

# LA ESTRUCTURA DEL ANTIFORME DEL NARCEA Y SU RELACIÓN CON LOS MANTOS OCCIDENTALES DE LA ZONA CANTÁBRICA. PARTE II: EL SECTOR ORIENTAL

GABRIEL GUTIÉRREZ-ALONSO (\*)

GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997): La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la Zona Cantábrica. Parte II: El sector oriental. [**The Narcea Antiform Structure and its relation to the Western Cantabrian Zone thrust sheets. Part II: The Eastern Sector.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 121-175. Salamanca.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1997-10-14) (FECHA DE ADMISIÓN: 1997-11-07) (ÚLTIMA REVISIÓN: 97-11-24)

**RESUMEN:** En el sector oriental del Antiforme del Narcea, denominado Ventana Tectónica del Narcea, existe una foliación que es de plano axial de pliegues con ejes verticales. Esta foliación no se continúa en la formación suprayacente, la Formación Herrería

El contacto entre estas dos formaciones es un despegue que discurre por el plano de discordancia y que puede producir foliación espaciada en la parte baja de la Formación Herrería, formando un elevado ángulo con la foliación existente en las rocas precámbricas. Tanto el despegue como las foliaciones en este sector, están asociadas a

---

(\*): Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España.  
E-mail: [gabi@gugu.usal.es](mailto:gabi@gugu.usal.es)

una deformación varisca que pone de manifiesto el contraste de competencias y la diferente orientación original entre las rocas implicadas.

La Unidad de Somiedo es la más occidental de las unidades alóctonas de la Zona Cantábrica, y se conoce desde los años 50. Está formada por cuatro escamas principales, emplazadas durante la denominada primera generación de cabalgamientos, que tienen una geometría en escalera el cabalgamiento basal se encuentra por debajo de la Formación Láncara, excepto en el sector más occidental, donde profundiza hasta las rocas precámbricas, siendo el único lugar de la ZC donde se observa el enraizamiento de estas unidades. Esta rampa produce una culminación y es la causa del Antiforme. Se observa otra generación de cabalgamientos, que corta a los previos y afecta no sólo a la Unidad de Somiedo, sino también a su autóctono aflorante en la Ventana Tectónica del Narcea. Estos cabalgamientos no muestran trayectorias en escalera, sino geometrías lítricas, tienen desplazamientos pequeños, y modifican el patrón generado durante la primera fase de deformación y amplifican el Antiforme del Narcea.

Las relaciones entre todas las unidades son complejas; se ha realizado una correlación interpretativa entre las dos fases de deformación de la ZAOL y la primera fase de cabalgamientos de la ZC. La segunda fase de deformación sería la responsable de la disposición final de las estructuras de la ZC y la ZAOL.

**Palabras clave: Cadena Varisca, Macizo Ibérico, antiforme del Narcea, Unidad de Somiedo, cabalgamientos, rampas laterales, despegues, duplexes.**

**ABSTRACT:** In the eastern part of the Narcea Antiform, the Narcea Tectonic Window, only one cleavage develops, which is axial plane to vertical hinge folds. This foliation does not continue into the overlying unconformable Herrería Formation, Cambrian in age. The contact between these two formations is a fault running along the unconformity plane, which may produce spaced foliations in the hangingwall rocks at high angle with precambrian rocks cleavage. Both, fault and cleavage are due to a variscan deformation event, partition of the deformation occurs at the unconformity, revealing different rheological behaviours and different original orientations. The limit between these western and the eastern units is a major thrust.

The Somiedo Unit, the westernmost of the allochthon ones in the Cantabrian Zone, has been known for long. It is formed by four main units, developed during the so called first thrust generation, which has a basal thrust, showing staircase trajectories, below the Láncara formation, except in the westernmost part of the unit where it deepens into the precambrian rocks, being the only part of the Cantabrian Zone where the rooting of this units can be seen. This ramp produces a culmination over it and causes the antiform. Another generation of thrusts can be seen, the second one, which crosscuts the first ones and affects not only Somiedo Unit but Narcea Antiform as well. The second generation ones do not depict staircase trajectories, listric ones are common, and have much less displacement than the first generation ones. These listric reverse faults modify the first generation pattern, and causes Narcea Antiform re-folding.

The relations between all these units are complex, and a tentative correlation between the two deformation phases at the WALZ, and the first thrust generation, at the CZ, has been done. The second thrusting stage is responsible for the final disposition of structures at the CZ and the WALZ.

**Key words: Variscan Belt, Iberian Massif, Narcea antiform, Somiedo Unit, thrusts, decollements, lateral ramps, duplexes.**

## INTRODUCCIÓN

Este trabajo, constituye la segunda parte del publicado por el mismo autor en 1996 en esta misma revista (GUTIÉRREZ-ALONSO, 1996). Por ello, la numeración de las figuras y capítulos se mantiene correlativa con el mencionado artículo, para una mayor facilidad de lectura.

## 5. LAS UNIDADES OCCIDENTALES DE LA ZONA CANTÁBRICA

La Zona Cantábrica esta constituida como un “cinturón externo de pliegues y cabalgamientos”, con una disposición curvada que hace que posea unas características poco comunes a otras regiones de características similares en otros cinturones orogénicos. Su estructura se describe como de tipo epidérmica (*thin-skinned*) y las estructuras más relevantes que conforman la cartografía observable actualmente son los cabalgamientos y mantos de despegue así como dos conjuntos de pliegues denominados “longitudinales” y “transversales o radiales” (JULIVERT, 1971 a, b, y JULIVERT & MARCOS, 1973). En su extremo occidental, afloran las Pizarras del Narcea, de edad Proterozoico superior en la Ventana Tectónica del Narcea. Estas rocas son las más antiguas de las que aparecen en la Zona Cantábrica y afloran debido al enraizamiento de los cabalgamientos basales de las unidades occidentales de esta Zona, concretamente de la Unidad de Somiedo.

En la Zona Cantábrica destacan como rasgos más importantes la existencia de cabalgamientos que, si bien suelen ser en general paralelos a la estratificación, presentan irregularidades que producen una geometría en escalera (*staircase*). Esta geometría irregular no sólo se manifiesta en la dirección de avance de los cabalgamientos, sino en dirección perpendicular a ella como ha sido puesto de manifiesto en diversos trabajos recientemente realizados en la Zona Cantábrica (BASTIDA *et al.*, 1984; ALONSO, 1987; GUTIÉRREZ, 1987, BASTIDA & CASTRO, 1988; ALVAREZ MARRÓN, 1989, TOYOS, 1989; etc.). Además, estos cabalgamientos son cortados generalmente por otros posteriores, generados fuera de secuencia, que habitualmente muestran un ángulo más elevado respecto a la estratificación.

El análisis de la cartografía permite observar que existen variaciones laterales en los niveles de erosión a lo largo de la Unidad de Somiedo que hacen pensar en una serie de estructuras laterales ligadas a los cabalgamientos, tanto en los alóctonos como en sus autóctonos relativos. Una interesante cuestión conocida desde antiguo pero aún no resuelta es la relación entre las estructuras observables en las rocas precámbricas del Antiforme del Narcea (en su sector más oriental), y que han sido incluidas en la Unidad de Somiedo en algún trabajo previo (GUTIÉRREZ, 1987), y las estructuras existentes en las rocas paleozoicas suprayacentes.

## 6. LA VENTANA TECTÓNICA DEL NARCEA

Es la unidad con rocas precámbricas más oriental del orógeno Varisco del Noroeste peninsular. Esta unidad está compuesta por rocas de la Formación Pizarras del Narcea y de la Formación Cándana-Herrería. La estratigrafía de ambas formaciones presenta ligeras diferencias con respecto a la unidad precedente, descrita por GUTIÉRREZ-ALONSO (1996).

El límite occidental de la Ventana es el Cabalgamiento de la Espina, ya descrito, que mantiene un trazado regular, siguiendo la curvatura del arco astúrico, solamente interferido por la existencia de fallas de escaso desplazamiento. El límite oriental es, por el contrario, muy irregular y se ha situado en el despegue de la base de la Formación Láncara, despegue que separa dos estilos de deformación diferente. Por debajo del mismo, existen pliegues con foliación de plano axial y cabalgamientos que cortan con elevado ángulo a la estratificación, mientras que por encima, en las unidades que se describirán posteriormente, las estructuras más destacables son la existencia de cabalgamientos con trayectorias en escalera y pliegues claramente relacionados con los mismos.

Esta unidad se encuentra parcialmente recubierta discordantemente por rocas estefanienses ligeramente deformadas por los últimos estadios de la Orogenia Varisca y por rocas terciarias que deben responder a las manifestaciones de la Orogenia Alpina en este sector.

El hecho más destacable que se observa en esta unidad es la existencia de una foliación en las Pizarras del Narcea que no se propaga hacia la Formación Cándana-Herrería, excepto localmente y no más que unas decenas de metros. Otras estructuras importantes que se observan en este área son cabalgamientos, que son especialmente bien visibles en el sector Nororiental donde existen repeticiones de las Pizarras del Narcea sobre la Formación Herrería.

La estructura de la Ventana, como ya se ha apuntado, es muy compleja. Se reconocen pliegues en las rocas precámbricas con los ejes y planos axiales mostrando una disposición subvertical, y una serie de cabalgamientos en la Formación Cándana-Herrería, todo ello muy trastocado por la existencia de gran cantidad de fallas tardías. El contacto entre esta última formación y las Pizarras del Narcea es un despegue que aprovecha la superficie de discordancia previa y que es de gran importancia para poder entender la estructura general de la zona.

La deformación interna de las rocas es poco importante aquí, manifestándose por el desarrollo de una foliación (en todos los casos grosera) generalizada en las rocas precámbricas y local en las de la Formación Cándana-Herrería.

Como se puede observar en la figura 21, la estructura general está constituida por un suave antiforme de gran amplitud. Este antiforme se interpreta como originado por una serie de cabalgamientos que no afloran más que de manera local en los sectores más septentrionales y meridionales. Es posible que existan, en el sector central, más cabalgamientos que superpongan Pizarras del Narcea sobre sí mismas. Toda esta estructura está cortada por fallas posteriores verticales en superficie.

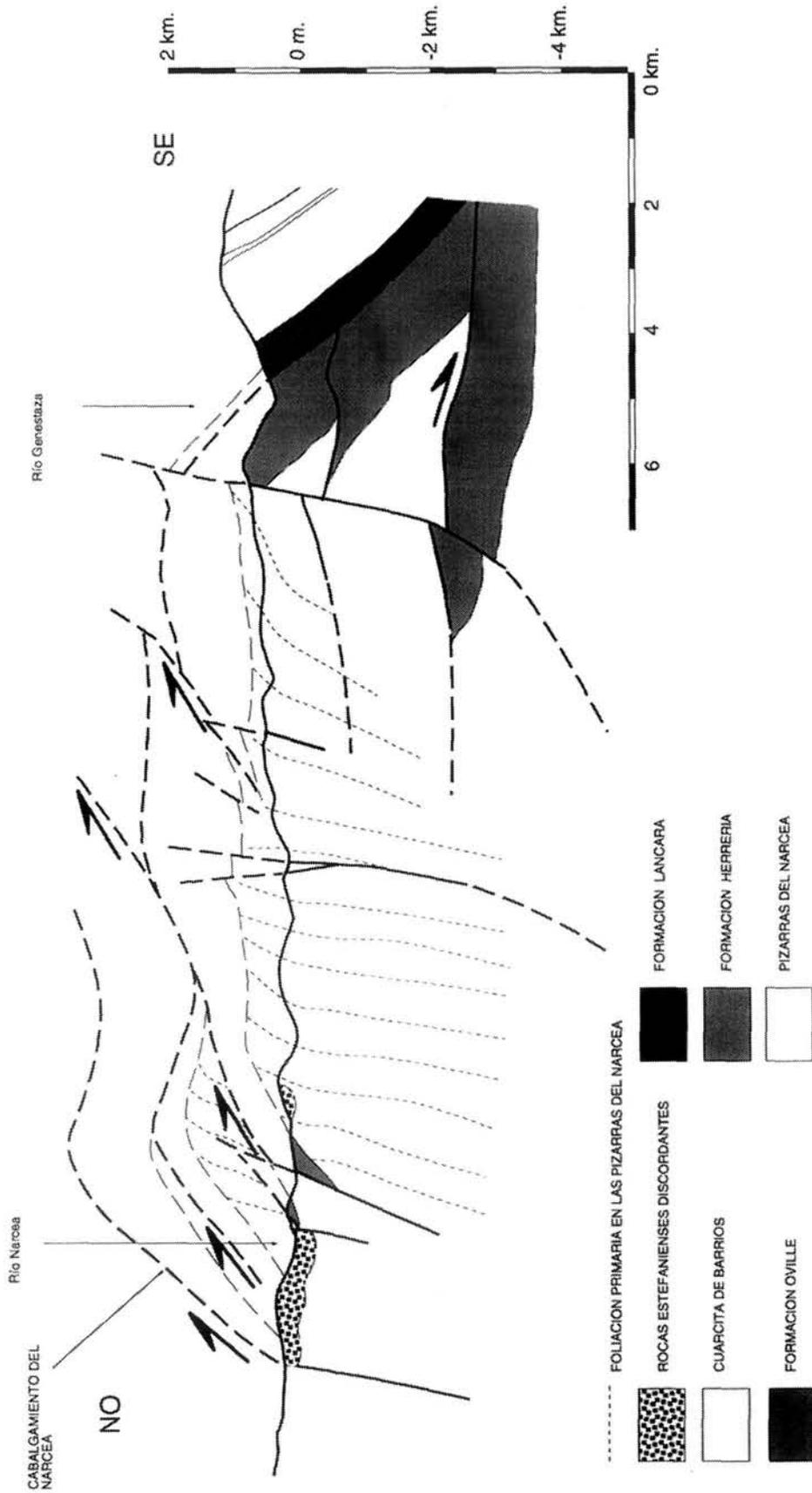


Figura 21: Corte geológico de la Ventana Tectónica del Narcea. Se corresponde con parte del corte 6-6' del Anexo II

Este gran antiforme, se reconoce en el contacto entre las Pizarras del Narcea y la Formación Herrería, sobre todo en el sector Norte donde dicha formación dibuja en la cartografía una terminación periclinal muy amplia. La geometría del antiforme en la Formación Herrería se complica por la existencia de una serie de cabalgamientos imbricados con desplazamientos variables que van disminuyendo de Oeste a Este. En los cabalgamientos más occidentales se observa cómo éstos involucran a las Pizarras del Narcea, mientras que en los orientales este hecho no es tan claro debido a que no existe superposición de estas rocas sobre la Formación Herrería. Este hecho indica la existencia de cabalgamientos con desplazamientos menores que la longitud de los rellanos existentes entre rampas. Una descripción más detallada de las estructuras a nivel de la Formación Herrería se puede encontrar en GUTIÉRREZ (1987).

Hacia el Sur, esta unidad presenta complicaciones importantes, al haber sido involucrada posteriormente en cabalgamientos que cortan a los que generan el antiforme. De todas maneras se puede observar, en alguna de las unidades limitadas por los cabalgamientos tardíos, cómo las Pizarras del Narcea están cabalgando sobre rocas de la Formación Barrios de la unidad situada por delante (Unidad de Somiedo). La estructura detallada de este sector está ampliamente descrita en HEREDIA (1984).

El despegue de la Formación Láncara sobre la Formación Herrería está evidenciado tanto por aspectos de campo (presencia de rocas cataclásticas, con mineralizaciones de sulfuros asociadas, en el contacto entre ambas), como por la existencia de imbricados (imbricado de La Barca, GUTIÉRREZ, 1987) y dúplexes (dúplex de Tuña) que no afectan a la Formación Herrería y que, sin embargo, son cortados por los cabalgamientos que atraviesan esta formación. Por esta causa, se separa la ventana tectónica del Narcea de la unidad suprayacente (la unidad de Somiedo), conformando esta unidad una verdadera ventana tectónica, al estar rodeada completamente por el despegue situado en la base de la Formación Láncara.

Uno de los hechos más destacables que se observa en la Ventana Tectónica del Narcea, concretamente en su sector más septentrional, es la particular geometría de las trazas axiales de los pliegues que se observan en el sector Norte, las cuales se ven cortadas por los cabalgamientos existentes, apareciendo en posiciones más adelantadas en cada una de las distintas escamas, lo que indicaría una relación de dichos pliegues con los cabalgamientos, o un plegamiento posterior a la génesis de los mismos, al plegarse superficies oblicuas.

Las fallas que cortan a esta estructura son posteriores a la génesis del antiforme aunque sin duda producen una amplificación del mismo ya que presentan su labio levantado generalmente hacia el Oeste. Una particularidad de estas fallas es que afectan a rocas de edad Estefaniense, cobijando en ocasiones rocas de esta edad. En el corte (Fig. 21) se han interpretado como fallas que, pese a ser verticales en superficie se horizontalizan en profundidad hacia un nivel de despegue, constituyendo los últimos episodios de deformación y reactivación de estructuras previas durante la orogenia varisca en el área de estudio.

El metamorfismo en esta unidad es de grado bajo y ha sido determinado utilizando índices de cristalinidad de las micas blancas. Según este método toda la unidad estaría en condiciones epizonales, tanto las rocas precámbricas como las de la Formación Herrería; sin embargo, no se reconocen al microscopio paragénesis claras de la epizona, no observándose blastesis de clorita ni un recrecimiento importante de las micas blancas.

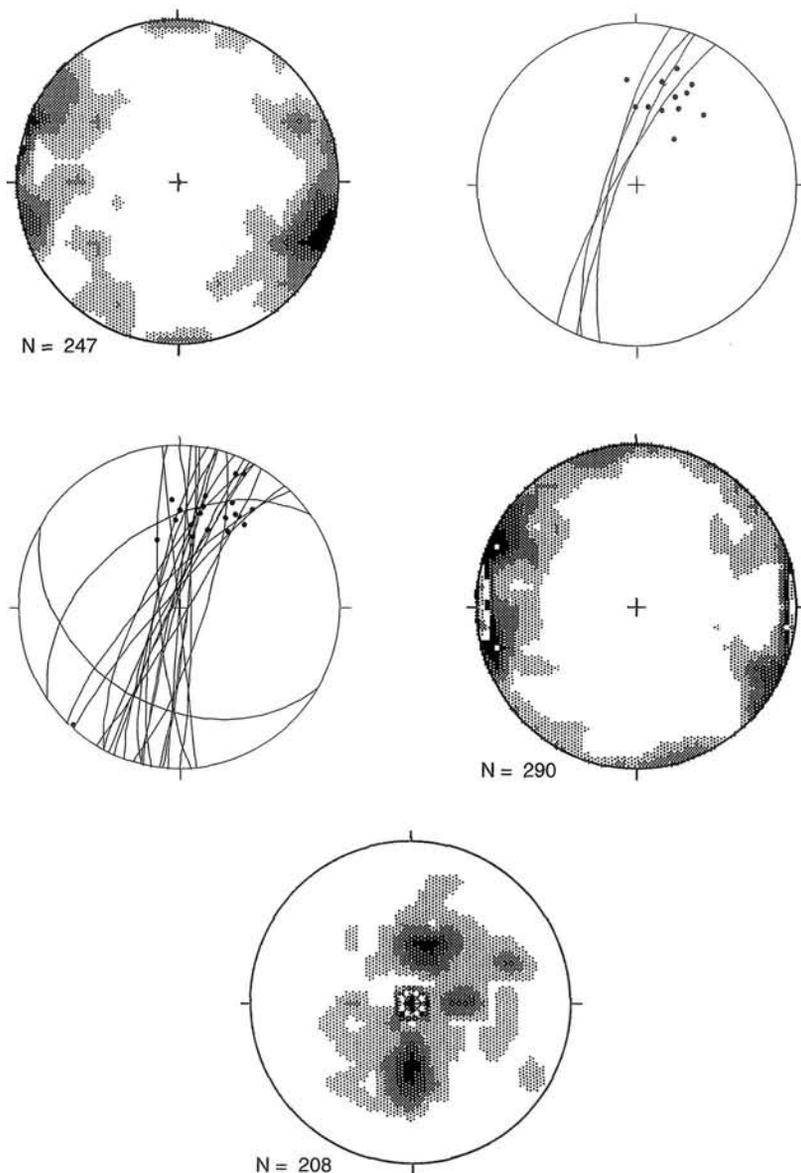


Figura 22: a.-Proyección estereográfica de la orientación de la estratificación en las rocas de la formación Pizarras del Narcea en toda la Ventana Tectónica del Narcea. b.-orientación de los elementos geométricos de los pliegues que afectan a la foliación de las pizarras del Narcea. Puntos: Ejes, Círculos Máximos: planos Axiales. c.-elementos geométricos de los pliegues en las capas basales de la Formación Herrería. Plantilla Schmidt, Hemisferio Inferior. Puntos: Ejes, Círculos Máximos: planos Axiales. d.-Proyección estereográfica de la orientación de la foliación primaria en las Pizarras del Narcea en la Ventana Tectónica del Narcea. e.-Proyección estereográfica de la orientación de la lineación de intersección de la foliación primaria con la estratificación en las Pizarras del Narcea en la Ventana Tectónica del Narcea.

Lo primero que llama la atención cuando se trabaja en este sector es la dificultad que existe para reconocer estructuras resultantes de las deformaciones sufridas por las Pizarras del Narcea. Solamente en escasos cortes: Carretera de Onón, Pista a Mieldes, Carretera a Parada la Vieja, etc, se pueden observar pliegues, con el eje generalmente próximo a la vertical, tanto de escala mesoscópica como de escala cartográfica, relacionados con la foliación generalizada de la unidad.

Localmente, en las proximidades de La Prohida y de La Nisal existen pliegues posteriores, métricos, que afectan a esta foliación. Estas localidades están siempre próximas a fracturas o cabalgamientos.

Aparte de estos pliegues, las estructuras más notables que se observan responden a episodios de fracturación que provocan la existencia de rocas cataclásticas de carácter frágil en el entorno de las fallas que atraviesan la ventana tectónica del Narcea y el sector más oriental de la misma, donde se observa la existencia de una densa red de fracturación a escala de afloramiento que se discutirá más adelante.

Por último, sin entrar en relaciones temporales, existen una gran cantidad de *kink-bands* que generalmente son subhorizontales y se desarrollan en las zonas donde la foliación es más penetrativa, interpretándose como el resultado de un acortamiento vertical (MATTE, 1967).

Las relaciones entre la estratificación y la foliación apoyadas por el uso de criterios de polaridad estratigráfica han permitido reconstruir algunos pliegues en las Pizarras del Narcea.

Con los datos recogidos de estratificación (Fig. 22a) y de foliación, se ha realizado una reconstrucción teórica simplificada de los posibles pliegues que existen en esta zona. El resultado de dicha reconstrucción (Anexo I) es sólo una aproximación, debido a la dispersión de datos y la alta carga interpretativa que tiene la propia reconstrucción.

Un hecho que llama la atención en esta reconstrucción es que no se han reconocido pliegues plegados que permitan detectar la deformación precámbrica que ha originado la discordancia de la base de la Formación Herrería. Este hecho viene impuesto por el propio tipo de interpretación realizada, que no permite discriminar este tipo de estructuras. Un estudio detallado de los criterios de polaridad sedimentarios en este sector en trabajos posteriores podría ayudar a reconocer la existencia este tipo de pliegues.

