



Departamento de Geología
Universidad de Oviedo



Sociedad Geológica
de España



Instituto Tecnológico
Geominero de España

ESTRUCTURA DE LAS UNIDADES ORIENTALES DE LA ZONA CANTABRICA

Guía de campo

**V REUNION DE LA COMISION DE TECTONICA
RIAÑO, 4 - 6 OCT. 1993**

**ESTRUCTURA DE LAS UNIDADES ORIENTALES
DE LA ZONA CANTABRICA
Guía de campo**

**V REUNION DE LA COMISION DE TECTONICA DE LA SOCIEDAD
GEOLOGICA DE ESPAÑA**

RIAÑO 4-6 Oct. 1993

Alonso, J.L.¹; Alvarez-Marrón, J.¹; Farias, P.¹; Heredia, N.²

1. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.
2. Instituto Tecnológico Geominero de España.

INDICE

LISTA DE FIGURAS

INTRODUCCION	1
GEOLOGIA DE LA ZONA CANTABRICA	1
OBJETIVOS	5
PARADAS DIA 5	11
GEOLOGIA DE LA UNIDAD DEL ESLA	11
Parada 1. Camino de Corniero a Primajas	15
GEOLOGIA DE LA UNIDAD DEL PISUERGA-CARRION	18
Parada 2. Presa de Riaño	20
GEOLOGIA DE LA UNIDAD DE PICOS DE EUROPA	22
Parada 3. Mirador de Piedrashitas	24
Parada 4. Posada de Valdeón	24
Parada 5. Carretera de Caín	26
PARADAS DIA 6	28
GEOLOGIA DE LA UNIDAD DEL PONGA	28
Parada 6. Pista forestal del Pico Ricacabiello	34
Parada 7. Puerto del Pontón	39
Parada 8. Soto de Sajambre	39
Parada 9. Viego	40
Parada 10. Carangas	41
BIBLIOGRAFIA	43
MAPA GEOLOGICO	46
LEYENDA DEL MAPA GEOLOGICO	47

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. - Esquema tectónico de la Zona Cantábrica mostrando las unidades cabalgantes mayofes (Julivert, 1967, modificado) y localización de la zona objeto de esta guía de campo.

Fig. 2. - Corte geológico a través de la Zona Cantábrica mostrando la tectónica de despegue de edad varisca (Pérez-Estaún et al., 1988). U.P.C., Unidad del Pisuerga-Carrión .

Fig. 3. - Columnas estratigráficas sintéticas de las diversas unidades de la Zona Cantábrica.

Fig. 4. - Restauración palinspástica de un corte E-W a través de la Zona Cantábrica (Marcos y Pulgar, 1982).

Fig. 5.- Esquema estructural de la ZC mostrando los principales cabalgamientos variscos, fallas normales mesozoicas y cabalgamientos alpinos, así como la traza de los cortes geológicos de la Fig. 6. (Alonso *et al.*, en prensa).

Fig. 6.- Cortes geológicos N-S a través de la Cordillera Cantábrica. 1, sentido de movimiento de los cabalgamientos variscos; 2, sentido de movimiento de las fallas normales mesozoicas; 3, sentido de movimiento de los cabalgamientos alpinos; UF, Falla de Ubierna; VF, Falla de Ventaniella; SGF, Falla de Sabero-Gordón; LLF, Falla de Llanera; CF, Falla de Cabuérniga. (Alonso *et al.*, en prensa).

Fig. 7.- Situación geográfica de las paradas e itinerarios de la excursión.

Fig. 8.- Mapa geológico de la Unidad del Esla. A-B, situación del corte geológico de la Fig. 10. (Alonso, 1987).

Fig. 9.- (a) Esquema estructural de la Unidad del Esla. (b) y (c) Trazas axiales de los pliegues desarrollados respectivamente sobre las rampas cabalgantes del Manto del Esla y de los duplexes de Primajas y Pardaminos (Alonso, 1987).

Fig. 10.- (a) Corte geológico en la dirección de transporte tectónico de los cabalgamientos de la Unidad del Esla; la localización del corte y su leyenda se indican en la Fig. 8. (b) Corte simplificado mostrando las diferentes láminas y sistemas de láminas. (c) Restauración del corte (a). (Alonso, 1987).

Fig. 11.- Vista panorámica de parte del Duplex de Primajas. F.T., cabalgamiento muro del duplex; P.T., cabalgamiento perteneciente al Duplex de Pardaminos.

Fig. 12.- Esquema litoestratigráfico de la Unidad del Pisuerga-Carrión, con la edad de emplazamiento de los diferentes mantos y unidades que la circundan (Heredia, 1991).

Fig.13.- Esquemas mostrando la relación entre la Falla de León y las unidades alóctonas circundantes. A) Alonso (1987). B) Detalle de la anterior, tomada de Heredia (1991). FLL- Falla de Cofiñal, FM- Falla de Múrias, FV- Falla de Ventaniella, FL- Falla de León. a) Cabalgamientos ligados al desplazamiento hacia el E de la Unidad del Ponga y de la Cuenca Carbonífera Central. b) otras fallas.

Fig. 14 .- Esquema Tectónico de la parte occidental de la Unidad de los Picos de Europa y cortes geológicos N-S que muestran la estructura del sistema imbricado.

Fig. 15- Aspecto general del Duplex de Pambuches.

Fig. 16- Esquema de las estructuras menores asociadas al cabalgamiento basal de la Unidad de los Picos de Europa que se observan en la carretera de Posada de Valdeón a Caín.

Fig. 17.- Esquema estructural de la Unidad del Ponga (Alvarez Marrón, 1989; Heredia, 1991).

Fig.18.- Cortes geológicos 1y 2 de la parte central de la Unidad del Ponga. Localización en fig. 17 (Alvarez Marrón , 1989)

Fig.19.-Cortes geológicos 3 y 4 de la parte central de la Unidad del Ponga. Localización en fig. 17 (Alvarez Marrón , 1989)

Fig. 20.- Cortes geológicos de la parte S de la Unidad del Ponga (Heredia. 1991, Heredia *et al.*, 1991)

Fig. 21.- Esquema estructural mostrando los diferentes duplexes del Duplex del Mampodre. A) Duplex Inferior del Mampodre B) Duplex de la Cuesta Rasa C) Duplex de Pico Vajarto D) Duplex de Pico de la Cruz. (Heredia, 1991)

Fig. 22.- Corte Geológico transversal de la parte S de la Unidad del Ponga (Heredia 1991)

Fig.23.- Mapa de direcciones de emplazamiento de la Unidad del Ponga (Alvarez Marrón, 1989, Heredia, 1991).

Fig. 24.- Mapa Geológico del Duplex de la Cuesta Rasa (Heredia, 1991)

Fig. 25.- Esquema de la ladera E del Pico Niajo en el Valle de Sajambre. Se observan un conjunto de escamas de formación Barcaliente plegadas en antiformal y cortadas en el SE por una falla inversa posterior.

Fig.26. Esquema de la estructura observada cerca de Viego a techo de la Formación Barcaliente y proyección estereográfica mostrando la posición de ejes de pliegues y el plano de cabalgamiento.

Fig.27.- Mapa Geológico de los alrededores del Río Ponga (Alvarez Marrón, 1989).

INTRODUCCION

GEOLOGIA DE LA ZONA CANTABRICA

J.L. Alonso y J. Alvarez-Marrón

La Zona Cantábrica (ZC) constituye la zona externa de la Cordillera Varisca del NO de la Península Ibérica (Lotze, 1945), y se sitúa en el núcleo del arco que dibujan las trazas de las estructuras mayores (fig. 1). Está limitada al Oeste por el Antiforme del Narcea, una estructura varisca que da lugar al afloramiento de rocas precámbricas. Los límites Norte, Sur y Este de la ZC no son límites variscos; están representados por la discordancia de la cobertera mesozoico-terciaria que, junto al basamento paleozoico, están involucrados en la deformación alpina. La estructura de la ZC es por tanto el resultado de la superposición de las orogenias varisca y alpina, entre las que se intercaló una tectónica extensional durante los tiempos mesozoicos. No obstante, la deformación alpina produjo esencialmente un levantamiento del basamento paleozoico y la reactivación de las estructuras previas, por lo que la gran mayoría de las estructuras actualmente visibles en la ZC tuvieron su origen en la deformación varisca.

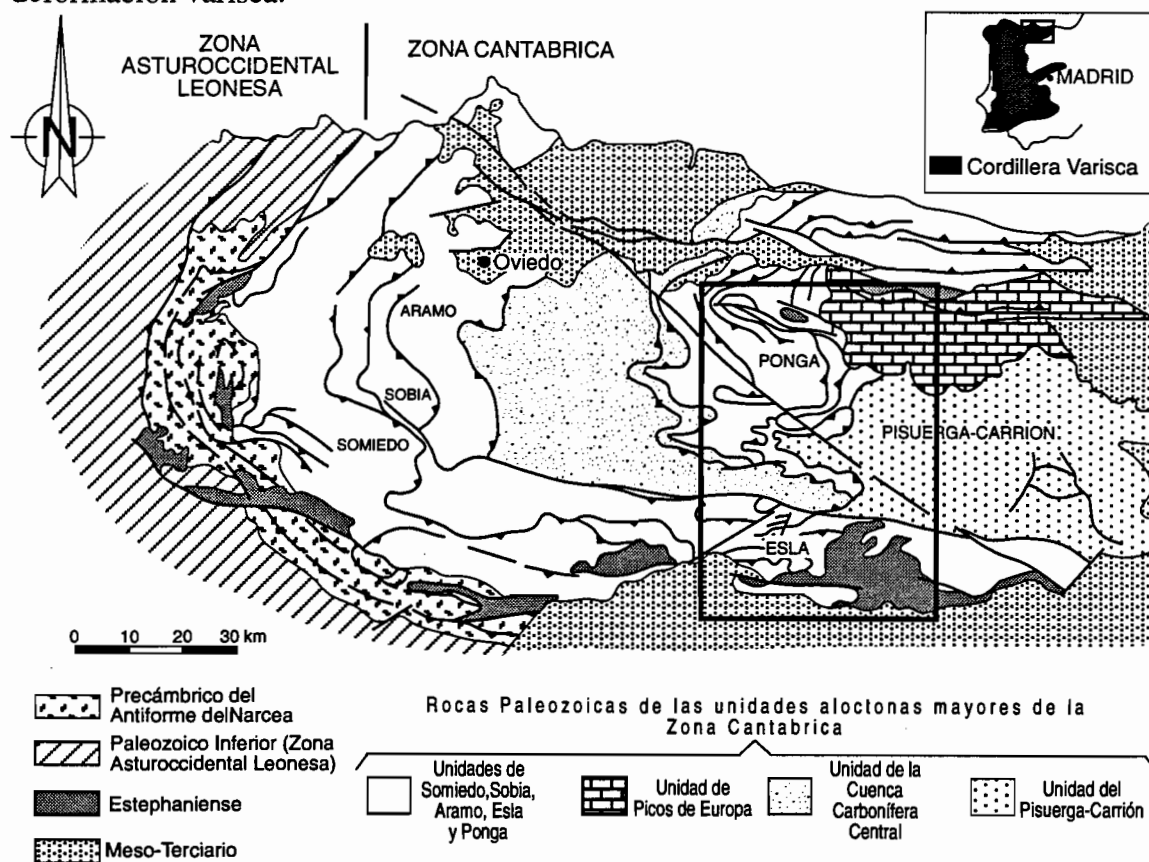


Fig. 1. - Esquema tectónico de la Zona Cantábrica mostrando las unidades cabalgantes mayores (Julivert, 1967, modificado) y localización de la zona objeto de esta guía de campo.

En la Zona Cantábrica, la deformación varisca tuvo lugar en condiciones superficiales dada la falta de deformación interna y metamorfismo generalizados en las rocas. Se trata de una tectónica de despegue ("thin-skinned") (Julivert, 1971), con un cabalgamiento basal que se inclina unos 3° hacia el Oeste (Pérez-Estaún *et al.*, en prensa)(fig. 2). En superficie puede verse el rellano de bloque superior correspondiente al cabalgamiento basal de las unidades alóctonas mayores, situado generalmente en la base de una formación carbonatada del Cámbrico Inferior-Medio. Los cabalgamientos presentan, en general, una geometría escalonada en 3D con rampas y rellanos a diferentes alturas de la sucesión estratigráfica. Pueden distinguirse varias unidades alóctonas mayores (fig. 1) con direcciones de emplazamiento convergentes hacia el centro del arco (Julivert y Arboleya, 1986); en que medida esta disposición centrípeta se produjo a consecuencia del movimiento rotacional de los mantos o durante un episodio posterior de cierre del arco es un tema controvertido, así como el sentido dextrógiro o sinistrógiro del movimiento rotacional de los mantos (Perez-Estaún *et al.*, 1988; Hirt *et al.*, 1992). Además de los cabalgamientos existen dos sistemas de pliegues a escala cartográfica, denominados longitudinales y radiales (Julivert y Marcos 1973) por su disposición paralela y transversal al trazado de los cabalgamientos; estos dos sistemas de pliegues se interpretan, respectivamente, como pliegues frontales y laterales asociados a los cabalgamientos, aunque muchos de ellos han sido considerablemente reapretados después del emplazamiento de la lámina con la cual están relacionados (Bastida *et al.*, 1984; Alonso, 1987; Alvarez Marrón y Perez-Estaún, 1988). En algunas áreas, los pliegues radiales muestran características de pliegues "buckling" originados por acortamiento N-S (Rodríguez-Fernández, 1992).

En la Zona Cantábrica existe una secuencia casi completa de rocas paleozoicas (fig. 3), las cuales se disponen discordantemente sobre las rocas precámbricas del Antiforme del Narcea (Lotze, 1956). Una buena comprensión del significado global de la sucesión paleozoica la proporciona una restauración palinspástica de un corte E-O a través de toda la ZC (fig. 4)(Marcos y Pulgar, 1982). Dicha restauración ilustra bien la existencia de dos unidades tectonosedimentarias: una secuencia preorogénica y una sinorogénica. La secuencia preorogénica consiste en una alternancia de rocas carbonatadas y siliciclásticas principalmente en facies marinas someras depositadas en el margen del continente de Gondwana. La edad de estas rocas está comprendida entre el Cámbrico Inferior y el Carbonífero inferior. Esta secuencia presenta espesores de más de 3000 m en su extremo occidental y se adelgaza hacia el Este debido a una discordancia de edad Devónico superior. La secuencia sinorogénica es de edad Carbonífero Superior y consta de un tramo inferior de carácter marino y un tramo superior de carácter continental; el diacronismo de la base de la sucesión sinorogénica

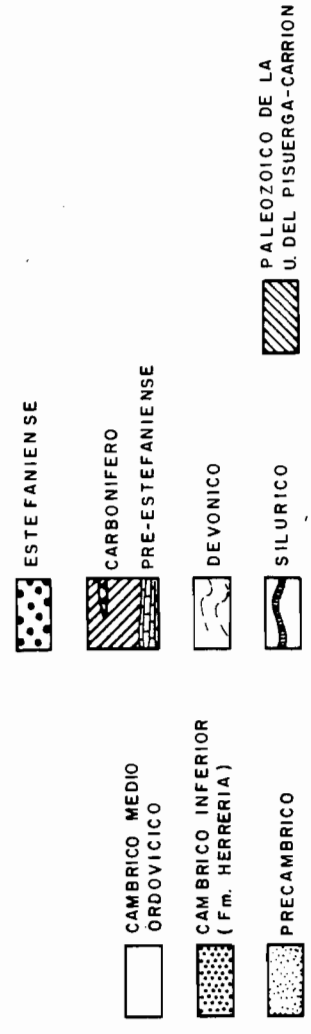
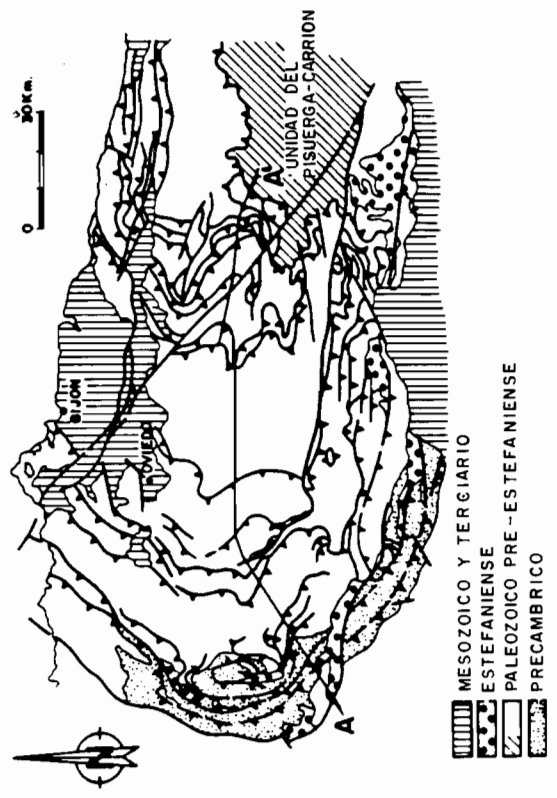
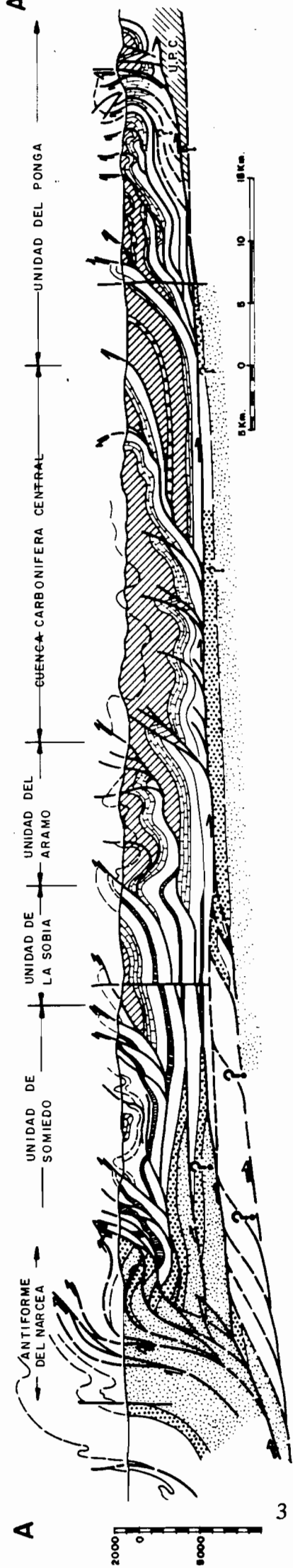


Fig. 2. - Corte geológico a través de la Zona Cantábrica mostrando la tectónica de despegue de edad varisca (Pérez-Estaún et al., 1988). U.P.C., Unidad del Pisuerga-Carrión.

