de Lois), generándose a partir de un despegue, sin superposición estratigráfica anormal, situado en la base de la Formación Alba y que es directamente observable en el flanco SE del anticlinal de La Trapa (Foto 8). Dicho despegue está evidenciado por la presencia de pequeñas cuñas y pliegues despegados; de manera que puede delimitarse una nueva lámina autóctona a la que denominaremos Escama de la Quemada (Figs. 14, 19 y 22). Más al E la superficie de cabalgamiento pasa a situarse sobre la base de la Formación Barcaliente (proximidades de las Minas de Mercurio de Lois), mientras que en el labio sur de la Falla de San Pelayo son las lutitas de Lois las que se sitúan en la base de esta lámina, hecho que se observa dentro del Mapa 1 en la Collada de Anciles.

La Escama de la Quemada, aflora en dos retazos aislados por una estructura fuera de secuencia, que se sitúa en el Valle de Tendeña (Cabalgamiento de Tendeña, Fig. 25). El mayor de estos retazos, aparece en la parte occidental, ocupando el valle de La Quemada, al N del desaparecido pueblo de Anciles. El más pequeño se localiza en el mismo Pico Yordas

(Figs. 21 y 22), donde la superficie de cabalgamiento ha llegado a situarse en la base de las calizas de Bachende (Fig. 22). La geometría es en general bastante plana con largos rellanos y rampas cabalgantes, situadas sobre una sucesión autóctona que es cortada también con un ángulo bajo.

La Escama de Llerenes

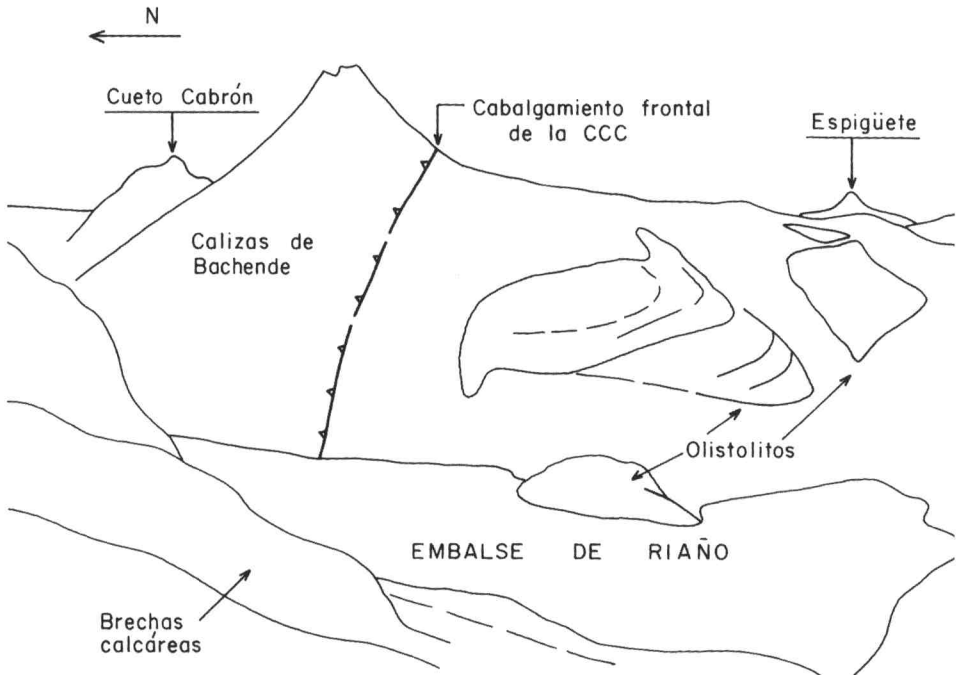
La escama de Llerenes (Fig. 21) se relaciona genéticamente con la de la Quemada, ya que se bifurca del cabalgamiento basal de esta última (Fig. 22). Fue considerada por este motivo por Barba, Heredia y Villa (1991) como la escama basal de lo que denominaron Sistema del Río Dueñas. En este estudio se incluye en el Sistema de Pico Yordas, ya que por sus características estratigráficas, se parece más a las láminas de este sistema y, como puede observarse en el corte 8 (Fig. 22), se trata de un despegue sin superposición estratigráfica anormal en gran parte del área cartografiada, por lo que podría considerarse como perteneciente a la lámina subyacente (Escama de Borín), también incluida en el Sistema de Pico Yordas.

Al igual que la anterior, se encuentra partida en dos por el Cabalgamiento de Tendeña (Fig. 21).

La Escama de Llerenes, está constituida por un despegue de las Calizas Bachende sobre las lutitas de Lois, sin que, como ya hemos visto, en la mayor parte del área estudiada haya superposición estratigráfica anómala, si exceptuamos el flanco Norte del Sinclinal de Anciles donde se sitúa sobre las lutitas de Dueñas (Fig. 23) (Foto 7). En la zona en que no aparece una superposición estratigráfica anormal, existen diversas evidencias que permiten deducir que el contacto basal con las lutitas de Lois está mecanizado. Estas evidencias son: brechas en la base debidas a causas tectónicas, pliegues despegados y pequeñas cuñas que se bifurcan de la superficie basal, como las que se encuentran en la zona de Pico Yordas (localidad de Borín, corte 8).



Foto 8.- Detalle del frente de la CCC, cabalgando al Grupo Maraña de la UPC, en los alrededores de la cerrada del Embalse de Riaño. Puede observarse en el Grupo Maraña la presencia de un olistolito formado por un retazo de la charnela de un pliegue.



La Escama de Borín

Constituye la lámina que se situaría sobre la base del Manto de Laviana de la CCC en la mayor parte de la zona de estudio tal y como se ha interpretado en los cortes de la Fig. 14, 15, 19 y 22.

Sobre la superficie de cabalgamiento se situaría la base de la Formación Láncara pasando a cortar niveles más altos de la sucesión alóctona hasta alcanzar a las Calizas de Bachende que es en la cartografía el nivel más alto que se sitúa sobre la superficie de cabalgamiento. Con respecto a la sucesión autóctona, está constituida en la mayor parte de su trazado sobre el corte 8 (Fig. 22) por la UPC. La existencia de una geometría bastante plana en todo este sector puede interpretarse como resultante de la presencia de un rellano cabalgante sobre la UPC. En el momento en que la superficie de cabalgamiento comienza a ascender por la sucesión del bloque inferior, llega a situarse sobre el techo de las lutitas y areniscas de Dueñas, habiendo superado con un ángulo bastante alto la serie estratigráfica infrayacente, constituida por las Calizas de Yordas y las lutitas de Lois de la Escama de La Puerta.

Otra de sus características, es que sobre la superficie de cabalgamiento se sitúan durante todo su trazado cartográfico las Calizas de Yordas, encontrándose en esta lámina las secuencia sedimentaria más completa del Sistema de Pico Yordas.

El Dúplex o Escama de La Puerta

Se sitúa en la parte más adelantada del Manto de Laviana (Figs. 21 y 22), cabalgando al Grupo Maraña de la UPC. Está constituida por 8 «horses» en los que se repite otras tantas veces las Calizas del Yordas, llegando a involucrar en su parte alta a las lutitas de Lois (Foto 9). Los cabalgamientos de estos «horses» presentan un desplazamiento métrico y convergen hacia el cabalgamiento de Borín, lo que corrobora la geometría de dúplex de esta lámina.

2.6. La red de fracturas

Posteriormente a las estructuras anteriormente descritas, en la UP y CCC aparecen una serie de fracturas de dirección E-O a NO-SE, que cortan a los cabalgamientos y que son extraordinaria-

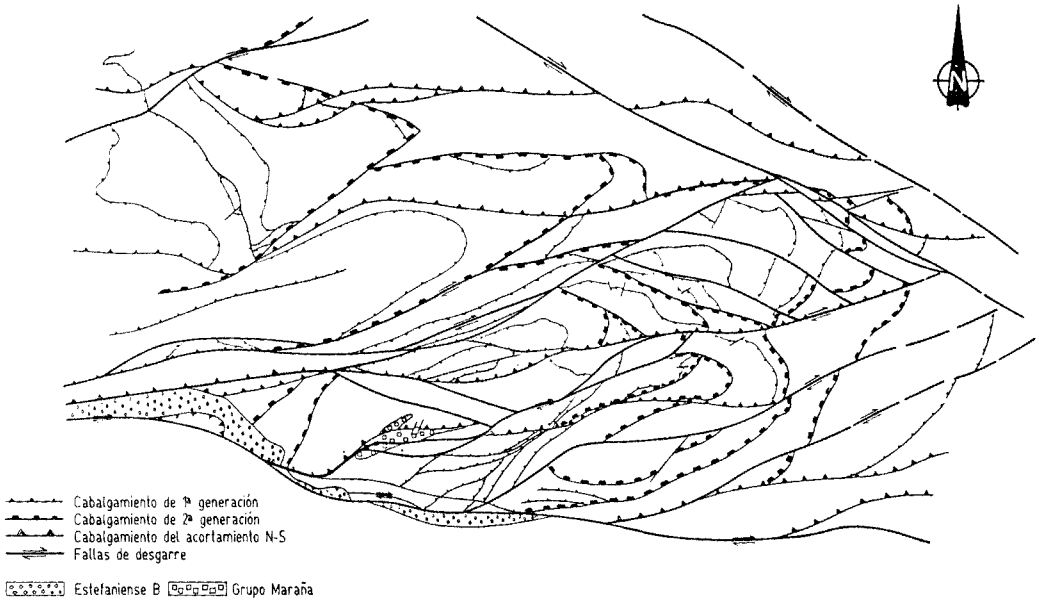


Fig. 24.— Clasificación de los diferentes tipos de fracturas de la UP y CCC.

riamente abundantes en el área de Lois-Ciguera. Estas fallas pueden asignarse a tres eventos estructurales distintos, separados en el tiempo, en base a sus relaciones geométricas (que unas corten a otras) y su relación con los sedimentos cantabrienses y estefanienses, que fosilizan a unas y se ven cortados o deformados por otras.

En función de estos sencillos criterios se pueden establecer tres familias o grupos de estructuras (Fig. 24):

- Cabalgamientos de trazado SO-NE, que cortan a los iniciales y se encuentran fosilizados por el Estefaniense B.
- Fallas inversas y/o cabalgamientos de trazado E-O, «vergentes» generalmente al S, que afectan a los sedimentos del Estefaniense B.
- Fallas verticales con componente de desgarre que afectan al Estefaniense B y cortan a los grupos anteriores.

Como puede verse los grupos 1 y 2 representan al igual que los cabalgamientos descritos previamente, estructuras debidas a acortamientos tangenciales y como éstos delimitan láminas alóctonas, en la mayor parte de los casos con la categoría de escamas, ya que su desplazamiento es bastante pequeño (Fig. 25).

Estas fracturas aparecen bien representadas en el área de Lois-Ciguera y las estudiaremos preferentemente sobre los cortes transversales 4S y 4N, 7 y 9, en los que aparecen mejor representadas.

El estudio tanto cinemático como geométrico de estas estructuras presenta bastantes dificultades debido en primer lugar a la gran superposición de reactivaciones que presentan todas ellas. De esta manera, una misma superficie de fractura, si tiene una orientación adecuada, puede haber rejugado durante la generación de las tres familias de estructuras anteriormente citadas. En ocasiones, esta reactivación, no se reali-

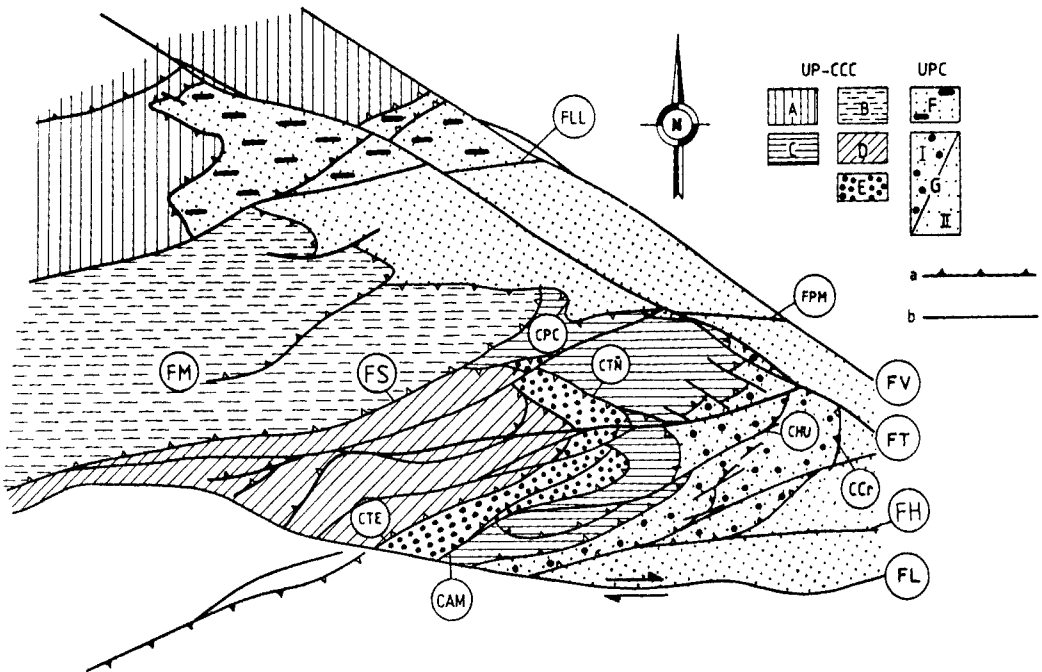


Fig. 25.- Distribución de los cabalgamientos del segundo episodio tangencial y las láminas por ellos delimitadas: Escamas de A) Tarna B) Solle C) Peñas Pintas, D) Terrionda, E) Anciles F) Manto de Valdeón G) Lámina de Fuentes Carriónas (escamas de Carande I y la Pernía II). a) cabalgamientos de este episodio b) fracturas posteriores.

za a lo largo de todo su trazado cartográfico, sino solo en una parte o segmento concreto de la falla, de modo que su geometría y salto original es difícil de precisar, mostrando, en ocasiones sobre la cartografía, movimientos y relaciones con el resto de las estructuras dispares e incluso contrapuestas. Por otro lado y en parte como consecuencia de lo anterior, es difícil establecer sobre los cortes geológicos su evolución en profundidad, con la excepción de las que son cabalgamientos, de las que podemos, con una carga interpretativa razonable, establecer su evolución en profundidad a partir de su trazado cartográfico, sobre todo en aquellos casos mejor preservados.

Una vez establecidas las dificultades que presenta el estudio geométrico de estas estructuras, vamos a describir cada una de ellas comenzando desde las más antiguas.

Cabalgamientos de dirección NE-SO, fosilizados por el Estefaniense B

Este grupo está formado por fracturas de dirección predominante NE-SO, que se sitúan frecuentemente subparalelas a la estratificación y que por su geometría, han sido interpretadas como cabalgamientos, a los que denominaremos segundo episodio tangencial. Cortan claramente a los cabalgamientos iniciales, aprovechando en algunas ocasiones las superficies de estos y tienen una vergencia hacia el E o ESE. Otra de sus características es su escasa incidencia en la UPC circundante, en la que solo existen dos estructuras comparables: el Manto de Valdeón y la Escama de Carande (Fig. 25). Además el que no se prolonguen al S de la Falla de León parece indicar una estrecha relación con esta fractura.

Este conjunto de cabalgamientos delimitan una serie de escamas que de O a E han sido denominadas: Tarna, Solle, Peña Terrionda, Anciles, Peñas Pintas, Yordas y Carande, según queda expresado en la Fig. 25. Estos cabalgamientos deben de estar relacionados con el emplazamiento en la UPC, por debajo y por delante de la CCC y UP, de nuevas láminas cabalgantes co-

mo el Manto de Valdeón y la lámina de Fuentes Carrionas (Heredia, 1991), que al llevar «a cuestras» a las láminas anteriores, producen el rejuego ocasional de éstas.

Sobre los cortes 7 y 9 (Figs. 20 y 23), del área de Lois-Ciguera, pueden observarse bien las características de estos cabalgamientos. Todos ellos se ha interpretado que convergen sobre una superficie única de despegue, que se correspondería con el cabalgamiento basal de la CCC (Manto de Laviana) en este sector, y el de la UP en áreas más septentrionales, ya que nunca se aprecian sedimentos de la UPC superpuestos a la UP y CCC. De esta superficie de despegue se bifurcarían las diferentes escamas, que al afectar a una serie previamente deformada, cortan con un ángulo alto a la mayor parte de las superficies de estratificación. En algunos casos pueden llegar a situarse subparalelos a determinados niveles estratigráficos, siempre que estos presenten un buzamiento similar o menor a la pendiente del cabalgamiento que se está formando (ej. flancos meridionales de los sinclinales de Lois, Ciguera y Anciles; corte 7). Cuando el buzamiento de las capas es más alto o en sentido contrario que los cabalgamientos, éstas son claramente cortadas, como en el caso del flanco sur del Anticlinal de la Trapa o el flanco norte del Sinclinal de Anciles respectivamente (Corte 7, Fig. 20).

