

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

GABRIEL GUTIÉRREZ-ALONSO (*)

Gutiérrez-Alonso, G. (1995): La estructura del antiformal del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la zona Cantábrica. Parte I: El Sector Occidental. [**The Narcea Antiform Structure and its relation to the western Cantabrian Zone thrust sheets. Part I: The Western Sector.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, 32: p. 63-128. Salamanca, 1997-02-28.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1996-11-25) (FECHA DE ADMISIÓN: 1996-12-15)

Palabras clave: Cadena Varisca, Macizo Ibérico, antiformal del Narcea, zonas de cizalla, foliación, milonitas, phyllonitas, petrofábricas de cuarzo.

Key words: Variscan Belt, Iberian Massif, Narcea Antiform, shear zones, foliation, mylonites, phyllonites, quartz petrofabrics.

(*): Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España.
gabi@gugu.usal.es

RESUMEN: En el área de estudio, en el Orógeno Varisco del NO de España, aflora el límite entre la Zona Cantábrica (ZC) y la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL). Este límite está constituido por rocas precámbricas y se le conoce como Antiforme del Narcea. En este antiformal, se distinguen dos sectores, diferenciados por la intensidad de la deformación que presentan las rocas. El sector occidental está caracterizado por la superposición de estructuras, entre las que destacan, la existencia de zonas de cizalla dúctil. Estas zonas de cizalla deforman a una foliación previa y generan diversas microestructuras, crenulaciones, clivajes de crenulación y foliación milonítica o filonítica acompañada por la presencia de lineación mineral. El límite entre los dos sectores, occidental y oriental, dentro del Antiforme del Narcea es un importante cabalgamiento.

ABSTRACT: At the studied area, in the Variscan Belt of NW Spain, the limit between the Cantabrian Zone (CZ) and the West Asturian-Leonese Zones (WALZ) outcrops; it is constituted by precambrian rocks and is known as the Narcea Antiform. In this antiform, two sectors are distinguished due to differences in rock deformation record at each sector. The western sector of the Narcea Antiform is characterized by the superposition of structures, among which the presence of ductile shear zones is remarkable. These ductile shear zones cleaves a previous foliation, generating several different microstructures as crenulation, crenulation cleavage, and mylonitic or phyllonitic foliations, usually accompanied by mineral lineation. The limit between these western and the eastern units is a major thrust.

1. INTRODUCCIÓN

El área estudiada representa el límite entre dos de las grandes zonas en que se ha dividido el Macizo Herciniano Ibérico (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1972): La Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-Leonesa. Dado que la primera abarca las zonas externas del orógeno, mientras que la segunda representa el comienzo de las zonas internas, los problemas planteados en este trabajo se enmarcan en la discusión general referente al tránsito entre zonas externas e internas en los orógenos. Se trata, en consecuencia, de relacionar la estructura de zonas con estratigrafía, estilo e historia de la deformación diferentes. Además, el hecho de que en esta zona límite aflore el basamento Precámbrico, hace que el Antiforme del Narcea sea una zona clave para conocer la evolución estructural de este sector del orógeno Varisco y concretamente del límite entre las zonas externas e internas del mismo.

Desde mediados del presente siglo, el sector del orógeno Varisco existente en la península Ibérica ha sido dividido en zonas atendiendo principalmente a criterios paleogeográficos (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1972; ARENAS *et al.*, 1987 y FARIAS *et al.*, 1987; Fig. 1). El presente estudio se enmarca en el límite entre dos de ellas, La Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-Leonesa, que fueron separadas y diferenciadas, de manera general, debido a sus diferencias en la sucesión Cambro-Ordovícica (LOTZE, 1945) y particularmente, además, por las diferencias

de estilo tectónico que existen entre ambas (JULIVERT *et al.*, 1972).

El límite entre ambas se situaría en el “Anticlinorio Precámbrico del Narcea” (JULIVERT, 1971 a, b), que se extiende desde Cudillero, en la costa cantábrica, hasta perderse debajo de las rocas mesozoico-terciarias en las proximidades de La Magdalena (Norte de León) tras mostrar una disposición arqueada denominada clásicamente “Rodilla Astúrica” (SUESS, 1885).

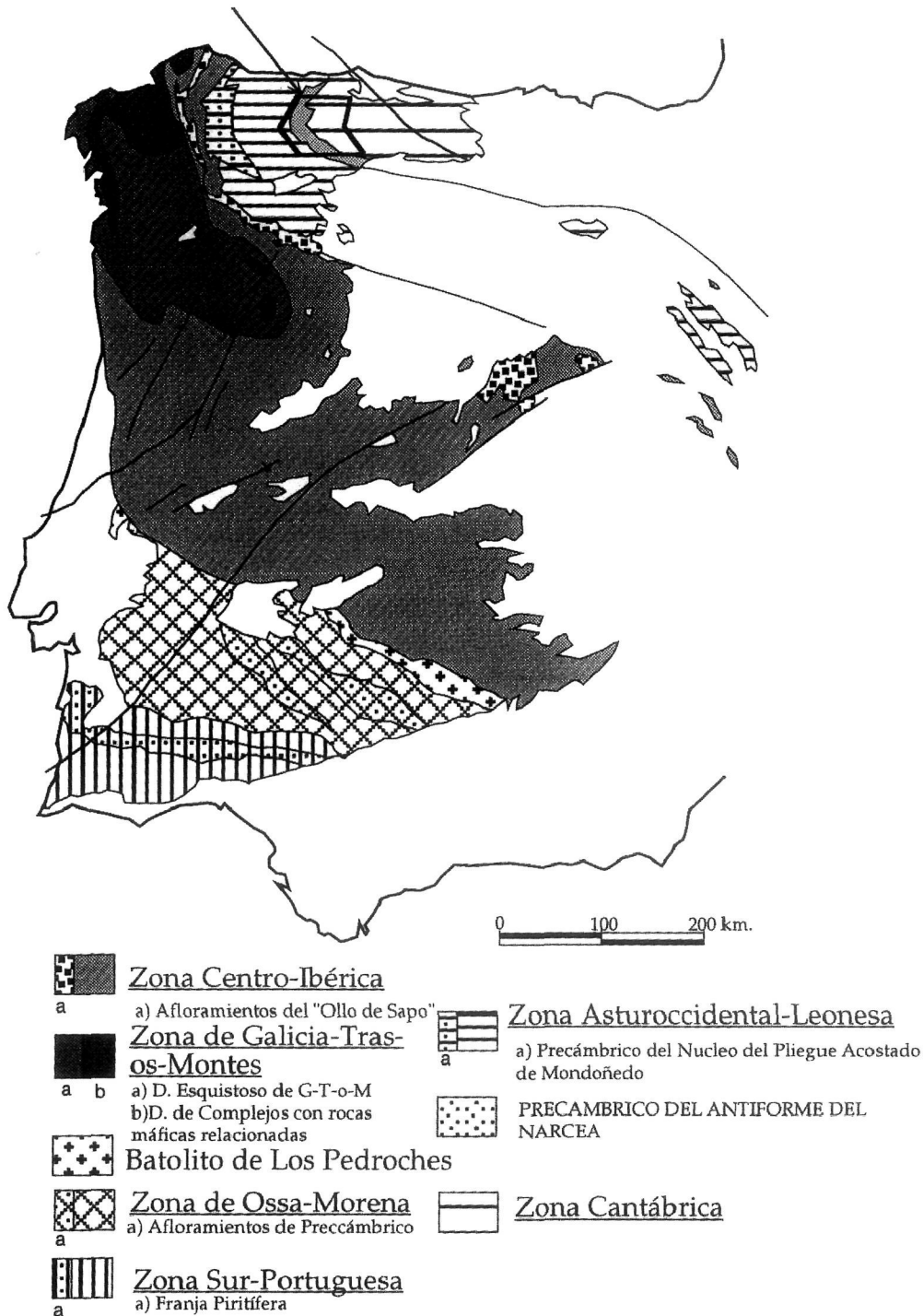


Figura 1: Situación del área de estudio en el Macizo Hercínico de la Península Ibérica. Modificado de Julivert y otros (1972) según Farias y otros (1987).

Desde el punto de vista geológico, este estudio abarca, además del afloramiento precámbrico del Antiforme del Narcea, la unidad más occidental de la Zona Cantábrica (el manto de Somiedo) y la parte Este de la Zona Asturoccidental-Leonesa (un limitado sector del dominio del Navia-Alto Sil). Los límites geológicos de la zona de estudio son: por el Norte el sector con rocas terciarias de Grado y una línea de dirección Este-Oeste que atraviesa los sinclinales de Viyazón y de Cornellana, el cabalgamiento de La Espina y la falla de Allande. El límite Este está marcado por el cabalgamiento basal del Manto de Somiedo. El límite meridional lo constituye el límite con la Unidad de Correcillas al Este y la cuenca estefaniense de Villablino hacia el Oeste. Por último el límite occidental se sitúa paralelo a la Falla de Allande, por el Oeste, a un par de kilómetros de la misma. Estos límites pueden observarse en la figura 2.

1.1. ANTECEDENTES

No es hasta pasada la mitad del presente siglo cuando el área de estudio comienza a tomar interés y surgen trabajos relacionados con este sector. GÓMEZ DE LLARENA & RODRÍGUEZ ARANGO (1948) realizan la primera cartografía en el Manto de Somiedo. Los trabajos de GARCÍA FUENTE (1952, 1953) y VAN DEN BOSCH (1969) suponen un importante avance cartográfico en todo el sector meridional. JULIVERT *et al.* (1968) realizan un importante esfuerzo cartográfico, avanzando notablemente la cartografía geológica general. Por otra parte, especial relevancia, no solo para el área estudiada, tienen los trabajos de JULIVERT (1967, 1971a) quien separa varias unidades en la Zona Cantábrica atendiendo a criterios diversos, fundamentalmente paleogeográficos y estructurales. La unidad más occidental de todas, la “Región de Pliegues y Mantos”, está caracterizada por la presencia de unidades alóctonas que serían plegadas posteriormente según este autor generando interferencias de pliegues (JULIVERT & MARCOS, 1973). También en este área PELLO (1972) realiza la cartografía del sector más septentrional y postula la existencia de pliegues anteriores a la génesis de los cabalgamientos.

Con posterioridad, BASTIDA *et al.* (1984) ponen de manifiesto la estructura general de la unidad de Somiedo en su sector más meridional. Es también relevante el trabajo de HEREDIA (1984), que describe en detalle el sector Suroccidental de esta unidad. Uno de los aspectos destacables de estos dos trabajos citados es la descripción de fallas inversas de alto ángulo que en la actualidad se interpretan como cabalgamientos fuera de secuencia. En esta misma línea se encuentra también el trabajo de GUTIÉRREZ (1987) en el sector nororiental de esta unidad, donde se describen dos grupos de cabalgamientos que se cortan entre sí, con complicados patrones cartográficos, y se pone de manifiesto la existencia de rampas laterales que condicionan, en gran parte, el trazado actual de la terminación nororiental del Antiforme del Narcea, esbozándose las relaciones entre la unidad de Somiedo y el citado antiforme. La relación de esta unidad con la de Correcilla, situada inmediatamente al Sureste de la zona y considerada en muchos aspectos la misma unidad que la de Somiedo, ha sido tratada por TOYOS (1989). La cartografía de las unidades occidentales ha sido sintetizada recientemente por BASTIDA Y GUTIÉRREZ (1989), constituyendo en gran parte la base cartográfica fundamental sobre la que se ha realizado este estudio.

1968a), JULIVERT & MARTÍNEZ GARCÍA (1967), PASTOR GÓMEZ (1969), VAN DEN BOSCH (1969), PARGA & LUQUE, (1971), MARCOS (1973), PÉREZ-ESTAÚN (1971, 1973a, 1978), PÉREZ-ESTAÚN & MARTÍNEZ (1978).

Las rocas ígneas y de carácter porfiroide existentes en el Antiforme del Narcea fueron descritas por FARBER & JARITZ (1964), SUÁREZ (1967, 1971), CORRETGÉ & CARPIO (1968), CORRETGÉ, (1969), RUIZ (1971), BARD *et al.* (1972), SUÁREZ DEL RÍO & SUÁREZ (1976), GONZÁLEZ MENÉNDEZ (1978). En cuanto al metamorfismo regional existen referencias a él en MARCOS (1973), PÉREZ-ESTAÚN, (1978), MARTÍNEZ *et al.* (1988) y GUTIÉRREZ *et al.* (1990), que atribuyen a todo el antiforme un metamorfismo de bajo grado. Recientemente SUÁREZ *et al.* (1990) incluyen un pequeño sector del Antiforme del Narcea dentro del denominado cinturón metamórfico de Novellana-Pola de Allande-Degaña, en el que llega a existir biotita que interpretan como generada sincinemáticamente con la deformación. El metamorfismo de contacto ligado a rocas intrusivas tardivariscas es tratado por GARCÍA DE FIGUEROLA & SUÁREZ (1968), CORRETGÉ (1969), MARCOS *et al.* (1980) y GUTIÉRREZ *et al.* (1990).

La megaestructura varisca de este sector fue interpretada por JULIVERT & PELLO (1967), quienes acuñan el término Anticlinorio (o Antiforme) del Narcea, y trabajos de más detalle fueron realizados por JULIVERT *et al.* (1968), MARCOS (1968, 1973), MATTE (1968 a, b), JULIVERT (1971), PÉREZ-ESTAÚN, (1973, 1978). El principal avance cartográfico se realizó durante la elaboración de los mapas 1:50000 del plan MAGNA (JULIVERT *et al.*, 1977 a y b; BASTIDA *et al.*, 1980; MARCOS *et al.*, 1980; MARCOS & PULGAR, 1980 a y b; CRESPO ZAMORANO, 1982) donde quedaron definidos los límites del Antiforme del Narcea y sus principales características.

Recientemente se han realizado nuevos trabajos en este sector que han aportado datos nuevos en los aspectos antes descritos, estos trabajos son los de GUTIÉRREZ (1987), FUENTE PUENTE (1988), PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, (1988), MARTÍN PARRA (1989), GUTIÉRREZ & VILLAR (1989) y GUTIÉRREZ *et al.* (1990). PÉREZ-ESTAÚN & BASTIDA (1990), ALLER *et al.* (1989) y ALONSO *et al.* (1991) en los que se interpreta, en mayor o menor grado, la estructura del área de manera global.

La gran cantidad de trabajos existentes en esta zona y la existencia de cartografías de elevada calidad en muchos sectores de la misma, hace que la cartografía que se presenta en este trabajo responda, en gran medida, a una síntesis de los trabajos previos. La distribución de los trabajos fuente de estas cartografías y de los sectores que presentan aportaciones cartográficas nuevas se puede observar en la figura 3.

2. RASGOS GENERALES DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL ANTIFORME DEL NARCEA Y ÁREAS ADYACENTES

Todo el sector occidental del Antiforme del Narcea se encuentra situado en la Zona Asturoccidental-Leonesa, que se caracteriza por la presencia de una sucesión Cambro-ordovícica completa, de naturaleza fundamentalmente detrítica, y con unas potencias significativamente más elevadas que las existentes en la Zona Cantábrica. Como rasgos estructurales representativos, esta zona se caracteriza por la existencia

de pliegues, a veces acostados, con vergencia hacia el Este y cabalgamientos, posteriores a los pliegues. Las condiciones de deformación en la Zona

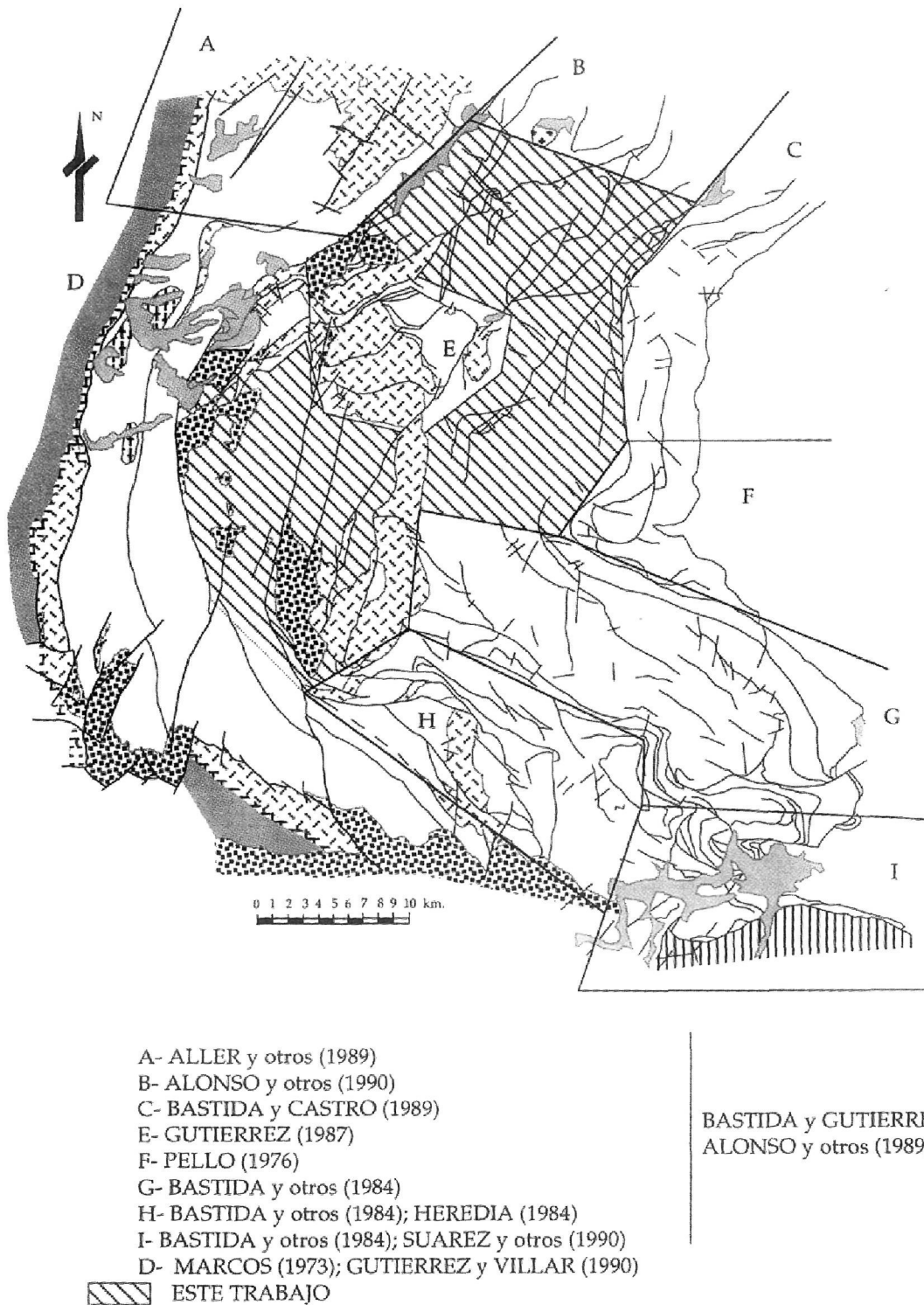


Figura 3: Esquema cartográfico del área de estudio donde se muestran la situación de los principales trabajos cartográficos que se han utilizado para la elaboración del mapa geológico y las áreas donde se hacen aportaciones cartográficas nuevas.

Asturoccidental-Leonesa permitieron la génesis de foliaciones ligadas a las distintas etapas de deformación y la existencia de un metamorfismo regional generalizado. La naturaleza de la deformación en esta zona ha sido ampliamente descrita por MARCOS (1973), PÉREZ-ESTAÚN (1978), BASTIDA (1980a, b), PULGAR (1980a, b), MARTÍNEZ CATALÁN (1985), MARTÍN PARRA, (1989), GUTIÉRREZ & VILLAR, (1989), ALLER *et al.* (1989) y GUTIÉRREZ *et al.* (1990). Estos autores han propuesto la existencia de tres fases de deformación cuyo uso ha sido muy amplio en la descripción de las estructuras de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Estas fases se caracterizan por:

El límite oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa fue definido por LOTZE (1945) pero sin precisarlo y no fue hasta JULIVERT *et al.*, (1972) cuando este límite se hizo corresponder con el Antiforme del Narcea. En publicaciones recientes, ALLER *et al.*, (1989), MARTÍN PARRA (1989), GUTIÉRREZ & VILLAR (1989) y GUTIÉRREZ *et al.*, (1990) este límite ha sido precisado en base a la existencia de un cambio brusco en los estilos de deformación y la existencia de un importante accidente tectónico que separa claramente las dos zonas dividiendo el Antiforme del Narcea en dos partes que corresponderían cada una a una de las zonas.

En cuanto al propio Antiforme del Narcea no existen trabajos que hablen de la estructura del mismo con detalle y sólo se le cita como límite entre las dos zonas paleogeográficas anteriormente mencionadas. Solamente existen referencias a sectores del mismo en la rama Sur fundamentalmente (PÉREZ-ESTAÚN, 1978; MARCOS *et al.*, 1980; MARTÍN PARRA, 1989), y trabajos generales sobre la estructura del mismo (GUTIÉRREZ & VILLAR, 1989; GUTIÉRREZ *et al.*, 1990) en el que se propone la existencia de dos sectores claramente diferenciados en sus características estructurales y que ha servido para delimitar con precisión el límite mencionado anteriormente.

2.1. ESTRATIGRAFIA

2.1.1. LAS PIZARRAS DEL NARCEA

Las rocas más antiguas que afloran en el sector estudiado son las de la Formación Pizarras del Narcea (LOTZE, 1956) de edad Precámbrica, concretamente Vendienne Superior (MARTÍN PARRA, 1989, MARCOS, com. pers.). Estas rocas aparecen en el sector más occidental del área estudiada, siguiendo un afloramiento continuo de gran extensión que se conoce como Antiforme del Narcea. Las Pizarras del Narcea han sido estudiadas por diferentes autores (PASTOR GÓMEZ, 1969; VAN DEN BOSCH, 1969; PARGA & VEGAS, 1972; MARCOS, 1973; PÉREZ-ESTAÚN, 1971, 1973, 1978; PÉREZ-ESTAÚN & MARTÍNEZ, 1978) y en los trabajos más recientes se llega a la conclusión de que no se pueden separar formaciones dentro de ella, ni establecer una sucesión tipo debido a la intensa deformación interna existente en el sector correspondiente de la Zona Asturoccidental Leonesa, que generalmente no permite observaciones precisas de índole estratigráfica o sedimentológica. En la Zona Cantábrica, donde sí se pueden observar estas características, la homogenei-

dad de la sucesión, así como la superposición de estructuras precámbricas y variscas, la escasez de cortes continuos sin una tectonización importante, y la pobreza de afloramientos de calidad, no permiten conocer la potencia real de la serie ni sus características estratigráficas ni sedimentológicas completas. Recientemente se ha estimado una potencia mínima para esta formación de unos 2000 metros (GUTIÉRREZ & VILLAR, 1989).

Existen en el área de estudio una serie de sectores donde se pueden realizar cortes en los que se observan abundantes estructuras sedimentarias. Estos sectores se sitúan fundamentalmente en la parte Nororiental de la ventana tectónica del Narcea. La construcción de nuevos accesos a pueblos y aldeas ha producido recientemente la creación de taludes donde se pueden observar estas características. También la ampliación de la carretera de Cornellana a Cangas del Narcea, en el tramo entre Puente de Villanueva y Puente del Infierno, permite la observación de estructuras sedimentarias en esta rocas. Como ejemplos de afloramientos de buena calidad, donde existen abundantes estructuras sedimentarias, pueden citarse la pista que conduce desde Sillas a Becerrales donde, a unos cientos de metros partiendo de Sillas se observan abundantes capas con pliegues sinsedimentarios (*slumps*), superficies de reactivación, secuencias de Bouma, etc. También en la pista que conduce a Miedes y después de pasar el puente sobre el río Faxerúa existen abundantes capas que presentan en el muro moldes de marcas de corriente. Otros itinerarios en los que se pueden realizar variadas observaciones de índole sedimentológico son las pistas que conducen desde Onón a Ambrés, desde Onón a Robledo de Tainás, y más al Oeste, en la pista desde el cruce de la carretera de Onón a Porley y en la pista desde Robledo de Vifarco a Villaquemada.

De la observación de las rocas en los cortes mencionados se puede concluir que las rocas de esta formación son alternancias de lutitas y limolitas de colores verde a gris oscuro, casi negro, que en ocasiones presentan intercalaciones milimétricas a centimétricas, de areniscas de grano fino. Estas rocas alternan con areniscas de grano medio a grueso, en algunas ocasiones incluso microconglomeráticas. Se clasificarían como litarenitas feldespáticas o arcosas líticas fundamentalmente, ya que incluyen en su composición abundantes plagioclasas y fragmentos de roca con redondeamiento variado. Las estructuras sedimentarias que pueden observarse en estas rocas, granoclasificación, superficies de reactivación, ripples de corriente, capas convolutadas, huellas de carga, niveles *slumpizados*, *flute cast*, *crescent cast* etc., son características de secuencias turbidíticas, que se depositarían en abanicos submarinos *sensu lato* sin que existan criterios para poder establecer las condiciones paleogeográficas precisas responsables de la formación de estas rocas (PÉREZ-ESTAÚN, 1973, 1978). ENRILE ALBIR *et al.* (en MARTÍN PARRA, 1989) estudian con más detalle las características sedimentológicas de esta formación en cortes realizados en la Rama Sur, proponiendo un medio de depósito en un abanico submarino, correspondiendo las facies identificadas a depósitos de *mid fan* y *lower fan* (WALKER, 1978).

El límite con la formación suprayacente, de carácter discordante, viene siempre marcado por la existencia de una banda, aproximadamente paralela al contacto, donde las Pizarras del Narcea presentan un color púrpura muy acusado (capas

rubefactadas); este color ha sido atribuido a una exposición subaérea (BOSCH, 1969).