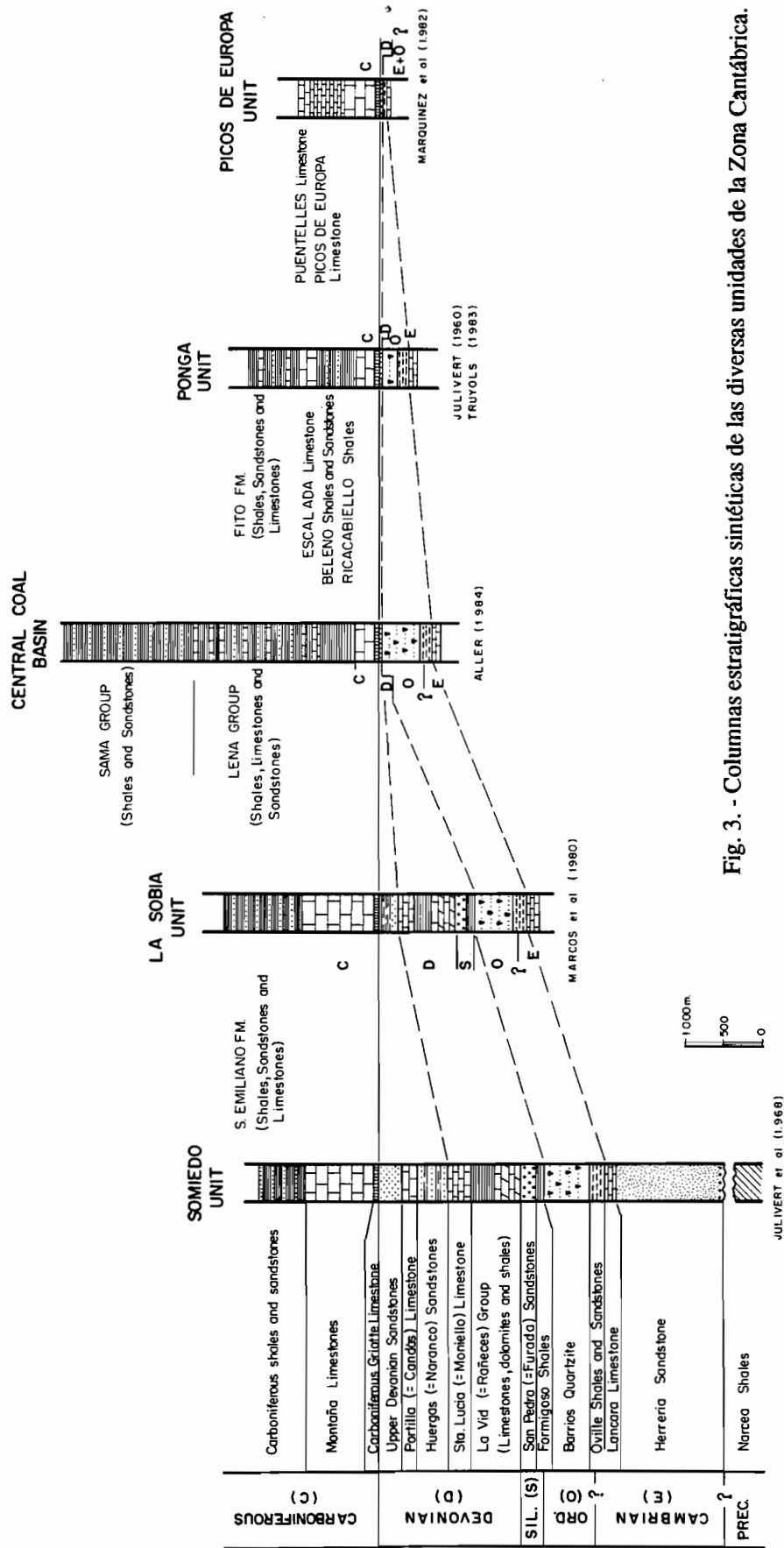


Fig. 3. - Columnas estratigráficas sintéticas de las diversas unidades de la Zona Cantábrica.

y la progradación de las facies continentales hacia el E, atestiguan la migración de la deformación en este sentido (Julivert, 1978). Esta sucesión sinorogénica está constituida por varias cuñas clásticas que datan el emplazamiento de las diversas unidades alóctonas mayores de la Zona Cantábrica (Marcos y Pulgar, 1982); las cuñas se adelgazan hacia el Este y presentan espesores máximos de unos 7 km (fig.4).

La Zona Cantábrica contiene además estructuras postvariscas. El ciclo alpino comienza con una etapa extensional Permotriásica (Lepvrier y Martínez García, 1990; Espina, 1992) y otra de edad Jurásico Superior-Cretácico inferior. En la Zona Cantábrica, la orogenia alpina involucra al basamento varisco y la cobertera mesozoica no desarrolla una tectónica de despegue; la estructura alpina de la Zona Cantábrica se muestra en la (fig.6) y puede interpretarse en términos de pliegues de flexión de falla ("fault-bend folds" de Suppe, 1983); así, el levantamiento de la cordillera es explicado mediante un cabalgamiento con una larga rampa, cuyo desplazamiento es menor que la longitud de dicha rampa. Este desplazamiento estaría consumido hacia adelante por acortamiento longitudinal de la lámina (Pulgar y Alonso, en prensa), lo que implica un comportamiento no rígido del basamento, atestado por las relaciones estructurales entre basamento y cobertera; en efecto, a escala cartográfica, la deformación alpina de la ZC consistió mayormente en la reactivación de pliegues y cabalgamientos hercinianos y en la inversión de algunas de las fallas extensionales mesozoicas (figs. 5 y 6). En la ZC se generaron dos cuencas sinorogénicas durante la deformación alpina: la parte septentrional de la cuenca del Duero, que representa el "foreland basin" de la Cordillera Cantábrica, y la Cuenca de Oviedo, que presenta las características de una "piggy back basin" (Alonso *et al.*, en prensa) (fig.6).

OBJETIVOS

El objetivo central de la excursión es el reconocimiento de las estructuras características de la deformación varisca en las regiones orientales de la Zona Cantábrica. Se excluye la Región del Pisuerga-Carrión, de la que solo se hará una breve introducción, ya que presenta algunos rasgos estructurales peculiares que sugieren una tectónica gravitacional (Frankenfeld, 1983; Marquinez y Marcos, 1984; Rodríguez Fernández, 1992); esto difiere del resto de las estructuras de la ZC, que pueden explicarse como el resultado directo de la compresión subhorizontal de una cuña orogénica.

La geometría de cabalgamientos individuales o de asociaciones de cabalgamientos se ilustra en casi todas las paradas, que incluyen la visita a varios duplexes, algunos de ellos en posiciones inhabituales (Primajas, Mampodre)

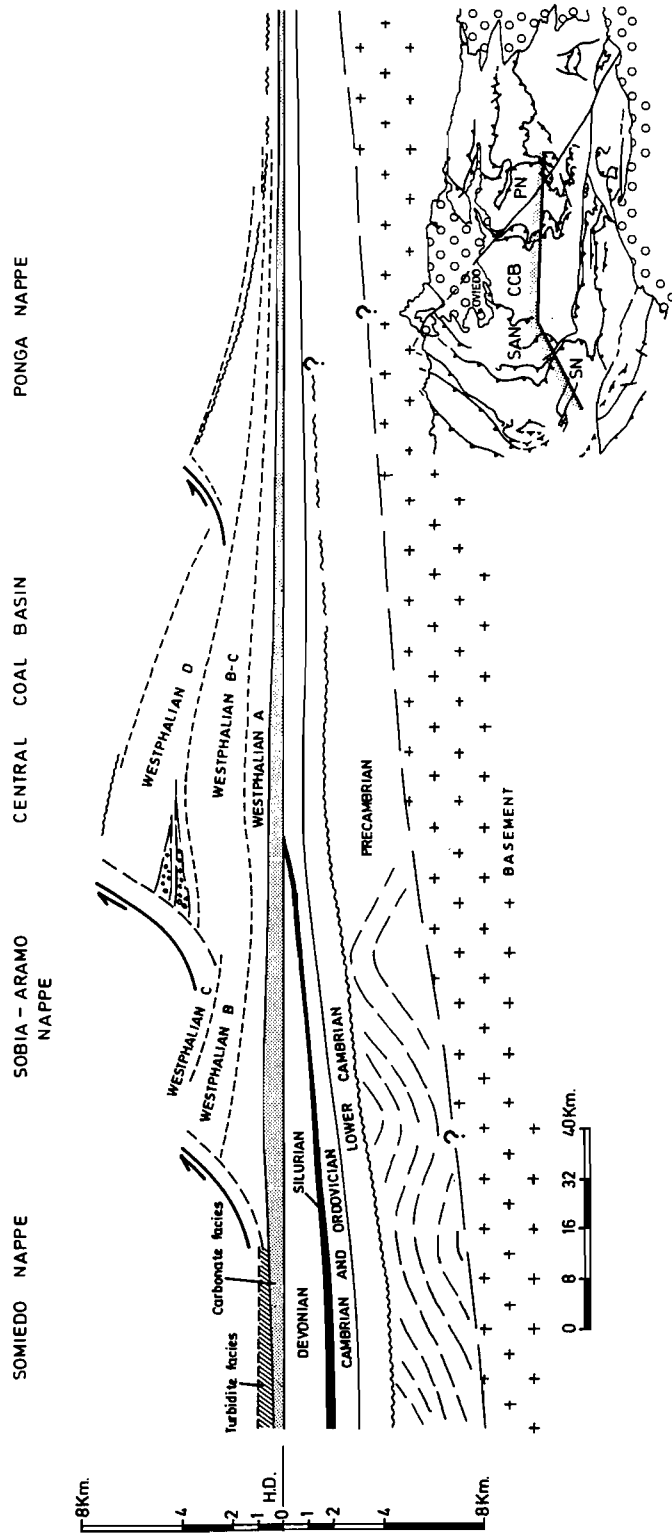


Fig. 4. - Restauración palinspástica de un corte E-W a través de la Zona Cantábrica (Marcos y Pulgar, 1982).

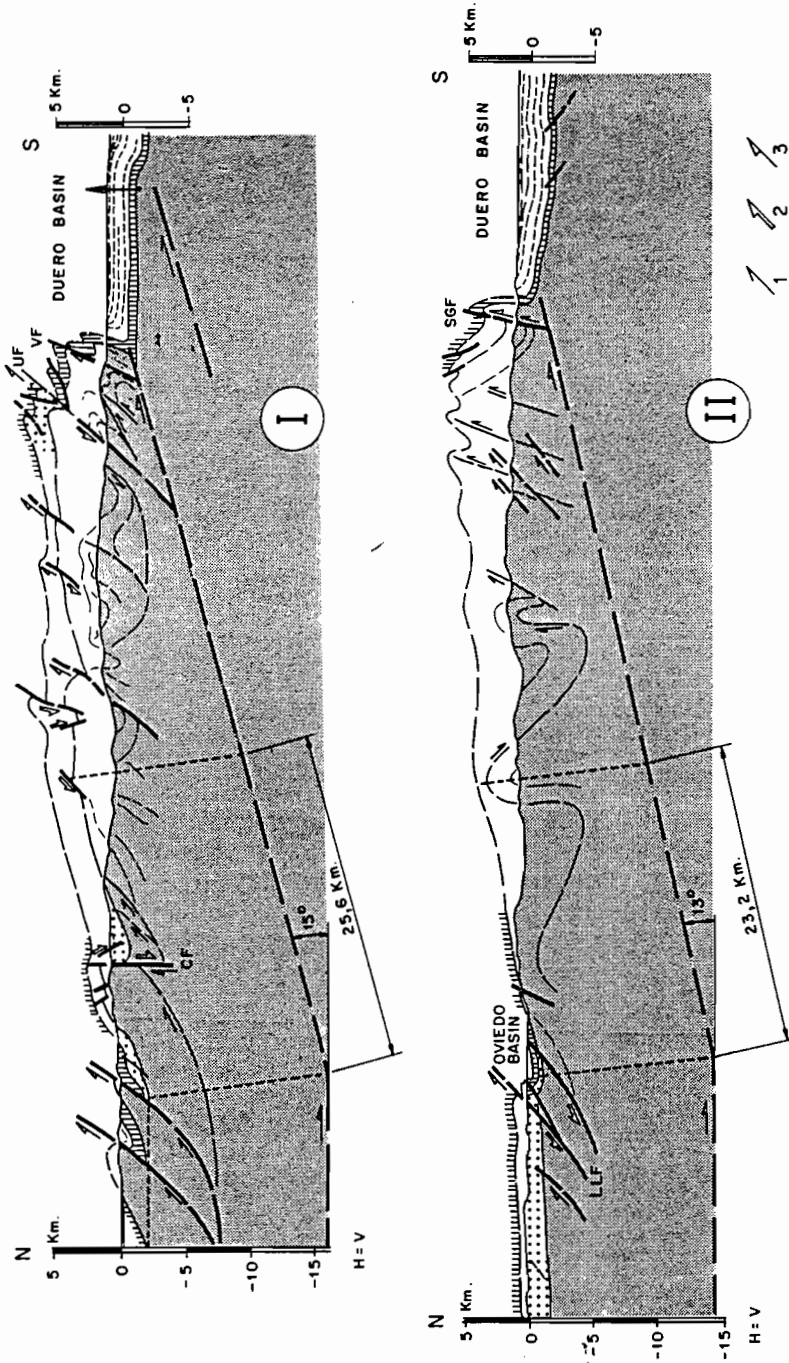


Fig. 6.- Cortes geológicos N-S a través de la Cordillera Cantábrica. 1, sentido de movimiento de los cabalgamientos variscos; 2, sentido de movimiento de las fallas normales mesozoicas; 3, sentido de movimiento de los cabalgamientos alpinos; UF, Falla de Ubierna; VF, Falla de Ventaniella; SGF, Falla de Sabero-Gordón; LLF, Falla de Llanera; CF, Falla de Cabuérniga. (Alonso *et al.*, en prensa).

desconocidas fuera de la ZC. Por otro lado, en algunas de las localidades visitadas puede observarse la geometría de pliegues asociados a cabalgamientos, sobre todo de los desarrollados sobre rampas de bloque superior. Otras paradas ofrecen una panorámica amplia de los cabalgamientos delanteros de grandes unidades cabalgantes, que cobijan series olistostrómicas espectaculares. La situación geográfica de las diferentes paradas y los itinerarios que se seguirán se muestran en la fig. 7.

PARADAS ° DIA 5

GEOLOGIA DE LA UNIDAD DEL ESLA

J.L. Alonso

La Unidad del Esla, situada al Sur de la Zona Cantábrica (fig. 1), posee características estructurales que la diferencian de las unidades vecinas, el Domo de Valsurvio al Este y las unidades de Bodón y Correcillas al Oeste. Al Sur está limitada por la cobertera Mesozoico-terciaria de la Cuenca del Duero y al Norte por la Falla de León.

En la parte occidental de la región aflora la sucesión paleozoica preorogénica, repetida por numerosos cabalgamientos (fig. 8), con un modelo de afloramiento que en buena parte del área es próximo al perfil de las estructuras, por lo que ilustra muy bien la geometría de las mismas y las relaciones entre pliegues y cabalgamientos (fig. 9). En la parte oriental aflora la sucesión sinorogénica, en parte cobijada por las láminas tectónicas y en parte dispuesta sobre ellas (fig.8); esta sucesión presenta diversas discordancias que, junto a los criterios geométricos de superposición de estructuras, permiten determinar el desarrollo progresivo de cabalgamientos y pliegues (Alonso, 1985).

En la fig.10 se muestra un corte geológico construido en la dirección de movimiento de los cabalgamientos. Esta dirección de transporte, hacia el NE, ha sido deducida a partir de estructuras menores presentes en las rocas de falla del Manto del Esla y de elementos geométricos tales como líneas de corte y ejes de pliegues considerados frontales (Arbolea, 1978, 1981; Alonso, 1985). Dicho corte, y también el mapa geológico, muestran el apilamiento de las diferentes láminas tectónicas (fig.9 y 10b); la lámina superior es el Manto del Esla (Sitter, 1959, 1960); este manto se apoya sobre el Manto de Corniero y el Duplex de Pico Jano, y más abajo se sitúan la Escama de Valbuena y los duplexes de Primajas y Pardominos, este último con forma de apilamiento antiformal (Alonso,1985).

El corte está equilibrado y su restitución se muestra en la fig. 10c, donde se observan las dimensiones originales de la cuenca y la geometría de los cabalgamientos durante su propagación. El nivel de despegue de estas láminas se sitúa generalmente en la base de la Formación Láncara, excepto en los duplexes de Pardominos y Pico Jano, cuyos cabalgamientos muros se localizan respectivamente en la base de la Formación Herrería y en Formación Alba. El desplazamiento acumulado por el conjunto de los cabalgamientos de la Unidad del Esla puede estimarse en unos 90 Km. (Alonso, 1985).