Como se ha descrito, aparecen localmente pliegues que doblan a la foliación previa. Aunque no se reconocen en ningún lugar charnelas plegadas, sí se observa un claro plegamiento de la foliación ligada a la génesis de los pliegues previos. Este hecho es particularmente visible en dos sectores determinados, en el sector próximo a La Prohida y en el sector próximo a La Nisal.

Contrariamente a los pliegues descritos con anterioridad, la orientación de los ejes de estos pliegues no es subvertical, sino que por el contrario es subhorizontal con ligero cabeceo hacia el Nordeste, entre 10° y 29°. Los planos axiales son

subverticales o con una inclinación muy acusada hacia el Noroeste. Las orientaciones de los elementos geométricos de estos pliegues pueden observarse en la figura 22b.

Además de los pliegues descritos en las Pizarras del Narcea, existe una gran cantidad de pliegues en la Formación Herrería, sobre todo en las capas basales, en torno a los primeros 200 m. Estos pliegues no se reconocen en el plano de discordancia ni en niveles más altos de la Formación Herrería. La orientación de sus ejes es aproximadamente  $30^{\circ}/30^{\circ}$  en el sector Norte de la Ventana Tectónica del Narcea, que es donde mejor se reconocen (Fig. 22c). Los planos axiales de estos pliegues presentan una orientación aproximada  $120^{\circ}/90^{\circ}$ . Esta orientación es subparalela a la de la foliación existente en las Pizarras del Narcea en este mismo sector.

Es particularmente patente en los sectores tanto Norte como Sur de la Ventana Tectónica del Narcea la existencia de cabalgamientos que superponen las Pizarras del Narcea sobre la Formación Herrería en el sector Norte y sobre rocas del Paleozoico Inferior en el sector Sur. Además de esta superposición se observa, sobre todo en el sector Sur, cómo estos cabalgamientos están cortados por otros posteriores, que presentan una inclinación más acusada y que fueron descritos minuciosamente por BASTIDA *et al.* (1984) y HEREDIA (1984) en dicho sector Sur, quienes los denominaron fallas inversas de alto ángulo, y por GUTIÉRREZ (1987) en el sector Norte. La geometría de estos cabalgamientos puede observarse en los cortes geológicos 4-4', 5-5', 8-8' y 9-9' (Anexo II). En ellos se observa cómo estos cabalgamientos deben de tener geometrías lítricas más que geometrías en escalera, sin que se identifiquen claramente rampas y rellanos, aunque en el sector Norte esto puede estar enmascarado por el hecho de que afecten solamente a rocas de la Formación Herrería, lo que hace difícil la identificación de los elementos geométricos de estos cabalgamientos.

Algunos de los cabalgamientos que se observan en el sector Norte, donde puede hacerse un mejor análisis de la geometría, sí presentan a veces una geometría escalonada con rampas y rellanos, aprovechando, en ocasiones, las de cabalgamientos previos.

Como puede observarse en los cortes, se ha interpretado la presencia de cabalgamientos en profundidad que son los que provocan la propia existencia del Antiforme. Estos cabalgamientos no afloraron en superficie en el sector central, pero en el sector Sur, se puede observar cómo existen rocas precámbricas que cabalgan a rocas de las formaciones Herrería, Láncara, Oville y Barrios, en los alrededores de Genestoso, lo que prueba la existencia de los mismos. El hecho de que sólo sean visibles en este sector se debe a que estos cabalgamientos se encuentran cortados por los de segunda generación que en el sector Sur tienen especial importancia.

Como se ha descrito anteriormente y en todos los trabajos sobre el varisco del Noroeste peninsular y de la Zona Cantábrica, la principal característica de esta zona es el carácter epidérmico o superficial de la deformación en la que, sólo esporádicamente y en pequeñas áreas, aparece la foliación que acompaña a un

ligero metamorfismo, concretamente en la región del Pisuerga-Carrión (SAVAGE, 1967; LOBATO, 1977), en el Cabo Peñas (JULIVERT, 1976, BRIME & PÉREZ-ESTAÚN, 1980) y en un sector de la Cuenca Carbonífera Central (ALLER, 1981, 1986); el origen de estas foliaciones responde a diversas situaciones sin relación aparente de unas con otras. En el trabajo realizado sobre la foliación en la Cuenca Carbonífera Central (ALLER, op. cit.) se concluye que ha sido generada con posterioridad a los pliegues longitudinales y transversales existentes en la zona y es debida a un evento térmico tardío dentro de la sucesión de estructuras variscas de ese área.

El hecho más relevante que se aprecia en la Ventana Tectónica del Narcea es la existencia de una foliación en las Pizarras del Narcea, que no se propaga a las rocas suprayacentes más que localmente. Este hecho plantea problemas a la hora de establecer la edad de la foliación como se discutirá con posterioridad. El estudio de esta foliación es muy complejo debido a los siguientes motivos: ausencia de afloramientos de calidad y extensión suficientes, monotonía litológica e inexistencia de niveles estratigráficos cartografiables que permitan observar claramente la relación de la foliación con los pliegues a gran escala y la importancia de las deformaciones sufridas por las rocas después de la génesis de la misma. Es por estas razones fundamentalmente, por lo que se ha debido utilizar un método de estudio del área basado en gran cantidad de medidas de foliación y estratificación, para poder establecer la geometría de dichos planos, su relación con otras estructuras geológicas y la posible génesis de la foliación.

La orientación de la foliación y de la lineación de intersección con la estratificación ( $L_0/L_1$ ) se puede observar en las figuras 22d y 22e. A partir de estos datos, se han representado las trazas de la foliación en el mapa geológico (Anexo I). En él se observa que tienen un trazado de dirección general, en el sector septentrional Nordeste-Suroeste, en el sector central Norte-Sur y en el sector meridional Noroeste-Sureste y que presenta una inflexión en su parte media y una fuerte inflexión en el sector centro-oriental donde tiene una orientación próxima a Este-Oeste. Por lo general esta foliación es subvertical, excepto en algunas zonas del sector central donde mantiene una disposición más tendida, buzando en general hacia el Norte. Un hecho destacable es que la orientación de la foliación forma ángulos bastante elevados con el contacto con la Formación Herrería, aunque ocasionalmente este ángulo es pequeño. También puede observarse en la misma figura (Anexo I) cómo el trazado de la foliación es ligeramente oblicuo al cabalgamiento de La Espina-Cangas del Narcea.

La foliación en el campo es un clivaje penetrativo que se dispone oblicuo a la estratificación, siendo este ángulo variable en función del tamaño de grano de las rocas afectadas y de la situación estructural. Así, en las rocas de menor tamaño de grano, pelitas y limolitas, la foliación es casi paralela a la estratificación, mientras que en las de mayor tamaño de grano, areniscas y grauvacas, ésta forma un ángulo mayor existiendo siempre refracciones de la foliación muy claras.

Microscópicamente se observa una foliación definida en las rocas pelíticas por mica blanca y clorita, de pequeño tamaño. En todos los casos se observa la existencia de micas de mayor tamaño que pueden estar alineadas con la foliación, pero que en muchos casos son oblicuas a la misma, estas micas de mayor tamaño se

consideran micas detríticas. Este hecho es particularmente observable en las rocas con un tamaño de grano mayor, donde las micas detríticas son mayores y en ocasiones se las puede observar plegadas.

En rocas de mayor tamaño de grano, la foliación se presenta como una foliación espaciada, en ocasiones prácticamente inexistente, donde los planos de foliación pueden estar separados incluso varios centímetros, sobre todo en el sector más oriental, aunque por lo común este espaciado es milimétrico o submilimétrico.

En general, sólo de manera muy local y en litologías muy determinadas, con un tamaño de grano muy fino y homogéneo, se desarrolla un verdadero clivaje pizarroso. El tipo de foliación predominante es el clivaje pizarroso grosero y la foliación grosera, en la que sólo una parte de los componentes de las rocas definen la orientación de los planos de clivaje. La morfología de la foliación grosera es por lo general anastomosada y está condicionada por la presencia de los elementos de mayor tamaño que constituyen la roca. Los planos de foliación vienen marcados muchas veces por la presencia de óxidos de hierro, sin que se reconozca la presencia de filosilicatos, ni siquiera de pequeño tamaño. En ocasiones esta foliación afecta a rocas de tamaño de grano pequeño finamente laminadas provocando la existencia de aparentes clivajes de crenulación donde la propia laminación sedimentaria define los micropliegues.

El clivaje pizarroso grosero se produce en rocas de tamaño de grano fino y muy fino, en donde una gran parte de los elementos constitutivos de la roca presentan una orientación similar que es la que define el clivaje. Los mecanismos de formación de este clivaje son similares a los ya descritos para la formación de la  $S_1$  en la parte occidental del Antiforme del Narcea.

Además de la foliación generalizada existente en las Pizarras del Narcea, existen foliaciones locales en la parte basal de la Formación Herrería que en ocasiones llega a ser perpendicular a la existente en las rocas precámbricas. Esta foliación se desarrolla predominantemente en los niveles de menor tamaño de grano y tiene una disposición subparalela a la estratificación en los niveles más bajos, haciéndose cada vez más oblicua a medida que se asciende en la serie. Esta foliación es una foliación grosera que tiene una mayor penetratividad a medida que nos acercamos al contacto inferior de esta formación. En los conglomerados basales puede llegar a ser relativamente intensa.

El significado de esta foliación se ha interpretado como debido a la existencia de un despegue generalizado en la base de la Formación Herrería, correspondiente al mismo evento que la deformación existente en las Pizarras del Narcea, aunque con diferente tipo de deformación. Este despegue se ve apoyado por la existencia general en la base de esta formación de rocas afectadas por una cataclasis que produce la existencia de numerosas grietas de tensión y venas de cuarzo que en ocasiones confieren a la roca un aspecto brechoide.

### 6.1. INTERPRETACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS OBSERVADAS EN LA VENTANA TECTÓNICA DEL NARCEA: EL CONTRASTE DE DEFORMACIÓN ENTRE EL PALEOZOICO Y EL PRECÁMBRICO

De lo expuesto hasta este momento se pueden realizar varias interpretaciones de la estructura y evolución de la Ventana Tectónica del Narcea durante su deformación en tiempos Variscos.

La primera interpretación posible es la de postular la existencia de una deformación precámbrica que originó pliegues que tienen asociada una foliación de plano axial, por lo que la foliación que observamos sería precámbrica. Esta hipótesis estaría apoyada por la distribución de la foliación en el sector estudiado, ya que la misma no afecta, salvo excepciones, a las rocas situadas inmediatamente por encima. Esta interpretación asumiría que las directrices de la deformación precámbrica serían muy similares a las de la deformación varisca, como se ha visto teniendo en cuenta la orientación general de la foliación y los gradientes de metamorfismo y de deformación interna observados en las rocas precámbricas. El hecho de que los ejes de pliegues en estas rocas, así como la lineación de intersección  $S_0$ - $S_1$ , sean siempre subverticales indicaría, además, la existencia de otra deformación de edad precámbrica, previa a la que originaría dicha foliación, hecho que es difícil de asumir.

Otra posible interpretación es la de considerar los pliegues y la foliación que se observan como originados durante la Orogenia Varisca. Esta hipótesis supone la actuación de mecanismos distintos por encima y por debajo de la discordancia o una respuesta distinta a la actuación de procesos similares. Esta hipótesis se encuentra avalada por una serie de argumentos que se exponen a continuación.

El principal argumento para asignar a esta deformación una edad varisca es la continuidad que a veces presenta la foliación, pasando de las rocas precámbricas a las paleozoicas. Tanto en la carretera de Calleras a Bustoburniego (ALLER *et al.*, 1989), en el extremo Norte del Sector occidental del Antiforme como en el sector de Barrios de Luna, fuera del área de estudio, se observa cómo la foliación existente en las rocas precámbricas se continúa en las rocas de la Formación Herrería.

Además de este argumento, existen una serie de hechos que apoyan esta interpretación, como pueden ser la coincidencia de las direcciones estructurales tanto por encima como por debajo de la discordancia, los gradientes de deformación interna y de metamorfismo y la existencia de un despegue en el plano de discordancia. Estos hechos permiten la interpretación de la estructura de la manera que a continuación se expone.

El nivel de despegue general en la Zona Cantábrica, que se continúa durante una gran extensión desde el oriente de Asturias hasta el área de estudio, se sitúa en la base de la Formación Láncara, como puede evidenciarse mediante el estudio de los mapas geológicos de la región, donde dicha formación discurre de forma paralela a la mayoría de cabalgamientos importantes, situándose los mismos en la base de estas calizas. En las proximidades de la Ventana Tectónica del Narcea se identifican otros despegues por debajo del situado en la base de la Formación

Láncara, concretamente uno en la base de la Formación Herrería, aprovechando la existencia de un plano que separa rocas con fuerte contraste de competencia, que es la superficie de discordancia entre esta formación y las Pizarras del Narcea. La existencia de este despegue no supondría una ausencia de acortamiento por debajo del mismo, debido a la compresión producida por el desarrollo de estructuras inmediatamente al Oeste, donde se desarrollaron en condiciones más profundas. El resultado de este hecho sería la génesis de pliegues que compensarían, de manera parcial, el acortamiento producido en las rocas suprayacentes. Debido a la orientación original de la estratificación en las Pizarras del Narcea, formando generalmente un elevado ángulo con el plano de discordancia-despegue, los pliegues resultantes tienen los ejes y los planos axiales subverticales. Las relaciones existentes entre las distintas estructuras descritas en este sector se encuentran sintetizadas en la figura 23.

Esta interpretación asume para las Pizarras del Narcea un comportamiento similar al acortamiento paralelo a las capas (*Layer Parallel Shortening*, GEISER, 1988 a y b), con la particularidad de que las Pizarras del Narcea presentaban originalmente una disposición oblicua al acortamiento que es la que hace que existan los pliegues que se han descrito; por esto el término de acortamiento paralelo a las capas no es estrictamente adecuado ya que sólo sería paralelo a las capas situadas por encima del despegue entre las Pizarras del Narcea y la Formación Herrería. Por este hecho denominaremos como acortamiento heterogéneo el mecanismo que explica las estructuras que se observan en la Ventana Tectónica del Narcea. Este mecanismo ha sido descrito en otras partes del mundo, en situaciones similares. Un ejemplo muy bien constatado se presenta en el *Plateau* de los Apalaches y en el *Valley and Ridge* de Nueva York y Pennsylvania (ENGELDER & ENGELDER, 1977; ENGELDER & GEISER, 1979, 1980 y GEISER & ENGELDER, 1983); las fábricas desarrolladas en algunos niveles rocosos en las zonas descritas en estos trabajos, corresponden a un acortamiento por encima de un nivel

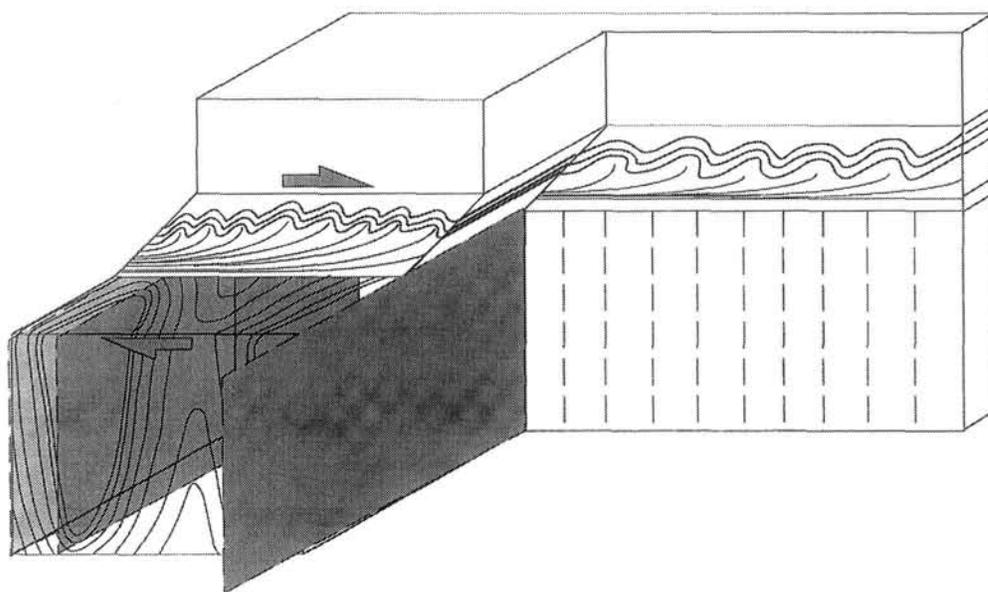


Figura 23: Bloque diagrama donde se observan las relaciones entre la estratificación, las foliaciones y los mecanismos de deformación de las Pizarras del Narcea y la formación Herrería en la Ventana Tectónica del Narcea. Este bloque diagrama ilustra el mecanismo de deformación heterogénea que se describe en el texto.

de despegue que se refleja fundamentalmente en una foliación desarrollada con una orientación perpendicular a dicho acortamiento y donde se observa un claro gradiente de deformación interna que disminuye en la dirección y sentido de desplazamiento de los despegues y cabalgamientos. Así mismo, hemos encontrado una correlación directa entre la deformación interna y el grado metamórfico en las condiciones de bajo grado, el más propicio para la deformación heterogénea..

La foliación que se observa en la parte baja de la Formación Herrería se interpreta como asociada al despegue que existe entre esta formación y las Pizarras del Narcea; de esta manera, la foliación es paralela al mismo en sus proximidades y se va haciendo más oblicua a medida que ascendemos en la parte baja de la Formación Herrería (Fig. 23) y se sitúa en el plano axial de los pliegues relacionados con este despegue.

Esta hipótesis permite explicar la existencia de las estructuras observadas y enmarcarlas en una historia evolutiva común sin tener que buscar soluciones que impliquen diferencias temporales en la génesis de las estructuras. Así, la foliación que se observa en las Pizarras del Narcea, claramente asociada a la génesis de pliegues y el despegue que se observa en la base de la Formación Herrería pueden corresponder a un episodio simultáneo de deformación donde se suceden, desde niveles estratigráficos más bajos a más altos, cizalla pura, cizalla simple y ausencia de deformación interna, lo que revierte en la génesis de pliegues por mecanismos de acortamiento heterogéneo, despegues y pliegues y cabalgamientos respectivamente, tal y como se puede observar en la figura 23.

El estudio de los criterios cinemáticos en zonas donde la deformación presenta características muy superficiales se basa en el análisis geométrico de diversas estructuras relacionadas con los cabalgamientos. Estos elementos estructurales son sobre todo líneas de corte (*Cut-off lines*), líneas de bifurcación (*Branch lines*) y ejes de pliegues, mayores y menores, relacionados con cabalgamientos. Estos elementos, escasos en esta unidad, han sido observados y medidos en la Formación Herrería, el sector septentrional de la Ventana tectónica del Narcea, obteniéndose la distribución que se muestra en la figuras 24.

Partiendo de estos datos, es posible deducir las direcciones de transporte tectónico, manteniendo la precaución impuesta por la escasez de los mismos, que sería hacia el Sureste en el Norte y hacia el Este en el sector central. Las direcciones de emplazamiento de distintas unidades obtenidas en la Zona Cantábrica presentan generalmente esta variación, hecho que se interpretará para el área de estudio cuando se hayan descrito los resultados obtenidos en las demás unidades existentes en este área.

## 7. LOS MANTOS OCCIDENTALES DE LA ZONA CANTÁBRICA. EL MANTO DE SOMIEDO

Las unidades alóctonas más occidentales de la Zona Cantábrica, y concretamente la Unidad de Somiedo, se hallan en la rama Norte del sector descrito por JULIVERT (1971) como Región de Pliegues y Mantos.

La Unidad de Somiedo constituye, en conjunto, un gran manto de despegue que cabalga hacia el Este sobre la unidad de La Sobia, llegando a superponer rocas de la Formación Láncara sobre rocas carboníferas de la Formación San Emiliano. La

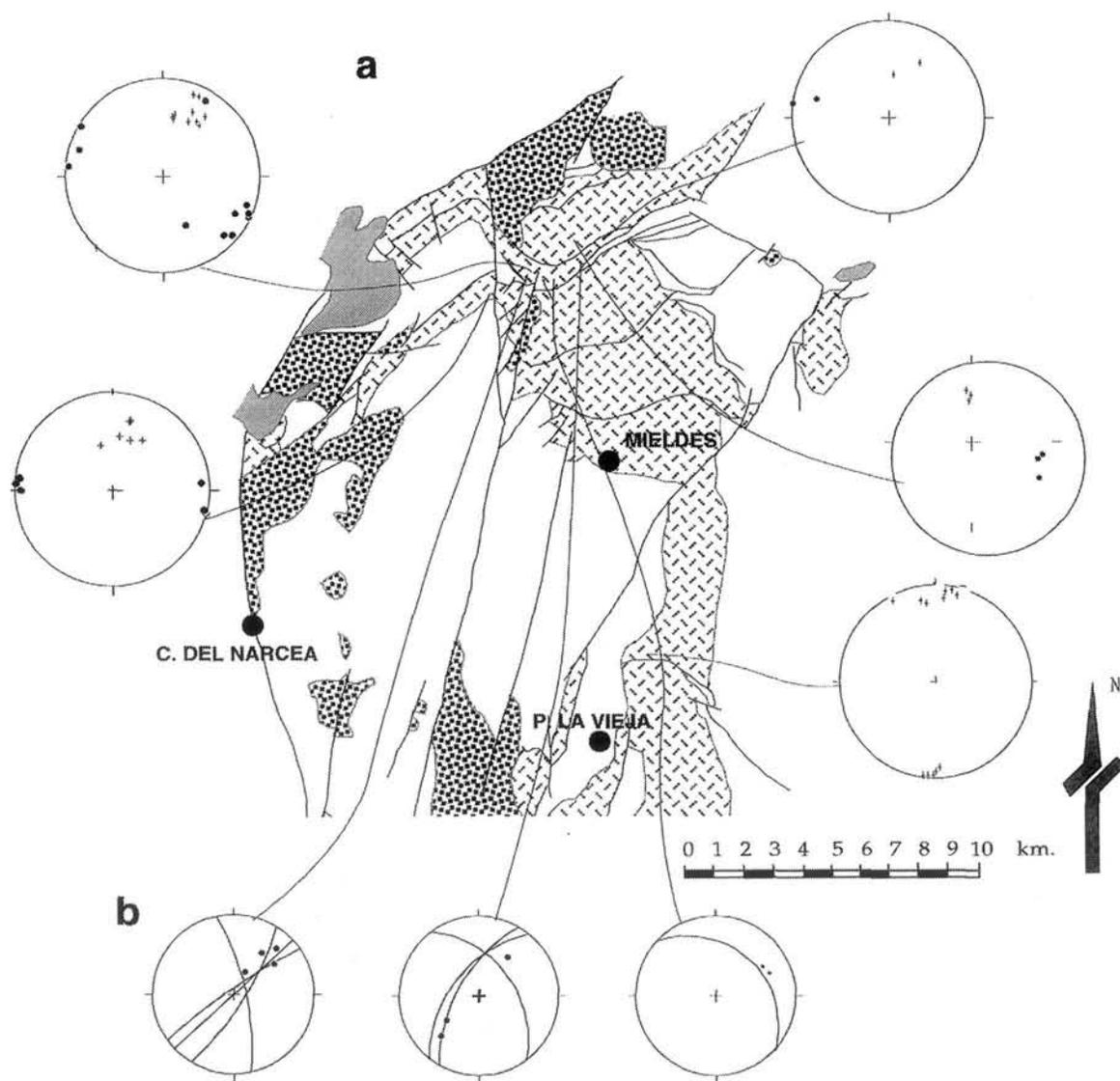


Figura 24: a.-Orientación de los ejes de pliegues de la Formación Herrería en los secres Norte y Central de la Ventana Tectónica del Narcea. Cruces: Ejes; Puntos: Polos de planos axiales.

b.-Orientación de los elementos lineares y planares de pequeña cabalgamientos, en la Formación Herrería, en el sector Norte de la Ventana Tectónica del Narcea. Puntos: Líneas de corte; Círculos máximos: Planos de cabalgamiento.

estructura interna de la unidad es a grandes rasgos un gran sinclinal complicado en diversos sectores por la presencia de pliegues y escamas, tal y como se puede observar en la cartografía. La extensión de esta unidad así como la distribución de las láminas mayores que la integran se puede observar en la figura 25.

