



Universidad de Oviedo
Facultad de Geología

**Geología del área situada entre Peña Ubiña y
el puerto de La Cubilla (Zona Central de la
Cordillera Cantábrica)**

*Tesis de Máster Oficial
en Recursos Geológicos y Geotecnia*

Iker Martínez Abad

Diciembre del 2007

El Dr. Juan Luís Alonso Alonso, profesor titular del Área de Geodinámica Interna de la Universidad de Oviedo, certifica que ha dirigido y revisado la Tesis de Máster titulada: “*Geología del área situada entre Peña Ubiña y el puerto de La Cubilla*”, realizada por D. Iker Martínez Abad, y autoriza su presentación a los efectos oportunos.

El Dr. Agustín Martín Izard, director del “*Máster Oficial en Recursos Geológicos y Geotecnia*” de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, otorga el Vº Bº a esta Tesis de Máster y autoriza su presentación.

Dr. Juan Luís Alonso Alonso

Dr. Agustín Martín Izard

Oviedo, Diciembre 2007

Resumen:

Este trabajo muestra la geología del área situada entre el macizo de Peña Ubiña y el puerto de La Cubilla, en la parte central de la Cordillera Cantábrica. Desde el punto de vista geológico, la mayor parte del área estudiada se ubica en el Manto de Bodón, dentro de la Zona Cantábrica.

Con motivo de actualizar las cartografías geológicas previas, se ha elaborado un mapa geológico a escala más detallada 1:10.000, que ha hecho posible la revisión de la sucesión estratigráfica y las estructuras tectónicas representadas en mapas anteriores.

Desde un punto de vista estratigráfico, el área estudiada contiene rocas sedimentarias de edad Paleozoica, Mesozoica (hasta ahora desconocidas) y Cuaternaria. Se ha asignado a la Formación Naranco la sucesión terrígena situada por encima de la Formación Moniello, actualmente interpretada como formaciones Nocedo y Ermita del Devónico Superior, ya que presenta una composición litológica similar a la presente en otras secciones de la Formación Naranco de la vertiente asturiana de la Cordillera Cantábrica, y se acuña hacia el E, hasta su desaparición al E del puerto de La Cubilla, como consecuencia de la discordancia del Devónico Superior. Por otro lado, se ha descrito la estratigrafía de la Formación Moniello, que corresponde al dominio paleogeográfico con facies “tipo Las Ventas”, si bien presenta gran similitud con su equivalente lateral, más marginal, que ha sido denominado Formación Caldas. Además, se ha identificado un nuevo y aislado afloramiento de facies Utrillas (Cretácico), situado discordantemente sobre las formaciones Valdeteja y San Emiliano del Carbonífero Superior y localizado al Sur de Peña Ubiña Pequeña y Peña Cerreos. Por otro lado, se han diferenciado cartográficamente por primera vez en el área estudiada las formaciones Barcaliente y Valdeteja.

Desde el punto de vista tectónico, las estructuras geológicas principales del área son el cabalgamiento de Bodón, dos sistemas de pliegues y una gran fractura, la Falla de León, con estructuras asociadas.

El cabalgamiento de Bodón pone en contacto la Formación Láncara del Manto de Bodón con las rocas carboníferas de la Cuenca Carbonífera Central. Su traza se encuentra deformada por un pliegue antiformal y una falla con desplazamiento inverso oblicuo, asociado a dicho pliegue.

Se han distinguido dos sistemas de pliegues y caracterizado sus elementos geométricos. Uno de ellos consiste en pliegues reclinados con trazas axiales en dirección NE-SO y fuerte inmersión de sus ejes hacia el NO. El otro sistema presenta pliegues derechos con trazas axiales en dirección NO-SE y fuerte inmersión de sus ejes hacia varias direcciones, principalmente al ONO y SE.

Las superficies plegadas muestran geometrías redondeadas o angulosas dependiendo de las características del “multilayer” o secuencia estratigráfica, indicando un desarrollo de los pliegues mediante proceso de “buckling”. Así, estos pliegues muestran una geometría concéntrica con charnela redondeada excepto para la Formación Moniello, que presenta geometría angular en caja o policlinal. El tránsito entre ambas morfologías se produce mediante pliegues despegados en el miembro superior del Grupo de La Vid.

La falla de León representa el límite N y O de la zona de estudio. A lo largo de ella no se ha podido medir ningún elemento cinemático que esclarezca su movimiento. No obstante, al SE de Peña Ubiña se han identificado diversas fallas inversas menores que se bifurcan de la falla principal, falla de León, y que pueden considerarse asociadas a la misma. Una de estas fallas cobija la sucesión cretácica, proporcionando información sobre el levantamiento y papel estructural del basamento varisco en esta área durante la orogenia alpina. Así, esta falla es la responsable de que el macizo de Peña Ubiña (2417 m) constituya uno de los relieves más elevados de la Cordillera Cantábrica, presentando un levantamiento de 400 m por encima del nivel regional de cumbres.

Abstract:

This work shows the geology of the area located between the Ubiña Peak and La Cubilla Pass, in the central part of the Cantabrian Mountains. From the geological point of view, it belongs to the Bodón Nappe, this is a decollement nappe located in the Cantabrian Zone, the most external part of the Variscan orogen in NW Spain.

With the aim of update previous geological maps, a geological map in a 1/10.000 scale has been made. For the first time in the study area, the Barcaliente and Valdeteja formations have been mapped, instead of the Mountain limestone stratigraphic unit of previous geological maps.

From the stratigraphic point of view, the study area contains sedimentary rocks of Paleozoic, Mesozoic (unknown until now) and Quaternary age. The terrigenous rocks located above the Moniello Formation has been assigned to the Naranco Formation, nowadays attributed to the Nocedo and Ermita formations of Upper Devonian age, since its lithological composition looks similar to other sections of the Naranco Formation in the Asturian Cantabrian Mountains slope, and it displays a wedge shape towards NE, until its disappearance east of the “La Cubilla” pass as a consequence of its truncation by unconformable Upper Devonian formations. On the other hand, the stratigraphy of the Moniello Formation has been described, it belongs to the marginal paleogeography domain called “Las Ventas type”. However, it shows a greater similarity to the more marginal facies of the Caldas Formation. Its also features a new and isolated outcrop of Cretaceous rocks. These are unconformable over the Valdeteja and San Emiliano formations, south of the “Ubiña Pequeña” Peak and the “Cerreos” Peak.

From the tectonic point of view, the main geologic structures in the study area are the Bodón thrust fault, two fold systems and a mayor fracture, the León Fault, which displays minor related faults.

The Bodón thrust fault carried the Láncara Formation of the Bodón Nappe over the Carboniferous rocks of the Carboniferous Central Basin. This thrust is deformed by an antiformal fold and an oblique reverse fault.

The geometric elements of the folds in the study area have been characterized. Two fold systems have been recognized, one of them consist of reclined folds with axial traces of NE trend and steeply plunging of their axes towards NW. The other fold system contains upright folds with axial traces of NW trend and axes plunging towards

WNW or SE. The folds show rounded or angular geometries depending on the multilayer features, indicating that the development of the folds is the result of buckling processes. Hence, these folds show a concentric geometry with rounded hinge except for the Moniello Formation, that shows angular geometry with box or policlinal folds. The transition between both rounded and angular shapes is achieved by means of detachment levels (the upper member of the La Vid Group).

The León fault represents the northern and western border of the study area. It has not been possible to find kinematic criterias to clarify its movement. However, several minor reverse faults have been identified on the south-east of the Ubiña Peak. They are branched off the main fault, the León Fault, and they can be considered related to it. One of these faults overrides the Cretaceous succession, providing information of the uplift and structural imprint of the Variscan basement during the Alpine times. Thus, due to this fault, the Ubiña Massif (2417 ms) constitutes one of the highest reliefs of the Cantabrian Mountains, displaying an uplift of 400 m above the regional summit level.

ÍNDICE:

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Situación Geográfica	1
1.2 Objetivos.....	3
1.3 Metodología.....	3
1.4 Contexto Geológico.....	4
1.4.1 Situación Geológica.....	4
1.4.2 Estructura de la Zona Cantábrica	6
1.5 Antecedentes.....	7
2. ESTRATIGRAFÍA	8
2.1 Paleozoico.....	8
2.1.1 Formación Láncara	8
2.1.2 Formación Oville	10
2.1.3 Formación Barrios	11
2.1.4 Formación Formigoso	11
2.1.5 Formación Furada.....	12
2.1.6 Grupo La Vid.....	14
2.1.7 Formación Moniello	16
2.1.8 Formación Naranco	18
2.1.9 Formación Baleas	21
2.1.10 Formación Alba	22
2.1.11 Formación Barcaliente.....	22
2.1.12 Formación Valdeteja	23
2.1.13 Formación San Emiliano	25
2.1.14 Grupo Lena.....	26
2.2 Mesozoico.....	28
2.3 Cuaternario	30

3. TECTÓNICA	32
3.1 Cabalgamiento de Bodón	32
3.2 Pliegues.....	33
3.2.1 Pliegue “El Quempu-Valle de Riotuerto”	33
3.2.1.1 Fallas asociadas al Pliegue “El Quempu-Valle de Riotuerto”	36
3.2.3 Pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza de Arriba”	41
3.2.4 Pliegue de Peña Ubiña Pequeña	43
3.2.5 Significado tectónico de los pliegues en el área estudiada:.....	44
3.3 Falla de León	45
3.3.1 Fallas menores asociadas a la Falla de León	46
3.3.2 Disposición estructural de la sucesión cretácica	47
3.3.3 Implicaciones tectónicas y geomorfológicas.....	48
4. CONCLUSIONES	49
5. AGRADECIMIENTOS	51
6. BIBLIOGRAFÍA	52
ANEXO1: Datos de buzamiento tomados en campo.....	59

Tablas

Tabla I y II: Datos estructurales recopilados para el tramo “El Quempu-Vega Candioches”	34
Tabla III: Datos estructurales del tramo “Vega Candioches- El Estrecho”	35
Tabla IV,V,VI: Datos estructurales del sector A, B y C del tramo policlinal de “El Estrecho”	35 y 36
Tabla VII y VIII: Datos estructurales del pliegue de Peña Cerreos.	40
Tabla IX: Datos estructurales del tramo al norte de El Quempu del pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza”	41
Tabla X: Datos estructurales del tramo al sur de Tuiza de Arriba.	41
Tabla XI: Datos estructurales del sector A, B y C del tramo policlinal del Pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza de Arriba”	42 y 43
Tabla XII: Datos estructurales del sector B, del tramo policlinal del Pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza de Arriba”	43
Tabla XIII: Datos estructurales del sector C, del tramo policlinal del Pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza de Arriba”	43
Tabla XIV: Datos estructurales del pliegue de Peña Ubiña Pequeña.	44

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Situación Geográfica

La zona de estudio se encuentra situada en la parte central de la Cordillera Cantábrica, entre la provincia de León y el Principado de Asturias, dentro del macizo de Las Ubiñas y el espacio natural del valle de San Emiliano (Fig. 1a, b).

Se extiende entre las coordenadas UTM 4764000 y 4768500 N, y las 259000 y 264500 E (zona 30, European datum 1950). Limita al norte con la localidad de Tuiza de Arriba, al sur con el refugio “Casa Mieras”, al este con la localidad de “El Quempu” y al oeste con la cumbre de Peña Ubiña, abarcando un terreno aproximado de 20 km², 14 de los cuales pertenecen al concejo asturiano de Lena y 6 al término municipal leonés de San Emiliano (Fig.1c).

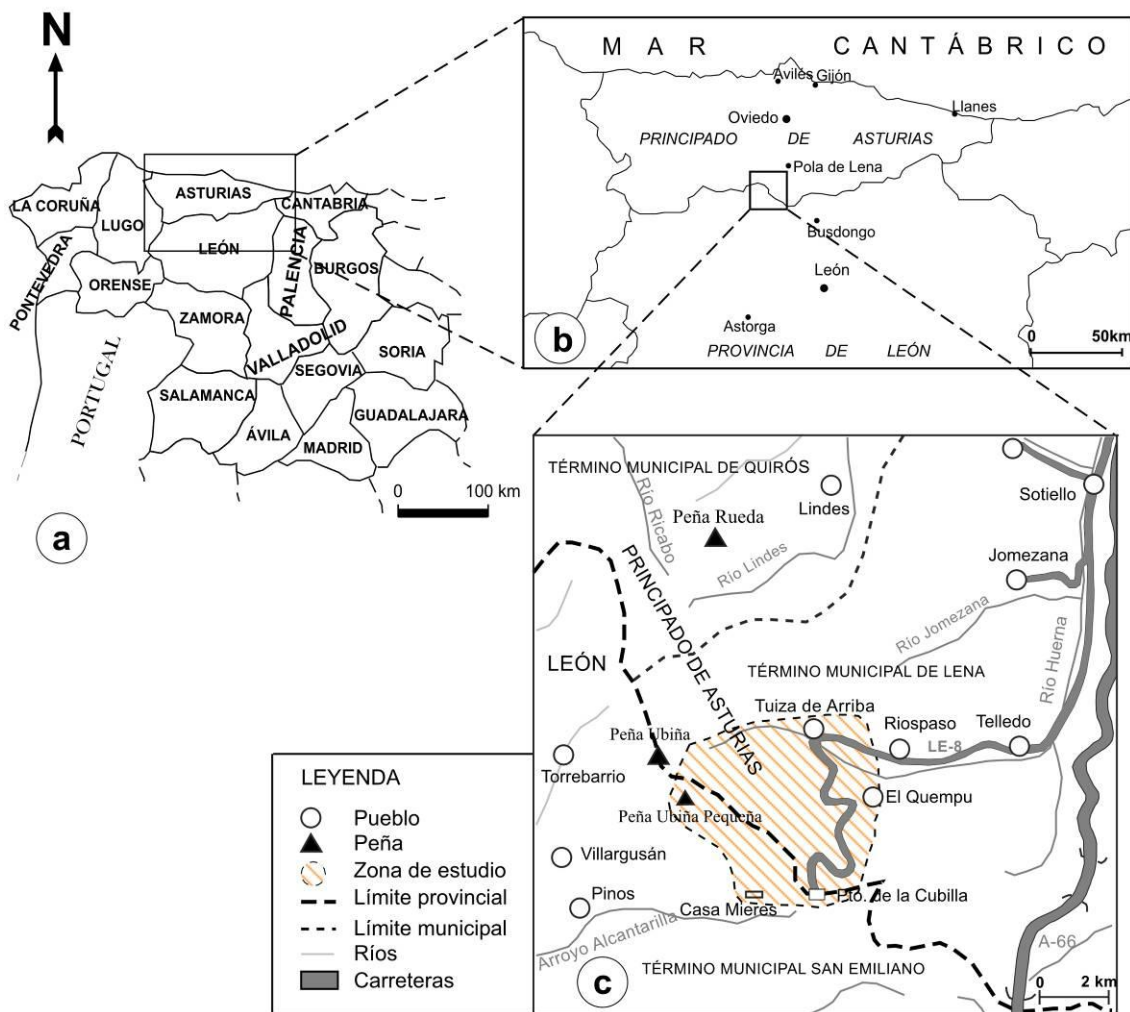


Fig.1 Situación Geográfica de la zona de estudio

El macizo de Peña Ubiña, tras los Picos de Europa, representa uno de los principales sistemas montañosos de la Cordillera Cantábrica, llegando a alcanzar alturas superiores a 2400 m (Peña Ubiña y Picos del Fontán, al oeste del área estudiada).

El cordal montañoso principal toma una dirección SE-NO y hace de divisoria de aguas entre Asturias y León. Al norte, entre los concejos de Quirós y Lena, esta tarea la desempeña un segundo cordal situado perpendicularmente al anterior (Fig. 1c).

El río Huerna forma parte de una de las cuatro cuencas hidrográficas principales de la vertiente asturiana del macizo. Junto al río Jomezana, transcurren por el territorio lenense adoptando una dirección E-O y uniendo sus aguas a la cuenca del Caudal. La parte de Quirós es drenada por los ríos Lindes y Ricabo, que separados por el macizo rocoso de Peña Rueda corren en dirección N para sumar sus aguas a las del Trubia. Las aportadas por la ladera poniente del macizo, en la Babia leonesa, son absorbidas por el arroyo Alcantarilla y descargadas en el río Torrestío, tributario del Luna (Fig.1c).

Topográficamente, el área estudiada se encuentra comprendida entre los 1130 y 2100 m de altura. En el SO se encuentra la cota más elevada, Peña Ubiña Pequeña (2196 m) (Fig. 2). Este elevado rango de altitudes y la variedad de sustratos calcáreos y silíceos, da lugar a una notable diversidad vegetal, siendo los bosques de hayedos los más extensos. A medida que la altitud aumenta, la vegetación dominante es la característica del piso subalpino. En áreas silíceas, crestones y pedreros aparecen cubiertos de matorrales de enebro rastrero, arándano y brecina. Sin embargo, en los sustratos calizos junto al enebro aparecen la gayuba y la laureola.



Fig. 2 Foto de la zona de estudio desde el E del puerto de La Cubilla, mostrando las laderas orientales de las peñas principales y la carretera de acceso al puerto citado.

Como hechos históricos representativos de la zona, cabe destacar los vestigios de la guerra civil en estos parajes. En zonas de fuerte relieve desde el puerto Ventana hasta el de La Cubilla, aún se mantienen en pie varios nidos de ametralladora y búnkeres cuyo objetivo fue controlar el paso entre León y Asturias. Otro hecho histórico lo constituye el levantamiento del refugio “Casa Mieres”, a consecuencia de que en 1925 el Ayuntamiento de Mieres se viera obligado a adquirir siete puertos situados en el término municipal de San Emiliano, ya que los tribunales de justicia negaron que su ganado pudiera pastar en el vecino término municipal de Lena. Este refugio, junto al levantado por el Centro Cultural y Deportivo Mierense en 1967 en la Vega de Meicín (Al oeste de Tuiza de Arriba), hicieron aumentar la actividad montañera en la zona.

1.2 Objetivos

El objetivo genérico de este trabajo ha sido actualizar las cartografías geológicas previas de esta zona, caracterizada por una serie de condicionantes geográficos (relieve acusado, altitudes superiores a 2000 m, etc.) que dificultan la labor cartográfica. Se ha elaborado una nueva cartografía geológica a escala 1/10.000, más detallada que las anteriores, que incluye ciertos aspectos como pueden ser: la diferenciación cartográfica de las Formaciones Barcaliente y Valdeteja y la resolución de problemas estructurales entre la zona de Peña Ubiña y el puerto de La Cubilla.

1.3 Metodología

El trabajo de campo se llevó a cabo entre Julio del 2006 y Junio del 2007. Según la metodología tradicional, en el estudio de los distintos afloramientos se empleó martillo, lupa y ácido clorhídrico (HCl). A lo largo de la zona de estudio se midieron a escala de afloramiento diversos elementos estructurales con una brújula *Silva Ranger*. Estos datos se situaron geográficamente mediante el sistema de posicionamiento global (GPS) *Garmin 12*.

La elaboración del mapa geológico se llevó a cabo mediante el sistema de información geográfica *ArcGIS-ArcMAP 9.2*. Se utilizaron como base hojas de la cartografía digital 1/10.000 del Principado de Asturias y de la Provincia de León. La extracción de los datos almacenados en el GPS se realizó con el programa *Garmin Mapsource*. En el tratamiento mediante sistema de proyección de los elementos estructurales (ejes, estrías y planos de falla) se utilizó el programa *StereoNett 2.46*. En

el diseño y creación de ilustraciones (Figuras, cortes geológicos y columnas estratigráficas) el programa empleado fue *Freehand Mxa*.