Una de las características más llamativas de las Pizarras del Narcea es la abundancia de rocas volcanoclásticas y en ocasiones volcánicas interestratificadas en la serie, en sectores concretos del Antiforme del Narcea. Este hecho es conocido desde antiguo y ha sido estudiado sobre todo en los afloramientos de la costa cantábrica en los alrededores de Cudillero. En la cartografía geológica MAGNA, y concretamente en las hojas de Tineo (JULIVERT *et al.*, 1977 a), Cangas del Narcea (MARCOS *et al.*, 1980) y Naviego (BASTIDA *et al.*, 1980), se reflejan sectores que presentan una mayor riqueza de rocas de este tipo que se designan con el nombre de “porfiroides”. Esta separación responde a una tendencia general, aunque en realidad se pueden encontrar rocas volcánicas y volcanosedimentarias en todo el sector más occidental del Antiforme del Narcea. Es notable la abundancia de estas rocas en las proximidades de Tineo (hacia el Noroeste) donde pueden observarse muy bien entre los km 0 y 3 de la carretera que parte de las proximidades de Tineo hacia Navelgas y en la carretera a Cerezal; en la carretera que conduce desde La Regla de Perandones hacia Abanceña. Otros sectores donde estas rocas son relativamente abundantes son el valle del río Couto, en las proximidades de Tremao y el valle del río Gillón en las proximidades de Noceda.

Las primeras descripciones de estas rocas corresponden a BARROIS (1882) en Cudillero, al Norte del área de estudio. FARBER & JARIZT (1964) los estudian con detalle en esta misma localidad, clasificándolos como queratófidos cuarcíferos, y BARD *et al.* (1972) como Q-queratófidos o ignimbritas. En esta misma localidad, SUÁREZ DEL RÍO & SUÁREZ (1976) realizan un estudio donde integran todas las rocas de este tipo en una serie espilita-queratófido derivada de rocas andesíticas y riolíticas. En sectores dentro del área de estudio, GONZÁLEZ MENÉNDEZ (1978) separa estos porfiroides en dos grupos por la presencia o ausencia de fenocristales de cuarzo. MARCOS *et al.* (1980) los interpretan como vulcanitas interestratificadas en las Pizarras del Narcea, aunque incluyen en ellas al neis de Pola de Allande, que debido a su textura marcadamente granuda interpretan como *sills* subvolcánicos concordantes con la estratificación de las Pizarras del Narcea.

Las rocas que en el presente trabajo se han interpretado como rocas volcánicas se caracterizan en el campo por ser, de todo el grupo, las que poseen unas características que permiten utilizar el término porfiroide. Generalmente se reconocen como rocas de tonos verdosos que poseen porfiroclastos de minerales claros rodeados por una foliación intensamente desarrollada y siempre presentan elevados grados de deformación. Al microscopio los porfiroclastos son generalmente plagioclasas, que suelen ser monocristalinas, con formas subidiomórficas, bordes redondeados y golfos de corrosión. El cuarzo se encuentra generalmente recrystalizado y en ocasiones pueden quedar restos de golfos de corrosión. En el sector próximo a Tineo son muy comunes rocas volcánicas que poseen un elevado contenido de anfíbol, los porfiroclastos de este mineral suelen tener formas irregulares y bordes desflecados; el anfíbol es hornblenda verde y en la matriz aparece tremolita-actinolita.

Como caso particular de rocas volcánicas y que aparecen generalmente asociadas a las descritas, existen gran cantidad de microconglomerados de origen volcanosedimentario, la naturaleza de los clastos de estos microconglomerados es variada, predominando los fragmentos de rocas volcánicas sobre los fragmentos de cuarcitas y rocas pelíticas.

En el sector estudiado y en áreas adyacentes del Antiforme del Narcea se han propuesto columnas estratigráficas sintéticas de las Pizarras del Narcea (RUIZ, 1971; PARGA & VEGAS 1972; PÉREZ-ESTAÚN 1973; PÉREZ-ESTAÚN & MARTÍNEZ, 1978). Durante la realización de este trabajo no se han podido reconocer los términos propuestos por estos autores por lo que en el mapa geológico no han sido representados.

2.1.2. EL PALEOZOICO

Por encima de las Pizarras del Narcea, y con un carácter discordante, existe una sucesión cambro-ordovícica, que comienza con el depósito de la Fm. Cándana-Herrería (COMPTE, 1937; LOTZE, 1957); utilizaremos ambos nombres ya que, aunque ambos están definidos en la Zona Cantábrica, el primero de ellos lo fue en la zona de estudio, y su uso se ha hecho extensivo a la Zona Asturoccidental Leonesa donde se continúa perfectamente y presenta facies idénticas (MARCOS,

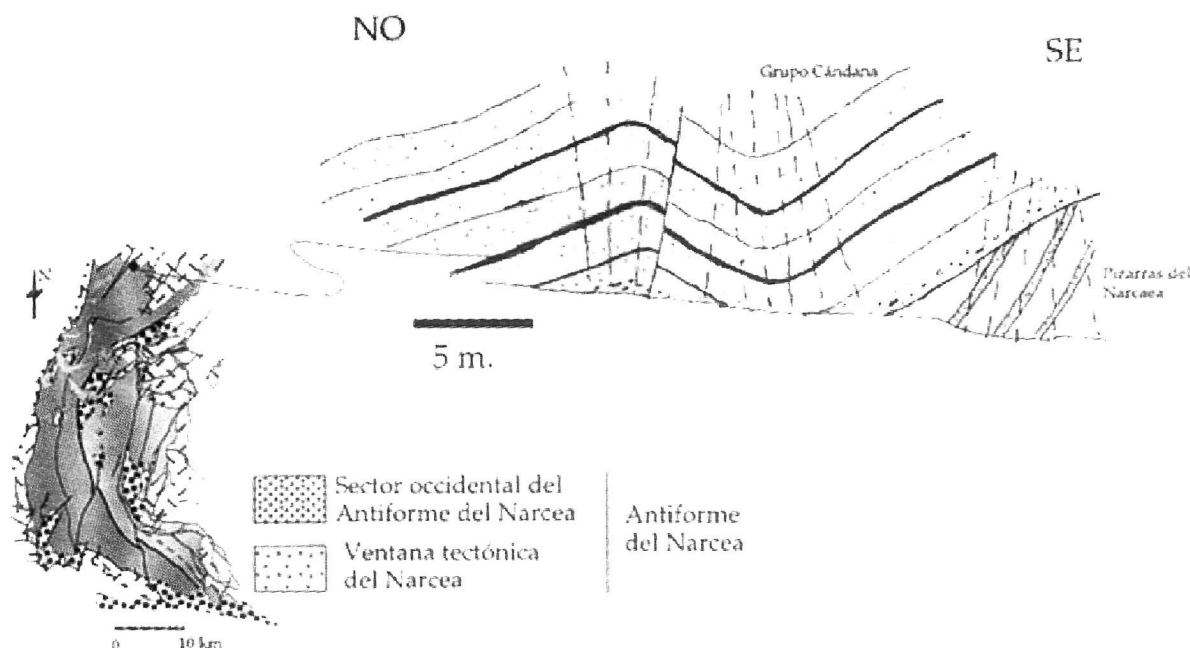


Figura 4: Esquema de campo de la discordancia entre la Fm. Pizarras del Narcea y el Grupo Cándana en la carretera entre Llaneces de Calleras y Bustoburniego.

1973). El carácter discordante de esta formación puede observarse en un afloramiento situado inmediatamente al Noroeste de Bustoburniego, en la carretera que une esta localidad con Llaneces de Calleras (Fig. 4), situado en el sector Noroccidental del área de estudio, y con menos claridad en la carretera N-634 al Oeste de La Espina (P.k. 272 de la Carretera Nacional 634). En los sectores donde el contacto no es visible por la existencia de fracturas, todo el límite occidental del Antiforme del Narcea, el carácter discordante ha sido puesto de manifiesto mediante el estudio de la distribución de la orientación de las lineaciones de intersección en las Pizarras del Narcea y en esta formación (MATTE, 1968). Concordantemente sobre ella aparecen la Caliza de Vegadeo y la Serie de los Cabos. Dichas formaciones aparecen en el área estudiada jalando, de forma aproximadamente paralela, el Antiforme del Narcea por su borde Oeste, aunque limitados con las Pizarras del Narcea por la falla de Allande, que impide el afloramiento completo de la Fm. Cándana. En el sector Noroccidental del área estudiada, sin embargo, la sucesión aparece completa.

2.2. ROCAS PLUTÓNICAS Y FILONIANAS

Las rocas plutónicas que afloran en el área de estudio corresponden a tres grupos bien diferenciados que se describen a continuación.

2.2.1. NEISES Y GRANITOIDES DE POLA DE ALLANDE.

En el sector más occidental del área de estudio existen dos cuerpos ígneos de rocas granitoides *sensu lato* que se conocen clásicamente como neis de Pola de Allande (CORRETGÉ, 1969, GONZÁLEZ MENÉNDEZ, 1978) y que ya habían sido descritos por SCHULZ (1858) y BARROIS (1882) como granito de Pola de Allande, siendo este autor el primero en destacar la existencia de una foliación afectando a estas rocas. En los últimos trabajos que se han realizado sobre la zona, especialmente en aquellos que derivaron en la elaboración de la hoja MAGNA de Cangas del Narcea (MARCOS *et al.*, 1980), se incluyeron estas rocas en un grupo denominado con el nombre de “porfiroides”. Estos porfiroides incluían una serie de rocas caracterizadas en principio por su elevado contenido de feldespatos y por poseer una textura de carácter porfídico; este tipo de rocas se interpretaban como rocas de carácter volcanodetrítico.

Durante la realización de este trabajo se han diferenciado este conjunto de rocas y se han intentado establecer las relaciones entre las mismas.

Petrográficamente, el tipo que nos ocupa en primer lugar se puede clasificar como dioritas cuarcíferas, dioritas anfibólicas y cuarzdioritas (CORRETGÉ, 1969). Son las rocas intrusivas más antiguas que aparecen en el sector estudiado ya que están afectadas por las deformaciones variscas que se reconocen en las rocas que las rodean de la Fm. Pizarras del Narcea.

El carácter intrusivo de estas rocas sólo se establece a partir de las texturas existentes en las muestras menos deformadas, que son claramente plutónicas, y la

presencia relativamente abundante de enclaves microgranudos básicos, que se observan sobre todo en el corte existente en la carretera que discurre entre Puente de Selce y Linares. En los casos en que se ha podido observar el límite con el posible encajante, éste se encuentra siempre mecanizado y no se observan relaciones intrusivas claras con las Pizarras del Narcea.

Estos cuerpos neísicos se reconocen en el campo por una textura granuda muy acusada en los volúmenes de roca preservados de la deformación que generalmente tienen una forma lenticular. Estos volúmenes de roca poco deformados están limitados por bandas intensamente deformadas, donde la foliación neísica es mucho más acusada y se observa claramente una lineación de mineral.

En los sectores donde el afloramiento lo permite, se pueden distinguir dos facies en las rocas menos deformadas en función del tamaño de grano; la más común presenta un tamaño de grano grueso, mientras que en la otra el tamaño de grano es medio. No se observa una distribución espacial clara de estas facies.

Petrográficamente son rocas con texturas que van desde neísicas a granudas de manera continua dependiendo del grado de deformación. La mineralogía que se observa es plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol (hornblenda) y biotita como esenciales. Como minerales accesorios existen ilmenita, allanita, circón, rutilo, apatito y epidota. Los minerales secundarios que se observan son estilpnomelana, clorita, mica blanca y sericita.

El cuarzo y la plagioclasa son los minerales más frecuentes, aparecen tanto como fenocristales, como formando parte de la matriz. La plagioclasa es del tipo An₃₀, y posee inclusiones de anfíbol y minerales opacos. El cuarzo se encuentra generalmente recrystalizado, sobre todo en sus bordes, y posee siempre extinciones ondulantes en los granos originales.

El feldespato potásico aparece en cantidades variables, generalmente como cristales irregulares englobados en la matriz. El anfíbol es del tipo hornblenda, apareciendo en cristales que en ocasiones poseen un hábito prismático o en agregados con bordes indentados. Presentan ocasionalmente recrecimientos de un anfíbol con tonalidades más pardas y pueden poseer núcleos de minerales, muy alterados, que posiblemente sean piroxenos.

Las micas aparecen paralelas a la foliación excepto las más grandes, biotitas, que forman parte de los minerales ígneos y que poseen frecuentes inclusiones de circón y rutilo. El resto de las micas existentes, estilpnomelana, mica blanca y clorita, poseen un carácter metamórfico y ocasionalmente son el producto de la alteración o retrogradación de otros minerales (anfíbol). En ocasiones se observan cloritas que se superponen a la foliación y que son debidas a la existencia de un metamorfismo de contacto de edad tardivarisca.

La interpretación del origen y significado de estas rocas es compleja y no se puede llegar a conclusiones únicas. De lo expuesto, puede concluirse que existen dos posibilidades de interpretación del significado de estas rocas. La ausencia de evidencias de un metamorfismo de contacto ligado a su intrusión puede indicar la existencia de un basamento sobre el que se depositaron las rocas precámbricas de la

fm. Pizarras de Narcea, y por otro lado, si se piensa que las evidencias de este metamorfismo de contacto han podido ser borradas por las deformaciones posteriores, se puede pensar en una intrusión en estas mismas rocas en un periodo incierto de su historia geológica. Se pueden delimitar tres posibles periodos para la intrusión de estas rocas, partiendo en todo caso de la hipótesis de un origen intrusivo. El más antiguo de estos periodos correspondería a una edad precámbrica, enmarcándose esta intrusión en el mismo ambiente que las manifestaciones volcánicas existentes en la zona, contemporáneas con la sedimentación. Esta hipótesis estaría apoyada por la existencia de una asociación espacial de estas rocas con las rocas volcánicas de las Pizarras del Narcea. Otro momento de la historia geológica de este área susceptible de haber dado lugar a la intrusión de estas rocas es durante el Cámbrico superior-Ordovícico, en cuyo caso las mismas estarían ligadas a la actividad distensiva que se reconoce durante estos periodos y que posee manifestaciones efusivas en niveles más altos. Por último cabe pensar en una posible intrusión en los albores de la Orogenia Varisca, en este sector, ya que estas rocas registran todas las deformaciones variscas que se reconocen en el encajante. Esta última hipótesis es, posiblemente, la más difícil de asumir debido a la inexistencia de granitoides Variscos, de esta edad tan temprana en áreas próximas.

2.2.2. ROCAS PLUTÓNICAS DEL GRUPO SALAS-BELMONTE

En el sector estudiado existen una serie de apuntamientos graníticos de extensión variable pero en ningún caso importante. Estos cuerpos graníticos han sido estudiados por diversos autores (BARROIS, 1882; MALLADA & BUITRAGO, 1895; SUÁREZ, 1967; CORRETGÉ *et al.*, 1970; SUÁREZ, 1971, CORRETGÉ & SUÁREZ, 1991). Se distribuyen en una franja denominada Salas-Belmonte (CORRETGÉ & SUÁREZ, 1991), existiendo un apuntamiento fuera de ella que es el denominado granito de Linares.

La composición de estas rocas es variable, existiendo términos que van desde granodioritas a gabros. Los cuerpos de Boinás y Linares muestran diferencias con todos los demás ya que son generalmente porfídicos con megacristales de feldespato potásico y abundantes fenocristales de cuarzo. En el de Linares existen también facies marcadamente leucocráticas en el sector de Arganzúa (FUENTE PUENTE, 1988).

2.2.3. ROCAS FILONIANAS

El último acontecimiento magmático asociado a la orogenia varisca que se observa en este sector es la presencia de un gran número de diques de pórfidos y felsitas. La red de diques existente se hace especialmente intensa en el sector de rocas precámbricas y en algunos casos se hayan intruyendo a rocas estefanienses. Cuando intruyen a las Pizarras del Narcea adoptan una orientación paralela a la foliación de las mismas, mientras que en el caso de las rocas estefanienses es a favor de la estratificación o de fracturas.

La orientación principal de estos diques es aproximadamente N30°E que coincide tanto con la orientación de la foliación como con la de la red de fracturas tardías.

La composición de estas rocas es variable siendo generalmente cuarzodiorítica o monzonítica aunque en muchos casos han sufrido procesos hidrotermales posteriores que les han convertido en rocas de carácter felsítico. Las características de estos diques se pueden encontrar en SUÁREZ (1967), UGIDOS (1980, a y b).

En los alrededores de Iboyo, en una antigua explotación romana de oro, aparece un dique de naturaleza gabbro norítica que no parece ligado al cortejo filoniano observable en toda el área y cuyo significado y edad se desconoce.

2.3. ESTRUCTURA GENERAL DEL ÁREA Y UNIDADES DIFERENCIADAS

La estructura del área estudiada puede introducirse de manera preliminar partiendo de las observaciones que se realizan de manera general en el mapa geológico del área (Anexo I). En él se observa de manera inmediata, como los dos sectores del área estudiada, que se sitúan uno en la Zona Cantábrica y otro en la Zona Asturoccidental-Leonesa, presentan notables diferencias. En la Zona Asturoccidental-Leonesa, la situada más al Oeste, las rocas que constituyen la mayor parte de los afloramientos son rocas de la Fm. Pizarras del Narcea y las estructuras más notables que se observan son cabalgamientos, zonas de cizalla y la existencia de diversas generaciones de foliaciones. Por otro lado, en la Zona Cantábrica, situada en el sector oriental, la casi totalidad de las rocas son de edad paleozoica y las estructuras más notables son pliegues y cabalgamientos, constituyendo un patrón cartográfico típico de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de una zona externa de una cordillera (*foreland thrust and fold belt*). Las estructuras comunes a los dos sectores citados son los cabalgamientos que constituyen el elemento estructural más importante de todo el área y que son, en gran parte, los responsables de la geometría observable en la actualidad.

Observando el trazado de los cabalgamientos se hace patente la existencia de diversas generaciones de los mismos, hecho puesto en evidencia por la presencia de cabalgamientos que cortan a otros, lo que es particularmente bien visible en el entorno del límite oriental de las rocas precámbricas y las rocas paleozoicas. Es por este motivo por lo que se pueden establecer relaciones temporales entre algunos de los cabalgamientos, hecho de importancia para la comprensión general de la evolución geológica del área.

Esta clara diferenciación cartográfica permite establecer una primera división de la zona de estudio en dos grandes sectores, que se corresponden con los clásicamente conocidos como Antiforme del Narcea y una parte de la Región de Pliegues y Mantos, en su sector más occidental, la Unidad de Somiedo, (JULIVERT, 1971a y b).

2.3.1. EL ANTIFORME DEL NARCEA

Como puede observarse en el mapa geológico (Anexo I), el Antiforme del Narcea presenta una clara asimetría en sus límites. El límite occidental tiene un trazado curvo paralelo al trazado general de las estructuras en esta parte del Orógeno, mientras que el sector oriental presenta un trazado muy irregular; este hecho hace presuponer la existencia de diferencias dentro del antifirme, que se confirman cuando se observa la deformación interna de las rocas en el mismo.

Las diferencias de la intensidad y naturaleza de la deformación dentro de esta gran unidad, así como la del metamorfismo, han permitido la diferenciación de dos subunidades que, pese a estar constituidas por litologías muy similares, son claramente diferenciables por las estructuras resultantes de los diversos procesos que han intervenido en su génesis. Estas dos subunidades son el Sector Occidental del Antiforme del Narcea, caracterizado por una mayor intensidad de la deformación, la existencia de varios episodios deformativos superpuestos, que se reconocen como varias generaciones de foliaciones, y un grado metamórfico más elevado, y por tanto asignable a la Zona Asturoccidental-Leonesa, y la Ventana Tectónica del Narcea (JULIVERT, 1971), donde las rocas precámbricas sólo tienen una foliación que responde a una deformación interna de baja intensidad y donde el metamorfismo es de grado más bajo, llegando en ocasiones a estar muy próximo a condiciones anquimetamórficas, lo que representa condiciones propias de la deformación de la Zona Cantábrica.

Estas diferencias en las dos unidades existentes en el Antiforme del Narcea han supuesto la necesidad de la utilización de técnicas diferentes para el análisis estructural de las mismas.

3. SECTOR OCCIDENTAL DEL ANTIFORME DEL NARCEA (ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA)

Esta unidad tiene una forma alargada, paralela a las tendencias estructurales variscas del área circundante y está limitada en su borde Oeste por la Falla de Allande y al Norte por la discordancia con la Fm. Cándana-Herrería. El límite oriental es el frente de la zona de cizalla Tineo-Cangas del Narcea (Cabalgamiento de la Espina), que hace cabalgar esta unidad sobre rocas de la Zona Cantábrica (la Ventana Tectónica del Narcea y rocas paleozoicas de la Región de Pliegues y Mantos). Por último se pierde al Sur por debajo de las rocas estefanienses discordantes de la cuenca de Villablino, aunque puede continuarse con características equivalentes en el sector Sur del Antiforme del Narcea hasta las proximidades de La Magdalena, en la provincia de León.

Esta unidad está formada por rocas de las formaciones Pizarras del Narcea y Cándana-Herrería y es notoria la existencia de rocas intrusivas graníticas intensamente deformadas, hecho exclusivo de la misma en este sector del orógeno Varisco. Está parcialmente recubierta discordantemente por rocas estefanienses de la cuenca de Rengos, en el sector suroccidental, y terciarias, que jalonan la falla de Allande, en el noroccidental.

Además de la deformación de edad precámbrica, la deformación de las rocas de esta unidad tiene un carácter polifásico y fue originada principalmente durante la orogenia Varisca. En estas rocas se pueden reconocer dos fases de deformación asimilables a las fases I y II descritas en la Zona Asturoccidental-Leonesa y otra posterior a ellas que sólo se ha observado en esta unidad, caracterizada por la presencia de pliegues con ejes subverticales que ocasionalmente generan un clivaje de crenulación y que tiene un carácter muy local.

La estructura de esta unidad es relativamente simple, ya que no se reconocen grandes pliegues y solamente existen cabalgamientos con zonas de deformación por cizalla asociadas. Toda la unidad está constituida a grandes rasgos por dos láminas alóctonas que cabalgan a rocas de la Fm. Pizarras del Narcea y de la Fm. Cándana-Herrería, en el sector Norte. Es notable la deformación asociada al emplazamiento de estas láminas alóctonas, que se observa fundamentalmente en la base de las mismas, formando anchas zonas de cizalla que llegan a tener hasta 3 km de potencia. Estas zonas de cizalla se han denominado: zona de cizalla de Trones, la más occidental, y zona de cizalla de Cangas del Narcea, la más oriental.

Mayor complejidad estructural presenta el límite occidental, ya que se trata de una falla de compleja historia que ha sido objeto de discusión y de diversas interpretaciones (MARCOS, 1973; ALLER *et al.*, 1989; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991). En el sector estudiado, se interpreta como una falla normal con el labio occidental hundido en la que se produce omisión de la serie estratigráfica (llega a desaparecer en su totalidad la Fm. Cándana-Herrería). Por otro lado, más al Norte, (MARCOS, 1973, ALONSO *et al.*, 1991) la misma falla produce superposición tectónica siendo el reflejo de un cabalgamiento; esto hace suponer para la misma una historia con diversos movimientos que no ha podido ser resuelta claramente debido a la ausencia de criterios micro y mesoestructurales por el escaso y deficiente afloramiento de esta falla, que casi siempre está recubierta por derrubios de las cuarcitas de Cándana y que posee abundantes rocas de carácter filoniano intruídas a favor de la misma.

El límite oriental es el cabalgamiento de la Espina, situado en la base de la zona de cizalla de Cangas del Narcea, importante accidente que separa dos dominios paleogeográficos y tectónicos diferentes y que llega a situar rocas de la Fm. Pizarras del Narcea sobre rocas de edad devónica de la Zona Cantábrica, aunque en la mayor parte de su trazado cabalga sobre las Pizarras del Narcea o sobre la Fm. Cándana-Herrería. Este cabalgamiento debe de tener una historia compleja, ya que, como puede observarse entre Tineo y Cangas del Narcea, afecta a rocas estefanienses que con toda seguridad son posteriores a su actividad principal. Han debido existir, por tanto, reactivaciones de la superficie de cabalgamiento durante los últimos estadios de la Orogenia Varisca.

Las distintas estructuras de este sector se expondrán de manera independiente, según el episodio deformacional, siguiendo un orden cronológico de desarrollo de las estructuras originadas por los mismos.

3.1. DEFORMACIONES PRECÁMBRICAS

La primera deformación que se reconoce en este sector es de edad Precámbrica y está puesta en evidencia por la existencia de una discordancia entre la Fm. Pizarras del Narcea y la Fm. Cándana-Herrería.

Dado que esta deformación es común a todo el Antiforme del Narcea, se entiende que la descripción que se hace aquí es válida para todo el mismo y no sólo para el sector occidental.

La Orogenia Asintica es la que se supone responsable de esta deformación claramente observable, dentro del Antiforme del Narcea, tanto fuera como en el interior de la zona de estudio. En la zona de estudio, fue puesta de manifiesto por diversos autores en el límite Oeste del Antiforme del Narcea y durante la realización de este trabajo se han localizado varias localidades en el sector Este del mismo donde la existencia de la discordancia, aunque siempre mecanizada, es claramente visible (proximidades de Bustoburniego, proximidades de La Espina, carretera Oviedo-Cangas del Narcea, en las proximidades de Villanueva de Sorriba, pista de Miedes a Tabladiello, pista de Robledo a Parada la Vieja, pista de Parada la Vieja a Brañas del Tejedal, Bruelles, pista de Sorribas a las Minas de la Prohida, etc.) con las mismas características que en los lugares clásicos de la rama Sur donde fue descubierta, Irede de Luna (DE SITTER, 1961) y cruce de la carretera de La Magdalena a Barrios de Luna con la que conduce a Portilla de Luna (JULIVERT & MARTÍNEZ GARCÍA, 1967; PÉREZ-ESTAÚN, 1971, 1973).

La deformación que produjo este episodio no puede ser reconstruida por varios motivos. El primero de ellos es la poca intensidad de la misma, que no produjo foliación ni metamorfismo apreciables, aún en zonas donde la deformación varisca es poco intensa, aunque ocasionalmente se pueda deducir la existencia de flancos verticales o ligeramente invertidos. Además, la fragmentación, escasez, mala calidad de los afloramientos y monotonía litológica impide la reconstrucción de las posibles estructuras variscas para, una vez deshechas, poder estudiar las Asinticas.