El límite occidental del Manto de Somiedo lo constituye, en el sector central y Sur del área estudiada el despegue de la Formación Láncara sobre la Formación Herrería, mientras que en el sector septentrional lo constituye el cabalgamiento de La Espina.

Existen gran cantidad de trabajos realizados en este sector en relación con la estructura del mismo, principalmente centrados en el sector más meridional. Los trabajos de índole estructural en la unidad de Somiedo comienzan con GARCÍA FUENTE (1952, 1953), quien pone de manifiesto la existencia de cabalgamientos en este sector de la Zona Cantábrica («cobijaduras» en la terminología utilizada por este autor), cartografiando con precisión el frente de la unidad de Somiedo. JULIVERT *et al.* (1968) realizan la primera cartografía geológica completa del sector meridional de la unidad y los cortes geológicos, en los que ponen de manifiesto la estructura general con grandes cabalgamientos, cuya superficie de despegue se sitúa en la base de la Formación Láncara y que están plegados. La geometría de los pliegues existentes en este área es estudiada por JULIVERT & MARCOS (1973), proponiendo un modelo de interferencia entre dos grupos de pliegues, longitudinales y radiales.

No es hasta mediados de la década de los 80 cuando este área recibe un renovado interés y se realizan trabajos de cartografía geológica detallada y los primeros cortes balanceados (BASTIDA *et al.*, 1984; HEREDIA, 1984; SUÁREZ *et al.*, 1990).

El conocimiento geológico del sector septentrional de la unidad comenzó con la realización de los Mapas Geológicos Nacionales de este sector, las Hojas de Belmonte (JULIVERT *et al.*, 1977), Proaza (PELLO, 1974), Tineo (JULIVERT *et al.*, 1977) y La Plaza (MARCOS *et al.*, 1980). Además, recientemente este sector ha comenzado a ser estudiado de nuevo desde el punto de vista de la cartografía geológica y de la estructura (BASTIDA & CASTRO, 1988; GUTIÉRREZ, 1987; BASTIDA & GUTIÉRREZ, 1989; ALONSO *et al.*, 1991).

El sector Norte de la Unidad de Somiedo se ha descrito clásicamente como atípico dentro de esta región, ya que en él no se reconocen mantos de despegue tan claramente abundantes como en los sectores más meridionales, y se reconoce una estructura donde los pliegues juegan un papel más relevante. La naturaleza de este cambio estructural ha sido descrita por SOLER (1967), BEROIZ, (1968), PELLO (1972), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1978), JULIVERT & ARBOLEYA (1984), BASTIDA & CASTRO (1988) y ALONSO *et al.* (1991). Esta variación estructural llega a su extremo cuando se comparan las estructuras del sector sur del área de estudio con las existentes en los afloramientos más septentrionales de esta unidad, en el Cabo Peñas, donde los pliegues parecen ser previos a la génesis de los cabalgamientos (JULIVERT, 1976).

En la cartografía de esta unidad se aprecian como hechos generales más relevantes, la existencia de cabalgamientos y pliegues. Los cabalgamientos presentan un trazado generalmente paralelo a la estratificación pudiéndose distinguir dos generaciones. El cabalgamiento basal de esta unidad describe, en términos generales, una forma arqueada (Fig. 25).

Cada uno de los dos grupos de cabalgamientos, representados con diferentes símbolos en la figura 26, presenta una serie de características geométricas propias. Así, los asociados a la primera generación tienen trazados continuos, sólomente

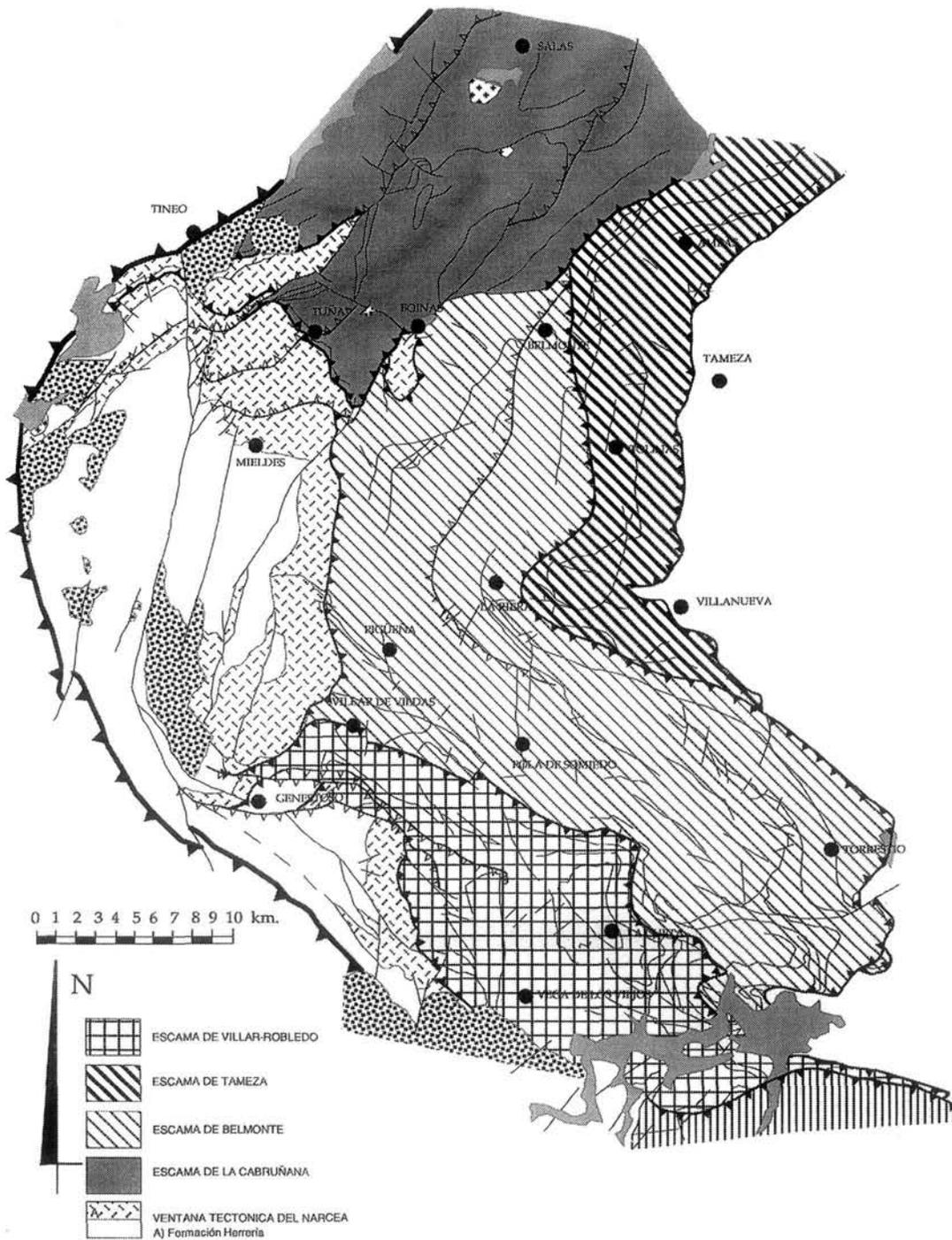


Figura 25: Distribución de escamas dentro de la Unidad de Somiedo. Modificado de Julivert y otros (1968)

interrumpidos por los de la segunda generación; son generalmente muy paralelos a la estratificación, presentan geometrías en escalera propias de este tipo de estructuras con rampas y rellanos y suponen desplazamientos relativamente importantes. Los de la segunda generación están caracterizados, aparte de cortar a los de la primera, por poseer trazados menos continuos, desplazamientos pequeños, y una geometría, en general lítrica, en la que no se identifican rampas ni rellanos.

Los pliegues mayores existentes en esta unidad se disponen en dos grupos, uno de ellos paralelo a los cabalgamientos y al trazado general de la estratificación, y otro con un trazado aproximadamente perpendicular a los mismos; estos dos grupos

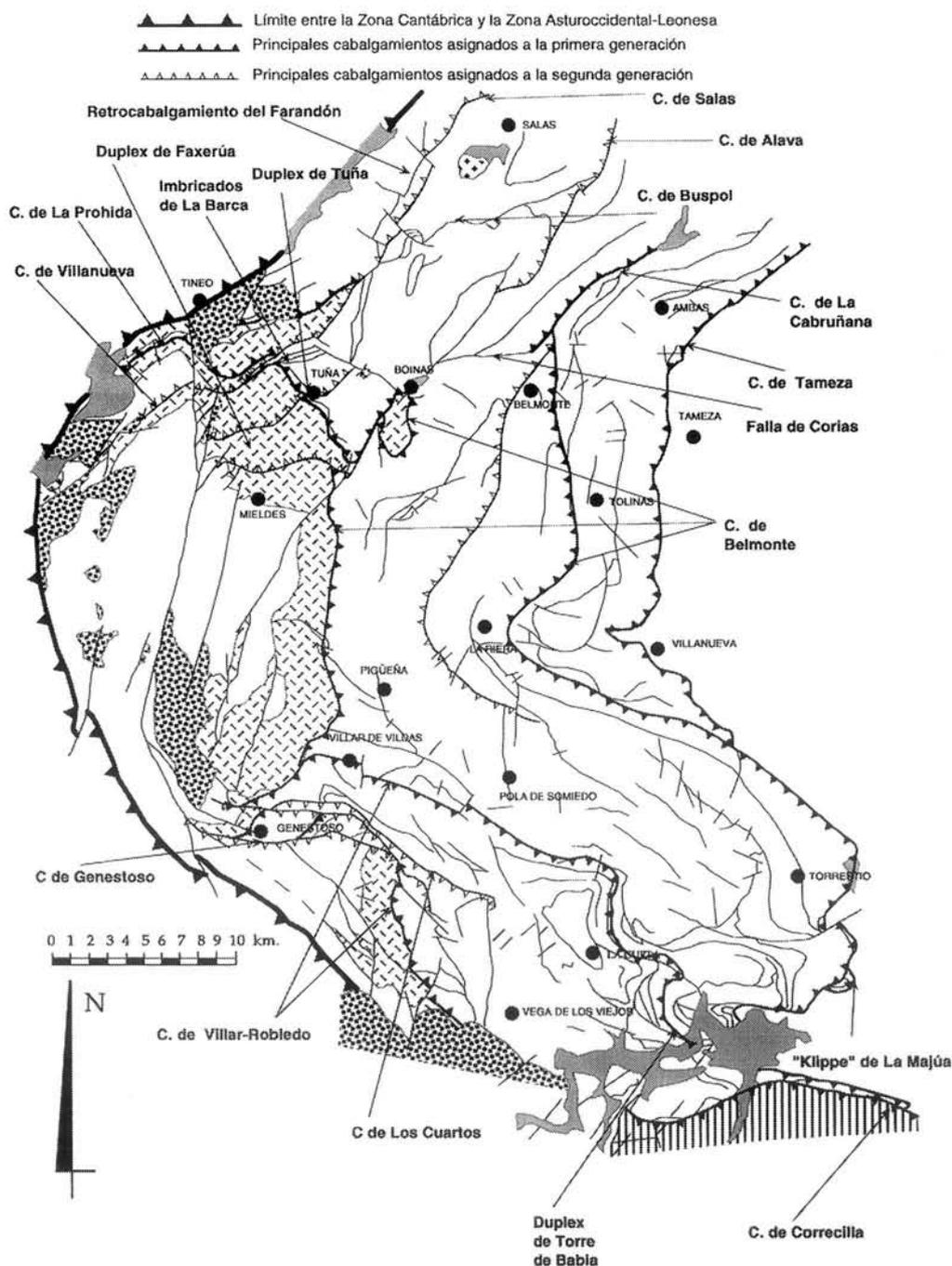


Figura 26: Distribución y nomenclatura de los principales cabalgamientos existentes en la Unidad de Somiedo.

de pliegues se han denominado clásicamente pliegues longitudinales y radiales respectivamente. Las trazas axiales de los pliegues mayores que se identifican en la Unidad de Somiedo están representados en la figura 27, así como la nomenclatura que reciben. Se puede observar, en esta figura, cómo los pliegues longitudinales son más abundantes que los radiales y poseen un trazado más continuo.

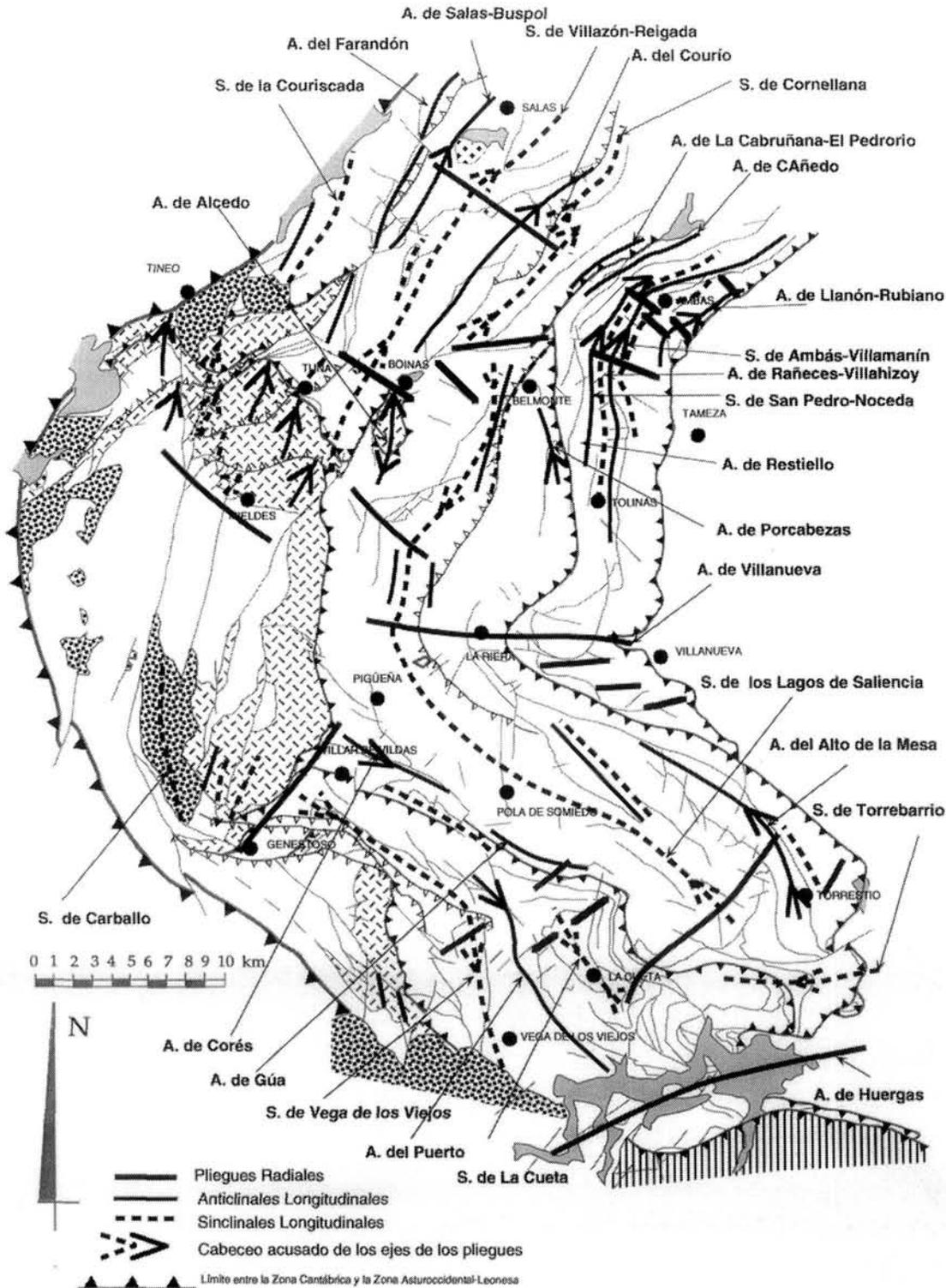


Figura 27: Distribución y nomenclatura de los pliegues existentes en la unidad de Somiedo con indicación del cabeceo de los ejes de los pliegues.

En el presente estudio se mantiene en lo posible la división en escamas que se utilizó en trabajos precedentes, concretamente en el trabajo de JULIVERT *et al.* (1968) (Fig. 25). Así se distinguen las escamas, de Este a Oeste, de Tameza, Belmonte y Villar-Robledo, descritas originalmente por JULIVERT *et al.* (1968) y estudiadas posteriormente con más detalle por BASTIDA & CASTRO (1987), BASTIDA *et al.* (1984) y HEREDIA (1984), respectivamente. En el sector septentrional se ha descrito la unidad de La Cabruñana (GUTIÉRREZ, 1987; ALONSO *et al.*, 1991), cuyos límites no se conocían con precisión y que es la prolongación hacia el Norte de la Ventana Tectónica del Narcea.

Esta última escama, la de La Cabruñana, ha sido estudiada con un mayor detalle, tanto desde el punto de vista cartográfico como desde el de su análisis estructural. El mayor hincapié realizado en esta escama se debe al menor grado de conocimiento que presentaba al inicio de este trabajo, a la dificultad de continuar el trazado de las estructuras existentes dentro de la parte meridional de la Unidad de Somiedo hacia el Norte y al particular patrón cartográfico que presenta el sector estudiado, distinto del que se observa en las escamas adyacentes y, sobre todo, por ser la escama que constituye la prolongación hacia el Norte de la Ventana Tectónica del Narcea, y la única en la que, por lo tanto, se pueden establecer claramente las relaciones existentes entre esta unidad y la Unidad de Somiedo.

### 7.1. LA ESCAMA DE LA CABRUÑANA

La escama de La Cabruñana (Fig. 25) está limitada al Este por el cabalgamiento de La Cabruñana, que superpone rocas de la Formación Láncara a rocas de edad Devonico Superior y Carbonífero Inferior de la escama de Tameza. Únicamente en la Sierra del Pedrorio, se observa cómo el cabalgamiento basal asciende hasta la Formación Formigoso. Su prolongación hacia el Norte no se observa, al perderse bajo las rocas terciarias de la Cuenca de Grado. Más al Norte de esta cuenca, la escama se puede continuar presentando en este caso su cabalgamiento basal en la Formación Barrios, y bifurcándose al Norte del río Nalón (ALONSO *et al.*, 1991). El límite occidental de esta escama lo constituye el cabalgamiento de la Espina, límite con la Zona Asturoccidental-Leonesa. Su límite meridional es una fractura de trazado irregular que va desde Corias (Belmonte) hasta Boínás, donde pasa a ser un despegue entre la Formación Láncara y la Formación Herrería, que no produce superposición tectónica más que localmente, como en el caso del Imbricado de La Barca o del Dúplex de Tuña (Fig. 26). Este límite meridional es el que presenta una mayor problemática ya que su trazado, en su parte más oriental, es oblicuo al trazado general de las estructuras y las estructuras existentes en esta unidad no se pueden correlacionar con las que existen inmediatamente al Sur de la falla de Corias, situadas en la escama de Belmonte. Una particularidad estratigráfica de esta escama en el sector estudiado respecto a las adyacentes es que el espesor de las formaciones Oville y Barrios es mayor. Además es la única escama en la que se han reconocido rocas volcánicas intercaladas en la Formación Oville.

Las estructuras más destacables que se observan en esta escama son cabalgamientos, que tienen un trazado de dirección aproximada Nordeste-Suroeste.

Pertencen a la primera generación de cabalgamientos, el cabalgamiento basal de la Cabruñana, los que repiten parte de la sucesión devónica de los núcleos de los sinclinales de Cornellana y Villazón, el despegue situado entre la Formación Láncara y la Formación Herrería, el cabalgamiento de La Prohida, el de Buspol y el de Begega. Estos cabalgamientos discurren paralelos a la estratificación, sobre todo a la base de la Formación Láncara, con excepción del de La Prohida; suponen acortamientos importantes en general, y suelen ser cortados por los cabalgamientos de la segunda generación. Entre estos últimos se identifican el de Salas, el retrocabalgamiento del Farandón, los cabalgamientos cuyo trazado cartográfico se continua hacia el Suroeste y afectan a la Ventana Tectónica del Narcea que son el de Villanueva, los que constituyen el dúplex de Faxerúa y el de Alava.

Al observar el mapa geológico, se puede apreciar que el patrón cartográfico de esta unidad es diferente a las adyacentes, mostrando un nivel de erosión bastante continuo, situado en la Formación Barrios, en su parte meridional, y un brusco cambio del mismo en la parte Norte, donde el patrón cartográfico responde a unas características más acordes con las que se observan en el resto de la Unidad de Somiedo.

Además de cabalgamientos, existen en esta escama un buen número de pliegues mayores, que corresponden mayoritariamente al grupo de pliegues longitudinales de JULIVERT & MARCOS (1973), aunque existen también algunos radiales. De los pliegues longitudinales, los sinclinales son relativamente abiertos, con los planos axiales subverticales, mientras los anticlinales por lo general son más apretados, presentando una inmersión de sus ejes hacia el Norte, en algunos sectores, mientras que en otros los ejes son subhorizontales. La dirección de los ejes en toda la escama es muy constante. De Este a Oeste, estos pliegues son: Anticlinal de la Cabruñana, Sinclinal de Cornellana, Anticlinal del Courío, Sinclinal de Villazón-Reigada, Anticlinal de Salas-Buspol y Sinclinal de la Couriscada (Fig. 27).

En los cortes 1-1', 2-2', 3-3' y 4-4' (Anexo 2), se puede observar una variación en las estructuras de Norte a Sur. En el Norte, donde esta escama presenta una mayor extensión, se pueden observar dos sinclinales en los que en su núcleo llegan a aflorar rocas devónicas; en este corte el cabalgamiento basal se encuentra a una profundidad de 4 km. Hacia el Sur, la extensión de esta unidad se va haciendo menor, aparecen rocas más antiguas en los núcleos de los sinclinales y la profundidad del despegue basal va disminuyendo hasta llegar a aflorar en superficie.