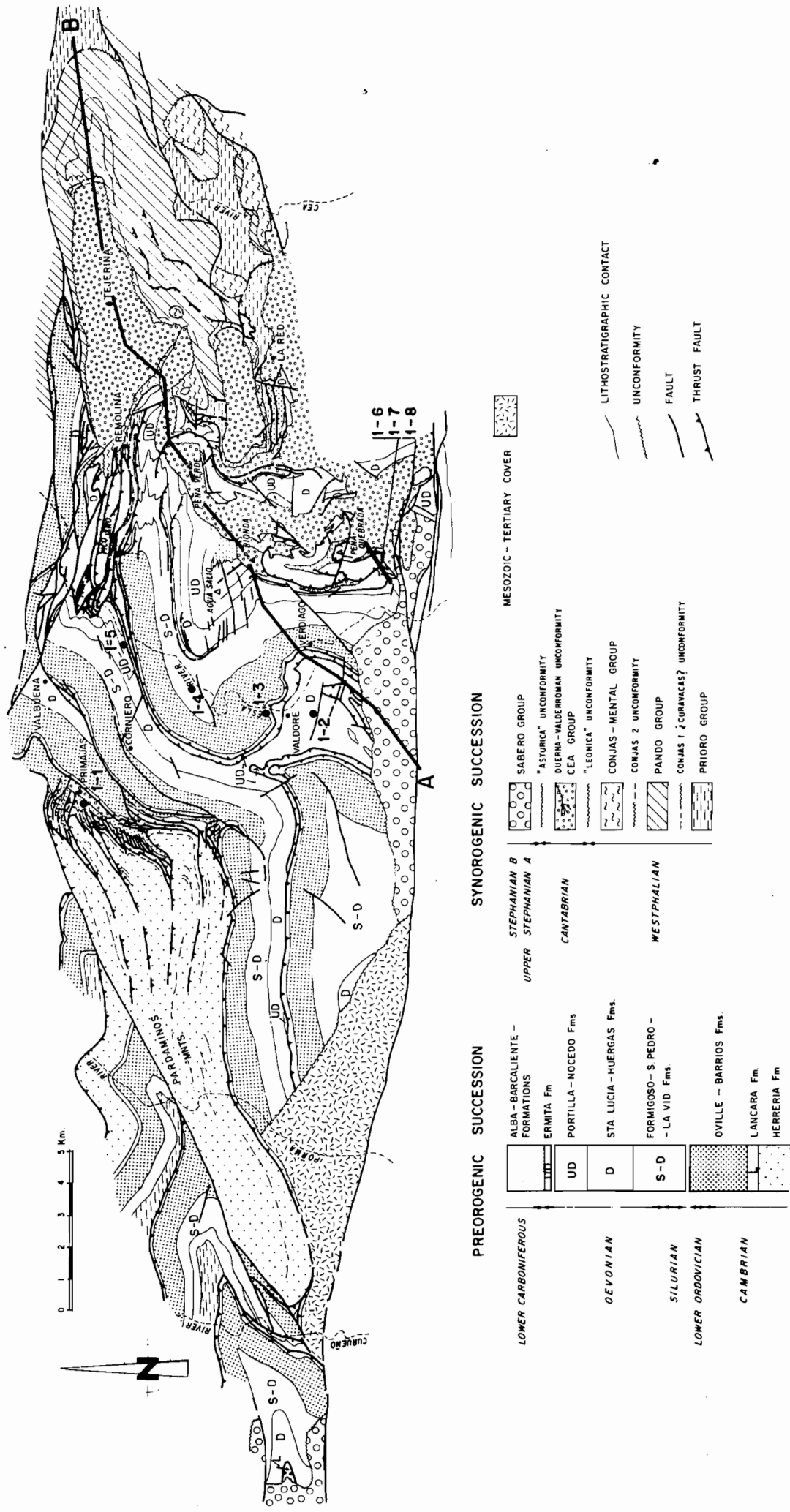


Fig. 8.- Mapa geológico de la Unidad del Esla. A-B, situación del corte geológico de la Fig. 10. (Alonso, 1987).

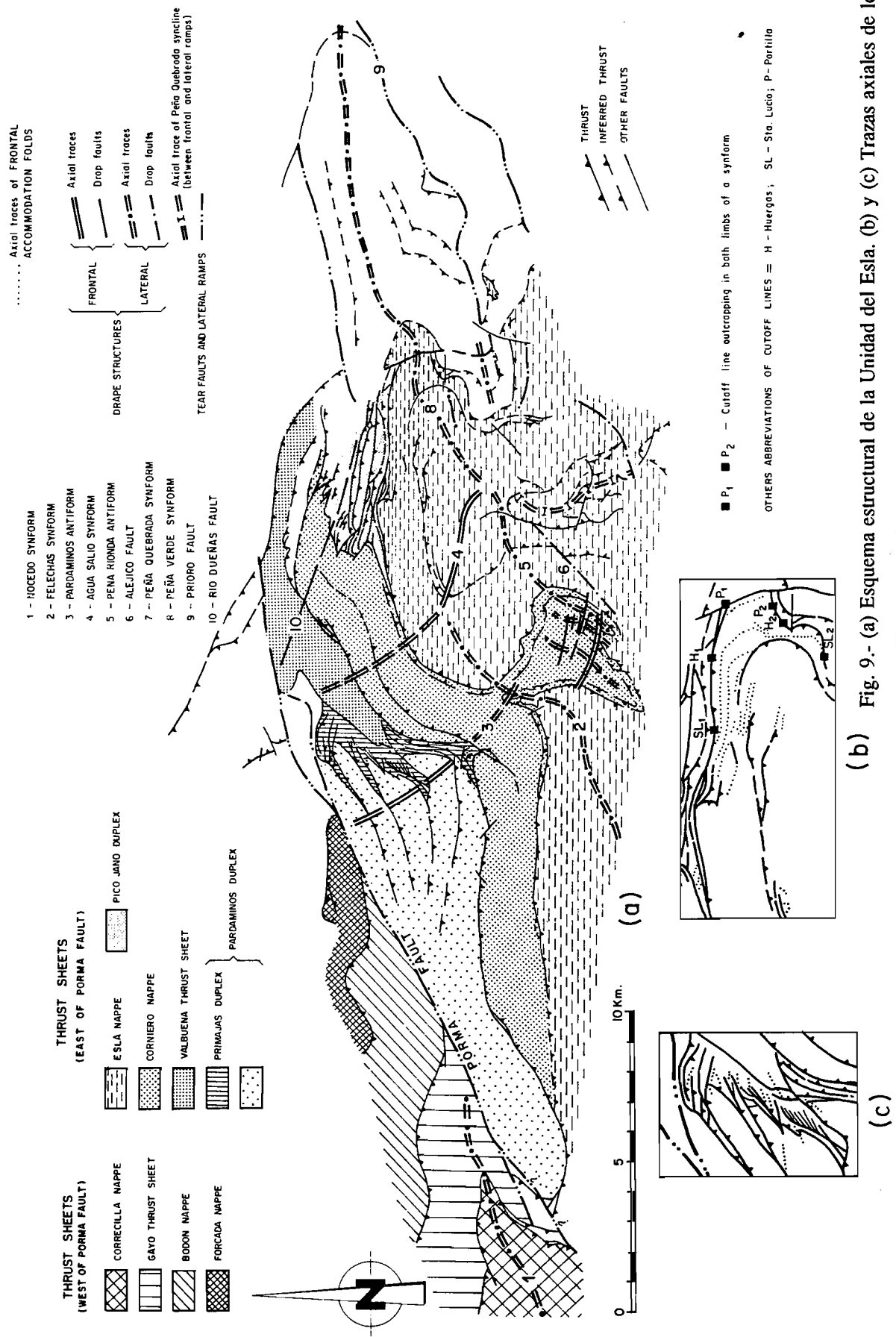


Fig. 9.- (a) Esquema estructural de la Unidad del Esla. (b) y (c) Trazas axiales de los pliegues desarrollados respectivamente sobre las rampas cabalgantes del Manto del Esla y de los duplexes de Primajas y Pardaminos (Alonso, 1987).

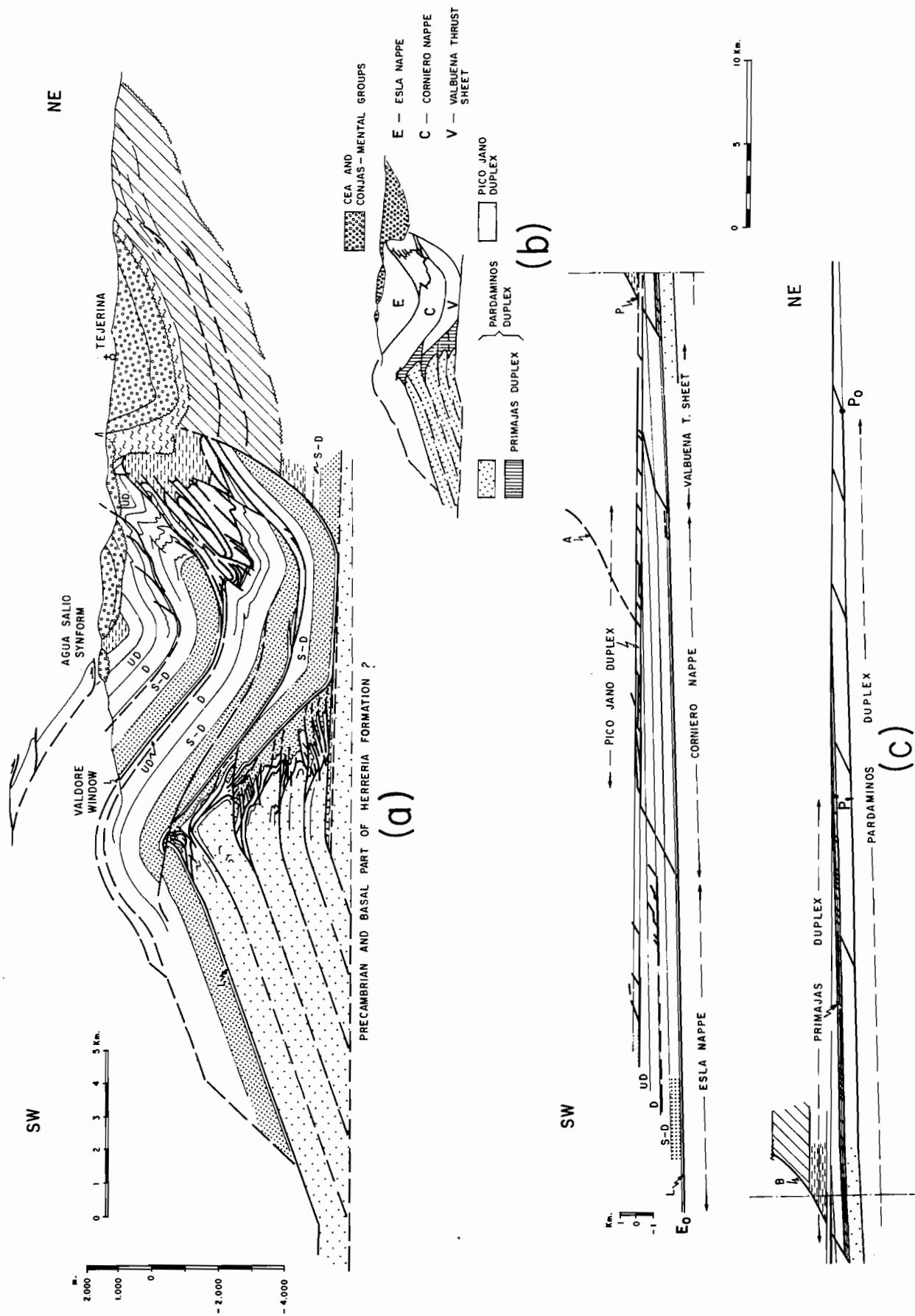


Fig. 10.- (a) Corte geológico en la dirección de transporte tectónico de los cabalgamientos de la Unidad del Esla; la localización del corte y su leyenda se indican en la Fig. 8. (b) Corte simplificado mostrando las diferentes láminas y sistemas de láminas. (c) Restauración del corte (a). (Alonso, 1987).

La relación genética entre cabalgamientos y pliegues se ilustra asimismo en el corte y en el mapa geológico, ya que éste último representa en buena parte una sección próxima al perfil de las estructuras. Así, el plegamiento antiformal de los mantos del Esla y Corniero, que da lugar a la semiventana de Valdoré, aparece sobre el apilamiento antiformal de Pardaminos, observándose que el plegamiento es una consecuencia geométrica directa del emplazamiento progresivo de las láminas de dicho duplex. El Sinforme de Agua Salio (fig.10a), que pliega también a dichos mantos, se sitúa entre el apilamiento antiformal de Pardaminos y la rampa cabalgada del cabalgamiento de Valbuena. El Antiforme de Pardaminos-Valdoré y el Sinforme de Agua Salio pueden interpretarse por tanto como pliegues del tipo "fault-bend fold"; su disposición perpendicular a la dirección de movimiento de los cabalgamientos permite considerarlos estructuras frontales.

Otro tipo de pliegues presentes en la región se desarrollan sobre las rampas cabalgantes, con una longitud de onda que sigue las reglas del "buckling", dependiente del espesor de las capas involucradas y del contraste de ductilidad; buenos ejemplos de este tipo de pliegues se presentan sobre las rampas de bloque superior de los mantos del Esla y Corniero, y de las láminas del duplex de Pardaminos (figs.8, 9b, 9c y 10a).

PARADA 1. Camino de Corniero a Primajas.- Panorámica del Duplex de Primajas (fig.11).-

J.L. Alonso

Desde el camino que comunica los pueblos de Corniero y Primajas puede accederse a la ladera oriental del valle de Primajas. Desde esta ladera o desde la divisoria que corona la misma (fig.7) puede observarse una buena panorámica de una parte del duplex, que aflora en la ladera opuesta del valle. Los cabalgamientos muro y techo del duplex se sitúan respectivamente en el contacto entre las formaciones Herrería y Láncara y sobre las pizarras basales de la Formación Oville; por tanto cada "horse" está constituido por Formación Láncara (dolomías, calizas generalmente dolomitizadas y "griotte") y pizarras basales de la Formación Oville. Estas capas que forman el duplex se encuentran en una posición subvertical ligeramente invertida, así como los elementos lineales frontales del mismo, de modo que el mapa geológico nos ofrece prácticamente un perfil de la estructura (fig.8). La sección topográfica corta al duplex según las horizontales de plano de los cabalgamientos de muro y techo, y además corta a una cota mas elevada al cabalgamiento del muro que al del techo; así aparece muy exagerado el aspecto invertido del duplex. Las bandas repetidas de Formación Láncara, correspondientes a los diferentes "horses" del duplex, convergen hacia la parte superior de la ladera, en donde se sitúa la traza del cabalgamiento muro,

y se acúñan hacia la parte inferior, mientras la disposición de las bandas de pizarras de Oville es la contraria. Sobre las rampas de bloque superior de los cabalgamientos interiores del duplex se desarrollan algunos pliegues asimétricos.

En la parte izquierda de la vista panorámica puede observarse un cabalgamiento que corta el cabalgamiento muro del Duplex de Primajas, colocando la Formación Herrería sobre dicho duplex; este cabalgamiento fuera de secuencia pertenece al Duplex de Pardominos (fig.11).

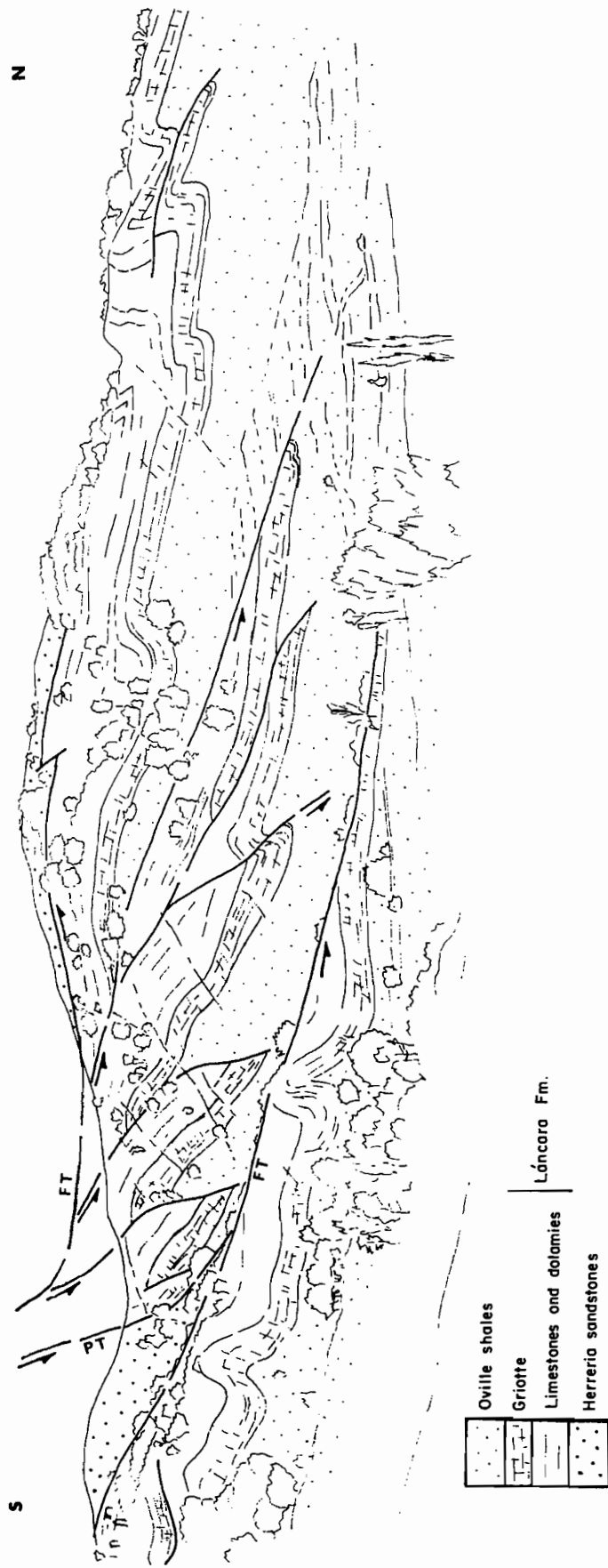


Fig. 11.- Vista panorámica de parte del Duplex de Primajas. F.T., cabalgamiento muro del duplex; P.T., cabalgamiento perteneciente al Duplex de Pardaminos.