En todo caso se han propuesto varios estilos tectónicos para esta deformación. PÉREZ-ESTAÚN (1978) deduce la existencia de pliegues de amplio radio de curvatura en los que uno de los flancos estaría vertical o incluso invertido. En el área de estudio, concretamente en la Ventana Tectónica del Narcea, no se han podido reconocer estructuras que sean claramente asignables a este evento, solamente la variabilidad en el ángulo de discordancia, que toma valores desde 110° hasta 0° , es reflejo de la existencia de pliegues que en todo caso debían de ser bastante suaves y con un elevado radio de curvatura.

En el afloramiento más próximo de rocas precámbricas existente en el orógeno Varisco, el Domo de Lugo, MARTÍNEZ CATALÁN (1985) deduce la existencia de pliegues abiertos y de gran tamaño que pudieran estar ligados con flexiones monoclinales, relacionadas con fracturas y basculamientos.

3.2. DEFORMACIONES VARISCAS

La deformación en el Sector Occidental del Antiforme del Narcea durante la Orogenia Varisca es la más patente y la principal responsable de la configuración actual de su estructura. Las estructuras originadas están acompañadas por la generación de distintos tipos de foliaciones y la existencia de un metamorfismo que en general se hace más intenso de Este a Oeste. El conjunto de estructuras presentes pone de manifiesto la existencia de dos fases de deformación principales en la Zona Asturoccidental-Leonesa, correspondientes a las fases I y II (MARCOS, 1973), que son acompañadas por deformaciones posteriores de menor importancia y carácter local.

3.2.1. PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN

La manifestación más patente de esta fase de deformación en las rocas precámbricas del Antiforme del Narcea es la existencia de una foliación (S_1) de características variables dependiendo de los tipos rocosos en que se desarrolla, que produce una lineación de intersección con la estratificación (S_0/S_1) subvertical (Fig. 5a). Al contrario de lo que sucede en otros sectores del Dominio del Navia-Alto Sil, en este sector no se han reconocido pliegues mayores y solamente escasos pliegues menores en las rocas precámbricas, debido a la ausencia de marcadores apropiados (alternancia de capas con contraste de competencia) así como por la intensidad de la deformación asociada a la fase II que ha obliterado en grandes áreas las estructuras de esta fase.

En el sector Norte de este área, en rocas paleozoicas de las formaciones Cándana y Serie de los Cabos han sido descritos pliegues mayores y menores, de esta fase, con plano axial subvertical y foliación primaria asociada (ALLER *et al.*, 1989). Estos pliegues, según estos autores, poseen una geometría subangulosa con ángulos entre flancos entre 40° y 80° .

Existen al Noroeste del Antiforme del Narcea estudios que tipifican las características de esta fase de deformación en este área (BASTIDA, 1980a y b; PULGAR, 1980a; ALLER *et al.*, 1989). Las características de las estructuras de esta fase de deformación descritas para dicho área y rocas podrían ser similares a las de las rocas precámbricas, aunque posiblemente la distinta naturaleza y la distinta orientación inicial de la anisotropía original de las mismas frente a los esfuerzos han hecho que las rocas posean un comportamiento diferente. Este hecho puede estar argumentado por el contraste en la abundancia de *boudins* en el sector estudiado por los autores mencionados y la total ausencia de estas estructuras en las rocas precámbricas, posiblemente provocada por las escasas diferencias de competencia en las rocas de esta edad.

Los pliegues menores que se han reconocido en las rocas precámbricas que se pueden asociar a la fase I son de pequeño tamaño, (decimétrico en general) con ejes subverticales (Fig. 5b) como ya fue puesto de manifiesto por diversos autores (MARCOS, 1973; MATTE, 1968; etc.), planos axiales verticales, siguiendo la direcciones paralelas al los límites de esta unidad, en los que no ha sido posible

observar criterios de polaridad tectónica debido a las pobres condiciones de afloramiento.

En las rocas paleozoicas del sector Norte del Antiforme del Narcea BASTIDA (1980), y ALLER *et al.* (1989) describen pliegues menores de geometrías variadas, desde paralelos a subsimilares con ángulos entre flancos de 65° de media. Los mecanismos de plegamiento implicados han sido el deslizamiento flexural fundamentalmente participando ocasionalmente los mecanismos de flujo flexural y deformación longitudinal tangencial. Todos estos mecanismos pueden haber sufrido aplastamiento superpuesto.

La foliación S_1 es una fábrica planar, en general penetrativa que, en los escasos lugares donde se han encontrado pliegues menores asociados a esta fase, se dispone paralela a los planos axiales de los mismos. Nunca se ha observado que esta foliación afecte a fábricas anteriores que no sean sedimentarias o diagenéticas. En el campo se observa como una foliación muy poco espaciada en las rocas pelíticas, formando un ángulo pequeño con la estratificación, y como una foliación más espaciada en las rocas arenosas, porfiroides o graníticas.

Se trata, en general, de una foliación grosera (se utilizará la nomenclatura para foliaciones propuesta por BASTIDA (1980, 1981), BASTIDA *et al.* (1987)) en las rocas de carácter arenoso y granítico y un clivaje pizarroso grosero en las más pelíticas. Sólo en casos excepcionales, y en rocas netamente pelíticas, se observa la existencia de un clivaje pizarroso bien desarrollado, aunque en algunos casos esta foliación puede ser el resultado de la suma de las foliaciones generadas durante esta fase de deformación y la siguiente.

El trazado de la S_1 es paralelo a la orientación general de las estructuras mayores en este sector del arco astúrico, como puede observarse en la figura 5c.

En las rocas paleozoicas situadas inmediatamente al Oeste del antiformal del Narcea, la foliación se observa claramente en las rocas con alto contenido en filosilicatos, mientras que en los tramos más cuarcíticos de la Fm. Cándana y de la Serie de los Cabos es difícil observarla, así como en las rocas calcáreas de la Fm. Vegadeo. En estos tipos rocosos sólo se observa en ocasiones una foliación espaciada o una lineación de intersección observable en los planos de estratificación.

El estudio microscópico de esta foliación pone de manifiesto que los tipos microestructurales que se van a describir dependen fundamentalmente de las características litológicas de las rocas afectadas, ya que la existencia de escasas diferencias metamórficas en el área de estudio no ha podido modificar el estilo microestructural durante esta fase de deformación.

Este clivaje se caracteriza por ser una fábrica relativamente homogénea en muestra de mano, mientras que cuando se observa al microscopio, la mayoría de los filosilicatos de la roca formados durante esta fase de deformación, mica blanca, se disponen con una orientación preferente más marcada en unas bandas que en otras. Este bandeado, de espaciado muy fino, viene definido por dos tipos de bandas: bandas ricas en filosilicatos uniformemente orientados, predominando los neoformados sobre los detríticos, y bandas que generalmente presentan pequeños granos de cuarzo y donde se suelen concentrar óxidos. Estas últimas bandas tienen una

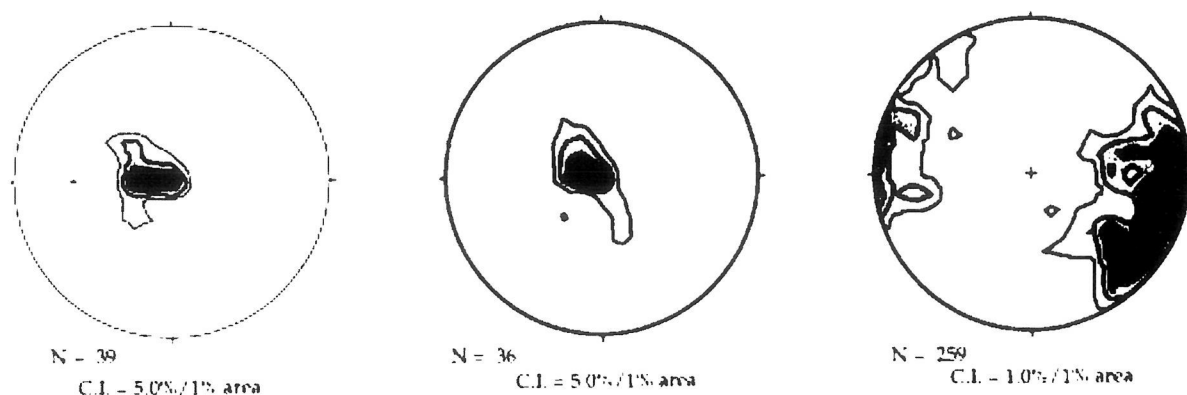


Figura 5: Proyección estereográfica (Falsilla Schmidt, hemisferio inferior) de a.-lineaciones de intersección S_0/S_1 en las rocas precámbricas de la Zona Asturoccidental Leonesa. b.-ejes de pliegues de Fase I en las rocas precámbricas de la Zona Asturoccidental Leonesa. c.-la totalidad de medidas de polos de planos de foliación atribuidos la primera fase de deformación Hercínica en el sector occidental del Antiforme del Narcea.

disposición subparalela unas a otras, con sectores donde pueden presentar geometrías ligeramente anastomosadas.

Este clivaje se desarrolla en las rocas de menor tamaño de grano, en donde se reorientan las micas detríticas y existe neoformación de pequeñas micas blancas. El desarrollo de este clivaje sólo se produce en rocas de tamaño de grano muy fino o en rocas con un alto contenido en matriz y granos de cuarzo muy pequeños. La reorientación de parte de las micas detríticas, de mayor tamaño que las neoformadas y que representan un porcentaje variable, pero en general pequeño, hace que en muchos casos aparezcan cloritas y micas blancas que dan la sensación de estar crenuladas, ya que muestran orientaciones oblicuas respecto a la orientación de la foliación en la lámina delgada y geometrías a veces plegadas, pero en realidad se trata de restos de cloritas que no han sido totalmente reorientadas o que han sido microplegadas.

Las micas neoformadas, constituyente mayoritario de la roca, son de pequeño tamaño, siendo el mismo muy uniforme, presentan una orientación muy buena, que define el clivaje, y es generalmente mica blanca. También existen otros filosilicatos, del tipo de la clorita, orientados según la foliación y que presentan tamaños ligeramente mayores que las micas blancas.

Ocasionalmente aparecen agregados de clorita y mica blanca similares a los descritos por GREGG (1986), que muestran un predominio de la presencia de clorita, y estructuras en los agregados de tipo *kink* y plegamiento de los planos (001). Este autor interpreta las cloritas como primarias, sin que quiera decir detríticas, sino en el sentido de CRAIG *et al.* (1982), formadas por reemplazamiento mimético de minerales arcillosos. Los intercrecimientos de mica blanca serían singenéticos con la foliación mediante procesos de recrystalización y neoformación a partir de kinks y dislocaciones de los granos de clorita.

La foliación grosera se produce en rocas samíticas y siltíticas que por lo general tienen importantes porcentajes de cuarzo y plagioclasa, así como en los neises de Pola de Allande y las rocas volcanodetríticas.

Esta fábrica se caracteriza por presentar orientación preferente sólo una parte de los granos minerales. Los componentes que generalmente presentan una orientación más definida son las micas neoformadas, mientras que el cuarzo, las plagioclasas y las micas detríticas, ocasionalmente de gran tamaño, no muestran en general ningún tipo de orientación.

El grado de orientación de todos sus componentes depende en gran manera del contenido en matriz de la roca original. En rocas con bajo contenido en matriz esta foliación tiene un aspecto anastomosado y esta compuesta por láminas de foliación generalmente ricas en óxidos, irregularmente espaciadas y con las micas con una orientación preferente muy marcada. En los microlitones, limitados por las láminas de foliación, se observa que las relaciones entre los granos y de éstos con la matriz, son de carácter sedimentario o diagenético habiendo escasas estructuras que puedan asociarse a procesos de deformación.

En rocas con un contenido original de matriz más elevado, en general cuando los granos mayores no están en contacto entre sí, esta foliación grosera se caracteriza por ser un clivaje pizarroso grosero en la matriz cuya orientación se amolda a las formas de los granos que circunscribe sin afectarlos por lo general. En ocasiones se observan micas detríticas plegadas que se amoldan a la superficie de granos de cuarzo que han sido aplastados y en los que no se aprecia la existencia de componentes rotacionales y sí una génesis de la foliación perpendicular al esfuerzo mayor compresivo.

Los mecanismos generadores de foliación actúan, en general, de manera conjunta (SIDDANS, 1972; WOOD, 1974), con distintas intensidades en función de la litología y las condiciones metamórficas reinantes en el momento de la génesis de la foliación.

Estudios detallados sobre la génesis de esta foliación asociada a la primera fase de deformación han sido realizados por BASTIDA (1980a, 1980b, 1981) quien llega a la conclusión de que los mecanismos principales que intervienen en áreas próximas a la del presente estudio son la disolución por presión y la cristalización de minerales orientados, aumentando este último de Este a Oeste en el ámbito de la Zona Asturoccidental-Leonesa.

En el caso de las rocas precámbricas de menor tamaño de grano, de este sector del Antiforme del Narcea, el mecanismo predominante es el de cristalización y recristalización de minerales orientados, sobre todo filosilicatos, evidenciado por la abundancia de cloritas y sobre todo micas blancas neoformadas que muestran una disposición paralela a la foliación.

La disolución por presión es otro de los mecanismos que interviene, aunque sus evidencias son en todo caso mucho más escasas y su importancia debe de ser mucho menor que en el mecanismo precedente. Este mecanismo se reconoce sobre todo en rocas con mayor tamaño de grano. La escasa representación de este mecanismo, evidenciado por la existencia de laminaciones, más ricas en cuarzo,

desplazadas por láminas de foliación y acumulación de opacos en estas láminas, es debida a las condiciones metamórficas imperantes durante la génesis de la misma y posiblemente a la abundancia de filosilicatos que inhiben la actuación de este mecanismo. Otro tipo de evidencia de la actuación de este mecanismo, que se observa en rocas con tamaños de grano pequeños, es la existencia de bandas donde se concentran minerales opacos, como se ha descrito previamente.

La rotación mecánica de minerales tiene una importancia menor produciendo la rotación de minerales con orientaciones preferentes bien marcadas, filosilicatos fundamentalmente y en algunos casos plagioclasas, que se encuentran en posiciones favorables para rotar. Esto hace que la mayoría de las micas detríticas diferenciadas, es decir aquellas que muestran una disparidad de tamaño con las micas neoformadas, de tamaño netamente inferior, no muestren una orientación observable en la roca, aunque puedan existir otras de tamaño menor que si hayan sufrido este mecanismo pero resultan indistinguibles de las neoformadas.

La deformación intracristalina se observa en algunos granos de cuarzo donde existen extinciones ondulantes pero en ningún caso se observan orientaciones dimensionales preferentes obtenidas por este mecanismo.

3.2.2. LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN. LOS CABALGAMIENTOS Y LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS.

En la Zona Asturoccidental-Leonesa se producen durante la segunda fase de deformación varisca cabalgamientos que suponen la traslación de grandes mantos, integrados por rocas precámbricas y del Paleozoico inferior, hacia el Este con traslaciones de decenas de kilómetros. Estos mantos muestran cerca de su base la existencia de una serie de estructuras, a micro o mesoescala, con características variables dependiendo del sector de la Zona Asturoccidental-Leonesa en que nos encontremos. De Oeste a Este estos cabalgamientos mayores son: Mondoñedo, Barayo, Montefurado y La Espina. La descripción detallada de las estructuras asociadas a estos cabalgamientos se puede encontrar en MARCOS (1973), BASTIDA & PULGAR (1978), MARTÍNEZ CATALÁN (1985), BASTIDA *et al.* (1987), MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1991) ALLER & BASTIDA (1993). Las condiciones en que se desarrollaron estos cabalgamientos varían, de Oeste a Este, y de manera general, desde condiciones dúctiles a condiciones en la transición frágil-dúctil.

En el sector estudiado, el sector occidental del Antiforme del Narcea, la segunda fase de deformación varisca es la que ha alcanzado un desarrollo más intenso, originando cabalgamientos a los que se asocian diversos tipos de estructuras menores ligadas a procesos de cizalla simple heterogénea en condiciones dúctiles, aunque generalmente se observan estructuras sobrepuestas que representan condiciones más frágiles.

La distribución de las estructuras asociadas a esta fase de deformación se limita a dos bandas de espesor kilométrico, estrechamente relacionadas con los cabalgamientos. Las microestructuras que se observan en estas rocas mediante el

uso del microscopio óptico son, en muchos casos, el único criterio para poder reconocerlos.

3.2.2.1. LOS CABALGAMIENTOS

Se reconocen dos cabalgamientos asociados a la segunda fase de deformación que se pueden observar en el mapa geológico. Estos cabalgamientos han sido denominados Cabalgamiento de La Espina y Cabalgamiento de Trones. El primero de ellos, el más oriental, separa dos zonas paleogeográficas diferentes mientras que el segundo superpone, en general, rocas de edad precámbrica sobre rocas de igual edad, por lo que su trazado se ha situado en el borde oriental de una banda de estructuras de fase II. Estos cabalgamientos han sufrido diversos rejuegos durante posteriores etapas de deformación.

El cabalgamiento de La Espina presenta un trazado arqueado, muy continuo, solamente interrumpido localmente por fallas posteriores de escaso desplazamiento. Este trazado puede continuarse durante decenas de kilómetros en el área de estudio, perdiéndose hacia el Sur en las proximidades del puerto de Leitariegos por debajo de las rocas estefanienses de la cuenca de Villablino. A este cabalgamiento se le han asignado desplazamientos del orden de decenas de kilómetros (ALONSO *et al.*, 1991), aunque no existen criterios para establecer con más precisión dicha magnitud. Presenta una superficie de fractura neta y fácilmente detectable cuando superpone rocas precámbricas sobre las paleozoicas; las Pizarras del Narcea llegan a estar sobre la Fm. Furada-San Pedro dentro del área de estudio. Cuando se superpone sobre rocas precámbricas esta superficie no se hace tan patente y el criterio para su cartografía ha sido el brusco cambio en la intensidad de la deformación a ambos lados de él.

Asociada a esta fractura en gran parte de su trazado, y siempre en el labio occidental, existe una banda de rocas afectadas por la fase II de deformación en la que se han desarrollado estructuras como clivaje de crenulación, reaplastamientos de la foliación previa, pliegues centimétricos que afectan a venas de cuarzo (y que en muchos casos son intrafoliares), clivaje de crenulación extensional, foliaciones miloníticas y bandas de rocas cataclásticas frágiles. Esta banda se pierde hacia el Norte en las inmediaciones de Tineo, al chocar contra el cabalgamiento de Artedo (ALLER *et al.*, 1989).

No se han detectado estructuras previas (asignables a la Fase I) cortadas por el cabalgamiento en el área de estudio aunque sí en áreas situadas más al Norte (ALLER *et al.*, 1989) lo que se achaca a reactivaciones tardías. La foliación de Fase II es en general bastante paralela a la de Fase I, por lo que se considerará como una foliación I + II, y aparece generalmente subvertical o buzando fuertemente hacia el Oeste. La verticalización del cabalgamiento está producida por rotación pasiva del mismo al generarse otros cabalgamientos inmediatamente al Este, en la Zona Cantábrica, ya que no puede achacarse esta verticalización a la fase III descrita en la Zona Asturoccidental-Leonesa por no existir evidencias de una actuación de la misma en dicho sector.

Este cabalgamiento ha sufrido rejuegos posteriores de menor importancia que provocan la existencia de estructuras tipo *kink-band*, que se describirán en el

capítulo dedicado a las deformaciones tardías, sobreimpuestas a las fábricas de Fase II y hacen que en algunos casos cabalguen rocas del sector occidental del Antiforme del Narcea sobre rocas estefanienses de carácter tardiorogénico. En general estos rejuegos no deben de suponer un importante acortamiento.

El cabalgamiento de Trones es el más occidental de esta unidad; posee un trazado bastante paralelo al anteriormente descrito y tiene asociada al mismo una importante zona de cizalla. Por lo general este cabalgamiento superpone rocas de la misma edad por lo que el trazado del mismo casi siempre es problemático, excepto en el sector situado al Oeste de Pola de Allande donde superpone las Pizarras del Narcea sobre rocas de la Fm. Cándana-Herrería. El criterio para establecer su trazado cartográfico ha sido la presencia de rocas con intensa deformación de fase II que corresponden a la base de la zona de cizalla y que se sitúan generalmente sobre rocas que no poseen evidencias de la existencia de esta deformación, exceptuando el sector situado entre Pola de Allande y Linares, donde toda la unidad, más estrecha que lo normal, está afectada por esta fase.

Debido al criterio utilizado para establecer su trazado, éste presenta problemas de continuidad en los extremos del área estudiada. Por un lado su terminación Norte presenta el problema de que si bien es fácilmente continuable hasta el Noroeste de Tineo (carretera de Cerezal), en este punto choca con un cabalgamiento que se detecta más al Norte, en las rocas de la Fm. Cándana-Herrería, denominado cabalgamiento de Artedo (Aller *et al.*, 1989) y que ha sido continuado en las Pizarras del Narcea por la existencia de gran cantidad de rocas cataclásticas frágiles que permiten interpretar su continuidad, aunque de manera poco precisa, y que se une más al Sur con el cabalgamiento de la Espina.

El desplazamiento del cabalgamiento de Artedo, 2 a 3 km. según los autores citados, ha podido levantar este cabalgamiento por lo que la zona de cizalla observable en el bloque de muro sería la asociada a este mismo cabalgamiento que en este sector se encontraría duplicada y posteriormente sería cortada por los rejuegos sufridos por el cabalgamiento de La Espina, perdiéndose en los alrededores de la localidad que da nombre al mismo.

La terminación Sur de este cabalgamiento también es problemática, ya que la misma se pierde por debajo de las rocas estefanienses de la cuenca de Rengos en un sector donde existe una tectonización importante. La explicación de la terminación de esta estructura debe buscarse en la actuación de deformaciones posteriores ligadas con el acortamiento Norte-Sur que afecta a este sector en los últimos estadios de la orogenia varisca, ya que no es posible pensar en la terminación de manera tan brusca de una estructura de tal magnitud e importancia. De esta manera, la explicación más plausible de este hecho es la existencia de fallas de dirección Este-Oeste, paralelas a la Falla de Villablino, que limita el área de estudio por el Sur y que enmascaran la terminación de este cabalgamiento.

3.2.2.2. ZONAS DE CIZALLA ASOCIADAS A LOS CABALGAMIENTOS. INTRODUCCIÓN Y MÉTODOS DE ESTUDIO.

La distribución de las estructuras generadas en las zonas de cizalla de fase II es, a grandes rasgos, paralela a los cabalgamientos señalados en la cartografía, situándose en su totalidad en el bloque de techo de los mismos, en bandas de aproximadamente dos kilómetros de potencia. La clara asociación de estructuras con los cabalgamientos no excluye la aparición de rocas afectadas por la fase II en lugares alejados de los mismos sin que se haya detectado un patrón de distribución claro para poder separar otras bandas continuas con estas estructuras.

El carácter heterogéneo de esta deformación, viene marcado por la diversidad de estructuras generadas, aunque se puede observar la presencia, a escala de toda la banda con estructuras de fase II, de una distribución regular de las mismas en relación con los cabalgamientos. Así pues, al reconocer afloramientos de poca extensión, se pueden observar bandas de escasa potencia con distintas estructuras alternando sin un patrón definido, pero que a mayor escala se puede observar una tendencia general hacia el predominio de estructuras que denotan unas características más dúctiles de la deformación según nos aproximamos hacia el cabalgamiento. Estas bandas en general tienen una continuidad muy amplia, siguiendo todo el trazado del Antiforme del Narcea como puede observarse en GUTIÉRREZ *et al.*, (1990). Una tendencia parecida a la que se observa en estas bandas con estructuras asociadas a la segunda fase de deformación en otro área de la cordillera se puede observar en FARIAS (1990). En este trabajo las bandas con estructuras de fase II asociadas al cabalgamiento de Verín tienen una estructuración desde las zonas más altas de las bandas hasta el cabalgamiento con estructuras de tipo cataclástico, clivajes de crenulación y foliaciones de carácter filonítico.

Uno de los hechos más relevantes de estas zonas de cizalla es la abundancia de rocas de falla que se pueden observar. La descripción de este tipo de rocas se hará de acuerdo con la clasificación de SIBSON (1977). Debido a la dificultad de aplicar esta clasificación a las rocas de falla desarrolladas sobre litologías originalmente pelíticas o arenosas de grano fino, causada por la ausencia o imposibilidad para reconocer la proporción de porfiroclastos en la roca, se utilizará el término filonita (KNOPF, 1931, HIGGINS, 1971) en el sentido de filitas milonitizadas o el término filo-milonita que se utiliza en este mismo sentido pero que es mucho más gráfico.

Es importante señalar que entre las estructuras generadas durante esta fase de deformación existe una lineación mineral, en ocasiones muy débil sobre todo cuando se desarrolla en rocas pelíticas, y cuya orientación coincide en general con la dirección de buzamiento de los planos de foliación de esta fase.

Las condiciones de presión y temperatura en que se desarrollaron estas estructuras son difícilmente determinables. En todo caso se trata de metamorfismo de grado bajo, y con toda probabilidad en condiciones de esquistos verdes, con aparición muy ocasional de biotita sincinemática con estructuras de esta fase.

En el campo, esta deformación se reconoce por la existencia de fábricas planolineares y clivajes de crenulación que afectan a la foliación de Fase I. La ausencia de pliegues mayores asociados es habitual en esta fase de deformación y

los pliegues menores son muy escasos. La presencia de venas de cuarzo muy replegadas y la existencia de foliaciones miloníticas es muy común. Es notoria la ausencia o extrema escasez de pliegues con ejes paralelos a la lineación o con ejes reorientados y que tengan la foliación milonítica de plano axial. Los únicos pliegues que se observan son intrafoliares, a escala de afloramiento, y restos de charnelas *desenraizadas* de pequeño tamaño o sólo visibles en lámina delgada. Las rocas en las que se observa una mayor abundancia de pliegues son las rocas de carácter porfiroide, en el sector más septentrional.