Con relación a los cabalgamientos asignados a la primera generación, se pueden distinguir dos sectores para su descripción. Por un lado, el sector frontal de la escama, caracterizado por presentar una geometría imbricada con las superficies de cabalgamiento siguiendo trayectorias en escalera, y por otro, la parte más atrasada de la escama, en donde se puede apreciar un despegue de esta unidad sobre la Ventana Tectónica del Narcea y se aprecian pequeños cabalgamientos con geometrías imbricadas y de dúplex afectando generalmente a las formaciones Láncara y Oville. Por último, en el extremo más occidental de esta escama se observa una profundización del despegue basal, lo que supone un enraizamiento de la escama al involucrar rocas de la Formación Herrería y de las Pizarras del Narcea.

En el sector frontal de esta escama, se encuentran los cabalgamientos de La Cabruñana y de Begega. El primero es el más importante y superpone rocas de la Formación Láncara sobre rocas carboníferas de la escama de Tameza (Figs. 25 y 26). La geometría de este cabalgamiento es la de un rellano cabalgante sobre una rampa cabalgada de la escama de Tameza. En el sector Norte se observa un pliegue, el Anticlinal de La Cabruñana-El Pedrorio, en donde el cabalgamiento asciende en la sucesión estratigráfica hasta la Formación San Pedro, reflejando una rampa cabalgante de la que el pliegue mencionado sería su culminación frontal.

El Cabalgamiento de Begega, que presenta un desplazamiento menor que el anterior, se desarrolla en el núcleo de un anticlinal, el cual constituye un pliegue de propagación de falla cuyo flanco oriental se encuentra cortado por el propio cabalgamiento en los niveles inferiores de la sucesión estratigráfica (Cortes 2-2' y 3-3'). Este pliegue es es Anticlinal del Courío, que responde a una geometría de tipo pliegue en oreja de conejo (*Rabbit-ear fold*).

En el sector de la escama de La Cabruñana, donde el acortamiento se produce por la existencia de un despegue, éste se resuelve con un despegue asociado a sistemas imbricados y dúplexes, además de la existencia de rocas cataclásticas, usualmente acompañadas por sulfuros, en el contacto entre la Formación Láncara y la Formación Herrería, y la necesidad de transferir el desplazamiento del cabalgamiento de La Prohida hacia el Este. Este despegue sólo se observa en el sector meridional de la escama de La Cabruñana y su geometría más al Norte sólo puede ser interpretada partiendo de los pliegues que se observan en superficie. Así, en el sector más occidental de la escama de La Cabruñana, hay una serie de pliegues, entre los que destaca el Sinclinal de La Couriscada, que se observan en el contacto entre las Formaciones Oville y Barrios y que se interpreta que acomodan, al menos parcialmente, el desplazamiento producido por un pequeño abanico imbricado existente en la Formación Láncara.

El acortamiento producido por las pequeñas repeticiones de las formaciones Láncara y Herrería se transfiere hacia un cabalgamiento que posee escaso desplazamiento, denominado cabalgamiento de Buspol (Fig. 26) y que es el responsable de la duplicación parcial de la Formación Barrios, que se observa en el núcleo del Sinclinal de Viyazón y que se prosigue hacia el Norte hasta ser cortado por un cabalgamiento de segunda generación. Este cabalgamiento es el de techo de un pequeño dúplex que afecta al límite entre las formaciones Oville y Barrios que se observa en el núcleo del Anticlinal de Salas-Buspol.

El cabalgamiento de La Prohida es el más occidental de los de esta escama y supone una variación respecto de los que se han venido describiendo hasta este momento, ya que afecta a la Formación Herrería y a las Pizarras del Narcea. Este cabalgamiento se continuaría en el despegue entre la Formación Herrería y la Formación Láncara descrito previamente, aunque dicha continuación no se encuentra reflejada en el mapa geológico, debido a que está desplazada por un cabalgamiento asignado a la segunda generación. El significado de este cabalgamiento se interpreta como el enraizamiento de la escama de La Cabruñana hacia un nivel más profundo.

Existen otros cabalgamientos que se observan en los núcleos de los sinclinales de Viyazón y de Cornellana, afectando a las rocas devónicas; su trazado cartográfico queda reducido a dichos sinclinales, aflorando paralelos a la estratificación sin que se aprecien rampas que permitan prolongar el cabalgamiento en profundidad. Sólo se observa una pequeña rampa dentro del Grupo Rañeces-La Vid correspondiente a un pequeño cabalgamiento relacionado con un despegue dentro este grupo que suele ir acompañado por la presencia de abundantes pliegues.

En la escama de La Cabruñana, tal como se refleja en el mapa geológico, resalta un cambio en el nivel de erosión de Norte a Sur observándose cómo el nivel de erosión varía desde la Formación Barrios en el núcleo del Sinclinal de Viyazón-Reigada, en su sector más meridional, a la Caliza de Montaña en el sector septentrional de este mismo sinclinal. Esto refleja la existencia de una rampa lateral alóctona (rampa lateral del Courío) inclinada hacia el Sur, que cabalgaría a un rellano.

El límite de esta escama con la de Belmonte, la falla de Corias, es un caso particular de estructura lateral entre estas dos escamas. Esta falla presenta un trazado aproximado Este Oeste y enlaza hacia el Este con la terminación Sur del cabalgamiento basal de la escama de La Cabruñana, al Norte de Belmonte (Fig. 25). Hacia el Oeste, dicha estructura se continúa por las proximidades del Alto de las Estacas, por el Norte de Boinás, limitando por el Norte la ventana tectónica de Alcedo, y desde ahí hasta el valle del río Narcea donde choca contra la escama de Salas sin afectarla. En el mapa geológico no se pueden correlacionar estructuras a un lado y otro de dicha falla, con excepción del sinclinal de Viyazón-Reigada, que se continúa al otro lado de esta falla en dos sinclinales. Esta falla ha sufrido juegos posteriores que han hecho levantar el labio Sur por lo que su disposición original se encuentra modificada. Esta falla se interpreta como una rampa lateral cortada por el nivel de erosión actual, no observándose los pliegues de revestimiento, como en el caso de las rampas laterales descritas hasta este momento, sino la traza de la propia rampa lateral a nivel de las formaciones Láncara, Oville y Barrios.

Como se ha mencionado anteriormente, una característica de esta zona, compartida con otros sectores de la Zona Cantábrica, es la existencia de cabalgamientos que cortan a otros cabalgamientos, lo que supone una gran complejidad a la hora del análisis geométrico y del cinemático. En los cabalgamientos de la segunda generación no se reconocen estructuras que acompañan el desarrollo de cabalgamientos con geometrías en escalera, es decir culminaciones y pliegues asociados con la geometría de la superficie de cabalgamiento. Un hecho que se observa es que pueden producir reapretamiento y amplificación de los pliegues relacionados con la primera generación de cabalgamientos.

Una importante característica de la segunda generación de cabalgamientos es el hecho de que afecten a la unidad infrayacente, la Ventana Tectónica del Narcea, cortando el límite entre esta unidad y la Unidad de Somiedo, o aprovechando el despegue que marca este límite para transferir su desplazamiento (cortes geológicos del Anexo II). Este hecho indica la presencia de un cabalgamiento basal que se

sitúa por debajo del que da lugar a la primera generación de cabalgamientos en este sector. En la escama de La Cabruñana, existen tres cabalgamientos interpretados como pertenecientes a la segunda generación. Estos cabalgamientos son los denominados cabalgamiento de Selviella, Alava y Salas (ALONSO *et al.*, 1991) y un retrocabalgamiento, el del Farandón (GUTIÉRREZ, 1987).

En la escama de La Cabruñana, el cabalgamiento más oriental de la segunda generación es el cabalgamiento de Selviella, que produce una duplicación parcial de la Formación Barrios y que hacia arriba se traduce en un despegue dentro de la Formación Formigoso. Este cabalgamiento está situado en la culminación trasera del cabalgamiento de primera generación del Pedrorio-La Cabruñana. Hacia el Oeste, aparece otro cabalgamiento de la segunda generación, el Cabalgamiento de Alava, que corta al cabalgamiento que se sitúa en el núcleo del sinclinal de Cornellana. El cabalgamiento de Salas delimita por el Este la escama más occidental de las que aparecen en la escama de la Cabruñana dentro del área de estudio. Este cabalgamiento se enraza en las rocas precámbricas, cortando las culminaciones que se generan durante la primera generación de cabalgamientos y el despegue basal de la Escama de la Cabruñana.

El retrocabalgamiento del Farandón está situado en el sector occidental de esta escama y superpone la Formación Oville sobre la Formación Barrios. Este retrocabalgamiento se interpreta como un cabalgamiento pasivo de techo de dúplex (*Passive duplex roof thrust*, BANKS & WARBURTON, 1986), en el que las rocas situadas por encima no han sido desplazadas, mientras que por debajo se ha generado un dúplex que afecta a la Formación Herrería en la Ventana Tectónica del Narcea, el dúplex de Faxerúa (Cortes 2-2', 3-3' y 4-4'). El retrocabalgamiento del Farandón corta al cabalgamiento de segunda generación de Salas, lo que le permite datarlo como posterior dicho cabalgamiento.

En la escama de la Cabruñana, aunque afectando también a la Ventana Tectónica del Narcea, se observa otro cambio en los niveles de erosión, variando de Suroeste a Nordeste desde las Pizarras del Narcea a la Formación Barrios. En este caso se trata del reflejo cartográfico de dos rampas laterales alóctonas que estarían inclinadas hacia el Sur, próximas entre sí, que se denominan rampa de Boinás y rampa de Tuña, cuya geometría tridimensional se puede observar en GUTIÉRREZ (1987). Esta rampa lateral supone una excepción dentro de las rampas laterales de esta escama ya que responde a la geometría de cabalgamientos de la segunda generación.

Los pliegues mayores que se reconocen en esta escama, algunos de los cuales ya han sido citados, son los del Pedrorio, Cornellana, Courío, Villazón-Reigada, Salas-Buspol, Farandón y Couriscada (Fig. 27). Estos pliegues responden a la geometría de los cabalgamientos que se desarrollan en dicha unidad, y concretamente a los cabalgamientos desarrollados durante la primera generación, pudiéndose encontrar reaplastados y amplificados por efecto de la segunda generación.

Los pliegues del Pedrorio, Courío, Salas-Buspol y del Farandón (Fig. 27), todos ellos anticlinales, han sido interpretados como culminaciones frontales de cabalgamientos, ya sean pliegues de acomodación de rampas frontales alóctonas,

como anticlinales originados por propagación de falla. Los pliegues de Cornellana, Villazón-Reigada y Couriscada (Fig. 27), sinclinales, son el reflejo de rellanos cabalgados o de sinclinales que se desarrollan por delante de los anticlinales generados como pliegues de propagación de falla.

Dentro de estos pliegues, conviene destacar el conjunto formado por el anticlinal del Courío y el Sinclinal de Villazón-Reigada. El anticlinal del Courío ya ha sido descrito con anterioridad. El Sinclinal de Villazón-Reigada tiene un trazado muy continuo, pudiéndose seguir desde el límite Sur de la escama de La Cabruñana, en los alrededores de Puentecastro hasta la falla de Casafría en el Norte, fuera del área de estudio (ALONSO *et al.*, 1991). Ambos pliegues muestran dos sectores donde sus charnelas presentan cabeceos importantes (Fig. 27). Entre el Alto de Reigada y el Valle del Narcea existe un pequeño pliegue radial y una fractura que hacen que los ejes del sinclinal presenten un cabeceo hacia el Sur, en el flanco Sur de dicho pliegue radial, y hacia el Norte, en el flanco con esa orientación. Entre el el Valle del Narcea y Viyazón, tanto el anticlinal como el sinclinal tienen ejes con fuertes cabeceos hacia el Norte que hacen variar el nivel de erosión de manera notable, cambiando el mismo desde la Formación Barrios a la Caliza de Montaña.

Todos los pliegues descritos tienen asociados pliegues menores que aparecen predominantemente en las formaciones Oville, Furada-San Pedro y Rañeces-La Vid, donde existen alternancias de rocas competentes e incompetentes que favorecen la génesis de los mismos. La orientación de los ejes es paralela a la de los pliegues mayores (Fig. 28). La mayoría de los ejes medidos presentan un cabeceo hacia el Nordeste acorde con las observaciones a escala cartográfica. Se puede observar asimismo cómo los pliegues con fuertes cabeceos se distribuyen en sectores transversales al trazado general de las estructuras; este hecho esta de acuerdo con las observaciones que se realizan en ALONSO *et al.* (1991).

La génesis de estos pliegues responde generalmente a mecanismos de flexión por deslizamiento (*flexural-slip*) como se desprende de la observación, en gran cantidad de casos, de estrías en la superficie de las capas que tienen orientaciones perpendiculares al eje de los pliegues y que muestran criterios de movimiento

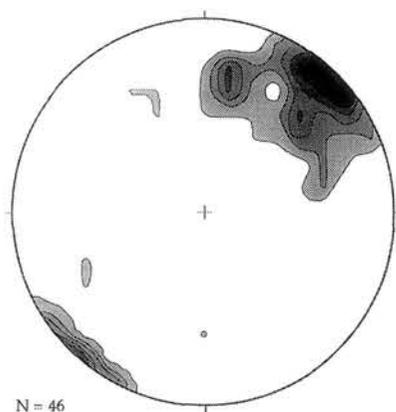


Figura 28: Proyección estereográfica (Falsilla Schmidt, Hemisferio inferior, intervalos del 2%) de las orientaciones de los ejes de los pliegues menores en la escama de La Cabruñana.

opuestos en cada uno de los flancos, coherentes con los desplazamientos asociados a este tipo de deformación. Localmente estos criterios indican el mismo sentido en ambos flancos, habiéndose observado direcciones de movimiento tanto hacia el Este como hacia el Oeste, hecho que se puede atribuir a dos factores, la existencia de cabalgamientos paralelos a la estratificación (despegues), que han sido plegados, o la existencia de mecanismos de migración de charnela durante la génesis de los pliegues.

## 7.2. LA ESCAMA DE TAMEZA

Es la escama más oriental de las que integran la unidad de Somiedo y constituye el frente de la misma en el sector más septentrional (Fig. 25). Esta escama presenta una geometría arqueada como puede observarse en el mapa geológico. En la parte meridional esta escama se une al cabalgamiento basal de la escama situada inmediatamente al Oeste. El límite occidental de esta escama lo constituye el cabalgamiento de La Cabruñana, al Norte, y el cabalgamiento de Belmonte, al Sur. En la figuras 26 y 27 se observa la disposición y nomenclatura de los pliegues y cabalgamientos de esta unidad.

La geometría de esta unidad, en su sector más septentrional, está descrita por BASTIDA & CASTRO (1988). El sector más meridional presenta ligeras diferencias con respecto al septentrional, ya que en él, el cabalgamiento basal de la escama se encuentra bajo rocas de la Formación Láncara, mientras que en el sector más septentrional del área estudiada, el cabalgamiento basal se sitúa bajo rocas de edad devónica. Este hecho es debido a la existencia de una rampa lateral alóctona (BASTIDA & CASTRO, 1988).

En esta escama existen importantes pliegues radiales, sobre todo en su extremo Sur, justo antes de unirse a la escama de Belmonte. Los cabalgamientos presentan una geometría imbricada, tal como se puede observar en los cortes geológicos 1-1', al 9-9'. En ellos se muestra cómo en esta escama el cabalgamiento basal, se sitúa más cerca de la superficie topográfica que en las escamas más occidentales.

En la escama de Tameza, la rampa lateral más visible de todas es la de Vigaña y Ambás, descrita por BASTIDA & CASTRO (1988). Se trata en este caso, al igual que las descritas para la escama de La Cabruñana, de una rampa alóctona cabalgante, inclinada hacia el Sur, con geometría escalonada, sobre un rellano. En el caso de esta rampa lateral el nivel de erosión varía, de Sur a Norte, desde el Grupo Rañeces-La Vid hasta la Caliza de Montaña.

Un tipo particular de estructura lateral es el que se puede interpretar como existente en el sector donde se unen los cabalgamientos basales de las escamas de Tameza y Belmonte, que podría responder a un relevo de escamas *en echelon* (*transfer zones*). Este tipo de estructuras fué descrito por DAHLSTROM (1970). Se caracteriza por el relevo lateral de escamas de forma progresiva, transfiriendo los desplazamientos de una de ellas al cabalgamiento basal de la otra. En el sector donde se produce el relevo se precisan ajustes de los desplazamientos que se suelen resolver con la generación de anticlinales de propagación de fallas, con orientaciones de los ejes ligeramente oblicuas al frente del cabalgamiento.

En el mapa geológico se observa cómo el frente de las unidades de Tameza y Belmonte convergen. La escama de Belmonte, pese a estar retocada por fallas posteriores, pierde desplazamiento hacia el Norte, ascendiendo el cabalgamiento basal en la sucesión estratigráfica, que llega a situarse en la Formación Moniello-Santa Lucía. En la escama de Tameza, los pliegues de dirección Norte-Sur, dibujados por las rocas del Grupo Rañeces-La Vid pueden interpretarse como pliegues de propagación de falla. Según este modelo, el cabalgamiento basal de la escama de Belmonte debería finalizar en una línea terminal (*tip line*) en el núcleo de un pliegue de propagación de falla. Dos posibles explicaciones son: la posibilidad de que dicha línea terminal se encuentre erosionada, hecho sugerido por la pérdida de desplazamiento hacia niveles estratigráficos más altos en el sector meridional de la escama y, la existencia de otros accidentes laterales de distinta naturaleza que impiden observar la evolución completa de la escama de Belmonte hacia el Norte.

### 7.3. LA ESCAMA DE BELMONTE

La escama de Belmonte (Fig. 25) es la más extensa de las que aparecen en el área de estudio. Su cabalgamiento basal superpone esta escama sobre la de Tameza en el sector más septentrional y sobre la unidad de La Sobia en el sector más meridional. Hacia el Oeste, el límite es el cabalgamiento de Villar-Robledo en el Sur, mientras que hacia el Norte es un despegue que separa las formaciones Herrería y Láncara. Por último, su límite septentrional es una falla, la falla de Corias, que la separa de la Unidad de La Cabruñana.

Como se puede observar en los cortes geológicos 4-4', 5-5', 6-6', 7-7', 8-8' y 9-9', la estructura de esta escama es relativamente simple, siendo a grandes rasgos un sinclinal, el Sinclinal de los Lagos de Saliencia (Fig. 26) que presenta geometrías que varían de Norte a Sur. Este pliegue es bastante cerrado en el Norte, con una charnela angulosa. En el sector meridional tiene la geometría de un sinclinal con el fondo plano (Corte 9-9').

Este sinclinal está afectado por cabalgamientos de primera generación, que pueden ser más o menos paralelos a la estratificación, siguiendo el trazado del sinclinal, o bien por cabalgamientos de segunda generación que la cortan con ángulos relativamente elevados.

El cabalgamiento basal de esta escama se encuentra en la base de la Formación Láncara, siguiéndose a lo largo de todos los límites de esta unidad excepto en el sector nororiental donde el cabalgamiento basal se sitúa en niveles estratigráficos más altos, llegando a estar en la base de la formación Moniello-Santa Lucía. Esta ascensión del cabalgamiento basal es debida a la existencia de rampas laterales alóctonas.

El Sinclinal de los Lagos de Saliencia está flanqueado por dos anticlinales, el Anticlinal de Gúa al Oeste y el Anticlinal de Saliencia al Este. El Anticlinal de Gúa tiene en su núcleo un cabalgamiento, correspondiente a la escama de Corés en los niveles estratigráficos más bajos, que se atenúa antes de llegar al nivel de la

formación Moniello-Santa Lucía, pudiendo interpretarse como un pliegue de propagación de falla (*fault-propagation fold*). Este pliegue está descrito por HEREDIA (1984), quien lo incluye en la unidad de Villar Robledo; en el presente trabajo se considera que el cabalgamiento de Corés y este anticlinal forman parte de la escama de Belmonte, al estar por debajo de la escama de Villar-Robledo. El Anticlinal de Saliencia, podría corresponder también a un pliegue de propagación de falla desarrollado en profundidad, pero no se observa en su núcleo evidencia alguna de dicho hecho.

Otro importante pliegue que se observa en esta escama es el Anticlinal de Alcedo (Fig. 27), en cuyo núcleo aparecen rocas de la Formación Herrería, pertenecientes a la Ventana Tectónica del Narcea, configurando una pequeña ventana tectónica en el entorno de la localidad de Alcedo.

De la cartografía se deduce la presencia de un dúplex en esta escama, observable en su terminación Sur, que afecta al conjunto rocoso comprendido entre la Formación Láncara y la parte alta del Grupo Rañeces-La Vid. Este dúplex está compuesto por tres *horses* y se encuentra descrito en BASTIDA *et al.* (1984); su geometría se puede observar en los cortes 9-9' y 10-10'.

Esta escama se encuentra afectada por pliegues radiales, cuya distribución se puede observar en la figura 27. Entre estos pliegues cabe destacar el Anticlinal de Villanueva, que afecta también a la escama de Tameza, y el de Hurgas que pliega también a la escama de Villar-Robledo (Fig. 27). Es notable la amortiguación que sufren estos pliegues hacia el Oeste, hecho especialmente patente en el Anticlinal de Villanueva. Esta geometría cónica, con el eje inclinado al Oeste, y el hecho de que los pliegues radiales sean en su mayoría anticlinales, es una característica propia de los mismos en este sector.

En la escama de Belmonte existe la rampa lateral de Porcabezas (figura 27). En esta rampa lateral, inclinada hacia el Sur al igual que las anteriores, el cambio en los niveles de erosión no es tan patente, aunque dicha rampa es la responsable de la terminación periclinal del sinclinal de los Lagos de Saliencia por el Norte. En este caso se observa tanto el reflejo de una rampa lateral alóctona situada sobre un rellano, como el revestimiento de un rellano sobre la rampa autóctona. Estas rampas se reconocen por las variaciones en el cabeceo de los ejes de los pliegues que aparecen en este sector. El anticlinal de Porcabezas, situado en las proximidades del frente de esta escama (Fig. 27), presenta un fuerte cabeceo hacia el Noroeste, interpretándose como un pliegue de tipo X de la clasificación propuesta por ALVAREZ-MARRÓN (1989), es decir la interferencia existente entre una rampa frontal y una rampa lateral alóctona. La terminación periclinal del sinclinal de los Lagos de Saliencia a nivel de la Caliza de Montaña, presenta asimismo un fuerte cabeceo, siendo su inclinación en este caso hacia el Sur; este cabeceo es local ya que inmediatamente al Norte y al Sur de dicha terminación periclinal, el eje de este pliegue es horizontal. Este cabeceo se puede explicar en función de la existencia de una interferencia entre una rampa lateral autóctona y una rampa frontal autóctona, es decir un pliegue de tipo Y de los descritos por ALVAREZ-MARRÓN (1989).

Por último, cabe destacar la existencia de una rampa lateral que se refleja en el trazado de la terminación periclinal Sur del Sinclinal de los Lagos de Saliencia. Dicha rampa lateral correspondería a una rampa lateral autóctona, inclinada hacia el Norte, que posiblemente sea algo oblicua a la dirección de traslación de la escama de Belmonte. La geometría de esta rampa lateral está modificada por un importante pliegue radial.