GEOLOGIA DE LA UNIDAD DEL PISUERGA-CARRION

N.Heredia

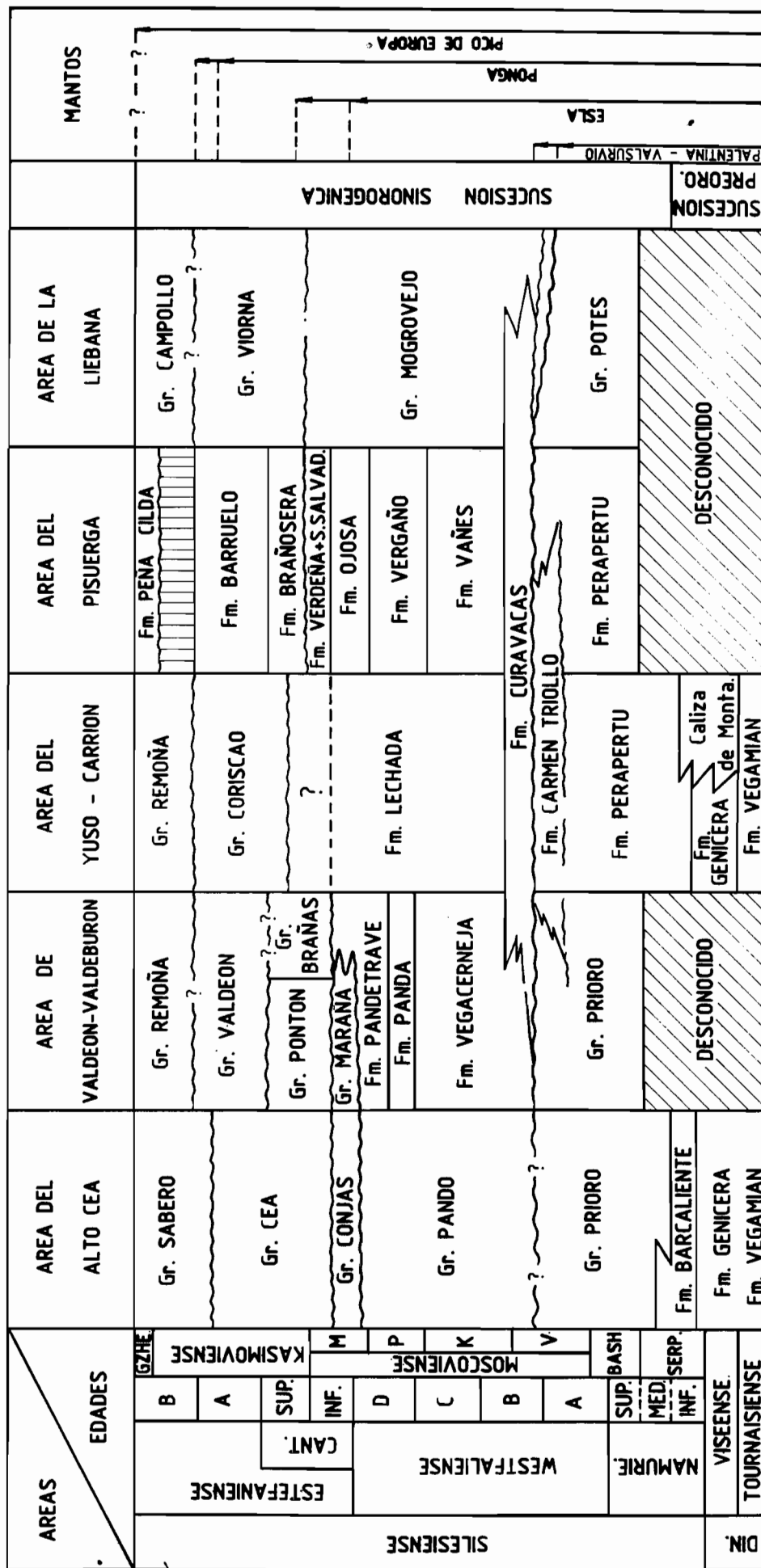
A partir de esta parada entramos en una nueva unidad de la Zona Cantábrica, la Unidad del Pisuerga-Carrión (UPC), la más oriental y externa de la Cordillera Varisca del noroeste peninsular (fig. 1).

Esta Unidad contiene una potente sucesión carbonífera predominantemente siliciclástica. Los sedimentos carboníferos aparecen rodeando afloramientos de materiales Silúrico-devónicos (ver Mapa Geológico) con facies más profundas que las del resto de la Zona Cantábrica, pertenecientes a láminas alóctonas en algunos casos desenraizadas. Estos mantos proceden de zonas paleogeográficas situadas al Sur o SE de la Zona Cantábrica. La sedimentación carbonífera en el Pisuerga-Carrión se realiza en condiciones claramente sinorogénicas durante todo este periodo, con gran variabilidad en facies y potencias.

Las condiciones de la deformación en la Unidad del Pisuerga-Carrión son similares a las del resto de la Zona Cantábrica, si bien existe un cierto metamorfismo epizonal, de distribución irregular, que permite la existencia de hasta dos esquistosidades. La presencia de numerosos cuerpos ígneos de pequeño tamaño es otra de sus características.

En esta unidad debido a que se conocen bien las relaciones entre los cabalgamientos y los sedimentos carboníferos puede establecerse un orden cronológico en el emplazamiento de sus diferentes láminas alóctonas (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987, 1990), así como conocer la edad de emplazamiento de las unidades de la Zona Cantábrica circundantes (fig. 12):

- Los Mantos Palentinos, de edad PreWestfaliense B y fosilizados por la base del Grupo Pando (Discordancia Palentina).
- La Unidad del Esla, emplazada entre el Westfaliense B y D y fosilizada por el Grupo Conjas de edad Westfaliense D Superior. (Discordancia Leónica).
- Las Unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central emplazadas entre el Westfaliense D Superior y el Barrueliense (Estefaniense A), fosilizados por la base del Grupo Remoña y otros sedimentos de edad Estefaniense B (Discordancia Astúrica).



~ Discordancias Mayores

□□□□□□□□ Hiato

Fig. 12.- Esquema litoestratigráfico de la Unidad del Pisuerga-Carrion, con la edad de emplazamiento de los diferentes mantos y unidades que la circundan (Heredia, 1991).

- La Unidad de Picos de Europa, los cabalgamientos y estructuras relacionadas con el acortamiento N-S, originadas durante el Estefaniense B y fosilizadas por el Estefaniense C-Pérmico.

PARADA 2.- Presa de Riaño. Falla de León. Terminación lateral de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central. Sedimentos relacionados con el emplazamiento de esta unidad sobre la Unidad del Pisuegra-Carrión.

N. Heredia

En esta parada pueden observarse muy próximas las Unidades del Esla, Cuenca Carbonífera Central y Pisuegra-Carrión afectadas por una importante fractura conocida por Falla de León.

La Falla de León es una estructura bastante compleja, con una zona de fractura de hasta 1 km de ancho, que cruza de O a Este la mayor parte de la Zona Cantábrica en su parte meridional. Esta fractura ha tenido diversos rejuegos; por un lado se ha considerado (fig. 13) una importante estructura lateral ("tear fault") del emplazamiento hacia el Este de las unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central (Alonso, 1987, Heredia, 1991). Posteriormente parece que ha rejugado como falla inversa durante el acortamiento N-S, con levantamiento, dependiendo de las zonas, del bloque Norte o Sur y cobijamiento de los sedimentos de edad Estefaniense B de la Cuenca de Canseco-Salamón. En el punto de esta parada la Falla de León pone en contacto materiales cámbricos de la Fm. Oville (Unidad del Esla) con el Grupo Maraña del Carbonífero Superior del Pisuegra-Carrión, intruído por diques de composición variada, desde gabroica a granodiorítica (ver Mapa Geológico).

También se observa en esta parada la terminación lateral (Rampa lateral de Peñas Pintas) de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central (sector Lois-Ciguera), en la que las calizas del Carbonífero Medio de esta unidad cabalgan a los sedimentos olistostrómicos del Grupo Maraña (fig. 12), de edad Westfaliense D Superior-Cantabriense Inferior. Este grupo está constituido por lutitas masivas entre las que se intercalan brechas calcáreas y olistolitos provenientes de las distintas calizas del sector de Lois-Ciguera, las cuales se deslizaron hacia el "foredeep" en las primeras etapas del emplazamiento del Manto de Laviana. Sobre el Grupo Maraña se sitúa de forma discordante el Grupo Cea (Cantabriense) (fig. 12), de marcado carácter continental, con capas de carbón que han sido explotadas recientemente.

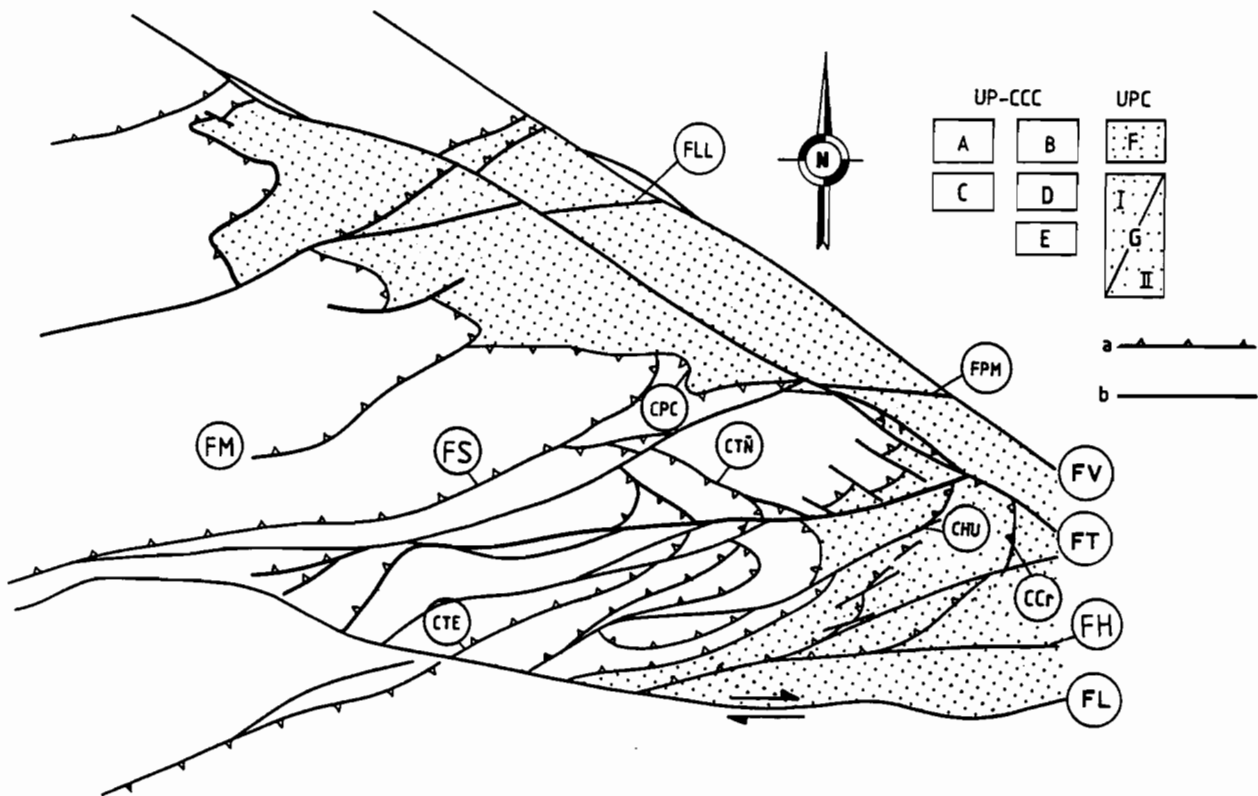
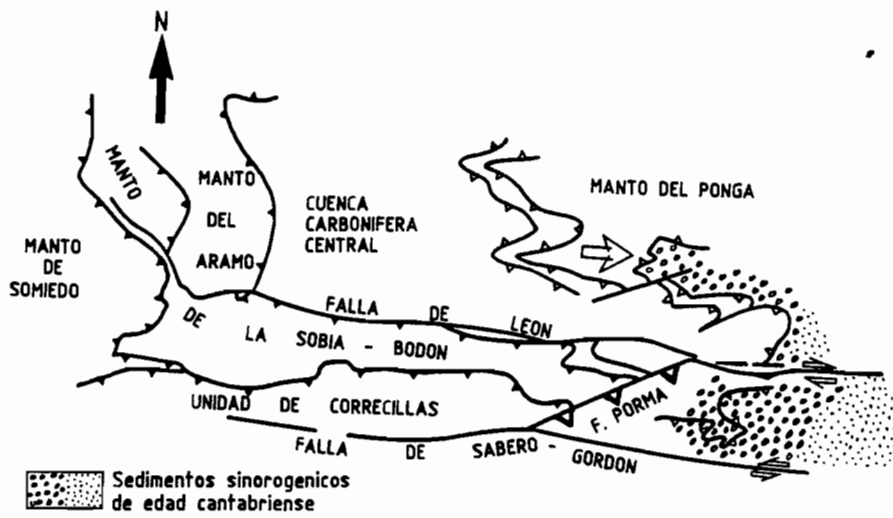


Fig.13.- Esquemas mostrando la relación entre la Falla de León y las unidades alóctonas circundantes. A) Alonso (1987). B) Detalle de la anterior, tomada de Heredia (1991). FLL- Falla de Cofiñal, FM- Falla de Múrias, FV- Falla de Ventaniella, FL- Falla de León. a) Cabalgamientos ligados al desplazamiento hacia el E de la Unidad del Ponga y de la Cuenca Carbonífera Central. b) otras fallas.

GEOLOGIA DE LA UNIDAD DE PICOS DE EUROPA

P. Farias y N.Heredia

Las unidades de los Picos de Europa (UPE) y Pisuerga-Carrión constituyen la parte más externa visible de la Cordillera Varisca en el NO de la Península Ibérica antes de que dicha cordillera desaparezca bajo los recubrimientos mesozoicos de la cuenca Vasco-Cantábrica (fig.1). La mayor parte de la sucesión estratigráfica de la Unidad de los Picos de Europa está formada por una espesa secuencia (900-1500 m) de calizas marinas cuya edad se extiende desde el Carbonífero Inferior (Viseense) al Superior (Kasimoviense), superpuesta a delgados niveles de areniscas y calizas (25 m) de edad Devónico Superior (fig.3). Este conjunto de rocas se dispone concordantemente sobre cuarcitas ordovícicas en el Norte de la Unidad y sobre una delgada secuencia del Cámbrico Inferior hacia el Sur. La serie carbonífera se completa con un conjunto de materiales sinorogénicos de carácter predominantemente siliciclástico y en ocasiones de tipo olistostrómico, cuyo espesor llega a alcanzar 1.000 m, aumentando de Norte a Sur. Estos sedimentos sinorogénicos afloran bien sobre la propia Unidad de Picos de Europa (Fm. Cavandi de Martínez García y Wagner, 1971; Fm. Aliva de Maas, 1974 o Fm. Lebeña de Marquínez, 1978), o se dispone sobre la Unidad del Pisuerga-Carrión, cobijados por el cabalgamiento basal de los Picos de Europa (Grupo Remoña de Rodríguez Fernández y Heredia 1987 y Heredia *et al* 1990). Los Picos de Europa representan por tanto paleogeográficamente el borde pasivo de la cuenca de antepaís cantábrica hasta el Kasimoviense, momento en el que éste es afectado por la deformación varisca y se inicia el depósito de series simultaneas al emplazamiento de los cabalgamientos (formaciones Cavandi y/o Lebeña y Grupo Remoña).

Por otra parte, en localidades concretas de la región se reconocen afloramientos de la sucesión postectónica, compuestos por rocas de edad Permotriásica en posición subhorizontal o suavemente inclinados al norte.

Desde el punto de vista estructural, la Unidad de los Picos de Europa se caracteriza por el importante desarrollo de cabalgamientos y la escasa presencia de pliegues, en su mayor parte asociados a los primeros. En su conjunto, los Picos de Europa constituyen una unidad alóctona cabalgante hacia el sur sobre las unidades del Ponga y Pisuerga-Carrión (fig. 14).

La cartografía y cortes geológicos de esta unidad proporcionan un excelente modelo de sistema imbricado de cabalgamientos cuyo cabalgamiento basal se localiza principalmente en los términos inferiores de la sucesión carbonífera o en las rocas del Devónico Superior, llegando a disponerse bajo las cuarcitas ordovícicas en la parte

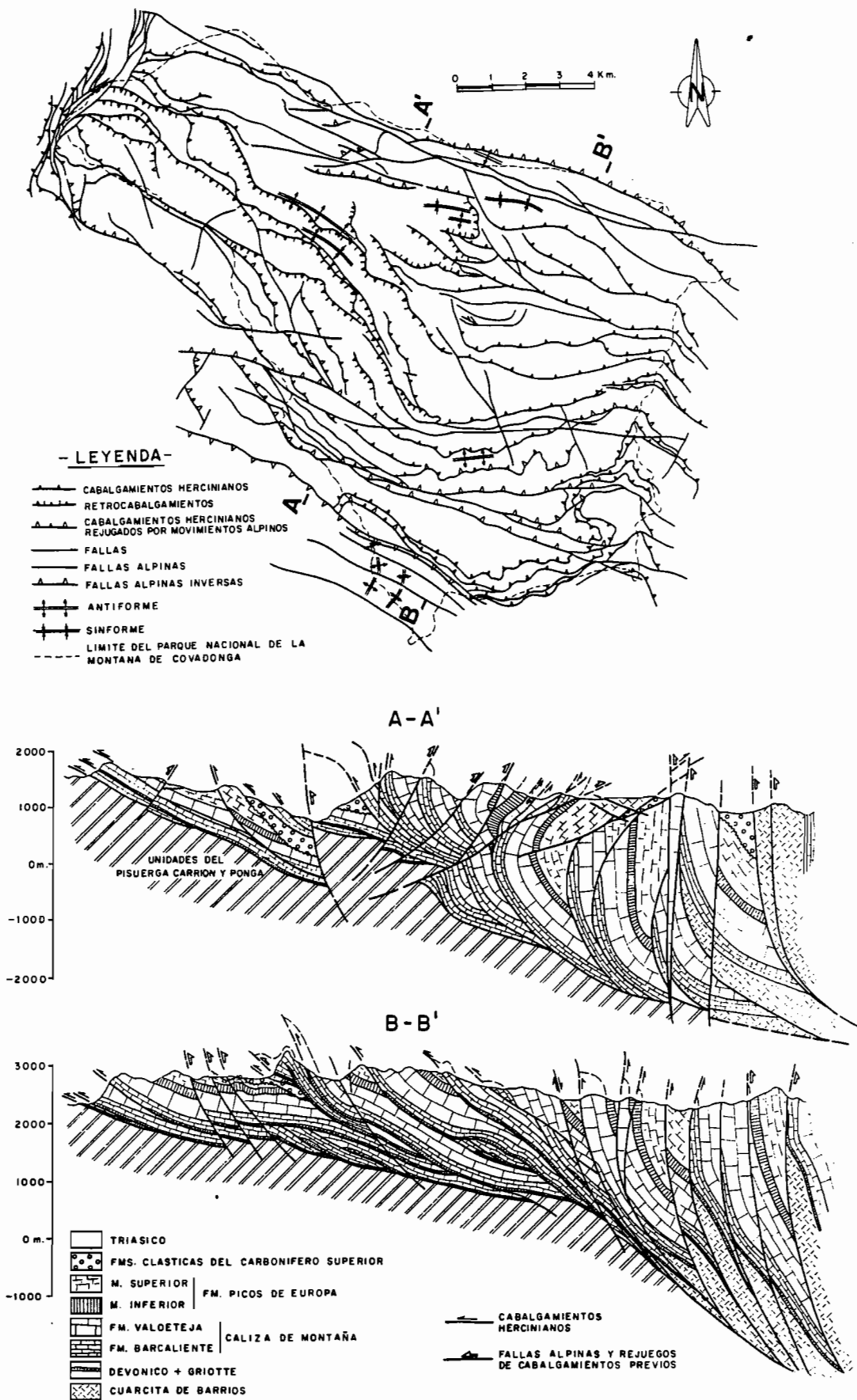


Fig. 14.- Esquema Tectónico de la parte occidental de la Unidad de los Picos de Europa y cortes geológicos N-S que muestran la estructura del sistema imbricado.

norte de la unidad. Su inclinación, hacia el Norte, oscila entre los 15-25°, si bien se detecta un importante aumento de la pendiente en su sector septentrional. (Farias, 1982; Marquinez, 1978, 1989) (fig.14)

Los cabalgamientos que componen el sistema imbricado muestran una disposición característica de fallas lítricas progresivamente más inclinadas hacia la parte trasera del mismo, en donde llegan a encontrarse invertidas indicando un emplazamiento según una secuencia "forward". Los diferentes indicadores cinemáticos muestran una dirección de transporte hacia el Sur o SSO para el conjunto del sistema imbricado, cuyo desplazamiento mínimo deducido a partir de un corte geológico balanceado es de 60 Km. En el sector más occidental de la unidad se reconoce un conjunto de retrocabalgamientos que modifican la geometría del imbricado y cuya génesis se interpreta en relación con los problemas de espacio originados por el emplazamiento de esta unidad sobre la Unidad de Ponga (Marquínez *et al*, en prensa).