La deformación asociada a esta fase de deformación afecta a varios tipos rocosos, rocas pelítico-arenosas, cuarcitas, rocas volcanosedimentarias y rocas plutónicas, dando lugar a micro y mesoestructuras diferentes, dependiendo de las características originales de la roca y de la proximidad de la misma a la base de la zona de cizalla. A continuación se describirán las estructuras y microestructuras que se han observado en la región sobre distintos tipos rocosos a los que afectan.

El estudio de las orientaciones cristalográficas preferentes del cuarzo en diversos tipos de tectonitas, se ha revelado como un método de elevado valor para la obtención de datos cinemáticos, así como para la observación de los distintos mecanismos que han influido en la deformación de este mineral en regímenes de cizalla. En la actualidad este método es de obligada utilización en el estudio de rocas miloníticas en condiciones metamórficas, y sus resultados nos permiten comparar y establecer condiciones de deformación con relativa precisión. El estudio de los ejes <c> del cuarzo se ha realizado en láminas delgadas, orientadas y cortadas en secciones estructurales XZ mediante el empleo de la platina universal. La presencia de filosilicatos en todas las muestras tiene una incidencia negativa en la definición y nitidez de los diagramas obtenidos aunque dicha incidencia no es suficiente como para enmascarar los resultados (DELL'ANGELO & TULLIS, 1986). El estudio de las orientaciones cristalográficas preferentes de ejes <c> del cuarzo en esta zona persigue los siguientes objetivos: confirmar el sentido de movimiento de las zonas de cizalla obtenidos por otros criterios, aproximarse a las condiciones térmicas durante el desarrollo de la Fase II, y caracterizar el papel jugado por el cuarzo en el desarrollo en dichas zonas de cizalla y su relación con las microestructuras descritas.

3.2.2.3. LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN EN LAS ROCAS PELÍTICAS, ARENOSAS Y CUARCÍTICAS.

Este tipo de rocas es el más abundante de los que aparecen en este sector y por lo tanto el que presenta una mayor extensión afectada por la deformación de Fase II. En estas rocas se puede observar la existencia de una gradación general en el tipo de estructuras desde los sectores más alejados de los cabalgamientos hasta las proximidades de los mismos; debido a la existencia de esta gradación se expondrán las distintas microestructuras observadas siguiendo el orden citado.

En los sectores más alejados de los cabalgamientos se pueden observar crenulaciones localmente, en zonas dispersas y de poca extensión. Las crenulaciones sólo

se reconocen en los términos más pelíticos, donde existía una foliación S_1 bien desarrollada, generalmente un clivaje pizarroso grosero. La crenulación generalmente está formada por pliegues asimétricos, de elevado ángulo entre flancos ($>90^\circ$) y da lugar a la existencia de una lineación, predominantemente subhorizontal, que se observa en los planos de S_1 . La existencia de esta lineación es, generalmente, el único criterio de campo para reconocer la existencia de estas crenulaciones.

Cuando las micas generadas durante la primera fase son de pequeño tamaño, mucho menores que la semilongitud de onda de los pliegues que definen la crenulación, no se reconocen éstos, sino que se observa una disposición bimodal o trimodal de las micas (Fig. 6), con orientaciones que forman un elevado ángulo entre los máximos obtenidos mediante la medida de orientación de las micas en lámina delgada, en secciones perpendiculares a los ejes de las crenulaciones, que en muestra de mano se observan como una débil lineación de intersección. En la figura 7 se puede apreciar cómo existen micas paralelas a la foliación incipiente, que generalmente suponen el máximo más marcado y otras que se disponen oblicuas a la foliación con ángulos entre 40° y 60° , observándose en algunos gráficos la existencia de un máximo, oblicuo a la foliación, más marcado que otro, lo que podría indicar la geometría asimétrica de los micropliegues que definen esta crenulación. Esta disposición de las micas confiere a la roca un aspecto en general poco deformado y desorganizado. Este hecho se hace particularmente notable en las rocas arenosas que presentan originalmente una foliación grosera de fase I. El condicionamiento impuesto por las características de la fábrica previa en la génesis de las crenulaciones puede suponer la actuación de procesos no relacionados con *buckling* en la Fm. de estas microestructuras en este tipo de rocas.

La estructura asociada a esta fase de deformación que se observa en áreas mas extensas de este sector, es un clivaje de crenulación producido como resultado del incremento del apretamiento de los micropliegues que constituyen la crenulación

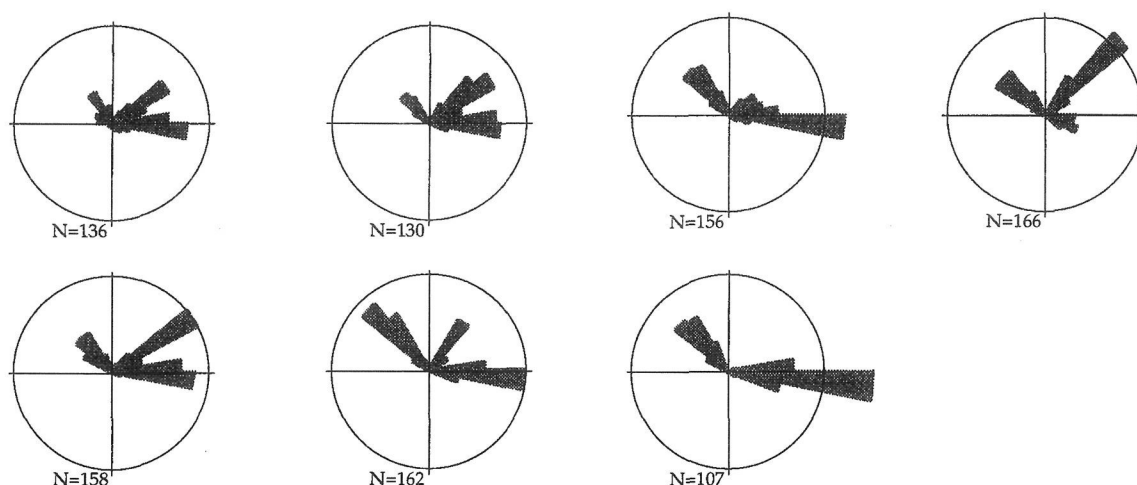


Figura 6: Diagrama en rosa de la orientación de micas de pequeño tamaño en una arenisca afectada por crenulaciones. El círculo representa el 20% en todos los gráficos, el clivaje de fase II se representa siempre en posición horizontal. El Este se sitúa a la derecha del gráfico.

descrita. En el campo, este clivaje es en ocasiones muy difícil de distinguir del clivaje de fase I debido a que puede llegar a ser sumamente penetrativo, y solamente su aspecto más anastomosado y ondulado, y en ocasiones su espaciamiento mayor, permite la identificación de la existencia de estas estructuras.

El estudio microscópico de estas rocas permite la observación y estudio de este tipo de clivaje en las rocas donde existe una anisotropía previa, la S_1 , bien desarrollada. En el caso de que las micas que definen la foliación de fase I sean muy pequeñas, estas se reorientan y no llegan a producir este tipo de clivaje. En rocas donde el tamaño de grano es arena tampoco se desarrolla este clivaje y la deformación produce solamente un clivaje grosero definido por la orientación preferente de cuarzo y filosilicatos y la abundancia de opacos en las láminas de clivaje.

El desarrollo del clivaje de crenulación es muy variable, desde clivajes incipientes con escaso desarrollo de dominios, hasta bandeados tectónicos en los que raramente se pueden observar vestigios de la fase I. La orientación del clivaje de crenulación de fase II es paralela a la virgación varisca en este sector y en general tiene buzamientos próximos a los 90° (Fig. 7a). Los ejes de los micropliegues existentes son subhorizontales así como la lineación de intersección entre el clivaje de crenulación y la foliación de fase I (Fig. 7b).

Por lo común se trata de crenulaciones asimétricas en donde se diferencian dos tipos de dominios, tal como ha sido descrito en otras regiones (WHITE & KNIPE, 1978; PULGAR, 1980), microlitones ricos en cuarzo recristalizado o recrecido, y

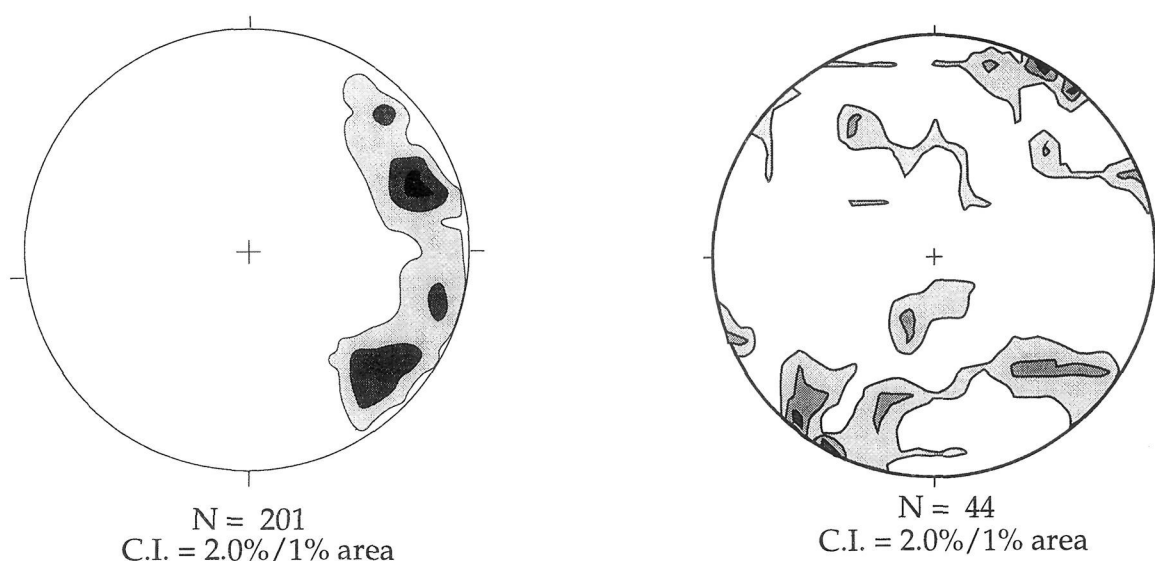


Figura 7: Proyección estereográfica (Plantilla Schmidt, hemisferio inferior, intervalos del 2%) de
a.-los polos de clivaje de crenulación de Fase II. b.-ejes de micropliegues y lineación de
intersección S_1/S_2 en las Pizarras del Narcea en los sectores donde existe clivaje de crenulación.

láminas de clivaje donde se acumulan micas y minerales opacos. Debido a que las crenulaciones son generalmente asimétricas, los microlitones constituyen las charnelas y flancos cortos de los micropliegues, mientras que las láminas de clivaje son los flancos largos de dichos pliegues.

Dependiendo de la posición inicial de la anisotropía previa así como de la disponibilidad de cuarzo para generar microlitones, varía ampliamente el tamaño y la abundancia relativa de ambos tipos de dominios. Cuando el contenido en cuarzo es abundante se generan microlitones anchos, separados por láminas de clivaje de escasa potencia. En el caso de que las micas iniciales no tuvieran suficiente tamaño en los microlitones no se observan charnelas relictas ni arcos poligonales. Si el cuarzo es escaso el desarrollo de microlitones es muy reducido, presentándose éstos, en algunos casos, como formas lenticulares de pequeño tamaño, distribuidos por toda la roca de manera dispersa (Fig. 8).

Los micropliegues presentan un desarrollo variable dependiendo del tamaño de grano de roca. En rocas de tamaño de grano fino, éstos aparecen marcados por micas, mostrando ángulos entre flancos elevados; las micas forman por lo general un ángulo elevado con los límites de los dominios. En rocas con tamaño de grano más elevado se observan muchos menos micropliegues siendo más común la presencia de micas con orientaciones oblicuas a las láminas de clivaje en los dominios ricos en cuarzo. Cuando el desarrollo del clivaje de crenulación es muy intenso se llega a producir un bandeo tectónico micro y mesoscópico en el que en ocasiones llegan a desaparecer los micropliegues.

En algunas secciones se observa cómo, entre tramos donde existe un clivaje de crenulación bien desarrollado, existen tramos, que se corresponden con rocas de tamaño de grano más fino, donde la observación microscópica permite observar que se ha producido un reaplastamiento de la foliación S_1 y donde existen dificultades para establecer si existe blástesis de nuevas micas debido sobre todo al pequeño tamaño de las mismas.

En la figura 8 se ilustra de manera gráfica y esquemática la relación existente entre el tamaño de grano de la roca original y el grado de deformación con los distintos aspectos que se observan de la crenulación en estas rocas.

Las condiciones ambientales en que se generó este clivaje permiten asegurar que los mecanismos que operaron en su génesis, además del buckling, son los mecanismos de difusión, sobre todo disolución por presión, que produce la diferenciación en dominios con distinta composición mineralógica. Este mecanismo ha sido ampliamente descrito para explicar las características que se observan en los clivajes de crenulación por gran cantidad de autores (VOLL, 1960; NICHOLSON, 1966; DURNEY, 1972; WILLIAMS, 1972; TROUW, 1973; COSGROVE, 1976; GRAY & DURNEY, 1976, 1979; KERRICH, 1977; MCCLAY, 1977; MARLOW & ETHERIDGE, 1977; KERRICH & ALLISON, 1978; PULGAR, 1981; etc.). Los únicos mecanismos de recrystalización que operan durante la génesis de este clivaje es la blástesis de micas en las láminas de clivaje que, en general, presentan un mayor tamaño que las que se encuentran en los microlitones. Se trata en todos los casos de micas blancas, posiblemente moscovitas.

Además del desarrollo en este tipo de rocas de los distintos clivajes de crenulación descritos se reconoce con relativa frecuencia la existencia de otro clivaje de crenulación que afecta a las rocas de carácter filonítico. Este clivaje presenta orientaciones Norte-Sur y subverticales, con los ejes de los pliegues horizontales o con ligeros cabeceos, generalmente hacia el Norte. La geometría de estas crenulaciones difiere de las descritas, observándose espaciados del clivaje mayores (entre 2 y 10 mm.) y micropliegues generalmente más abiertos; la distribución de este clivaje se restringe a escasos sectores de la zona estudiada donde se relaciona claramente con pliegues ocupando una posición paralela al plano axial de los mismos. Este clivaje se interpreta como originado durante el desarrollo de pliegues en los últimos estadios de desarrollo de las rocas filoníticas.

Un caso particular de clivaje de crenulación que se observa en las rocas pelíticas y arenosas de este área, sobre todo en rocas de características filoníticas, es el clivaje de crenulación extensional (PLATT & VISEERS, 1980), bandas de cizalla (WHITE *et al.*, 1980) o *normal slip crenulations* (DENNIS & SECCOR, 1987). A a la escala de muestra de mano aparecen como superficies de clivaje que cortan a la foliación previa (en este caso foliación de esta misma fase de deformación, S_2 o S_{1+2} , aunque generada en estadios más tempranos) con un ángulo comprendido entre 20° y 60° . Sólo se han encontrado a esta escala en zonas donde la foliación está excepcionalmente bien desarrollada, es decir, foliaciones de tipo filonítico o con un bandeo tectónico muy regular de espesor milimétrico o submilimétrico. Este clivaje muestra pliegues abiertos, con ángulos entre las láminas de clivaje

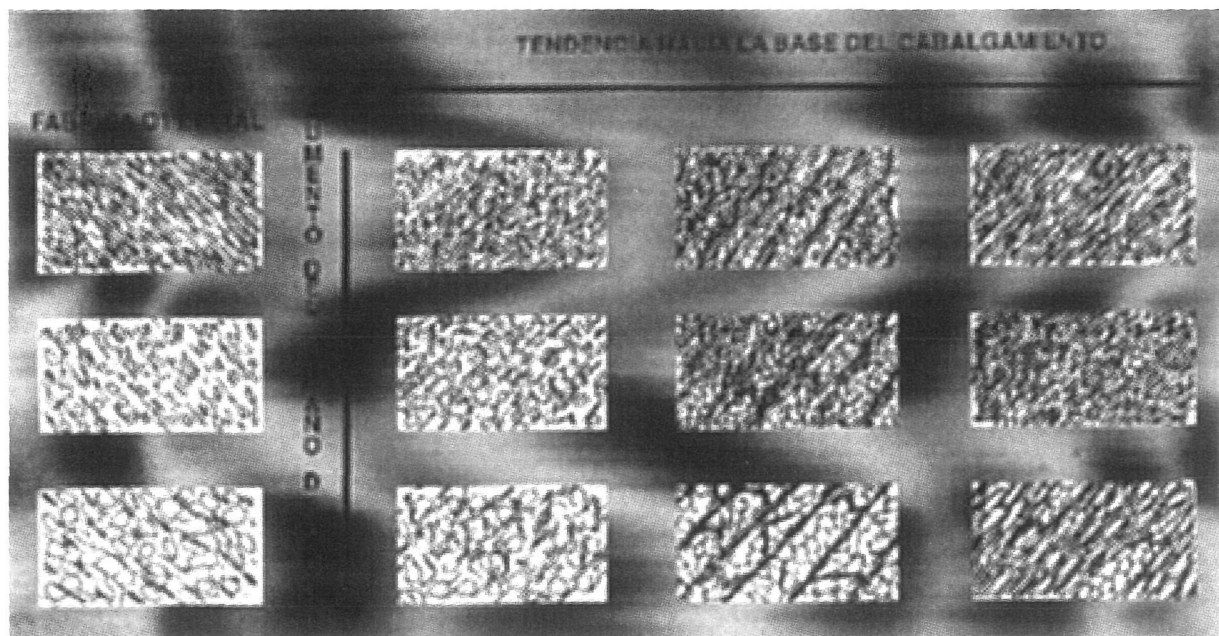


Figura 8: Esquema de los distintos aspectos que presenta el clivaje de crenulación asociado a la segunda fase de deformación en relación con el tamaño de grano original de la roca y el grado de intensidad de la deformación en las Pizarras del Narcea.

generalmente mayores de 140° , estos pliegues son asimétricos y dicha asimetría constituye un criterio cinemático cuando estas estructuras se relacionan con procesos de cizalla, el espaciado de las láminas de clivaje es muy variado, oscilando entre 1 centímetro y décimas de milímetro. Este tipo de geometrías se interpreta generalmente asociadas a procesos de cizalla, aunque puede deberse otras causas, como la existencia de pliegues que afectan a una foliación previa en los que en uno de los flancos se puede desarrollar una geometría con características geométricas similares (Fig. 9).

En el caso del presente trabajo es difícil interpretar estas estructuras en un sentido o en otro, ya que su aparición es esporádica, tanto a escala microscópica como mesoscópica. De todas maneras, existen ciertos hechos que permiten apoyar la hipótesis de su génesis relacionada con procesos de cizalla, como lo es el que este clivaje de crenulación nunca se relaciona con pliegues observados en el campo y prácticamente siempre se desarrolla sobre rocas que presentan una foliación filonítica previa muy intensa. Las características microscópicas de este tipo de clivaje indican la actuación de mecanismos de disolución por presión, hecho que se ha interpretado en ocasiones como exclusivo de clivajes relacionados con el plegamiento por *buckling* de rocas con anisotropías previas.

El significado mecánico de estas estructuras, ha sido bastante discutido y en la mayoría de los casos, se ha demostrado que las láminas de clivaje contienen el plano XY del elipsoide de la deformación asociada al desarrollo de este clivaje

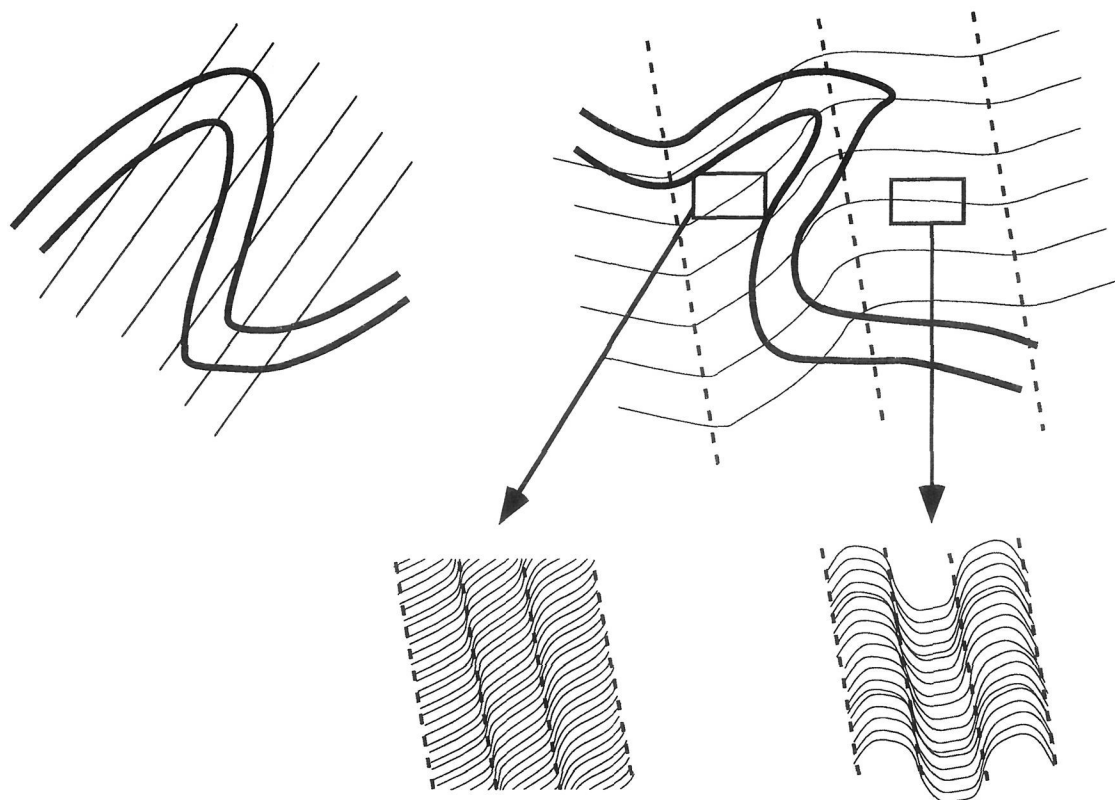


Figura 9: Relación de los clivajes de crenulación relacionados con pliegues afectando a una foliación previa, puede observarse como se generan geometrías distintas en ambos flancos. La geometría generada en uno de los flancos posee características idénticas a las descritas como clivajes de crenulación extensional.

(DIETERICH, 1969; GRAY & DURNEY, 1979). Existen otros trabajos que sugieren la existencia de un componente de cizalla en la láminas de clivaje (WILLIAMS, 1972, 1977; BORRADAILE *et al.*, 1982; PLATT, 1984; WEIJEMARS & RONDEEL, 1984; DENNIS & SECOR, 1987, 1990). La existencia de estas estructuras claramente ligadas a los cabalgamientos, y no a pliegues, hace pensar que el segundo de los mecanismos que se proponen pueda ser el que ha funcionado en el caso del presente estudio, aunque la existencia de pruebas que así lo demuestren pueda ser controvertida.

En todo caso existen trabajos que permiten interpretar el conjunto de estructuras descritas en relación con la génesis de zonas de cizalla. De esta manera, DENNIS & SECOR (1987, 1990) proponen que las crenulaciones y clivajes de crenulación se desarrollan en algunas zonas de cizalla para compensar la componente de desplazamiento perpendicular a las paredes de la zona de cizalla. Estos autores proponen dos morfologías complementarias para obtener dicho resultado, estas crenulaciones se denominan RSC (*Reverse-slip crenulations*) y NSC (*Normal-slip crenulations*).

Según estos mismos autores (DENNIS & SECOR, *op. cit.*) cuando las lineaciones minerales son perpendiculares a la orientación de los ejes de las crenulaciones, estos se disponen en un plano paralelo a las paredes de la zona de cizalla y la dirección de transporte es aproximadamente perpendicular a la dirección de dichos ejes (Fig. 7b).

Las conclusiones de estos autores son válidas para crenulaciones tanto de tipo RSC, como las NSC que en el presente trabajo se corresponderían con los dos tipos de clivajes de crenulación descritos en primer lugar. El último tipo de clivaje descrito se puede interpretar como originado en los últimos estadios de desarrollo de la cizalla, ligado a la génesis de pliegues como ya se ha indicado.

3.2.2.2.1. LAS ROCAS FILO-MILONÍTICAS

Especial interés en el estudio de las estructuras asociadas a la segunda fase de deformación desarrolladas en rocas pelíticas y arenosas tiene el estudio de las rocas filo-miloníticas que aparecen en el área de estudio. Estas rocas se encuentran generalmente ocupando las partes inferiores, más próximas a los cabalgamientos, de las zonas con estructuras de fase II. Existen una serie de afloramientos en el área de estudio donde se pueden reconocer estas rocas con facilidad y donde se observa claramente su carácter filonítico; entre ellos cabe destacar el afloramiento situado en el cauce del río Narcea a su paso por la localidad de El Llano y un pequeño afloramiento situado en el cruce de las carreteras que conducen a Puente de Selce e Iboyo desde Linares.

Las rocas filo-miloníticas aparecen en bandas discretas, de potencia variable, desde métrica hasta hectométrica, alternando con bandas de roca donde la deformación posee una menor intensidad y donde se pueden reconocer crenulaciones, clivajes de crenulación y, ocasionalmente, cuerpos de gran tamaño,

con geometría fusiforme y escasa deformación en su interior. La orientación de la foliación filo milonítica se encuentra representada en la figura 10. En el campo se reconocen como rocas de colores oscuros generalmente negros, con aspecto de filitas, que presentan una foliación muy penetrativa, sobre cuyos planos se reconoce a veces una lineación mineral, vertical (Fig. 11) marcada por la dimensión mayor de algunos componentes de la roca y por las colas de presión desarrolladas en algunos porfiroclastos. Suelen presentar alteraciones amarillentas y blancuzcas producto de alteración de sulfuros.