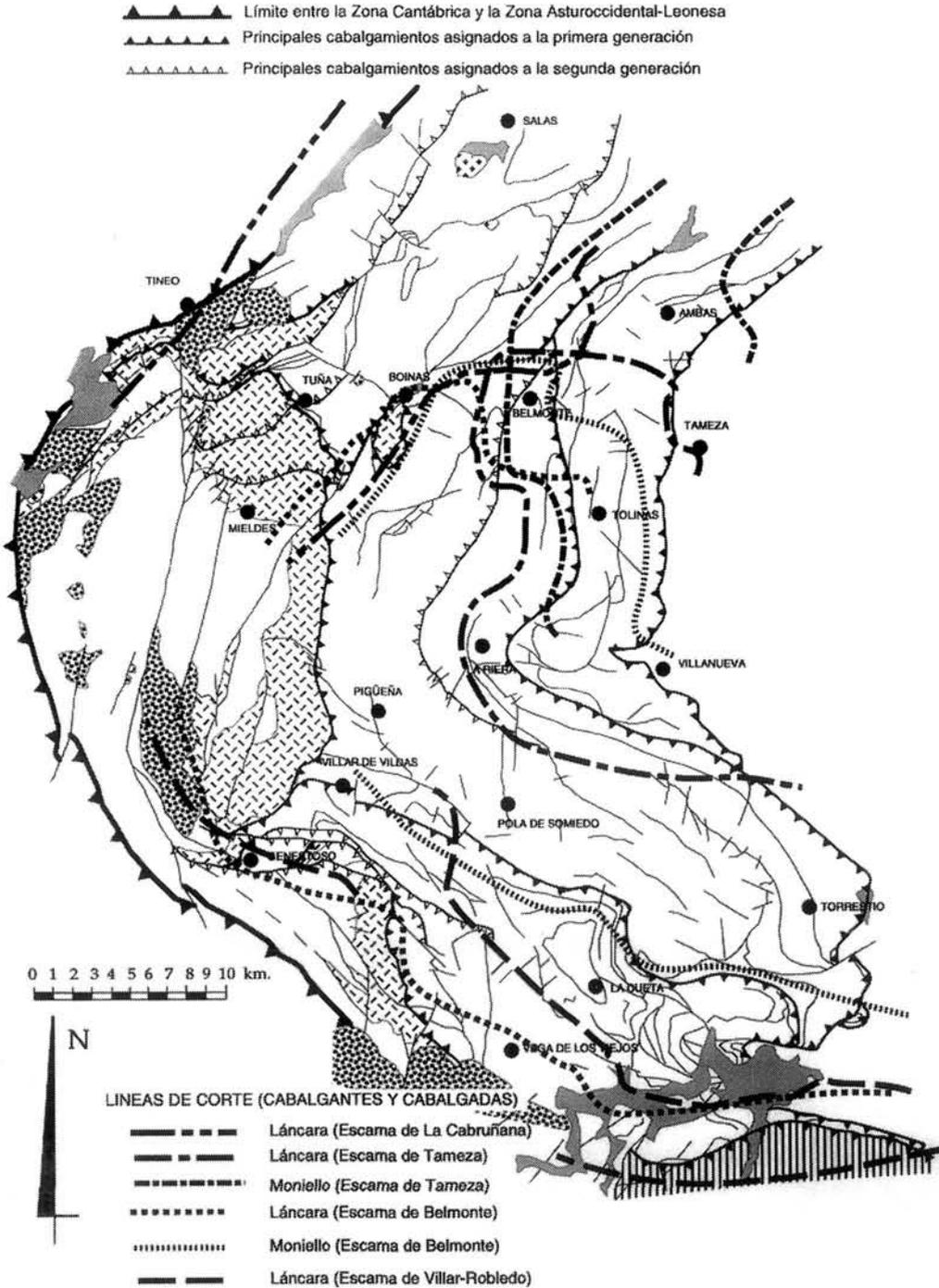


Figura 29: Mapa de las líneas de corte de la Unidad de Somiedo. Algunas de las inflexiones que se observan responden al plegamiento de las mismas por los pliegues radiales y no son debidas a la existencia de rampas laterales.

#### 7.4. LA ESCAMA DE VILLAR-ROBLEDO

Esta escama es la más occidental de la unidad de Somiedo y su geometría (Fig. 25) se encuentra descrita en JULIVERT *et al.* (1968), BASTIDA *et al.* (1984), HEREDIA (1984) y SUAREZ *et al.* (1990).

Los límites septentrional y occidental están constituidos por el despegue de la formación Láncara sobre la Formación Herrería, aunque están muy modificados por la existencia de cabalgamientos posteriores que lo cortan. El límite oriental es el cabalgamiento basal, que se sitúa, de Norte a Sur, en la base de las formaciones Láncara, Santa Lucía y Láncara de nuevo, por el efecto de rampas laterales existentes en esta escama. El límite meridional es el cabalgamiento basal de la unidad situada por encima, la Unidad de Correcillas. El cabalgamiento principal tiene asociado otros imbricados y está cortado claramente por cabalgamientos de la segunda generación (Cortes 8-8', 9-9' y 10-10'). El acortamiento producido por estos últimos cabalgamientos permite observar la estructura más profunda y atrasada de esta escama, y debido a ello, existe evidencia cartográfica de que las Pizarras del Narcea y la Formación Herrería están involucradas en la primera generación de cabalgamientos, constituyendo el enraizamiento de la Unidad de Somiedo en este sector.

La variación lateral de estructuras en esta unidad se hace especialmente patente al observar la disposición de los pliegues. En el sector noroccidental, toda la unidad es un sinclinal, el Sinclinal del Páramo, muy trastocado por los cabalgamientos de segunda generación, en donde llega a aparecer la Formación Láncara en ambos flancos, despegada sobre la Formación Herrería en el Flanco Suroeste y cabalgando sobre la Formación Naranco-Huergas en el flanco Noroeste, constituyendo el cabalgamiento basal de esta escama. Hacia el Sureste se reconocen dos sinclinales sucesivos separados por un anticlinal; de Este a Oeste, Sinclinal de La Cueta, Anticlinal del Puerto y Sinclinal de Vega de los Viejos. En este sector, el cabalgamiento basal se sitúa en el frente de la unidad, en la base de la Formación Moniello-Santa Lucía. Por último en el sector más septentrional de esta escama, se observan los mismos pliegues en un nivel de erosión más profundo debido a la existencia de pliegues radiales. Se reconoce también en esta zona la existencia de dúplexes que involucran a las formaciones Láncara, Oville, Barrios y al Grupo Rañeces-La Vid.

Entre los pliegues radiales de esta escama, destaca el Anticlinal de Huergas, que provoca la existencia de una acusada inflexión en el trazado cartográfico del frente de esta unidad en su extremo suroriental. Además de este pliegue se reconocen otros pliegues radiales, de trazado corto y en general curvilíneo, que limitan por el Norte los sinclinales de La Cueta y de Vega de los Viejos y otro que provoca la terminación cartográfica de esta unidad hacia el Norte.

En la escama de Villar-Robledo se identifican dos pequeñas rampas laterales alóctonas, con buzamientos contrarios. Estas rampas laterales vienen reflejadas cartográficamente por las terminaciones periclinales del Sinclinal de La Cueta, donde se observan fuertes cabeceos, y por las variaciones en el trazado del cabalgamiento frontal de esta escama. Además, la terminación septentrional de esta unidad se interpreta que debe de responder a una rampa lateral, inclinada hacia el

Sur, ligada a la primera generación de cabalgamientos que produce la terminación cartográfica de esta unidad y la existencia de fuertes cabaceos en los pliegues hacia el Sureste.

### 7.5. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA GEOMETRÍA TRIDIMENSIONAL DEL MANTO DE SOMIEDO.

Como ya se ha apuntado en las descripciones de la Ventana Tectónica del Narcea y de las distintas escamas que integran el Manto de Somiedo existen gran cantidad de estructuras laterales que confieren a cada una de las escamas una geometría particular y que acomodan las diferencias de desplazamientos entre una escama y otra. Las estructuras asociadas a estas rampas laterales se encuentran modificadas por el reapretamiento sufrido posteriormente a su formación, hecho común en la Zona Cantábrica (ALONSO, 1987; ALVAREZ MARRÓN, 1989; HEREDIA 1991).

Para la caracterización de las distintas estructuras laterales se ha realizado un mapa de líneas de corte (*cutoff lines*), tanto cabalgantes como cabalgadas, de los principales cabalgamientos del área, con el techo de la Formación Láncara y, para alguna escama, con el contacto entre las formaciones Moniello-Santa Lucía y Naranco-Huergas. Este mapa se ha realizado basado en las líneas de corte que se observan en la cartografía y de las que se interpretan en la construcción de los cortes geológicos (Fig. 29). Las líneas de corte presentan un trazado generalmente

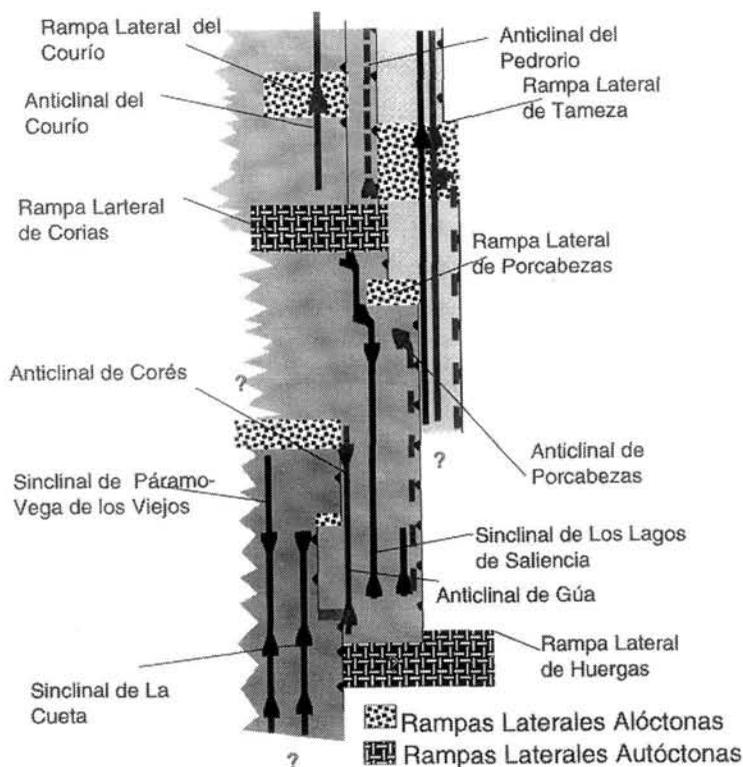


Figura 30: Esquema de la posición y tipo de rampas laterales de la Unidad de Somiedo una vez deshecha la forma arqueada de la misma.

paralelo al de los cabalgamientos aunque en los sectores donde existen accidentes laterales se disponen subperpendiculares al trazado de los mismos. Las líneas de corte se encuentran plegadas por los pliegues radiales.

En la Ventana Tectónica del Narcea y el Manto de Somiedo se pueden distinguir en general dos tipos fundamentales de estructuras laterales:

-Rampas laterales.

-Relevos de escamas *en echelon* (*Transfer Zone*).

La disposición espacial de las estructuras relacionadas con rampas frontales y/o laterales, una vez deshechos los pliegues radiales, y la nomenclatura a utilizar se puede observar en la figura 30. En los cortes geológicos paralelos a la estructura general del área, cortes 11-11' y 12-12', se puede observar la geometría de las distintas estructuras laterales en diversos sectores del área estudiada.

Las rampas laterales que se observan en la unidad de Somiedo, presentan una serie de características que, salvo excepciones, pueden integrarse en un modelo con las siguientes características:

- Casi todas las rampas laterales que se reconocen son rampas alóctonas cabalgando rellanos excepto las existentes en los límites Norte y Sur de la escama de Belmonte y en el límite Noroccidental de la de Villar-Robledo.

- Las rampas laterales tienen pliegues asociados, pertenecientes al grupo de pliegues radiales, como son los pliegues de Hurgas, o los pliegues radiales que se observan en las escamas más septentrionales.

- Estas rampas dan lugar a variaciones en los niveles de erosión, apareciendo los más profundos sobre el bloque cabalgante, donde el nivel de despegue está en posiciones estratigráficas más bajas, o cuando se colocan sobre la parte superior de las rampas autóctonas. Un ejemplo puede observarse en el progresivo ascenso del nivel de erosión hacia el Norte en la escama de La Cabruñana.

- Los pliegues relacionados con estructuras frontales se ven modificados por la presencia de las rampas laterales, produciendo fuertes cabeceos de las charnelas que, en ocasiones, dan lugar a orientaciones de las mismas oblicuas al trazado de las estructuras, configurándose como pliegues esquina, tipos X o Y (ALVAREZ-MARRÓN, 1989). Como ejemplos de las fuertes inmersiones producidas en las charnelas señalamos en el Anticlinal del Courío y de pliegues esquina el Anticlinal de Porcabezas.

- La inmersión de los ejes de los pliegues se produce generalmente hacia el Norte, excepto en el sector Norte de las escamas de Belmonte y Villar-Robledo, donde es hacia el Sur, ya que son el reflejo de rampas laterales autóctonas

inclinadas hacia el Sur. Hacia el Norte se inclinan los ejes de los pliegues en las rampas laterales de las escamas de La Cabruñana y de Belmonte por ejemplo.

- Todas las rampas laterales que se han identificado están inclinadas hacia el Sur, excepto la rampa autóctona que provoca el levantamiento de la terminación periclinal del Sinclinal de los Lagos de Saliencia, por el Sur, que estaría inclinada hacia el Norte. En los cortes 11-11' y 12-12' se aprecian las inclinaciones de las rampas laterales.

- Las rampas laterales condicionan las inflexiones que se producen con posterioridad a su génesis, motivadas por el arqueamiento de este sector de la Zona Cantábrica, como se describirá más adelante.

## 7.6. CINEMÁTICA DE LAS ESCAMAS EXISTENTES EN EL MANTO DE SOMIEDO

Para el estudio de la cinemática de estas escamas se han realizado medidas de los ejes y planos axiales de pliegues menores (Fig. 31) y de los elementos lineares y planos de cabalgamientos a escala de afloramiento (Fig. 32) en diversos sectores de esta unidad.

Partiendo de estos datos se ha construido la figura 33 donde se muestra la proyección horizontal de las direcciones de emplazamiento de las distintas láminas que integran esta unidad.

Tomando como base los resultados expuestos en las figuras precedentes, a los que hay que añadir los obtenidos para la Ventana Tectónica del Narcea, se puede hacer notar la fuerte tendencia centrípeta en la disposición de las direcciones de emplazamiento de las distintas láminas e incluso dentro de la misma escama, como sucede claramente en las escamas de Belmonte y Tameza.

En el área estudiada se pueden identificar dos grandes sectores en los que las direcciones de emplazamiento de las estructuras son paralelas; estos sectores se encuentran separados por pliegues radiales de gran importancia. En el sector septentrional, se han realizado medidas en la escama de La Cabruñana, en la de Belmonte y en la de Tameza, obteniéndose una dirección de desplazamiento predominante hacia el Sureste. En el sector meridional, las medidas están realizadas en las escamas de Belmonte, Villar-Robledo y borde Sur de la escama de Tameza, y se observa en todas estas unidades una dirección de emplazamiento hacia el Nordeste.

Existen varios trabajos que interpretan la geometría arqueada de la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1971; MATTE & RIBEIRO, 1975; RIES & SHACKLETON, 1976; JULIVERT *et al.*, 1972; JULIVERT & ARBOLEYA, 1984 a, b, 1986, PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1988). Los estudios paleomagnéticos (RIES *et al.*, 1980; PERROUD, 1982, y PERROUD & COBOLD, 1984) aportan datos muy clarificadores sobre su origen, e indican que

las unidades más occidentales de la Zona Cantábrica fueron rotadas con posterioridad al emplazamiento de las mismas, aunque exista cierta incertidumbre sobre la edad de la magnetización de las rocas.

En el área de estudio existen evidencias geométricas de un plegamiento, al menos parcial, de las estructuras con posterioridad a la formación de las láminas cabalgantes. Estas evidencias son: tanto las foliaciones asociadas a la primera fase

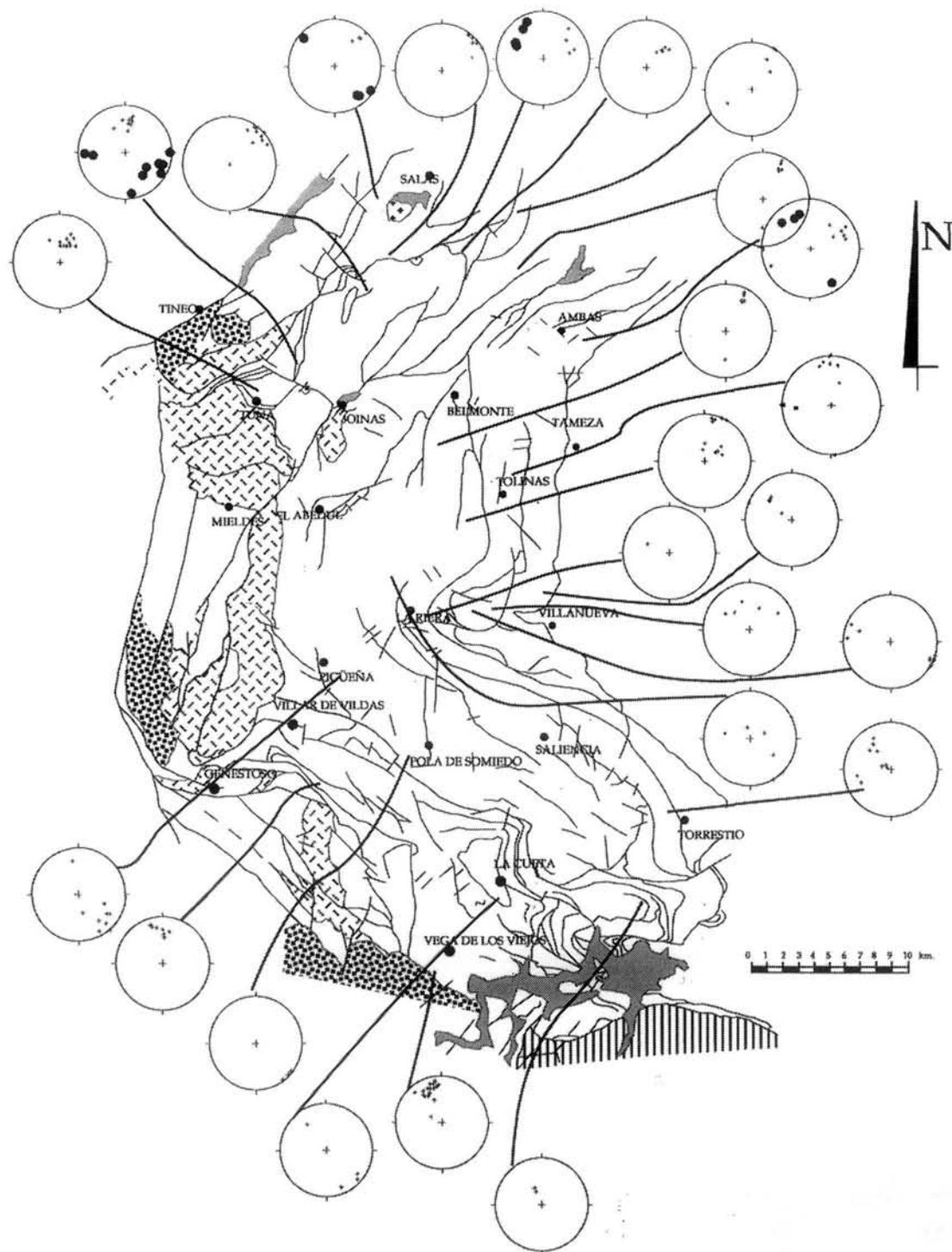


Figura 31: Orientación de los pliegues relacionados con los cabalgamientos en la Unidad de Somiedo. Puntos: Polos de planos axiales. Cruces: ejes.

de deformación como a la segunda, en el sector occidental del Antiforme del Narcea, siguen un trazado paralelo a la forma arqueada, y b) las lineaciones de estiramiento asociadas a las zonas de cizalla de la segunda fase de deformación son perpendiculares al trazado del arco. Otro argumento a favor de una rotación posterior al emplazamiento de las distintas escamas existentes en este sector de la Zona Cantábrica deriva del hecho de la fuerte amplificación que han sufrido los pliegues de revestimiento de las distintas estructuras laterales. Estos son los pliegues radiales más importantes de esta zona y presentan una geometría cónica, con mayor amplitud hacia el Este y una disminución progresiva de la misma, hasta desaparecer completamente hacia el Oeste. Un esquema del origen de la amplificación de estos pliegues radiales se puede observar en la figura 34. La

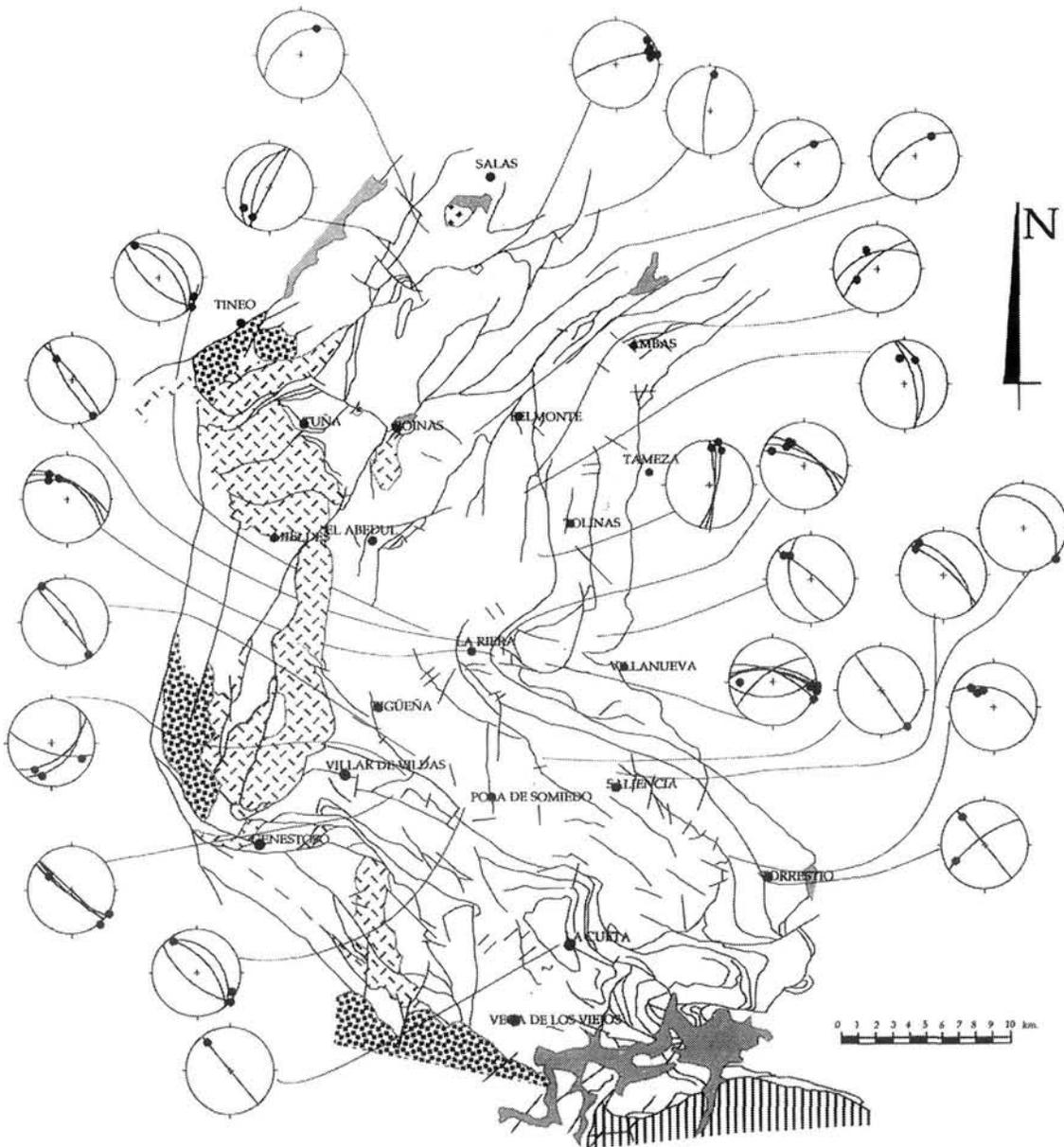


Figura 32: Orientación de los elementos planares y lineales de cabalgamientos a escala de afloramiento en la Unidad de Somiedo. Puntos grandes: Líneas de corte; Círculos máximos: Planos de cabalgamiento.

génesis de estos pliegues correspondería a culminaciones laterales de las distintas escamas, fuertemente amplificadas durante el posterior giro de las estructuras al ser aprovechadas como charnelas secundarias.