1.4 Contexto Geológico

1.4.1 Situación Geológica

En el Noroeste peninsular, el macizo Ibérico incluye rocas del Precámbrico al Carbonífero superior y constituye la rama sur del denominado Arco Ibero-Armoricano de la Cadena Varisca Europea. Su estructura fue principalmente adquirida durante la Orogenia Varisca, aunque posteriormente, durante el Ciclo Alpino, se produjo el retoque de algunas estructuras y el levantamiento de la actual Cordillera Cantábrica. Lotze (1945) estableció la primera división del Macizo Ibérico en seis zonas atendiendo a criterios estructurales, estratigráficos y/o metamórficos. Posteriormente, se redujeron a cinco (Julivert *et al.*, 1972) y más recientemente se modificaron ligeramente los límites entre las mismas (Arenas *et al.*, 1986; Farias *et al.*, 1987). Actualmente queda dividido en: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona Centroibérica, Zona de Galicia-Trás-os-Montes, Zona de Ossa-Morena y Zona Sudportuguesa (Fig.3).

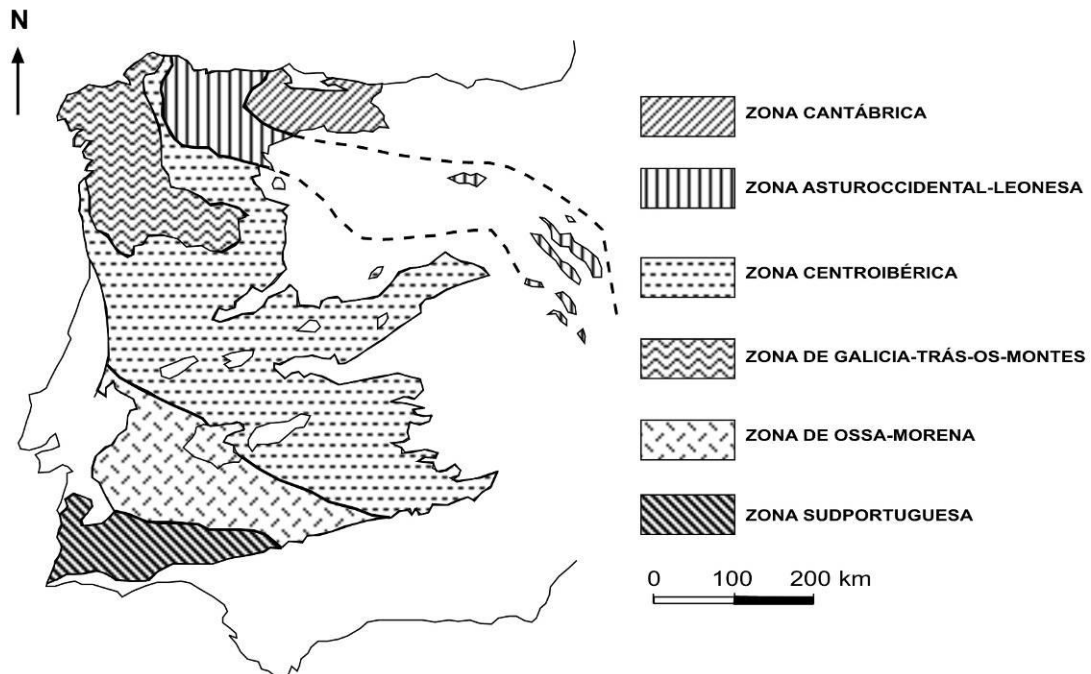


Fig. 3 Esquema simplificado de la división en zonas del Macizo Varisco en el NO de la Península Ibérica. Basado en Lotze (1945), Julivert *et al.* (1972) y Farias *et al.* (1987).

Este estudio se desarrolla en el ámbito de la Zona Cantábrica, la cual se sitúa en el núcleo del arco descrito por el Orógeno Varisco.

Julivert (1967,1971) dividió la Zona Cantábrica en una serie de unidades mayores según sus características estratigráficas y estructurales, de oeste a este son: Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región del Ponga, Región de Picos de Europa y Región de Pisuerga-Carrión.

La Región de Pliegues y Mantos se caracteriza por tener una sucesión Paleozoica casi completa y en ella se han distinguido las siguientes unidades cabalgantes mayores (Pérez Estaún *et al.*, 1988): Unidad de Somiedo-Correcillas, Unidad de la Sobia-Bodón, Unidad de Esla-Valsurvio y Unidad del Aramo. El área estudiada ocupa el Noroeste del Manto de Bodón (Dentro de la Unidad de la Sobia-Bodón) y una ínfima parte de la Cuenca Carbonífera Central (Fig. 4).

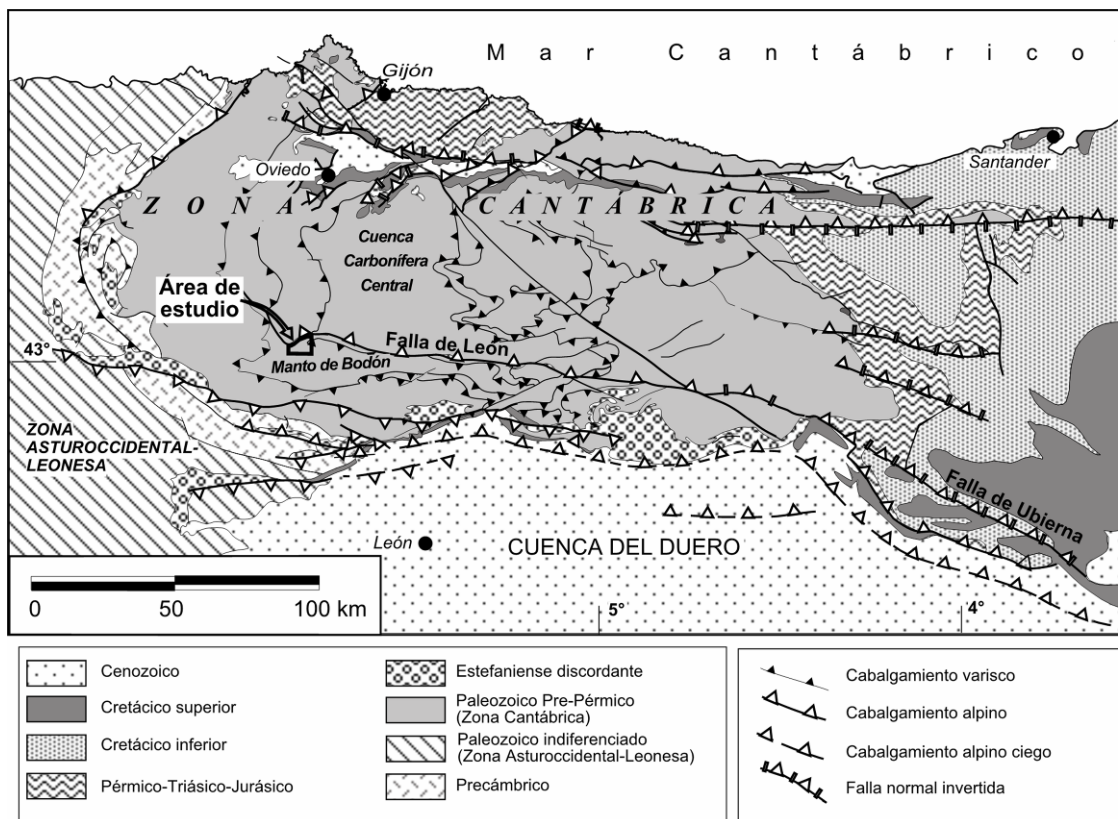


Fig. 4 Mapa geológico de la Zona Cantábrica mostrando los principales cabalgamientos variscos, fallas mesozoicas extensionales y cabalgamientos alpinos. Según Pulgar *et al.* (1999).

1.4.2 Estructura de la Zona Cantábrica

Representa la zona más externa del Orógeno Varisco y muestra las características típicas de una zona externa de cordillera, con una tectónica de tipo epidérmico (thin-skinned). La deformación se produjo en condiciones superficiales, con ausencia de metamorfismo y escaso desarrollo del clivaje, en el que los pliegues y los cabalgamientos vergentes al este son las estructuras más características (Julivert, 1971; Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Se distinguen dos grandes unidades tectonoestratigráficas: preorogénica y sinorogénica (Marcos y Pulgar, 1982). La primera incluye rocas del Cámbrico al Carbonífero inferior, mientras que la segunda incluye varias cuñas clásticas de materiales del Carbonífero superior (areniscas, pizarras, conglomerados, carbón, etc.) que rellenan depresiones formadas por delante de los cabalgamientos (Marcos y Pulgar, 1982). Los cabalgamientos poseen trayectoria en escalera, con rampas y rellanos, formando estructuras más complejas como imbricados y duplexes, que provocan un importante acortamiento en toda la Zona Cantábrica, siendo la convergencia a través del arco astúrico el patrón general de desplazamiento de las unidades mayores (Pérez Estaún *et al.*, 1988). Asimismo, la Zona Cantábrica aparece afectada por dos sistemas de pliegues, longitudinales y transversales a la curvatura del arco (Julivert y Marcos, 1973). Los primeros se relacionan actualmente con estructuras frontales a los cabalgamientos y los segundos con rampas laterales (Bastida *et al.*, 1984; Alonso, 1987; Pérez Estaún *et al.*, 1988; Alonso *et al.*, 1989).

Tras la orogenia Varisca, la Zona Cantábrica sufrió un nuevo ciclo orogénico durante el Terciario, el ciclo Alpino. Sus efectos estructurales se resumen en el levantamiento del basamento, relacionado con un cabalgamiento profundo que sólo localmente aflora en superficie en el borde sur de la cordillera (Alonso *et al.*, 1996; Gallastegui, 2000). Además de levantar globalmente el macizo varisco, la deformación alpina produjo la reactivación de diversas estructuras previas (pliegues y cabalgamientos variscos, y fallas normales permo-mesozoicas) y desarrolló, en menor medida, otras nuevas (Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1999). La reactivación de estructuras previas estaría condicionada por la disposición favorable respecto a la orientación N-S (principalmente) de los esfuerzos alpinos (Espina *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1999). Así, la mayoría de las mismas se dispondrán con un rumbo E-O, perpendicular al esfuerzo compresivo máximo.

1.5 Antecedentes

Hasta los años 50-60, la documentación cartográfica de la zona meridional de la Cordillera Cantábrica no era muy abundante. La primera contribución importante que incluye el área estudiada se debe a García Fuente (1959). A partir de los años sesenta es notoria la labor cartográfica de las universidades de Leiden y Oviedo (Marcos, 1968; Martínez *et al.*, 1968; De Sitter y van den Bosch, 1968; van den Bosch, 1969). En esos años, de Sitter (1962), publicó el mapa de la vertiente S de la cordillera a escala 1/100.000. Los últimos trabajos cartográficos son, además de la síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica de Alonso *et al.* (1989) a escala 1/100.000, la hoja 77 de Marcos *et al.* (1982) y la hoja 102 de Suárez Rodríguez *et al.* (1990) del mapa geológico nacional (Magna), a escala 1/50.000.

En cuanto a documentación bioestratigráfica y paleontológica se deben citar los trabajos de Zamarreño (1972) y Sdzuy (1968) referido al Cámbrico, Truyols *et al.* (1974) y Suárez de Centi (1988) al Silúrico, Coe *et al.* (1971), Frankenfeld (1981) y Vera (1988) al Devónico, y Wagner *et al.* (1971), Bowman (1982), Fernández (1993), van Ginkel y Villa (1996), etc. al Carbonífero.

En este trabajo se muestra la geología de la zona situada entre el macizo de Peña Ubiña y el puerto de La Cubilla, haciendo posible la revisión de la sucesión estratigráfica y la caracterización geométrica de estructuras ya representadas en mapas anteriores.

2. ESTRATIGRAFÍA

El registro estratigráfico de la zona de estudio contiene rocas sedimentarias de edad Paleozoica, Mesozoica (Cretácico) y Cuaternaria.

2.1 Paleozoico

La secuencia estratigráfica Paleozoica es bastante completa y ocupa el 90% del territorio cartografiado. En el Manto de Bodón, la sucesión va del Cámbrico Inferior al Carbonífero Superior, pero se encuentra interrumpida por dos lagunas estratigráficas, la primera incluye al Ordovícico Medio y Superior y piso más bajo del Silúrico (Rhuddaniense), y la segunda ocupa parte del Devónico Medio y Superior.

La representación de la Cuenca Carbonífera Central se limita al Grupo Lena de edad Carbonífero Superior.

La situación de la zona de estudio, en la divisoria de aguas de la Cordillera Cantábrica, implica que en la denominación de las formaciones devónicas puedan utilizarse los términos de Barrois (1882) para la parte septentrional de la Cordillera Cantábrica, o de Comte (1959) para la parte meridional. En cada caso se utilizará el término más acorde con las características litológicas.

2.1.1 Formación Láncara

La Caliza de Láncara fue establecida como formación por Comte en 1937. La sucesión estratigráfica de esta formación en toda la Zona Cantábrica fue descrita por Zamarreño (1972). Entre las distintas secciones estudiadas por esta autora en la Unidad de la Sobia-Bodón, debe mencionarse por formar parte de la zona de estudio, la situada entre las localidades de Tuiza de Abajo y Riospaso (Fig. 5a). Esta sucesión está constituida por dos miembros y presenta un espesor aproximado de 120 m. El miembro inferior principalmente dolomítico y de 90 m de espesor, presenta dolomías negras, grises y amarillentas, laminadas hacia el techo, a las que siguen calizas con birdeseyes (Fig. 5b). El miembro superior lo forman unas calizas rojas nodulosas de aproximadamente 30 m de potencia (Fig. 5c).

Aunque con ciertas discrepancias, la mayoría de los autores están de acuerdo en que el miembro inferior de la formación se depositó en un medio de baja energía, de carácter intermareal o supralitoral. En cambio, el miembro superior indica condiciones

de mayor profundidad con presencia de fauna bentónica de trilobites y braquiópodos (Truyols *et al.* 1982).

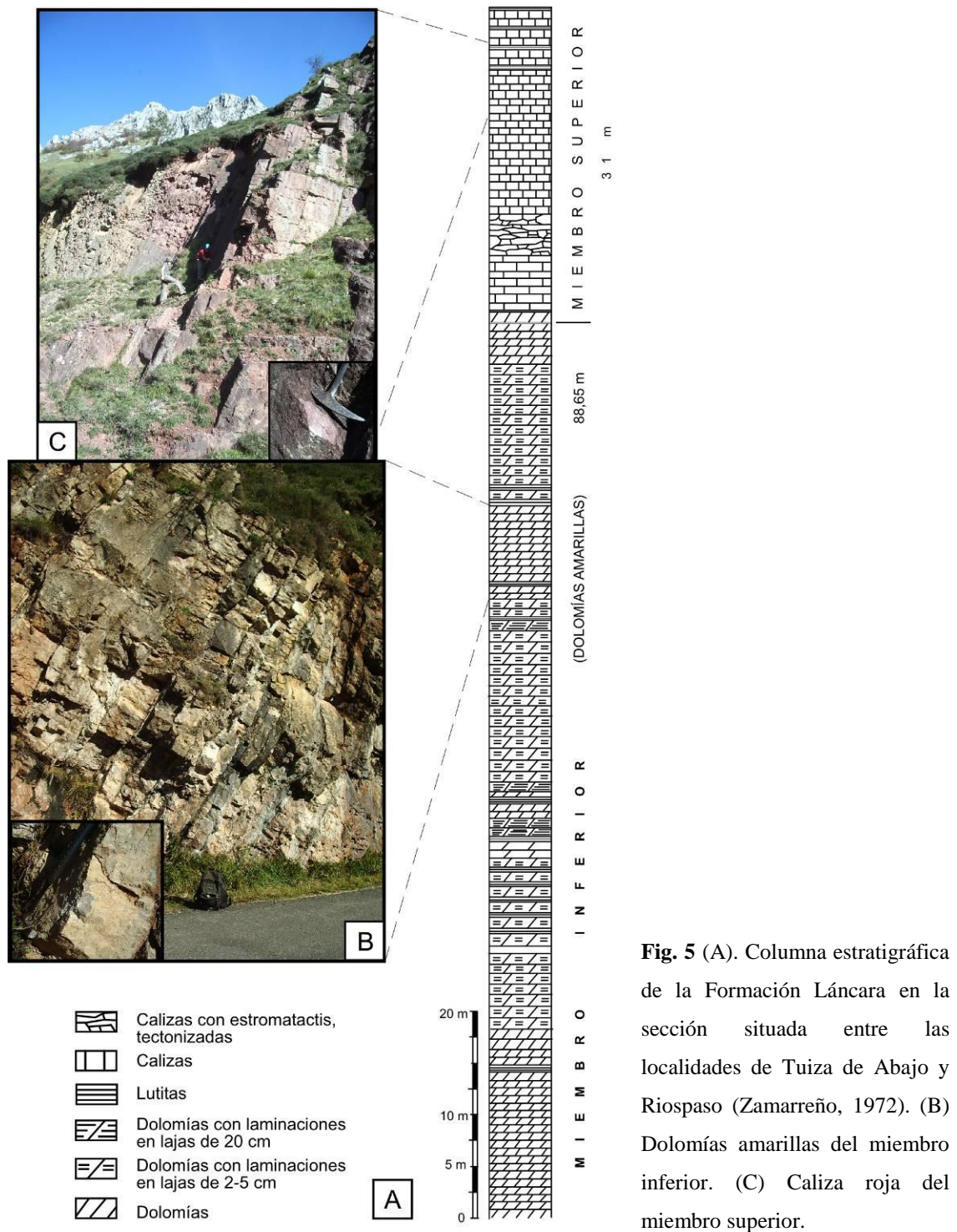


Fig. 5 (A). Columna estratigráfica de la Formación Láncara en la sección situada entre las localidades de Tuiza de Abajo y Riospaso (Zamarreño, 1972). (B) Dolomías amarillas del miembro inferior. (C) Caliza roja del miembro superior.

En la Hoja de Riaño, la presencia de arqueociatos en la parte media del miembro inferior, permite datarlo como Cámbrico inferior (Debrenne y Zamarreño, 1970; Sdzuy,

1971). La fauna de trilobites recogida a nivel regional en el miembro superior corresponden al Cámbrico Medio (Sdzuy, 1971).

2.1.2 Formación Oville

Serie pizarroso-areniscosa definida como formación por Comte (1937). La mejor sección se obtiene entre Tuiza de Abajo y Riospaso donde posee un espesor aproximado de 150 m. Los 11 m inferiores de pizarras verdes con nódulos calcáreos constituyen el paso gradual a la Formación Láncara (Zamarreño, 1972) (Fig. 6a). A lo

largo de la formación aparecen areniscas pardas de grano medio alternando con pizarras generalmente verdosas (Fig. 6b), siendo característica la presencia de glauconita en las primeras. Desde la parte inferior, predominantemente pizarrosa, las areniscas aumentan de espesor y



Fig. 6 (A) Pizarras verdes con nódulos calcáreos del tramo de transición con la Formación Láncara (B) Cuarzoarenitas y pizarras en la parte inferior de la Formación Oville.

proporción, y se van convirtiendo en cuarzoarenita hacia el techo, dominando en la parte superior los bancos de esta litología. Este hecho dificulta marcar el límite superior con la Formación Barrios, compuesta principalmente por cuarzoarenitas de similar aspecto.

Oele (1964) interpreta que el medio de depósito corresponde al de una llanura mareal con régimen de tipo deltaico.