El emplazamiento de la unidad de los Picos de Europa tuvo lugar a lo largo del Estefaniense B, edad de los sedimentos sinorogénicos relacionados con él (fig.12).

La historia estructural de la Unidad de los Picos de Europa finaliza con la deformación asociada a la Orogénesis Alpina, responsable del actual relieve de la Cordillera Cantábrica. Esta deformación se manifiesta por el desarrollo de fallas inversas vergentes al sur y largo trazado en dirección E-O (fig. 14) que afectan a los sedimentos mesozoico-terciarios de la Cuenca Vasco-Cantábrica, prolongándose a través de las unidades geológicas vecinas a la UPE. Estas fallas desplazan a los cabalgamientos variscos y en ocasiones producen su reactivación (Tosal,1968).

PARADA 3.- Mirador de Piedrashitas. Frente de la Unidad de los Picos de Europa y Unidad del Pisuerga-Carrión.

P. Farias y N.Heredia

Vista panorámica del frente de la Unidad de Picos de Europa cabalgando sobre la Unidad del Pisuerga-Carrión.

PARADA 4.- Posada de Valdeón. Estructuras asociadas al emplazamiento de la Unidad de los Picos de Europa.

P. Farias y N. Heredia

Una de las estructuras más comunes generadas en la parte frontal del imbricado son los duplexes, de los que pueden observarse ejemplos a todas las escalas a lo largo del frente de la unidad, así como en escamas más retrasadas del imbricado. De estas,

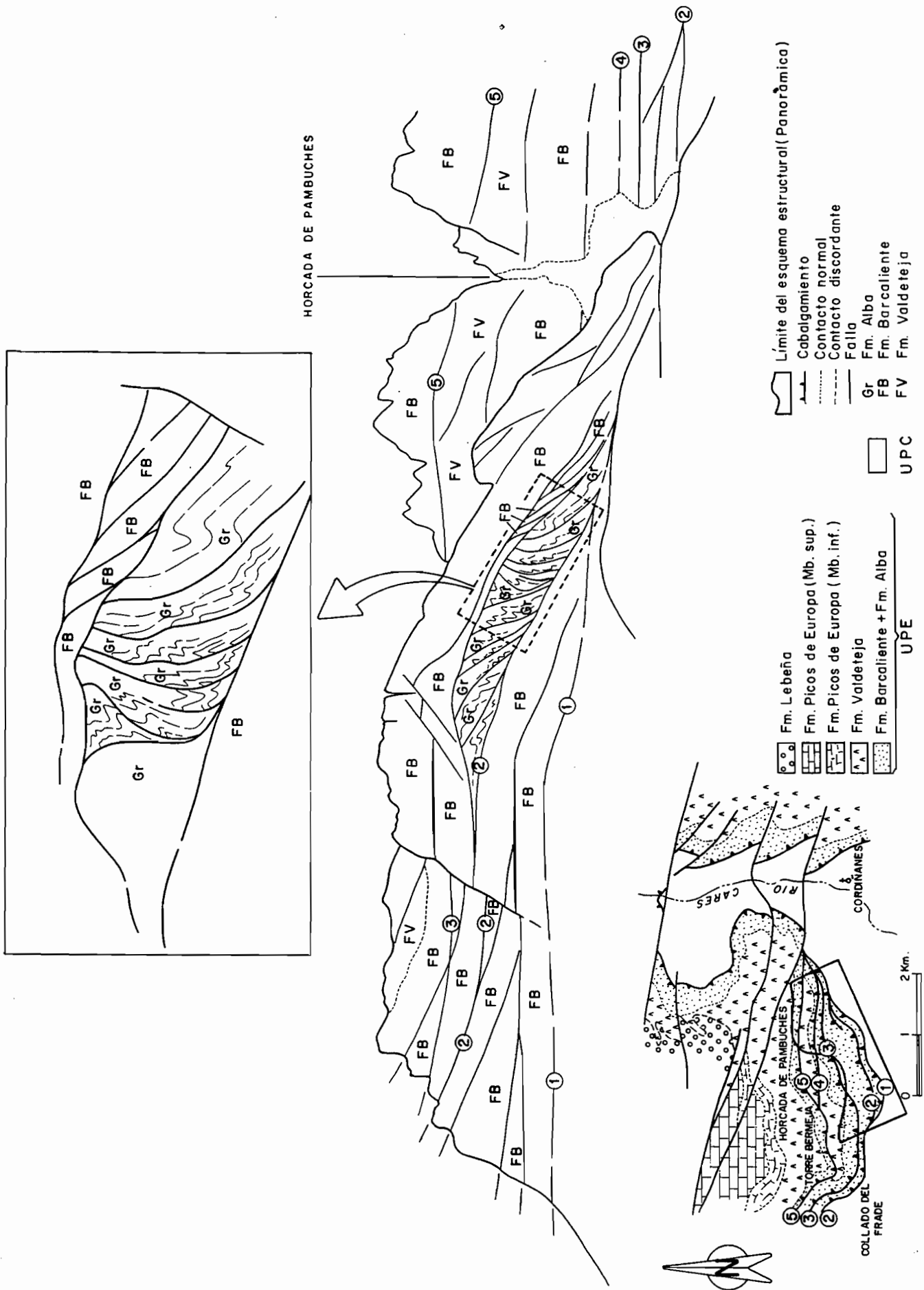


Fig. 15- Aspecto general del Duplex de Pambuches.



la más espectacular es sin duda el Duplex de Pambuches, que puede observarse desde el valle de Valdeón (fig.15 y fotografía).

Se trata de un duplex constituido por numerosos "horses" de escala decamétrica (aproximadamente 12), similares en tamaño, desarrollados en calizas rojas de la Fm. Alba (Griotte), de edad Viseense. El duplex está limitado por calizas grises y negras de la Fm. Barcaliente (Bashkiriense, parte inferior de la Caliza de Montaña), si bien se encuentra incluido en una estructura del mismo tipo más compleja y de escala cartográfica que comprende todo el frente de la unidad en este sector.

Dentro del duplex pueden reconocerse diferentes tipos de estructuras menores tales como pliegues, rocas de falla, fallas extensionales, etc., a partir de las cuales se obtienen criterios cinemáticos que indican un desplazamiento de la unidad hacia el SSO.

PARADA 5.- Carretera de Caín. Estructuras relacionadas con el cabalgamiento basal de la UPE.

P.Farias

A lo largo del valle del río Cares, en las proximidades de la localidad de Caín, se observan diferentes tipos de estructuras generadas en relación con el emplazamiento del imbricado de los Picos de Europa en su cabalgamiento basal. Entre ellas destacan duplexes de escala métrica y decamétrica, pliegues y fallas extensionales (fig.16), así como rocas de falla y sistemas de grietas de tensión, todas ellas desarrolladas sobre calizas tableadas negras de la Fm. Barcaliente.

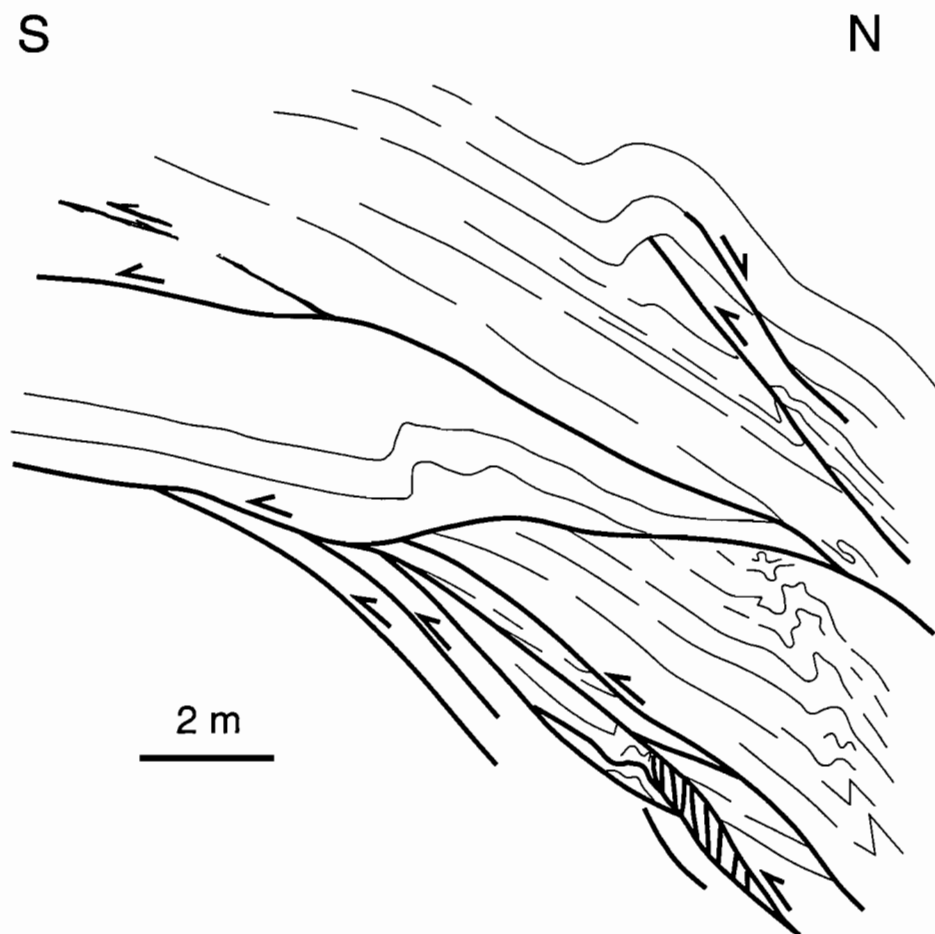


Fig. 16- Esquema de las estructuras menores asociadas al cabalgamiento basal de la Unidad de los Picos de Europa que se observan en la carretera de Posada de Valdeón a Caín.

PARADAS DIA 6

GEOLOGIA DE LA UNIDAD DEL PONGA

J. Alvarez Marrón y N. Heredia

La Unidad del Ponga se localiza cerca del núcleo del arco que describen las unidades alóctonas mayores de la Zona Cantábrica (fig. 1). Los cabalgamientos que forman parte de la Unidad del Ponga muestran un trazado marcadamente sinuoso, existiendo un gran número de escamas que varía de Norte a Sur (fig.17). Los pliegues muestran una gran heterogeneidad, tanto en disposición, dimensiones como en geometrías, con la presencia de importantes pliegues transversales como los antiformes de Río Monasterio y de Río Color en cuyos núcleos se produce la terminación lateral de láminas (Alvarez-Marrón, 1989). La existencia de estructuras plegadas entrecruzadas permite en muchos casos obtener en la cartografía una visión de la prolongación de las estructuras en profundidad.

La cuña de materiales preorogénicos es muy delgada en la región del Ponga, variando desde unos 2500 m de espesor en su parte occidental a menos de 100 m en la parte oriental (fig. 3). La secuencia sinorogénica, de edad fundamentalmente carbonífera, es mucho más potente, llegando a alcanzar espesores de hasta 4000 m en algunas escamas, disminuyendo su potencia claramente hacia el Este. El carbonífero superior aflora de forma aislada y discordante sobre el resto de la sucesión.

La Unidad del Ponga está constituida por un sistema de cabalgamientos con geometría imbricada y vergentes al Este que surgen de un cabalgamiento basal situado en la base de la formación Láncara del Cámbrico Inferior-medio. La comparación de cortes transversales (fig.18) muestra la variación lateral en la geometría de las estructuras y en el número de láminas. El corte 1 de la fig. 18, muestra un mayor número de cabalgamientos que el corte 2 y presenta en su parte frontal un gran duplex con geometría de apilamiento antiformal denominado Duplex de los Beyos. Este duplex no está presente en el corte 2 dado que se termina lateralmente en el núcleo del Antiforme de Río Monasterio (fig.17). Otra importante diferencia entre estos dos cortes es la geometría del cabalgamiento basal con respecto a su autóctono relativo. En el corte 2 (fig. 18) se observa un largo rellano cabalgado (unos 28 km de longitud) que es mucho más corto en el corte 1. Los cortes 5 y 6 (Heredia, 1991) situados en la parte sur de esta unidad (fig. 20), a ambos lados de una importante estructura lateral conocida como rampa lateral de Múrias, muestran un apretado sistema de cabalgamientos en su parte Norte (Corte 5, fig. 20) y un sencillo imbricado de dos láminas en su parte Sur (corte 6).

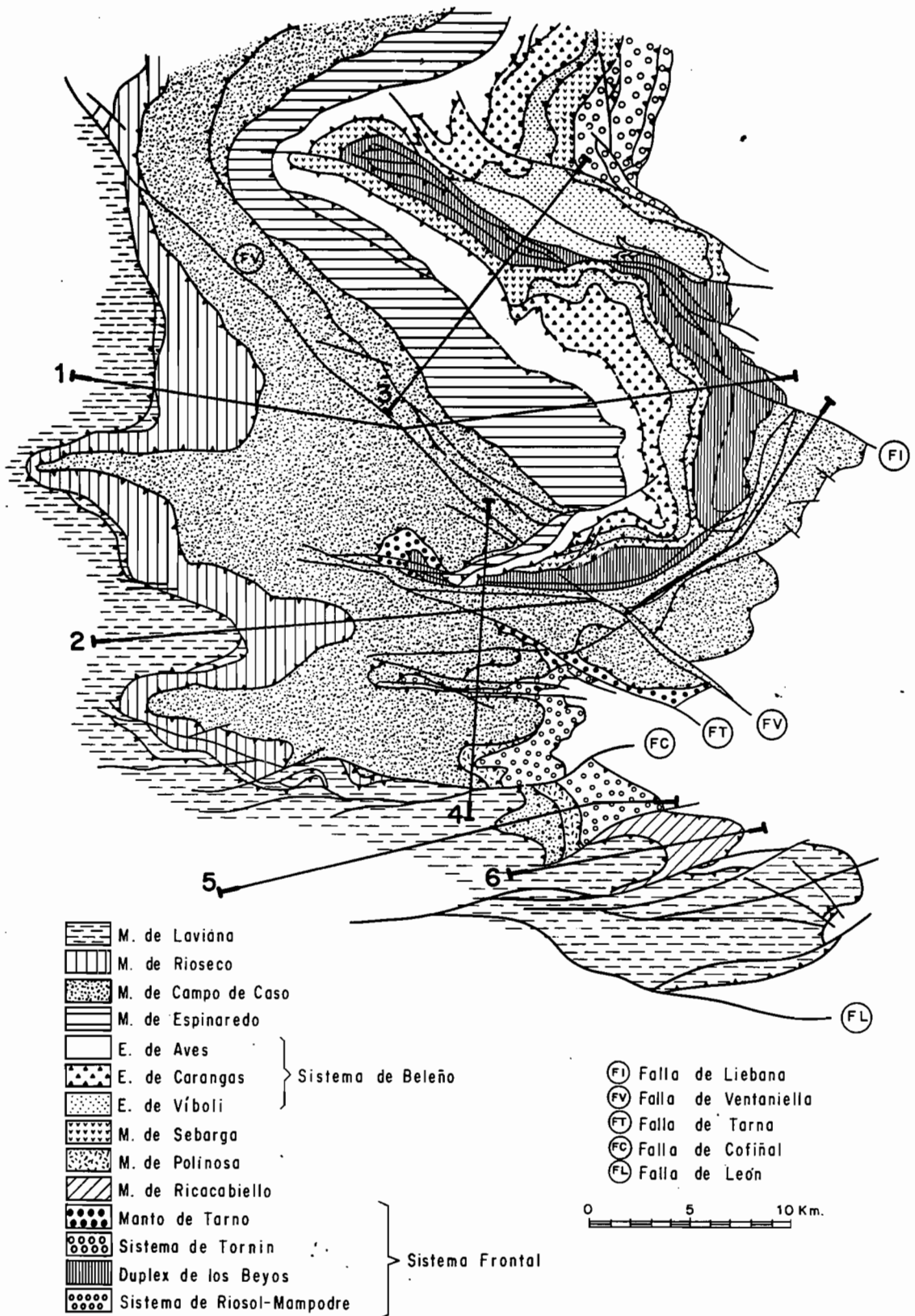


Fig. 17.- Esquema estructural de la Unidad del Ponga (Alvarez Marrón, 1989; Heredia, 1991).