### 7.7. EL ACORTAMIENTO Y LA SECUENCIA DE EMPLAZAMIENTO.

Para la evaluación del acortamiento producido por las estructuras existentes en la Unidad Somiedo se han restaurado los cortes 2-2', 5-5' y 9-9' (Apendice 2), que se han considerado como representativos de la variación de las estructuras a lo largo de toda la Unidad. La restauración se ha realizado en dos pasos que responden a la primera y segunda generación de cabalgamientos.

Las restauraciones realizadas poseen una elevada carga interpretativa debido, por una parte, a la existencia de gran número de despegues paralelos a la

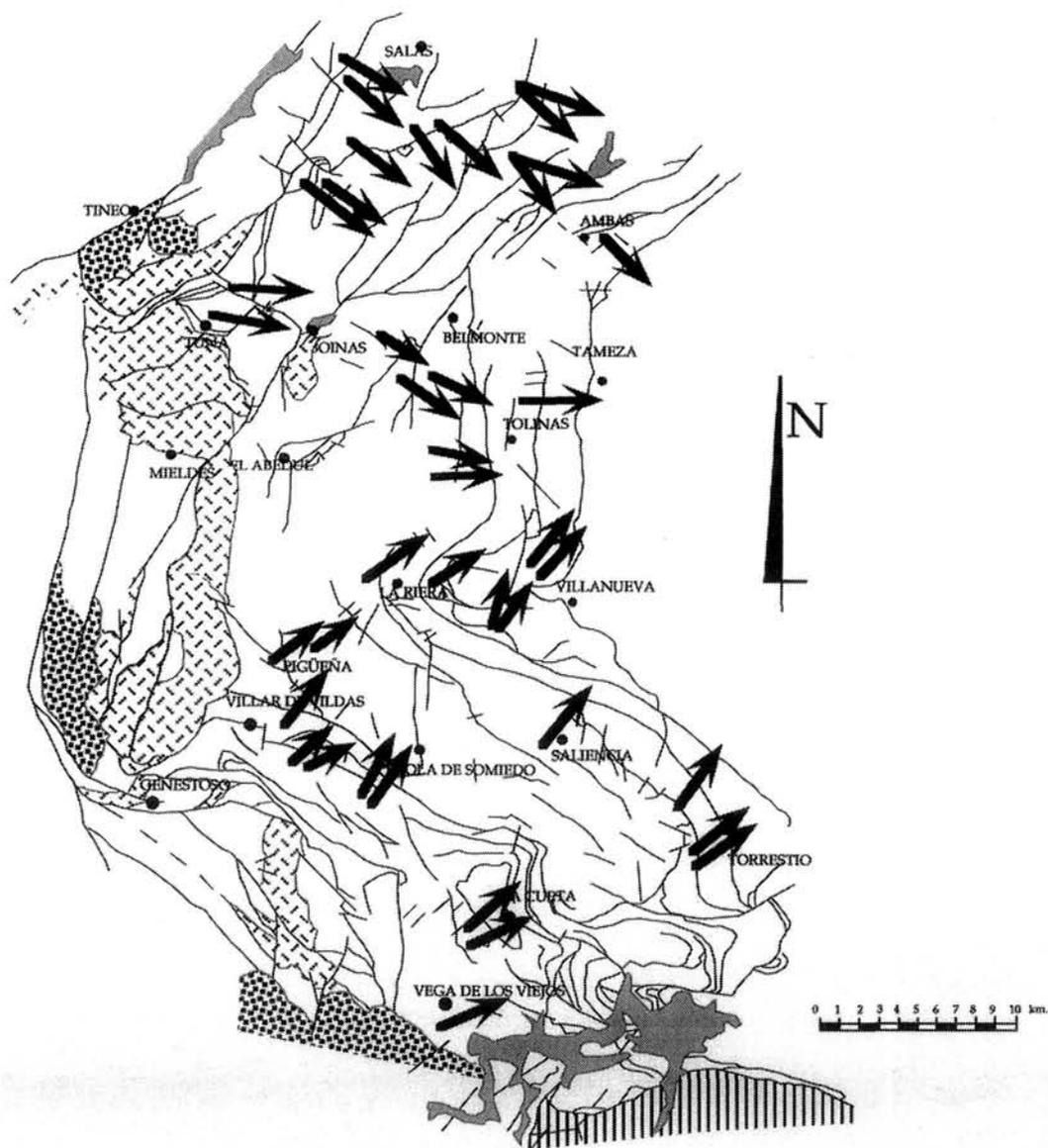


Figura 33: Proyección horizontal de la direcciones de movimiento deducidas a partir de los datos de las figuras 31 y 32.

estratificación (contacto Pizarras del Narcea-Formación Herrería, contacto Formación Herrería-Formación Láncara, despegues en el interior del Grupo Rañeces-La Vid) y por otra a la ausencia de líneas de corte cabalgantes y cabalgadas de muchos de los cabalgamientos, sobre todo de los frontales de esta unidad (el de Belmonte y Tameza). Los desplazamientos de las distintas escamas responden por tanto a los desplazamientos mínimos con los que se puede restaurar el corte.

Las figuras 35, 36 y 37 corresponden a las restauraciones realizadas, en las que se puede observar cómo los desplazamientos importantes se realizan durante la primera generación de cabalgamientos, estadio B de las figuras, mientras que

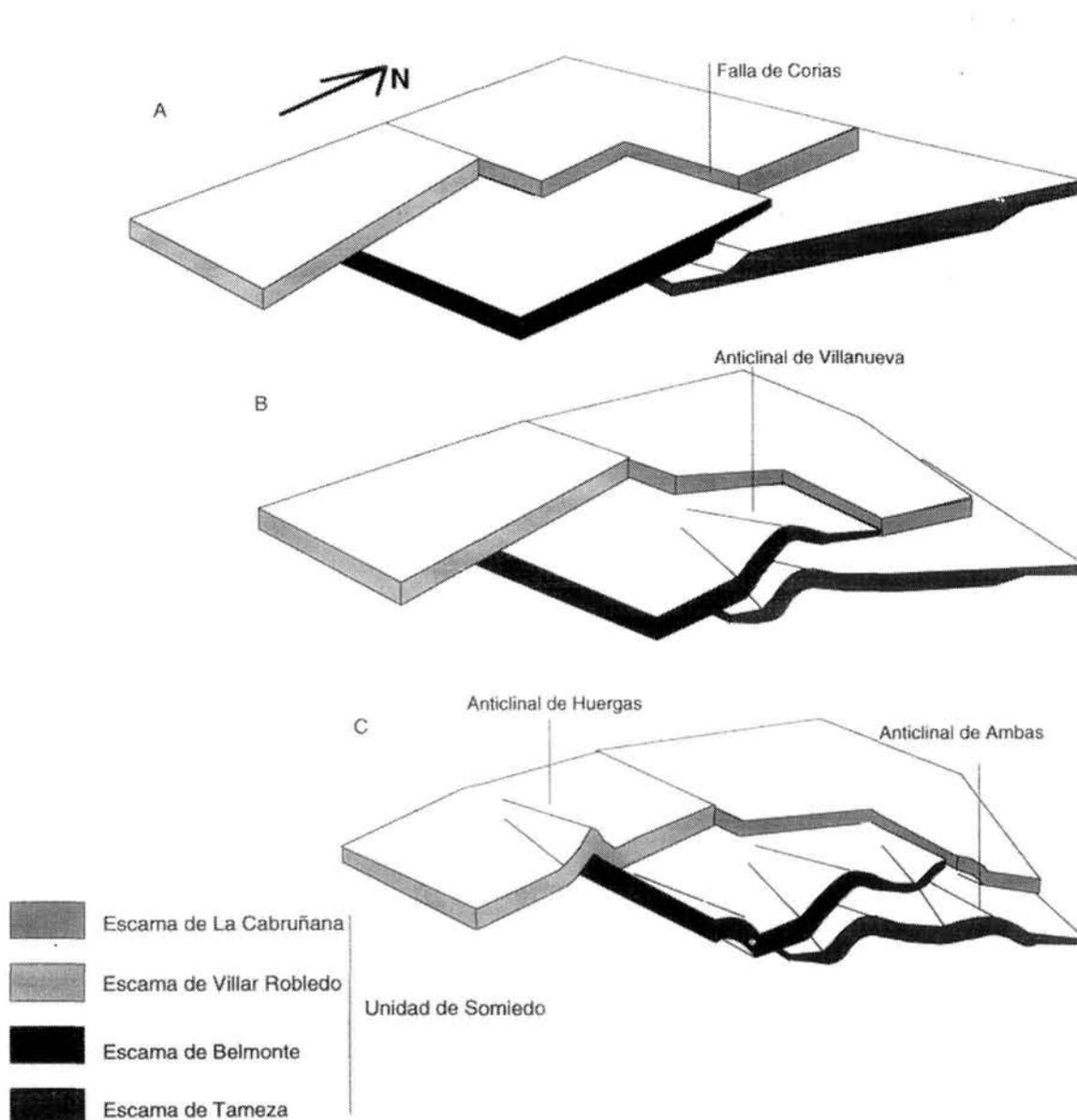


Figura 34: Esquema ilustrando la amplificación de las estructuras relacionadas con algunas de las rampas laterales durante la génesis de la forma arqueada de la Unidad de Somiedo.

durante la segunda generación, los desplazamientos son menores y se produce un reapretamiento de las estructuras previas.

Las magnitudes de los desplazamientos de las diferentes escamas que integran la Unidad de Somiedo durante la primera generación de cabalgamientos varían entre 5 y 12 km.

El acortamiento que se observa en esta unidad se encuentra reflejado en la figura 38 y ha sido obtenido partiendo de las longitudes iniciales y finales en los cortes restaurados; las medidas de dichas longitudes se han realizado en los estadios A, B y C de los cortes restaurados, obteniéndose los valores de acortamiento, expresados en tantos por ciento, para la primera, la segunda generación de cabalgamientos así como para el acortamiento total. Estos valores de acortamiento sólo son válidos para la estructura interna de la Unidad de Somiedo, ya que no se conoce el grado de superposición que muestra esta unidad sobre la Unidad de La Sobia, que debe ser importante por el hecho de encontrarse el frente de la Unidad de Somiedo cabalgando a la Formación San Emiliano prácticamente en toda su longitud. Se puede apreciar que el acortamiento durante la primera generación de cabalgamientos oscila entre valores que van desde 53% al 43%, durante la segunda generación de cabalgamientos entre 10% y el 19% y el acortamiento total en torno al 55%.

En la Unidad de Somiedo el único criterio que permite establecer la secuencia de deformación de las distintas láminas y estructuras es la geometría que muestra la superposición de las mismas. En efecto, como ya se ha mencionado repetidamente,

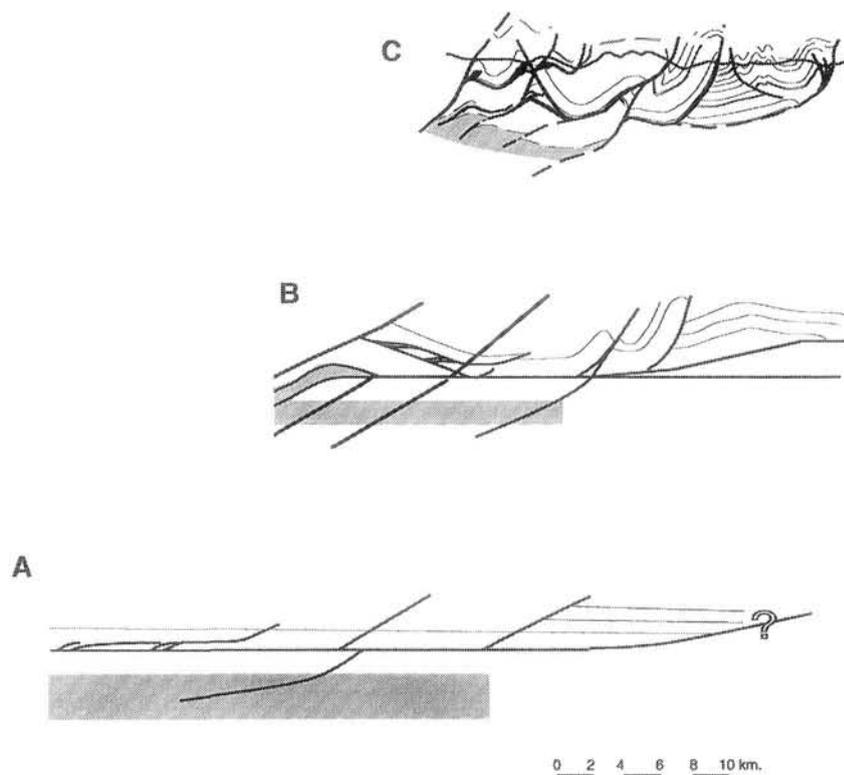


Figura 35: Restauración interpretada del corte 2-2'. A, estado indeformado. B, estado tras la primera generación de cabalgamientos. C, estado final. en este corte el grado de interpretación es muy elevado, ya que los pliegues presentan fuertes cabeceos, por lo que los espesores son proyectados en el estadio final, no coincidiendo con los espesores utilizados para la reconstrucción.

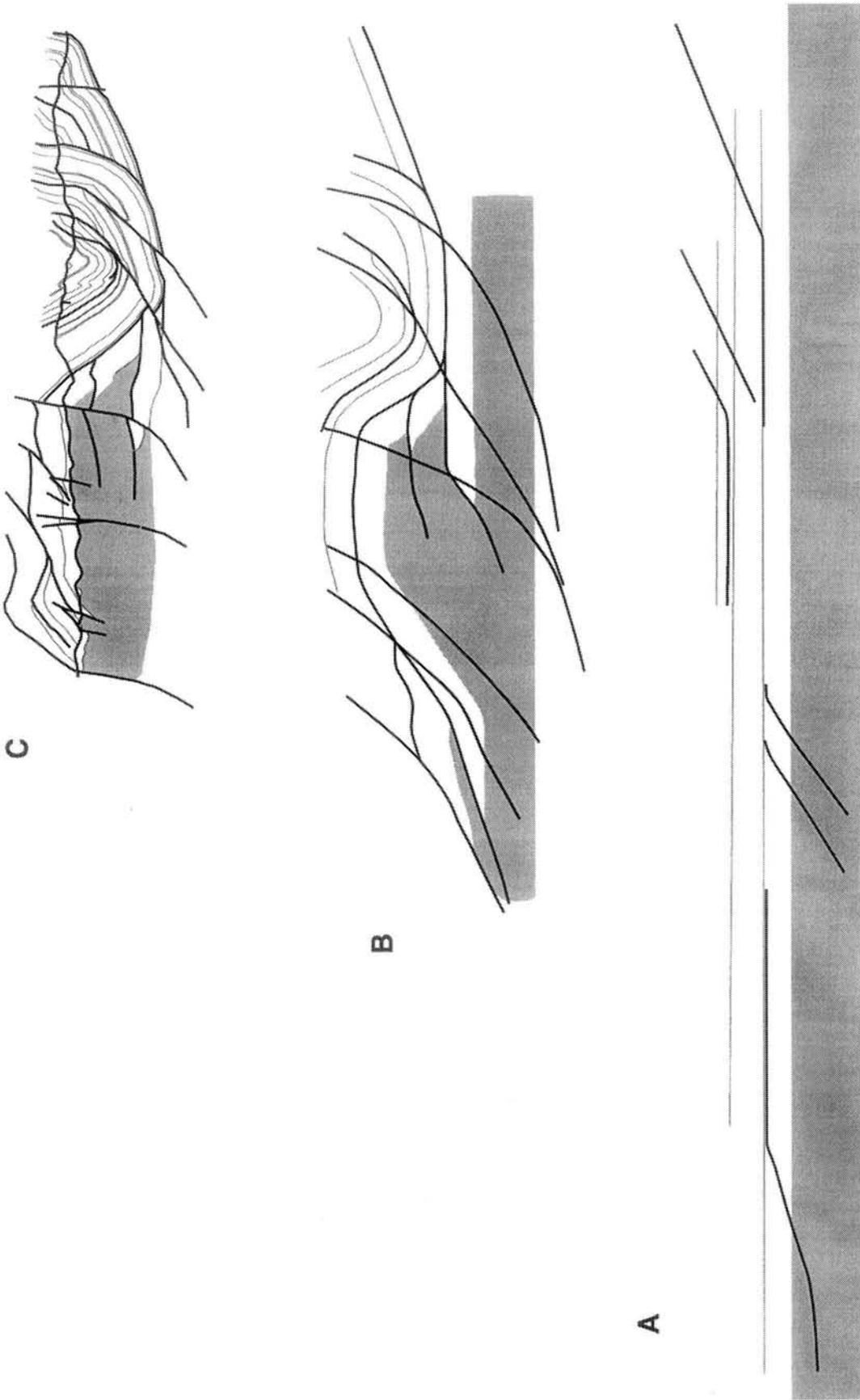


Figura 36: Restauración interpretada del corte 5-5''. A, estado indeformado. B, estado indeformado. B, estado indeformado. B, estado indeformado. C, estado final.

uno de los hechos que llama más la atención sobre este sector es la existencia de cabalgamientos que se cortan y el reapretamiento de estructuras, lo que probablemente indica una separación temporal y un tipo de secuencia de acuerdo con lo descrito por PÉREZ-ESTAÚN & BASTIDA (1990) o PÉREZ-ESTAÚN *et al.* (1991), aunque a nivel general de toda la Zona Cantábrica puede ser una secuencia *forward piggy-back* o de bloque inferior (MARCOS & PULGAR, 1982). Además de este hecho, los cabalgamientos de la primera generación sólo afectan a las rocas por encima de la Formación Herrería, excepto en los cabalgamientos más occidentales donde afectan a esta formación y a las Pizarras del Narcea, mientras que los de segunda generación sí que afectan sistemáticamente a todas estas formaciones, por lo que se ha interpretado que es posible que posean un cabalgamiento basal más profundo. En todo caso, la utilización exclusiva de criterios geométricos puede ser discutida, ya que se ha evidenciado la actuación simultánea de distintos cabalgamientos que se cortan entre sí en otros sectores de la Zona Cantábrica (ALONSO, 1985) así como en otras cordilleras, (BOYER, 1991, en las Montañas Rocosas) y mediante la construcción de modelos experimentales (LIU *et al.*, 1991).

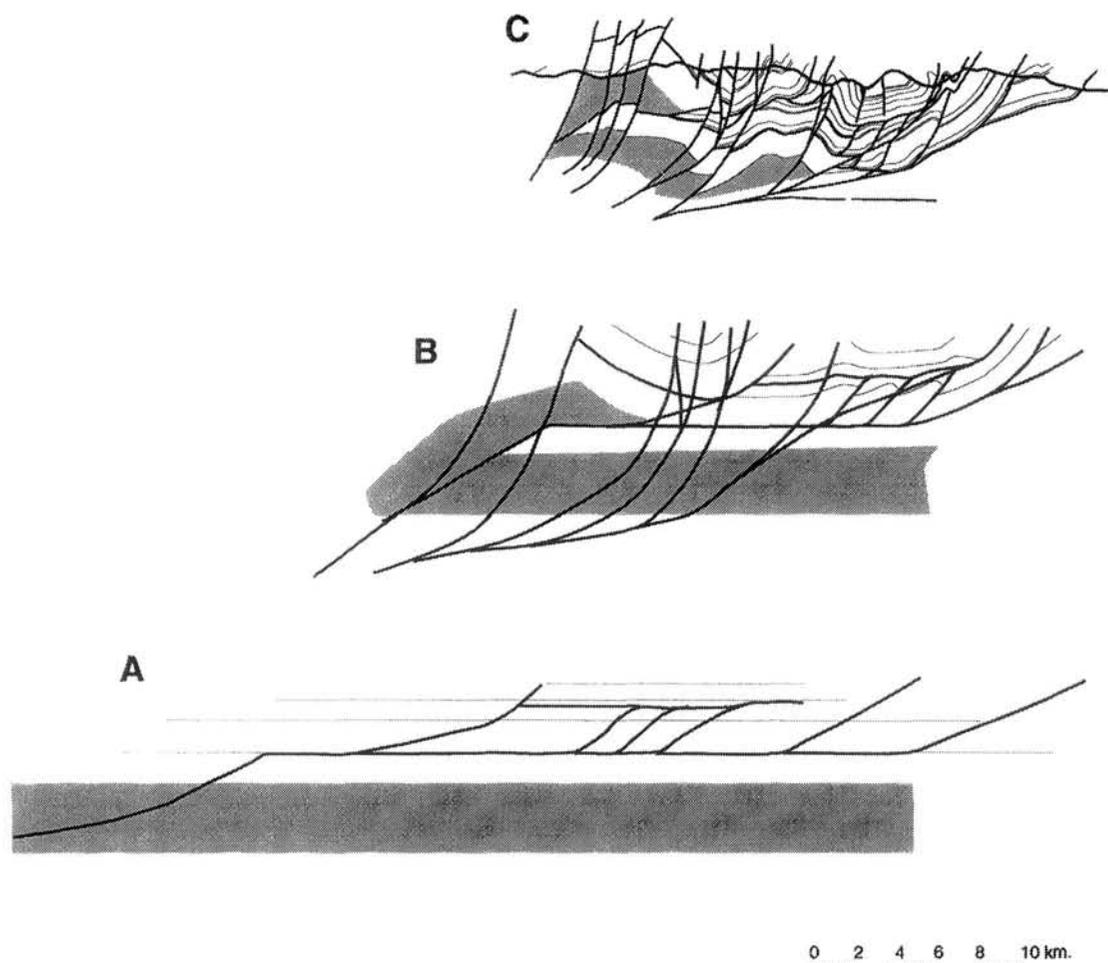


Figura 37: Restauración interpretada del corte 9-9'. A, estado indeformado. B, estado tras la primera generación de cabalgamientos. C, estado final.