A partir de los fósiles encontrados en las pizarras basales ricas en trilobites (Barrois, 1882; Lotze, 1961; Sdzuy, 1961, 1967, 1968), la edad de la base de esta formación es Cámbrico Medio. De acuerdo a la zonación establecida por Sdzuy (1971), en la Unidad de la Sobia-Bodón su edad varía entre el subpiso de *Acadolenus* en la parte oriental y el de *Pardailhanina* en la Occidental (en Tuiza). El resto de la formación según el estudio icnoestratigráfico efectuado por Baldwin (1978) y en base a palinomorfos recogidos en el techo de la formación por Aramburu (1989), se sitúa en el Cámbrico Medio en la mayor parte de la Zona Cantábrica.

2.1.3 Formación Barrios

Establecida por Comte (1937) en la localidad de Los Barrios de Luna. Está constituida por cuarzoarenitas masivas de color blanco o rosado en corte fresco (Fig. 7), con algunas intercalaciones de pizarras verdosas de pequeño espesor. Los límites de esta formación cuarzoarenosa son muy diferentes, el inferior es un tránsito gradual con la formación inferior (Oville) mientras que el superior es brusco. Estas características se mantienen constantes en toda el área de estudio, mostrando un espesor aproximado de 400 m.



Fig. 7 Cuarzoarenitas de la Formación Barrios. Fotos tomadas al SO de la localidad de “El Quempu”

El régimen deposicional fue el mismo que para las pizarras y areniscas de Oville, característico de un medio deltaico (Oele, 1964; Aramburu y García Ramos, 1993).

A partir de los icnofósiles presentes (*Cruziana*, *Rusophycus*, *Skolithos*, etc) y las características litológicas de la formación, Comte (1959) fija su edad como Arenigiense. En algunas secciones fuera de la zona de trabajo, se han localizado formas como *C. Semiplicata* que indicaría la presencia del Tremadoc (Baldwin, 1978). En la sección de Tuiza de Abajo, Truyols *et al.* (1982) señalaron la presencia de *C. furcifera* ORB., común a Arenig y Tremadoc.

2.1.4 Formación Formigoso

La Formación Formigoso fue definida por Comte en 1937. Kegel (1929) diferenció dos miembros, al inferior lo denominó Pizarras del Bernesga, constituido por pizarras negras con abundante fauna de graptolites, mientras que al superior le asignó el nombre de Capas de Villasimpliz, formado por pizarras negras compactas con capas de arenisca intercaladas. A lo largo de la zona de estudio, la obtención de series es complicada, ya que al ofrecer poca resistencia a la erosión y estar situadas entre dos formaciones que aportan abundantes derrubios, están casi siempre cubiertas. Al N del puerto de La Cubilla, la formación está constituida por pizarras oscuras con intercalaciones de arenisca y limolita (Fig. 8), no superando los 100 m de espesor. Las capas de arenisca,

de color rojizo y grano grueso, aparecen únicamente en el tercio superior de la formación, aumentando su proporción y espesor hacia el techo. El límite inferior con la Formación Barrios es neto y paraconforme, existiendo una importante laguna estratigráfica entre ambas que afecta al Ordovícico Medio-Superior y piso más bajo del Llandoveryense (Truyols *et al.*, 1982). El límite con los materiales suprayacentes (Fm. Furada) es gradual.



Fig. 8 Pizarras oscuras de la Formación Formigoso.

El ambiente sedimentario en el que se depositó esta formación supone un cambio brusco respecto las formaciones precedentes. De acuerdo con Tuyols *et al.* (1982), se trata de una sedimentación pelágica en un medio poco agitado y no muy alejado de la costa.

A partir de la abundante fauna de graptolites presente en los tramos bajos de las Pizarras del Bernesga, recogida en distintos puntos (entre ellos Tuiza de Abajo) por Comte (1959) y Tuyols *et al.* (1974 y 1982), se atribuye a la base de dichas pizarras una edad Llandoveryense Medio y parte más alta del Llandoveryense inferior. La parte más alta de las pizarras del Bernesga pertenece al Llandoveryense superior y las Capas de Villasimpliz al Llandoveryense terminal-Wenlockiense Inferior (Tuyols *et al.* 1974).

2.1.5 Formación Furada

Los materiales que aparecen superpuestos a las Pizarras de Formigoso en la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica, fueron nombrados por Barrois (1882) como Formación Furada. Los que aparecen en la vertiente Sur, Comte (1937) los definió como Formación San Pedro. Al tratarse de una única formación, no es justificable la aplicación de dos denominaciones. Por ello, Suárez de Centi (1988) propone la unificación de nomenclaturas, adoptando la más antigua Formación Furada. Esta formación presenta un tránsito gradual con los materiales infrayacentes de la Formación Formigoso, con progresivo enriquecimiento de areniscas en la parte superior de ésta. Van den Bosch (1969) diferencia tres miembros para la Formación Furada en el área del Río Luna. Un miembro basal constituido por areniscas rojas oolíticas, un intermedio formado por alternancia de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes, y un superior que consiste en una alternancia de cuarzoarenitas blancas y pizarras negras. En algunos

puntos existen intercalaciones vulcanosedimentarias procedentes de un vulcanismo de carácter subaéreo (Evers, 1967). El espesor de la formación varía regionalmente, aumentando desde las partes internas del arco astúrico hacia las externas (Barba y Fernández, 1990).

En el puerto de La Cubilla se diferencian claramente 3 miembros. El miembro inferior tiene una potencia de 40 m y al contrario que el descrito por van den Bosch (1969), está constituido mayoritariamente por material volcanoclástico, ocupando las areniscas oolíticas los 5 últimos metros. En los distintos niveles vulcanosedimentarios de este afloramiento, los fragmentos de roca ocupan aproximadamente el 30-50% de la roca y alcanzan los 2 cm de diámetro. Más al norte, en el afloramiento situado al lado del reguero La Fonte, se mantiene la proporción pero, sin embargo, algunos niveles presentan fragmentos de hasta 10 cm de diámetro (bombas volcánicas) (Fig. 9a y b). El estudio petrográfico realizado por Gallastegui (1990) a partir de muestras recogidas en la zona, revela que las rocas volcanoclásticas corresponden mayoritariamente a areniscas tobáceas y areniscas con participación volcánica (de acuerdo con la clasificación de Fisher y Schmincke, 1964; basada en la de Schmid, 1981), constituidas principalmente por cuarzo de naturaleza sedimentaria o volcánica, fragmentos de rocas volcánicas correspondientes a tobas de lapilli holovolcánicas y matriz de naturaleza volcánica. A su vez, clasifica las bombas como basaltos olivínicos.

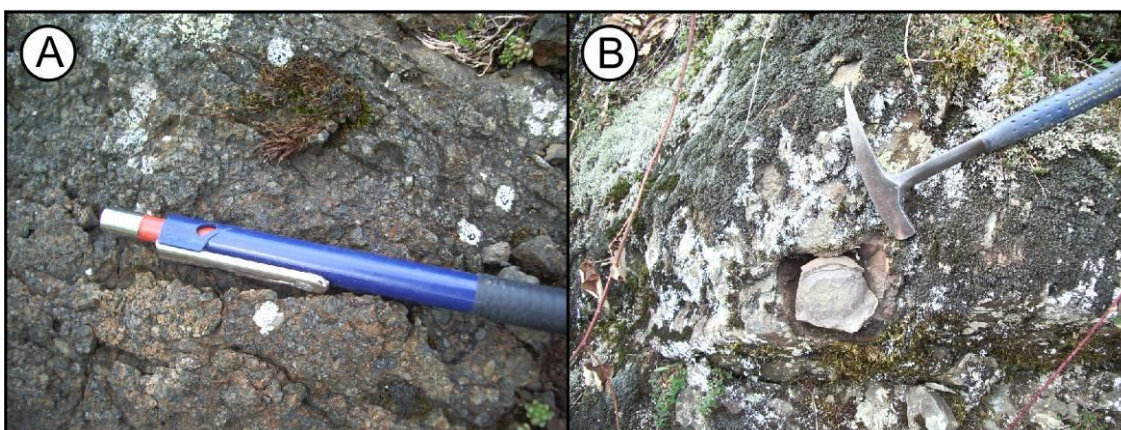


Fig. 9 (A) Aspecto macroscópico de las rocas vulcanosedimentarias de la Formación Furada en el área de estudio. (B) Bomba volcánica observada en el afloramiento próximo al reguero La Fonte.

El miembro intermedio tiene un espesor de 40 m, y dominan las pizarras negras con delgadas intercalaciones areniscosas y limolíticas. Los 30 últimos metros corresponden al miembro superior, que además de las litologías presentes en el miembro intermedio, contiene capas de arenisca cuarzosa blanca de hasta 50 cm de espesor.

De acuerdo con van den Bosch (1969), la parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos, se depositó en una plataforma litoral de alta energía pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas. Suárez de Centi (1988) estima que la plataforma epicontinental formaba parte de una cuenca intracratónica sometida a proceso de rifting, asociado al cual existía un vulcanismo de tipo básico que jugaría un doble papel. Por una parte sería fuente de material piroclástico y por otra modificaría la paleogeografía de la cuenca con la creación de domos y cubetas que controlarían los cambios en espesores, litologías y facies. Concluye que el área de los puertos de La Cubilla-Pajares representa una zona de fondos someros e irregulares asociada a la actividad volcánica y a una zona de fractura, que justifica la aparición de las granulometrías más gruesas y las mayores proporciones de clastos volcánicos e intercalaciones de rocas volcanoclásticas.

Comte (1937), Poll (1963), Cramer (1964) y Rodríguez (1979), mediante graptolites, braquiópodos, bivalvos y trilobites hallados en diversos puntos de la Cordillera, asignan a esta formación la edad de Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior, situándose en la transición Silúrico-Devónico.

2.1.6 Grupo de La Vid

Comte (1936, 1959) definió el complejo o grupo de La Vid como los materiales que aparecen por encima de las areniscas de Furada mediante un cambio gradual de litología. Su existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos (Julivert, 1967). Varios autores coinciden en dividir el complejo en 4 miembros o unidades diferentes (Vilas Minondo, 1971; García Alcalde *et al.*, 1979; Vera, 1988). Esta última realizó un estudio regional del Grupo de La Vid, dentro de las unidades de Somiedo-Correcilla y de Bodón. Debe mencionarse por formar parte del área de trabajo, la sección que levantó en el puerto de La Cubilla. Esta sección posee 303 m de espesor, en los que diferencia de muro a techo:

- A - 26 m de areniscas con cemento dolomítico y dolomías arenosas y bioclásticas a menudo recristalizadas.
- B - 51 m de dolomías micríticas y en menor proporción oolíticas y bioclásticas (Fig. 10a, b y c).
- C - 77 m de calizas bioclásticas y pizarras grises.

- D - 149 m de calizas bioclásticas y pizarras rojizas y verdosas (Fig. 10d y e).

El contacto con la Formación Furada es gradual, al igual que con la superior Formación Moniello. En la representación cartográfica de la formación y en base a los miembros o unidades descritos anteriormente, se divide el grupo en una mitad inferior carbonatada constituida por los miembros A y B, y una superior mayormente terrígena formada por los miembro C y D. La unidad carbonatada presenta un espesor más o menos constante en toda el área, mientras que la unidad superior presenta una gran variabilidad de espesor, con valores de hasta 500 m. Esta diferencia de potencia es consecuencia del engrosamiento tectónico de los miembros principalmente pizarrosos en las charnelas de pliegues despegados.

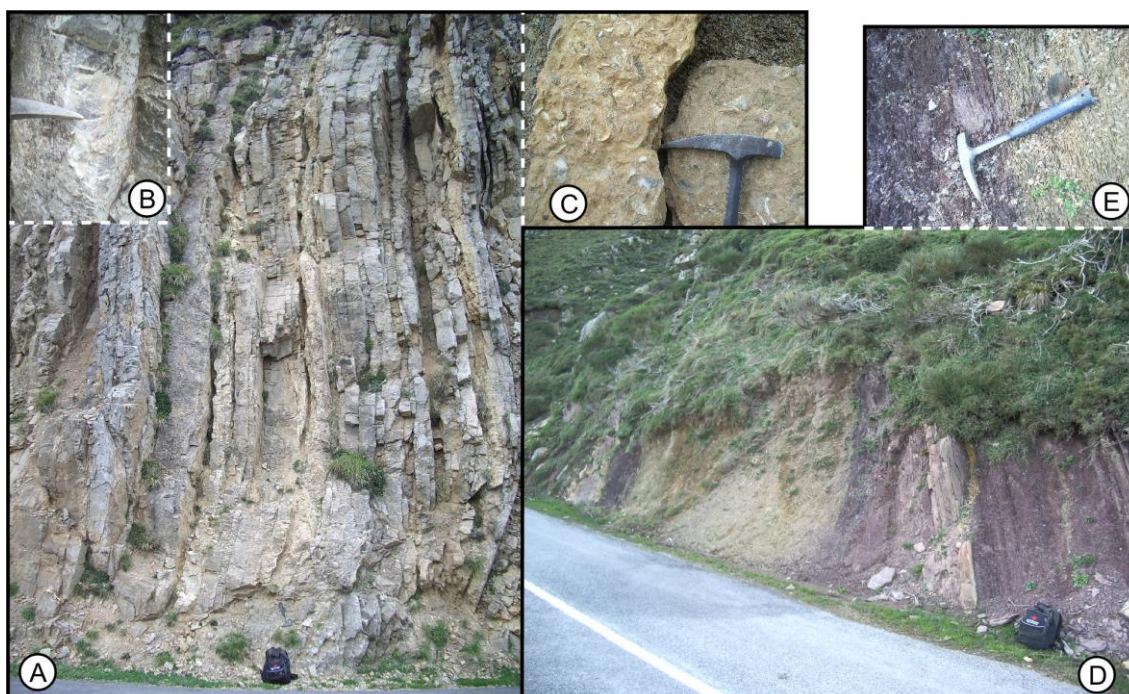


Fig. 10 (A) Sección del miembro B, de la mitad inferior carbonatada del Grupo de La Vid, constituido por dolomías micríticas (B) y bioclásticas (C). Sección del miembro D, de la mitad superior mayormente terrígena del Grupo de La Vid, constituido por pizarras rojizas y verdosas y calizas bioclásticas (E).

Vera (1988) asigna a estos materiales un modelo sedimentario del tipo rampa carbonatada de gran amplitud.

La parte inferior del grupo apenas contiene fósiles, se le asigna edad Gediense por estar en continuidad con los materiales de la formación inferior. Gracias a los restos faunísticos hallados en las demás unidades, se establece para el Grupo de La Vid una edad Gediense-Emsiense Superior (Comte 1936, 1959; García Alcalde y Racheboeuf, 1978).

2.1.7 Formación Moniello

Por encima de la formación anterior se dispone una sucesión fundamentalmente carbonatada reconocible en toda la Región de Pliegues y Mantos. Fue denominada Formación Moniello en la vertiente N de la Cordillera Cantábrica por Barrois (1882), mientras que en la vertiente S recibió el nombre de Formación Santa Lucía (Comte, 1959). Coe *et al.* (1971) separa tres grupos de facies (facies de birdeseyes, facies packestone y facies grainstone) en la vertiente leonesa. Méndez Bedia (1971) individualiza tres miembros en la vertiente asturiana, estableciendo más tarde (Méndez Bedia 1976), tras el estudio de la formación en toda la Cordillera Cantábrica, tres tipos de sucesiones (Las Ventas, San Pedro y Moniello) equivalentes a las facies propuestas por Coe *et al.* (*op. cit.*). Ambos autores correlacionan estos tipos de sucesiones o facies con tres posiciones distintas dentro de la misma cuenca.

Las características de la Formación Moniello en el área de estudio, se asemejan al “tipo Las Ventas” (facies de birdeseyes, de Coe *et al.*, 1971) de Méndez Bedia (1976), que abarca la región o zona más cercana a la Cuenca Carbonífera Central, en donde la formación está compuesta por dos miembros (inferior y superior) de calizas con birdeseyes y un miembro medio, margoso-calcáreo. La similitud de la Formación Moniello en el área estudiada es aún mayor con su equivalente lateral, la denominada Formación Caldas (Smits, 1965). La Formación Caldas está compuesta por un miembro inferior arcilloso-calcáreo y un superior calcáreo. Ambas sucesiones, Formación Caldas y “tipo Las Ventas”, representan secciones diferentes pertenecientes al medio más próximo al continente.

En efecto, en el puerto de La Cubilla la Formación Moniello presenta un miembro basal calizo-margoso de aproximadamente 57 m de potencia, y un superior calcáreo de 80 m (Fig. 11a). El miembro basal está constituido por pizarras grises y margas azules con intercalaciones de calizas grises de espesor centimétrico. Contiene dos bancos calcáreos bien estratificados de aproximadamente 15 metros, compuestos por caliza micrítica gris laminada, caliza micrítica gris oscura con textura “mudstone” y vetas de calcita, y dolomía gris clara, presentando además alguna intercalación de margas azules (Fig. 11). El contacto con la formación precedente es gradual.

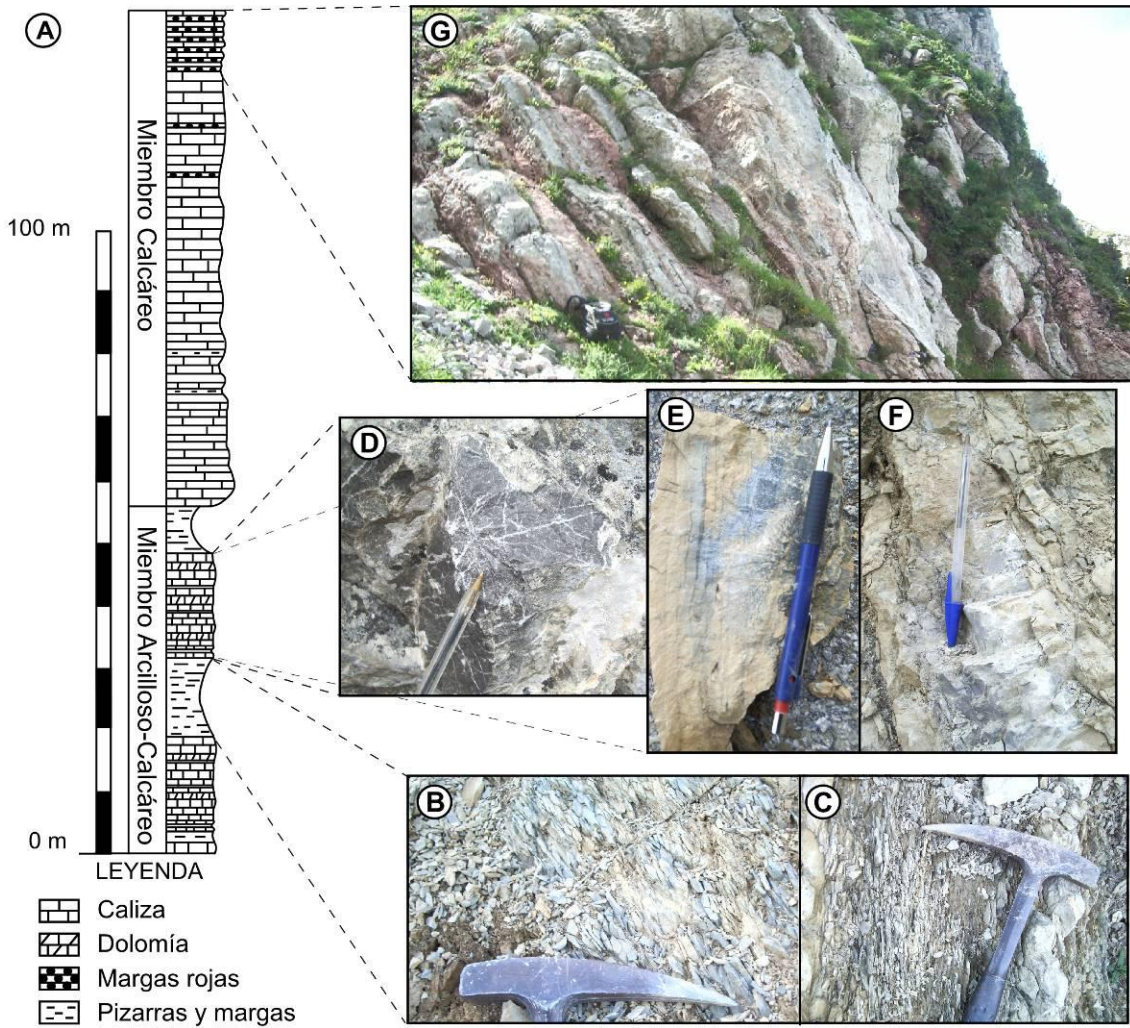


Fig. 11 (A) Columna estratigráfica de la Formación Moniello en la sección del puerto de La Cubilla. (B) Margas azules. (C) Pizarras grises. (D) Caliza gris oscura con venas de calcita. (E) Caliza gris laminada. (F) Dolomía gris clara. (G) Calizas grises y rojas con niveles de marga roja intercaladas.