En estas rocas son especialmente abundantes las venas de cuarzo, que aparecen con diversos grados de deformación. Pueden ser venas que han sido muy deformadas y ahora se reconocen como núcleos de porfiroclastos; en ocasiones son marcadores de pliegues intrafoliares, de *boudines* de diverso tamaño, y otras veces pueden tener una disposición paralela a la foliación filonítica sin presentar deformación apreciable. Toda esta variedad de relaciones de las venas de cuarzo indican un dilatado periodo temporal para su génesis, que sería más largo que el de génesis de las estructuras de fase II.

De la observación microscópica puede decirse que las fábricas que se desarrollan en metapelitas son todas de carácter filonítico, con un elevado contenido de filosilicatos, fundamentalmente mica blanca, de muy pequeño tamaño de grano (en torno a 10 μm), que llega a formar el 90% de la roca. El resto de constituyentes de la roca son cuarzo y, ocasionalmente algún feldespato de tamaño de grano muy pequeño. El cuarzo constituye, en muchas ocasiones, cintas policris-

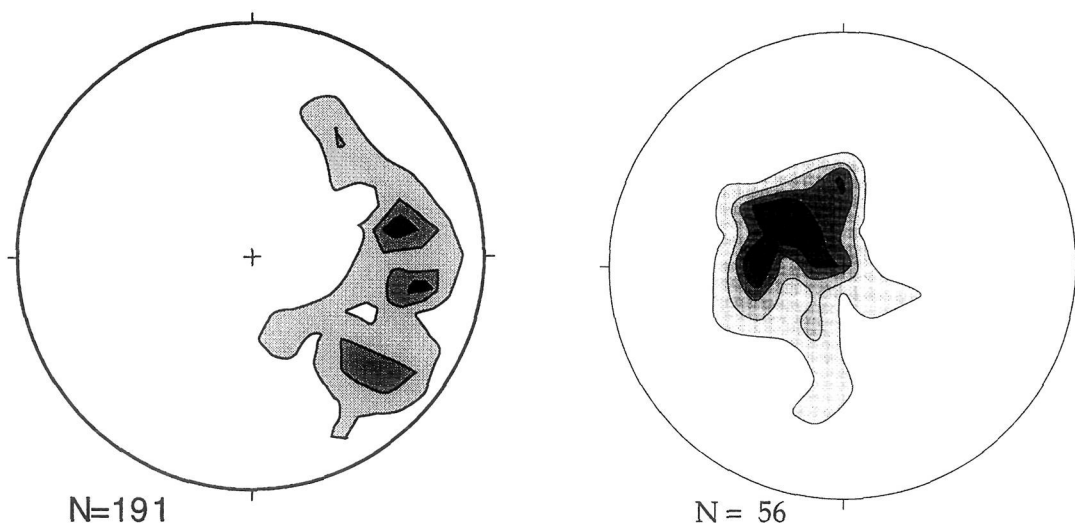


Figura 10 (izquierda): Proyección estereográfica de la orientación de polos de planos de foliación filonítica desarrollada en las Pizarras del Narcea en relación con la segunda fase de deformación, en diversos sectores del sector occidental del Antifirme del Narcea. Falsilla Schmidt, hemisferio inferior, intervalos del 2%.

Figura 11 (derecha): Proyección estereográfica de la orientación de la lineación mineral existente en las rocas de carácter filonítico, comparar con la figura 7, donde se puede observar que presentan una disposición perpendicular con respecto a los ejes de los micropliegues que definen las crenulaciones. Falsilla Schmidt, hemisferio inferior, intervalos del 2%.

talipas. En otras ocasiones, estas rocas están constituidas por una matriz de tamaño de grano muy fino y colores oscuros, donde la foliación está constituida por pequeños granos de cuarzo muy alargados que generalmente aparecen recrystalizados. En este caso, la roca presenta un elevado contenido en matriz, lo que permite clasificarlas con el término de ultrafilonitas.

La característica general de estas rocas es la fábrica muy penetrativa que en muchos casos constituye un auténtico clivaje pizarroso, que se interpreta como el resultado de un proceso de filonitización cuando se observa una transición gradual desde una clivaje de crenulación o de un bandeo tectónico. Esta transición se

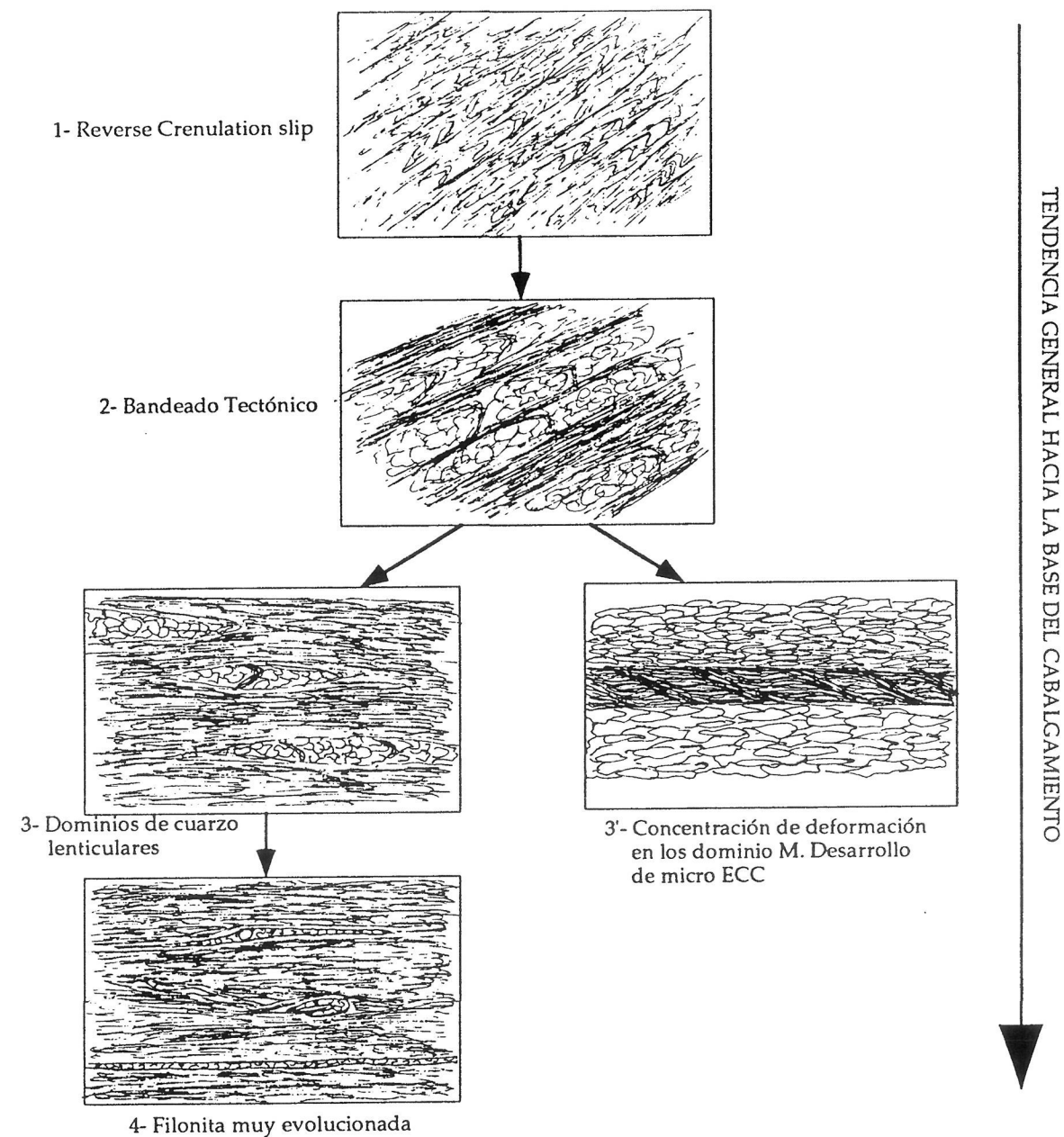


Figura 12: Evolución de las fábricas de las metapelitas con el aumento de la intensidad de la Fase II en el Antiforme del Narcea.

encuentra ilustrada en la figura 12, en la cual puede observarse cómo partiendo de un clivaje de crenulación, se llega a un bandeo tectónico donde se separan dominios ricos en cuarzo y dominios compuestos mayoritariamente por filosilicatos; éstos últimos pueden progresar de dos maneras diferentes, bien ensanchándose a costa de los dominios ricos en cuarzo, que se reducen de forma progresiva hasta desaparecer, o bien concentrando en ellos toda la deformación. En el primer caso pueden quedar restos de los dominios ricos en cuarzo, que pueden incluso romperse y que actúan como porfiroclastos en los que se desarrollan colas de presión asimétricas o pueden plegarse. En otras ocasiones, los dominios ricos en cuarzo se transforman en cintas de cuarzo policristalinas de tipos 2a, 2b y 3 (BOULLIER & BOUCHEZ, 1978), siendo predominantes los de tipos 2a y 3. También puede haber cintas de cuarzo originadas por porfiroclastos de cuarzo, o por restos de venas de este mismo mineral, que a veces se preservan parcialmente y se reconocen por su contorno muy irregular, su mayor tamaño y la presencia de extinciones ondulantes, láminas de deformación y límites de bajo ángulo, mientras que el resto de los granos de la cinta que son limpios, presentan bordes rectos y en ocasiones uniones a 120° .

En el caso de metapelitas no muy puras, que originariamente podrían ser incluso areniscas, son mucho más comunes los porfiroclastos con colas de presión asimétricas, y no se encuentran porfiroclastos rotos, debido posiblemente a que el elevado contenido de matriz concentra la deformación en ella, sin que haya necesidad de que los porfiroclastos se deformen.

La escasez de peces de mica puede ser explicada por que la fábrica inicial a partir de la cual se desarrolla la fábrica filonítica no posee micas de suficiente tamaño, la fábrica original nunca es una esquistosidad ni la blástesis en los estadios incipientes genera micas lo suficientemente grandes, por lo que las micas originales se reorientan, recrecen y casi todas las micas son neoformadas.

En las filonitas de la zona de cizalla de Tineo-Cangas del Narcea, se han realizado medidas de eje $\langle c \rangle$ de cuarzo en las cintas policristalinas de dos muestras. Los resultados pueden observarse en la figura 13a. Los diagramas obtenidos son los que presentan una peor definición de las guirnalas de todos los realizados en las diversas litologías, posiblemente debido al contenido de micas muy alto, que influye desfavorablemente en la adquisición de la orientación preferente sobre todo en los cristales situados en el límite de las cintas. En estos dos diagramas se puede observar que los máximos se sitúan en una posición simétrica respecto al eje Y, contenidos en el plano XZ y formando un ángulo próximo a los 20° con el eje Z. Existen dos submáximos poco marcados en las proximidades del eje Y.

Las cuarcitas que se encuentran en el sector occidental del Antiforme del Narcea corresponden a la Fm. Cándana-Herrería y se encuentran por debajo del cabalgamiento de Trones en parte de su sector Norte. Son cuarcitas impuras con contenidos apreciables de feldespato potásico y mica blanca y tienen un foliación milonítica muy intensa, marcada por la existencia de planos C y S y en ocasiones C' observables a escala microscópica. Son también muy abundantes las cintas de cuarzo policristalinas, que en ocasiones llegan a atravesar totalmente una lámina

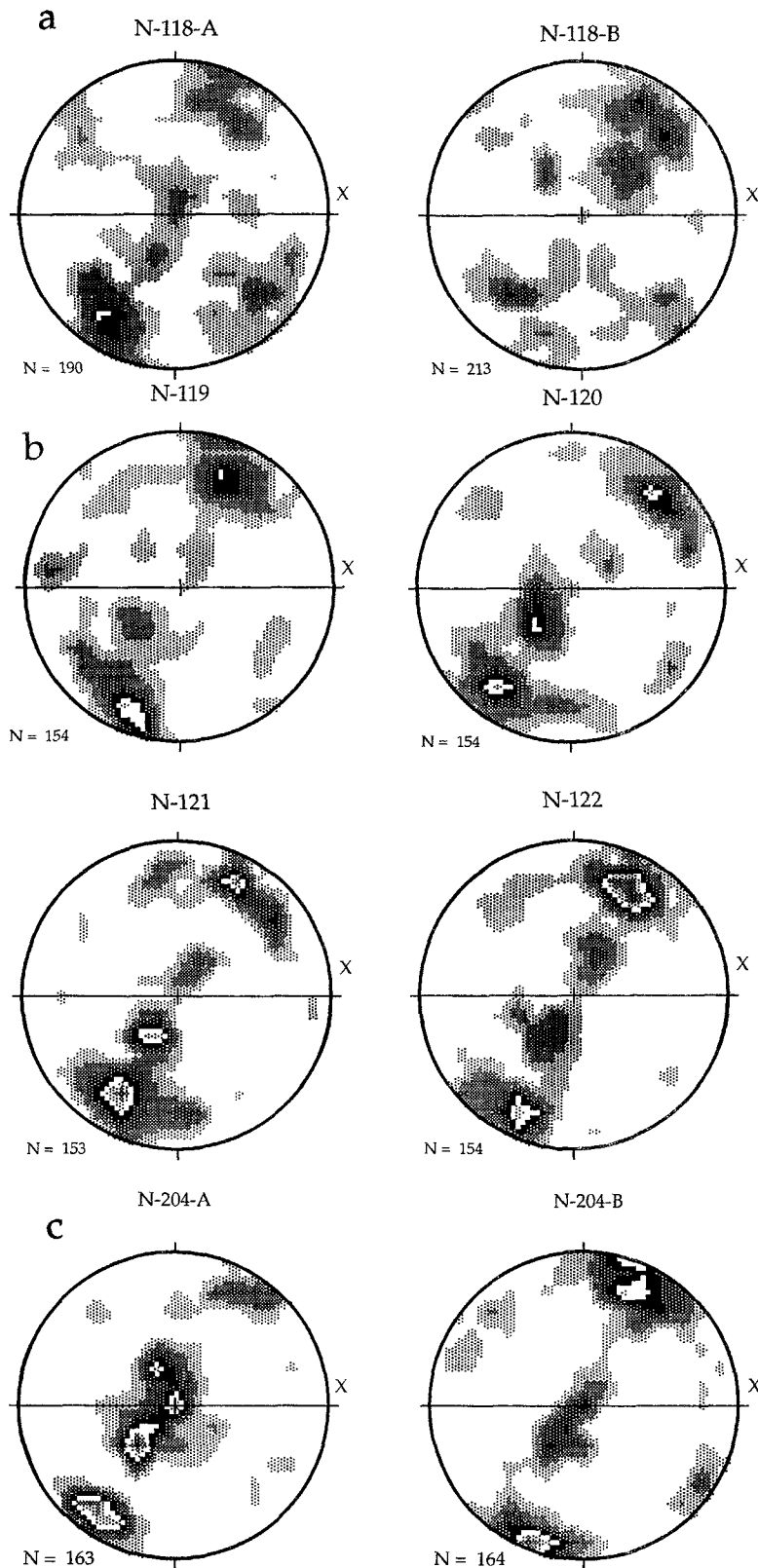


Figura 13: Diagrama de orientación de Ejes $\langle c \rangle$ de cuarzo (Plantilla Schmidt, hemisferio inferior; intervalos de densidad del 1%. Lineación mineral en posición E-O, Este hacia la derecha) en a.-filonitas de la zona de cizalla de Trones. b.-en cuarcitas situadas inmediatamente por debajo de la zona de cizalla de Trones, c.-en neises graníticos afectados por la zona de cizalla de Trones.

delgada. Los clastos de feldespato tienen asociadas colas de presión asimétricas de tipo σ y δ , que a veces están rotos, con fracturas abiertas que los atraviesan de manera perpendicular a la foliación, en las cuales cristalizan cuarzo y mica blanca.

El cuarzo presenta tamaños de grano muy pequeños, en torno a 20 μm , con geometrías alargadas y presentando bordes rectos y en ocasiones indentados o suturados, limitados en muchos casos por pequeñas micas, existen también cristales neoformados, equidimensionales, con bordes rectos y puntos triples. Algunos de los cristales neoformados tienen extinción ondulante, así como todos los originales, en los que también hay límites de bajo ángulo y planos de kink intracristalino y se observa génesis de subgranos en los bordes de los mismos. La orientación de los límites de bajo ángulo (Fig. 14) medidos en lámina delgada, en secciones XZ, muestran una orientación preferente de dichos límites muy acusada, formando ángulos próximos a los 60° con la foliación.

Los diagramas de ejes $\langle c \rangle$ obtenidos en cuarcitas (Fig. 13b), muestran en todos los casos dos máximos principales, simétricos con respecto a Y, contenidos en el plano XZ y ángulos con el eje Z entre 20° y 40° .

3.2.2.3.2. LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN EN LOS NEISES DE POLA DE ALLANDE

Uno de los tipos rocosos que aparecen afectados por las zonas de cizalla asociadas a los cabalgamientos de fase II son los neises de Pola de Allande. Como puede observarse en la cartografía, los dos cuerpos de esta litología existentes están afectados por la zona de cizalla de Trones. La deformación asociada a esta fase de deformación en estas rocas presenta ciertas particularidades, que deben de ser tenidas en cuenta a la hora de la interpretación de la misma y de su comparación con la deformación que se observa en las rocas adyacentes.

La presencia de estos cuerpos, de geometría lenticular, que presentan un contraste de competencia respecto a las rocas que le rodean hace que la deformación de primera fase haya tenido muy poca impronta en las mismas. Como se ha visto con anterioridad, esta deformación se traduce en la presencia de clivajes groseros en las rocas circundantes pero está escasamente documentada en estas rocas. Sólo ocasionalmente se observan restos de posibles foliaciones de fase I, a escala mesoscópica y microscópica, en estas rocas, en la forma de crenulaciones preservadas de manera aislada en los sectores donde la foliación de fase II no es muy intensa.

La deformación de fase II se manifiesta en estas rocas por la presencia de bandas discretas con una foliación muy penetrativa que rodean a cuerpos de geometría lenticular y tamaño variable donde la foliación es menos penetrativa y presenta orientaciones ligeramente oblicuas a las de las bandas aunque tienden a paralelizarse a las mismas en los bordes de estos cuerpos. En ocasiones existen, en las bandas con una foliación más penetrativa, rocas oscuras con un tamaño de grano mucho más fino e intensamente foliadas.

En las bandas donde la foliación es muy penetrativa se observa una importante reducción del tamaño de grano, que en ocasiones confiere a la roca un aspecto filonítico, siendo difícil reconocer su origen a partir de una roca granuda.

Sobre la foliación desarrollada en estas rocas se observa siempre una lineación mineral marcada fundamentalmente por la dimensión mayor de los granos de cuarzo y de porfiroblastos de mica blanca y clorita, así como por la presencia de colas de presión y varillas (*rods*) de cuarzo.

Una de las estructuras más comunes observables en estas rocas a escala macroscópica es la existencia de estructuras SC (BERTHE *et al.*, 1979) dando lugar a milonitas de tipo I (LISTER & SNOKE, 1984). En ellas las estructuras S son muy penetrativas y muestran inflexiones en las proximidades de las estructuras C que tienen un espaciado centimétrico y en ocasiones decimétrico. El ángulo entre ambas superficies varía entre 30° y 45° y no existe una variación sistemática y regular de este ángulo en relación con su proximidad al cabalgamiento como se evidencia en trabajos sobre otras zonas de cizalla (CUEVAS, 1988). El desarrollo de estas estructuras, mucho más abundantes en estas rocas que en cualquier otro tipo de las existentes en el sector occidental del antiformal, se debe a la escasa anisotropía impuesta por la fase I, lo que hace que se desarrollen sobre una roca inicialmente isotrópica.

Debido a las características mineralógicas de estas rocas, éstas presentan generalmente un elevado grado de alteración que hace difícil la observación de sus características estructurales, e incluso dificulta la recogida de muestras para la observación microscópica. En este sentido, existe un corte que presenta un menor grado de alteración y que está situado en el comienzo de la pista que conduce desde Puente de Selce a Linares, y las observaciones realizadas y muestras recogidas en esta localidad son las que constituyen el mayor volumen de datos que se tiene en cuenta para la realización de las descripciones de este capítulo.

Desde el punto de vista microscópico, en estas rocas se aprecia una intensa foliación en la que se observan variadas características texturales que permiten caracterizar las rocas como neises, protomilonitas, milonitas y ultramilonitas.

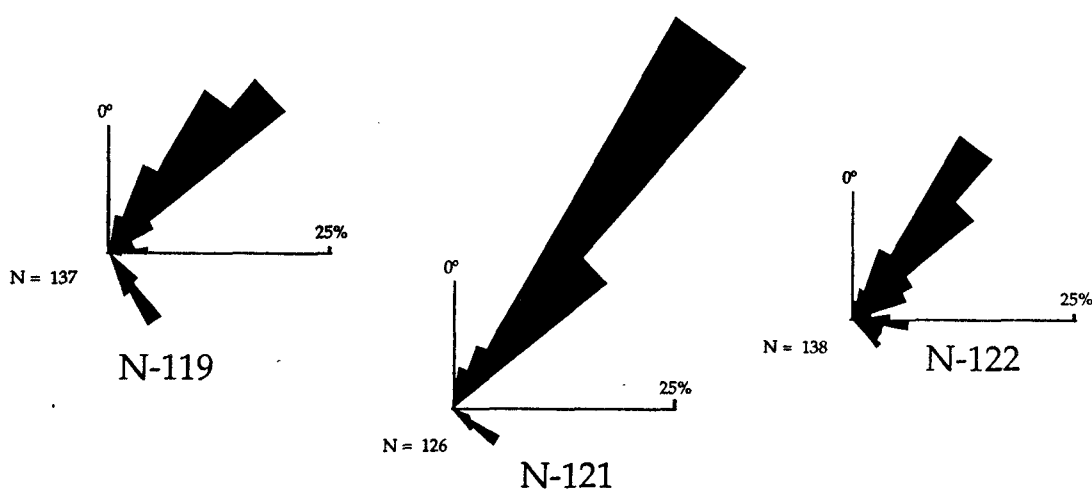


Figura 14: Orientación de los límites de bajo ángulo medidos en secciones XZ en granos de cuarzo de las cuarcitas situadas inmediatamente por debajo de la zona de cizalla de Trones, Este a la derecha.

La foliación neísica se observa en las rocas en que la foliación presenta un espaciado mayor. Está definida por la existencia de un grosero bandeo composicional donde alternan bandas más claras, compuestas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa y bandas más oscuras donde se concentra biotita, clorita y anfíbol. En las bandas más claras el cuarzo presenta extinciones ondulantes y subgranos originados por procesos de restauración (*recovery*) y de recristalización dinámica; los feldespatos y la plagioclasa presentan algo de recristalización en los bordes, y no se observa deformación en su interior. En las bandas más oscuras, las biotitas se encuentran casi siempre retrometamorfizadas a clorita y mica blanca, existen anfíboles sin deformar, que ocasionalmente presentan formas subeuhedrales, y existe recristalización de micas blancas, clorita y epidota-actinolita.

Las protomilonitas aparecen como rocas intensamente foliadas, con espaciados que pueden llegar a ser del orden de 0.5 mm., aunque generalmente son más finos; sobre la foliación se observa generalmente una lineación mineral bien desarrollada. La roca está compuesta por abundantes porfiroclastos de feldespato, cuarzo y biotita, la matriz, que supone del 20 al 50 % del total de la roca, está compuesta por mica blanca, clorita y cuarzo y en ocasiones aparecen pequeños fragmentos de feldespato. Los clastos de feldespato se encuentran frecuentemente rotos por fracturas oblicuas generalmente a la foliación, recordando en ocasiones estructuras de tipo balda de libros, (*book-shelf*). Las colas de presión de los feldespatos están compuestas por cuarzo y en ocasiones tienen geometrías tipo s. Es frecuente observar en estas colas de presión cristales equidimensionales en las proximidades de los feldespatos, mientras que, en los sectores más alejados, estos granos tienen geometrías alargadas con la dimensión mayor paralela a la foliación general de la roca.

Los porfiroclastos de cuarzo presentan extinción ondulante y límites de bajo ángulo que dan origen a la existencia de subgranos en la periferia del clasto. Las colas de presión son generalmente más largas que las de los feldespatos y presentan una distribución de los granos que las integran idéntica a la descrita para este mineral. Se puede reconocer en estas rocas la existencia de cuarzoes acintados en los que se puede observar la existencia del grano original aunque suelen presentar una intensa recristalización.

Los porfiroclastos de biotita se encuentran rodeados por la foliación, y la traza de los planos [001] esta orientada al azar; en ocasiones dichas trazas se encuentran plegadas con geometrías tipo *kink-band* o por suaves alabeos.

Los anfíboles se encuentran retrogradados a epidota y a clorita, que suele formar las colas de presión dando un aspecto “desflecado” a estos porfiroclastos.

La matriz en las protomilonitas se encuentra formada mayoritariamente por cuarzo recristalizado, con cristales que tienen formas desde equidimensionales a muy elongados, poniendo de manifiesto la recristalización de este mineral a lo largo de la actuación de los procesos que dan lugar a esta textura. Las micas, mica blanca y clorita, aparecen con las trazas de los planos [001] paralelas a la foliación, bien dispersas en la matriz, condicionando la recristalización de los granos de cuarzo, o bien formando bandas discretas en las que suele haber epidota.

Otro de los tipos texturales que aparece en este sector son las milonitas, en las que el porcentaje de matriz sobre porfiroclastos es superior al 50 %. Las características de los porfiroclastos en estas rocas son muy similares a las descritas para las protomilonitas aunque los porfiroclastos de feldespato aparecen más fragmentados y los de cuarzo presentan abundantes estructuras en manto y núcleo (*mantle structure*) debido a la abundancia de estas estructuras se dedicará un capítulo a la descripción detallada de las mismas. Los porfiroclastos de biotita presentan, cuando la orientación inicial de las biotitas ígneas es favorable, geometrías de tipo peces de mica (*mica-fish*) que constituyen un buen criterio cinemático.

La matriz de estas rocas está compuesta fundamentalmente por cuarzo, mica blanca, clorita y fragmentos de feldespatos de pequeño tamaño, todos los componentes de la matriz presentan una intensa foliación marcada por la orientación preferente de las micas y de la dimensión mayor de los granos de cuarzo; esta foliación rodea a los porfiroclastos.