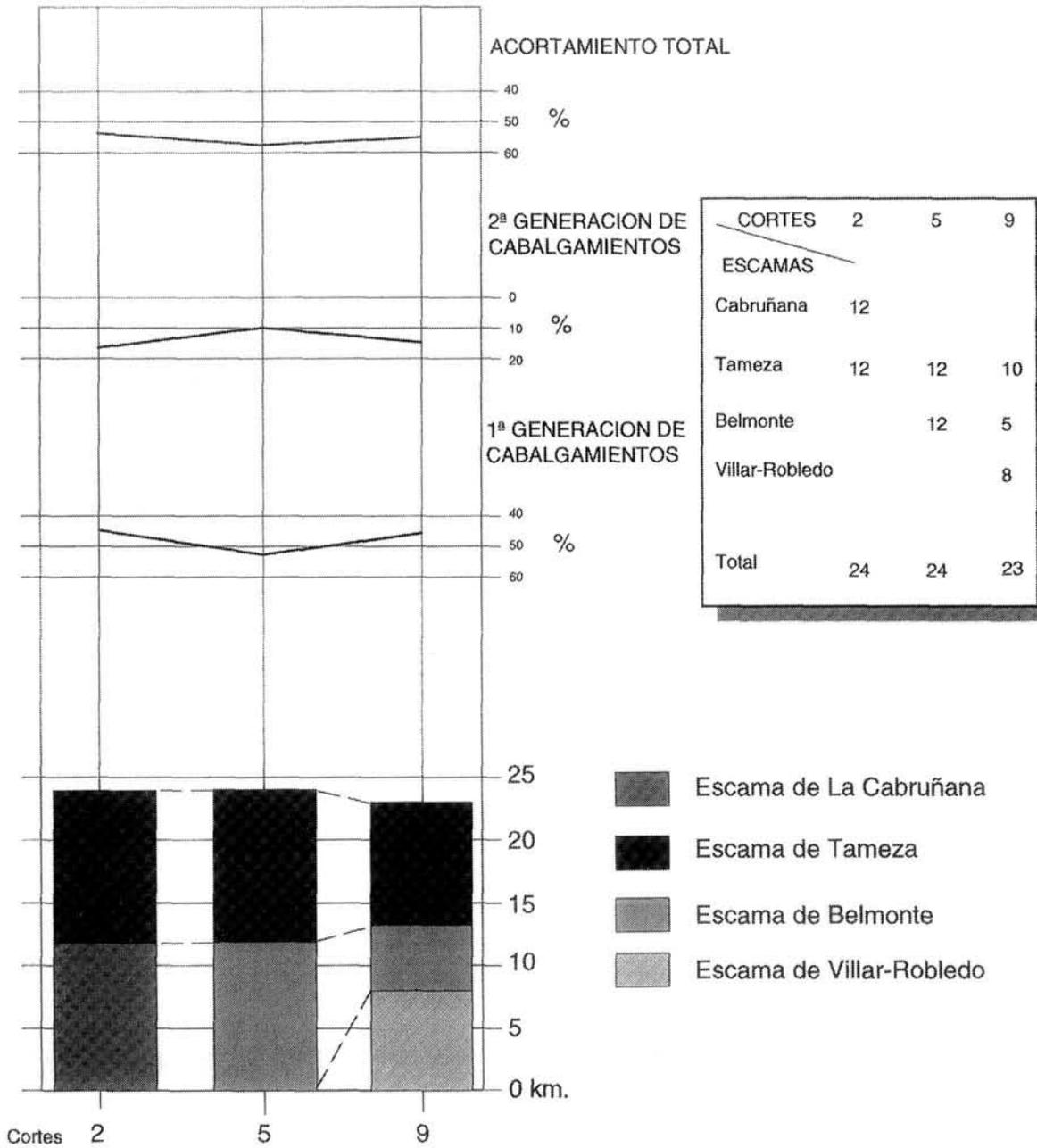


Figura 38: Acortamiento de la Unidad de Somiedo y desplazamientos de sus escamas principales. Datos obtenidos a partir de las restauraciones de las figuras 35, 36 y 37.

## **8. RELACIONES ENTRE EL SECTOR OCCIDENTAL DEL ANTIFORME DEL NARCEA, LA VENTANA TECTÓNICA DEL NARCEA Y LA UNIDAD DE SOMIEDO. ESTRUCTURA GENERAL DEL AREA ESTUDIADA**

Las relaciones entre las dos unidades mayores descritas en este trabajo dentro de la Zona Cantábrica, la Ventana Tectónica del Narcea y la Unidad de Somiedo, aparece clara en lo que se refiere a las relaciones del sustrato precámbrico (las Pizarras del Narcea) cuando se incorpora a la dinámica de los cabalgamientos existentes en este sector, ya que el trazado de los mismos se puede proseguir en el interior de algunos sectores de la Ventana Tectónica del Narcea. Sin embargo en los estadios previos, durante la génesis de la foliación existente en las rocas precámbricas, así como el despegue de la Formación Herrería, estas relaciones no son evidentes, ya que no hay ningún dato que permita suponer que el acortamiento producido por estos mecanismos tenga un reflejo en las rocas suprayacentes, por lo que la transferencia del acortamiento producido durante este episodio es problemática y meramente interpretativa.

Como se puede observar en los cortes geológicos y en las restituciones interpretativas realizadas, en la unidad de Somiedo los cabalgamientos se enraizan hacia el Oeste en las rocas precámbricas. Este enraizamiento provoca la existencia de una culminación por encima de la rampa, lo que da como resultado la existencia de un antiforme de gran amplitud originado durante la denominada primera generación de cabalgamientos (ver cortes restaurados de las figuras 35, 36 y 37). Esta culminación frontal constituiría los flancos occidentales de los sinclinales de Villazón-Reigada, en la escama de La Cabruñana, de Los Lagos de Saliencia en el sector central de la escama de Belmonte, y de Vega de los Viejos en la escama de Villar-Robledo.

La estructura situada por encima del antiforme originado por la culminación, correspondería a la que se observa actualmente en la escama de la Cabruñana, donde imbricaciones ligadas imbricaciones ligadas con un despegue en la base de la Formación Láncara, cuya relación con el enraizamiento de estas unidades no se observa, ya que dicho despegue se encuentra cortado por el cabalgamiento de La Espina.

Durante la segunda generación de cabalgamientos, la Ventana Tectónica del Narcea y la escama de La Cabruñana permanecen solidarias, siendo afectadas por estos de manera conjunta, produciendo en ocasiones la reactivación de superficies de cabalgamiento previas, amplificando el antiforme y complicando el patrón cartográfico existente. Este reapretamiento produciría en el frente de esta culminación la génesis del retrocabalgamiento del Farandón que daría como resultado la aparición de una zona triangular por encima de dicha culminación como se puede observar en los cortes 2-2', 3-3'

Por último se produciría la rotación y reapretamiento de ambas unidades conjuntamente dibujando la actual configuración en forma de arco mostrada por el trazado general de las estructuras.

Además de las relaciones descritas entre la Ventana Tectónica del Narcea y la Unidad de Somiedo, queda aún por resolver la relación que hay entre la foliación

La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la Zona Cantábrica. Parte II: El sector oriental.

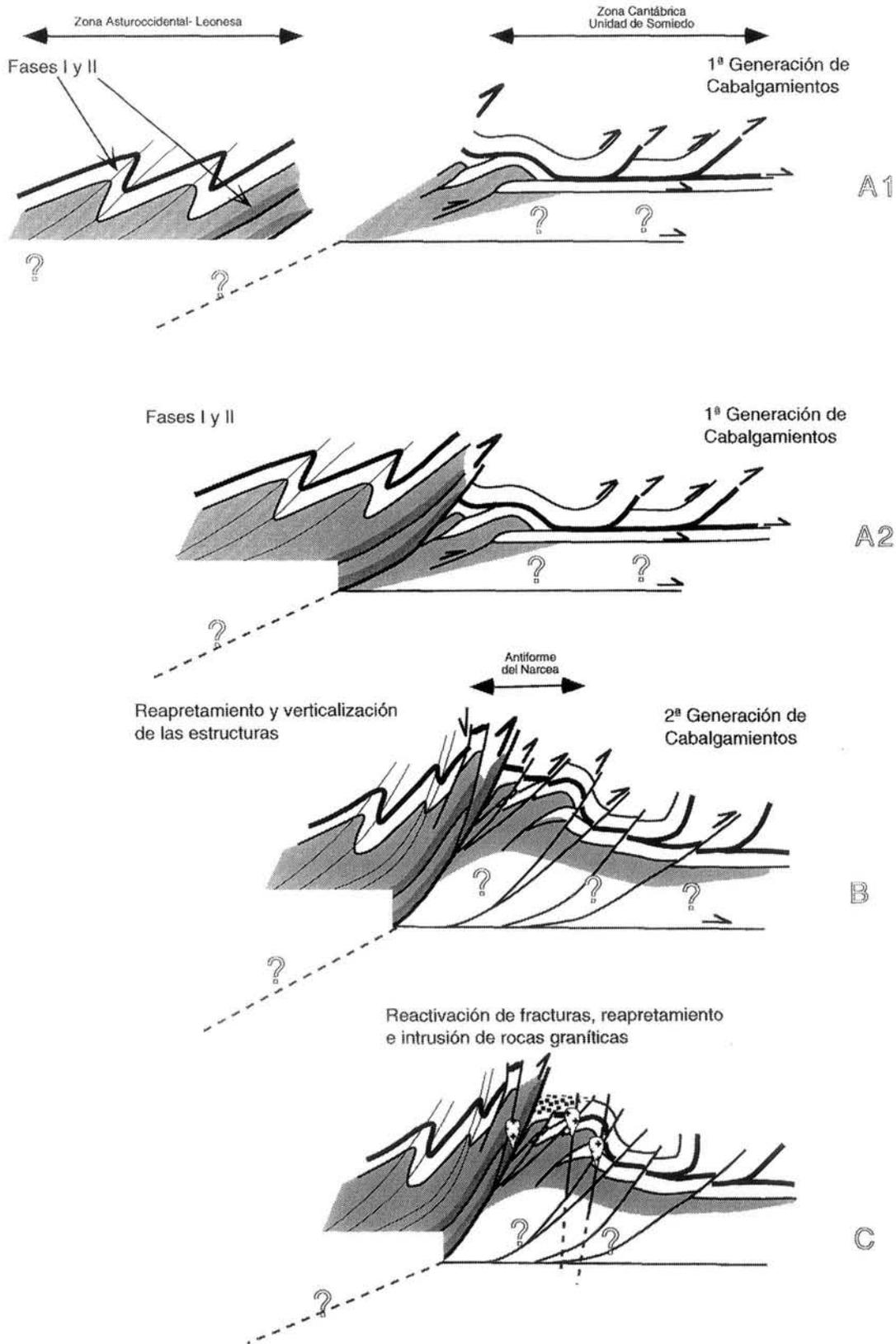


Figura 39: Esquema evolutivo en el que se interpretan las relaciones entre las distintas unidades descritas en el texto y su posible evolución en el tiempo. Explicación en el texto.

existente en las rocas precámbricas y las posibles estructuras generadas en las rocas paleozoicas suprayacentes. Puede suponerse que el acortamiento que generó la foliación en el sustrato se refleja en los despegues existentes en la base y en el interior de la serie paleozoica. Así se puede interpretar, al menos, el despegue existente entre la Formación Herrería y las Pizarras del Narcea, como ya ha sido descrito en el capítulo dedicado a la Ventana Tectónica del Narcea.

Para finalizar el análisis de estas relaciones, se ha realizado una interpretación idealizada de la evolución del conjunto formado por el Antiforme del Narcea y la Unidad de Somiedo, en el que se pretende mostrar las relaciones entre las distintas estructuras de la Zona Cantábrica y de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Fig. 39). Durante la elaboración de este trabajo no se han podido encontrar criterios distintivos para una correlación precisa entre las dos zonas.

El Antiforme del Narcea se sitúa en una posición dentro del orógeno Varisco que supone un importante cambio paleogeográfico; la extensión sufrida durante tiempos Cambro-Ordovícicos condicionaría la particular geometría del Antiforme durante los primeros estadios de la deformación, que probablemente resulta de la inversión de las estructuras extensionales previas.

En el estadio A1 (Fig. 39) se correlacionan las dos primeras fases de deformación en la Zona Asturoccidental-Leonesa y la primera generación de cabalgamientos en la Zona Cantábrica. Durante la propagación de la deformación hacia el Este se alcanzaría la relación propuesta en estadio A2. Durante este episodio el acortamiento en este sector se resuelve de distintas maneras en cada uno de los sectores estudiados. Por un lado, en la Zona Asturoccidental-Leonesa los pliegues de fase I y, sobre todo, las zonas de cizalla de fase II suponen un acortamiento importante que se puede resolver hacia adelante de dos maneras diferentes, bien haciendo emerger el cabalgamiento basal a la superficie, en cuyo caso un gran sector de la Zona Cantábrica se vería cubierto por la Zona Asturoccidental-Leonesa, o bien transfiriendo el desplazamiento a las rocas de la Zona Cantábrica mediante despegues, cabalgamientos y la génesis de foliación en las Pizarras del Narcea. Estas dos interpretaciones no tienen por que ser incompatibles, pudiendo existir una solución mixta.

La transferencia de acortamientos a la Zona Cantábrica presenta varias incertidumbres producidas por la dificultad de observación de las relaciones entre las zonas de cizalla de fase II de la Zona Asturoccidental-Leonesa y los cabalgamientos de la primera generación de la Zona Cantábrica. Partiendo del estudio de la geometría actual de este sector se propone que la transferencia de estos desplazamientos ha sido múltiple: a una serie de despegues del Grupo Rañeces-La Vid; al despegue en la base de la formación Láncara; al despegue situado en la discordancia entre las Pizarras del Narcea y la Formación Herrería; al acortamiento relacionado con la génesis de foliación en las Pizarras del Narcea y a un hipotético cabalgamiento basal en el interior de las Pizarras del Narcea. Estos procesos darían lugar a una situación parecida a la que exponen PÉREZ-ESTAÚN & BASTIDA (1990), como primer estadio evolutivo dentro de la Zona Cantábrica.

Posteriormente a la evolución descrita hasta este momento se produce un aumento del acortamiento (Fig. 39 B) mediante la actuación de la segunda

generación de cabalgamientos que posiblemente enraizarían en el cabalgamiento basal inferior, situado en las Pizarras del Narcea; este cambio en el nivel de enraizamiento de los cabalgamientos se produciría por el engrosamiento de la cuña orogénica según el modelo propuesto por PÉREZ-ESTAÚN & BASTIDA (op. cit). El acortamiento producido por estos cabalgamientos, configura la disposición actual general que se observa en este sector, provocando la amplificación del Antiforme del Narcea. Estos cabalgamientos llegan a afectar al sector más oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa, provocando, posiblemente, la superposición de sectores más profundos de las zonas de cizalla sobre la Zona Cantábrica y dando lugar a la actual posición verticalizada de las zonas de cizalla y a la terminación septentrional de las mismas como ya ha sido descrito.

Por último se produciría la reactivación de algunas estructuras, después de un período de intensa erosión acompañado por el depósito de rocas estefanienses, así como la génesis de fallas verticales de escaso desplazamiento y la reactivación de cabalgamientos que afectarían a los depósitos estefanienses. En este momento se produciría la intrusión de los pequeños cuerpos graníticos tardíos existentes en este sector (Fig. 39 C). Las deformaciones tardías, descritas en el sector occidental del Antiforme del Narcea, que dan lugar a la aparición de clivajes de crenulación verticales y pliegues de eje subvertical no se han representado en este esquema por suponer movimientos de desgarre de escasa entidad.

## 9. CONCLUSIONES

En este trabajo, junto con la primera parte (GUTIÉRREZ-ALONSO, 1996), se han estudiado los problemas estructurales que plantea el límite entre las zonas externas e internas del Macizo Varisco del Noroeste de la Península Ibérica (Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa) respectivamente, constituido por un núcleo precámbrico (el Antiforme del Narcea) y el manto más occidental de la Zona Cantábrica (El Manto de Somiedo), que involucra rocas paleozoicas.

En el Antiforme del Narcea se han distinguido dos unidades; la primera, el Sector Occidental, integrada en la Zona Asturoccidental-Leonesa, está constituida por pizarras, areniscas, rocas volcánicas y vulcanosedimentarias y dos cuerpos granitoides prevariscos. La segunda, la Ventana Tectónica del Narcea, incluida en la Zona Cantábrica, está constituida por pizarras y areniscas. Ambas unidades están afectadas por un metamorfismo de bajo grado, aunque algo superior en el Sector Occidental.

En el Sector Occidental se distinguen dos fases de deformación variscas principales. La primera de ellas se caracteriza, en las pizarras del Narcea, por la presencia de pliegues de eje vertical, que evidencian la existencia de una deformación precámbrica, constatada, además, por el carácter discordante del Paleozoico; estos pliegues van acompañados por una foliación de plano axial, de tipo clivaje pizarroso grosero en las rocas más pelíticas y de tipo clivaje grosero en las areniscas. La segunda fase de deformación produce las estructuras más notables, tanto por el acortamiento producido como por el aspecto cartográfico. Estas estructuras son importantes zonas de cizalla dúctil de potencia kilométrica,

limitadas en su base por sendos cabalgamientos. Son las zonas de cizalla de Trones y Cangas del Narcea. Estas zonas de cizalla, muestran una marcada heterogeneidad de la deformación, observándose, no obstante, una tendencia al aumento de la misma hacia el contacto con el cabalgamiento, jugando, además, la litología un papel importante.

Desde las zonas menos deformadas a las más deformadas, se pueden observar crenulaciones, clivajes de crenulación, bandeados tectónicos y rocas de falla de tipo milonítico o filonítico. En esta última se distingue una marcada lineación mineral y, a veces, clivajes de crenulación extensional. Asimismo se observan ocasionalmente pliegues asimétricos, isoclinales, de orden centimétrico a métrico. El análisis de los criterios cinemáticos de las rocas miloníticas y filoníticas, indica un sentido de movimiento hacia el Este. Por otro lado el análisis de los ejes <c> del cuarzo indican que la deformación se desarrolló en condiciones de baja temperatura.

Además de estas deformaciones, se ha descrito una deformación tardía, distribuida en una banda de dirección Norte-Nordeste, que genera pliegues con ejes próximos a la vertical y en ocasiones clivajes de crenulación. La polaridad de los pliegues indicaría, para esta deformación, la existencia de movimientos de desgarre dextros.

El otro sector diferenciado dentro del Antiforme del Narcea es la Ventana Tectónica del Narcea. Se ha puesto de manifiesto la existencia de una foliación en las Pizarras del Narcea, de plano axial de pliegues con ejes verticales, que no se propaga, salvo excepciones, a las rocas suprayacentes. Cuando lo hace, muestra una orientación totalmente diferente en las rocas discordantes del Cámbrico inferior, lo que se ha interpretado como un cambio de mecanismo en la deformación (cizalla paralela a las capas, despegues) de la base de la serie paleozoica. La intensidad de la foliación en las pizarras del Narcea, decrece de Oeste a Este, así como el metamorfismo de grado bajo.

Adyacente al Antiforme del Narcea, en la Zona Cantábrica, se encuentra la Unidad de Somiedo, formada por cuatro escamas principales. Se reconocen dos generaciones de cabalgamientos, que se cortan unos a otros; los de la primera generación presentan geometría en escalera y desplazamientos importantes, mientras que los de la segunda tienen una forma generalmente lítrica, en ocasiones aprovechan cabalgamientos previos y sus desplazamientos son pequeños. Toda la unidad tiene una geometría imbricada, generada durante la primera generación de cabalgamientos, muy modificada por el efecto de la segunda. La geometría de los planos de cabalgamiento es compleja y se han identificado una serie de estructuras laterales que se han descrito integrándolas en un modelo con las siguientes características: la mayoría son rampas alóctonas cabalgando rellanos; poseen pliegues asociados, del grupo de pliegues radiales; dan lugar a variaciones en el nivel de erosión; existen interferencias con pliegues asociados a rampas frontales; producen cabeceos en los pliegues, generalmente hacia el Norte; están inclinadas hacia el Sur, excepto una importante rampa lateral autóctona situada al Sur del sector estudiado; condicionan las inflexiones que se producen con posterioridad. El acortamiento interno mínimo deducido para esta unidad es del orden del 50%, siendo responsable del mismo, en su mayor parte la primera generación de

cabalgamientos, más del 40%, mientras que la segunda sólo produce acortamientos del orden del 10%.

La rotación de esta unidad con posterioridad al emplazamiento de las unidades cabalgantes da lugar a la amplificación y reactivación de estructuras previas, generalmente pliegues radiales y como consecuencia a la forma cartográfica arqueada.

La Ventana Tectónica del Narcea se produce como consecuencia de dos episodios de deformación relacionados con dos generaciones de cabalgamientos; en primer lugar, el enraizamiento de la Unidad de Somiedo en las Pizarras del Narcea provoca un efecto de rampa, dando lugar a una culminación antiformal que es amplificada durante la segunda generación de cabalgamientos.

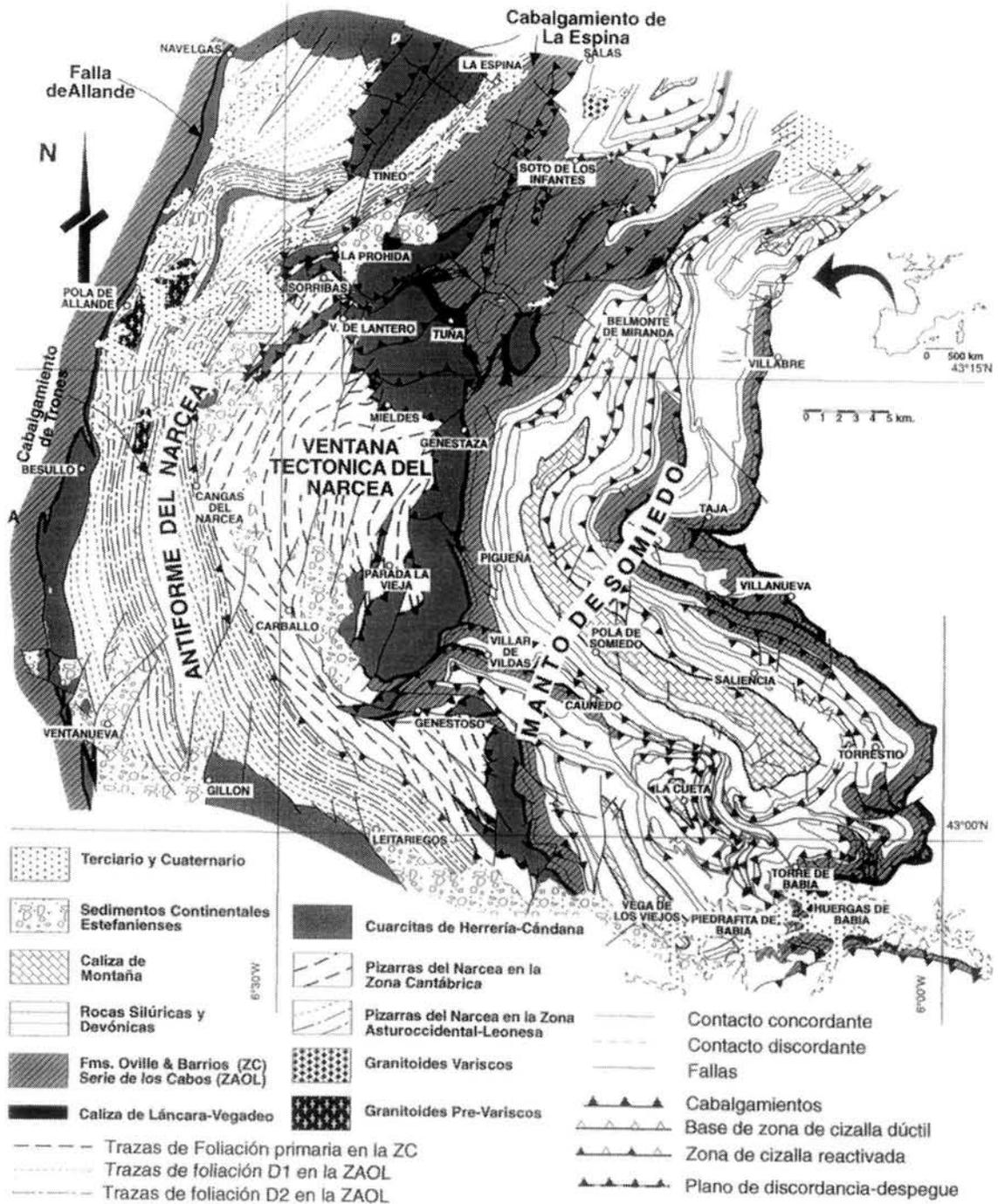
Se propone una relación entre las estructuras de las primera y segunda fases de deformación de la Zona Asturoccidental-Leonesa y la primera generación de cabalgamientos produciéndose una aproximación de dos áreas que originalmente estaban muy separadas. La segunda generación de cabalgamientos actuaría en toda la zona produciendo en el Sector Occidental del Antiforme del Narcea una reactivación de los cabalgamientos previos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el resultado de parte de la Tesis Doctoral defendida por el autor en la Universidad de Oviedo en Diciembre de 1992 y realizada bajo la dirección de los Drs. A. Pérez Estaún y F. Bastida a los cuales quiero expresar mi agradecimiento. La financiación de este trabajo ha corrido a cargo de los siguientes proyectos: CYCIT GEO 89-0372, PB 90-0860-C03-02 y PB 93-1149-C03-02.