El miembro superior calcáreo está constituido básicamente por calizas con birdeseyes, variando de color gris oscuro en la base a gris claro en la parte media y alta; alternando niveles grises y rojos en la parte superior. Asimismo, en la parte media empiezan a aparecer intercalaciones de margas rojas que aumentan hacia techo (Fig. 11g).

El depósito de esta formación tuvo lugar en un amplio medio de back-reef. La zona más cercana a la línea de costa representa un medio en que las condiciones eran más o menos restringidas y con frecuentes periodos de emersión. La zona más alejada de la línea de costa representa un medio con condiciones sublitorales (Méndez Bedia, 1976).

Respecto a su edad, Comte (1959) sitúa la formación en el Emsiense-Couviniense. Estudios posteriores de varios autores, entre ellos, Garcia-Alcalde *et al.* (1979), asignan

una edad Emsiense Superior- Eifeliense Inferior, siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.

2.1.8 Formación Naranco

Los distintos autores que han trabajado en la Unidad de la Sobia-Bodón apuntan que esta formación falta totalmente en la zona de Tuiza y el puerto de La Cubilla. En su lugar, sobre la Formación Moniello sitúan discordantemente las formaciones Nocado y Ermita del Devónico superior (Sitter y van den Bosch 1968; Martínez *et al.*, 1968; van den Bosch, 1969; Frankenfeld, 1981; Marcos *et al.*, 1982; Alonso *et al.*, 1989). En base a criterios litológicos y cartográficos expuestos a continuación, se interpreta que la sucesión terrígena situada por encima de la Formación Moniello pertenece a la Formación Naranco.

Comte (1936) estableció la Formación Pizarras y Areniscas de Hurgas en la vertiente leonesa de la Cordillera Cantábrica. Este autor observó la equivalencia de esta formación con las “Areniscas de Goseletia”, definidas por Barrois (1882) en la vertiente asturiana, más conocidas como Areniscas del Naranco (Adaro y Junquera, 1916). La diferencia entre estas dos formaciones estriba principalmente en su composición, predominantemente pizarrosa en el caso de Hurgas y arenosa en las Areniscas del Naranco. La sucesión siliciclástica de la zona de estudio se ajusta a las características de la segunda.

Dentro del área estudiada, la Formación Naranco está compuesta principalmente por areniscas bandeadas rojas de grano fino-medio con alguna intercalación de pizarras en la base, que pasan gradualmente a pizarras rojas (Fig. 12a y b). Aflora desde Tuiza de Arriba hasta el E del puerto de La Cubilla y al O de Peña Ubiña Pequeña.

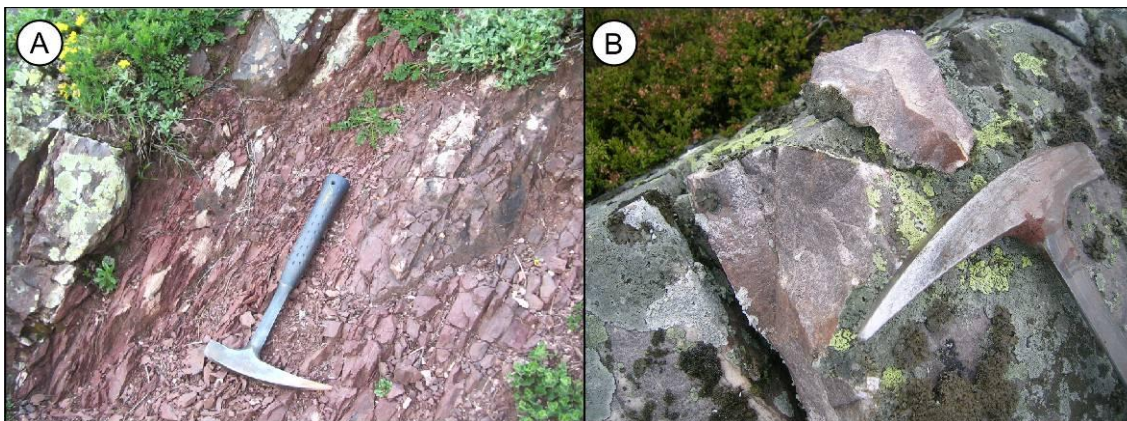


Fig. 12 Pizarras Rojas y arenisca roja de grano fino-medio de la Formación Naranco.

2. Estratigrafía

La figura 13a muestra las columnas litoestratigráficas de las secciones de Piedra Ñidia (X), La Veguina (Y) y Puerto de La Cubilla (Z).

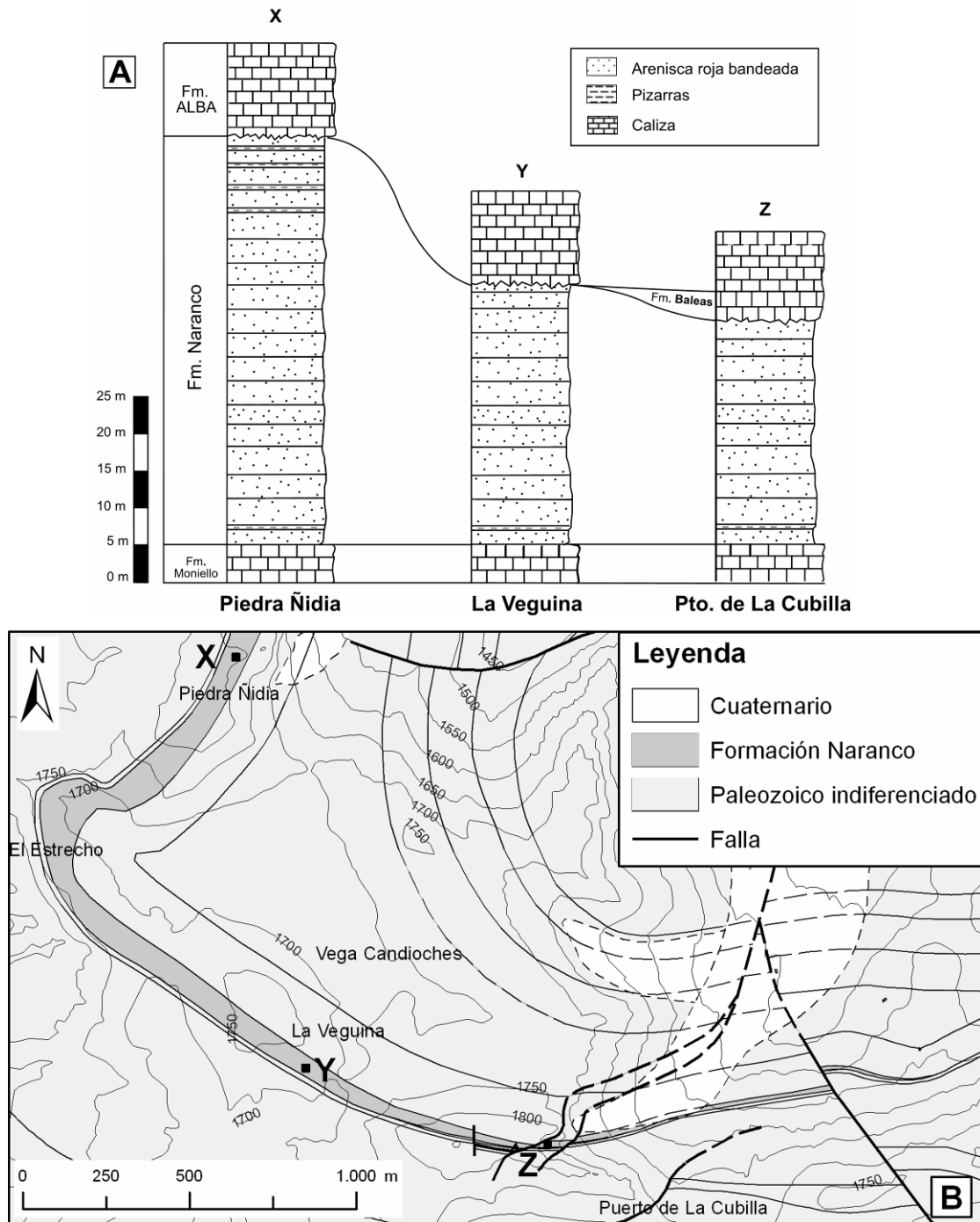


Fig. 13 (A) Columnas litoestratigráficas de la Formación Naranco (B) Mapa geológico simplificado que muestra la situación geográfica de las diferentes secciones así como la disposición cartográfica de la Formación Naranco.

La potencia de la Formación Naranco en la columna “X” es de 55 m y está constituida por areniscas rojas bandeadas de grano fino-medio, con alguna intercalación

de pizarras rojas en los 10 m basales y superiores. Presenta base neta con la Formación Moniello y erosiva con la Formación Alba.

En la columna “Y”, el espesor de la Formación Naranco disminuye a 35 m, manteniéndose las características de la sección anterior excepto las pizarras intercaladas de los metros superiores.

En la columna “Z”, el espesor de la Formación Naranco disminuye hasta unos 29 m. Por encima aparece discordantemente la Formación Baleas.

En base al espesor en estas secciones y la disposición cartográfica, el adelgazamiento de la Formación Naranco hasta desaparecer al Este del puerto de La Cubilla (Fig. 13b) puede interpretarse como consecuencia de la discordancia de las formaciones superiores (Discordancia del Devónico Superior). Una situación similar ha sido descrita en el Anticlinal de Villasecino, situado al S del área estudiada, en donde la Formación Naranco, previamente adscrita a la Formación Nocedo y Ermita, pasa de 120 m de espesor en el extremo SO de dicho anticlinal, a desaparecer hacia el NE con un ángulo de discordancia de 1°, equiparable al de otros sectores de la Zona Cantábrica (Alonso *et al*, en prensa). Por otro lado, en la Unidad de Somiedo, al SO del área de estudio, la Formación Nocedo representa el techo de la secuencia devónica situada por debajo de la discordancia del Devónico Superior. Según el ángulo de discordancia citado anteriormente, el límite paleográfico de la Formación Nocedo se sitúa dentro de la Unidad de Somiedo. Además, esta formación no aparece discordante en ningún otro sector de la Zona Cantábrica, ya que siempre aparece a continuación de la Formación Candás-Portilla y ésta a su vez a continuación de la Formación Huergas-Naranco. Por ello, su situación discordante sobre la Formación Moniello en el área de estudio, parece incongruente.

La Formación Naranco se depositó en una plataforma inestable con condiciones ligeramente reductoras en la parte distal y algo más oxidantes en la proximal (van den Bosch, 1969). García Ramos (1977, 1978) diferencia dos modelos de sedimentación en la plataforma. Estos modelos se suceden en el tiempo y tienen distinto desarrollo en cada vertiente de la cordillera. Las facies de la Formación Naranco corresponden a la parte proximal de la plataforma mientras que las de la Formación Huergas son de carácter distal. El modelo 1 (parte inferior de la sucesión) se desarrolla en una plataforma marina gradada de energía media a alta, en la que se produce una llegada masiva de sedimentos siliciclásticos que abortan la sedimentación carbonatada de la

formación anterior. Distalmente la entrada de gruesos estaría restringida. El modelo 2 (parte superior de la sucesión) comienza con una importante transgresión y un descenso brusco en cantidad y granulometría de los aportes. En este caso, el modelo deposicional es de costa baja e irregular con notable influencia mareal y desarrollo de bancos arenosos. Distalmente, estos bancos gradan a áreas de sedimentación lutítica. Se verifica una progresiva profundización de la plataforma con desarrollo de facies más distales y sustitución de la fauna bentónica por fauna pelágica.

Aunque escasa, la fauna encontrada a lo largo de la formación permite datarla como Eifeliense-Givetiense (Vilas Minondo, 1971), situando varios autores (Comte, 1959; García-Alcalde y Arbizu, 1976) este límite en su interior.

2.1.9 Formación Baleas

Definida por Wagner *et al.* (1971), es conocida en la vertiente asturiana como “caliza blanca” o “Caliza de Candamo” (Pello, 1968, 1972). De poco espesor (2 a 10 m), constituye un delgado nivel de calizas bioclásticas a veces con areniscas y microconglomerados cuarcíticos intercalados (Colmenero *et al.*, 1988). Su base es erosiva, siendo el techo normalmente neto (Barba y Fernández., 1990).

Dentro de la zona de estudio, la Formación Baleas está constituida por calizas blancas de grano grueso (Fig.14). Aflora al O de Peña Ubiña Pequeña y del puerto de La Cubilla. En esta última zona presenta un espesor máximo de 3 m, disminuyendo lateralmente hacia E y O hasta su desaparición.

Según Truyols *et al.* (1982), el medio de sedimentación de estos materiales correspondería a un ámbito de cierta energía perteneciente a una plataforma costera.

Truyols *et al.* (*op. cit.*) mediante conodontos hallados en horizontes cronoestratigráficos análogos de secciones de la Cuenca Carbonífera Central y Unidad de La Sobia, sitúan la Formación Baleas en la parte más alta del Fameniense y la mayor parte del Tournaisiense.



Fig. 14 Caliza de la Formación Baleas. Foto tomada al O del puerto de La Cubilla.

2.1.10 Formación Alba

El nombre actual de esta formación fue dado por van Ginkel en 1965, aunque también se la conoce como Formación Genicera (Wagner *et al.*, 1971). Anteriormente había recibido los nombres de Mármol Griotte (Barrois, 1882) y Griotte de Puente de Alba (Comte, 1959). Posee aproximadamente 20 m y está constituida por calizas micríticas de color rojo o rosado con textura “mudstone” o “mudstone-wackestone”, con algún nivel de carácter noduloso, que pasan gradualmente hacia arriba a calizas de color gris claro (Fig. 15). Presenta una estratificación bien desarrollada con estratos de espesor centimétrico a decimétrico. Estas características se mantienen más o menos constantes en toda el área de afloramiento, apoyándose sobre la Formación Baleas o discordantemente sobre la Formación Naranco.

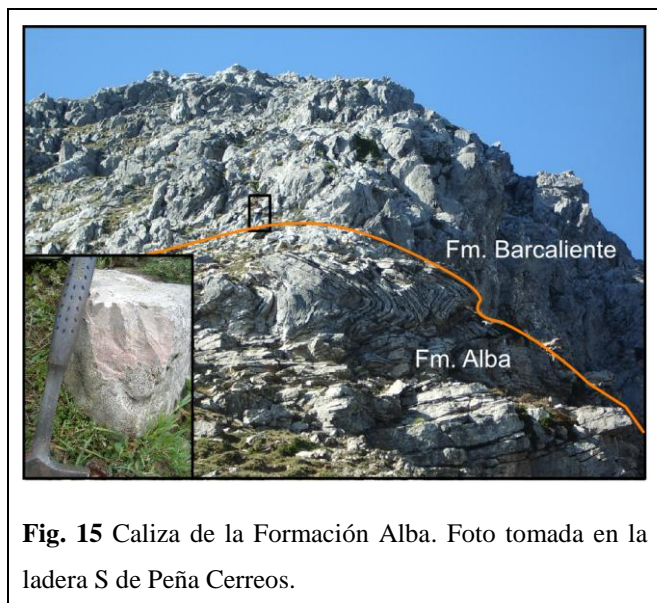


Fig. 15 Caliza de la Formación Alba. Foto tomada en la ladera S de Peña Cerreos.

De acuerdo con Colmenero *et al.* (1988), el medio de depósito corresponde a una plataforma carbonatada de nivel energético bajo, con depósitos uniformes y homogéneos. Los colores rojizos se deben a la baja intensidad de sedimentación, que provoca la exposición al agua de la materia orgánica el tiempo suficiente como para ser oxidada. El aspecto nodular se atribuye a la acción sinsedimentaria de los procesos de disolución y cementación.

Regionalmente, la edad “Viseense-Namuriense inferior” de la formación fue establecida por Kullmann (1961 y 1963) con cefalópodos. Menéndez-Álvarez (1978) para la Unidad de la Sobia establece una edad Tournaisiense superior-Namuriense A (Arnsbergiense) mediante conodontos.

2.1.11 Formación Barcaliente

Definida por Wagner *et al.* (1971), se sitúa por encima de la formación Alba en toda la Zona Cantábrica, con la excepción de algunas partes de la Unidad de Somiedo-Correcilla. Con un espesor variable de 200-500 m, presenta un tránsito gradual con la

formación precedente y está constituida por estratos centimétricos o decimétricos de calizas grises oscuras con textura “mudstone” o “mudstone-wackestone” (Fig. 16a y b). Es característico su hedor bituminoso en corte fresco. En algunos afloramientos se encuentra recristalizada y en el caso del puerto de la Cubilla y Peña Ubiña Pequeña, aparece dolomitizada, presentando a veces un aspecto rojizo. Suele presentar un límite superior neto con la Formación Valdeteja.

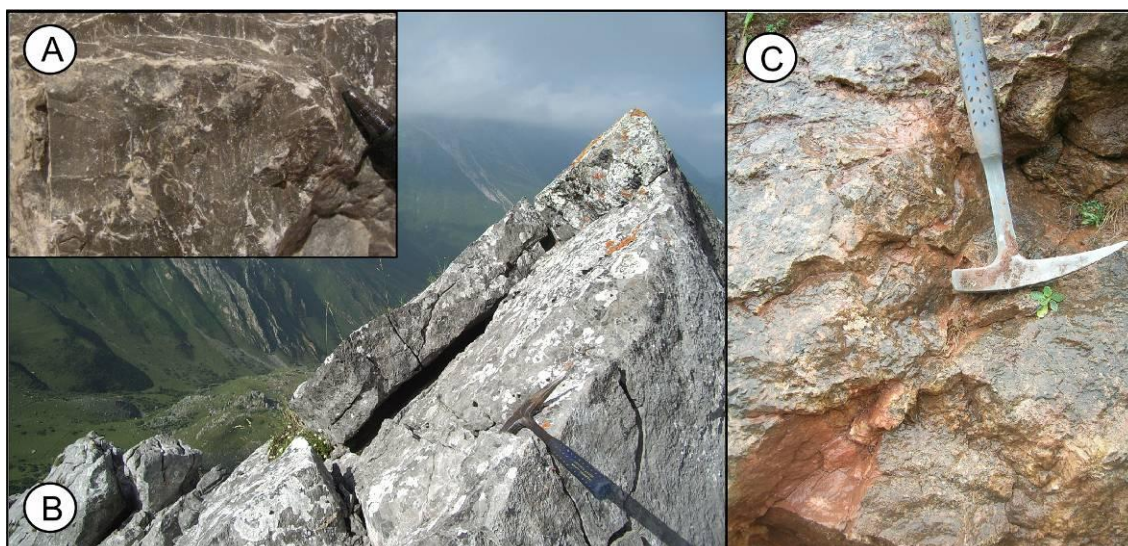


Fig. 16 Caliza gris oscura de la Formación Barcaliente en corte fresco (A), afloramiento (B) y alterada con aspecto rojizo (C).