Las rocas ultramiloníticas que se desarrollan en los neises de Pola de Allande son bastante escasas. En el campo se reconocen como niveles muy oscuros, prácticamente negros. En las bandas donde la foliación es más penetrativa, en ocasiones se observan venas de cuarzo. Microscópicamente estas rocas se diferencian por la existencia de una matriz muy fina que domina ampliamente sobre los porfiroclastos y que generalmente supone el 100 % de la roca.

3.2.2.3.3. EL PAPEL DEL CUARZO EN LA DEFORMACIÓN DE LOS NEISES DE POLA DE ALLANDE.

El patrón de las orientaciones cristalográficas preferentes del cuarzo en los neises graníticos de la zona de cizalla de Trones, la única que los afecta, varía ligeramente con respecto a los descritos en las filonitas y en las cuarcitas (Fig. 13c). En las dos muestras estudiadas, se midieron los dominios cuarzosos que aparecen en la muestra, generalmente cintas de cuarzo y en ocasiones agregados de cuarzo de posible origen ígneo. En estas muestras, aparecen también dos máximos situados en las proximidades del eje Z, contenidos en el plano XZ, además de estos máximos, aparece también un máximo centrado en Y que responde a deslizamientos prismáticos. El significado de estas variaciones será discutido posteriormente.

Está ampliamente reconocido y descrito en toda la literatura sobre la deformación en zonas de cizalla que el papel del cuarzo es fundamental y que su estudio reporta abundante información sobre los mecanismos de deformación y las condiciones del desarrollo de la misma. Dentro de la microestructura se describirán de manera independiente los distintos rasgos que se han observado y analizado tanto si son intragranulares (límites de bajo ángulo), como intergranulares (estructuras en manto y núcleo, estructuras en mosaico, etc.).

Debido a la notable deformación que se observa en estas rocas, y a las especiales características que presentan los granitoides afectados por la zona de cizalla de Trones, estas rocas han sido estudiadas con más detalle, ya que en

muchos casos las fábricas presentan características anómalas debido al carácter marcadamente polimineral de la roca. Este es el motivo por el que las microestructuras que se describen corresponden en su mayoría a las existentes en estas rocas.

3.2.2.3.3.1. *LÍMITES DE BAJO ÁNGULO*

Esta es una de las microestructuras más abundantes en este tipo rocoso. Una descripción detallada del significado y origen de los límites de bajo ángulo puede encontrarse en CUEVAS (1990). Una de las características de los neises de Pola de Allande, en los que casi nunca se pueden hacer estudios de la orientación de los ejes $\langle c \rangle$ del cuarzo debido al elevado contenido de otros minerales, es la existencia de un gran número de límites de bajo ángulo en todos los porfiroclastos de cuarzo. Estas límites de bajo ángulo limitan subgranos que se originan en condiciones dúctiles donde actúan procesos de recuperación dinámica. Los límites de bajo ángulo son paralelos al eje $\langle c \rangle$ de los porfiroclastos de cuarzo, donde se encuentran, lo que indica que son de tipo prismático y por tanto se desarrollan en condiciones de baja temperatura. La orientación de la traza de los límites de bajo ángulo se han medido en la lámina delgada y se han representado en diagramas en rosa que se muestran en la figura 15. En ellos se observa como los máximos de orientación de los límites de bajo ángulo obtenidos forman siempre un ángulo con la foliación de la muestra, y son asimétricos, lo que indica la existencia de una deformación rotacional (BOUCHEZ, 1977).

3.2.2.3.3.2. *MICROESTRUCTURA EN MANTO Y NÚCLEO*

La característica más importante de los porfiroclastos de cuarzo es la existencia generalizada de estructuras en manto y núcleo (WHITE, 1976) con mayor o menor desarrollo. Se caracterizan por la presencia de un porfiroclasto bien definido que está rodeado por un “manto” de subgranos o granos que se han independizado del porfiroclasto. El límite entre el porfiroclasto y los subgranos es de geometría indentada.

El porfiroclasto tiene en la mayoría de los casos una geometría subelíptica, y presenta una gran cantidad de límites de bajo ángulo subparalelos entre sí que por lo general tienen una orientación oblicua a la traza de la foliación, de características similares a las descritas en el apartado dedicado a dichas microestructuras.

El estudio de las orientaciones cristalográficas en las estructuras en manto y núcleo desarrollada en porfiroclastos de cuarzo ha sido abordado por varios autores (WHITE, 1975, 1976; POIRIER & NICOLAS, 1975; GUILLOPE & POIRIER, 1979; CUEVAS, 1988) para estudiar los procesos que dan lugar a estas estructuras llegando a la conclusión de que se originan por desorientación progresiva, por la acción de recrystalizaciones dinámicas que progresan hacia el interior del porfiroclasto y/o por mecanismos de recrystalización dinámica ligados a migración de límites de grano. Estos autores llegan a la conclusión de que las orientaciones cristalográficas de los granos nuevos son muy próximas a las de los porfiroclastos; a iguales

Durante la realización de este trabajo se ha estudiado la orientación cristalográfica del cuarzo desde el centro a las colas de los porfiroclastos con microestructura en manto y núcleo. La totalidad de los límites de bajo ángulo analizados contienen al eje $\langle c \rangle$, por lo que son prismáticos. Los límites de bajo ángulo delimitan porciones del porfiroclasto con variación de las orientaciones cristalográficas. Los límites de bajo ángulo en ocasiones presentan una paralelización progresiva con la foliación a medida que se aproximan a la periferia del porfiroclasto aunque en ocasiones presentan límites de bajo ángulo que se entrecruzan.

El tamaño de los subgranos y granos es del orden de 30-50 mm. Los granos nuevos exhiben geometrías distintas en función de la posición que ocupan con respecto al porfiroclasto; los más próximos a éste son en general equidimensionales, y tienen tamaños similares a los subgranos que se han generado en el entorno del porfiroclasto, mientras que los más alejados tienen formas más alargadas y están dispuestos de manera paralela a la foliación de la roca. Esto ha sido achacado a la actuación de procesos de recrystalización dinámica y de deformación plástica de los granos nuevos (POIRIER & NICOLAS, 1975; WHITE, 1975).

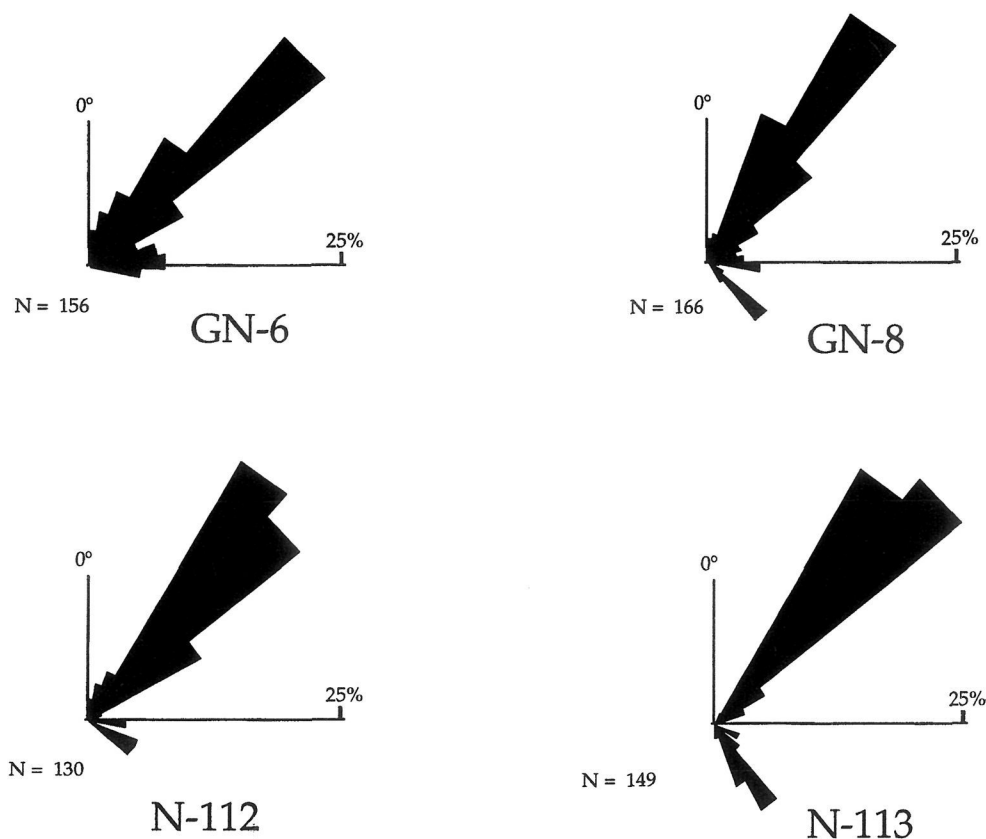


Figura 15: Orientación de los límites de bajo ángulo medidos en secciones XZ en granos porfiroclastos de cuarzo en los neises graníticos, Este a la derecha.

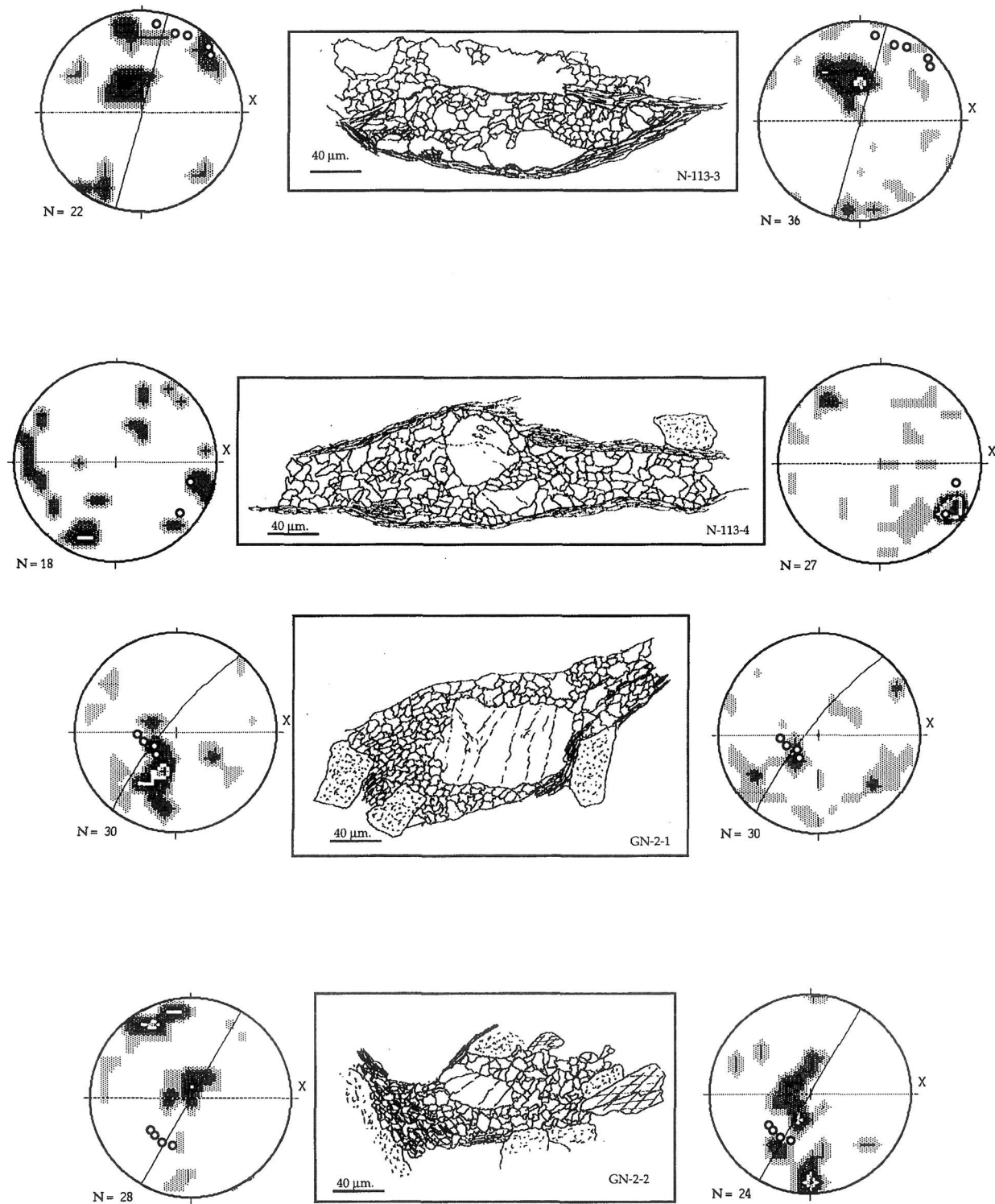
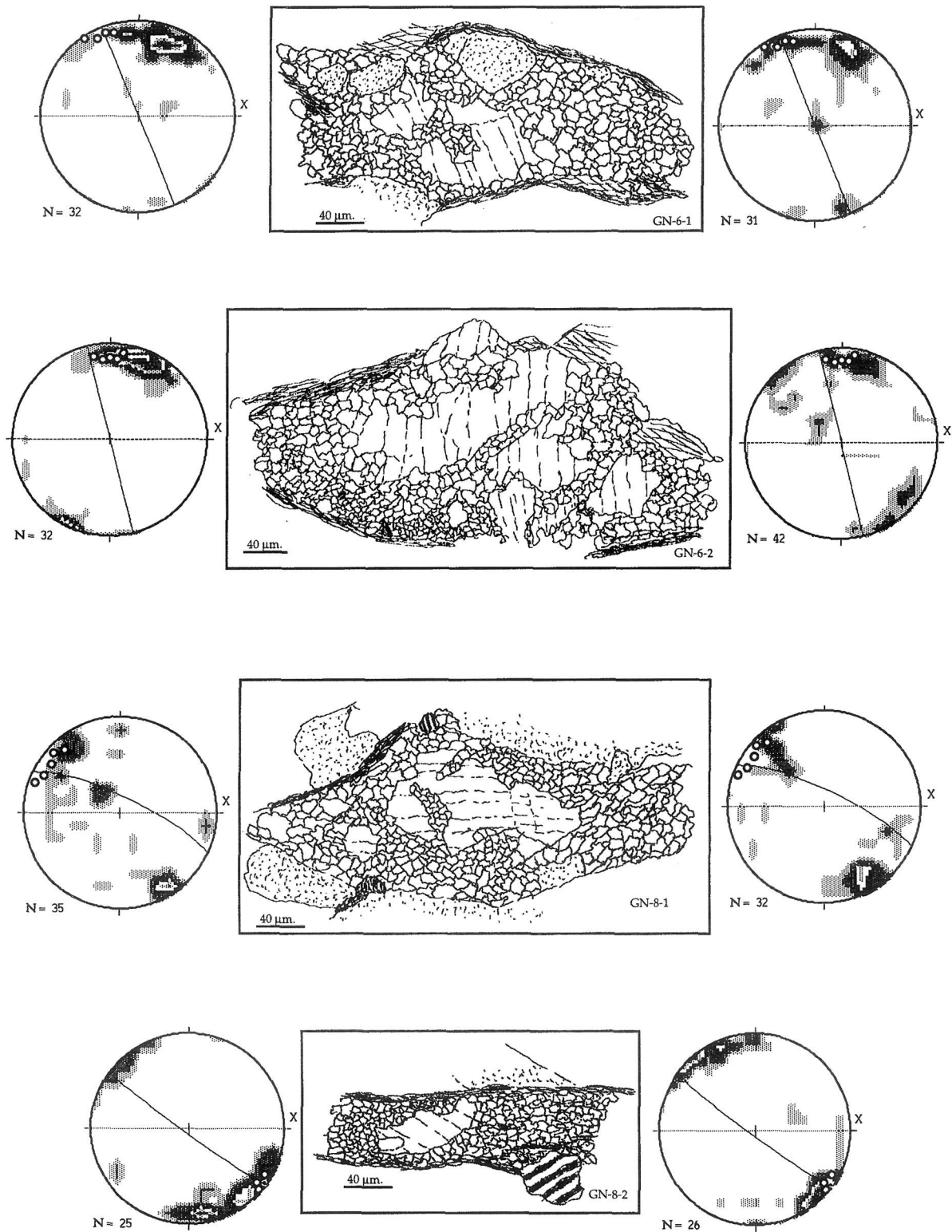


Figura 16: Algunos de los porfiroclastos con microestructuras en manto y núcleo y las orientaciones de los ejes $\langle c \rangle$ de sus elementos. Plantilla Schmidt, hemisferio inferior. Diagramas de densidad de las orientaciones de los ejes $\langle c \rangle$ de logranos que componen las colas de presión de



los porfiroclastos a ambos lados de los mismos. Intervalos del 1%. Círculos myores, orientación de los límites de bajo ángulo dentro de los porfiroclastos. Puntos blancos, orientaciones de los ejes <c> de los dominios limitados por límites debajo pángulo dentro de los porfiroclastos.

En ocasiones, existen también subgranos jalonando algunos planos de *kink* intracristalino, y pueden llegar a alcanzar tal grado de desarrollo que dividen al porfiroclasto en dos.

Existen abundantes casos en los que se puede observar cierta asimetría en la distribución del manto sobre el núcleo, pero en casi todos los casos la misma es de difícil interpretación, ya que el desarrollo del manto está en muchos casos condicionado por la presencia de otros porfiroclastos de naturaleza distinta, feldespatos, micas o anfíbol.

Para estudiar este tipo de microestructuras se recogieron muestras orientadas en una sección continua del cuerpo más pequeño de los dos del neis de Pola de Allande; las muestras se recogieron en el corte situado en el comienzo de la carretera comarcal que conduce desde Puente de Selce hasta Linares, ya que únicamente en esa sección las condiciones de afloramiento permiten recoger rocas con un bajo grado de alteración y, además, permite un estudio estructural detallado.

Mediante el uso del microscopio óptico se estudiaron con detalle las muestras, siempre sobre el plano XZ, y se trató de establecer el sentido de movimiento de la cizalla, lo que no pudo determinarse muchas veces debido a la abundancia de criterios aparentemente contradictorios. Con posterioridad se intentaron analizar petrofábricas en dominios ricos en cuarzo, *ribbons* policristalinos fundamentalmente, obteniéndose resultados no interpretables, por lo que siempre quedaba una incertidumbre sobre el sentido de movimiento. Finalmente se seleccionaron porfiroclastos de cuarzo que presentasen un buen desarrollo de estructuras en manto y núcleo, se fotografiaron, dibujaron y se numeraron los dominios limitados por límites de bajo ángulo de los porfiroclastos, los subgranos de los bordes y los granos del manto. Con posterioridad en la platina universal se midieron las orientaciones de ejes $\langle c \rangle$ y los polos de los límites de bajo ángulo de los porfiroclastos y de los granos del manto y se proyectaron sobre la falsilla equiareal.

El método se contrastó utilizando este mismo tipo de estudio en porfiroclastos existentes en láminas con la misma litología en las que estaba claramente establecido el sentido de movimiento mediante criterios claros y de reconocida validez: estructuras SC, porfiroclastos tipo σ y δ , peces de mica, etc.

Las medidas realizadas con el uso de la platina universal de los sectores izquierdo y derecho de los porfiroclastos y sus mantos y de los límites de bajo ángulo se han representado en la figura 16 junto con los dibujos de los porfiroclastos estudiados. En estos gráficos se observa claramente que existe una relación entre la orientación cristalográfica inicial del porfiroclasto y la orientación heredada de los granos nuevos del manto que puede relacionarse en algunos casos con el sentido de rotación de la deformación. Por ejemplo, en alguno de los ejemplos existentes en los gráficos de la figura 16 se puede observar la existencia de una rotación, siempre en el mismo sentido, de los ejes $\langle c \rangle$ de los granos del manto con respecto a las orientaciones de los porfiroclastos. La ausencia de esta relación en algunos porfiroclastos es debida a la orientación original desfavorable del porfiroclasto ya que es paralela al eje Y.

En los porfiroclastos donde se observa la rotación sistemática de los ejes $\langle c \rangle$ de los granos del manto, ésta tiene unos valores que oscilan entre 10° y 40° con respecto a la orientación de los ejes $\langle c \rangle$ del porfiroclasto en el borde del mismo pero que puede llegar hasta 90° de la orientación del eje $\langle c \rangle$ medida en el centro del porfiroclasto.

3.2.2.3.3. MICROESTRUCTURA EN MOSAICO

Esta estructura es muy común en venas de cuarzo afectadas por la deformación milonítica. Se caracteriza por la existencia de agregados policristalinos donde coexisten granos con deformación y geometrías alargadas con otros equidimensionales donde no se observa deformación. En general se observa cómo los granos elongados se disponen bien paralelos a la foliación general de la roca u oblicuos a la misma.

La génesis de esta microestructura ha sido interpretada por algunos autores como debida a procesos de deformación que originaría una foliación de estacionaria (*Steady-state foliation*, MEANS, 1981; LAW *et al.*, 1984). Como puede observarse en la figura 17, que corresponde a un diagrama donde se enfrenta la razón axial con el tamaño de grano, no produce el patrón anular que predicen las ideas de MEANS (*op cit.*). Otros autores que han intentado dicha correlación tampoco la han encontrado (BURG, 1986, CUEVAS, 1990).

El desarrollo de estas microestructuras se interpreta como debido a la migración de límites entre granos (LAW *et al.*, 1984; KNIPE & LAW, 1987) lo que puede observarse en las muestras estudiadas por la existencia de bordes indentados entre algunos de los granos.

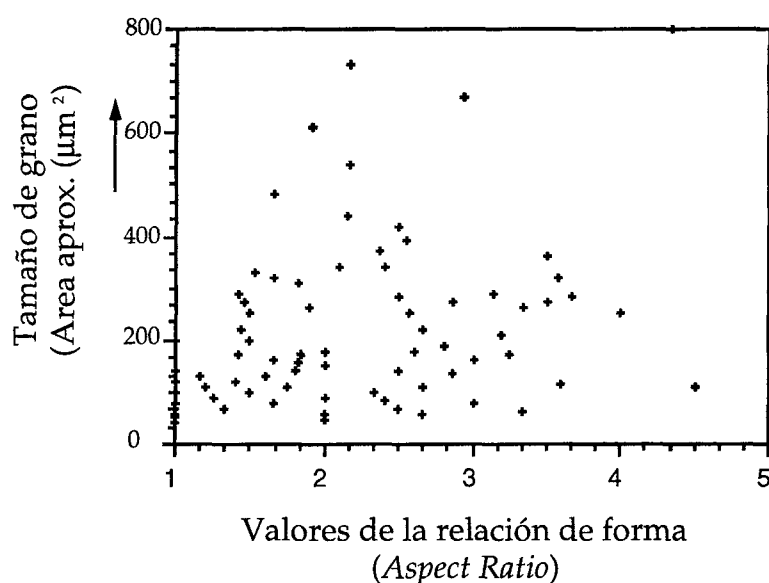


Figura 17: Diagrama en el que se representa el tamaño de grano enfrentado a la relación de forma donde se observa como la deformación no se produce en estado de *Steady-state* en el sentido de Means (1981)

3.2.2.3.4. LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN EN LAS ROCAS VOLCÁNICAS Y VULCANOSSEDIMENTARIAS (PORFIROIDES)

Como se ha descrito previamente, estas rocas se encuentran en la escama más occidental de esta unidad y están afectadas por la zona de cizalla asociada al cabalgamiento de Trones. Presentan características muy variadas, tanto en su composición como en la manera de aparecer en la serie de las Pizarras del Narcea, ya que pueden ser desde niveles decimétricos a decamétricos, con lo que presentan distintas respuestas a la deformación.

Los niveles más delgados, presentan características con una mayor influencia sedimentaria, por lo que su comportamiento frente a la deformación de fase II presenta características idénticas a las descritas para las rocas areniscosas. Los niveles de mayor potencia, con características volcánicas más acusadas tienen unas características propias ante la deformación que se describen a continuación.

A nivel macroscópico, las rocas de este tipo afectadas por la fase II aparecen, casi siempre, como rocas de tonos verdosos, con frecuentes clastos de tonos blanquecinos, generalmente muy alterados, que corresponden a feldespatos y plagioclasas; también existen porfiroides cuya composición es mucho más cuarcítica y en los que los feldespatos son muy escasos. La fase II provoca la existencia de una foliación muy penetrativa, de carácter milonítico, que afecta a todo el volumen la roca, dejando ocasionalmente cuerpos lenticulares, a menudo rotados en su interior.

Existe un corte muy bueno de rocas de este tipo en la carretera que conduce a Cerezal desde la Carretera Tineo-Navelgas. En este corte se observan diversas estructuras originadas durante la fase II, principalmente una lineación mineral muy marcada, pliegues intrafoliares, crenulaciones afectando a la foliación más penetrativa, estructuras SC, porfiroclastos rotados con colas de presión asimétricas, etc.

La lineación milonítica acompaña generalmente a la foliación milonítica y se manifiesta con distintas intensidades sobre el plano de la misma en forma de una disposición linear de todos o de algunos de los componentes de la roca que integran dicha fábrica. Generalmente la lineación está marcada por la elongación preferente de las colas de presión desarrolladas en torno de los porfiroclastos existentes, la disposición de las cintas (*ribbons*) y varillas (*rods*) de cuarzo y por la dimensión mayor de porfiroblastos de mica blanca y clorita. En algunos casos, en los porfiroides cuarcíticos sobre todo, la fábrica llega a ser exclusivamente linear al estar todos los minerales que la definen integrando la misma y ser éstos los componentes mayoritarios de la roca.

Los pliegues intrafoliares son escasos, presentan un reducido ángulo entre flancos y en ocasiones están totalmente rodeados por la foliación que es paralela al plano axial del mismo. Los pliegues están marcados por foliación S_2 , y la foliación que los rodea, es también la S_2 . La orientación de los ejes de estos pliegues no se puede precisar ya que son muy escasos, de todos modos presentan una dispersión bastante elevada en las medidas que se han realizado en el afloramiento de la carretera de Cerezal (Fig. 18a), aunque se mantienen en el entorno de un círculo máximo, lo que puede sugerir que posean charnelas curvadas.