En cuanto a su continuidad lateral, parece claro que hacia el S deben de compensarse en la Falla de León, ya que no aparecen en el labio sur de ésta, lo que confirma la hipótesis de Alonso (1987), según la cual la falla de León debió de representar una «tear fault» en algún momento del emplazamiento de la UP (Fig. 26). Respecto a su continuidad hacia el N, parece claro también, que no se prolongan mucho más allá de los límites de la UP y CCC, a no ser en su parte N en la que la Escama de Tarna parece ser continuación del Manto de Valdeón (Fig. 25), lo que debe indicar a su vez que el frente de estas unidades representa una importante estructura lateral para este episodio, representada por lo que se ha denominado Cabalgamiento de

Peña de la Cruz (Fig. 25). Este cabalgamiento si bien produce la reactivación de todo el frente septentrional de la UP y CCC, en ocasiones tiene un trazado independiente del frente de estas unidades y así en la desembocadura del Valle de San Pelayo, corta a la UPC enlazando los cabalgamientos basales de la UP y CCC. Sin embargo, algunos de estos cabalgamientos se compensan antes de llegar al límite N de estas unidades, y lo hacen aprovechando generalmente, estructuras frontales de los cabalgamientos de la primera generación. Este es el caso del cabalgamiento de Terrionda que rejuega la rampa frontal de la escama de la Quemada. En otros casos, como el del Cabalgamiento de Peñas Pintas y el de Anciles, se compensan lateralmente en una estructura totalmente nueva que coincide con el cabalgamiento fuera de secuencia de Tendeña (Figs. 22 y 25).

Dentro de este grupo puede incluirse también la Falla de Murías (Fotos 5 y 6), que limita por el S el Area del Mampodre y la Falla de Solle (Fig. 25), límite sur de la UP. La Falla de Murías es una importante fractura inversa de vergencia SE (Cortes 4S y 7), que se compensa lateralmente hacia el O, en el Anticlinal de Murías y que hacia el E, no parece prolongarse más allá del frente de la UP en el Mampodre. Dicha falla es también la responsable de la inversión del flanco N del Sinclinal de Ricacabiello. Por todas estas características, y aunque no conocemos su relación con los sedimentos estefanienenses, ha sido interpretada como un cabalgamiento del segundo episodio tangencial. La Falla de Solle se ha interpretado también como un cabalgamiento de este episodio (Corte 7) que fue posteriormente reactivado por una falla de desgarre de escaso desplazamiento. Este cabalgamiento sería a su vez producto de la reactivación de la rampa lateral de La Trapa y es el causante de la fuerte inversión de ésta y del flanco norte del Sinclinorio de Lois-Ciguera.

Por último, dentro de los cabalgamientos de este episodio tangencial, deben de citarse los de Huelde y Carande (Fig. 25), muy afectados en la actualidad, por fallas tardías de desgarre aso-

ciadas a las Fallas de León y Ventaniella, lo que impide reconocer bien su trazado cartográfico. Se desarrollan por delante de la CCC e íntegramente en la UPC, prolongándose por el N hasta la Falla de Ventaniella.

En cuanto a los pliegues ligados a este episodio, parece que no se crean muchas estructuras nuevas, sobre todo cartográficas, con respecto al episodio tangencial inicial. Generalmente lo que ocurre es que se amplifican la mayor parte de los pliegues de dirección E-O que aparecen ligados a las estructuras laterales de los cabalgamientos iniciales y que ahora corresponderían a estructuras frontales. Únicamente el Sinclinal de Salamón, el Sinclinal de Riaño y en menor medida, el Sinclinal de Anciles y el Anticlinorio de la Cuesta Rasa (Fig. 4), podrían ser considerados como ejemplos de estructuras nuevas a escala cartográfica.

El Sinclinal de Salamón se genera como consecuencia del desarrollo del imbricado del mismo nombre, en el flanco sureste del sinclinal de Ciguera. Junto a este pliegue aparece, adyacente por el Sur, un pequeño anticlinal que presentan una clara vergencia al SE. El plano axial de ambos pliegues, buza entre 70° y 80° al NO y su eje se inclina casi siempre menos de 30° al SO; estos parámetros coinciden con lo que correspondería a estructuras ligadas a los cabalgamientos del segundo episodio tangencial.

El Sinclinal de Riaño, presenta una traza axial de dirección NO-SO, con un eje que buza 40° hacia el NNE y una clara vergencia al SE. Aparece en relación con el cabalgamiento de Carande y cobijado por el de Huelde que sustituye la mayor parte de su flanco O.

El sinclinal de Anciles (Foto 7) se produce en un pequeño rellano cabalgante situado entre la escama de Peñas Pintas y el imbricado de Llerenes, pertenecientes al segundo episodio tangencial. El flanco norte estaría sustituido parcialmente por los cabalgamientos del citado imbricado que darían lugar a un pequeño anticlinal de propagación de falla, cuyo flanco sur estaría muy vertical o ligeramente invertido, lo que le confiere también una ligera vergencia al

ESE. Sin embargo, el Sinclinal de Anciles debió de formarse antes, muy probablemente durante el emplazamiento de la Escama de Borín, entre la rampa lateral de Peñas Pintas de esta lámina y la rampa lateral de la Escama de La Quemada. En este primer momento, su geometría sería la de un sinclinorio plano, situado en un rellano entre las dos rampas laterales. Durante el segundo episodio tangencial, estas dos rampas se transforman en estructuras frontales, aunque no solo se reactivan cabalgamientos previos, sino que se crean otros nuevos que cortan a los anteriores (ej. Cabalgamiento de Anciles). El área sinclinal se reduce y se aprieta notablemente el pliegue, dando lugar a una geometría similar a la que se observa en la actualidad.

El Anticlinorio de la Cuesta Rasa es también una estructura cuya geometría final debe de haberse formado durante el segundo episodio tangencial. Este pliegue aparece ligado a la Falla de Murias, que ha sido interpretada como un cabalgamiento de este tipo. Como se ha visto con anterioridad, al describir los cabalgamientos del área del Mampodre, este anticlino-

rio se habría generado, en principio, como consecuencia de la geometría antiformal que presenta la terminación S del Dúplex del Mampodre (rampa lateral de Murias). Posteriormente el movimiento rotacional de la Falla o Cabalgamiento de Murias deformaría este anticlinorio, con el consiguiente giro de todos sus elementos estructurales (ejes, planos axiales, etc.). Este movimiento rotacional de la Falla de Murias daría lugar a un anticlinal de revestimiento fuertemente vergente al SE, así como una marcada inversión del flanco N del sinclinal de Ricacabiello en su parte NE, donde la falla presenta mayor desplazamiento.

Fallas de dirección E-O que afectan al Estefaniense B

La segunda familia de estructuras posteriores a los cabalgamientos principales de la UP y CCC, son grandes fallas inversas y/o cabalgamientos de trazado E-O, que dependiendo de la vergencia de las estructuras previas, se producen con vergencia sur (los más abundantes) o

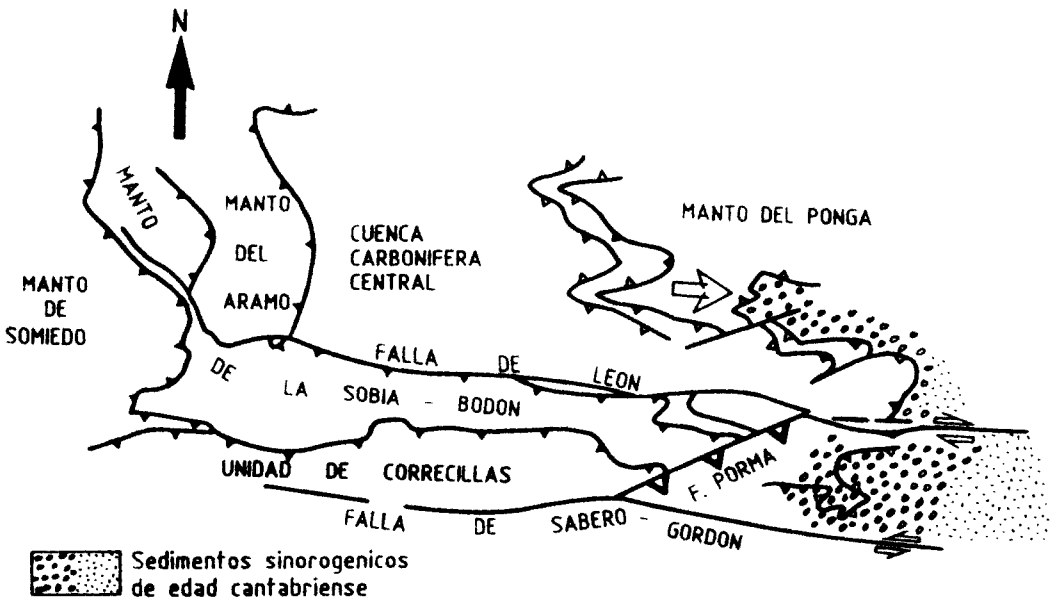


Fig. 26.- Funcionamiento de la Falla de León como «tear fault» durante el emplazamiento hacia el E de la UP y CCC (segundo episodio tangencial). Según Alonso (1987).

con vergencia norte (Fig. 27). Sus principales características son: afectan al Estefaniense B, se prolongan también al S de la Falla de León y por la UPC, cortan claramente a las estructuras anteriores y posiblemente al cabalgamiento basal de la UP y CCC, situándose raramente paralelas a un contacto estratigráfico a no ser en la UPC. Corresponden a lo que otros autores (Alonso, 1987; Alvarez Marrón, 1989, entre otros) han denominado estructuras del acortamiento N-S. Con respecto a estas estructuras es posible que algunas hayan rejugado o sean de edad alpina (Falla de León), ya que en ocasiones parece que afectan a las fallas de desgarre, aunque la falta de sedimentos mesozoico-terciarios relacionados, hace imposible, por el momento, separarlas de las producidas durante el Ciclo Varisco.

De entre estas fracturas, las más importantes son de N a S: las fallas de Señales, Cofñal, Convento, Arenas, Los Cantos, Anciles, Horcadas y la Falla de León, todas ellas vergentes al S

y la Falla de Orones (Foto 10), vergente al N y que además es la única que aparece cortada por la Falla de León (Fig. 27).

Los cabalgamientos y fallas vergentes al Sur son sobre todo abundantes al N de la Falla de León y por lo tanto en la mayor parte del área estudiada. Suelen aprovechar en ocasiones estructuras previas, sobre todo cabalgamientos, que tengan una posición cercana a la dirección E-O, aunque en la mayor parte de los casos, y sobre todo en áreas más septentrionales, cortan claramente a todas las estructuras anteriores. Los vergentes al N rejugan en muchos casos estructuras previas que presentaban esa misma orientación: generalmente cabalgamientos de la rama sur de la ZC (área del Porma).

Lo más característico de estas fracturas en el campo es, la gran deformación que producen en las rocas en relación a su movimiento, mucho menor que el de los dos episodios tangenciales anteriores. En el área del Mampodre y Lois-Ciguera dan lugar a zonas de calizas

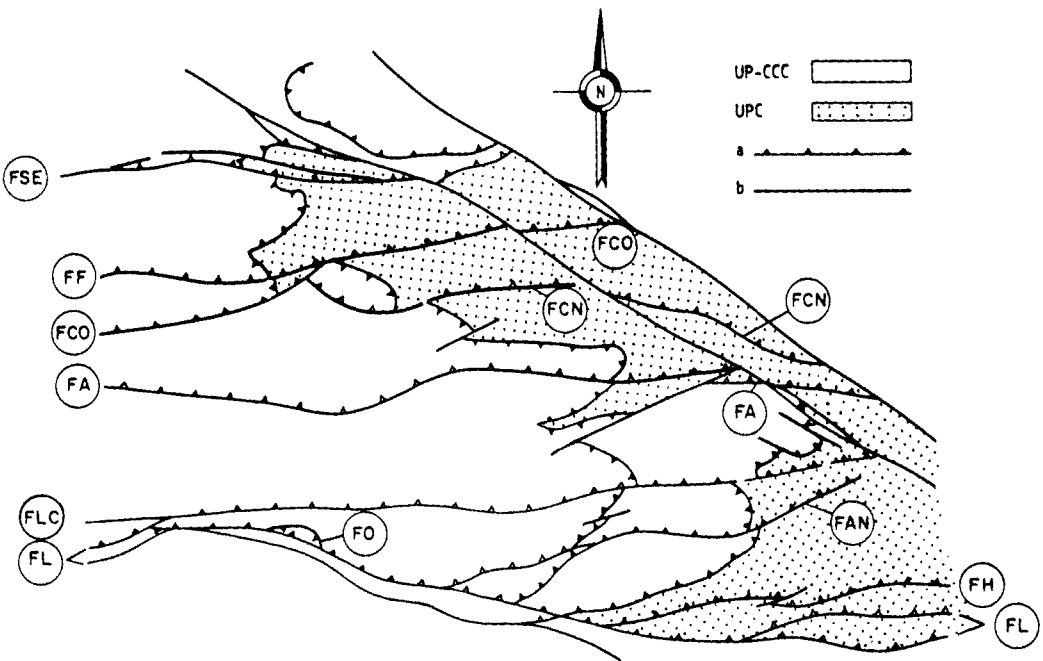


Fig. 27.- Distribución de los cabalgamientos producidos durante el acortamiento N-S. a) cabalgamientos de este episodio b) fracturas posteriores.

intensamente brechificadas y dolomitizadas, de hasta más de 100 m. de potencia, para desplazamientos que no llegan al kilómetro en la vertical (Falla del Convento, en el Mampodre, Fig. 27, Foto 11).

Otra característica importante es que estas fallas muestran un espaciado muy importante y bastante constante. Casi siempre aparecen como estructuras individuales, con escasas bifurcaciones y separadas de la más próxima por un intervalo de entre 2 y 3 Km. En este área aparecen únicamente como estructuras plegadas, asociadas a estos cabalgamientos vergentes al S, los sinclinales con materiales cantabrienses de Huelde y Carande (Fig. 4), que aparecen cobijados por la Falla de Horcadas y el Anticlinal del Pico Susarón relacionado con la Falla de León (Foto 12). Estos pliegues tienen una dirección E-O, con un eje subhorizontal y un plano axial fuertemente buzante al N.

La Falla de Orones, se encuentra en la mayor parte del área coincidente con la falla

de León, únicamente en un pequeño sector al NE de Orones, se conserva prácticamente intacta. Esta falla superpone, dentro de la CCC, el sector del Porma al de Lois-Ciguera. Se muestra en superficie como una fractura bastante tendida (cabalgamiento), vergente al N, que aparece cobijando al Estefaniense B de Canseco-Salamón, en el que se llega a desarrollar un pequeño sinclinal por delante de su superficie de cabalgamiento (Foto 10).