Respecto al ambiente sedimentario de esta formación, González Lastra (1978) sugiere una plataforma carbonatada somera de baja energía y subsidencia, con una circulación restringida que explicaría su escaso contenido paleontológico.

El contenido fósil de la Formación Barcaliente es muy pobre. Menéndez-Álvarez (1991) en secciones muy puntuales, incluida la sección tipo de la formación, encontró varios conodontos característicos de las zonas *bollandensis* (Arnsbergiense), *noduliferus* y *lateralis* (Chokieriense y Alportiense). En los niveles más altos de la formación encontró *idiognathoides sinuatus* (Kinderscoutiense).

2.1.12 Formación Valdeteja

Definida por Wagner *et al.* (1971), presenta una distribución más restringida que la formación anterior. Tiene una geometría lenticular a escala cartográfica, con base neta y techo monticular. Tal y como señala Eichmüller (1985,1986), consta de una gran variedad de depósitos calcáreos (calizas boundstone, mudstone, grainstone, etc). Este hecho hace que sea complicado determinar una sucesión vertical general de la

formación. En la zona de estudio está constituida principalmente por calizas micríticas masivas de color gris claro en corte fresco (Fig. 17a) aunque, en contraste con la Formación Barcaliente, también se encuentran calizas esparíticas y fosilíferas con crinoideos, briozoos y corales. Presenta cambio lateral a facies detríticas (Formación San Emiliano) por medio de “interdigitaciones” (Eichmüller, 1985). Al Este de Peña Ubiña Pequeña se identifican dos de estos dedos, en los que la caliza presenta un color similar a la de Barcaliente pero sin el hedor característico de ésta. Su aspecto es muy heterogéneo, existiendo tramos desde masivos a brechoides (Fig. 17b y c). El espesor de la formación varía en el área estudiada entre los escasos 20 m presentes en Peña Cerreos hasta unos 400 m en el valle de Riotuerto.



Fig. 17 (A) Caliza micrítica gris clara de la Formación Valdeteja. (B) Caliza brechoide presente en las interdigitaciones. (C) Interdigitación localizada en el valle de Riotuerto.

Eichmüller (1985) considera que la Formación Valdeteja constituye una serie de plataformas carbonatadas aisladas y libres de influjo terrígeno, en la que diferencia distintos ambientes (lagoon, intra-plataforma, plataforma marina abierta, márgenes de plataforma, talud y cuenca). Fernández (1993) considera que esta formación se encuentra formada por la superposición de cinco plataformas carbonatadas, separadas, al menos localmente, por disconformidades.

De acuerdo con el estudio de fusulinas llevado a cabo por Villa *et al.* (2001), la base de la formación se considera Bashkiriense inferior. El techo de la formación es fuertemente diacrónico, alcanzando en algunas secciones el Moscoviense inferior (Villa

et al., (*op. cit.*) y en otras no superando el Bashkiriense (van Ginkel, 1965; Truyols *et al.* 1984; van Ginkel y Villa, 1996).

2.1.13 Formación San Emiliano

En el Manto de Bodón, por encima y lateralmente a la Formación Valdeteja aparece una potente sucesión terrígena con niveles calcáreos en la parte media y capas de carbón en la alta, la Formación San Emiliano. Aunque nombrada y descrita inicialmente por Brouwer y van Ginkel (1964), fue formalmente establecida por Bowman (1982), quien diferenció 3 miembros dentro de la formación: Pinos, La Majúa y Candemuela. Su extensión lateral ha sido motivo de discusión (Fernández, 1993). Brouwer y van Ginkel (*op. cit.*) y la mayor parte de autores posteriores la identificaron en las cuencas de Teverga y San Emiliano y en la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón. Fernández (1993) extendió el ámbito de esta formación a la cuenca de Quirós de la Unidad del Aramo.

En la zona de estudio aflora el miembro Pinos de la cuenca de San Emiliano, perteneciente a la Unidad de La Sobia-Bodón. De acuerdo con Fernández (1993) y en base a las secciones del puerto de La Cubilla (Fernández, 1990), el miembro Pinos posee un espesor de más de 300 m. Está constituido por pizarras negras, con briznas vegetales y fauna y bioturbación escasas. En la base y niveles más altos se intercalan capas de turbiditas calcáreas, con fragmentos de caliza de tamaños variables (centimétricos y decimétricos), así como intercalaciones de turbiditas terrígenas (Fig. 18). Las pizarras pasan gradualmente hacia techo a lutitas y limolitas bioturbadas con delgadas intercalaciones de areniscas. Finalmente, la sucesión pasa a limolitas homogéneas con fósiles dispersos y con una capa lenticular de calizas de algas filoides (Fernández, 1993).



Fig. 18 Olistolito calcáreo de la Formación Valdeteja, dentro de las pizarras negras del miembro Pinos de la Formación San Emiliano, situado en el Valle de Riotuerto.

Según Julivert (1978), la Formación San Emiliano representa el relleno sedimentario de la cuenca de antepaís ligada al crecimiento del orógeno varisco (Fig. 19). El miembro Pinos representa el inicio de la sedimentación en el surco y su disposición sobre episodios de la Formación Valdeteja progresivamente más modernos hacia las partes más externas de la cuenca. La sedimentación en este área profunda se realiza mediante abanicos submarinos terrígenos, cuyos sedimentos provendrían del orógeno, y en menor medida, por materiales procedentes de la destrucción parcial del umbral (Fernández, 1993).

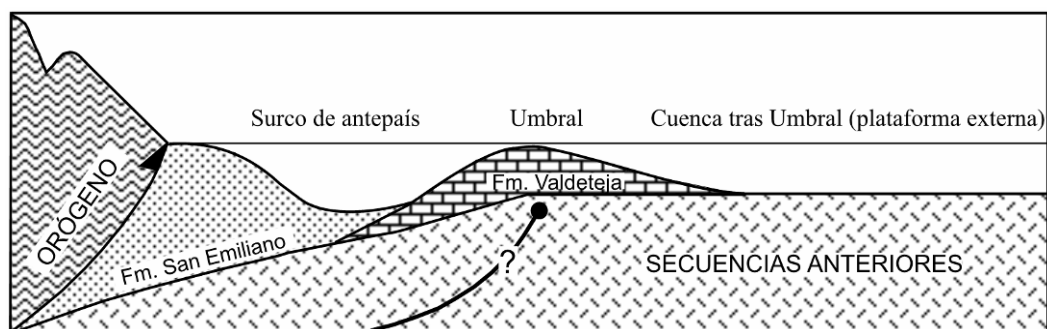


Fig. 19 Modelo de la geometría de la cuenca de antepaís durante los primeros momentos de depósito de la Formación San Emiliano. Tomado de Fernández (1993).

La Formación San Emiliano es de especial interés cronoestratigráfico porque en base a la presencia de flora continental (Wagner y Bowman, 1983) y fauna marina (van Ginkel y Villa, 1996) se asume que ambos límites, el Namuriense/Westfaliense de la escala europea y el Bashkiriense/Moscoviense de la escala rusa, están presentes dentro de la formación. Para Pinos, Wagner y Bowman (1983) asignan una edad Yeadoniense (Namuriense C), sin embargo van Ginkel y Villa (1996) asumen que pertenece al Westfaliense A.

2.1.14 Grupo Lena

En la Cuenca Carbonífera Central, sobre la Formación Barcaliente y localmente sobre la Formación Valdeteja, se desarrolla una potente sucesión predominantemente terrígena, en la que puede diferenciarse un intervalo inferior carente de capas de carbón explotables y con un contenido relativamente alto en niveles calcáreos, y otro superior, sin calizas y con capas de carbón explotables. En el área de estudio, la sucesión presenta unas características similares a las del conjunto inferior, que fue denominado por Barrois (1882) como “Assise de Lena”, en contraposición al “Assise de Sama”, como denominó al intervalo superior. Denominados como formaciones por van Ginkel

(1965), estos dos conjuntos, debido a su gran espesor y complejidad litológica, han sido principalmente tratados con la categoría de grupo por la mayor parte de los autores (Pello, 1976; Aller, 1986). El Grupo Lena consta de una serie pizarrosa con capas calcáreas intercaladas (Fig. 20), en la que pueden aparecer capas de carbón en su parte superior. Al E de la localidad de “El Quempu” se identifica un nivel de caliza micrítica de textura “mudstone-wackestone” y color gris claro de aproximadamente 100 m de potencia. No se dispone de una sección completa del Grupo, por lo que es imposible determinar su espesor.

El Grupo Lena representa el relleno sedimentario de la cuenca tras umbral relacionada con el crecimiento del orógeno varisco (Fig. 19). Según Fernández (comentario personal), la

sedimentación en esta área es similar a la propuesta por este autor para el miembro La Majúa de la Formación San Emiliano, con plataformas terrígenas someras invadidas periódicamente por sistemas deltaicos y colonizadas por carbonatos en momentos transgresivos (Fig. 19).

A partir de los hallazgos de fauna marina (foraminíferos) y flora continental, la edad del Grupo Lena se extiende desde el Bashkiriense hasta el Podolskiense (Namuriense B-Westfaliense D) en la zona central de Asturias (sección de Villoria-Los Tornos-La Colladona; Leyva *et al.*, 1985). No obstante, dado el carácter diacrónico de su techo estos valores pueden sufrir variaciones y así en la parte occidental de la Cuenca Carbonífera Central (Sector de Riosa-Olloniego), la base del intervalo atribuible al Grupo Sama desciende hasta el Westfaliense C (Wagner *et al.* 2002).

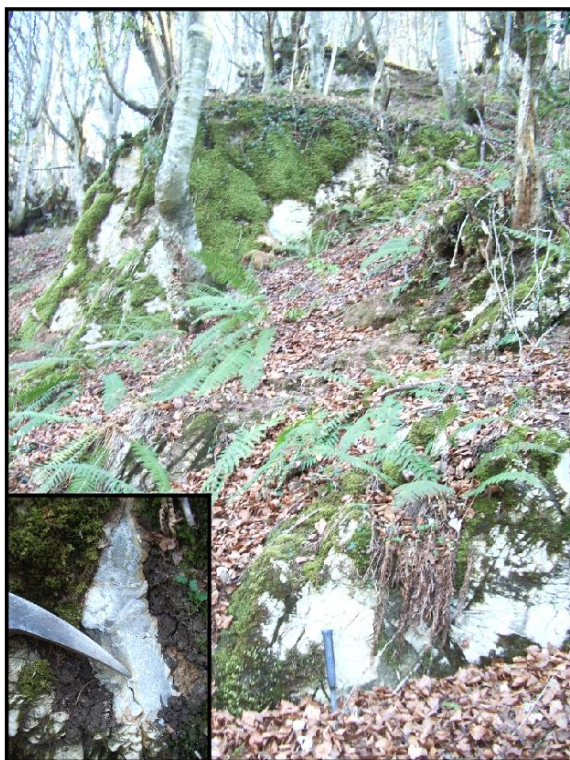


Fig. 20 Capa calcárea del Grupo Lena. Foto tomada al este de la localidad de “El Quempu”.

2.2 Mesozoico

Discordantemente sobre los materiales paleozoicos, al S de Peña Ubiña Pequeña y Peña Cerreos (Fig. 37a y b), aflora una serie terrígena compuesta por niveles de areniscas, a veces con cantos silíceos dispersos y lutitas multicolores (blancas, rojas, moradas). En la ladera N del Valle de Riotuerto (Fig. 38) posee aproximadamente 26 m de potencia y se ordena en varios ciclos granodecrecientes de base erosiva. De base a techo se diferencian (Fig. 21):

- 6 m de areniscas poco compactadas y mal clasificadas, con matriz arcillosa y colores muy heterogéneos (anaranjados, blancos, púrpura, amarillentos, rosados y beige), con nódulos compactos dispersos ricos en óxidos e hidróxidos de hierro (Fig. 22a, b y c). Paso gradual al tramo siguiente.

- 2 m de arcillas arenosas multicolores con abundantes manchas irregulares de óxidos e hidróxidos de hierro.

- 2, 40 m de areniscas muy poco compactadas de grano medio, algo arcillosas y de tonos predominantemente blancos. Presentan algunas costras aisladas de óxidos de hierro (Fig. 22d). Los 40 cm. inferiores adquieren tonos que van desde rosados a anaranjados, presentando localmente cantos redondeados de cuarzo y cuarcita, así como cantos angulosos intraformacionales de areniscas poco compactadas (Fig. 22e).

- 7 m de arcillas arenosas de tonos rojizos.

- 2 m de areniscas muy poco compactadas, micro-conglomeráticas con matriz arcillosa. Predominan los tonos blancos. Los cantos silíceos son siempre inferiores a los 5 mm de diámetro (Fig. 22f).

- 4 m de arcillas arenoso-limosas con aspecto moteado multicolor.

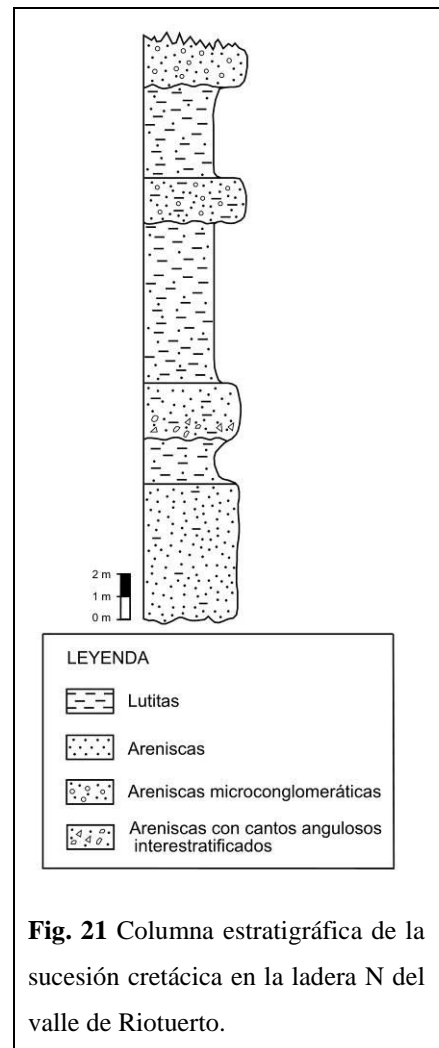


Fig. 21 Columna estratigráfica de la sucesión cretácica en la ladera N del valle de Riotuerto.

- Más de 1 m de areniscas microconglomeráticas muy poco compactadas de tonos blancos y anaranjados.

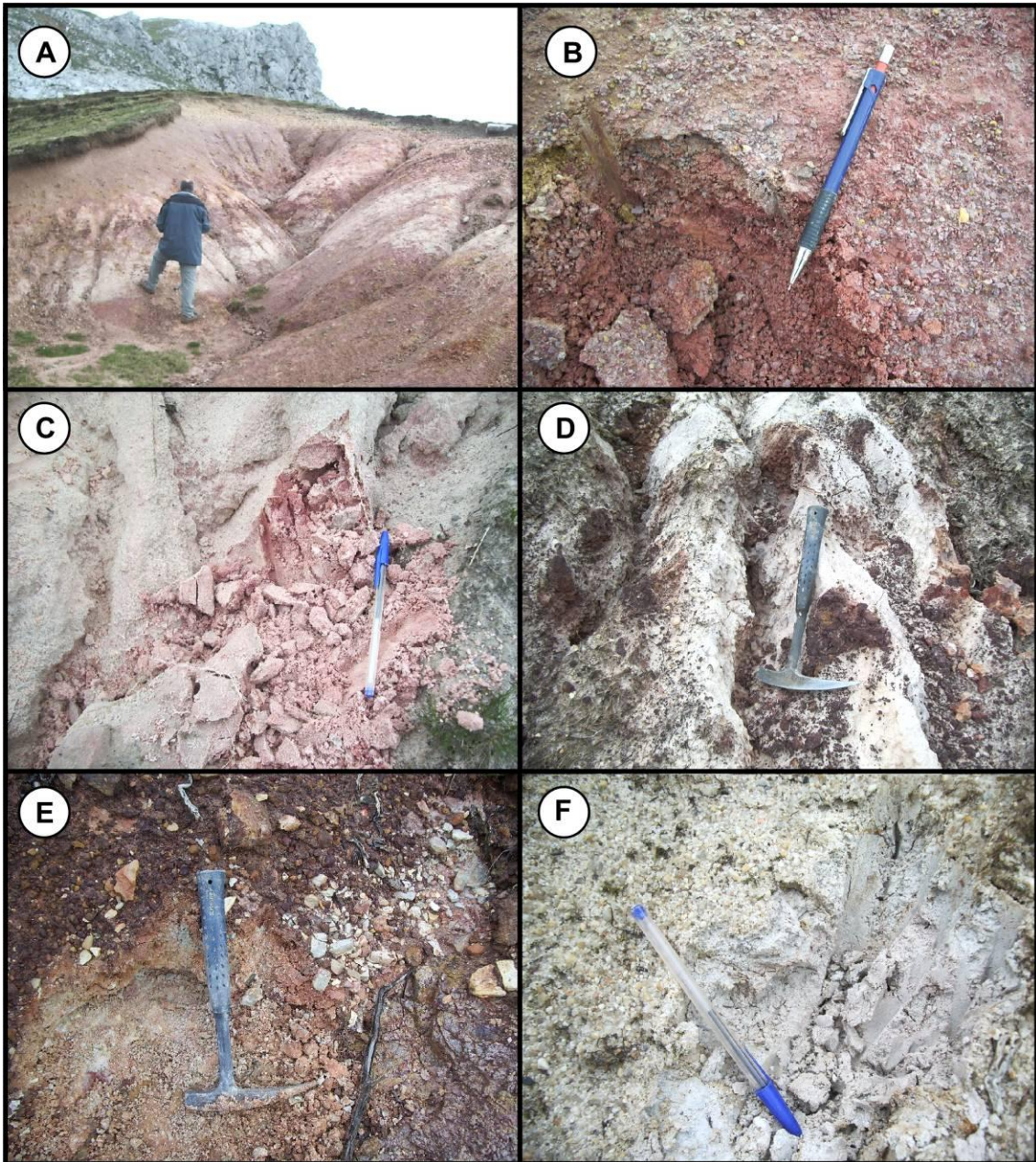


Fig. 22 (A) Afloramiento de la sucesión cretácica en ladera N del valle de Riotuerto. (B) Areniscas poco compactadas multicolores. (C) Areniscas poco compactadas con tonos rosados. (D) Areniscas blancas algo arcillosas con costras de hierro. (E) Areniscas con cantos de cuarzo y cuarcita así como cantos angulosos intraformacionales. (F) Areniscas blancas poco compactadas microconglomeráticas.

Su aspecto es similar al de la parte inferior de la Formación Voznuevo, definida por Evers (1967) en el borde S de la Cordillera Cantábrica y cuyas facies y edad aproximada se corresponden con la Formación Utrillas (Aguilar *et al.*, 1971; Canerot, 1982) del Cretácico de la Cordillera Ibérica y de otros puntos de la Cordillera

Cantábrica. La Formación Voznuevo está compuesta por niveles de arenas multicolores (blancas, púrpura, moradas), arcillas y niveles de gravas bien redondeadas, que no supera los 100 m de espesor. Van Ameron, (1965) sitúa la parte superior de la formación en la parte inferior del Cretácico Superior con un claro diacronismo de E a O a lo largo del borde S de la Cordillera Cantábrica.