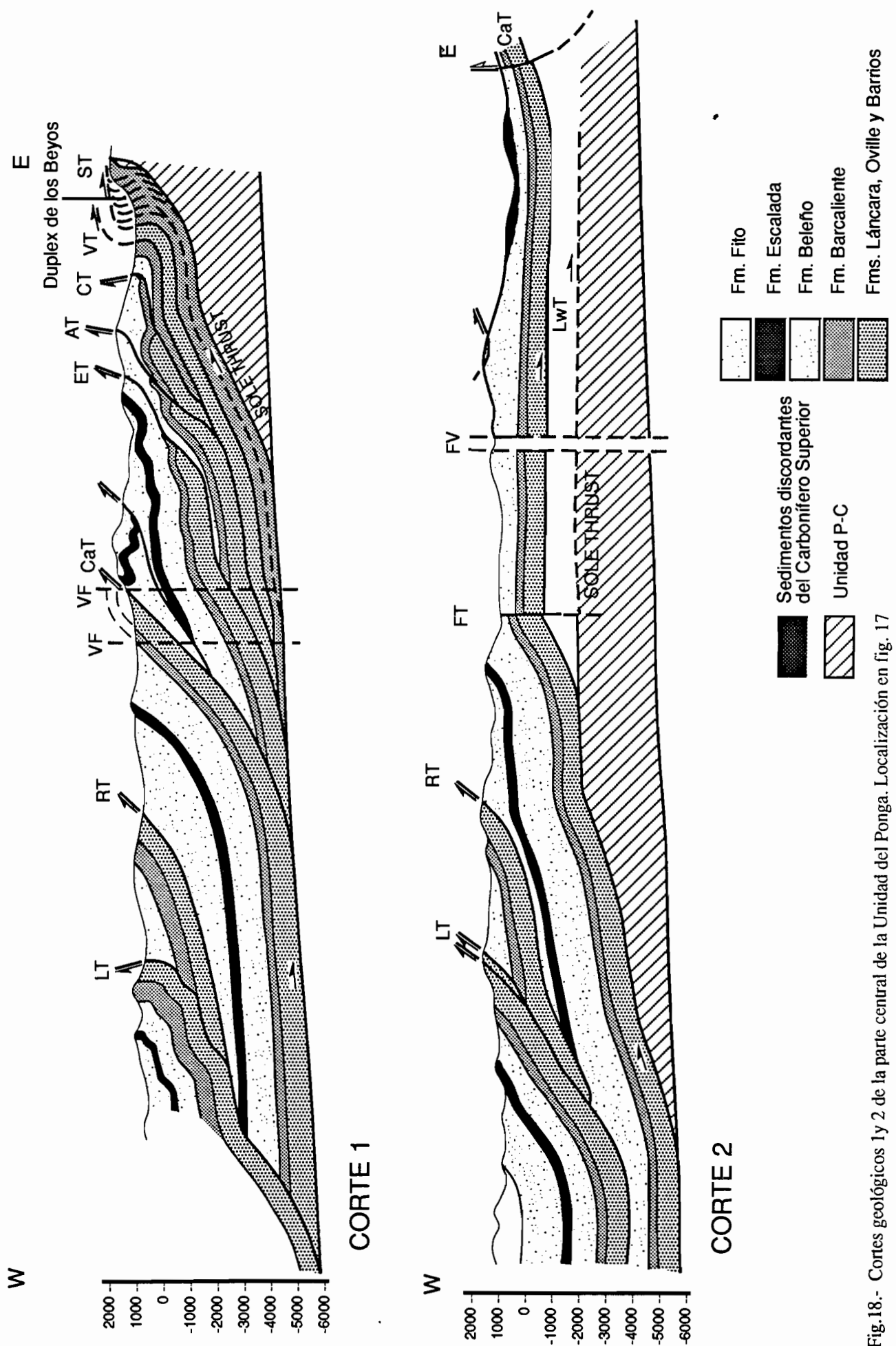


Fig.18.- Cortes geológicos 1y 2 de la parte central de la Unidad del Ponga. Localización en fig. 17 (Alvarez Marrón , 1989)

La cantidad de desplazamiento acumulado obtenida a partir del corte 1 es de 92 km, implicando un acortamiento del 65% (Alvarez-Marrón, 1989), mientras que del corte 5, se obtienen 104 km de desplazamiento acumulado, para un acortamiento próximo al 90%.

Los cortes geológicos 3 y 4 (fig.19) muestran la geometría de las estructuras laterales que se encuentra modificada por un conjunto de cabalgamientos más tardíos, que cortan a los cabalgamientos previos. Estas fallas tienen en cartografía un trazado generalmente E-O y se encuentran ligadas a un acortamiento N-S posterior al emplazamiento hacia el Este de la Unidad del Ponga (Alvarez-Marrón, 1989). Estos cabalgamientos relacionados con un acortamiento N-S presentan una geometría lística (fig.19) y se concentran en las zonas en que existen pliegues transversales importantes, aunque en la parte Sur llegan a cortar a todas las estructuras previas (Heredia, 1991). Estas fallas podrían estar rejugadas durante la Orogenia Alpina, aunque en la mayor parte de los casos la ausencia de sedimentos mesozoico-terciarios en el entorno no permite asegurarlo. La cantidad de acortamiento total en sentido N-S es mayor en la parte oriental de la región del Ponga donde puede alcanzar el 23 %.

Los pliegues de escala cartográfica en esta región se han formado en relación con la geometría de los cabalgamientos vergentes al este, aunque han sido modificados posteriormente debido al acortamiento N-S (Alvarez-Marrón y Pérez-Estaún, 1988). Esta deformación N-S ha producido una amplificación de los pliegues transversales. Los pliegues de la región del Ponga pueden clasificarse en:

1) Pliegues desarrollados en el interior de las láminas y que no afectan a las superficies de cabalgamiento. Estos pliegues son, en general, anticlinales siempre localizados en las partes frontales de las escamas, formados en relación con rampas frontales cabalgantes. Un buen ejemplo de este tipo de pliegues se muestra en la fig.27.

2) Pliegues que afectan a las superficies de cabalgamiento. Se trata generalmente de monoclinales que representan los flancos de culminación dorsales y laterales formados sobre rampas frontales y laterales cabalgadas. Existen también pliegues formados como consecuencia de la acomodación de láminas superiores a la geometría de las láminas situadas por debajo. El antiformal de la parte frontal del corte 1 se forma debido a la formación del Dúplex de los Beyos.

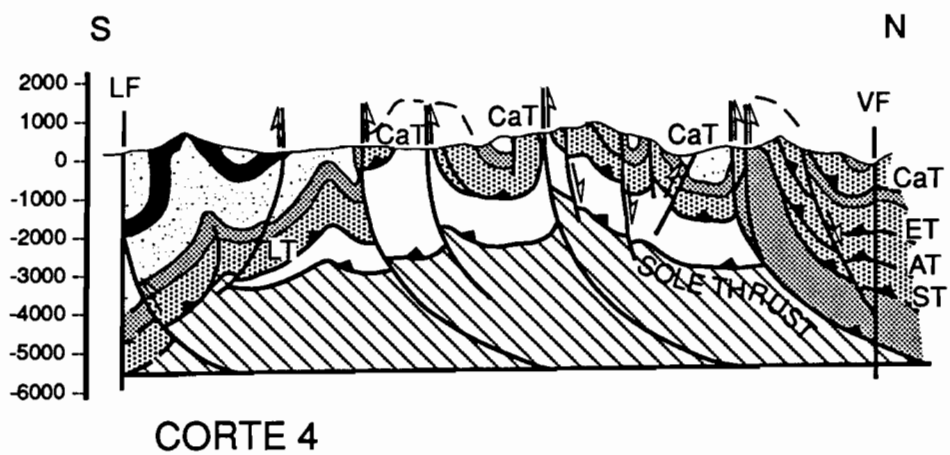
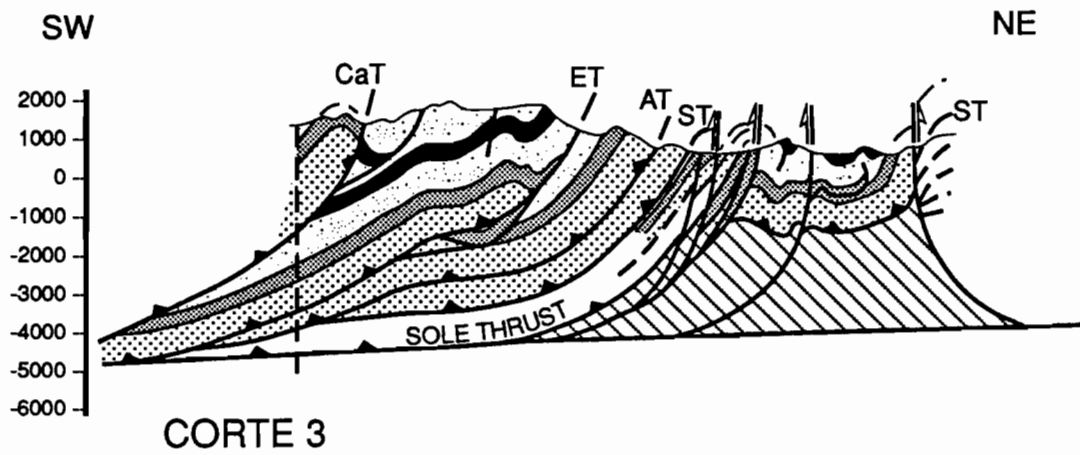


Fig.19.-Cortes geológicos 3 y 4 de la parte central de la Unidad del Ponga. Localización en fig. 17 (Alvarez Marrón , 1989)

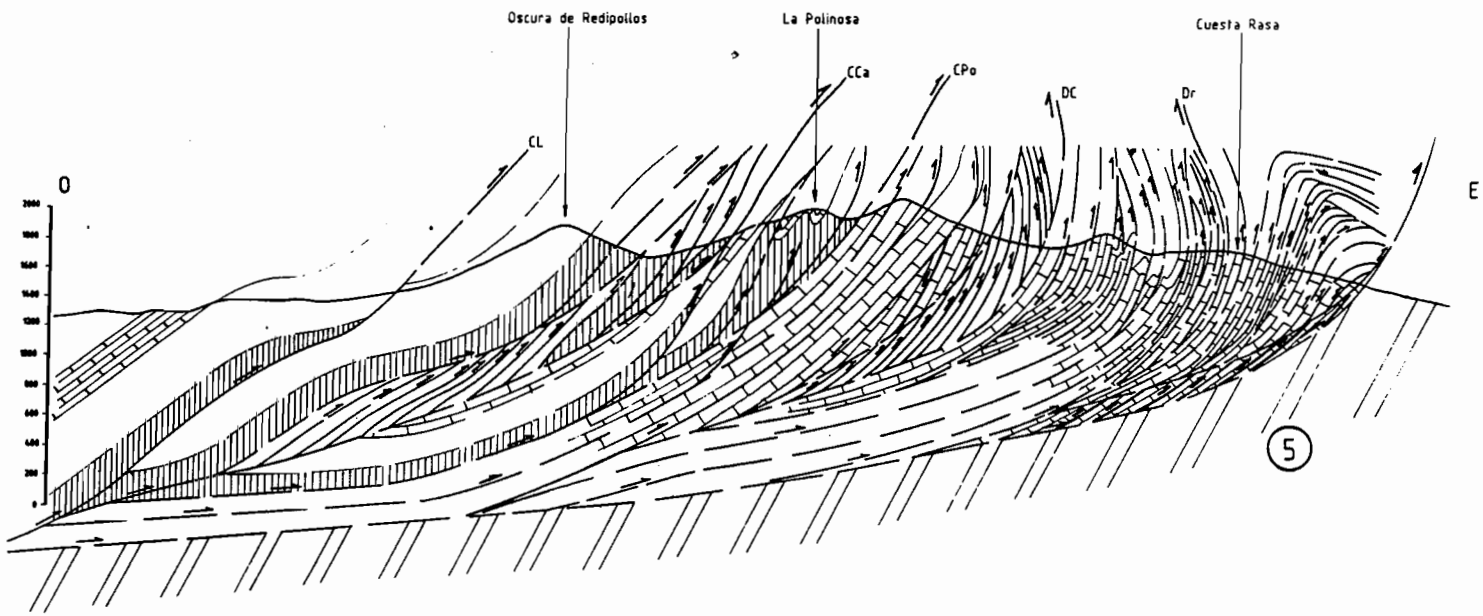
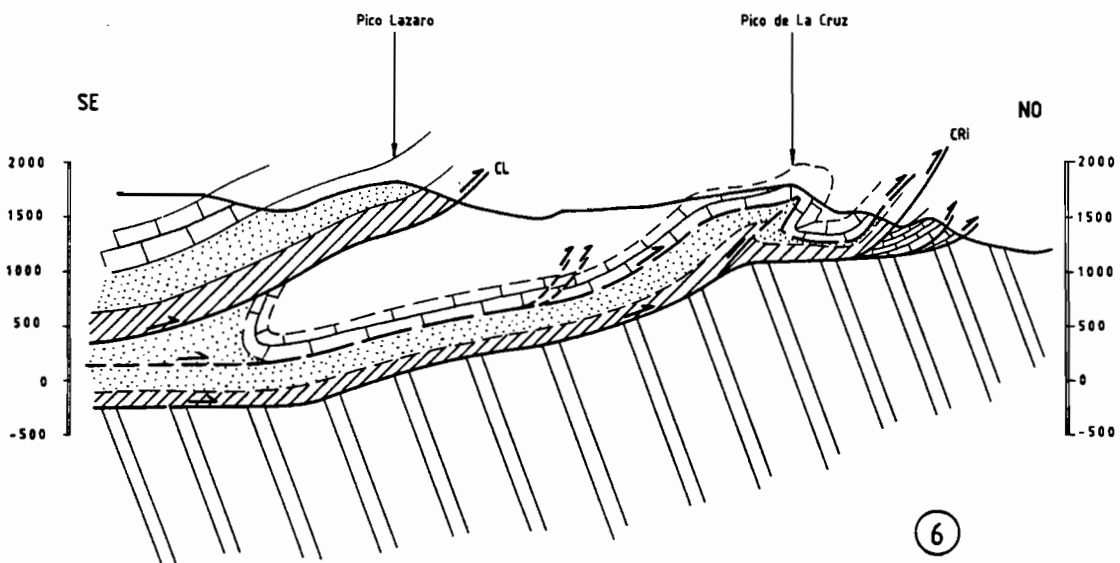


Fig. 20.- Cortes geológicos de la parte S de la Unidad del Ponga (Heredia. 1991, Heredia *et al.*, 1991)



PARADA 6.- Pista forestal al Picò Ricacabiello (1857 m). Frente de la Unidad del Ponga, Duplex del Mampodre.

N.Heredia

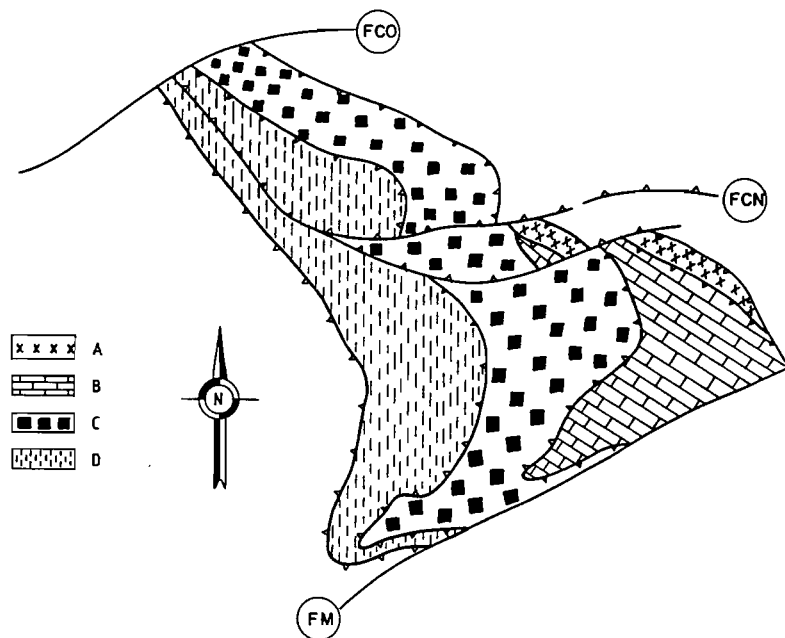


Fig. 21.- Esquema estructural mostrando los diferentes duplexes del Duplex del Mampodre. A) Duplex Inferior del Mampodre B) Duplex de la Cuesta Rasa C) Duplex de Pico Vajarto D) Duplex de Pico de la Cruz. (Heredia, 1991)

En la parte frontal de la Unidad del Ponga, aparece un conjunto muy apretado de cabalgamientos que constituyen generalmente duplexes (ver Mapa Geológico). En el área del Mampodre, limitada por las la falla de Cofiñal al Norte y la de Murias al Sur, aparecen una serie de duplexes superpuestos, a diferentes escalas, correspondientes a los mantos de Caso y de La Polinosa y al Duplex del Mampodre (fig. 20). En total pueden cartografiarse mas de 90 horses de escala hectométrica a kilométrica, de los que alrededor de 75 corresponden al Duplex del Mampodre. El conjunto de estos duplexes, representa un desplazamiento acumulado del orden de los 100 km, dando lugar a un acortamiento aproximado del 90% (Heredia, 1991).

El Duplex del Mampodre está constituido a su vez por cuatro duplexes de orden menor (fig.21), que en conjunto presentan la geometría de un apilamiento antiformal.

En el corte 5 de la fig.20, se puede observar la estructura de este área, en una dirección aproximadamente paralela a la de avance de las diferentes láminas, mientras que en el corte de la fig. 22, prácticamente perpendicular al anterior, se aprecian las estructuras laterales.

El conjunto de láminas que constituyen el área del Mampodre tienen una dirección de emplazamiento que varía (fig.23) desde NE para las más occidentales (Laviana y Caso) a ESE e incluso SE para el Duplex Inferior del Mampodre (fig.21). Esta dirección de emplazamiento coincide con la de otras láminas frontales de la Unidad del Ponga como el Duplex de los Beyos. Esto implica que las estructuras laterales de las láminas más antiguas van a ser rejugadas como frontales durante el emplazamiento de las más basales u orientales, dando lugar a estructuras como la falla de Murias. Esta falla es un cabalgamiento fuera de secuencia ligada al emplazamiento hacia el SE del duplex inferior del Mampodre, que aparece sobreimpuesto a una rampa lateral previa de los mantos de Laviana, Caso y duplexes superiores del Mampodre, superponiendo en la actualidad estos duplexes al Manto de Ricacabiello, situado lateralmente por encima. Esta falla que se amortigua hacia el O en el anticlinal del mismo nombre (ver Mapa Geológico y fig. 13), transforma, en su parte oriental, el antiguo pliegue de revestimiento lateral en un pliegue de propagación de falla. En su parte más oriental, donde el desplazamiento de la falla de Murias es mayor, el bloque superior muestra un anticlinal asimétrico vergente al SE con un corto pero tendido flanco inverso, mientras que en el bloque inferior aparece el resto del flanco Sur del anticlinal de Murias fuertemente invertido.