El acortamiento N-S es el causante, junto con el episodio anterior, de la importante rotación que sufren la mayor parte de las estructuras de este sector de la UP y CCC. De este modo en el área de Riosol, los pliegues pasan de tener una dirección aproximadamente E-O, en la parte más occidental, a disponerse NO-SE, en la parte oriental. Esto supone un giro, próximo en algunos casos a los 20°, en dirección S. En el área de Lois-Ciguera esta rotación es mucho más evidente, aunque aquí es más difícil cuanti-

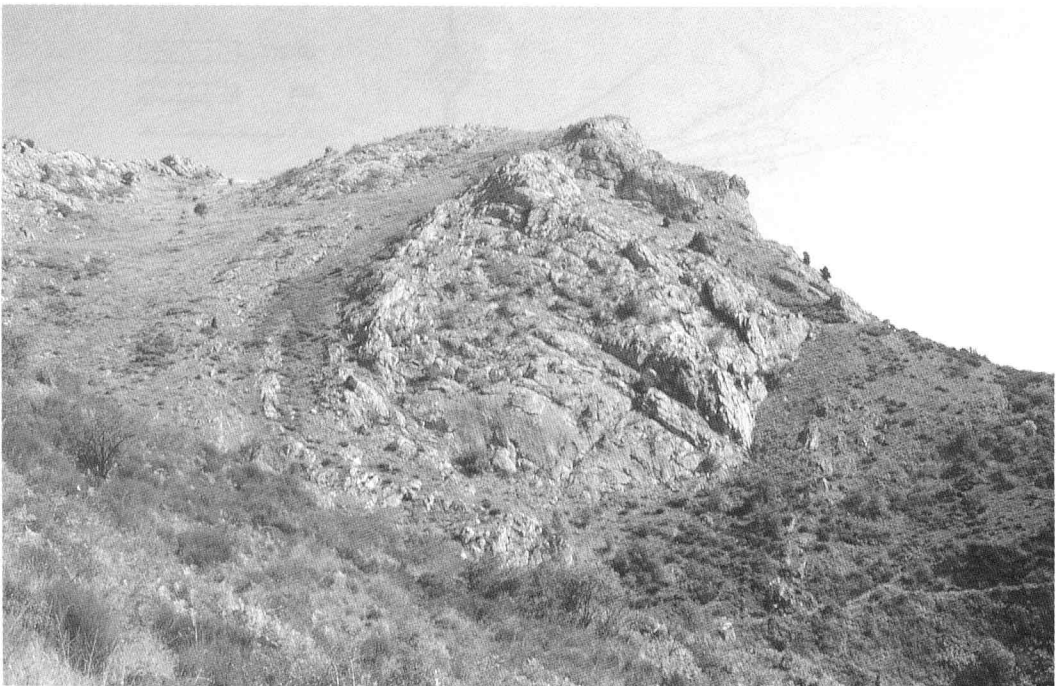


Foto 9.— Pliegue de las calizas de Yordas en uno de los «horses» del Duplex de La Puerta.

ficarla, ya que debe descontarse el cambio de orientación de los pliegues, fruto del emplazamiento de cabalgamientos con direcciones diferentes. En este área sin embargo, puede observarse que para una misma lámina algunos pliegues pasan de tener una posición axial SSO-NNE, en la parte suroccidental, a prácticamente E-O en la parte nororiental (ej. Sinclinal de Lois); e incluso hacia el ESE, como ocurre en la

parte oriental del Sinclinal de Anciles. Esto ocurre cuando el Sinclinal de Anciles se sitúa, entre dos cabalgamientos vergentes al S muy próximos, e indica un giro de aproximadamente 45° . Los pliegues del área de Lois-Ciguera, aparecen generalmente más apretados en los segmentos más orientales; segmentos que, en principio, deben de haber sufrido una rotación mayor. Así, en la cartografía y en los cortes geológicos, pue-



Foto 10.- Falla de Orones (cabalgamiento "vergente" al N del acortamiento N-S), superponiendo las calizas westfalienses del Grupo Lena (Sector del Porma) a los sedimentos del Estefaniense B de la Cuenca de Canseco-Salamón. Observe también el pliegue de arrastre producido en los conglomerados estefanienses.

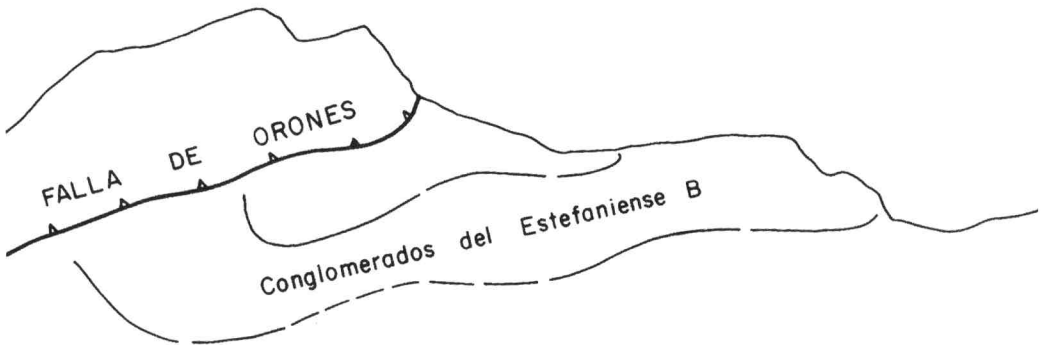




Foto 11.- Falla de la Peña del Convento (cabalgamiento "vergente" al S del acortamiento N-S), puede apreciarse la ancha zona de brechificación asociada. Vertiente S del Pico de la Cruz (2.190 m), Macizo del Mampodre.



de observarse el diferente ángulo entre flancos que presenta el Anticlinal de Peña Toya y la parte oeste del Sinclinal de Ciguera, sobre el corte 7, en comparación con el Sinclinal de Anciles o el Sinclinal de Lois en su parte oriental, vistos respectivamente sobre los cortes 7 y 9 (Figs. 21 y 23).

Fallas de Desgarre

Las últimas estructuras hercínicas visibles en la UP y CCC, son un sistema de fracturas de dirección NE-SO con una componente predominante de desgarre dextrógiro (Foto 14) que se sitúan entre las fallas de Tarna y Ventaniella de dirección NO-SE y la Falla de León de dirección E-O (Fig. 28). Cortan claramente a todas las estructuras anteriores, rejugando en ocasiones superficies de fractura previas (ej. Falla de los Cantos) y afectan, como las estructuras del acortamiento N-S, al Estefaniense B. Presentan a su vez un sistema asociado de frac-

turas de menor tamaño, con dirección NO-SE, que es sobre todo abundante entre las fallas de San Pelayo y Ciguera (Fig. 28). Estas fracturas además de una cierta componente de desgarre, aunque con un desplazamiento menor que las anteriores, tienen una importante componente inversa, por lo que podrían estar constituyendo un pequeño dúplex de desgarre o «strike-slip duplex» en el sentido de Woodcock y Fischer (1986) tal y como viene representado en la Fig. 29. Estas fallas también afectan en ocasiones a estructuras previas, como es el caso del cabalgamiento de Tendeña, estructura lateral del segundo episodio tangencial, o el cabalgamiento de la Quemada (Figs. 24 y 25). En las proximidades de Ciguera aparecen dos fallas paralelas de este tipo, situadas entre las fallas de Los Cantos y Ciguera (Fig. 29). Ambas fracturas presentan un movimiento de desgarre dextro, perfectamente observable sobre la cartografía, al desplazar a una pequeña falla anterior hacia el E.

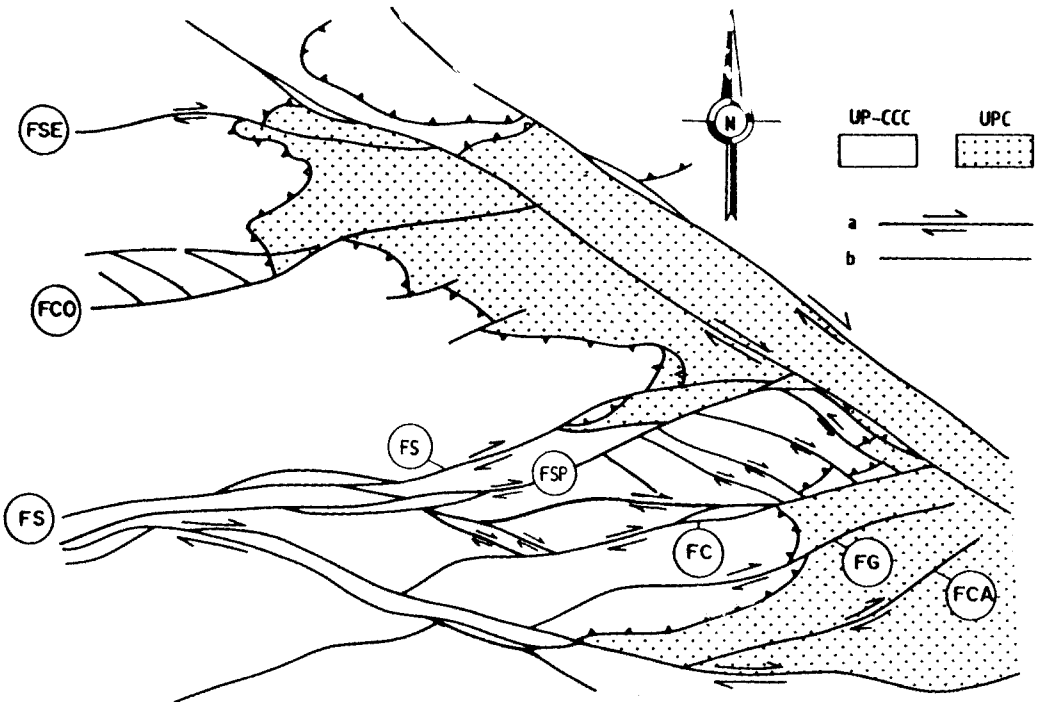


Fig. 28.- Fallas de desgarre de la UP y CCC, a) fallas de desgarre b) otras fallas.

El desplazamiento de estas fallas, si descontamos las de Ventaniella, y León, es bastante pequeño, no superando en ningún caso el km, y en cuanto a su edad podría situarse en tiempos tardihercínicos (Estefaniense B-Pérmico), aunque no deben descartarse rejuegos o edades alpinas, que han sido reconocidos para este grupo de fallas en áreas próximas.

Asociados a estas fracturas aparecen algunos pliegues de eje subvertical y poco desarrollo, generados en las proximidades de la superficie de falla. De entre estos pueden citarse los de la zona este de Peñas Pintas (Foto 13) ligadas a la Falla del Gilbo y los de Peña Cabeza asociados a la de Ciguera.

2.7. Comparación entre las diferentes áreas

Una vez establecida la estructura de las diferentes áreas, pasaremos a compararlas entre sí para establecer las características estructurales más representativas de esta parte de la UP y CCC.

Los diferentes cabalgamientos muestran, en términos generales, una vergencia al E o NE y una posición en superficie bastante vertical e incluso invertida en los más occidentales, que se va horizontalizando en profundidad, hasta converger en una superficie de despegue única, situada en la base de la Formación Láncara. Este despegue basal acumula un gran desplazamiento y se encuentra entre las fallas de Cofiñal y Solle a una profundidad bastante parecida, ocupando una posición subhorizontal o ligeramente inclinada al O. Al N de la Falla de Cofiñal y por efecto de esta, se encuentra más alto y al sur de la de Solle más bajo (comparar cortes 4N y S); en este último caso, debido sobre todo al efecto de la rampa lateral de la Trapa, que sitúa probablemente el despegue basal de la CCC y UP sobre niveles más bajos de la sucesión carbonífera de la UPC.

En la descripción de las diferentes áreas, destaca fuertemente el distinto número de láminas mayores (Mantos) que aparecen y que de

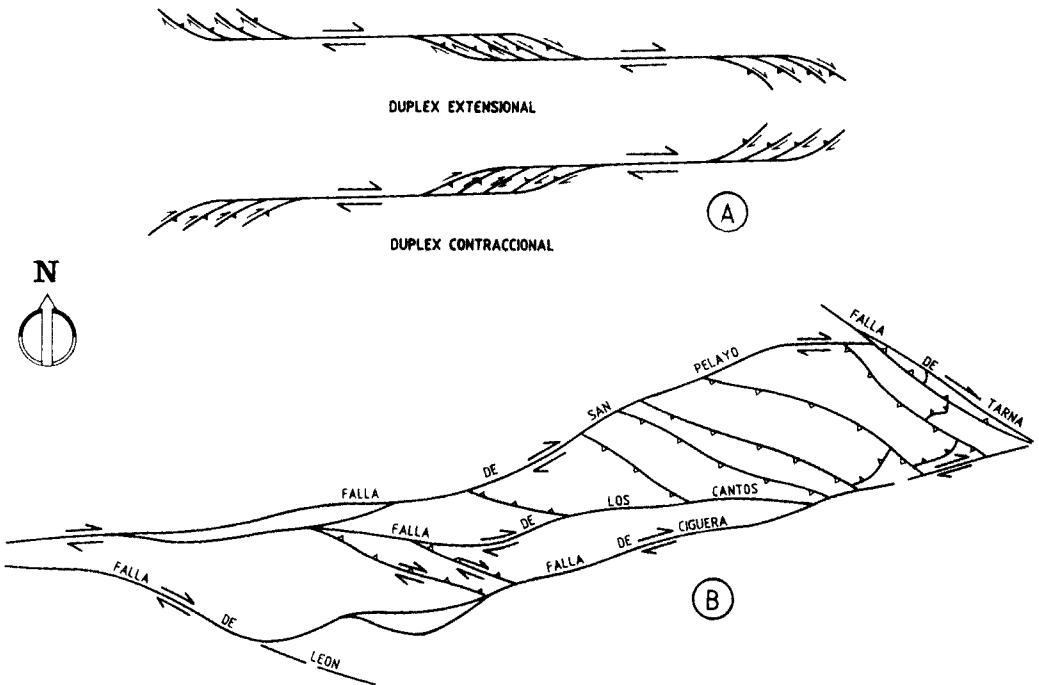


Fig. 29.- (A) Geometría de los dúplex de «strike-slip» según Woodcock y Fischer (1986) (B) y su aplicación a las fallas de San Pelayo y Ciguera.



Foto 12.- Pliegues vergentes al Sur en las proximidades de la Falla de León. Anticlinal de Murias en el Pico Susarón.

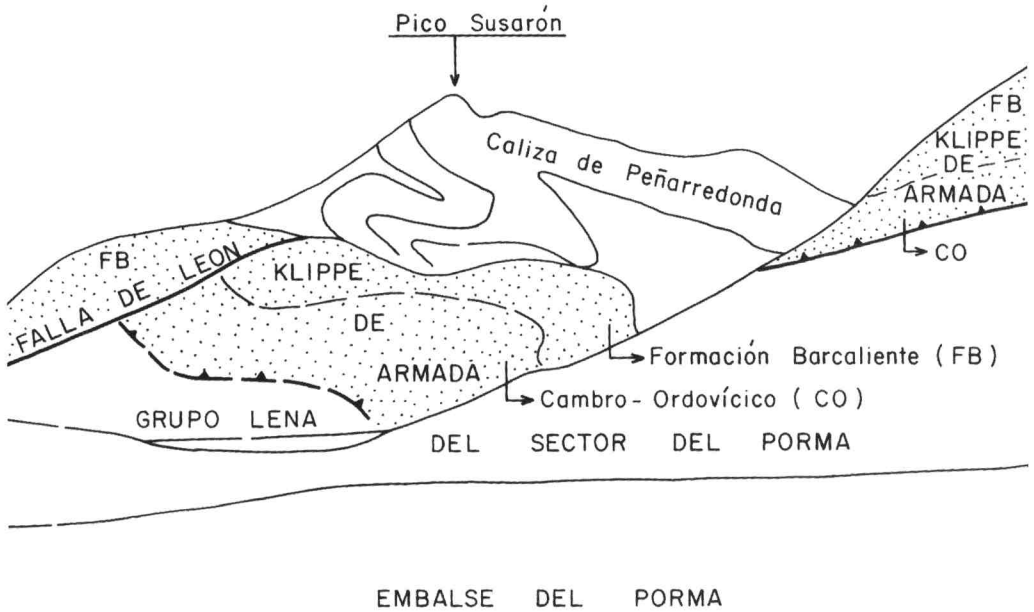
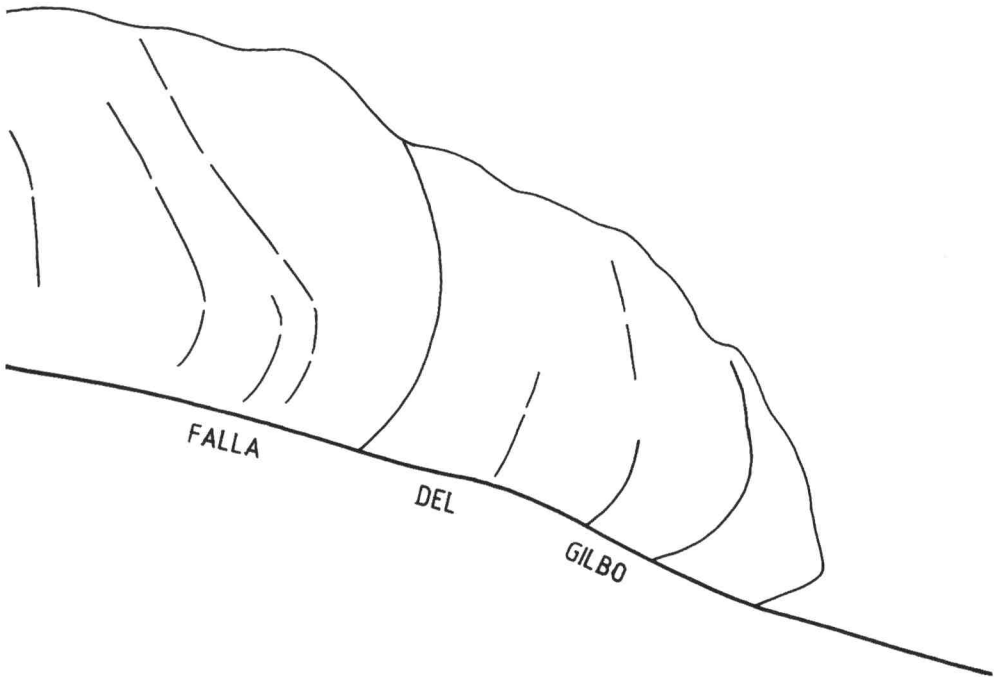




Foto 13.- Pliegue de eje vertical ligado a la falla de desgarre del Gilbo. Vertiente Noroeste de Peñas Pintas.



modo general en toda la UP disminuyen en número de N a S (Figs. 12 y 13). En este sentido cabe destacar, la desaparición hacia el S de la Unidad del Ponga, de manera que el área más meridional o de Lois-Ciguera, está constituida exclusivamente por la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central, y más concretamente por el Manto de Laviana.