En estas rocas se observa en ocasiones la existencia de un clivaje de crenulación que afecta a la fábrica milonítica y que posee orientaciones y posición de los ejes de los micropliegues similares para los descritos en las filonitas, no se observan clivajes con geometrías de clivaje de crenulación extensional. A nivel macroscópico, las estructuras de tipo SC son escasas, limitándose a sectores donde los porfíroides son muy homogéneos.

Desde el punto de vista microscópico, estas rocas presentan variedades con diferente contenido en cuarzo. Los porfíroides con feldespatos abundantes poseen estructuras muy similares a las existentes en los neises, con excepción de los peces de mica, por la ausencia de micas previas con tamaño suficiente. Los porfíroides cuarcíticos son relativamente poco abundantes, pero debido a su naturaleza son rocas que presentan características que registran muy bien la deformación de fase II.

En los porfíroides cuarcíticos tanto los porfiroclastos como la matriz, están compuestos por cuarzo; en general, existen muy pocos porfiroclastos, estando las

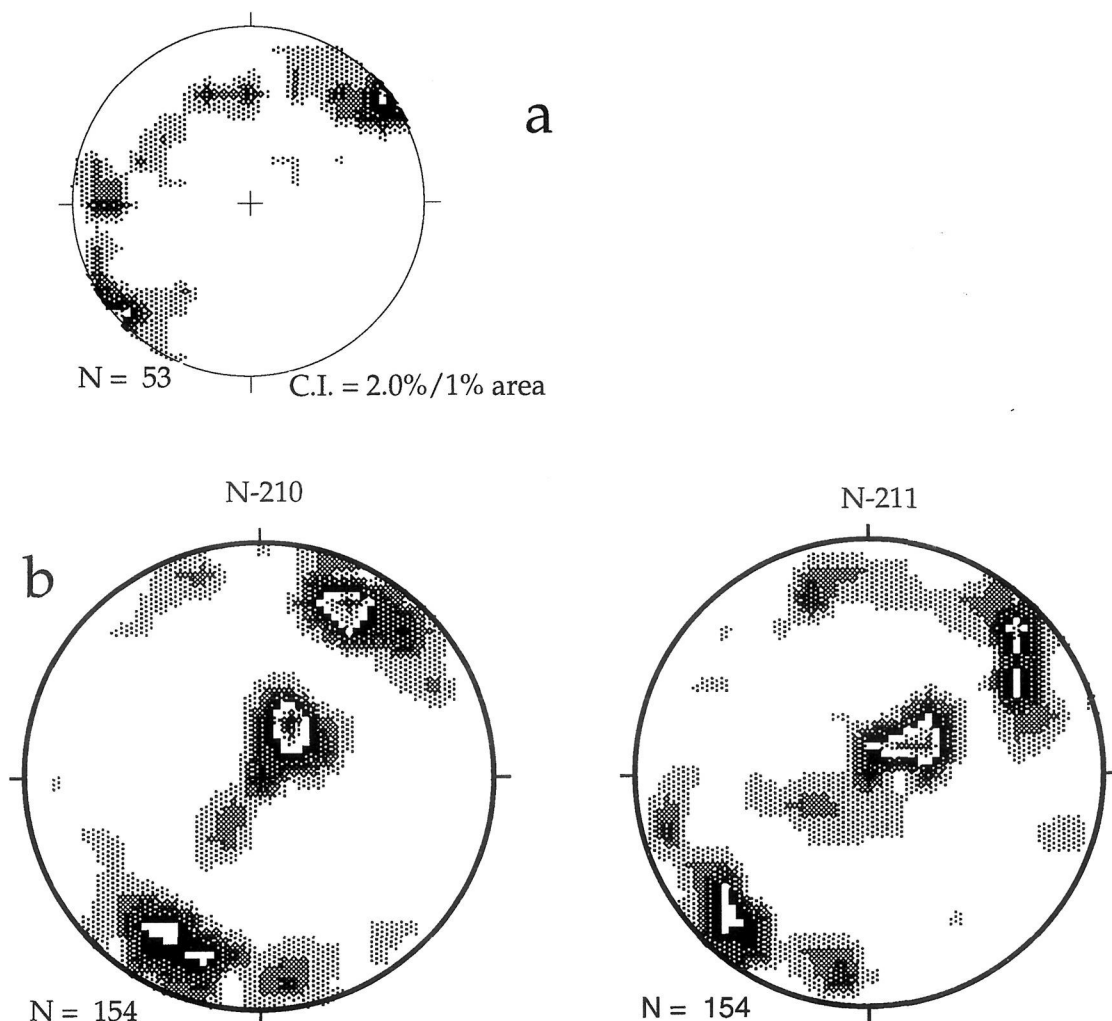


Figura 18: a.-Proyección estereográfica de las orientaciones de los ejes de pliegues intrafoliares de segunda fase en la carretera de Cereza. Falsilla Schmidt, hemisferio inferior. b.-diagramas de orientación de ejes <c> de cuarzo en porfíroides cuarcíticos del antiforme del Narcea. Plantilla Schmidt, hemisferio inferior; intervalos de densidad del 1%. Este a la derecha.

fábricas observadas en el límite entre el campo de las milonitas y de las ultramilonitas. Los porfiroclastos se reconocen como restos de cuarzo con extinciones ondulantes, límites de bajo ángulo, etc. y están generalmente rodeados completamente por subgranos. El conjunto de porfiroclastos y los subgranos que los rodean constituyen cintas de cuarzo. Ocasionalmente se observan dominios con estructuras SC con texturas en mosaico alargado.

Los criterios cinemáticos son poco abundantes en este tipo de rocas, con excepción de las estructuras SC a escala microscópica y la asimetría de las orientaciones cristalográficas preferentes de los ejes $\langle c \rangle$ del cuarzo.

Las orientaciones cristalográficas preferentes de ejes $\langle c \rangle$ del cuarzo medidas en los porfiroides cuarcíticos afectados por la zona de cizalla de Trones, muestran unos máximos similares a los de los neises, con máximos bien definidos próximos a Z y a Y (Fig. 18 b).

3.2.3. CONSIDERACIONES SOBRE LAS ZONAS DE CIZALLA EXISTENTES EN EL SECTOR OCCIDENTAL DEL ANTIFORME DEL NARCEA: CONDICIONES DE LA DEFORMACIÓN Y CINEMÁTICA

La variedad de estructuras existentes en las zonas de cizalla, presupone la existencia de diferencias en el comportamiento de la roca durante la evolución de estas zonas, por lo que tanto los mecanismos de deformación como las condiciones imperantes debieron de variar durante dicha evolución.

Así, los procesos que intervinieron en la génesis de las crenulaciones han sido descritos previamente, mientras que el análisis de los mecanismos implicados en la génesis de rocas miloníticas y filomiloníticas, se pueden abordar de manera conjunta después de la descripción realizada hasta este momento.

Los mecanismos de deformación imperantes en la génesis de las rocas miloníticas y filo-miloníticas son los de deformación intracrystalina, difusión (disolución por presión) y recristalización dinámica.

Los mecanismos de difusión serían los más importantes en los sectores donde las estructuras predominantes son las crenulaciones y los clivajes de crenulación, como ha sido descrito con anterioridad, esto es, funcionando en los sectores más alejados de las superficies de cabalgamiento donde la deformación de las rocas es menor. Este mecanismo podría funcionar también en los estadios últimos de evolución de la cizalla ya que como ha sido descrito previamente existen crenulaciones y clivajes de crenulación afectando a rocas miloníticas y filomiloníticas, en los que se puede observar la actuación de este mecanismo.

Los mecanismos de deformación intracrystalina están bien documentados en las rocas miloníticas y filomiloníticas por la existencia de extinciones ondulantes, límites de bajo ángulo, subgranos, etc. Este mecanismo supone un importante papel en la deformación de estas rocas.

Por último, la recristalización dinámica es la causante de la existencia de una orientación cristalográfica preferente (WHITE, 1976), hecho puesto de manifiesto

por el estudio de las rocas de falla desarrolladas en los distintos tipos rocosos estudiados en este área y que han sido descritas con anterioridad.

La presencia de charnelas de pliegues “desenraizadas”, rodeadas por la foliación filomilonítica, o con ella de plano axial, en las rocas inicialmente pelíticas o arenosas, sugiere la actuación de fenómenos de *buckling* anteriores o simultáneos a la génesis de la foliación milonítica o filomilonítica.

No se observan procesos de cataclasis que hayan afectado a toda la roca; solamente se observan porfiroclastos rotos de minerales que presentan una mayor resistencia a la deformación dúctil, feldespatos fundamentalmente. También se observa, de manera muy local, la existencia de deformación con características cataclásticas afectando a rocas miloníticas y que corresponden a procesos posteriores a la génesis de éstas rocas.

La gran abundancia de cuarzo que se observa en algunos de los sectores, se interpreta en este trabajo como debida a la precipitación de este mineral que se produce en la transición frágil-dúctil tal y como propone LOSH (1989). La fuente del cuarzo existente sería el producido por reacciones de seritización y cloritización como propone este mismo autor.

Partiendo de los mecanismos de deformación que se han descrito se pueden enmarcar las condiciones de desarrollo de estas zonas de cizalla. Según el modelo propuesto por SIBSON (1986) se pueden encuadrar estas rocas posiblemente en las condiciones en que funcionan mecanismos plásticos fundamentalmente, aunque próximos a su límite superior, cerca de las condiciones friccionales. Así las condiciones de deformación corresponderían a 12-17 km. de profundidad, una presión de 3,2 a 5 kb. y una temperatura entre 300^o y 450^o C. Los límites que se obtienen mediante la utilización de este modelo se ajustan a las condiciones metamórficas que se observan en estas rocas durante el desarrollo de esta fase de deformación.

En el Noroeste de la Península Ibérica, FARIAS (1990) propone un modelo evolutivo para la génesis de rocas filoníticas desarrolladas en relación con el Cabalgamiento de Verín. En este modelo, que corresponde a rocas con un poco menor grado metamórfico y menor desarrollo de rocas netamente miloníticas que las que existen en el Antiforme del Narcea, se proponen dos caminos diferentes para obtener las rocas que allí aparecen. En el caso del presente estudio no existen evidencias para pensar que las rocas se puedan producir por el primero de los caminos propuestos por este autor, ya que no se reconocen pruebas de cataclasis previas al desarrollo de la foliación milonítica o filomilonítica. Sin embargo, el segundo de los caminos propuestos, que contempla la actuación desde un principio de mecanismos quasi-plásticos dominantes, resulta adecuado para la génesis de las estructuras observadas en el Antiforme del Narcea. Según este autor, partiendo de una crenulación, originada en los inicios del desarrollo de la fase II, se llegaría a un clivaje de crenulación producido principalmente por mecanismos de difusión intracrystalina. Este mecanismo provocaría la existencia de una disminución del tamaño de grano, que haría posible la actuación de los mecanismos de deformación intracrystalina, lo que provocaría la posibilidad de génesis de fábricas miloníticas y filoníticas. Este proceso se produciría en condiciones asísmicas manteniendo velocidades de deformación bajas.

Como se expuso en el capítulo dedicado a la deformación de fase II en las rocas pelíticas y arenosas, que se encuentra resumido en la figura 12, el mecanismo propuesto por este autor coincide con las observaciones que se realizan en estas rocas. En las rocas graníticas, porfiroides y cuarcitas, no es tan claro por la ausencia de fábricas previas que sean susceptibles de producir crenulaciones. En estas rocas, neises, porfiroides y cuarcitas, el mecanismo de difusión no se reconoce como generador de las fábricas que se observan, mientras que los de deformación intracristalina y recrystalización dinámica se evidencian como los más importantes. Esto supone una limitación al modelo de SIBSON (1986), ya que para distintas litologías los mecanismos de deformación predominantes varían significativamente.

Todos los diagramas de orientación cristalográfica preferente de los ejes $\langle c \rangle$ del cuarzo obtenidos en el conjunto de muestras estudiadas se agrupan en un sólo tipo morfológico que corresponde a guirnaldas centradas en Y, y que son asimétricas respecto a la traza de la foliación. Estas guirnaldas no son continuas sino que los máximos se concentran en varios puntos a lo largo de ellas y que generalmente se sitúan en la periferia del diagrama y, en algunos casos, en la proximidad de Y. El ángulo que forman las guirnaldas con el eje X es por lo general mayor de 60° . Este tipo de guirnaldas no se puede adscribir a los tipos clásicos descritos por LISTER (1977) o LISTER & WILLIAMS (1979), ya que serían formas incompletas de los tipos I de estos autores. Guirnaldas de este tipo pueden encontrarse descritas por CUEVAS (1990) y GALINDO (1990). Además de los máximos principales, situados en la periferia del diagrama, existen máximos menos marcados próximos al eje Y situados en la línea que une los dos máximos principales. La intensidad de los mismos es variable y pueden incluso mostrar variaciones de intensidad en el mismo diagrama a un lado y otro del eje Y. Todas las muestras poseen contenido variable de filosilicatos cuyo efecto es el de hacer menos claras las fábricas de ejes $\langle c \rangle$, lo que no impide generalmente que éstas sean reconocibles (D'ANGELO & TULLIS, 1986).

Como puede observarse en todas las muestras estudiadas, la deformación que originó las fábricas posee componentes de cizalla simple y en todos los casos se observa una componente rotacional que indicaría un sentido de movimiento hacia el Este.

Los patrones obtenidos en estas muestras corresponden a deformaciones intracristalinas del cuarzo donde el sistema preferente de deslizamiento ha sido el basal, como queda evidenciado por los máximos comunes a todas las muestras que aparecen próximos al eje Z y contenidos en el plano XZ. Este tipo de deslizamientos intracristalinos se atribuye a deformaciones desarrolladas en condiciones de baja temperatura.

Además de estos máximos aparecen en todas las muestras deslizamientos que se interpretan habitualmente como romboédricos y también deslizamientos prismáticos en dirección de $\langle a \rangle$. La presencia de estos máximos prismáticos se ha interpretado generalmente como resultado de la existencia de condiciones de alta temperatura durante la génesis de las fábricas; como se verá en capítulos posteriores, esto no concuerda con las observaciones que se hacen con respecto al metamorfismo en este área por lo que hay que buscar su explicación en la disminu-

ción de la temperatura de activación de los deslizamientos prismáticos hasta valores moderados debido a la presencia de elevadas presiones de fluidos (BLACIC, 1975 y LINKER *et al.*, 1984).

En las rocas pelítico-arenosas se observan criterios cinemáticos a escalas mesoscópicas y microscópicas. Como ya se ha citado con anterioridad, las geometrías que se observan en los clivajes de crenulación pueden ser interpretadas como criterio cinemático si están asociadas a la existencia de lineaciones minerales, como sucede en este caso con los clivajes con geometría de clivaje de crenulación extensional. La lineación mineral es indicativa de la dirección de movimiento de la zona de cizalla (BRUNEL, 1983), aunque no indica el sentido; la dirección que se observa partiendo de este criterio es a grandes rasgos Este-Oeste, figura 12, es decir perpendicular al trazado de los cabalgamientos, por lo que presenta ligeras variaciones en su dirección debido al carácter arqueado del mismo.

Aparte de este tipo de criterio cinemático se pueden encontrar otros que indican el sentido de desplazamiento de la zona de cizalla y que, a escala de afloramiento o de muestra de mano, son porfiroclastos rotados y con colas de presión asimétricas desarrollados generalmente en fragmentos de venas de cuarzo. En ocasiones se observan bandas discretas donde se desarrollan estructuras SC de tipo I (LISTER & SNOKE, 1984).

Además de estos criterios se observan pliegues intrafoliares en los que ocasionalmente se pueden reconocer vergencias que indican el sentido de movimiento en estas rocas.

Desde el punto de vista microscópico se observan también criterios cinemáticos de diverso tipo. Además de la existencia de orientaciones cristalográficas preferentes de los ejes $\langle c \rangle$ del cuarzo, que ya han sido descritos se pueden observar otros tipos de criterios. Entre ellos caben destacar, porfiroclastos rotados con colas de presión asimétricas, cintas de cuarzo estiradas y rotadas y ocasionales estructuras SC de tipo I a escala microscópica.

La inmensa mayoría de los criterios cinemáticos que se han reconocido en las rocas miloníticas y filoníticas, indican un sentido de movimiento para estas zonas de cizalla en que el techo se desplaza hacia el Este, o del bloque occidental hacia arriba en los casos en que las zonas de cizalla sean verticales, aunque existan localmente criterios contrarios, hecho muy común en todas las zonas de cizalla. En la figura 19 se muestran las orientaciones y sentidos de los criterios cinemáticos observados en este sector.

Los criterios cinemáticos que se observan en los neises de Pola de Allande son una marcada lineación mineral, indicativa de la dirección de movimiento y la existencia de estructuras SC (tipos I y II), tanto a nivel mesoscópico como microscópico. Estas estructuras constituyen un buen criterio cinemático siendo el único de carácter mesoscópico que se observa en estas rocas, con excepción de muy escasos porfiroclastos en los que pueden observarse colas de presión asimétricas con ayuda de la lupa. A escala microscópica se observan porfiroclastos de feldespato y plagioclasa rotados y con colas de presión asimétricas, feldespatos rotos, despalzados y rotados, y peces de mica.

3.3. DEFORMACIONES TARDÍAS

En las áreas inmediatamente situadas al Oeste del Sector occidental del Antiforme del Narcea (Unidad del Navia) se reconoce una fase de deformación posterior a las descritas hasta el momento, que es conocida en toda la literatura como tercera fase de deformación, cuyas características fundamentales se describieron en la introducción. Es notable que en el área de estudio no se ha reconocido la existencia de esta fase de deformación.

Afectando a las deformaciones descritas existen otras deformaciones locales de menor importancia. Estas deformaciones tardías se manifiestan de forma variada: pliegues de eje vertical que en ocasiones generan un clivaje de crenulación, *kink-bands* subhorizontales y fracturas de carácter frágil que cortan a las estructuras previas del área y que pueden tener pliegues asociados o producir importantes enriquecimientos de cuarzo.

3.3.1. LOS PLIEGUES DEL EJE SUBVERTICAL

Dentro de las deformaciones tardías, destaca la presencia de pliegues de eje vertical que llevan asociado un clivaje de crenulación de plano axial y que se reconoce generalmente en zonas que presentan una intensa fábrica planar previa, en los sectores de las zonas de cizalla donde mejor se ha desarrollado la foliación milonítica. La distribución espacial de estos pliegues se encuentra restringida a una franja de dirección aproximada N30° E. Como puede observarse en esta figura se trata de una banda más o menos regular que se manifiesta en el campo por la presencia de clivajes de escasa intensidad cuya interferencia con los previos provoca la existencia de estructuras tipo lápiz (*pencil structures*) subverticales en los que puede observarse la existencia de crenulaciones y clivajes de crenulación ocasionalmente. El hecho de que estos pliegues sólo se observen en sectores donde las estructuras de fase II están bien desarrolladas complica la interpretación de su

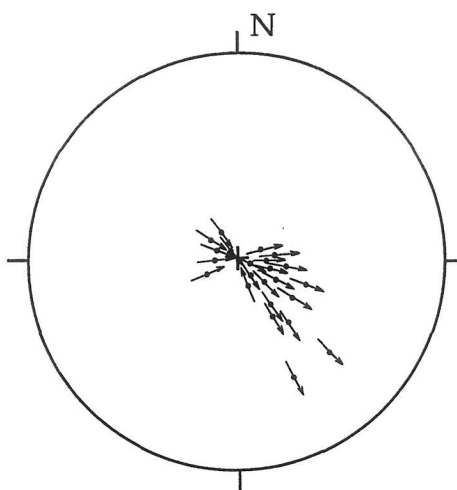


Figura 19: Proyección estereográfica de los criterios cinemáticos observados. La dirección general de transporte es hacia el Este.

significado, ya que su existencia fuera de las zonas de cizalla de fase II sólo ha sido observada esporádicamente, lo que puede indicar la existencia de una relación de los mecanismos que generaron estos pliegues con la actividades tardías de los procesos propios de la fase II. La orientación del clivaje de crenulación asociado a las deformaciones tardías se puede observar en la figura 20a; la orientación de los ejes de pliegues se encuentra en la figura 20b.

Los afloramientos donde se reconocen de manera más evidente estructuras ligadas a esta deformación son: un afloramiento situado en el comienzo de la carretera que conduce a Trones y otro situado a 1km. del comienzo de una pista que parte de Gera hacia el Norte. En otros lugares se reconocen como pliegues, métricos y abiertos.

La mayoría de pliegues que se observan se encuentran en venas de cuarzo que se han desarrollado paralelamente a la foliación de fase II. Debido a irregularidades originales en estas venas, los pliegues pueden presentar geometrías ocasionalmente extrañas.

La geometría de estos pliegues, concretamente las relaciones existentes entre los flancos largos y cortos, indica prácticamente siempre una vergencia hacia el Este. Teniendo en cuenta la disposición subvertical de los ejes, los pliegues se pueden interpretar como producidos por una cizalla subvertical tardía dextrógira. En este sentido, se han interpretado estructuras de carácter netamente frágil que aparecen en rocas paleozoicas del sector más occidental del área de estudio, concretamente en los sectores de San Pedro de Las Montañas y Abaniella (JAHODA *et al.*, 1990), y que tienen asociadas mineralizaciones de oro relacionadas con la intrusión de pequeños cuerpos de rocas plútonicas.

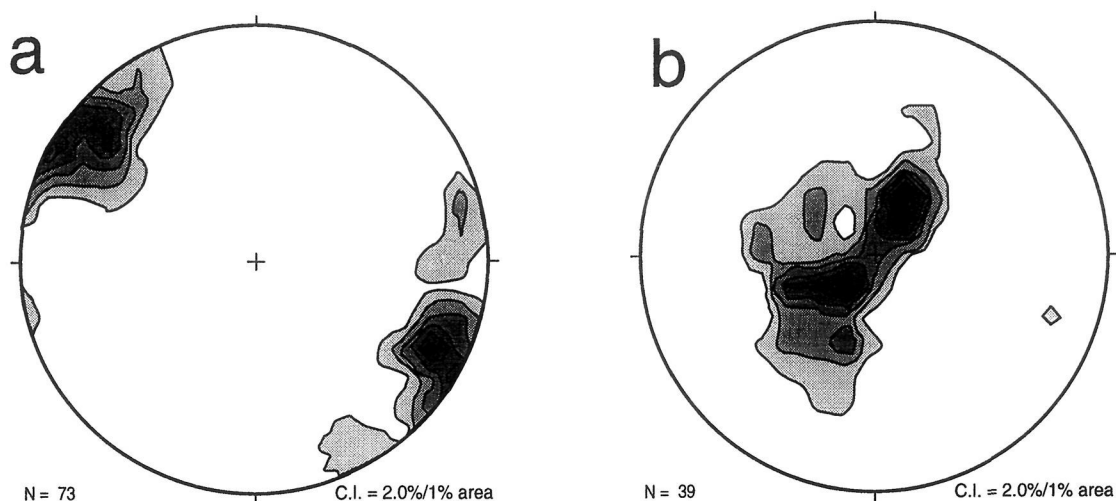


Figura 20: Diagrama de densidad (Falsilla Schmidt, hemisferio inferior) de la orientación de
a.-polos de planos de clivaje tardíos b.-de ejes de pliegues tardíos.

4. EL METAMORFISMO EN EL SECTOR OCCIDENTAL DEL ANTIFORME DEL NARCEA

Las condiciones metamórficas que existieron durante la génesis de la primera fase de deformación fueron de grado bajo, tal y como se desprende de las paragénesis originadas como de la deformación observada en las rocas. La única neoformación (blástesis) de minerales observada es cuarzo, clorita, mica blanca y albita en rocas donde sólo se observa la foliación desarrollada durante esta fase y que ha sido descrita previamente. Las paragénesis se han reconocido mediante la observación microscópica de las rocas, fundamentalmente pelíticas, afectadas exclusivamente por esta fase de deformación, ya que la superposición de otras deformaciones posteriores, originadas en condiciones asimismo de bajo grado, enmascara las paragénesis originales.

Las paragénesis observadas en estas rocas son:

Cuarzo - clorita - mica blanca.

Cuarzo - clorita - mica blanca - albita.

La primera de las paragénesis es la más común de todas y aparece en todo el rango de tipos rocosos de la zona, la segunda es más esporádica y sólo aparece en rocas de carácter porfiroide que son originariamente ricas en plagioclasa. Las albitas aparecen en pequeños porfiroblastos que bien están rodeados por la foliación o la incluyen en forma de pequeñas inclusiones.

No se ha detectado la existencia de biotita generada durante esta fase de deformación ni se han observado variaciones significativas en la intensidad y desarrollo del metamorfismo mediante el análisis óptico, por lo que se deduce que las condiciones fueron relativamente estables durante esta fase de deformación. Sólo es posible decir, como se ha hecho al principio, que se trata de un metamorfismo regional de grado bajo en condiciones posiblemente de esquistos verdes, aunque la inexistencia de rocas básicas impide caracterizar con seguridad dicha facies, ya que las descritas no son necesariamente diagnósticas de la misma para rocas pelíticas y arenosas.

Durante la segunda fase de deformación, las condiciones metamórficas varían ligeramente con respecto a la primera, observándose de forma general la existencia de un gradiente un poco más elevado. Como es lógico, sólo se observa metamorfismo ligado con esta fase de deformación en los sectores donde existen estructuras de la misma, es decir en las zonas de cizalla ligadas a los cabalgamientos existentes en este sector. Las paragénesis que se han observado dependen mucho del tipo de rocas en que se desarrollan.

En las pelitas y areniscas las paragénesis que se observan son:

Cuarzo + Mica Blanca + Clorita + Albita

Cuarzo + Clorita + Albita

Cuarzo + Mica Blanca + Albita

En el neis de Pola de allande las paragénesis que se observan son:

Cuarzo + Microclina + Albita/Oligoclasa + Clorita

Cuarzo + Microclina + Mica Blanca + Tremolita/Actinolita

Además de los minerales descritos en estas paragénesis, existe abundante epidota relacionada siempre con los anfíboles existentes.