Desde el punto de la parada puede observarse el pliegue ligado a la falla de Murias que aparece afectando a un apretado sistema de cabalgamientos pertenecientes al Duplex de la Cuesta Rasa (fig. 24), uno de los que constituyen el Duplex del Mampodre. La serie carbonífera que aparece incluida en los diferentes horses no supera los 100 m y esta constituida de muro a techo por calizas rojas de la Formación Alba, que constituyen el nivel de despegue más importante dentro del duplex, a las que se superponen calizas grises de la Formación Barcaliente y en algunos "horses" lutitas de la Fm. Ricacabiello.

Como estructuras más importantes pueden apreciarse rampas cabalgantes y cabalgadas, duplexes de menores de orden hectométrico y una progresiva verticalización e incluso inversión de los cabalgamientos hacia la parte alta del duplex

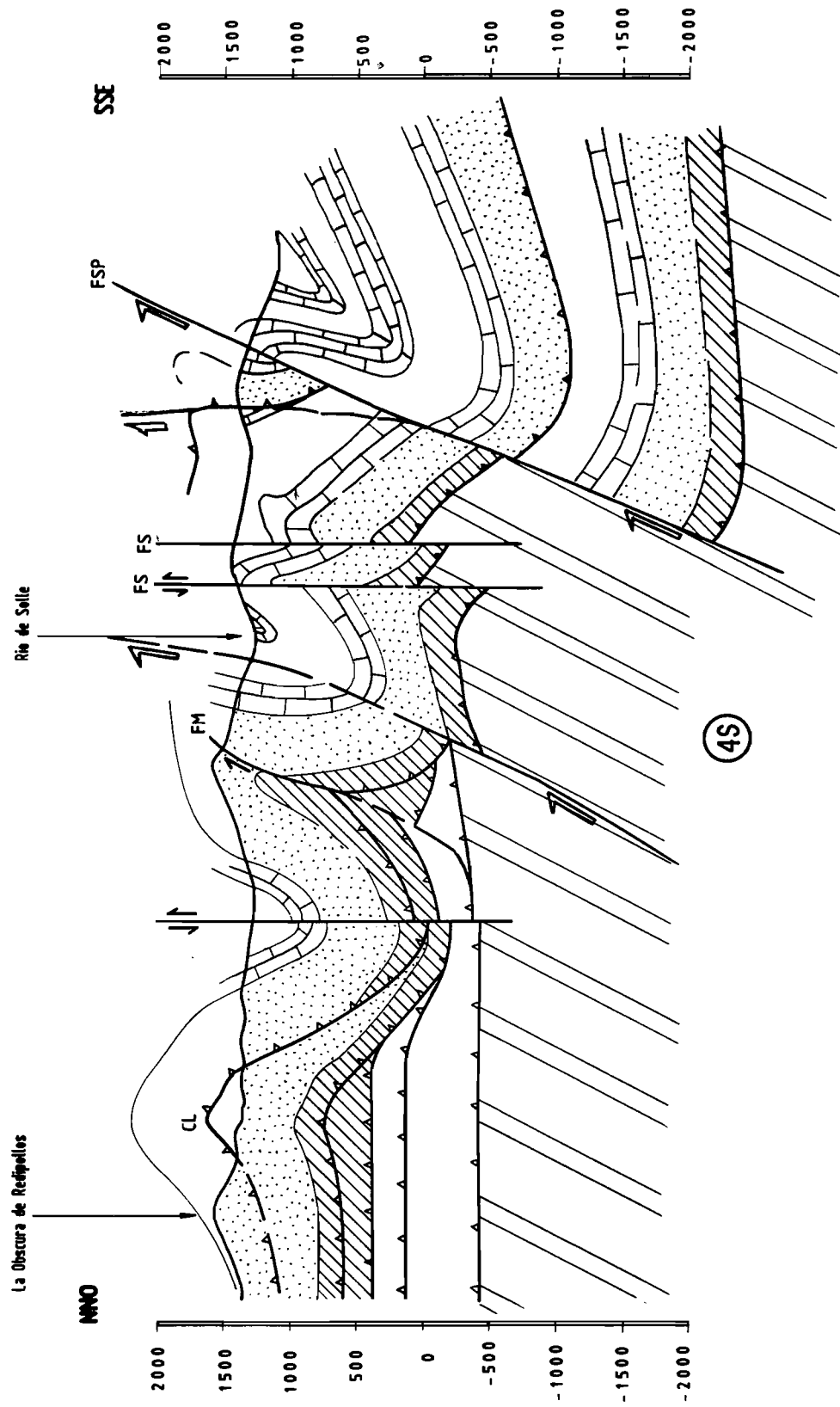


Fig. 22.- Corte Geológico transversal de la parte S de la Unidad del Ponga (Heredia 1991)



Fig.23.- Mapa de direcciones de emplazamiento de la Unidad del Ponga (Alvarez Marrón, 1989, Heredia, 1991).

MAPAPA GEOLOGICO DEL DUPLEX DEL MAMPODRE

Por N. F. N. Heredia - 1991

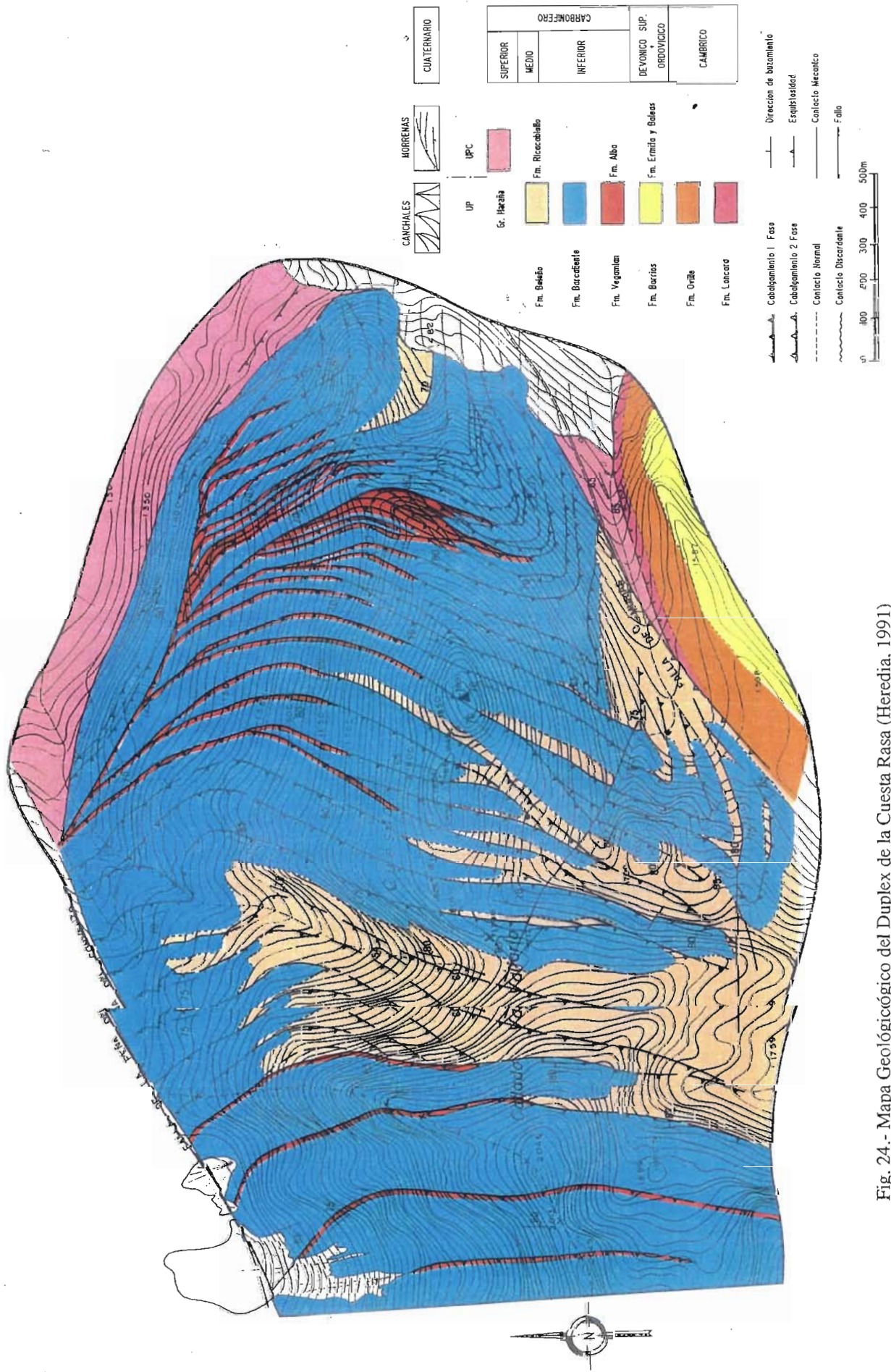


Fig. 24.- Mapa Geológico del Duplex de la Cuesta Rasa (Heredia, 1991)

(figs. 20 y 24) que indica un emplazamiento claramente "forward" para esta estructura.

PARADA 7- Puerto del Pontón.- Unidad del Pisuerga-Carrión. Sedimentos sinorogénicos de la Unidad del Ponga cabalgados por el Manto de Caso de esta unidad.

N. Heredia

Los sedimentos relacionados con el emplazamiento de la Unidad del Ponga, corresponden a los grupos Maraña, Pontón y Valdeón, de edades comprendidas (fig.12) entre el Westfaliense D Sup. y el Barrueliense (Heredia *et al*, 1991). Estos grupos aparecen rodeando la Unidad del Ponga y Cuenca Carbonífera Central con excepción de algunos retazos aislados que se apoyan discordantemente sobre estas unidades. En el frente de la Unidad del Ponga y cabalgados por ésta (ver mapa geológico), aparecen superpuestos los tres grupos antes citados con una potencia superior a los 3.000 m. Los contactos entre estos grupos son claramente discordantes en los flancos de este sinclinal, observándose una clara transición desde los sedimentos olistostrómicos del Grupo Maraña, a los ambientes aluviales costeros con capas de carbón del Grupo Valdeón. La serie presenta una clara secuencia de somerización, resultante del relleno de un importante surco subsidente, situado longitudinalmente al frente de la Unidad del Ponga (Heredia, 1991).

En esta parada puede verse el frente de la Unidad del Ponga (Manto de Caso) cabalgando a su secuencia sinorogénica. Pueden apreciarse los grandes olistolitos del Grupo Maraña, que aparece superpuesto a los otros dos grupos mediante una estructura fuera de secuencia denominada Cabalgamiento de Sajambre. La base del Grupo Valdeón, es claramente visible por la presencia de un potente nivel de conglomerados silíceos.

PARADA 8. Soto de Sajambre.- Duplex de los Beyos y su terminación hacia el Sur.

J. Alvarez Marrón

Desde la carretera a Soto de Sajambre que se desvía al norte a partir de la comarcal 637 y mirando hacia el SO se observa la ladera del Pico Niajo. Sobre esta ladera se distribuyen un conjunto de escamas apiladas, formadas por la Formación Barcaliente (fig. 25). Este conjunto de escamas forman parte del Duplex de los Beyos, el cual es un sistema de cabalgamientos situado en la parte frontal de la Unidad del Ponga (Alvarez-Marrón, 1989) (figs 17 y 18).

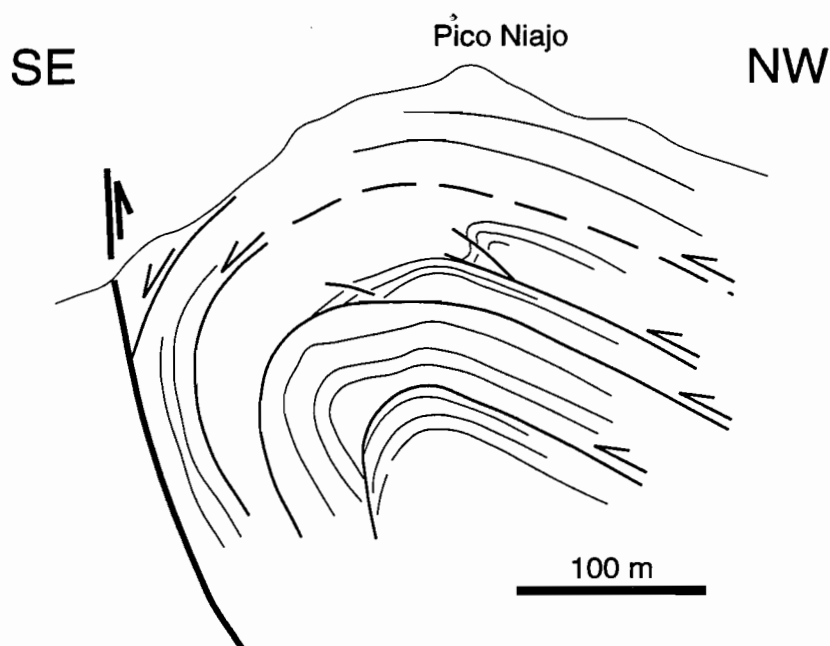


Fig. 25.- Esquema de la ladera Este del Pico Niajo en el Valle de Sajambre. Se observan un conjunto de escamas de formación Barcaliente plegadas en antiformal y cortadas en el SE por una falla inversa posterior.

El conjunto de cabalgamientos que producen las repeticiones estratigráficas y que delimitan las diferentes escamas o "horses" aparecen plegados y cortados en la parte SE por una importante falla inversa posterior, que se ha denominado cabalgamiento de Peña Ten (Alvarez-Marrón, 1989).

PARADA 9. Viego.- Pliegues formados en relación con una rampa de bloque superior.

J. Alvarez Marrón

Carretera hacia Viego desde la comarcal 637. La parada 9 se localiza al final de la garganta encajada en las Calizas de Montaña. En esta localidad se observa una estructura desarrollada en los niveles cercanos al techo de la Formación Barcaliente. La sucesión está invertida, con el techo hacia el Oeste (fig.26).

En esta localidad se observan un conjunto de pliegues formados en relación con una rampa de bloque superior. La superficie de cabalgamiento se dispone paralela a la estratificación del autóctono constituyendo un rellano de bloque inferior (fig.26). Puede observarse que el espesor de capas en la parte inferior del bloque cabalgante, e_1 , es mayor que en la parte superior, e_2 . Los pliegues son marcadamente vergentes hacia el frente del cabalgamiento con una posición que se muestra en la proyección de la fig.26.

La formación de varios cabalgamientos afectando a la formación Barcaliente (incluido éste de la parada 9) está en relación con la escama de Viboli, la cual se forma por delante de la escama de Carangas (figs.17 y 18). Como puede verse en el corte 1 y en el mapa geológico (fig.27), la escama de Carangas se dispone sobre un rellano de bloque inferior a techo de la Formación Barrios (esta disposición se observa desde la parada 10). Este rellano cabalgado es mucho más largo que el rellano homólogo, de bloque superior, en la base de la serie carbonífera (base de la Formación Alba). Este exceso de desplazamiento se transfiere por delante dando lugar a la escama de Viboli, cuyo cabalgamiento se sitúa en la base de la formación Alba, y a cabalgamientos en el interior de la Formación Barcaliente.

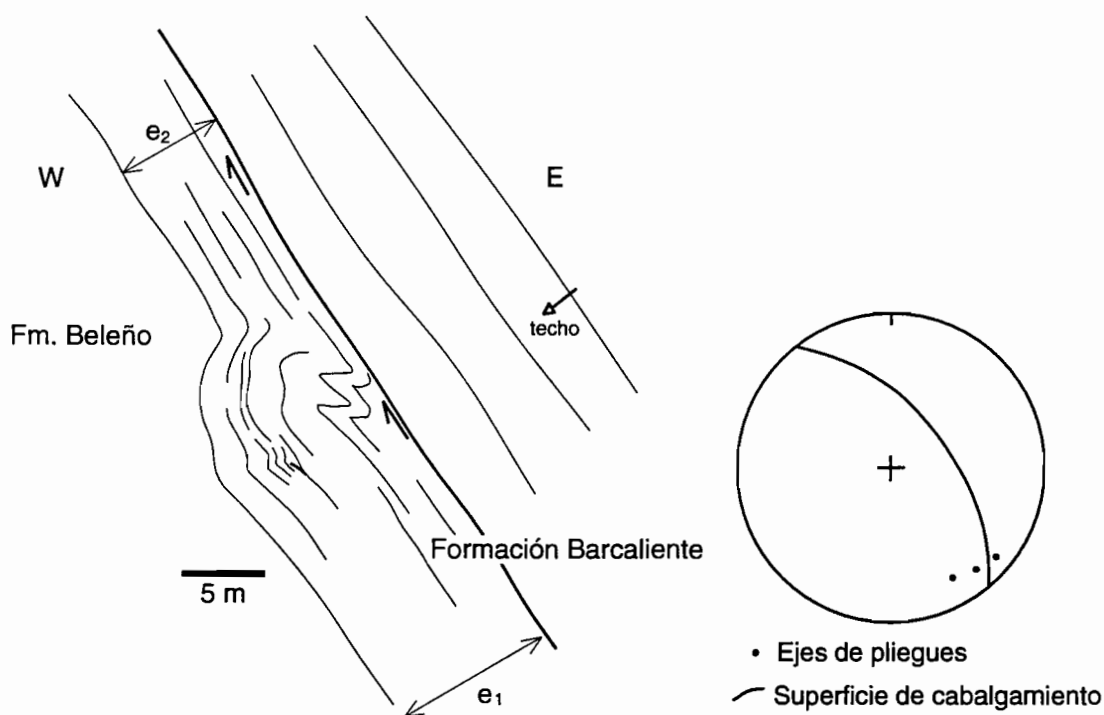


Fig.26. Esquema de la estructura observada cerca de Viego a techo de la Formación Barcaliente y proyección estereográfica mostrando la posición de ejes de pliegues y el plano de cabalgamiento.