La separación entre las diferentes áreas se realizó en base a la presencia de determinadas fracturas o zonas de fractura, que delimitaban zonas con características estructurales distintas. Estas fracturas resultaron estar superpuestas a importantes estructuras laterales de los cabalgamientos, que determinaban la presencia de láminas distintas a un lado y otro de ellas, lo que explica la terminación lateral de algunos de los mantos.

De entre estas estructuras laterales, las más importantes son una serie de rampas cabalgantes escalonadas, que fueron denominadas de S a N, La Trapa, Murias y Secadas. Dichas rampas permiten al Manto de Laviana de la CCC, y en ese misma dirección, pasar de situarse sobre la UPC a cabalgar al Manto de Caso de la UP, bajo el que se sitúan en la parte septentrional, has-

ta dos nuevas láminas: el Manto de la Polinosa y el Sistema Frontal (Fig. 30).

Estas y otras rampas laterales dan lugar a su vez, a una serie de anticlinorios de revestimiento, más o menos complejos, entre los que se sitúan zonas sinclinales de geometría más sencilla. Estos pliegues son junto con los cabalgamientos las estructuras cartográficas más representativas de esta zona.

En la UP se observa, sistemáticamente, una drástica reducción de la serie sedimentaria involucrada en las láminas alóctonas. Este hecho determina la presencia en el frente de esta unidad, sobre todo en las áreas del Mampodre y Riosol, de un complejo sistema de láminas que han sido agrupadas en lo que ha sido denominado Sistema Frontal, del que a su vez forman parte el Dúplex del Mampodre y el Manto de Riosol. El Sistema Frontal, lo componen una gran variedad de imbricados y dúplex, a diferentes escalas, que constituyen un «emergent thrust front» en el sentido de Morley (1986), el cual tiene su equivalente en otras áreas de la UP, en lo que Alvarez Marrón (1989) denominó: Dúplex de los Beyos-Peña Ten y Sistema de Tornín (Fig. 12).

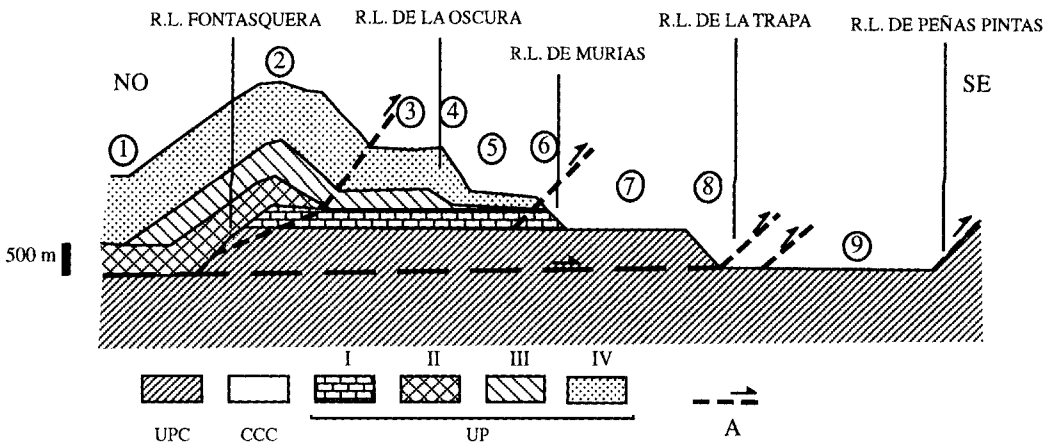


Fig. 30.- Restauración aproximada de las estructuras laterales de la UP y CCC, realizada sobre los cortes 4N,4S y 7; se ha representado así mismo la posición de los pliegues mayores. I) Dúplex del Mampodre, II) Manto de Riosol, III) Manto de la Polinosa, IV) Manto de Caso, A) Posición de los cabalgamientos que las reactivarán como estructuras frontales durante el segundo episodio tangencial. 1) Sinclinal del Lago, 2) Anticlinal de San Justo, 3) Sinclinorio de Cofiñal, 4) Anticlinal de Secadas, 5) Sinclinal de Puebla de Lillo, 6) Anticlinal de Murias, 7) Sinclinal de Ricabiello, 8) Anticlinal de la Trapa, 9) Sinclinorio de Lois-Ciguera.

Estos cabalgamientos se ven cortados o reactivados por otro sistema de cabalgamientos de vergencia de E a SE, que se bifurcarían del mismo cabalgamiento basal de la UP. Estos cabalgamientos no aparecen representados al otro lado de la Falla de León, por lo que se considera que esta falla jugó un importante papel como «tear fault», durante este episodio tangencial. Durante este episodio tangencial apenas se producen estructuras plegadas nuevas, reactivándose la mayor parte de los anticlinales de revestimiento producidos sobre estructuras laterales del episodio anterior, que ahora pasan a ser frontales (Fig. 30). El mayor número de estos cabalgamientos se encuentra en el área o sector de Lois-Ciguera, que al ser el área más meridional, se sitúa en la parte frontal, dando lugar a un importante imbricado.

Los cabalgamientos vergentes al S presentan unas características similares en todas las áreas. Muestran un desplazamiento muy pequeño, gran deformación en las rocas (Foto 11) y un espaciado bastante constante a lo largo de toda la zona, que puede cifrarse para dos superficies de cabalgamiento contiguas, en torno a los 2-3 km. Cortan a la estructuración previa, aunque en muchos puntos aprovechan cabalgamientos anteriores, cuya posición se aproxime a la E-O. Afectan a los anticlinorios anteriormente citados, que son amplificados durante el acortamiento N-S que acompaña a estos cabalgamientos, adquiriendo además una marcada vergencia al S (Foto 12).

Las fallas de desgarre, son de tipo dextrógiro, tienen escaso desplazamiento, un trazado SO-

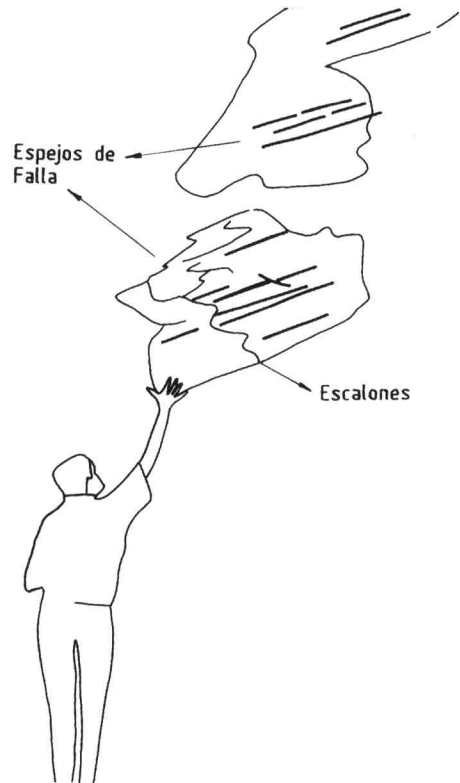
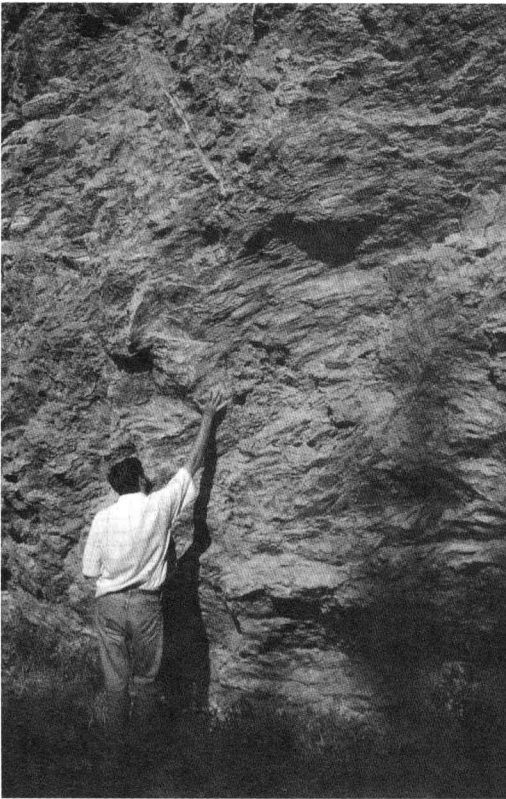


Foto 14.- Foto 14.- Intensa brechificación y dolomitización asociada a la falla de desgarre dextra de Ciguera en el río Dueñas. Puede observarse la presencia de estrías subhorizontales o ligeramente inclinadas al ESE que indican un ligero levantamiento del bloque N.

NE, y como los cabalgamientos vergentes al S, cortan o reactivan fallas previas. Estas fallas, se concentran sobre todo en el área de Lois-Ciguera, lugar en el que se encuentran más próximas las fallas de León y Ventaniella, a las que aparecen asociadas. En este área aparecen, entre estas fallas de dirección SO-NE, otras fallas de menor rango y de componente también dextrógira, que dan lugar a un dúplex compresivo de desgarre entre las fallas de San Pelayo y Ciguera (Fig. 29).

3. CINEMATICA

El término cinemática se refiere al análisis de los movimientos que tienen lugar en un cuerpo geológico durante su transformación desde el estado indeformado al deformado. El conocimiento de la cinemática es imprescindible a la hora de escoger las secciones paralelas a la dirección de avance de las láminas. Dichas secciones, permitirán la realización de los cortes geológicos compensados, si es posible restituciones palinspásticas y la determinación de la evolución secuencial de las estructuras.

En la región objeto de este estudio al igual que en otras zonas externas de cordilleras orogénicas, se considera, en general, que las rocas no han sufrido deformación interna importante y que la mayor parte de la deformación se consume en la formación de cabalgamientos y pliegues dentro de las láminas aloctonas y es por lo tanto a la cinemática de estas estructuras a la que nos referiremos fundamentalmente.

El estudio cinemático se aborda mediante la determinación del sentido y dirección en que se producen los desplazamientos de las distintas láminas. Una vez conocidos pueden calcularse las cantidades de desplazamiento, y posteriormente, con el apoyo de otro tipo de criterios geológicos, determinarse las secuencias de formación de las diferentes estructuras.

La determinación de las direcciones de transporte tectónico se basa en la utilización de diferentes tipos de criterios cinemáticos. Gran parte de estos criterios, en las regiones con tectónica epidérmica («thin skinned»), son puramente

geométricos y vienen condicionados por la forma escalonada, con rampas y rellanos, que suelen presentar las superficies de cabalgamiento («staircase trajectory» Rich, 1934; Douglas, 1950), y en menor medida por la presencia de otro tipo de geometrías, ligadas a estructuras tales como: pliegues relacionados con cabalgamientos ciegos, fallas lístricas etc. De modo general se admite, que este tipo de geometrías puede darse paralela y perpendicularmente a la dirección de desplazamiento de las laminas cabalgantes, considerándose por lo tanto a las estructuras como laterales y frontales, respectivamente. No puede afirmarse no obstante, que estén ausentes otras estructuras de dirección oblicua al avance de las láminas, debido en gran parte a la dificultad de reconocerlas, en cabalgamientos tan deformados como los que nos ocupan.

En este sentido todos los elementos geométricos de las superficies de cabalgamiento y pliegues, tanto laterales como frontales, formados durante el proceso de emplazamiento de los mantos pueden ser utilizados como criterios cinemáticos. Estos elementos pueden clasificarse de la forma siguiente:

- a) Elementos lineares de cabalgamientos y pliegues asociados:
 - Ejes de pliegues
 - Líneas terminales
 - Líneas de corte
 - Líneas de bifurcación
- b) Elementos planares de cabalgamientos y pliegues asociados:
 - Planos axiales de pliegues
 - Rampas
 - Flancos de culminación
 - Tear faults

Este conjunto de elementos geométricos son los más frecuentemente utilizados, tanto en la bibliografía como en este trabajo, para la determinación de las direcciones de desplazamiento de cabalgamientos. Sin embargo, a escalas de trabajo menores o en casos especiales, suelen utilizarse, además, otros tipos de criterios, tales

como los obtenidos a partir de las microestructuras de las rocas de falla, orientación de las estrías y fibras sobre las superficies de fractura, las lineaciones debidas al estiramiento de minerales, esquistosidades, grietas de tensión, «boundins», etc.

La validez de los criterios utilizados suele determinarse contrastando diferentes tipos de criterios para la misma superficie de fractura.

Una vez determinadas las direcciones en que se producen los desplazamientos es posible abordar el análisis de las cantidades de desplazamiento, las cuales suelen calcularse a partir de los cortes compensados. Este tipo de medidas suele a su vez aportar nuevas restricciones a las interpretaciones realizadas durante la construcción de los cortes geológicos dado que, los valores obtenidos para diferentes secciones contiguas deben ser congruentes entre sí, de manera que sean cinemáticamente admisibles (Butler, 1985; Dahlstrom, 1970; Hossack, 1979). De este modo a partir de diversos cortes restituidos se puede llevar a cabo la reconstrucción palinspástica tridimensional.

La evolución secuencial de un conjunto de cabalgamientos puede producirse según modelos muy variados. El caso más aceptado es aquel en que el desplazamiento es transferido a una nueva superficie de falla generada en el autóctono: secuencia hacia adelante o «forward» (Boyer y Elliott, 1982). Las fracturas previas son progresivamente abandonadas y transportadas pasivamente por las posteriores. A este tipo de secuencia de propagación se le llama también «piggy-back» (Dahlstrom, *op. cit.*; Butler, 1982) o también «en secuencia» de Morley (1984).

En contraposición a los cabalgamientos que se emplazan según una secuencia hacia adelante, se han descrito también estructuras denominadas fuera de secuencia o «out off-sequence» que cortan estructuras previas, rompiendo esta regla general (Morley, *op. cit.*). Se trata de fallas de ángulo relativamente elevado en su parte más avanzada, que hacia abajo suelen derivar en un horizonte de despegue propagado generalmente en el área indeformada (Alonso, 1987).

Un criterio frecuentemente utilizado como testimonio de secuencias «piggy back» son los apilamientos antiformales, reconocidos en esta zona y en la mayor parte de las cordilleras. Por otra parte, la edad de los depósitos sinorogénicos y la migración del surco de antepaís constituyen otro tipo de criterios valiosos que atestiguan un proceso general de propagación «hacia adelante» a escala de una cordillera. En la Zona Cantábrica se admite en términos generales este tipo de secuencia (Marcos y Pulgar 1982, Alonso, 1987; Pérez Estaún *et al.*, 1988, Rodríguez Fernández y Heredia, 1988), con algunas excepciones (Pérez Estaún y Bastida, 1990).

El estudio cinemático de los mantos de la Zona Cantábrica no se ha abordado hasta tiempos muy recientes, ya que hasta principios de los años 80 la mayor parte de los trabajos sobre los mantos de esta zona se refieren a su geometría. A partir de ese momento la mayor parte de los trabajos de tipo estructural en esta zona incluyen la cinemática como un estudio básico y complementario. Entre estos trabajos se incluyen algunos específicos sobre la UP y CCC como son los de Aller (1986), Alvarez Marrón y Pérez Estaún (1988) y Alvarez Marrón (1989).

De estos últimos trabajos, específicos de la UP y CCC, es el de Alvarez Marrón (1989) el que aporta un mayor número de datos, pudiendo extraerse las siguientes conclusiones que han de ser tenidas en cuenta a la hora de interpretar la zona objeto de estudio:

- La secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos vergentes al E tiene lugar en general, de O a E, siguiendo una dirección de transporte tectónico progresivamente cambiante, desde dirección NE, para las láminas más atrasadas hasta dirección E y probablemente ESE para las más adelantadas. Los cambios más bruscos entre cabalgamientos contiguos se dan entre el Cabalgamiento de Caso y el Dúplex de los Beyos, con sentidos de emplazamiento prácticamente perpendiculares.

- El conjunto de cabalgamientos vergentes al E supone una traslación acumulada de 94 Km. implicando un acortamiento mínimo en dirección E-O entre el 65-70%.
- Posteriormente al emplazamiento de los cabalgamientos vergentes al E tiene lugar una deformación que supone un acortamiento en dirección aproximadamente N-S de un 25%.
- Los efectos de la deformación N-S se distribuyen de forma heterogénea, concentrándose sobre todo en los anticlinorios transversales, producidos sobre estructuras laterales de los cabalgamientos vergentes al E. Estas estructuras transversales juegan como fallas compresivas dando lugar a un nuevo sistema de cabalgamientos y provocando la ampliación de estas áreas antiformales. En general este nuevo sistema de cabalgamientos tiene vergencia Sur, aunque también se forman cabalgamientos vergentes al N (retrocabalgamientos).