Jonker (1972), a partir del estudio detallado de las características petrográficas y estratigráficas y datos de paleocorrientes, asigna a la Formación Voznuevo un ambiente fluvial, que evoluciona desde un sistema trezado en la parte occidental a otro meandriforme en la oriental. Las direcciones de paleocorrientes medidas y la composición de sus arenas indican que los aportes provienen de un área fuente con abundancia de granitos situada al SO.

2.3 Cuaternario

Los materiales más recientes ocupan una extensión reducida del territorio cartografiado. Están asociados con elementos geomorfológicos cuyo desarrollo depende de la estructura, topografía, litología y clima de la zona. En el área de estudio, están bien representadas las formas y materiales procedentes de los procesos glaciares y periglaciares, cársticos y de gravedad.

La Cordillera Cantábrica sufrió al menos una etapa glacial durante el Cuaternario, cuyas evidencias aparecen desde un rango de alturas mínimas de 900-1200 m (Gutierrez-Elorza *et al.*, 2002). Según Truyols *et al.* (1982), los glaciares cuaternarios en el área de estudio, fueron de tipo alpino, con lenguas cortas. Estos últimos autores identificaron en el valle de Tuiza depósitos glaciares removilizados que ocupan una cierta extensión, compuestos por bloques angulosos heterogéneos mal clasificados y abundante matriz arenosa. Asimismo, sitúan el límite de un circo glacial en el puerto de Tuiza (Entre Peña Ubiña y Peña Cerreos).

Asociado a las Formaciones Barrios, Barcaliente y Valdeteja, en zonas con pendientes acusadas se acumulan derrubios al pie de la ladera formando canchales (Fig. 23a).

Las formas cársticas corresponden al tipo dolina. Están ampliamente representadas en el puerto de Tuiza y a lo largo del valle de Riotuerto, asociadas a las formaciones carbonatadas de Barcaliente y Valdeteja (Fig. 23b).

Al SO de Tuiza de Arriba y al N del puerto de la Cubilla se han cartografiado depósitos gravitacionales de tipo coluvión. Están formados por bloques y cantos heterogéneos embebidos en una matriz arenosa, sin ningún tipo de organización interna.

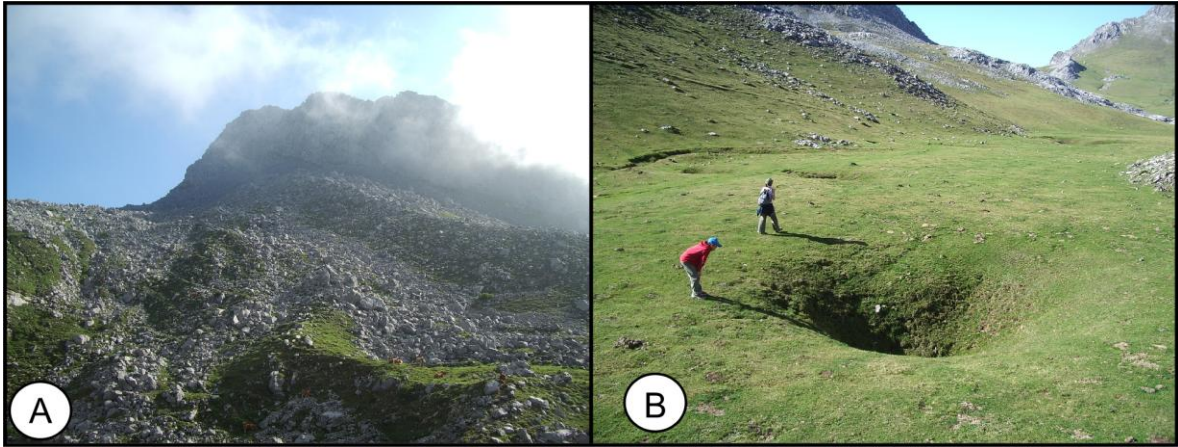


Fig. 23 (A) Canchales de la ladera Norte de Peña Cerreos. (B) Dolina localizada entre el valle de Riotuerto y “El Estrecho”.

3. TECTÓNICA

Las principales estructuras que se presentan en la zona de estudio son el cabalgamiento de Bodón, dos sistemas de pliegues y una gran fractura (Falla de León) con estructuras asociadas (Mapa y cortes geológicos A-A', B-B'-B'', C-C'-C'').

3.1 Cabalgamiento de Bodón

Sus características coinciden con las descritas por Julivert (1965, 1967) para los cabalgamientos de la Cordillera Cantábrica. Su superficie de cabalgamiento, paralela a la estratificación, se observa entre Tuiza de Abajo y Riospaso donde pone en contacto la Formación Láncara del Manto de Bodón con los materiales carboníferos de la Cuenca Carbonífera Central. Entre la localidad de Riospaso y El Quempu, su traza aparece deformada por un pliegue anticlinal y desplazada por una falla (Fig. 24 y Mapa).

Como ya indicó Marcos (1968b), el material cabalgante (Fm. Láncara) se apoya sobre los materiales del Grupo Lena, por lo que el emplazamiento del manto debe ser post-Westfaliense C.

Respecto a la dirección de movimiento, determinado a partir del trazado de estructuras frontales y laterales, se ha considerado que el Manto de Bodón se desplaza hacia el NE

(Alonso *et al.*, 1989), en coherencia con el desplazamiento establecido en la vecina región del Manto del Esla (Arboleya, 1978; Alonso, 1987).

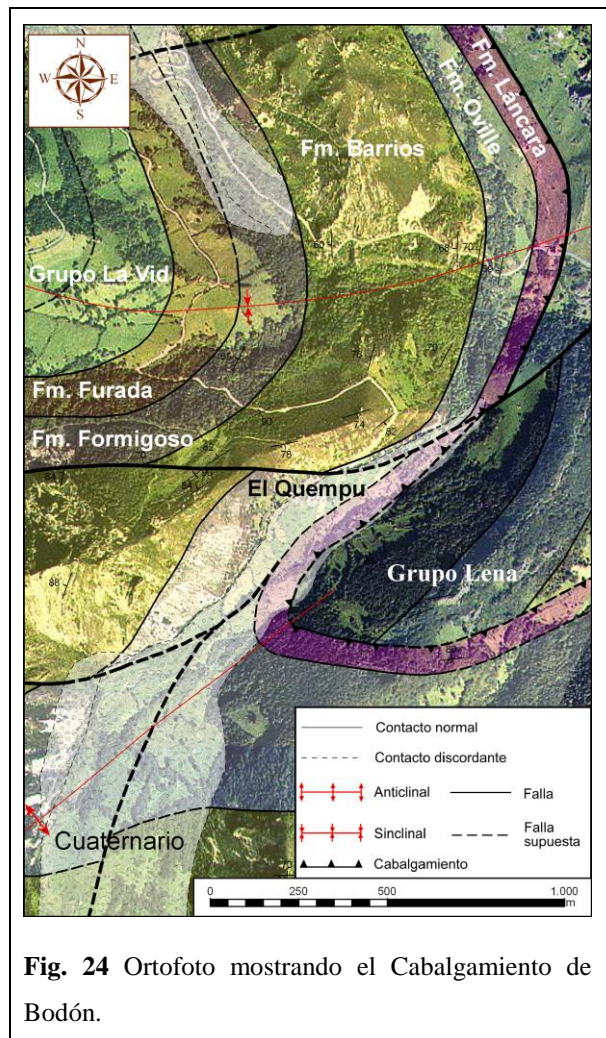


Fig. 24 Ortofoto mostrando el Cabalgamiento de Bodón.

3.2 Pliegues

A continuación se describen las características geométricas de los pliegues presentes en la zona de estudio. Los pliegues se clasifican de acuerdo con la posición de su eje y plano axial y su ángulo entre flancos, según los diagramas propuestos por Fleuty (1964).

3.2.1 Pliegue “El Quempu-Valle de Riotuerto”.

Es el pliegue mayor del área de estudio. Se trata de un antiformal cuya traza axial se extiende desde la localidad de El Quempu, donde deforma al cabalgamiento de Bodón, hasta el valle de Riotuerto. Respecto a sus características y orientación de sus elementos geométricos, puede considerarse dividido en dos tramos separados por las pizarras masivas del Grupo de La Vid, que actúan como nivel de despegue en la zona de charnela (Fig. 25 y Mapa).

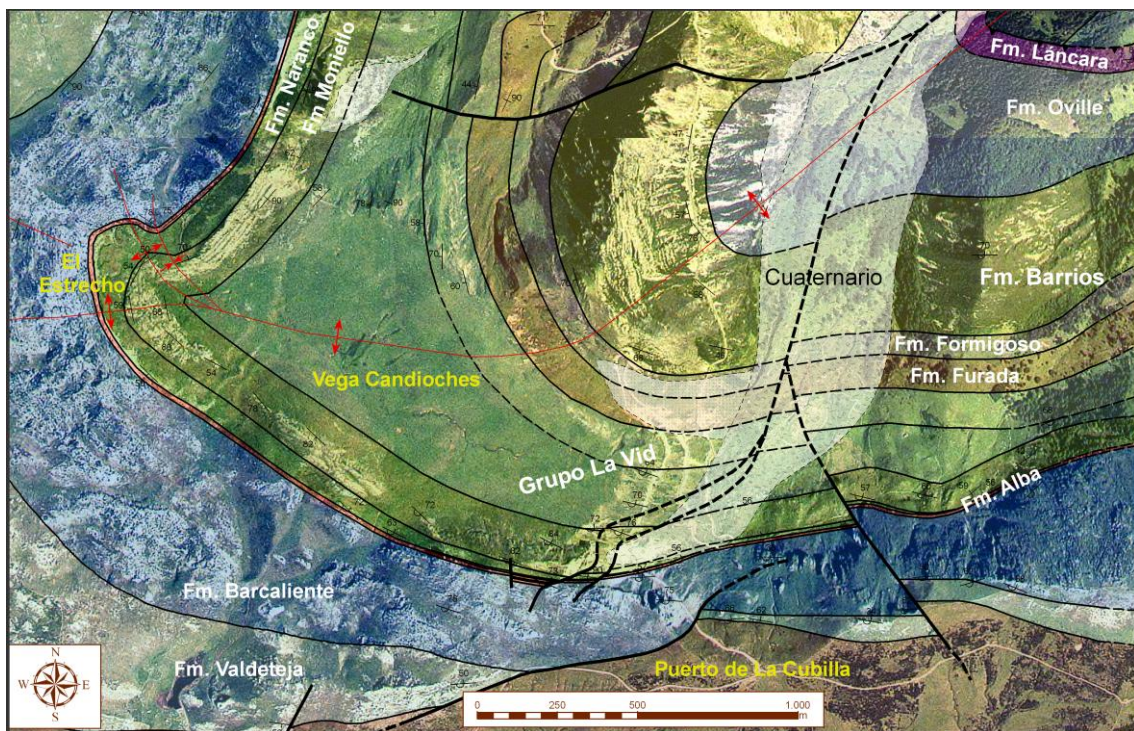


Fig. 25 Ortofoto mostrando parte del pliegue “El Quempu-Valle de Riotuerto”.

Desde El Quempu a Vega Candióches presenta geometría concéntrica y deforma al conjunto de rocas presentes entre la Formación Láncara y parte inferior del Grupo de La Vid (Fig. 25 y Mapa). En este tramo su traza axial se orienta NE-SO, y su eje presenta una inmersión entre 50° y 65° en torno a la dirección 300° . Se trata de un

pliegue cerrado y neutro (Tabla I y II; Fig. 26a y b), es decir, que su eje se inclina según la línea de máxima pendiente del plano axial.

Tabla I: Datos estructurales recopilados alrededor de “El Quempu” para el tramo “ElQuempu-Vega Candioches”

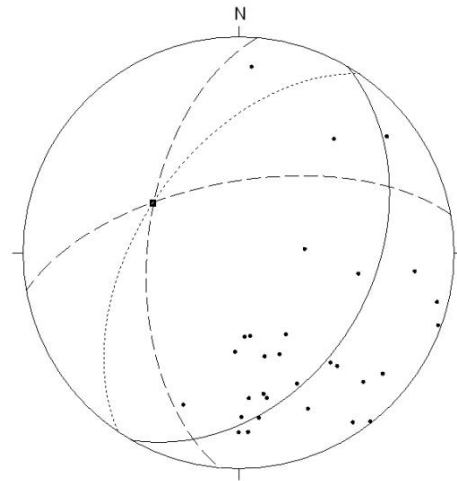
Dato	Dir.	Buz.	Dato	Dir.	Buz.
1	220	58	17	336	68
2	232	76	18	316	72
3	184	75	19	352	32
4	20	64	20	343	62
5	360	72	21	356	32
6	336	56	22	353	66
7	350	56	23	330	36
8	2	38	24	267	25
9	280	47	25	290	88
10	349	58	26	276	71
11	346	41	27	326	84
12	359	65	28	284	84
13	319	59	29	322	90
14	320	56	30	310	76
15	338	42	Eje	303	50
16	356	57	P.A. :	304	52

A.F. : 64°

Tabla II: Datos estructurales recopilados al SO de “El Quempu” para el tramo “ElQuempu-Vega Candioches”

Dato	Dirección	Buzamiento
1	356	80
2	274	58
3	298	70
4	281	59
5	288	74
6	268	60
7	280	70
8	271	68
9	296	65
10	360	70
11	285	78
Eje	300	65
Plano Axial	320	65

A.F.: 75°



B

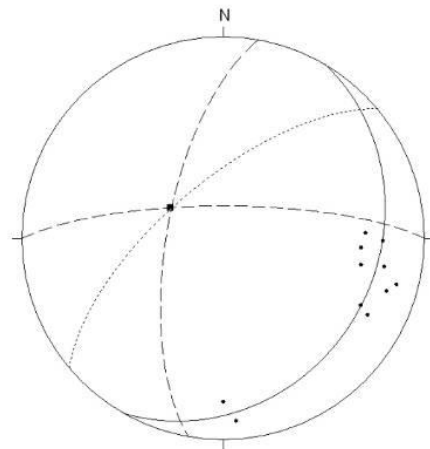


Fig. 26 Estereograma de los elementos estructurales del tramo “El Quempu-Vegacandioches”(A) Datos recopilados alrededor de “El Quempu”. (B) Datos recopilados al SO de la localidad citada. ■ : Eje del pliegue. • : Polos de la estratificación. Línea punteada: Plano axial. Línea discontinua: Flancos del pliegue.

En la parte superior de la sucesión estratigráfica, desde vega Candioches al valle de Riotuerto, presenta globalmente una geometría concéntrica, con traza axial de dirección

ONO; tratándose de un pliegue suave, fuertemente inclinado y con inmersión moderada (Tabla III; Fig. 27).

Tabla III: Datos estructurales del tramo “Vega Candioches- El Estrecho”

Dato	Dirección	Buzamiento
1	298	54
2	243	80
3	258	68
4	222	80
5	224	82
6	230	78
7	296	90
8	300	90
9	340	70
10	314	58
11	276	78
12	274	58
13	302	62
14	306	56
15	282	44
16	216	40
17	224	50
Eje	296	58
Plano Axial	358	75

A.F.: 102°

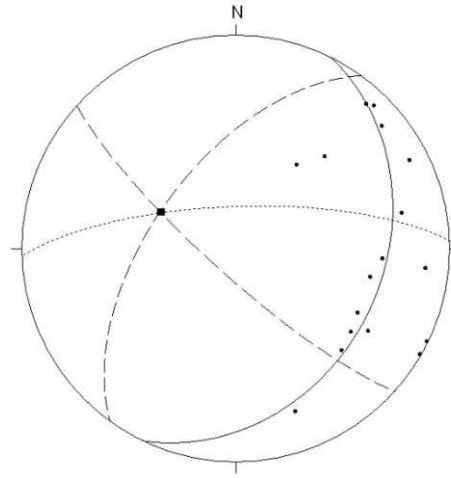


Fig. 27 Estereograma de los elementos estructurales del tramo Vega Candioches-El Estrecho. ■ : Eje del pliegue. • : Polos de la estratificación. Línea punteada: Plano axial. Línea discontinua: Flancos del pliegue.

En “El Estrecho” y afectando principalmente a la Formación Moniello, se muestra como un pliegue policlinal o de charnela múltiple (Fig. 25 y Mapa geológico). Para su análisis geométrico se divide en tres sectores aproximadamente cilíndricos. En la parte norte se distingue por un lado, un pliegue sinclinal con rumbo NNO, abierto, derecho y con inmersión fuerte (Tabla IV; Fig. 28a); y por otro lado, al O se presenta un pliegue anticlinal cerrado con rumbo NO, fuertemente inclinado y con inmersión moderada (Tabla V; Fig. 28b). En la parte sur se desarrolla un pliegue anticlinal suave con rumbo SO, fuertemente inclinado y con inmersión moderada (Tabla VI; Fig. 28c).