Las paragénesis que se observan en las rocas volcanodetríticas son similares a las que se observan en las rocas pelíticas y arenosas, pudiéndose concluir que esta segunda fase se desarrollo en la facies de los esquistos verdes.

Durante las deformaciones tardías sólo se identifican procesos metamórficos durante la génesis de los pliegues de eje vertical que en ocasiones generan una foliación de crenulación en cuyos dominios micáceos pueden formarse clorita y mica blanca.

En lo que se refiere al metamorfismo de contacto en este sector, cabe decir que no se ha detectado con claridad en relación con la intrusión del neis de Pola de Allande, hecho discutido previamente cuando se ha descrito el mismo. Por otro lado, existe el desarrollo de un metamorfismo de contacto relacionado con la intrusión de granitos tardíos, concretamente del de Linares, y que ha sido descrito por GARCÍA DE FIGUEROLA & SUÁREZ (1968), CORRETGÉ (1969) MARCOS *et al.* (1980) y FUENTE PUENTE (1988).

GUTIÉRREZ *et al.* (1990) han descrito la existencia de un metamorfismo de contacto de carácter tardío que no se encuentra ligado a ningún cuerpo intrusivo visible, la aureola de contacto producida se reconoce por la existencia de una recristalización estática del cuarzo, la blástesis de micas, clorita y mica blanca sobreimpuestas a las fábricas previas y en algunos casos, el recrecimiento de anfíboles (en el neis de Pola de Allande). Durante la realización de este trabajo se ha observado cómo la extensión de dicho metamorfismo de contacto es mucho menor y quizás no llegue a desarrollar el grado metamórfico que se describe, corneanas hornbléndicas, más que de una manera muy puntual.

En ocasiones, sobre todo en los neises de Pola de Allande, existen pequeñas biotitas paralelas a la foliación, sobre todo como recrecimientos de biotitas previas, de naturaleza ígnea. La existencia de biotitas que se desarrollan con posterioridad a la foliación parece indicar que existe una actividad térmica posterior a las fases de deformación descritas, que es la que produce el crecimiento de este mineral, pudiendo haberse formado, ocasionalmente de forma mimética en los planos de foliación.

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.; ÁLVAREZ MARRÓN, J. & PULGAR, J.A. (1989): Mapa Geológico de la Parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **18**: 127-135.
- ALONSO, J.L.; ALLER, J.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARQUINEZ, J.; PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1991): *Mapa geológico E 1:200.000 y memoria n° 2 (Avilés)*. Instituto Tecnológico Geominero de España.
- ALLER, J. & BASTIDA, F. (1993): Anatomy of the Mondoñedo Nappe basal Shear Zone (NW Spain). *J. Struct. Geol.*, **15**: 1405-1419.
- 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). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **18**..
- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ORTEGA, E., PABLO MACIÁ, J.G. & PEINADO, M. (1987): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, **II**, **2**: 87-110.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH. & RIBEIRO, A. (1972): Le Precambrien de la Meseta Iberique. *Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc*, **236**: 315-335.
- BARROIS, CH. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord.*, **2(1)**: 630 pp.
- BASTIDA, F. (1980a): Las estructuras de la primera fase de deformación Herciniana en la rama N. de la Zona Asturoccidental Leonesa (N.W. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**: 173-176.
- BASTIDA, F. (1980b): *Las estructuras de la primera fase de deformación Herciniana en la Zona Asturoccidental Leonesa (Costa cantábrica, N.W. de España)*. Tesis Doctoral, Inédita, Universidad de Oviedo, 276 pp.
- BASTIDA, F. (1981): La esquistosidad primaria; una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **11**: 35-54.
- BASTIDA, F. & CASTRO, S. (1987): Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **17**: 67-85..
- BASTIDA, F. & GUTIÉRREZ, G. (1989): Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **18**: 117-125.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Bol. Inst. Geol. Min. 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 n° 75 (Naviego). Instituto Geológico y Minero de España.
- BASTIDA, F., MARQUINEZ, J., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1987): *Esquistosidad, tipos y mecanismos de formación*. Ciclo de Seminarios de Geología estructural, Instituto Geológico y Minero de España, 87 pp.
- BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1987): The Westasturian-Leonese Zone. En: ALONSO, J.L.; ARBOLEYA, M.L.; ARENAS, R.;

- BASTIDA, F.; DÍAZ, F.; FARIAS, P.; JULIVERT, M.; MARQUINEZ, J.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1987): *Foreland vs. Hinterland structures in the Hercynian orogenic belt of northern Spain. Field excursion*, Conference on deformation and plate tectonics, Gijón 1987.
- BASTIDA, F. & PULGAR, J.A. (1978). La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **10**: 75-124.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, **1**: 31-42.
- BLACIC, J.D. (1975): Plastic-deformation mechanism in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, **27**: 271-294.
- BORRADAILE, G. J.; BAYLY, M. B. & POWELL C. MCA. (Eds.) (1982). *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*. Springer Verlag, New York, 551 pp.
- BOSCH, W.J. VAN DEN (1969): Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Med.*, **44**: 137-255.
- BOUCHEZ, J.L. (1977): *Le quartz et la cinématique des zones ductiles*. Tesis Doctoral, Universidad de Nantes
- BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.L. (1978). Le quartz en rubans dans les mylonites, *Bull. Soc. Geol. France*, **XX**, **3**: 253-262.
- BRUNEL, M. (1983). *Etude petro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya. (Nepal Oriental et Himalaya du Nord-Ouest)*, Tesis Doctoral. Universidad de Paris, VII, 381 pp.
- BURG, J.P. (1986): Quartz shape fabric variations and C-axis fabrics in a ribbon mylonite: arguments for an oscillating foliation. *Jour. Struct. Geol.*, **8**: 123-131.
- COMPTE, P. (1937): La serie cambrienne et silurienne du Leon, Espagne. *C.R.Ac.Sc. Paris*, **204**: 604-606.
- CORRETGÉ, L.G. (1969). El complejo ortogneísico de Pola de Allande (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **80** (4):, 289-306.
- CORRETGÉ, L.G. & CARPIO, V. (1968). Los ortoneises básicos de Pola de Allande (Asturias). *Breviora Geol. Asturica*, **12**: 14-16.
- CORRETGÉ, L.G. & SUÁREZ, O. (1991): Igneous rocks of the Cantabrian / Palentian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-GARCÍA (Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 72-79.
- CORRETGÉ, L.G., LUQUE, C. & SUÁREZ, O. (1970): Los Stocks de la zona Salas-Belmonte (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min.*, **81**, 143-145.
- COSGROVE, J.W. (1976): The formation of crenulation cleavage. *J. Geol.Soc. London*, **132**: 155-178.
- CRAIG, J.; FITCHES, W.R. & MALTMAN, A.J. (1982): Chlorite-mica stacks in low strain rocks from central Wales *Geol. Mag.*, **119**: 243-256.
- CRESPO ZAMORANO, A. , (1982): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº76 (Pola de Somiedo) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. Segunda Serie MAGNA. I.G.M.E., 51p.

- CUEVAS, J. (1990): Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujarrides del Tercio central de las Cordilleras Béticas. *Inst Tecn. Geom. España. Spec. Publ.*
- DELL'ANGELO, L. & TULLIS, J. (1986): Textural strain softening in experimentally deformed aplites. *EOS (Am. Geophys. Union Trans.)*, **63**: 438 .
- DENNIS, A.J. & SECOR, D.T. (1987): A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the southern Appalachian Piedmont. *J. Struct. Geol.*, **9**: 809-817.
- DENNIS, A.J. & SECOR, D.T. (1990): On resolving shear direction in foliated rocks deformed by simple shear. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**: 1257-1267.
- DIETRICH, J.H. (1969): Origin of cleavage in folded rocks. *Am. J. Sci.*, **267**: 155-165.
- DURNEY, D.W. (1972): Solution transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature*, **235**: 315-317.
- DURNEY, D.W. (1976): Pressure-solution and crystallization deformation *Phyl. Trans. R. Soc. London*, **283**: 315-317.
- FARBER, A. & JARITZ W. (1964): Die Geologie des Westasturischen Kustengebietes. *Geol. Jahrb.*, **81**: 679-783.
- FARIAS, P. , (1990): *La geología de la región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Nova Terra, **2**: 201 pp.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MARQUINEZ, J.; MARTÍN-PARRA, L.M.; MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R.; PABLO-MACIÁ, J.G. DE & RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. Cienc., Univ. do Porto*, **1**: 411-431.
- FUENTE-PUENTE, D.G., (1988): *Estudio geológico de los alrededores de Linares. Aplicación de la Magnetometría al Análisis de la Fracturación. (Antiforme del Narcea, NW de España)*. Seminario de Investigación Universidad de Oviedo. Inédito. 98 pp.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. & SUÁREZ, O. (1968): Sobre la génesis de los diques porfídicos: pórfidos de Allande-Besullo (Asturias). *Inst. Inv. Geol. Univ. Barcelona*, **22**: 13-24.
- 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.
- GONZÁLEZ MENÉNDEZ L. (1978): *Petrología y química de los porfiroides del Precámbrico del Narcea*, Tesis de Licenciatura, Universidad de Oviedo (Inédita).
- GÓMEZ DE LLARENA, J. & RODRÍGUEZ ARANGO (1948): Datos para el estudio geológico de la Babia baja (León) *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **61**: 72-206.
- GRAY, D.R. & DURNEY, D.W. (1976): A model for cleavage development in crenulated low to medium grade metamorphic rocks. *Abst. 25th Int Geol. Congr. Sydney*. **1**: 122.
- GRAY, D.R. & DURNEY, D.W. (1979): Crenulation cleavage differentiation: implications of solution deposition processes. *J. Struct. Geol.*, **1**: 73-80.
- GREGG, W.J. (1986): Deformation of chlorite-mica aggregates in cleaved psammitic rocks from Islesboro, Maine, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, **8 (1)**: 59-68.
- GRUNER, U. (1976): *Geologie des Falknis-Glegghorn-Gebietes (W-Rhatikon)*. Unpublished. Liz.-Arbeit. Univ. Bern.

- GUILLOPE, M. & POIRIER, J.P. (1979): Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. *J. Geophys. Res.*, **84**: 5557-5567.
- 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. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **15**: 271-279.
- HEREDIA, N. (1984): La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **14**: 65-78.
- HIGGINS, M.W. (1971): Cataclastic rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* **687**: 97 pp.
- HOBBS, B.E. (1968): Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophysics*, **6**: 353-401.
- JAHODA, R., ANDREWS, J.R. & FOSTER, R.P. (1990): Structural controls of Monterroso and other gold deposits in northwestern Spain-fractures, jogs and hot jogs. *Trans. Inst. Min. Metall.*, **8**: B1-B6.
- JULIVERT, M. (1967): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **1**: 59-67.
- JULIVERT, M. (1971a): Decollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain. *Am. J. Sci.*, **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 Française du Pétrole, Paris.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Nw Spain). *Am. J. Sci.*, **73**: 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. I.G.M.E.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. (1971): Mapa Geológico de España E 1:200000 2ª Serie, Hoja nº 9 (Cangas del Narcea). I.G.M.E.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977a): Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 27 (Tineo). I.G.M.E.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977b): Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 51 (Belmonte de Miranda). I.G.M.E.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. & FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **2**: 1-44.
- JULIVERT, M.; & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1967): Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis Herciniana. *Acta Geol. Hispánica*. **2** (5): 107-110.
- KERRICH, R. (1977): An historical review and synthesis of research on pressure solution. *Zbl. Geol. Palaont.*, **1** (5/6): 512-550.

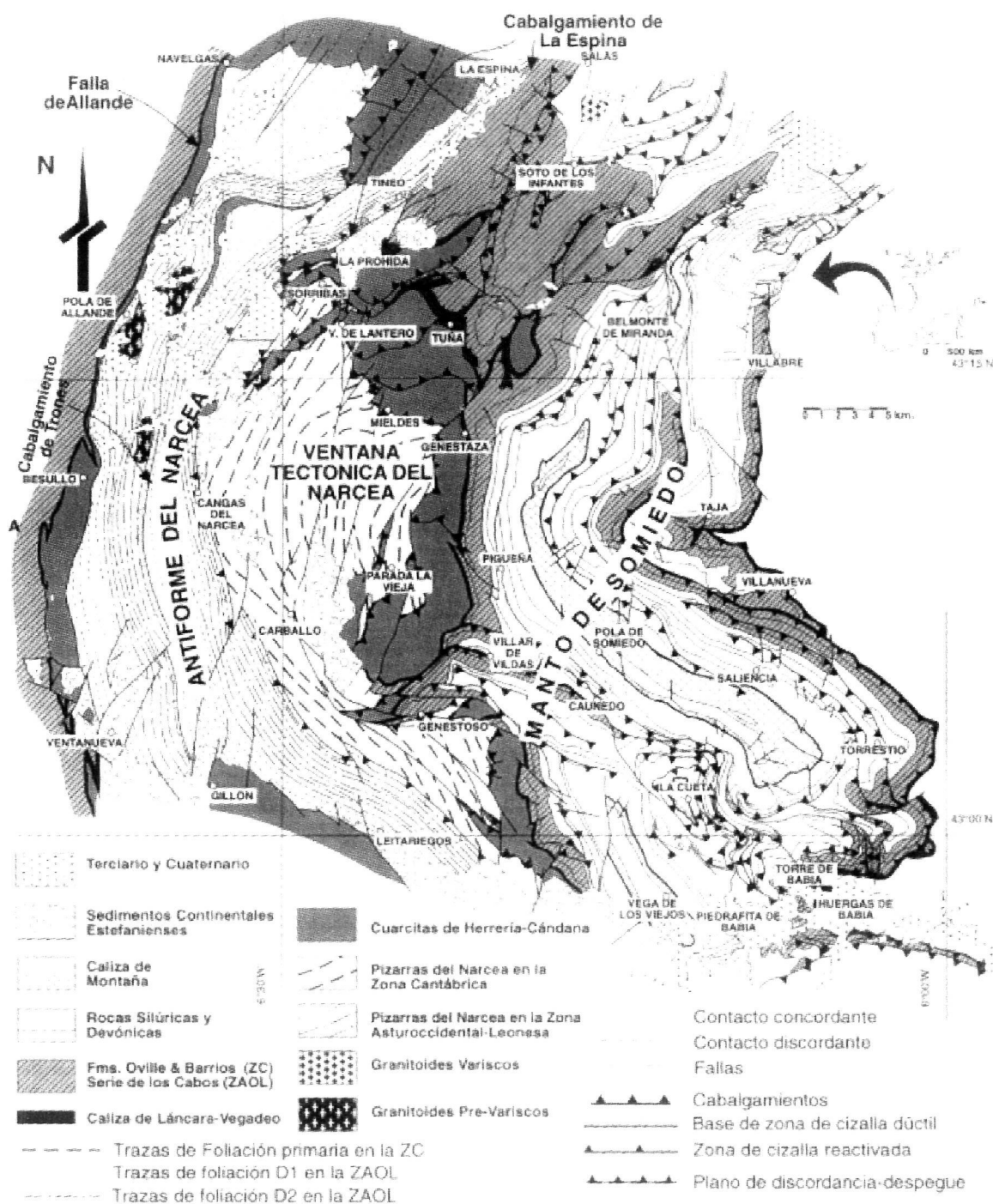
- KERRICH, R. & ALLISON, I. (1978): Flow mechanisms in rocks: Microscopic and mesoscopic structures, and their relations to physical conditions of deformation in the crust. *Geoscience Canada*, **5**: 109-118.
- KNIPE, R.J. & LAW, R.D. (1987): The influence of crystallographic orientation and grain boundary migration on microstructural and textural evolution in an S-C mylonite. *Tectonophysics*, **21**: 1-27.
- KNOFF, E.B. (1931): Retrogressive metamorphism and phyllonitization. *Am. J. Sci.*, **21**: 1-27.
- LAW R.D., KNIPE, R.J., & DAYAN, H. (1984.). Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from Moine Thrust Zone at Loch Eriboll, northwest Scotland, *J. Struct. Geol.*, **6**: 477-497.
- LINKER, M.F., FIRBY, S.H., ORD, A. & CHRISTIE, J.M. (1984): Effects of compression direction on the plasticity and rheology of hydrolitically weakened synthetic quartz crystals at atmospheric pressure. *J. Geophys. Res.*, **89**: 4241-4255.
- LISTER, G.S. (1977). Discussion: Crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear, *Tectonophysics*, **39**: 51-54.
- LISTER, G.S & SNOKE, A.W., (1984): S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**: 617-638.
- LISTER, G.S & WILLIAMS, P.F. (1979). Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.*, **1**: 283-297.
- LOSH, S. (1989): Fluid-rock interaction in an evolving ductile shear zone and across the brittle-ductile transition, Central Pyrenees, France. *Am. J. Sci.*, **289**: 600-648.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, **6**, 78-92. Trad por J.M. RIOS: Observaciones respecto a la division de los variscides de la meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, **5**: 149-166.
- LOTZE, F. (1956): Das Prakambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Palaont.*, **8**: 373-380.
- LOTZE, F. (1957). Zum Alter nordwestspanischer Quartzit-Sandstein-Folgen. *N. Jb. Geol. Palaont.*, **10**: 464-471.
- LLOPIS-LLADÓ, N. & SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.M., (1961): Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias. *Breviora Geol. Astúrica*, **5 (3-4)**: 51-72.
- LLOPIS-LLADÓ, N. & MARTÍNEZ, J.A., (1961): Reseña crítica de "El precámbrico en España" por F. Lotze. *Breviora Geol. Astúrica*, **5 (1-2)**: 48-51.
- MALLADA, L. & BUITRAGO, J. (1878): La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica: España. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, **5**: 177-194.
- 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). I.G.M.E.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1980): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Luarca (11) 2ª serie (MAGNA). I.G.M.E. Madrid.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A., (1980): Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 26 (Boal). I.G.M.E.
- MARCOS, A., (1968): La tectónica de la unidad de La Sobia - Bodón. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **2**: 59-81.
- MARCOS, A., (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **6**: 3-113.

- MARLOW, P.C. & ETHERIDGE, M.A., (1977): Development of a layered crenulation cleavage in mica schists of the Kamantoo group near Macclesfield, South Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**: 873-882.
- MARTÍN PARRA, L.M. (1989): Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000. Hoja nº 128 (RIELLO). I.G.M.E. Madrid.
- MARTÍNEZ, F.J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A. ARBOLEYA, M.L. & GIL IBARGUCHI, J.I. (1988): Structural and thermal evolution of high grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. J. Sci.*, **288**: 969-996.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ J.A., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. & TORRES ALONSO, M., (1975): Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 28 (Grado). I.G.M.E. Madrid.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., (1985): *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental Leonesa)*. Corpus Geologicum Gallaeciae, (Segunda Serie) **II**: 291 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HACAR, M.P., VILLAR, P., PÉREZ-ESTAÚN, A. & GONZÁLEZ LODEIRO, F., (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geol. Rundschau*, **81** (2): 545-560.
- MATTE, P., (1967): Le Precambrien 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., (1968): La structure de la virgation Hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Geol. Alpine*, **44**: 1-128.
- MATTE, P., (1968): Precisions sur le Precambrien superieur schisto-gresex de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements precambrienes du Nord-Ouest de l'Espagne. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.* (2ª Serie). **10**: 205-211.
- MCCLAY, K.R., (1977): Pressure solution and Coble creep in rocks. *J. Geol. Soc. London*, **134**: 57-70.
- MEANS, W.D. (1981): The concept of steady state foliation. *Tectonophysics*, **78**: 179-199.
- NAVARRO, D., (1982): Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 101 (Villablino). I.G.M.E. Madrid
- NICHOLSON, R. (1966): Metamorphic differentiation in crenulated schists. *Nature*, **20**: 68-69.
- PARGA, J.R. & LUQUE, C. (1971): Las series de Cámbrico Inferior y Eocámbrico de la Cordillera Cantábrica. *Bol. I.G.M.E.*, **82/84**: 310-320.
- PARGA, J.R. & VEGAS, R. (1972): Problems and discussions on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula) *Geol. Rundschau.*, **61**: 44-69.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1962): Probable área precámbrica al NO de León. *Not. Com. I.G.M.E. Madrid*, **67**: 71-80.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1969): Hoja nº128 (Riello) del Mapa Geológico Nacional a Escala 1:50.000 (1ª Serie). I.G.M.E. Madrid
- PELLO, J., (1972): *Estudio Geológico de la Región Central de Asturias*. Tesis Doctoral Inédita. Univ. Oviedo
- PELLO, J., (1976): Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 52 (Proaza).

I.G.M.E. Madrid

- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1971): La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Breviora Geol. Astúrica*, **15** (1): 7-13.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1973): Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea. *Breviora Geol. Asturica*, **17** (1): 5-16.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. I.G.M.E. Madrid*, **92**: 149 pp.
- 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. & MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, F.J. (1978): El precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector Tineo-Cangas del Narcea. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **8**: 367-375.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. & MARCOS, A. (1981): La formación Agueira en el sinclinal de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **11**: 135-145.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J.L., MARQUINEZ, J., ALLER, J.; ÁLVAREZ MARRÓN, J.; MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1988) A thin skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Iberoarmorian Arc). *Tectonics*, **7** (3): 517-537.
- PLATT, J.P. (1984): Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, **6**: 439-442.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, **2**: 397-410.
- POIRIER, J.P. & NICOLAS, A. (1975): Deformation-induced recrystallization by progressive misorientation of subgrain boundaries, with special references to mantle peridotites. *J. Geol.*, **83**: 707-720.
- PULGAR, J.A. (1980 a): Las fases de replegamiento Hercinianas en la Zona Asturoccidental Leonesa (N.W. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**: 165-171.
- PULGAR, J.A. (1980 b): *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Zona Asturoccidental Leonesa (Cord. Hercínica, N.W. España)*. Tesis Doctoral, Inédita, Universidad de Oviedo.
- PULGAR, J.A. (1981): La disolución por presión y el desarrollo del bandeo tectónico meso y microscópico en rocas metapelíticas de bajo grado del NW de España. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **11**: 147-158.
- RUIZ, F. (1971): Geología del Sector Norte del Anticlinorio del Narcea. *Breviora Geol. Astúrica*, **15**: 39-46.
- SCHULZ, G., (1858): *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*, José Gonzalez Imp., 138 pp.
- SIBSON, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, **133**: 191-213.
- SIBSON, R.H.. (1983): Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc. London*, **140**: 741-767.
- SIDDANS, A.B.W. (1972): Slaty ceavage - A review of research since 1815. *Earth Sci. Rev.*, **8** (2):, 205-232.

La estructura del antiformal del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la zona Cantábrica. Parte I: El Sector Occidental.



ANEXO 1: 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 ZAMAORANO, 1986); La Plaza (TRUYOLS et al., 1982); Degaña (MATAS et al., 1982); Villablino (NAVARRO, 1982) y Barrios de Luna (SUÁREZ et al., 1990); & trabajos previos de JULIVERT et al., 1968; MARCOS, 1973; BASTIDA et al., 1984; GUTIÉRREZ-ALONSO, 1987; BASTIDA & CASTRO, 1988; BASTIDA & GUTIÉRREZ-ALONSO, 1989; ALONSO, 1989 y GUTIÉRREZ-ALONSO & VILLAR, 1990.

- SITTER, L.U. DE (1961): Le Précambrien dans la Chaîne Cantabrique. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, **1961 (9)**: 253 pp.
- 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). I.G.M.E. Madrid.
- SUÁREZ, O. (1967): Datos petrológicos sobre los diques ácidos de Besullo, (Asturias). *Not. y Com. I.G.M.E. Madrid*, **101-102**: 57-72.
- SUÁREZ, O. (1971): Petrología de los afloramientos graníticos de Linares (Pola de Allande, Asturias). *Est. Geol.*, **2**: 27-43.
- SUÁREZ, O.; CORRETGÉ, L.G. & MARTÍNEZ, F.J., (1991): *Distribution and characteristics of the Hercynian Metamorphism*. In: DALMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 129-133, Springer-Verlag.
- SUÁREZ DEL RÍO, L.M. & SUÁREZ, O., (1976): Estudio petrológico de los porfíroides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias). *Est. Geol.*, **32**: 53-59.
- SUESS, E., (1885): *Das Antlitz der Erde*. 3 Vol., F. Tempsky, Viena.
- TOYOS, J.M., 1988. *Estructura del extremo noroccidental del Manto de Correcilla (Zona Cantábrica, NW España)*. Mem. Sem. Invest., Univ. Oviedo, 41 pp.
- TROUW, R., (1973): Structural Geology of the Marsfjallen area, caledonides of Vasterbotten, Sweden. *Sver. Geol. Unders*, **67**: 1-115.
- UGIDOS, J.M. (1980a): El sill Gabroico-albítico al SO de Besullo (Cangas de Narcea, Asturias) y su diferenciación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**: 33-42.
- UGIDOS, J.M. (1980b): El dique de Irrondo de Besullo (Cangas de Narcea, Asturias). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**: 43-51.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics. *Liverp. Manch. Geol. Journal*. **2**: 503-567.
- WALKER, R.G. (1978): *Facies Models*, 2nd edition. Ed; R.G. WALKER. Geol. Ass. Canada Publ.
- WEEIJERMARS, R & RONDEEL, H.E. (1984): Shear band foliation as an indicator of sense of shear: Field observations in Central Spain. *Geology*, **12**: 603-606.
- WHITE, S. H. (1975): Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contr. Miner. Petrol.* **50**: 287-304.
- WHITE, S. H. (1976): The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanism in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc.*, **A 283**: 203-213.
- WHITE, S. H.; BUROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J. (1980): On mylonites in ductil shear zones. *J. Struct. Geol.*, **2**: 175-187.
- WHITE, S. H. & KNIPE, R.J., (1978): Microstructure and cleavage development in selected slates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**: 165-174.
- WILLIAMS, P.F. (1972): Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. Sci.*, **272**: 1-47.
- WOOD, D.S. (1974): Current views of the Development of slaty cleavage. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, **2**: 369-401.