En el presente estudio, la cinemática de emplazamiento de los cabalgamientos de la Unidad Ponga y CCC se ha realizado de acuerdo con los elementos geométricos existentes y ya mencionados anteriormente. En este sentido se abordará inicialmente la construcción de un mapa de flechas de trayectoria (Alvarez Marrón, 1989) que representen las direcciones de transporte tectónico de las diferentes láminas alóctonas.

Para el estudio cinemático de esta zona se establecerá un criterio cronológico. Primero se analizará la cinemática de los cabalgamientos, estudiándose conjuntamente los de la UP y CCC y por último se estudiarán las estructuras producidas durante el acortamiento N-S y las fallas de desgarre tardihercínicas.

3.1. Sentido de movimiento de los cabalgamientos

Para el estudio cinemático de los distintos cabalgamientos debe de tenerse en cuenta que las direcciones de movimiento resultantes para

cada grupo de estructuras no indican necesariamente su sentido de movimiento original, sino que en muchos casos reflejan el resultado o posición final después de varios movimientos superpuestos, lo que indica que las direcciones cinemáticas obtenidas de un determinado indicador y para una lámina concreta puede encontrarse rotados. Una vez expuestos los criterios cinemáticos para cada una de las láminas de esta zona, es necesario reinterpretarlos e intentar, en lo posible, restaurarlos a su posición original para conocer el sentido de desplazamiento original de éstas.

En el trabajo de Alvarez Marrón (1989) ya se ponen de manifiesto las dificultades que entraña el estudio cinemático de los cabalgamientos de la Unidad del Ponga, las cuales se hacen especialmente patentes en el área estudiada. Estas dificultades provienen fundamentalmente de la existencia de varias deformaciones superpuestas:

- Por un lado el emplazamiento de los cabalgamientos de la UP y CCC, sobre todo los del área estudiada, se ha realizado muy próxima al núcleo del arco que forma la cadena varisca del NO peninsular en la Zona Cantábrica (Arco Iberoarmórico). Esta forma fuertemente arqueada, producida en gran parte durante la génesis de los cabalgamientos variscos, da lugar, como ya pusieron de manifiesto Pérez Estaún *et al.* (1988), a que los cabalgamientos más occidentales envuelvan a los más orientales (Fig. 31). Esto favorece que en el núcleo del arco astórico aparezcan sentidos de movimiento convergentes, que implican a su vez que el cortejo de estructuras ligadas a estos cabalgamientos estén superpuestas (Rodríguez Fernández y Heredia 1988). Según estos mismos autores el emplazamiento de las diferentes láminas hacia zonas más internas del arco, daría lugar a problemas de espacio y compatibilidad entre las diferentes láminas, lo

que generaría a su vez gran número de estructuras laterales, tal y como expresa Alvarez Marrón (*op. cit.*).

En el área estudiada y en la UP en general, es evidente la presencia de gran número de estructuras laterales y también la presencia de importante superposición estructural, producida, tanto por el emplazamiento de los propios cabalgamientos de la UP en diferentes direcciones a lo largo del tiempo, como por el acortamiento N-S, lo que da lugar a una gran dispersión en los indicadores cinemáticos al encontrarse superpuestos en una misma superficie de cabalgamiento varios movimientos.

- Por otro lado los pliegues que deforman las láminas cabalgantes de la UP y CCC, debido a esta misma posición en el núcleo del arco, muestran un trazado claramente convergente (Fig. 4) y una geometría cónica o próxima a la cónica en sus terminaciones, lo que da lugar a que los elementos cinemáticos se encuentren a veces fuertemente rotados.
- Por último, al final de la orogénesis hercínica, se producen una serie de fallas de desgarre que en el sector del Lois-Ciguera de la CCC son bastante frecuentes (Fig. 24 y 28), sumando una nueva distorsión a los indicadores cinemáticos originales.

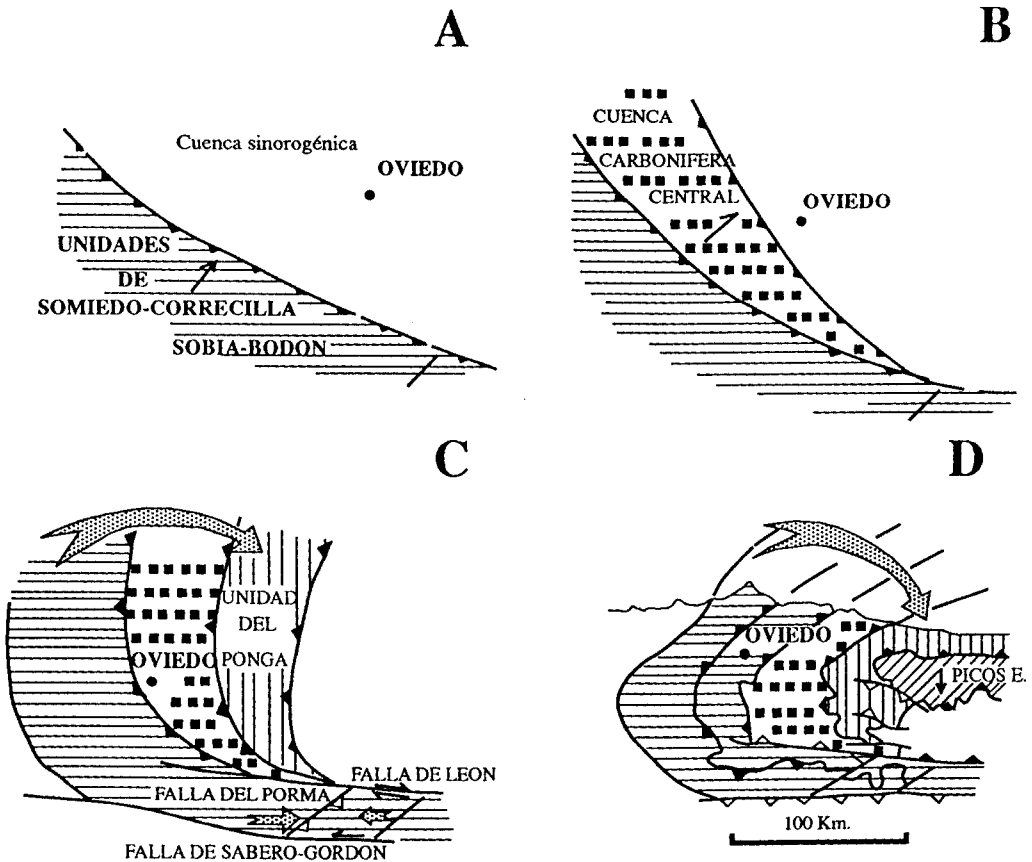


Fig. 31.- Diagrama secuencial mostrando el emplazamiento de las diferentes unidades de la Zona Cantábrica (Pérez-Estaún et al., 1988).

En este contexto, para la determinación de las direcciones de emplazamiento de las láminas alóctonas de esta región, se ha tenido en cuenta sobre todo la posición de los diferentes elementos geométricos, tanto laterales como frontales de los cabalgamientos. Estos elementos geométricos han sido previamente descritos en el capítulo anterior y se completarán con datos referentes a algunas estructuras menores formadas sobre o en las proximidades de las superficies de cabalgamiento y entre las que destacan los pliegues menores formados en relación con cabalgamientos intraformacionales o en pequeñas cuñas y cuyos ejes tratados de una forma estadística suelen ser buenos indicadores cinemáticos.

Debido a la complejidad estructural del área, que dificulta el análisis y sistematización de los datos, estos se irán exponiendo para cada lámina cabalgante, comenzando por aquellas que se sitúan en una posición más oriental. Hay que tener en cuenta que en principio, se presupone que la secuencia de emplazamiento, como en la mayor parte de las unidades de la ZC, es «hacia adelante» (Pérez Estaún *et al.*, 1988) y por lo tanto las láminas más orientales o adelantadas serán las últimas en emplazarse y estarán menos deformadas.

Los datos cinemáticos se han analizado según la posición que presentan con respecto a la superficie de cabalgamiento con la que están relacionados y aunque ésta posición puede ser muy variada, pueden agruparse en términos generales en frontales y laterales. En este sentido se asume que sobre un flanco de culminación lateral los indicadores correspondientes a estructuras frontales se situarían próximos a la línea de máxima pendiente, mientras que los de las laterales se sitúan cerca de la horizontal. En el caso de un flanco de culminación dorsal la distribución es a la inversa.

En todos los casos, la validez de los indicadores cinemáticos debe de ser contrastada en base a su coherencia con los datos cartográficos y con otros datos cinemáticos obtenidos en zonas próximas, para la misma lámina o láminas adyacentes.

Todos los indicadores cinemáticos utilizados vienen representados en la Figs. 32 y 33. Debi-

do a que la zona se encuentra afectada por gran número de fallas tardías, cuando las líneas cinemáticas crucen una o más de estas fallas, estas se dibujarán a trazos. Esto es debido a que los puntos homólogos, en base a los cuales han sido trazadas estas líneas, se encuentran desplazados con respecto a su posición original y por lo tanto la línea o líneas consideradas, se encontrarán rotadas.

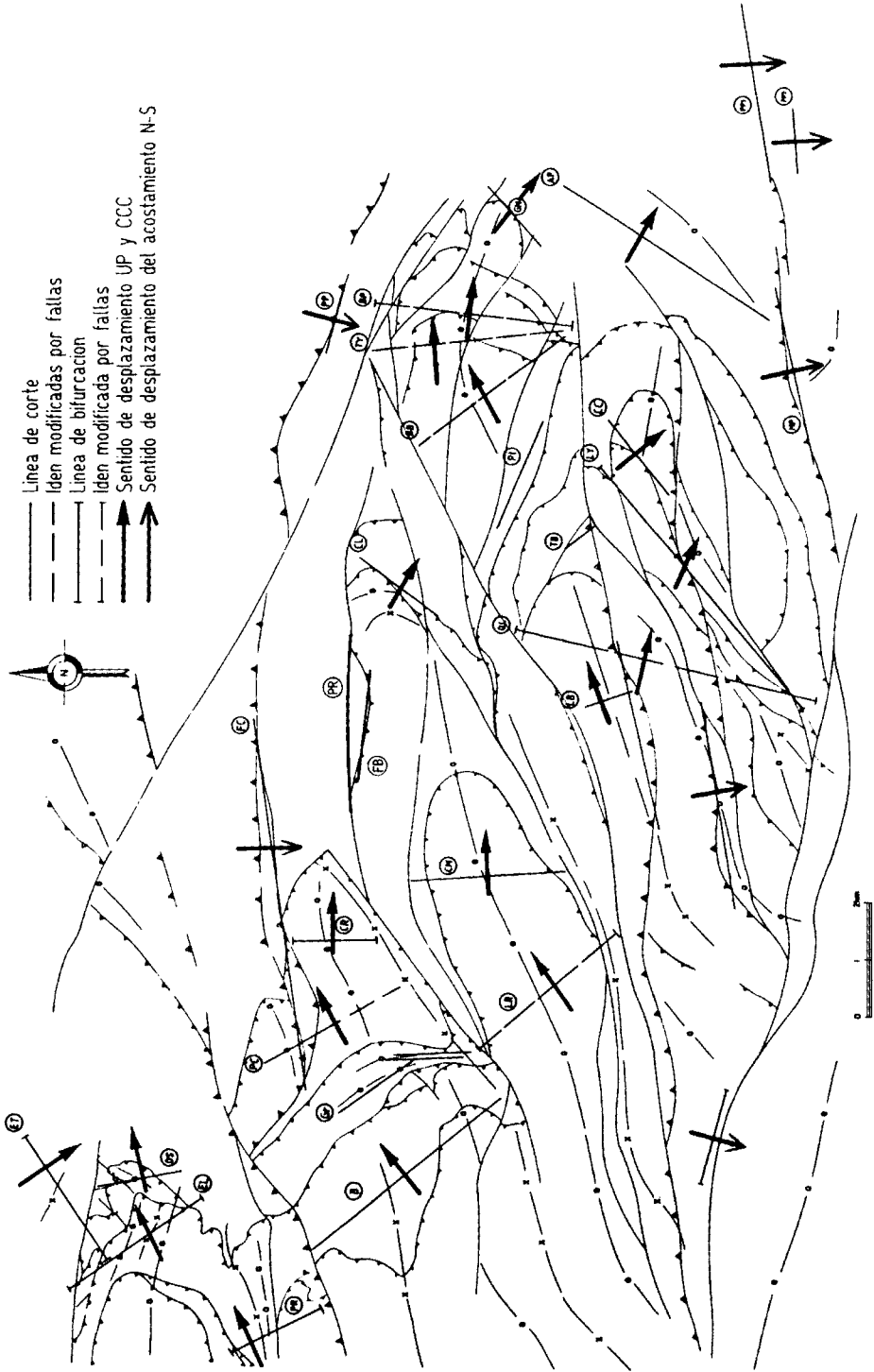
El Dúplex del Mampodre

Esta estructura se sitúa en su mayor parte en el área del mismo nombre, de manera que, como puede verse en las Figs. 32 y 33, casi todos los indicadores cinemáticos proceden de ese área.

Las líneas de bifurcación PC y CR de la Fig. 32 corresponden a dos dúplex menores de los dúplex de Pico de la Cruz y Pico Vajarto respectivamente.

Los ejes de pliegues menores (Fig. 33) adoptan con respecto a las superficies de cabalgamiento posiciones muy variadas que en unos casos, varían desde muy cercanas a la línea de máxima pendiente de esta superficie, hasta próximas a la horizontal del plano (puntos 3, 4 y 5). Hay que destacar que en el caso de los puntos 4 y 5 las medidas se han realizado a ambos lados de las Fallas del Convento, producidas durante el acortamiento N-S, debido a lo cual los ejes en el labio N (elevado) buzan hacia el N mientras que en el labio S lo hacen hacia el S. En otros casos los ejes de los pliegues adoptan posiciones muy parecidas (punto 7) y, aunque próximas a la vertical, buzando hacia el Sur en una dirección media que se sitúa entre 170°-190°.

Por otro lado, la traza axial del anticlinal de Murias, en su prolongación en el de la Cuesta Rasa, pasa de una posición prácticamente E-O, en las láminas más orientales, situadas por encima del Dúplex del Mampodre, a situarse NE-SO e incluso prácticamente N-S en este. Sin embargo, la traza del sinclinorio de la Cruz varía en sentido opuesto, de manera que en la parte nororiental del dúplex, cerca del frente de la UP, la traza de ambos pliegues es convergente.



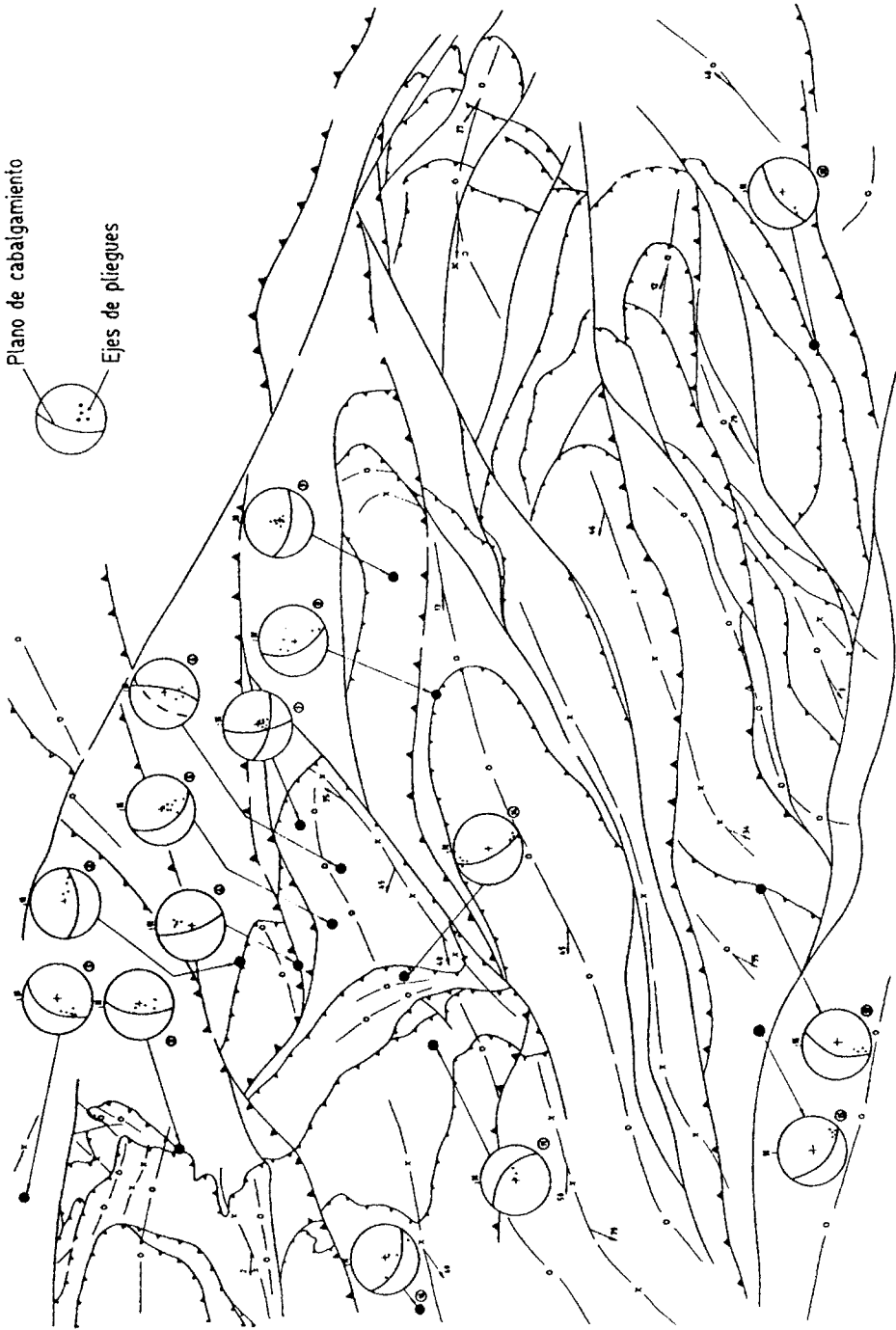


Fig. 33.- Esquema con la orientación de los ejes de los pliegues mayores y menores, asociados a los cabalgamientos de la UP y CCC.