Tabla IV: Datos estructurales del sector A, A del tramo policlinal de “El Estrecho”

Dato	Dirección	Buzamiento
1	32	78
2	310	75
Eje	343	72
Plano Axial	256	89

A.F.: 100°

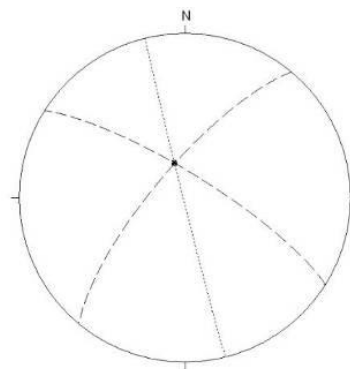


Tabla V: Datos estructurales del sector B, del tramo policlinal de “El Estrecho”

Dato	Dirección	Buzamiento
1	32	78
2	269	60
Eje	317	50
Plano Axial	239	80

A.F.: 68°

B

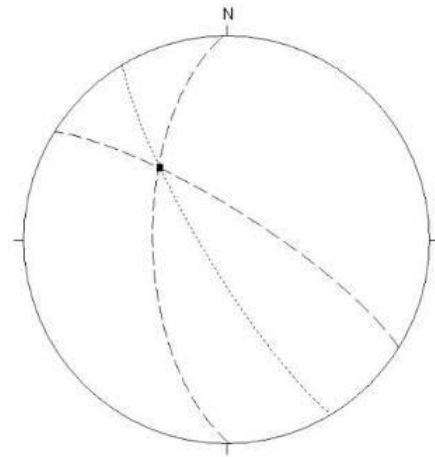


Tabla VI: Datos estructurales del sector C, del tramo policlinal de “El Estrecho”

Dato	Dirección	Buzamiento
1	269	60
2	224	50
Eje	222	50
Plano Axial	145	80

A.F.: 142°

C

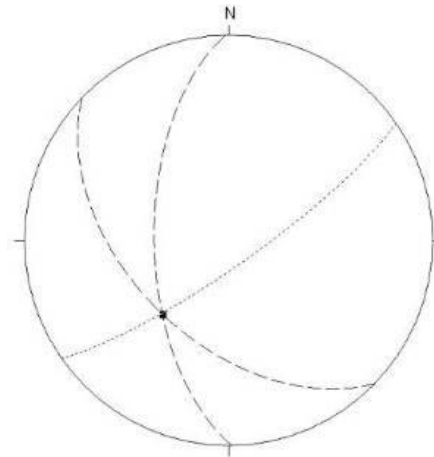
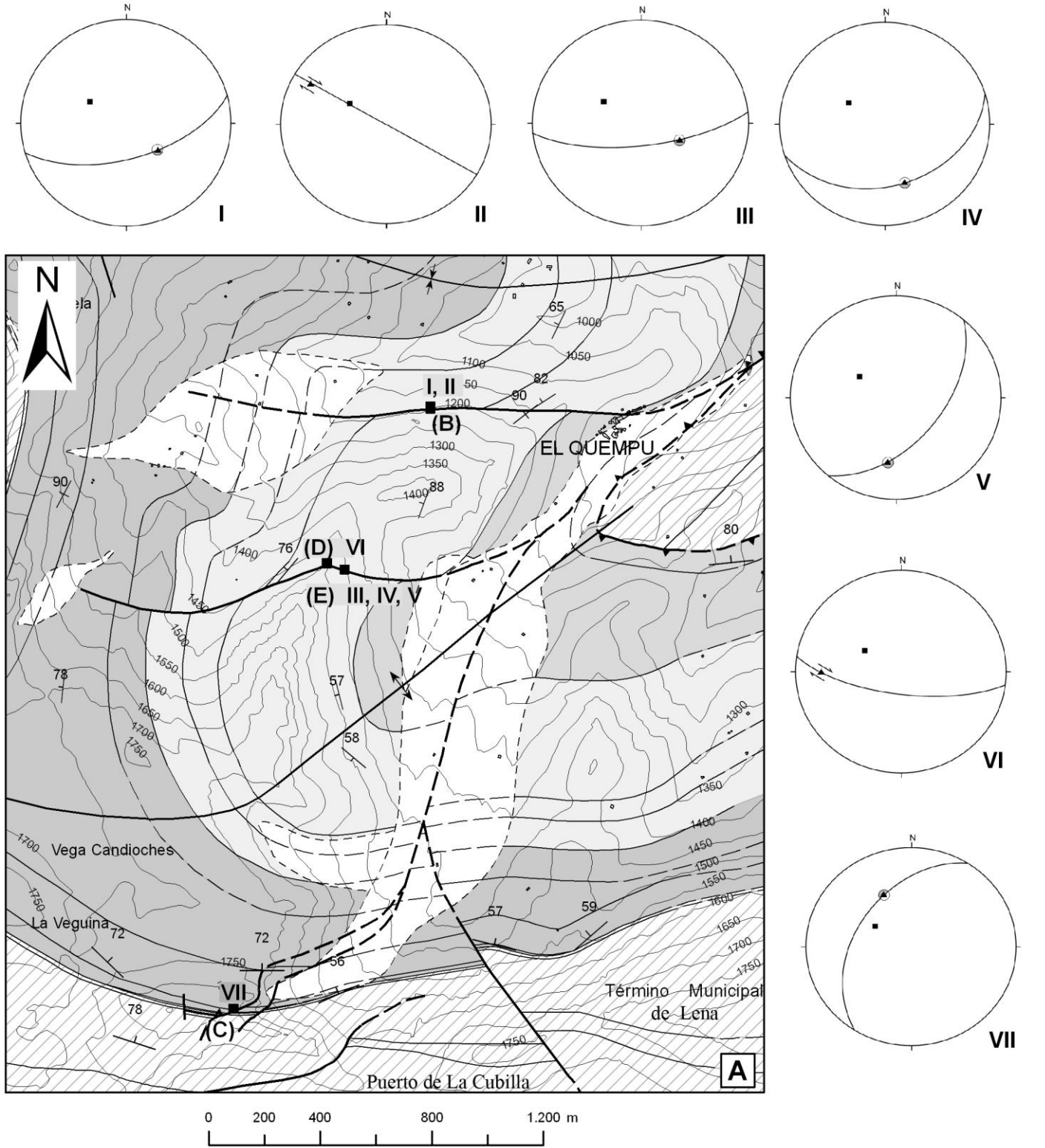


Fig. 28 Estereograma de los elementos estructurales de los distintos sectores (A, B, C) del tramo policlinal de “El Estrecho”. ■ : Eje del pliegue. Línea punteada: Plano axial. Línea discontinua: Flancos del pliegue.

3.2.1.1 Fallas asociadas al Pliegue “El Quempu-Valle de Riotuerto”

Desde la localidad de El Quempu hasta el puerto de La Cubilla se identifican una serie de fallas que afectan a ambos flancos del pliegue antes descrito. A lo largo de ellas y en estaciones muy puntuales, se han medido planos y estrías de fallas menores que informan sobre el papel desempeñado por las mayores (Fig. 29a).

3. Tectónica



Leyenda

- Cuaternario
- Carbonífero indiferenciado
- Devónico indiferenciado
- Ordovícico-Silúrico indiferenciado
- Cámbrico indiferenciado

Signos convencionales

- Anticlinal
- Cabalgamiento
- Falla

Leyenda esterogramas

- Eje medio
- Estrias
- Sector blanco: bloque hundido
- Sector gris: bloque elevado

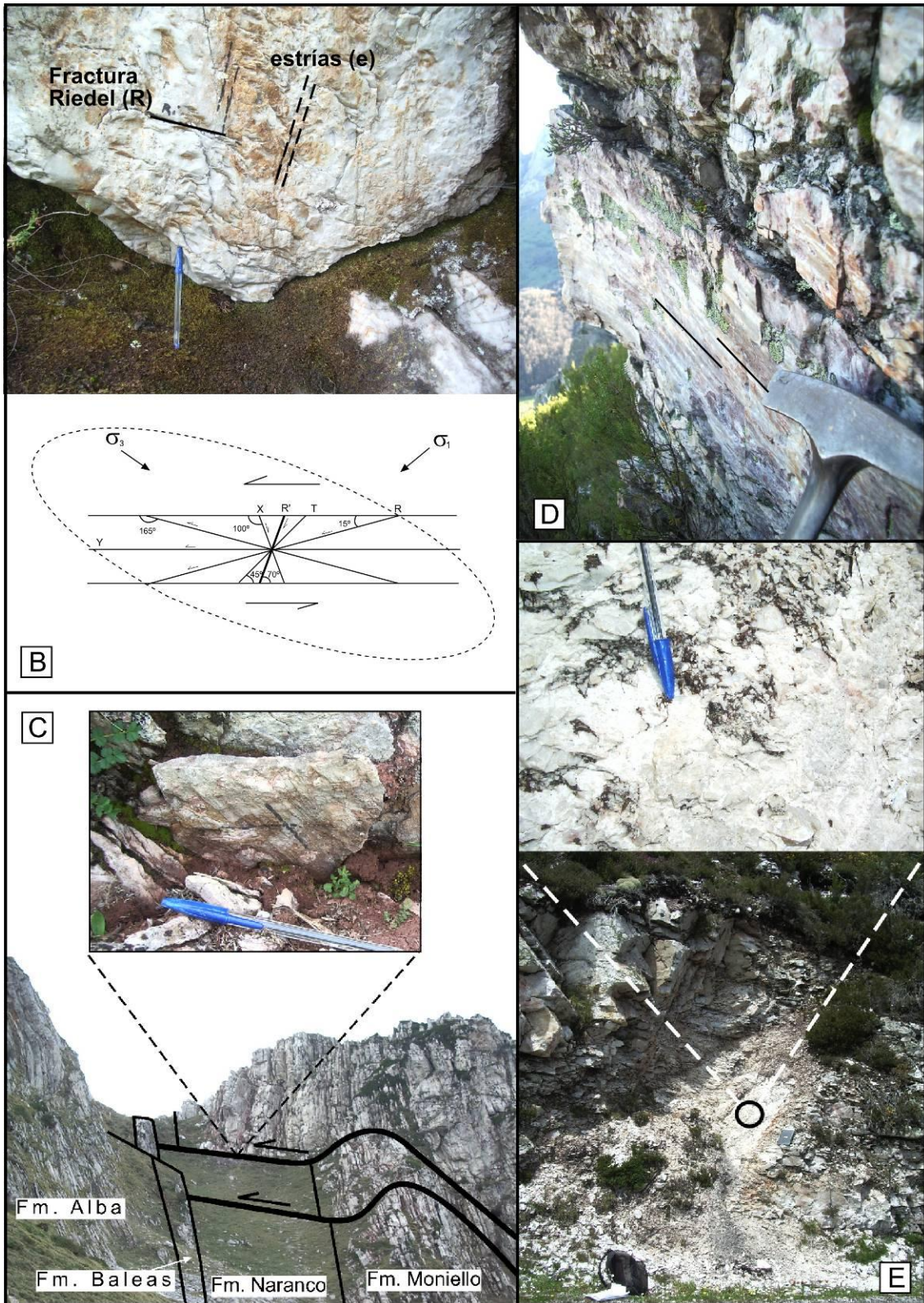


Fig. 29 (A) Mapa mostrando las fallas que cortan al pliegue El Quempu- Valle de Riotuerto. (B) Plano de falla con estrías y fracturas Riedel que indican el movimiento inverso de la falla. (C) Fallas localizadas cerca del puerto de La Cubilla. (D) Estrías medidas en la falla al SO de “El Quempu”. (E) Plano y brecha de falla.

Las fallas que atraviesan el flanco norte del pliegue buzando hacia el SSE y las que atraviesan el flanco sur hacia el NO. La disposición que presentan las estrías respecto a los planos de falla puede dividirse en dos sistemas, predominando la aproximadamente paralela o ligeramente oblicua a la línea de máxima pendiente (Fig. 29b y c) sobre la básicamente perpendicular a ésta (Fig. 29d). El primer sistema muestra un movimiento inverso, generalmente oblicuo, deducido a partir de escalones en las estrías y fracturas Riedel (1929) observadas en el bloque S de la falla al N de El Quempu (Fig. 29b). Se trata de fallas inversas dextrógiras en el flanco norte e inversas levógiras en el flanco Sur. La segunda familia indica un desplazamiento de las fallas según la dirección y su presencia es excepcional.

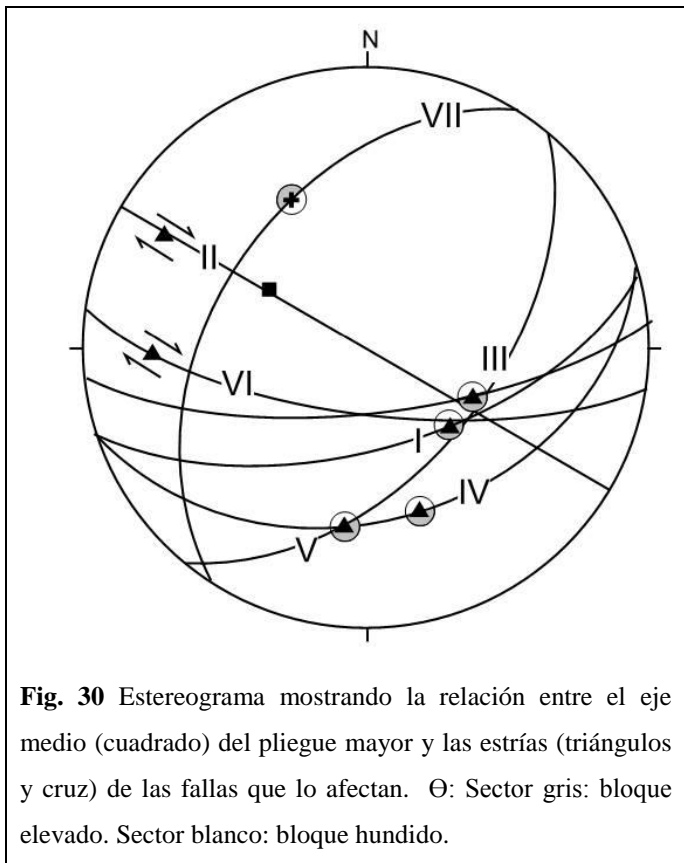


Fig. 30 Estereograma mostrando la relación entre el eje medio (cuadrado) del pliegue mayor y las estrías (triángulos y cruz) de las fallas que lo afectan. \ominus : Sector gris: bloque elevado. Sector blanco: bloque hundido.

En el estereograma de la figura 30 se representan conjuntamente el eje medio del pliegue (cuadrado), estimado en 300/57, y las estrías de las fallas que afectan al flanco norte (triángulos) y al flanco sur (cruz). La disposición de la mayoría de las estrías de las fallas que afectan al flanco norte es básicamente perpendicular a dicho eje; aunque también existen otras moderadamente oblicuas o aproximadamente oblicuas según el mismo, que indican más de un movimiento para estas fallas.

En el caso de las fallas del flanco S tan sólo se tiene una medida, con disposición oblicua al eje citado. Al ser el sistema de estrías perpendicular al eje medio del pliegue el más abundante y representativo, y tratándose de fallas inversas oblicuas, se interpreta que estas fallas son fundamentalmente estructuras secundarias formadas como resultado del desarrollo del pliegue en los últimos estadios de acortamiento, acomodando la deformación cuando los flancos ya no pueden seguir rotando.

3.2.2 Pliegue de Peña Cerreos

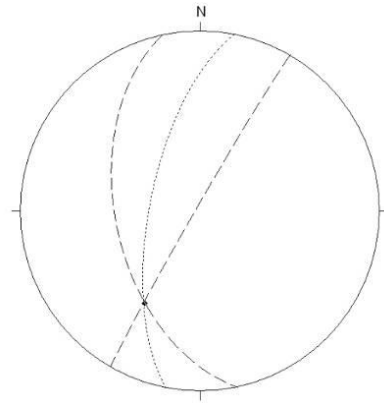
La geometría y orientación de este pliegue es bastante similar al anteriormente descrito de El Quempu-Valle de Riotuerto. Asimismo pliega un cabalgamiento menor que superpone las formaciones Alba y Barcaliente sobre la Formación San Emiliano, dando lugar a una semiventana tectónica similar a la que presenta el manto de Bodón al E de la localidad de “El Quempu”. Su traza axial se dispone en dirección SSO desde el E hasta el S de Peña Cerreos, en donde cambia a E-O.

Al E de Peña Cerreos, se trata de un pliegue antiformal cerrado, fuertemente inclinado y con inmersión moderada, con dirección NNE-SSO y eje 211/40 (Tabla VII; Fig. 31a). Estas características varían en la parte S de Peña Cerreos, donde pasa a ser un pliegue reclinado cerrado con rumbo E-O y eje 330/21 (Tabla VIII; Fig. 31b).

Tabla VII: Datos estructurales del tramo E del pliegue Peña Cerreos.

Dato	Dirección	Buzamiento
1	258	51
2	300	88
Eje	211	40
Plano Axial	281	67

A.F.: 52°

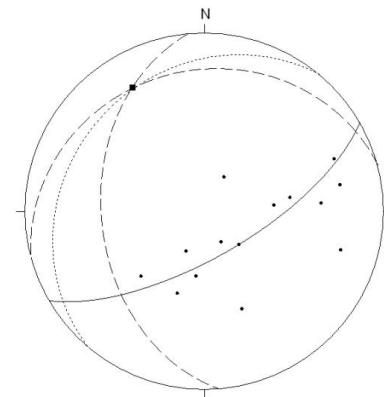


A

Tabla VIII: Datos estructurales del tramo S del pliegue Peña Cerreos.

Dato	Dirección	Buzamiento
1	314	22
2	331	16
3	18	40
4	339	49
5	248	67
6	261	40
7	286	68
8	266	55
9	44	42
10	210	18
11	24	20
12	7	30
13	259	66
14	265	32
Eje	330	21
Plano Axial	310	23

A.F.: 60°



B

Fig. 31 Estereogramas de los elementos estructurales del tramo este (A) y sur (B) del pliegue Peña Cerreos. ■ : Eje del pliegue. • : Polos de la estratificación. Línea punteada: Plano axial. Línea discontinua: Flancos del pliegue.

3.2.3 Pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza de Arriba”

Pliegue sinformal que se extiende con rumbo O-E desde El Quempu hasta el S de Tuiza de Arriba, afectando a la sucesión paleozoica desde la Formación Láncara hasta la Formación Barcaliente. El pliegue posee una amplia zona de charnela curva desde el N de la localidad de El Quempu, donde su eje presenta una fuerte inmersión hacia el O (Tabla IX; Fig. 32), hasta Tuiza de Abajo donde cambia de forma como consecuencia del despegue en el nivel de pizarras del Grupo de La Vid. Así, en la Formación Moniello tiene geometría policlinal y mediante un segundo nivel de despegue en la Formación Naranco pasa a un pliegue suave, derecho y con inmersión fuerte (Tabla X; Fig. 33) que afecta a las formaciones Alba y Barcaliente (Fig. 35 y Mapa).

Tabla IX: Datos estructurales del tramo al norte de El Quempu del pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza”

Dato	Dir.	Buz.	Dato	Dir.	Buz.
1	272	76	8	280	70
2	288	74	9	298	70
3	274	58	10	152	90
4	296	65	11	327	82
5	142	90	12	266	36
6	271	68	13	341	90
7	268	60	14	350	70
			Eje	257	67

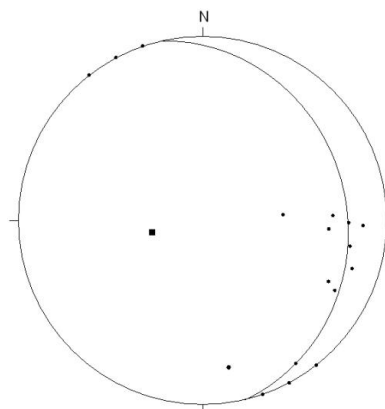


Fig. 32 Estereograma de los elementos estructurales del tramo al N de “El Quempu”. ■ : Eje del pliegue. • : Polos de la estratificación.

Tabla X: Datos estructurales del tramo al sur de Tuiza de Arriba.

Dato	Dirección	Buzamiento
1	274	70
2	270	76
3	264	80
4	258	82
5	259	44
6	212	70
Eje	222	70
Plano Axial	151	83

A.F.: 122°

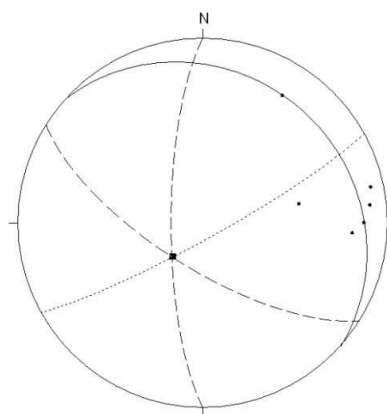


Fig. 33 Estereograma de los elementos estructurales del tramo al S de Tuiza. ■ : Eje del pliegue. • : Polos de la estratificación. Línea punteada: Plano axial. Línea discontinua: Flancos del pliegue.

3. Tectónica

El tramo de geometría policlinal es básicamente un pliegue en caja que contiene tres charnelas (Fig. 34). En el sur se observan dos trazas axiales con rumbo N aproximadamente, la situada al O pertenece a un antiformal cerrado, derecho con inmersión moderada (Tabla XI; Fig. 35a); la situada al E pertenece a un sinformal abierto, derecho y con inmersión fuerte (Tabla XII; Fig. 35b). En el norte se observa una traza axial en dirección SO-NE que pertenece a un pliegue sinformal cerrado, fuertemente inclinado y con inmersión suave (Tabla XIII; Fig. 35c).