PARADA 10. Carangas.- Rellano de bloque inferior sobre rellano de bloque superior.

J. Alvarez Marrón

Carretera que sube a Carangas desde la comarcal que une los pueblos de Sellaño y Beleño.

En esta localidad se observa la posición del cabalgamiento de Carangas sobre la formación Barrios. La relación geométrica es de rellano de bloque superior sobre rellano de bloque inferior (fig. 27). Este rellano es el mencionado en la parada 9.

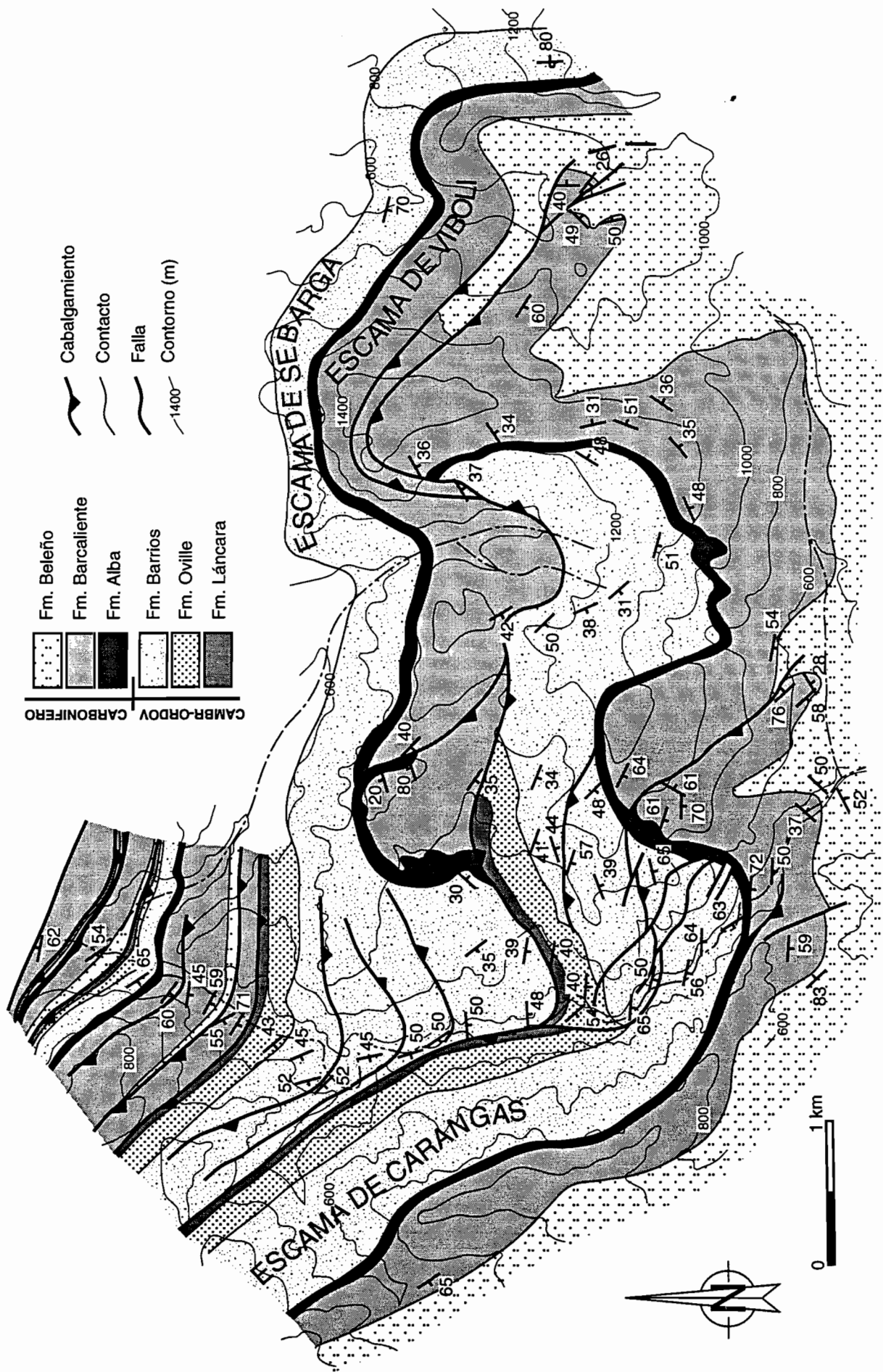


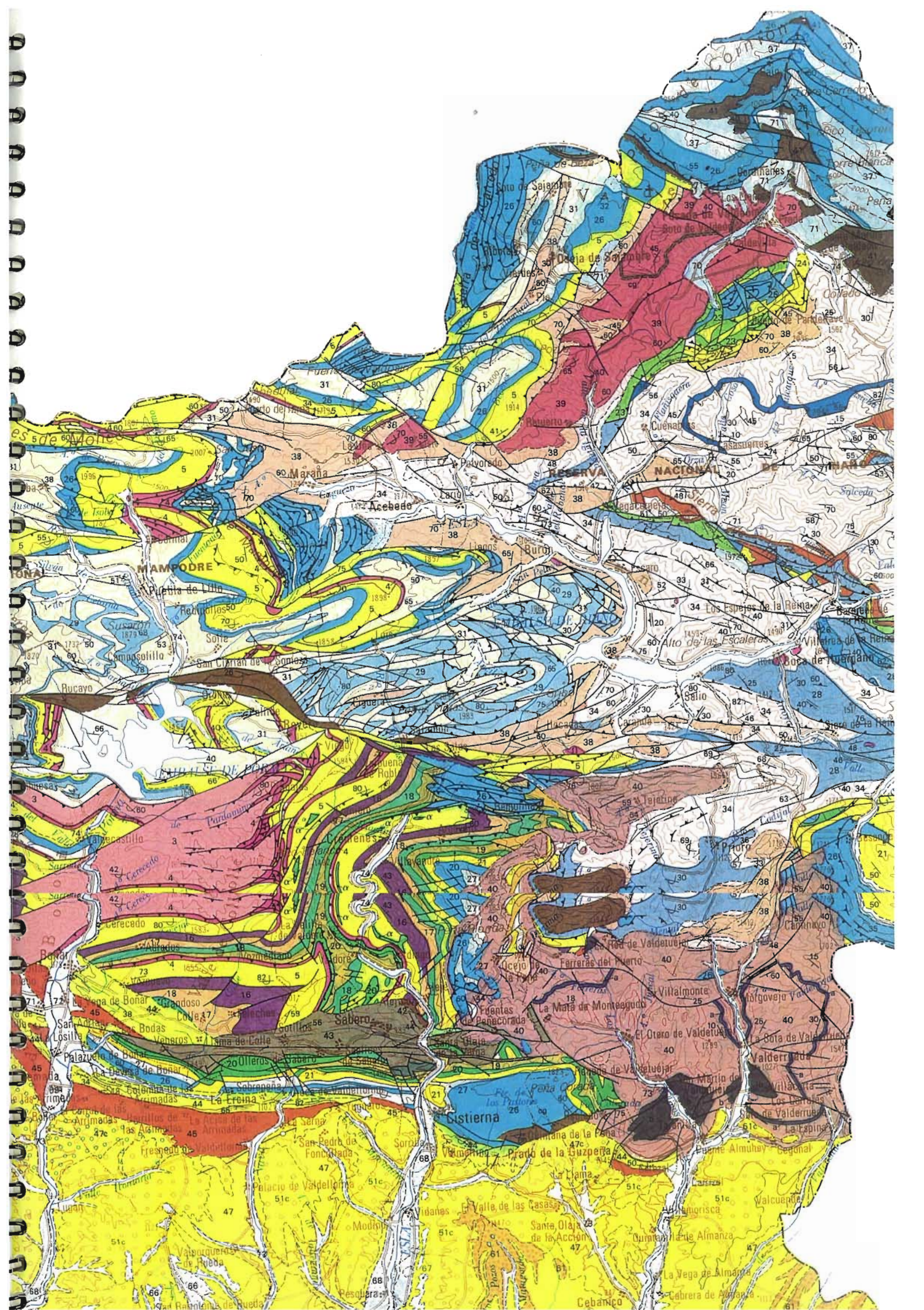
Fig.27.- Mapa Geológico de los alrededores del Río Ponga (Alvarez Marrón, 1989).

BIBLIOGRAFIA

- Alonso, J. L. (1985).- "Estructura y evolución tectonoestratigráfica del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)". Tesis Doc., Univ. Oviedo, 212 pp.
- Alonso, J.L. (1987).- Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian zone, NW Spain). *J. Struct. Geol.*, 9, 969-983.
- Alonso, J.L.; Pulgar, J.A.; Garcia-Ramos, J.C. y Barba, P. (en prensa).- Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain. Tectonics, climate and sea-level changes* (P.F. Friend y C. Dabrio eds.). Cambridge University Press.
- Alvarez-Marrón, J.(1989).- *La estructura geológica de la Región del Ponga (Zona Cantábrica, NW de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 225 pp.
- Alvarez-Marrón, J. y Pérez-Estaún, A. (1988).- Thin skinned tectonics in the Ponga Region Cantabrian zone, NW Spain). *Geol. Rund.*, 77, 2, 539-550.
- Alvarez-Marrón J., Heredia N., Pérez-Estaún A. y Aller J. (1990).- Mapa geológico a escala 1:50.000, hoja nº 79 (Puebla de Lillo) del Mapa Geológico de España. *Segunda serie MAGNA-Primera edición. ITGE*.
- Arbolea, M.L. (1978).- Estudio estructural del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León) Tesis Doctoral. Univ. Autónoma de Barcelona.
- Arbolea, M.L. (1981).- La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Bol. Geol. Min.*, XLII, 1, 19-40.
- Bastida, F.; Marcos, A.; Pérez Estaun, A. y Pulgar, J.A. (1984).- Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. Min.*, XCV-VI, 517-539.
- Espina, R. G. (1992).- La estructura del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica en el área de Campoo (Cantabria-Palencia, Norte de España). *Actas del VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, t. 1, 149-178.
- Farias, P. (1982).- La estructura del Sector Central de los Picos de Europa. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*. 12, 63-72.
- Farias, P. y Marquinez, J. (1991).- The imbricate thrust system of the Picos de Europa Unit (Variscan Belt, NW Spain). *Abstracts of the J. Ramsay Meeting on the Geometry of Naturally Deformed Rocks*. Mitt.Geol. Inst.ETH Zürich, Neue Folge. 136.
- Frankenfeld, H. (1983).- El Manto del Montó-Arauz; Interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, España). *Trab. Geol. Univ.Oviedo*, 13, 37-47.
- Heredia, N. (1991).- *Estructura Geológica de la Región del Mampodre y áreas adyacentes (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (Microfichas), 320 pp.
- Heredia, N.; Rodriguez Fernandez, L.R. y Wagner, R.H. (1990).- Carboniferous of the Palentian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer y E. Martinez-Garcia (Eds.). Springer-Verlag, 33-38.
- Heredia, N.; Rodriguez Fernandez, L.R.; Suarez, A. y Alvarez Marrón, J. (1991).- Hoja del Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000 nº 80 (Burón). 2ª Serie-MAGNA, Primera Edición. ITGE.

- Hirt, A.M.; Lowrie, W; Julivert, M. y Arboleya, M.L. (1992).- Paleomagnetic results in support of a model for the origin of the Asturian Arc. *Tectonophysics*, 213, 3/4, 321-340.
- Julivert, M. (1967).- La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Mantó del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2, 59-76.
- Julivert, M. (1971).- Decollement tectonics in the Hercynian cordillera of NW Spain. *Am. J. Sci.*, 270, 1-29
- Julivert, M. (1978).- Hercynian orogeny and carboniferous paleogeography in NW Spain: a model of deformation-sedimentation relationships. *Z. dt. Geol. Ges.*, 129, 565-592.
- Julivert, M. y Arboleya, M.L. (1986).- Areal balancing and estimate of areal reduction in a thin skinned fold-and-thrust belt (Cantabrian Zone, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 8, (3/4), 407-414.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1973).- Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *Am. J. Sci.*, 273, 353-375.
- Lepvrier, C. y Martínez García, E. (1990).- Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, NW Spain). *Tectonophysics*, 184, 345-356.
- Lotze, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92.
- Lotze, F. (1956) Das Prakambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Palaont.*, 8, 373-380
- Maas, K. (1974).- The geology of Liébana, Cantabrian Mountains, Spain; Deposition and Deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.* 49, 379-465.
- Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1982).- An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jahrb. Paläontol.*, 163, 2, 256-315.
- Marquinez, J. (1978).- Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 10, 295-315.
- Marquinez, J.L. (1989).- Mapa geológico de la Región del Cuera y Picos de Europa (Cordillera Cantábrica- NW de España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 18, 137-144.
- Marquinez, J.L.; Farias, P. et al. (en prensa).- *La geología del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga*. ICONA.
- Marquinez, J.L. y Marcos, A. (1984).- La estructura de la Unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 14, 53-64.
- Martínez García, E. y Wagner, R.H. (1971).- Marine and continental deposits of Stephanian age in eastern Asturias (NW Spain). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 285-305.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquinez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988).- A thin-skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: Cantabrian zone. *Tectonics*, 7, 3, 517-537.
- Pérez Estaún, A., et al. (en prensa).- Crustal structure of the external variscides in NW Spain from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*.
- Pulgar, J.A. y Alonso, J.L. (en prensa).- Inverted extensional basin and basement uplift in the Basque-Cantabrian Mountains, Western Pyrenees, N Spain. *Tectonics*.

- Rodriguez Fernandez, L.R. (1992).- *Estratigrafía y Estructura de la Región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera Cantábrica)*. Tes.is Doc. Univ. de Oviedo, 244 pp. (Inédita).
- Rodriguez Fernandez, 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.
- Rodriguez Fernandez, L. R. y Heredia, N. (1990).- Palentine Zone structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer y E. Martinez-Garcia (Eds.). Springer-Verlag, 69-71.
- Sitter, L.U. de (1959).- The Río Esla Nappe in the zone of León of the Asturian Cantabric mountain chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 56, 3-24.
- Sitter, L.U. de (1960).- Cross folding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. Mijn.*, 22, (39), 189-194.
- Suppe, J. (1983).- Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am.J. Sci.* , 283, 684-721.
- Tosal, J.M. (1968).- Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. *Brev. Geol. Ast.*, XII, 9-14.



LEYENDA

- 74.- Llanura aluvial y/o fondos de valle.
- 71.- Depósitos indiferenciados (coluviales y aluviales).
- 70.- Depósitos glaciares y fluvio-glaciares.
- 43.- Areniscas, lutitas y capas de carbón (Estefaniense de las Cuencas Carboníferas de Villablino (V), La Magdalena (M), Ciñera-Matallana (C) y Sabero (S)).
- 42.- Conglomerados y areniscas (Estefaniense de las Cuencas Carboníferas de Villablino (V), La Magdalena (M), Ciñera-Matallana (C) y Sabero (S)).
- 41.- Lutitas, areniscas, conglomerados polimícticos y cuarcíticos y olistolitos calcáreos (Grupo Remoña).
- 40.- Conglomerados cuarcíticos y polimícticos (cg), areniscas, lutitas y capas de carbón (Grupo Cea: a- Formación Morgovejo; b- Formación Taranilla).
- 39.- Conglomerados cuarcíticos (cg), areniscas y lutitas (Grupos Pontón y Valdeón).
- 38.- Conglomerados cuarcíticos y polimícticos (cg), areniscas, lutitas y olistolitos calcáreos (Grupos Conjas, Maraña, Brañas y Corisco).
- 37.- Calizas grises, tableadas y masivas (Formación Picos de Europa).
- 36.- Calizas y conglomerados calcáreos (Formación Panda) y calizas grises (Grupo Pando).
- 35.- Conglomerados cuarcíticos (Conglomerado de Curavacas).
- 34.- Conglomerados, areniscas y lutitas (Grupo Pando- Formaciones Lechada, Vegacerneja y Pandetrave).
- 33.- Lutitas, areniscas, calizas y capas de carbón (Grupo Sama).
- 32.- Lutitas, areniscas, calizas y capas de carbón (Formación San Emiliano: Miembro Candemuela).
- 31.- Lutitas, calizas y areniscas (Grupo Lena, Formaciones Ricacabiello y Beleño).
- 30.- Lutitas, calizas, areniscas y olistolitos calcáreos (Formación San Emiliano: Miembros Pinos y La Majúa).
- 29.- Calizas grises masivas (Formación Valdeteja). Calizas grises de la Formación San Emiliano, de grupos Lena y Sama y de las formaciones Beleño y Escalada).
- 28.- Lutitas, areniscas, conglomerados y olistolitos calcáreos (Grupo Prioro y Grupo Potes).
- 27.- Lutitas, areniscas y calizas (Formación Olleros, sucesión de los sinclinales de Vega de Viejos, Pedroso y Peña Corada).
- 26.- Lutitas negras; calizas grises; calizas nodulosas rojas y calizas tableadas grises (Formaciones Vegamian, Baleas, Alba y Barcaliente).
- 25.- Calizas nodulosas con intercalaciones lutíticas (Formación Vidrieros).
- 24.- Cuarcitas y lutitas intercaladas (Formación Murcia).
- 23.- Lutitas y calizas nodulosas (Formaciones Cardaño y Gustalapedra).
- 22.- Lutitas y calizas nodulosas (Formaciones Abadía y Polentinos).
- 21.- Areniscas, lutitas y algún conglomerado (Sucesión del Devónico Superior).
- 20.- Calizas grises (Formación Portilla).
- 19.- Lutitas y areniscas (Formación Huergas).
- 18.- Calizas grises arrecifales (Formación Santa Lucía).
- 17.- Calizas, dolomías y lutitas (Grupo La Vid).
- 16.- Lutitas negras y areniscas ferruginosas (Formaciones Formigoso y San Pedro).
- 5.- Areniscas, lutitas y cuarcitas (Formaciones Oville y Barrios).
 - a.- Rocas volcánicas y vulcanosedimentarias de naturaleza alcalina.
- 4.- Calizas grises, rojas nodulosas y dolomías (Formación Láncara).
- 3.- Microconglomerados, cuarcitas, lutitas y dolomías (Formación Herrería).
- 4.- Calizas grises, rojas nodulosas y dolomías (Formación Láncara).
- 3.- Microconglomerados, cuarcitas, lutitas y dolomías (Formación Herrería).
- 1.- Microconglomerados, areniscas y pizarras (Formación Mora).