Anticlinal de la Cuesta Rasa desde una posición subparalela al trazado de la rampa lateral de Murias a su posición actual, más orientada hacia el N.

El Manto de Riosol

El Manto de Riosol presenta líneas de corte (DS) y de bifurcación (EL y ET) en distintas posiciones, variando de S a N entre N-S a NE-SO (Fig. 32).

Las trazas axiales y ejes de los pliegues cartográficos muestran, al igual que las líneas de corte y bifurcación, orientaciones que varían, describiendo un arco de S a N, entre posiciones prácticamente E-O, NO-SE y NE-SO (Fig. 33).

Los ejes de los pliegues menores se han estudiado sobre cabalgamientos de dirección NE-SO en dos localidades (nº 1 y 2), situadas en el área de Tarna y Riosol respectivamente. En estas localidades todos los ejes presentan una orientación similar con un buzamiento medio a fuerte hacia el sur-suroeste y ocupando en la proyección estereográfica, una posición cercana a la de la superficie de cabalgamiento.

En cuanto a las estructuras laterales, este manto presenta una de las más importantes, en cuanto a número de estructuras asociadas, de todo el área estudiada: la rampa lateral de La Fontasquera. Esta rampa lateral representa el límite sur de las escamas de La Lastra y de Señales y Norte del Dúplex del Mampodre. Así mismo lleva asociado un antiforme de revestimiento lateral (Anticlinal del San Justo), cuya traza axial y eje se sitúan aproximadamente en dirección E-O.

Otras estructuras laterales importantes son las rampas laterales de Señales y Tarna, actualmente bastante modificadas por las fallas tardihercínicas del mismo nombre, que en el caso de la de Tarna la sustituye o afecta en casi todo su trazado cartográfico (Fig. 3). Esta última estructura, la más importante, constituye el límite sur o norte de los mantos de Tarna y Riosol respectivamente, presentando una orientación bastante constante NO-SE. La rampa lateral de Señales, al igual que el anticlinal de revestimiento

del mismo nombre (Fig. 4), presenta un trazado E-O.

En cuanto al sentido de movimiento, parecen existir tal como lo atestiguan la posición de los diferentes criterios cinemáticos, dos movimientos diferentes, uno hacia el E y otro hacia el SE, que deben de estar ordenados en el tiempo de ese mismo modo, ya que el sentido general de emplazamiento de los mantos en la ZC es dextrógiro (Pérez Estaún *et al.*, 1988). A estos datos deben sumarse los de Alvarez Marrón (1989), que para los Dúplex de los Beyos y Peña Ten, prolongación hacia el norte de esta lámina, obtiene una dirección en ese último sentido. Sin embargo tanto en los Beyos como en Peña Ten el sentido es más próximo a la dirección ESE. Este movimiento hacia el SE contrasta además con la orientación prácticamente E-O de la principal estructura lateral de la UP en este área, la Falla de León, de manera que no debe descartarse una cierta rotación, posterior al emplazamiento de las láminas. Dicha rotación (unos 20º, como ya se dedujo en el apartado de la estructura) sería llevada a cabo por los pliegues transversales, cuyas trazas axiales en este área presentan una clara disposición en abanico (Fig. 4), con su ápice hacia el E y una morfología cónica, que a su vez deben de estar relacionados con alguno de los cabalgamientos de la UPC situados por delante del área de Riosol. En efecto, plegando una superficie que contuviese líneas o planos con una orientación E-O y manteniendo fija (movimiento rotacional) la parte occidental, de manera que la parte oriental, aquí representada, girase en el sentido de las agujas del reloj, todos los elementos planares y lineales que estén contenidos en ese plano rotarían hacia el sur, tanto más cuanto más se amplifiquen los pliegues y/o más desplazamiento se le de al, o a los cabalgamientos (Fig. 34). Durante esta rotación se produciría probablemente el reajuste de la mayor parte de las superficies laterales iniciales. El resultado final parece ser por lo tanto, la suma de varios procesos relacionados con la traslación hacia el S de cabalgamientos posteriores (hercínicos y/o alpinos).

El Manto de La Polinosa

En este manto existen, a pesar de su reducida extensión, un gran número de criterios cinemáticos: líneas de corte, de bifurcación y terminales, ejes de pliegues de revestimiento frontal, ejes de pliegues menores y estructuras laterales (Fig 32 y 33).

Las líneas de corte GR y de bifurcación PR, así como las trazas axiales y posición de los ejes de los pliegues de compensación frontal muestran una disposición NNO-SSE que gira hacia N-S en las proximidades de la Falla de Murias, probablemente debido a la deformación posterior producida durante el juego de este accidente.

Los ejes de los pliegues menores se han medido sobre un pequeño dúplex intraformacional dentro de la Formación Alba, que se encuentra despegada. Estos ejes tienen una disposición NNO-SSE y se sitúan muy cerca de la horizontal, al igual que los de los pliegues mayores cartográficos y muy cerca del plano de cabalgamiento por lo que se trata de pliegues relacionados con estructuras frontales de este manto.

Este manto aflora entre dos estructuras laterales importantes: la ya mencionada anteriormente de Murias y la de la Fontasquera al Norte, ambas de dirección NE-SO.

Por todo lo anteriormente expuesto el Manto de la Polinosa tiene un sentido de emplazamiento hacia el NE, tal y como se ve en la actualidad.

El Manto de Caso

De este manto, debido a lo escasamente representado que está en el área de estudio y a la escasez de datos cinemáticos que se han encontrado, no se pueden extraer demasiadas conclusiones cinemáticas sobre su emplazamiento. Únicamente la estructura lateral de Murias nos pudo indicar un cierto sentido de desplazamiento. Esta estructura lateral presenta, como ya hemos visto en el Manto de Laviana, un trazado SO-NE, correspondiéndose con el límite S del

Manto de Caso. Por otro lado Alvarez Marrón (1989) recopila y estudia diversos indicadores cinemáticos para este manto a lo largo de la mayor parte de UP, obteniendo en zonas próximas al área estudiada, un sentido de emplazamiento hacia el NE para esta unidad, que concuerda con la posición de la rampa lateral de Murias, anteriormente citada, y con el sentido de emplazamiento del Manto de la Polinosa.

Esta autora cita también un rejuego posterior de este manto hacia el SE cuando se emplaza por debajo y en ese mismo sentido el Dúplex de los Beyos, dando lugar a una estructura fuera de secuencia, vergente hacia el NO, conocida como retrocabalgamiento pasivo («passive back thrust» de Banks y Warburton, 1986) de Valdosin-Zalambra, que da lugar a los klippen del mismo nombre (Fig. 6).

El Manto de Ricacabiello

Aparece restringido al área de Lillo-Lázaro, entre las rampas laterales de Murias y de la Trapa. Estas rampas laterales presentan en la parte más oriental de este área, ocupada por el Manto de Ricacabiello, una orientación prácticamente E-O; tal y como se deduce de la línea de corte FB y de bifurcación RR situados sobre la rampa lateral de Murias en el flanco N del Sinclinal de Ricacabiello.

Por otra parte existen dos pliegues en las inmediaciones del Pico de la Cruz que por la posición de su traza axial, aunque plegada por el acortamiento N-S, parecen corresponder a estructuras frontales (ver capítulo «Geometría de los cabalgamientos del Área de Lillo-Lázaro»).

Los pliegues menores que aparecen en el flanco N del Sinclinal de Ricacabiello, en una localidad próxima al repetidor de TV (cima del Pico Ricacabiello), muestran ejes con una fuerte inclinación al N o NNE, muy cerca de la línea de máxima pendiente del plano de cabalgamiento de la rampa lateral de Murias, por lo que se los ha considerado como frontales.

El sinclinal de Ricacabiello muestra por otro lado una traza axial y un eje (Fig. 33) muy pró-

ximos a la dirección E-O, buzando este último unos 13° hacia el E.

Cerca de la terminación periclinal norte de este sinclinal, aparece una pequeña rampa cabalgante ligada al juego de la Falla de Solle (segundo episodio tangencial) que facilita el ascenso de la superficie de cabalgamiento hasta la Formación Beleño. Sobre esta rampa cabalgante se han podido trazar algunas líneas de corte en la sucesión cabalgante que muestran una clara disposición NE-SO y que vienen resumidas en la línea de corte CL (Fig.32), obtenida a partir de las calizas de la Formación Láncara.

De lo anteriormente expuesto parece deducirse un sentido de emplazamiento para este manto hacia el E, aunque la posición de algunos pliegues menores y líneas de corte (Falla de Solle) parecen indicar una dirección algo más meridional, SE, para sus últimos movimientos. Estas direcciones ligeramente anómalas podría deberse, como en el caso de Riosol, a deformación posterior, ya que en ese caso, nos encontramos muy cerca del Cabalgamiento de Arenas ligado al acortamiento N-S. La rotación en este caso sería de unos 30° aproximadamente, lo que nos situaría la dirección real de emplazamiento de este manto hacia el ENE y el de la Falla de Solle hacia el E.

El Manto de Laviana

En el área de este estudio y de N a S puede observarse como por término general la posición de las trazas axiales y ejes de los pliegues mayores, muestran una dirección que varía desde SO-NE, en la parte más occidental, a OSO-ENE en la parte media e incluso E-O en la parte más oriental del sector de Lois-Ciguera (Fig. 33).

En el sector de Piedrafita-Lillo las líneas de corte (B) y (CM) y de bifurcación (LR) adoptan una posición generalmente NO-SE excepto la (CM) que se sitúa en una posición más N-S (Fig. 32).

En el sector de Lois-Ciguera las líneas de corte y de bifurcación muestran, como ya he-

mos dicho, una disposición más variada. Así, en la parte central y occidental alguna de estas líneas de corte y bifurcación muestran una posición similar a las descritas en Piedrafita-Lillo; sin embargo entre estas, aparecen intercaladas otras de dirección NNE-SSO a NE-SO.

Las líneas de corte y de bifurcación situadas en dirección NNE-SSO y NE-SO podrían ser interpretadas como laterales, sin embargo existen criterios cartográficos y de campo que indican que en ocasiones estos cabalgamientos cortan a otros y por lo tanto son posteriores.

Si se observa el mapa de la Fig. 32, puede verse que las líneas que se han obtenido en la parte más oriental de este sector, tienen una disposición, que hacia las láminas más adelantadas, va girando desde NNO-SSE a NE-SO, coincidiendo en dirección con parte de las que se encuentran en la zona central y occidental. De este modo, las líneas, BI, QL, LY y CC de la parte central tienen una disposición similar, variando de dirección en el mismo sentido, que las BP y GM de la parte oriental; además, como ya se ha dicho, las primeras parecen cortar o rejugarse estructuras laterales previas. Esto indicaría que cuando se emplazan las láminas orientales de la CCC en este sector, se produce un rejuego de las más atrasadas.

En ese mismo sentido los pliegues menores en esta lámina corroboran las conclusiones obtenidas con las líneas de corte y de bifurcación, aunque como ocurre en la mayor parte del área, sus ejes, debido a que sobre una misma superficie de cabalgamiento suelen superponerse varios movimientos, muestran una gran variabilidad. Se han realizado medidas en cuatro estaciones que se corresponden con las proyecciones 8, 10, 11, 12 y 13, de las cuales la 8 y 11 corresponden a pliegues producidos sobre pequeños despegues, en el miembro noduloso o superior de la Formación Láncara, el 10 a pliegues producidos sobre la Formación Alba y las nº 12 y 13 a pliegues producidos sobre las calizas de Bachende.

Las localidades 8 y 10 se sitúan en el Sinclinal de Ricacabiello y en el Anticlinal de Se-

cadadas y son los que muestran una mayor dispersión en los ejes de los pliegues. Esta dispersión no permite por lo tanto extraer grandes conclusiones sobre direcciones de emplazamiento, aunque puede suponerse por su posición cercana a la superficie de cabalgamiento y por la orientación de ésta, que el emplazamiento se habría realizado entre NE y ENE respectivamente.

Las localidades 12 y 13 se sitúan en el Sinclinatorio de Lois-Ciguera sobre estructuras cabalgadas (de dirección NE-SO) de las Escamas de Lois y Borín respectivamente. Las proyecciones de los ejes de los pliegues se sitúan muy cerca de la horizontal del plano de cabalgamiento, indicando una dirección de avance hacia el ESE (12) y SE (13). Los pliegues de la Escama de Lois (cuya dirección de emplazamiento según las líneas de corte es hacia el NE) parecen corresponder por su orientación a pliegues relacionados con los rejuegos del segundo episodio tangencial, mientras que los de la localidad (13) parecen relacionados con la rampa lateral de Peñas Pintas, perteneciente a la Escama de Borín.

Otro criterio cinemático a tener en cuenta son las estructuras laterales que presenta el Manto de Laviana y que como ya hemos visto en un capítulo anterior son la tear-fault de Cofiñal y las rampas laterales de Murias y de la Trapa; todas estas estructuras presentan una orientación SO-NE, excepto la de la Trapa, que en su parte más oriental se sitúa prácticamente E-O.

De todos los datos anteriormente expuestos y a modo de resumen, se deduce que el sentido de emplazamiento del Manto de Laviana varía de dirección NE en el sector de Piedrafita-Lillo y escamas más atrasadas del sector de Lois-Ciguera (Lois y Quemada), a ESE (Llerenes, Borín) e incluso SE para las más adelantadas de este último sector (La Puerta). Esta dirección de emplazamiento lleva asociado un rejuego de las láminas más occidentales (más antiguas) al ser transportadas «a caballo» («piggy back») por las más orientales, en el mismo sentido que estas. Este hecho es muy evidente en

las escamas de La Quemada y Llerenes que muestran líneas de corte sobre cabalgamientos rejugados que forman un ángulo bastante alto con las iniciales, pudiendo en algunos casos tratarse, por su orientación, de rejuegos de estructuras laterales. En cuanto al sentido de emplazamiento hacia el ESE y SE, como en el caso del Manto de Riosol, es difícil que esta dirección corresponda a la del emplazamiento original del Manto de Laviana, ya que forma un ángulo muy alto con la Falla de León, que representa la estructura lateral («tear fault») más importante de la UP en la zona estudiada, y debe de corresponder a un rejuego o rotación posterior, que como hemos visto en el capítulo de la estructura puede llegar en algunos casos hasta los 45° en las parte más oriental. Este hecho permitiría girar las direcciones cinemáticas orientales hasta una posición cercana a la E-O, mucho más razonable.

3.2. Sentido de emplazamiento de los cabalgamientos: el mapa de flechas de trayectoria

Una vez enumerados todos los criterios cinemáticos, así como establecido el sentido de emplazamiento de las distintas láminas de la UP, CCC en el área estudiada, se ha elaborado un mapa de flechas de trayectoria, obtenidas en base al vector medio de desplazamiento de cada lámina o conjunto de láminas (Fig. 35).

Sobre el mapa de flechas de la UP y CCC (Fig. 35), puede verse la trayectoria de desplazamiento de las láminas relacionadas con el que ha sido denominado, primer episodio tangencial, cuyos vectores de desplazamiento varía de NE a E, y que una vez corregida la rotación posterior, darían un sentido de desplazamiento de NNE a ENE. Con diferente trazo, han sido representados las flechas del segundo episodio tangencial, cuyo sentido varía de ESE a SE y que una vez corregida la rotación se situaría próximo al E. Este episodio da lugar al rejuego de algunas de las estructuras laterales del primer episodio tangencial como frontales (ej. la Falla de Murias) y viceversa.