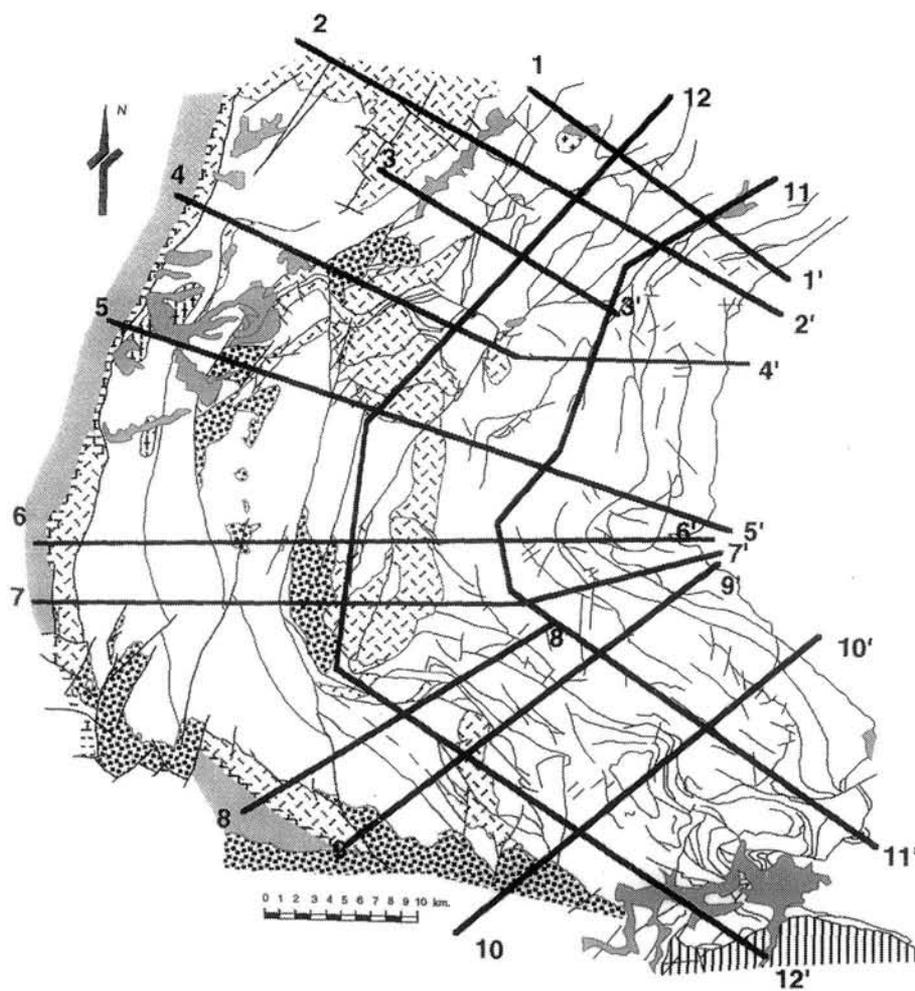
#### BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, J.L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Instituc. Fray Bernardino de Sahagún, 276 pp.
- ALONSO, J.L. (1987): Sequences of thrust and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Journal Structural Geology*, **9** (8), 969-983.
- ALONSO, J.L.; ÁLVAREZ MARRÓN, J. & PULGAR, J.A. (1989): Mapa Geológico de la Parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*. **18**: 127-135.
- ALONSO, J.L.; ALLER, J.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARQUÍNEZ, J.; PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1991): *Mapa geológico E 1:200.000 y memoria Nº 2 (Avilés)*. Instituto Tecnológico Geominero de España.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J. (1989): *La estructura geológica de la región del Ponga (Zona Cantábrica, NW de España)*. Tesis Doctoral, Inédita, Universidad de Oviedo.
- ALLER, J. (1981): La estructura del borde Suroeste de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **11**: 3-14.

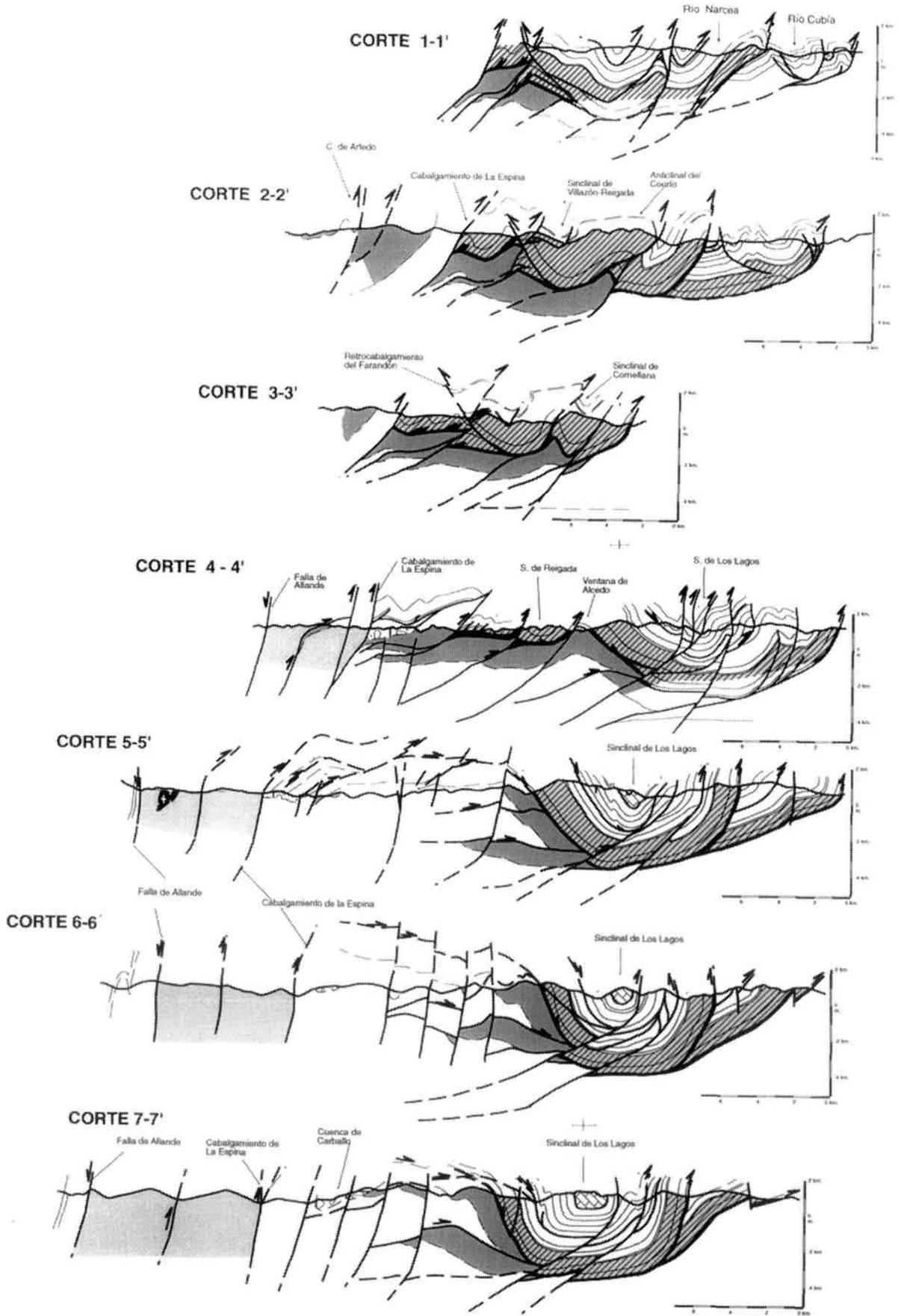


ANEXO I: Mapa geológico del Antiforme del Narcea y unidades adyacentes compuesto en base a datos propios y: Hojas MAGNA a escala 1:50000 de Boal (MARCOS & PULGAR, 1980); Tineo y Belmonte de Miranda (JULIVERT, MARCOS & PULGAR, 1977); Grado (MARTÍNEZ ÁLVAREZ et al., 1975); Cangas del Narcea (MARCOS et al., 1980); Proaza (PELLO, 1976); Naviego (BASTIDA et al., 1980); Pola de Somiedo (CRESPO ZAMORANO, 1986); La Plaza (TRUYOLS et al., 1982); Degaña (MATAS et al., 1982); Villablino (NAVARRO, 1982) y Barrios de Luna (SUÁREZ et al., 1990); y trabajos previos de JULIVERT et al., 1968; MARCOS, 1973; BASTIDA et al., 1984; GUTIÉRREZ-ALONSO, 1987; BASTIDA & CASTRO, 1988; BASTIDA & GUTIÉRREZ-ALONSO, 1989; ALONSO et al., 1989 y GUTIÉRREZ-ALONSO y VILLAR, 1990.

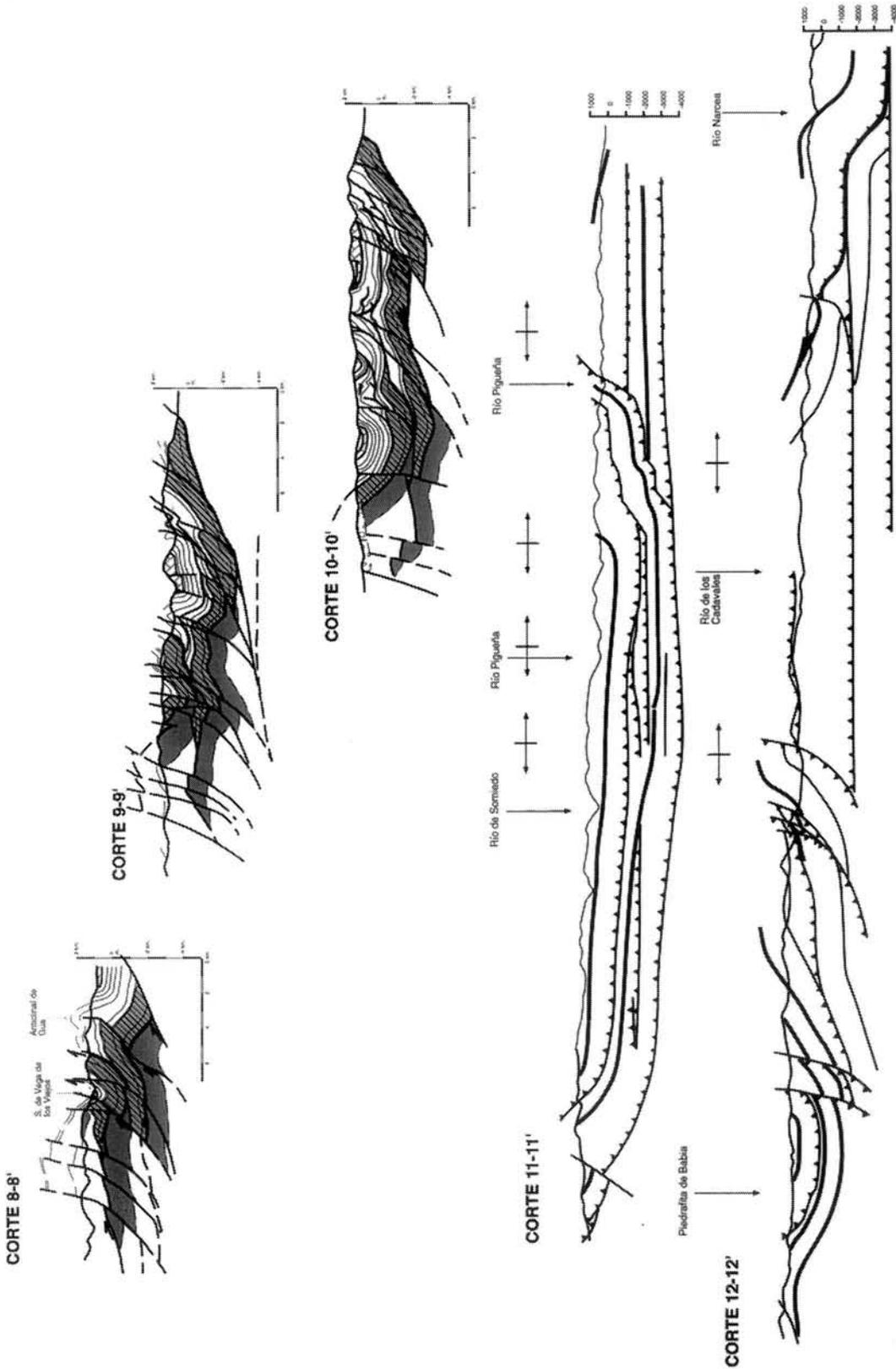
- ALLER, J. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Serv. Publ. Principado de Asturias, 175 pp.
- ALLER, J.; BASTIDA, F.; CABAL, J. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1989): Geología del sector Cabo Vidio-San Juan de la Arena-Tineo (Zona Asturoccidental Leonesa, NO de España). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **18**.
- BANKS, C.J. & WARBURTON, J. (1986): "Passive roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *Journal Structural Geology*, **8** (3/4): 229-237.
- BASTIDA, F. & CASTRO, S. (1987): Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **17**: 67-85.
- BASTIDA, F. & GUTIÉRREZ, G. (1989): Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **18**: 117-125.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & 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. *Acta Geológica Hispánica, Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*, **14**: 135-142.



ANEXO II: Situación de los cortes geológicos del área estudiada.



ANEXO II: Cortes geológicos del área estudiada.



ANEXO II: Cortes geológicos del área estudiada.

- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, **95** (6): 517-539.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A.; GALÁN, J. & VARGAS, I. (1980): *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 75 (Naviego)*. Instituto Geológico y Minero de España.
- BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Hercynian belt of NW Spain. *Tectonophysics*, 191.
- BASTIDA, F. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1990): Cantabrian Zone, Structure. In: DALMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E., *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. 55-69.
- BEROIZ, C. (1968): Nota sobre la prolongación Norte de la Escama de Belmonte (Asturias) y estructuras asociadas *Brev. Geol. Astúrica*, **2** (3): 6-10.
- BOYER, S.E. (1992): Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belt. In: MCCLAY (Ed.) *Thrust Belts*, Chapman & Hall, 377-390.
- BRIME, C. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1980): La transición diagénesis-metamorfismo en la región de Cabo Peñas. *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de de Laxe*, **1**: 85-97.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1969): Balanced cross sections. *Canadian Journal Earth Sciences*, **6**: 743-757.
- ENGELDER, T. & ENGELDER, R., (1977): Fossil distortion and decollement tectonics on the Appalachian Plateau. *Geology*, **5**: 457-460.
- ENGELDER, T. & GEISER, P.A., (1979): The relationship between pencil cleavage and lateral shortening within the devonian section of the Appalachian Plateau, New York. *Geology*, **7**: 460-464.
- ENGELDER, T. & GEISER, P.A., (1980): On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau. *Journal Geophysical Research*, **85**, 6319-6314.
- GARCÍA FUENTE, S. (1952): Geología del Concejo de Teverga. *Not. Com. Inst. Geol. Minero Esp*, **64**, 345-456.
- GARCÍA FUENTE, S. (1953): Geología de los Concejos de Proaza y Tameza (Asturias). *Not. Com. Inst. Geol. Minero Esp*, **65**: 271-324.
- GEISER, P.A. (1988a): The role of kinematics in the construction and analysis of geological cross-sections in deformed terranes. In: *Geometries and Mechanisms of thrusting*, Geol. Soc. America Sp. paper, **222**: 47-76.
- GEISER, P.A. (1988b): Mechanisms of thrust propagation: some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. *Journal Structural Geology*. **10**: 829-845.
- GEISER, P.A. & ENGELDER, T. (1983): The distribution of layer parallel shortening fabrics in the Appalachian foreland of New York and Pennsylvania: evidence for two non-coaxial phases of the Alleghanian orogeny. In: HATCHER, R.D.; WILLIAMS, H. & ZEITZ, I. (Eds.) *Mem. geol. Soc. America*. **158**: 161-175.
- GUTIÉRREZ, G. (1987): *La estructura de la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea*; Seminario de Investigación, Inédito, Universidad de Oviedo.

- GUTIÉRREZ, G. & VILLAR, P. (1989): *El Precámbrico del Antiforme del Narcea*. Informe Inédito, Instituto Tecnológico Geominero de España.
- GUTIÉRREZ, G.; VILLAR, P. & MARTÍN PARRA, L.M. (1990): La estructura del Antiforme del Narcea. *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **15**: 271-279.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997): La estructura del antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la zona Cantábrica. Parte I: El Sector Occidental. *Studia Geologica Salamanticensia*, **32**: 63-128.
- HEREDIA, N. (1984): La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **14**: 65-78.
- JULIVERT, M. (1971a): Decollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain. *American Journal Science*, **270** (1): 1-29.
- JULIVERT, M. (1971b): L'évolution structurale de l'arc asturien. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, **2**: I.2-I.20. Institut Francaise du Pétrole, Paris.
- JULIVERT, M. (1976): La estructura de la región de Cabo Peñas. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **8**: 203-309.
- JULIVERT, M. & 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). *Journal Struc. Geology*, **6**: 499-519.
- JULIVERT, M. & ARBOLEYA, M.L. (1986): Areal balancing and estimate of areal reduction in a thin skinned fold-and-thrust belt (Cantabrian Zone, NW Spain). *Journal Struc. Geology*, **8** (3/4): 407-414.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Nw Spain). *American Journal Science*, **273**: 353-375.
- JULIVERT, M. & PELLO, J. (1967): Las dos etapas principales de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispánica*, **4**: 77-81.
- JULIVERT, M., FONBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. (1971): *Mapa Geológico de España E 1:200000 2ª Serie, Hoja nº 9 (Cangas del Narcea)*. Instituto Geológico y Minero de España
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977a): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 27 (Tineo)*. Instituto Geológico y Minero de España
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977b): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 51 (Belmonte de Miranda)*. Instituto Geológico y Minero de España
- JULIVERT, M.; PELLO, J. & FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*. **2**: 1-44.
- LIU, H.; McCLAY, K.R. & POWELL, D. (1992): Physical models of thrust wedges. In: McCLAY (Ed.) *Thrust Belts.*, Chapman & Hall, 71-81.
- LOBATO, L. (1977), *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE de León, NO de Palencia, SO de Santander)*. Institución "Fray Bernardino de Sahagún". pp.192.

- MARCOS, A. MARTÍNEZ, F.J., JULIVERT, M. & PULGAR, J.A., (1980):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 50 (Cangas del Narcea)*. Instituto Geológico y Minero de España.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A., (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Pallaont.Abh.*, **163** (2), 256-260.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1980): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Luarca (11) 2ª serie (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A., (1980):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 26 (Boal)*. Instituto Geológico y Minero de España.
- MATTE, P., (1967): Le Precambrienn superieur schisto-gresex de l'Ouest des Asturies. (nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les series precambrienes plus internes de l'arc galicien. *C.R. Acad. Sci. Paris* . **264**: 1769-1772.
- MATTE, P. & RIBEIRO, A., (1975): Forme et orientation de l'ellipsoide de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la genese de l'arc ibero-armoricain. *C. R. Ac. Sc. Paris*. **280**: 2825-2828.
- PELLO, J., (1972): *Estudio Geológico de la Región Central de Asturias*. Tesis Doctoral Inédita Universidad de Oviedo
- PELLO, J., (1976):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 52 (Proaza)*. Instituto Geológico y Minero de España.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. & BASTIDA, F. (1990): Cantabrian Zone Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-GARCÍA (Eds.). Springer-Verlag, 55-68.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J.L., MARQUINEZ, J., ALLER, J.; ALVAREZ MARRÓN, J.; MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1988) A thin skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Iberoarmoric Arc). *Tectonics*, **7** (3): 517-537.
- PERROUD, H. (1982): Contribución a l'etude paleomagnetique de l'arc ibero-armoricain. *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, **15** (1): 1-114.
- PERROUD, H. & COBBOLD, P. (1984): L'aimantation remanente comme marqueur de la deformation: Exemple d'un pli a axe incliné dans les series rouges siluro-devoniennes a Cabrillanes, Asturias (Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **26**: 281-288.
- RIES, A.C. & SHACKLETON, R.M. (1976): Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Philos. Trans. R. Soc., London*, **283**, 281-288.
- RIES, A.C. RICHARDSON, A. & SHACKLETON, R.M. (1980): Rotation of the Iberian Arc: Palaeomagnetic results from North Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**: 301-310.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1978): La estructura de la prolongación Norte de las unidades de Tameza y La Sobia. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **10**: 389-394.
- SAVAGE, J.F. (1967): Tectonic analysis of the Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **39**: 195-246.
- SOLER, M. (1967): Evolución estructural del cabalgamiento de Peña Sobia (Asturias). *Acta Geol. Hisp.*, **2**: 82-84.

SUÁREZ, A., HEREDIA, N., LÓPEZ, F., TOYOS, J.M., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. & GUTIÉRREZ, G., (1990):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 102 (Barrios de Luna)*. Instituto Geológico y Minero de España.

TOYOS, J.M., 1988. *Estructura del extremo noroccidental del Manto de Correcilla (Zona Cantábrica, NW España)*. Mem. Sem. Investigación, Universidad de Oviedo, 41 pp.

---