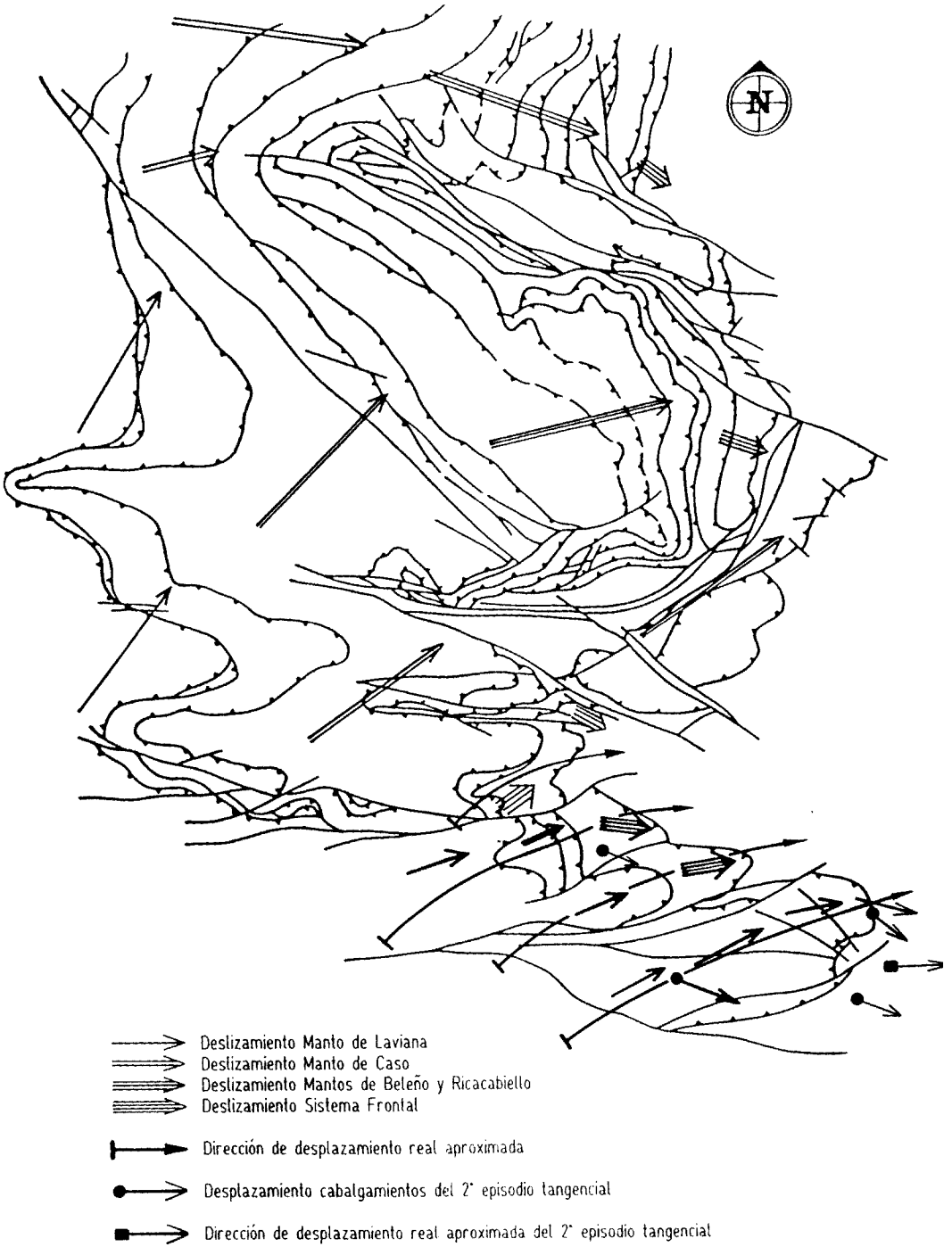


Fig. 35.- Mapa de flechas de trayectoria de la UP y CCC.

Si ahora observamos el mapa de flechas definido por Alvarez Marrón (1989) para el sector norte de la UP (Fig. 35), puede verse como la trayectoria de las flechas es muy similar a la que se ha obtenido en la parte meridional. Esto debe indicar la existencia también de una rotación importante de las estructuras, que parece aumentar hacia la parte norte y oriental de ese sector.

Estos hechos parecen confirmar un emplazamiento rotacional dextrógiro (NNE a ENE) para los mantos de la UP y CCC, ya puesto de manifiesto en la Zona Cantábrica por Pérez Estaún *et al.* (1988), que lo comparan con el cierre de un diafragma fotográfico (Fig. 31) y por Rodríguez Fernández y Heredia (1988), y una importante rotación posterior a su emplazamiento. Esta rotación se produciría, en primer lugar, durante el emplazamiento rotacional de las propias láminas de la UP, posteriormente se produciría una nueva rotación como consecuencia del emplazamiento de nuevas láminas por delante de la UP y CCC (Heredia, 1991). Dichas láminas presentan sentidos de emplazamiento que varían desde E a SE (ej. Manto de Valdeón, Figs. 3 y 25), muy similares a los del segundo episodio tangencial, con el que estarían relacionadas. Por último tendría lugar la rotación ligada al acortamiento N-S, bien durante el emplazamiento hacia el S de la Unidad de Picos de Europa o durante la Orogénesis Alpina.

4.5. Cantidad de desplazamiento y restauraciones

En la zona estudiada debido a que las partes frontales de las láminas autóctonas se encuentran erosionadas, no se conservan apenas líneas de corte cabalgantes; lo cual hace muy difícil estimar el desplazamiento de la mayor parte de los cabalgamientos aquí presentes. Solamente se ha podido medir, con cierta precisión, la cantidad de desplazamiento acumulada por los cabalgamientos representados sobre el corte 5 (E-E' de la Figs. 12 y 13); este corte atraviesa de O a E el área del Mampodre (Fig. 5) y presenta el mayor número de cabalgamientos de la zona

estudiada. El que se haya podido obtener de una forma bastante aproximada su desplazamiento, es debido a que la mayor parte de las láminas presentes en dicha área tienen la geometría de dúplex.

El método para conocer el desplazamiento de los cabalgamientos del área del Mampodre, tiene como punto de partida el conocimiento geométrico de estos dúplex. Una vez establecida sobre el corte geológico su forma más probable (Fig. 14), se puede calcular la superficie que ocupaban cada uno de ellos, tanto por encima como por debajo de la superficie topográfica actual. Posteriormente con el dato de la superficie ocupada por un determinado dúplex (A), el espesor medio de la serie estratigráfica incluida en cada «horse» (E_m) y su longitud final (L_f), se puede calcular el desplazamiento total acumulado por cada uno de ellos (D), según el método diseñado por Hosack (1979):

$$D = (A/E_m) \cdot L_f$$

Teniendo en cuenta que el corte nº 5 se ha trazado siguiendo aproximadamente la dirección de avance, no es necesario realizar correcciones en los valores de desplazamiento obtenidos para cada cabalgamiento.

De este modo y tal y como puede verse en la Fig. 36, se ha obtenido un desplazamiento total acumulado para los cabalgamientos de este sector de 105'9 km, que pasaremos a analizar a continuación en cada lamina, comenzando por las más occidentales.

La lámina más occidental de las representadas en el corte 5 es el Manto de Laviana (ML de la Fig. 36). Este manto está constituido a su vez por dos escamas, denominadas de la Quemada y de Borín. En la Escama de la Quemada, al no apreciarse en este área ninguna rampa cabalgante, es muy difícil precisar su desplazamiento; debido a esto se le ha asignado el desplazamiento que, en esta misma escama, pero en el área de Lois-Ciguera, se ha medido sobre el corte 8. Este desplazamiento es de unos 2'4 km,

que sumado al obtenido sobre el propio corte 5 para la Escama de Borín, arroja un total de 4'2 km para el total del Manto de Laviana. Dicho valor es similar al obtenido por Alvarez Marrón (1989) sobre el corte D-D'(Fig. 12), realizado inmediatamente al N del área de Riosol, y del que se extraen unos 4 km de desplazamiento para este manto.

El Manto de Caso (MC) se ha dividido en dos partes; por un lado el dúplex basal, cuyo desplazamiento puede calcularse por el método de Hossack (9'6 km) y por el otro las láminas superiores. Sobre los cabalgamientos basales de las láminas superiores del Manto de Caso, no se conservan en toda la zona de estudio ninguna rampa cabalgante, lo que impide conocer su

desplazamiento y por lo tanto el total acumulado por este manto. Conocido este problema se ha optado por asignar a las láminas superiores de este manto un desplazamiento de 13'4 km, valor obtenido para este manto por Alvarez Marrón (*op. cit.*) sobre el corte D-D' de la Fig. 12. Se ha tenido en cuenta además que el Manto de Caso no parece haber desarrollado, entre la Ventana de Río Color y la Falla de Murias, ninguna estructura lateral importante que compense hacia el S su desplazamiento. Este desplazamiento sumado al del dúplex inferior, representa la cantidad de 23 km.

El Manto de la Polinosa presenta un desplazamiento bastante moderado, que se cifra en torno a los 6 km (Fig. 36).

Nombre de la lamina o sistema de laminas		N de " horses "	Desplazamiento Km	
			D	DA
ML	Escama de la Quemada		2'4	2'4
	Escama de Borin		1'8	4'2
MC	Laminas superiores		13'4	17'6
	Duplex basal	9	9'6	27'2
MP	Duplex de la Polinosa	5	6'1	33'3
SF	Duplex de Pico la Cruz Superior	5	15'2	48'5
	Duplex de Pico la Cruz Inferior	15	8'3	56'8
	Duplex de Pico Vajarto	14	20'6	77'4
	Duplex de la Cuesta Rasa	26	18'4	95'8
	Duplex basal del Mampodre	10-13?	10'1	105'9

DESPLAZAMIENTO TOTAL	105,9
----------------------	-------

Fig. 36.- Cantidad de desplazamiento de las diferentes láminas de la UP y CCC, medida sobre el corte 5. (D) Desplazamiento (DA) Desplazamiento acumulado.

El Sistema Frontal (SF de la Fig. 36) de la UP presenta, con mucho, el mayor desplazamiento de todas las grandes láminas descritas hasta ahora. El desplazamiento total acumulado por este apretado sistema de cabalgamientos, con geometría de dúplex, se sitúa en los 72'6 km, de los cuales 23,5 corresponden al Dúplex de Pico de la Cruz, 20'6 km al Dúplex de Pico Vajarto, 18'4 al Dúplex de la Cuesta Rasa y 10'1 al Dúplex Basal del Mampodre.

El valor acumulado total de los cabalgamientos de este área (105'9 km) supera en poco más de 11 km el obtenido por Alvarez Marrón (1989), en la parte central de la UP y CCC (94 km), lo que supone un margen de variación por exceso de un 10% aproximadamente. Esta variación debe considerarse normal, si se tiene en cuenta los errores tanto por defecto como por exceso que se pueden cometer en el cálculo de la superficie de los dúplex, estructuras por otra parte presentes en ambas zonas de estudio.

Sin embargo no ha sido posible calcular el desplazamiento acumulado por los cabalgamientos en el resto de las áreas situadas al S de la rampa lateral de Murias, lo cual impide corroborar lo que parece desprenderse de la cartografía: el descenso drástico de este desplazamiento, al descender en la misma medida el nú-

mero de estructuras cabalgantes al S de esta estructura lateral.

Una vez obtenido el desplazamiento acumulado por los cabalgamientos se ha procedido a la restauración del propio corte 5, lo que ha permitido calcular el acortamiento producido en este área durante la Orogénesis Hercínica y en la que el plegamiento, como se desprende del citado corte, ha tenido una importancia mínima, traduciendo en su mayor parte en cabalgamientos. Este acortamiento, obtenido de la comparación del corte 5 (E-E' de la Fig. 12) y su restitución (Fig. 37) se sitúa en torno al 90% (93'2%) y representa un máximo para la Zona Cantábrica. En esta restauración puede observarse también como la sucesión cambro-ordovícica se acuña mucho más rápidamente hacia el E que la de áreas situadas más al N (Fig. 37), como se desprende de la comparación de la restauración del corte 5 (E) con las restauraciones de los cortes A, B, C y D (Figs. 12 y 13 de Alvarez Marrón, *op. cit.*). Por contra el Devónico-Carbonífero inferior, con espesores muy reducidos, se prolonga bastante más al E que la sucesión del Paleozoico inferior, dando lugar durante el acortamiento hercínico, al apretado sistema de cabalgamientos del Mampodre.

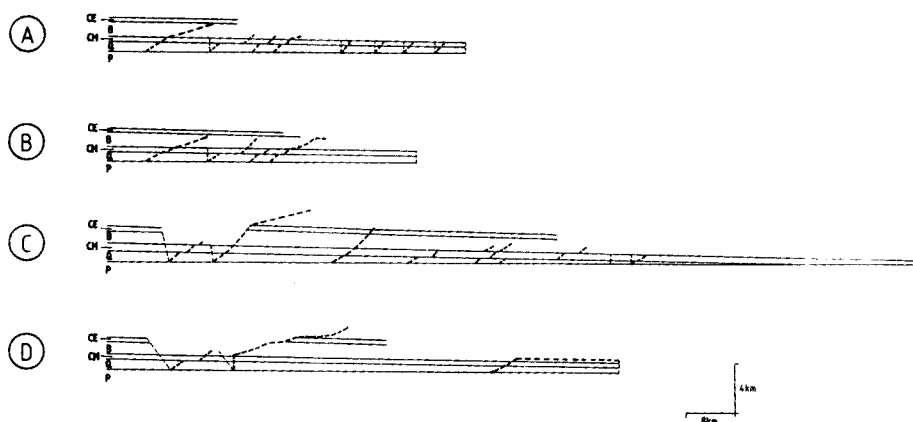


Fig. 37.— Cortes restituidos sintéticos de la UP y CCC: (A) (B) (C) y (D) según Alvarez-Marrón (1989), (E) obtenido de este estudio (posición de los cortes en la Fig. 12 y cortes compensados de los que proceden en Fig. 13). CL- Cabalgamiento de Laviana. CCa- Cabalgamiento de Caso. CPo- Cabalgamiento de la Polinosa. CM- Cabalgamiento Basal del Dúplex del Mampodre.

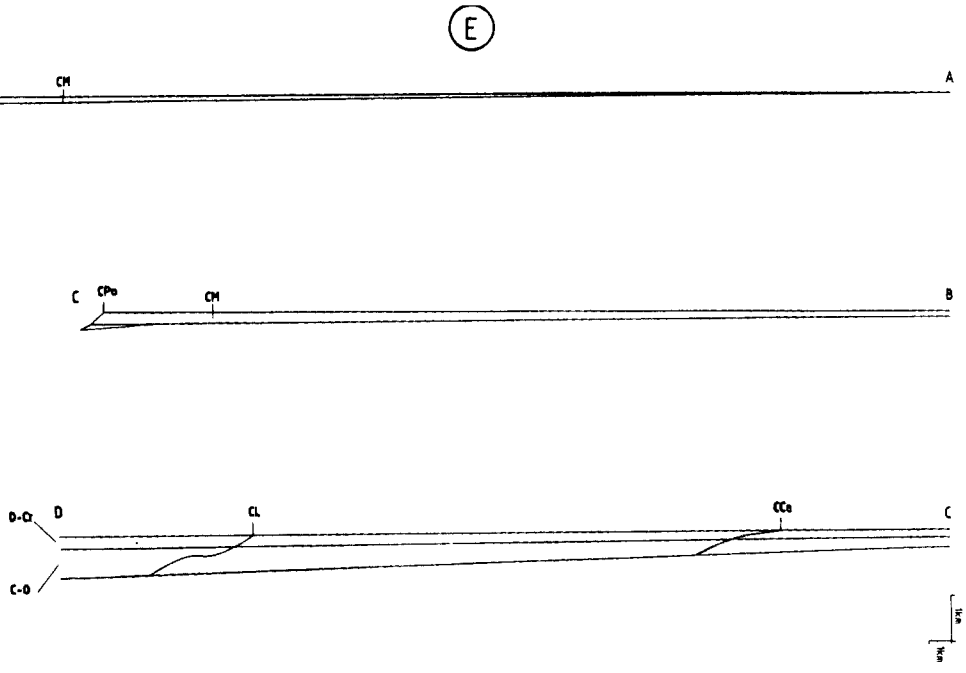


Fig. 37.- Cortes restituidos sintéticos de la UP y CCC: (A) (B) (C) y (D) según Alvarez-Marrón (1989), (E) obtenido de este estudio (posición de los cortes en la Fig. 12 y cortes compensados de los que proceden en Fig. 13). CL- Cabalgamiento de Laviana. CCa- Cabalgamiento de Caso. CPo- Cabalgamiento de la Polinosa. CM- Cabalgamiento Basal del Dúplex del Mampodre.

CABALGAMIENTOS

CA- Aves
 CAn- Anciles
 CBo- Borín
 CB(UP/PC)- Basal UP/UPC
 CC- Carangas
 CCa- Caso
 CCe- La Cerra
 CCr-Carande
 CE- Espinaredo
 CFC- Fuentes Carrionas
 CG- Gildar
 CHu- Huelde
 CL- Laviana
 CLa-Lastra
 CLl- Llerenes
 CLo- Lois
 CLP- La Puerta
 CLQ- La Quemada
 CMa- Mampodre
 CPo- Polinosa
 CPT- Peña Ten
 CR- Rioseco
 CRe- Remelende
 CRi- Ricacabiello
 CS- Sajambre
 CSi- Sigüenco
 CT- Traviesas
 CTe- Terrionda
 CTr- Trigal
 CTñ- Tendeña
 CV- Viboli
 DC- Pico de la Cruz
 DV- Pico Vajarto

PLIEGUES

1- Valdósín
 2- Tarna
 3- Penalve
 4- Remelende
 5- Aguila
 6- Lago
 7- San Justo
 8- Retuerto
 9- Polvoreda
 10- La Riega
 11- La Cruz
 12- Secadas
 13- Puebla de Lillo
 14- Cuesta Rasa
 15- Murias
 16- Ricacabiello
 17- Lois
 18- Peña Toya
 19- Ciguera
 20- La Trapa
 21- Salamón
 22- Riaño
 23- Anciles
 24- Escaro
 25- Zalambra
 26- Huelde
 27- Salio
 28- Carande
 29- Horcadás

FALLAS

FA- Arenas
 FAn- Anciles
 FC- Ciguera
 FCa- Carande
 FCn- Convento
 FCo- Cofiñal
 FF- Fontasquera
 FG- Gilbo
 FH- Huelde
 FL- León
 FLC- Los Cantos
 FLL- Llesba
 FM- Murias
 FN- Nijajo
 FO- Orones
 FP- Porma
 FPM- Pico La Mora
 FPT- Peña Ten
 FS- Solle
 FSA- Sajambre
 FSe- Señales
 FSP- San Pelayo
 FT- Tarna
 FV- Ventaniella

UNIDADES ZC

CCC- Cuenca Carbonífera
 Central
 UP- Ponga
 UPC- Pisuerga-Carrión

MANTOS

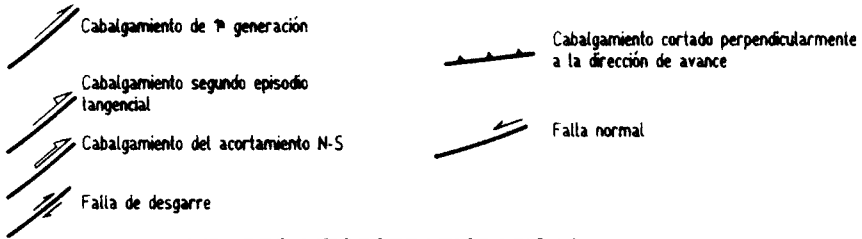
MB- Barruelo
 MB- Beleño
 MBo- Bodón
 MC- Caso
 MF- Forcada
 MF- Fuentes Carrionas
 ML- Laviana
 MP- Polinosa
 MR- Riosol
 MV- Valdeón
 SF- Sistema Frontal

**LAMINAS ALOCTONAS
 ESCAMAS/DUPLEXES**

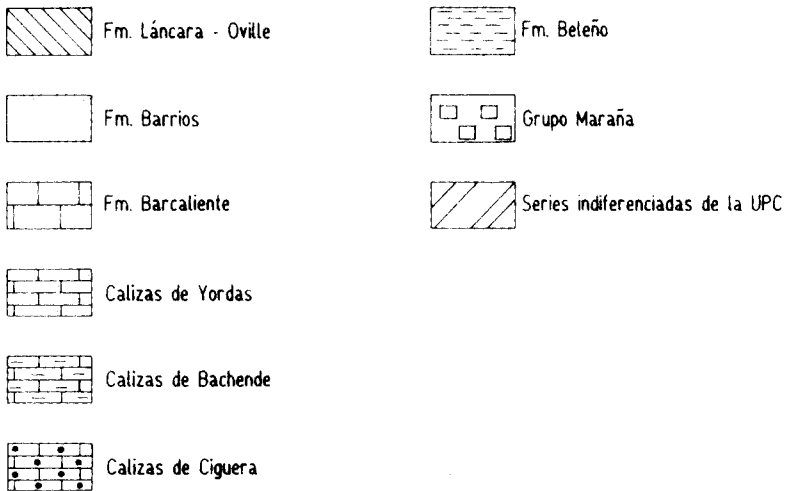
E1- Lois
 E2- La Quemada
 E3- Llerenes
 E4- Borín
 E5- La Puerta
 E6- Espinaredo
 E7- Viboli
 E8- Tarna
 E9- La Lastra
 E10- La Cerra
 E11- Dúplex del Mampodre
 E12- Señales
 E13- Dúplex. de los Beyos
 E14- Fuentes Carrionas (UPC)
 E15- Carande

TABLA I

SIMBOLOS



UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS



TRAMAS DE LAMINAS ALOCTONAS

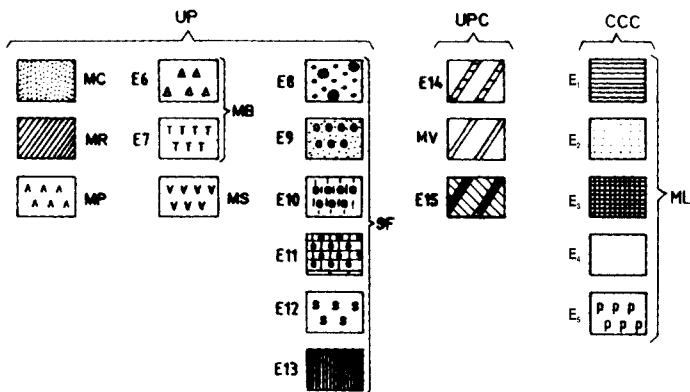


TABLA II

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por los proyectos 80/105 del ITGE y el GEO-89-372C-02-01 de la CICYT. Agradezco la lectura crítica del

trabajo original realizada por los Drs. Fernando Bastida y Pedro Farias, lo que ha permitido mejorar sustancialmente el resultado final.

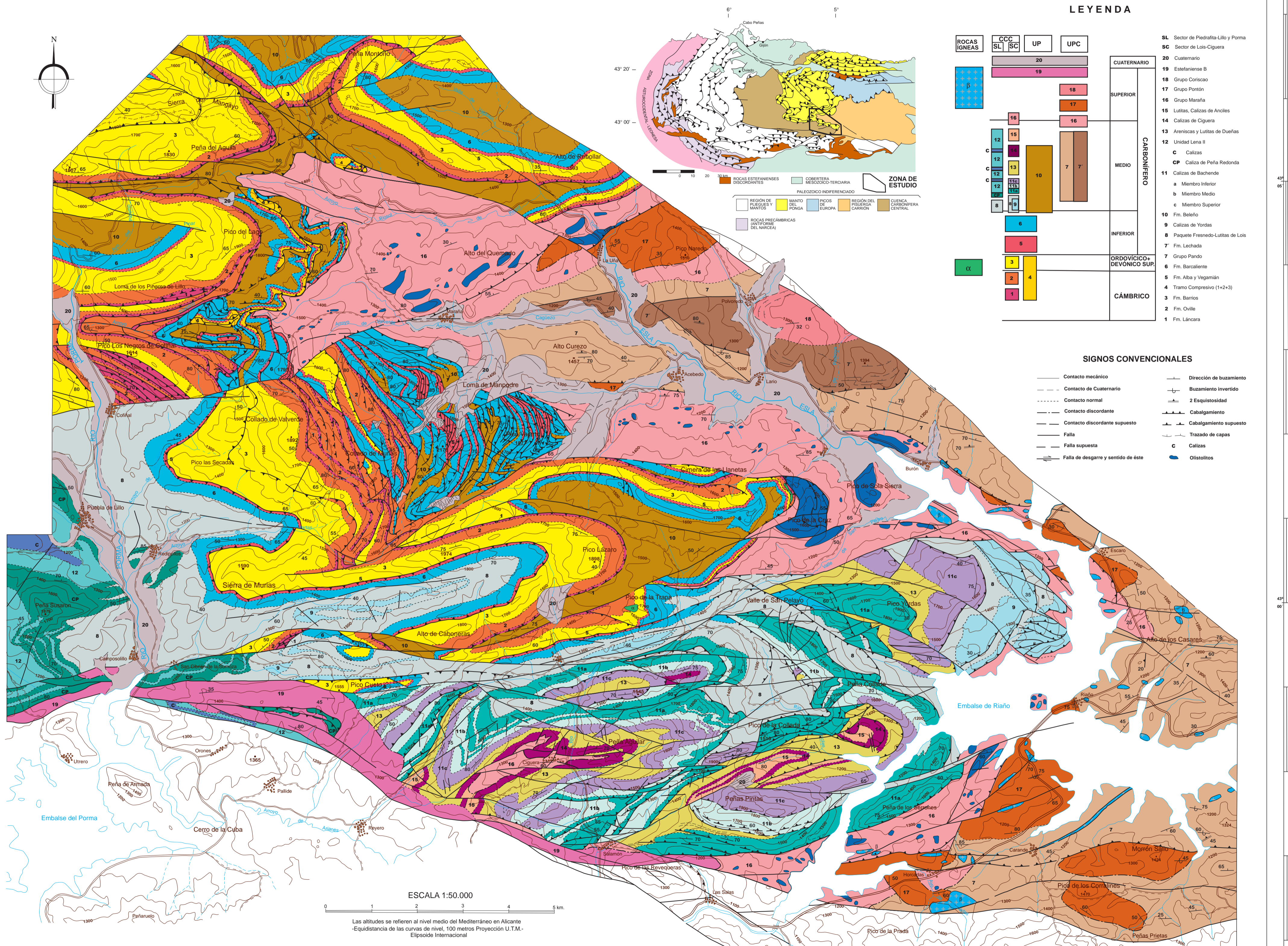
BIBLIOGRAFIA

- ADRICHEM-BOOGAERT, H.A. van, BREIMER, A., KRANS, T.H.F. y SJERP, N. (1963).- A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (Province of León, Spain). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 70, 131-135.
- ALLER, J. (1986). *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio, 180 pp.
- ALONSO, J.L. (1987).- *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica. NO de España)*. Diputación Provincial de León. Instituto Fray Bernardino de Sahagún (CSIC), 275 pp.
- ALVAREZ-MARRÓN, J. (1989).- *La estructura geológica de la Región del Ponga*. (Zona Cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. 223 pp. (Inédita).
- ALVAREZ-MARRÓN, J.; HEREDIA, N. y PÉREZ-ESTAUN, A. (1989).- Mapa Geológico de la Región del Ponga a E. 1: 100.000. *Trabajos de Geología* Univ. de Oviedo, 18, 127-135.
- ALVAREZ-MARRÓN, J. Y PÉREZ-ESTAUN, A. (1988).- Thin skinned tectonics in the Ponga Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Geol. Rundschau*, 77/2, 539-550.
- BARBA, P.; HEREDIA, N. y VILLA, E. (1991).- Estratigrafía y edad del Grupo Lena en el Sector de Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central, NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (1-2), 61-77.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J.A. (1979).- Aproximación a la mecánica de los cabalgamientos en el contexto general de la deformación en el NW de la Península Ibérica. In: *Homenaje a Lluís Solé i Sabarís*. *Acta. Geol. Hisp.*, 14, 135-142.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J.A. (1984).- Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Bol. Inst. Geol. Min. España*. XCV-VI, 517-739.
- BOYER, S.E. y ELLIOTT, D. (1982).- Thrust systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 1196-1230.
- BUTLER, R.W.H. (1982).- The terminology of structures in thrust belts. *Jour. Struct. Geol.*, 4 (3), 239-245.
- COOPER, M.A. (1983).- The calculation of bulk strain in oblique and inclined balanced sections. *Jour. Struct. Geol.*, 5 (2), 161-165.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1969).- Balanced cross sections. *Can. Jour. Earth Sci.*, 6, 727-735.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1970).- Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18, 332-406.
- DENNIS, J.G.; PRICE, R.A.; SALES, K.K.; HATCHER, R.; BALLY, A.W.; PERRY, H.P.; LAUBSCHER, R.E.; WILLIAMS, R.E.; ELLIOTT, D.; NORRIS, D.K.; HUTTON, D.W., y EMMETT, T. (1981).- What is a Thrust?. In: *Thrust and Nappe Tectonics*. K. R. Mc CLAY and N. J. PRICE (Eds.). Spec. Publ. Geol. Soc. London, 9, 7-9.
- HEREDIA, N. (1991).- Estructura geológica de la región del Mampodre y áreas adyacentes (Zona Cantábrica). *Tesis Doctorales. Serv. Publ. Univ. Oviedo, Microfichas*, 320 pp.
- HEREDIA, N. y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (1988).- Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Cobaltes-Tanes (Asturias, NO de España). *Bol. Geol. Min., XCIC*, (2), 213-219.
- HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. y WAGNER, R. H. (1990).- Carboniferous of the Palenian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. DALLMEYER y E. MARTINEZ-GARCIA (Eds.). Springer-Verlag, 33-38.
- HOSSACK, J.R. (1979).- The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction. A review. *Jour. Geol. Soc. London*, 5 (2), 103-111.
- JULIVERT, M. (1971).- Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Science*. 270, (1), 1-29.
- JULIVERT, M. y ARBOLEYA, M. L. (1984).- A geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt: the cantabrian nappes (Hercynian Chain, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 6, 499-519.
- LOTZE, F. (1945).- Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12. (Trad. por J.M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los varisícides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166).
- MARCOS, A. y PULGAR, J. (1982).- An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland and thrust belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), 256-260.
- MORLEY, C.K. (1984).- Out-off-sequence thrust. *Abstracts Colloque Chevauchement et Deformation*, Toulouse, 74 pp.

- MORLEY, C.K. (1986).- A classification of thrust fronts. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70 (1), 12-25.
- PÉREZ-ESTAUN, A. y BASTIDA, F. (1990).- Cantabrian Zone Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ-GARCIA (Eds.). Springer-Verlag, 55-68.
- PÉREZ-ESTAUN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J.L.; MARQUINEZ, J.; ALLER, J.; ALVAREZ-MARRÓN, J.; MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1988) .- A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc.). *Tectonics*. 7(3), 517-537.
- RICH, J.L. (1934).- Mechanics of low angle overthrusting faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 18, 1.584-1.596.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1987).- La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, 207-229.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. y HEREDIA, N. (1988).- Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: El ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N.O. de España). *II Cong. Geológico de España. Vol. Simposios: Cinturones orogénicos*. Granada. IGME. 65-74.
- SJERP, N. (1967).- The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 39, 55-128.
- THOMPSON, R. I. (1979).- A structural interpretation across part of the northern Rocky Mountains, British Columbia, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, 16 (6), 1.228-1.241.
- WOODCOCK, N. H. y FISCHER, M. (1986).- Strike-slip duplexes. *Jour. Struct. Geol.*, 8 (7), 725-735.

MAPA 1

MAPA GEOLÓGICO DE LA TERMINACIÓN MERIDIONAL DE LAS UNIDADES DEL PONGA
Y CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL (ZONA CANTÁBRICA)
N. HEREDIA -1991-



LEYENDA

ROCAS IGNEAS		CCG	UP	UPC	CUATERNARIO	
SL	SC					
[Symbol]		20			CUATERNARIO	
[Symbol]		19			SUPERIOR	
[Symbol]		18			MEDIO	
[Symbol]		17			INFERIOR	
[Symbol]		16			ORDOVÍCICO+DEVÓNICO SUP.	
[Symbol]		15			CÁMBRICO	
[Symbol]		14				
[Symbol]		13				
[Symbol]		12				
[Symbol]		11c				
[Symbol]		11b				
[Symbol]		11a				
[Symbol]		10				
[Symbol]		9				
[Symbol]		8				
[Symbol]		7				
[Symbol]		6				
[Symbol]		5				
[Symbol]		4				
[Symbol]		3				
[Symbol]		2				
[Symbol]		1				

SIGNOS CONVENCIONALES

- Contacto mecánico
- - - Contacto de Cuaternario
- - - Contacto normal
- - - Contacto discordante
- - - Contacto discordante supuesto
- Falla
- - - Falla supuesta
- Falla de desgarre y sentido de éste
- Dirección de buzamiento
- Buzamiento invertido
- 2 Esquistosidad
- Cabalgamiento
- Cabalgamiento supuesto
- Trazado de capas
- C Calizas
- Olistolitos

ESCALA 1:50.000

Las altitudes se refieren al nivel medio del Mediterráneo en Alicante
-Equidistancia de las curvas de nivel, 100 metros Proyección U.T.M.-
Elipsoide Internacional