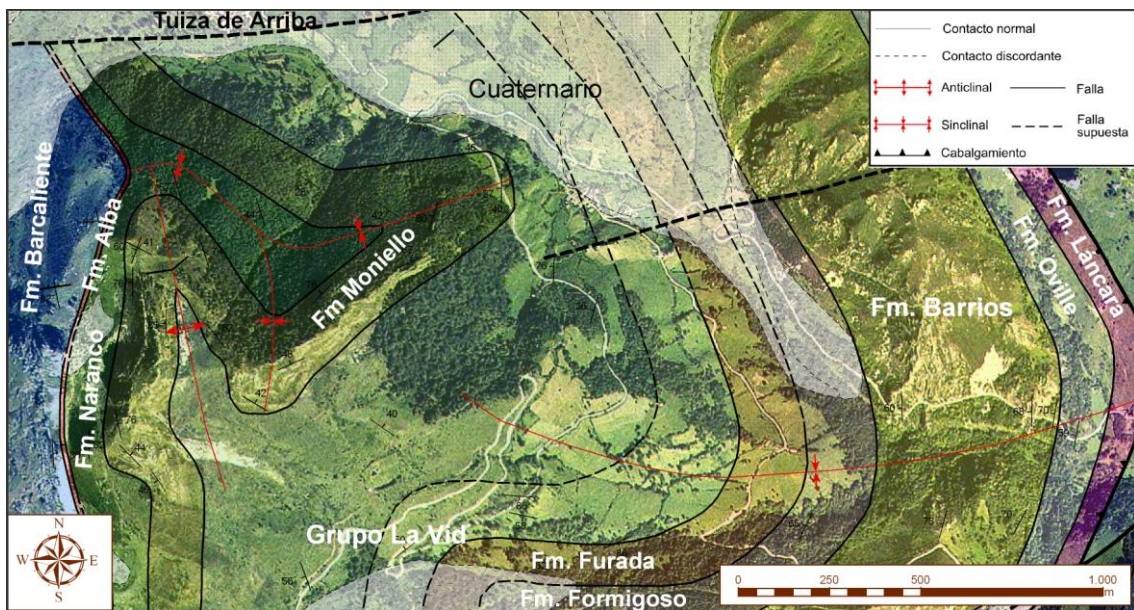
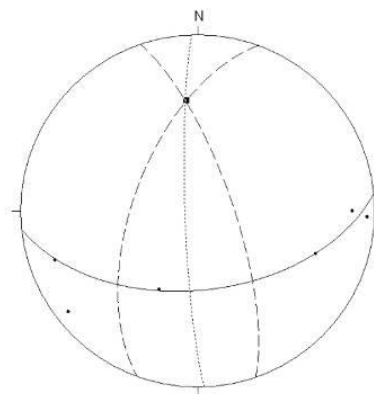


Fig. 34 Ortofoto mostrando el pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza”.

Tabla XI: Datos estructurales del sector A, del tramo policlinal del pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza de Arriba”

Dato	Dirección	Buzamiento
1	272	85
2	52	82
3	26	41
4	290	60
5	71	74
6	270	76
Eje	353	37
Plano Axial	268	84

A.F.: 60°



A

Tabla XII: Datos estructurales del sector B, del tramo policlinal del pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza de Arriba”

Dato	Dirección	Buzamiento
1	52	82
2	315	76
3	71	74
4	347	72
Eje	351	74
Plano Axial	272	86

A.F.: 88°

B

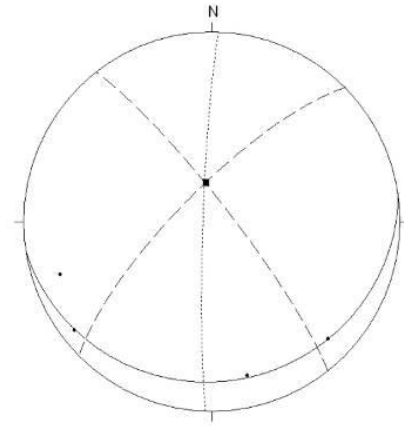


Tabla XIII: Datos estructurales del sector C, del tramo policlinal del pliegue “El Quempu-Sur de Tuiza de Arriba”

Dato	Dirección	Buzamiento
1	350	90
2	272	72
3	288	80
4	270	27
5	215	42
6	161	46
7	310	40
8	315	76
Eje	230	20
Plano Axial	146	74

A.F.: 63°

C

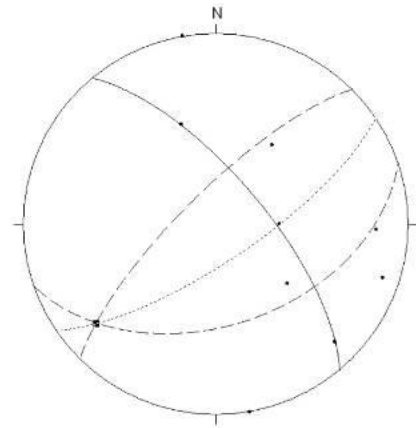


Fig. 35 Estereograma de los elementos estructurales (sectores A, B, C) del tramo policlinal al sur de Tuiza de Arriba. ■ : Eje del pliegue. • : Polos de la estratificación. Línea punteada: Plano axial. Línea discontinua: Flancos del pliegue.

3.2.4 Pliegue de Peña Ubiña Pequeña

Pliegue anticlinal con traza axial en dirección NO-SE. Se extiende desde Peña Ubiña Pequeña hacia el NO, afectando a la sucesión paleozoica desde la Fm. Moniello a la Fm. Valdeteja. Este pliegue está cortado por varias fallas inclinadas al NO. Se trata de un pliegue abierto, derecho y con inmersión fuerte (Tabla XIV y Fig. 36).

Tabla XIV: Datos estructurales del pliegue de Peña Ubiña Pequeña.

Dato	Dir.	Buz.	Dato	Dir.	Buz.
1	95	70	11	105	52
2	68	56	12	102	72
3	82	72	13	96	78
4	72	63	14	100	68
5	75	88	15	185	82
6	45	48	16	190	77
7	74	34	17	120	66
8	79	80	18	110	65
9	62	88	19	174	78
10	46	45	Eje	122	67
			P.A.:	50	82

A.F.: 92°

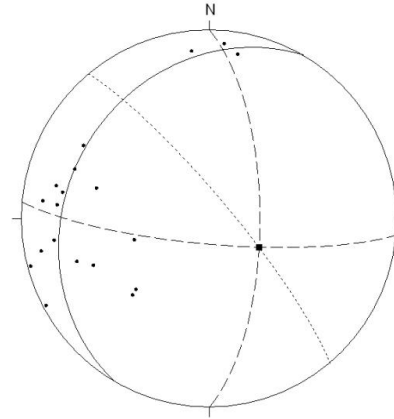


Fig. 36 Estereograma de los elementos estructurales del pliegue de Peña Ubiña Pequeña. ■ : Eje del pliegue. • : Polos de la estratificación. Línea punteada: Plano axial.

3.2.5 Significado tectónico de los pliegues en el área estudiada:

Desde el punto de vista geométrico, desde la Formación Láncara hasta el miembro inferior del Grupo de La Vid y en las formaciones Barcaliente y Valdeteja, se desarrollan pliegues concéntricos con charnelas redondeadas. Sin embargo, la Formación Moniello muestra pliegues angulares en caja o policlinales (Fig. 25 y 34). El tránsito entre ambas geometrías se produce mediante pliegues despegados en el miembro superior del Grupo de La Vid (Mapa y Fig. 25 y 34). Así pues, la geometría de las superficies plegadas depende de las características del “multilayer” o secuencia estratigráfica. Este dato, junto al desarrollo de pliegues menores en las charnelas de alguno de los pliegues descritos hasta ahora (Por ejemplo, en la Formación Alba del pliegue de Peña Cerreos. Ver figura 15), indica que los pliegues se han desarrollado mediante un proceso de “buckling”. Gosh (1967) apunta que en este tipo de pliegues, el grado de deformación junto al contraste de competencia y grosor de las capas, y la facilidad o resistencia al deslizamiento entre éstas, controla la geometría angulosa o redondeada de los mismos. Así, capas competentes gruesas con facilidad al deslizamiento entre ellas, favorecen los pliegues con charnelas redondeadas. Por el contrario, si las capas son delgadas y presentan un deslizamiento entre ellas muy restringido, desarrollan pliegues con charnelas angulosas del tipo chevron o pliegues en caja.

Respecto a la disposición de estos pliegues, se diferencian dos sistemas en dirección NO-SE y NE-SO respectivamente. La traza de alguno de éstos aparece representada en los esquemas tectónicos de Marcos (1968a), quien los denominó pliegues longitudinales y transversales a la curvatura del arco astúrico. Actualmente se les denomina “pliegues frontales” y “pliegues laterales” (Bastida *et al.*, 1984; Alonso, 1987; Pérez Estaún *et al.*, 1988; Alonso *et al.*, 1989) ya que se consideran estructuras frontales o laterales a los cabalgamientos. Así pues, coherentemente con el transporte tectónico hacia el NE definido para el área de estudio, los pliegues de dirección NO-SE y NE-SO, pueden interpretarse respectivamente, estructuras frontales y laterales de algún cabalgamiento situado al NE (fuera del área de estudio), con emplazamiento posterior al cabalgamiento de Bodón (su trazado se encuentra deformado por estos pliegues).

No obstante en algún caso, como el pliegue de Peña Cerreos, su traza axial es subparalela a la estratificación del flanco N del pliegue de “El Quempu-Valle de Riotuerto”. Por lo que su traza curva puede interpretarse como resultado del desarrollo posterior del pliegue mencionado, el cual deformaría una traza axial inicialmente recta.

Por último, teniendo en cuenta la disposición y geometría, el sistema de pliegues NE-SO presenta pliegues reclinados con fuerte inmersión de sus ejes hacia el NO, mientras que el sistema de pliegues NO-SE presenta pliegues derechos con fuerte inmersión de sus ejes hacia varias direcciones, principalmente al ONO y SE.

3.3 Falla de León

La Falla de León es una importante estructura regional considerada de origen varisco, pero de significado muy controvertido (De Sitter, 1962; Marcos, 1968a, b; 1979; Kullmann y Shonenberg, 1978; Nijman y Savage, 1989; Heward y Reading, 1980; Rodríguez Fernández y Heredia, 1988), para la que se han propuesto reactivaciones de edad mesozoico-terciaria (Pulgar *et al.*, 1999). Representa geológicamente, el límite N y O de la zona de estudio, con una traza cartográfica en dirección NE-SO, a lo largo de la cual no se ha podido medir ningún elemento cinemático que esclarezca su movimiento. No obstante, al sur de dicha traza aparecen diversas fallas que se bifurcan de la falla principal y que pueden considerarse asociadas a la misma.

3.3.1 Fallas menores asociadas a la Falla de León

Al SE de Peña Cerreos se ha identificado una falla inversa que se ramifica hacia el O y muestra un trazado global subparalelo a la principal Falla de León (Fig. 37). Se han estimado para dicha falla buzamientos entre 25° y 65°. En la ladera norte del valle de Riotuerto pone en contacto rocas carboníferas del bloque superior con rocas cretácicas en el bloque inferior (Fig. 37 y 38). Se prolonga hacia el N hasta el valle de Meicin, donde al descender de cota se une a la falla de León. Al SO de Peña Cerreos esta falla se ramifica en diversas fallas, la meridional continúa por el E y S de Peña Ubiña Pequeña cabalgando rocas cretácicas.

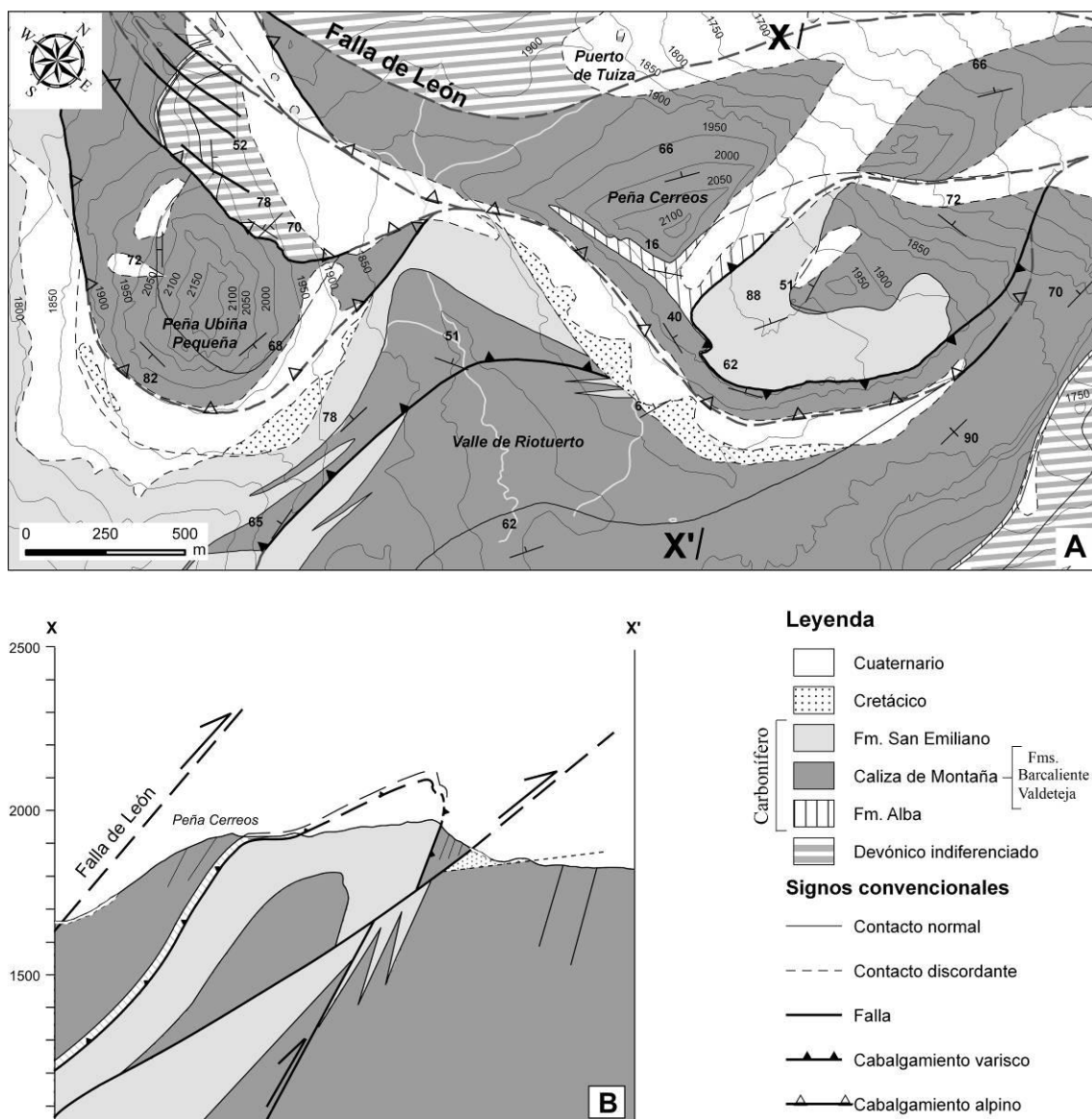


Fig. 37 (A) Mapa geológico del área situada al S de Peña Ubiña Grande. (B) Corte geológico mostrando la disposición de la sucesión cretácica.

Respecto a la prolongación occidental de esta estructura, probablemente al descender de cota se una con la falla de León, tal y como le ocurre en el sector oriental aunque la abundancia de depósitos cuaternarios impida observarlo.

La falla situada al N de la anterior presenta un plano de falla 7/61 que eleva el bloque N y pone en contacto la Formación Moniello con la Formación Barcaliente.

La falla más septentrional acaba uniéndose con un plano de falla 20/77, a la Falla de León.

Respecto a la relación de la falla más meridional, se observa que la disposición de las rocas en uno y otro bloque parece no ser consistente con un único movimiento inverso de la falla (Cortes geológicos A-A'; C-C'-C''). Por ello, puede interpretarse que esta estructura actuó en primer lugar como una falla de desgarre, secundaria a la Falla de León, y a continuación rejugó como falla inversa durante la deformación alpina.

3.3.2 Disposición estructural de la sucesión cretácica

Los materiales cretácicos de la zona muestran un buzamiento suave, menor de 10°, hacia el N y se apoyan mediante una discordancia angular sobre las formaciones Valdeteja y San Emiliano de edad Carbonífero Superior (Fig. 37 y 38). La cota de la base de la serie oscila entre los 1850 y los 1900 m. Esta falla da lugar al cobijamiento de dicha sucesión, en su borde N, por calizas de edad carbonífera (Fig. 37b).

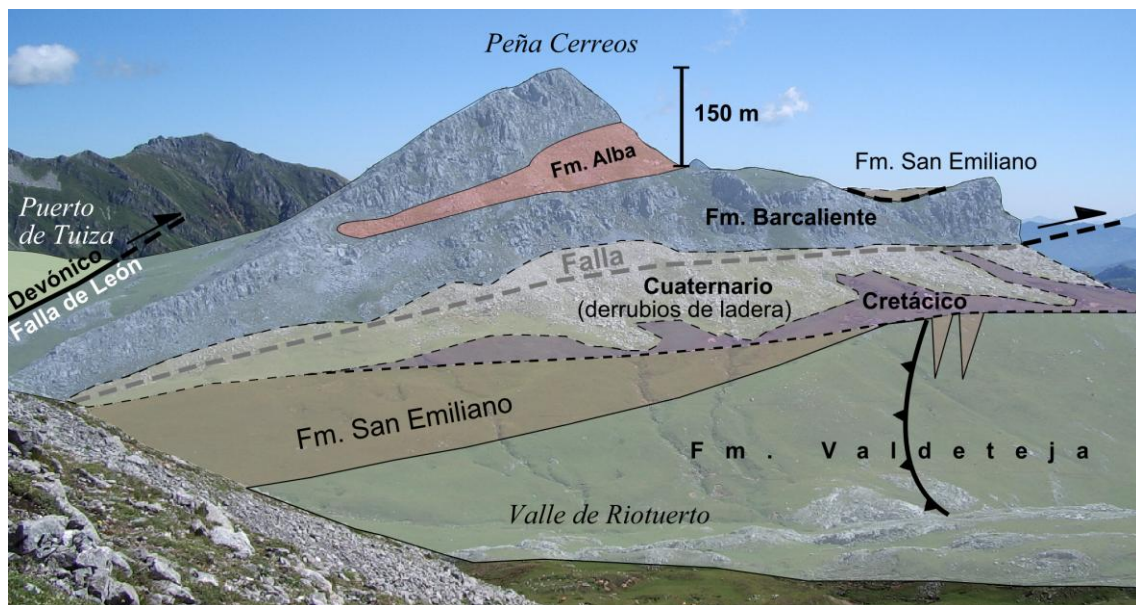


Fig. 38 Foto de la ladera septentrional del valle de Riotuerto mostrando la disposición geológica de la sucesión cretácica.

3.3.3 Implicaciones tectónicas y geomorfológicas

El nuevo afloramiento de facies Utrillas localizado en el área de Peña Ubiña es de especial interés por su situación aislada sobre el basamento paleozoico de la Zona Cantábrica, en la divisoria de la cordillera, a medio camino entre los afloramientos mesozoico-terciarios de la Cuenca de Oviedo y los del borde N de la Cuenca del Duero (Fig. 3). Este afloramiento permite evaluar los efectos de la deformación alpina sobre el basamento varisco en el interior de la Zona Cantábrica, donde era mucho más arriesgado por faltar el registro de la sucesión mesozoico-terciaria.

Respecto a la orogenia Alpina, el macizo de Peña Ubiña (2417 m) constituye uno de los relieves más elevados de la Cordillera Cantábrica. Puede interpretarse que el material que lo constituye, calizas carboníferas de la Formación Caliza de Montaña (Fms. Barcaliente y Valdeteja), presenta una mayor resistencia a la denudación que el material de los macizos colindantes, siendo la diferencia de altura resultado de la erosión diferencial; pero tanto al N (Sierras de La Sobia y del Aramo), como al S y al O (Somiedo) de dicho cordal existen afloramientos más extensos de la misma formación, sin que ello conlleve mayores elevaciones. Por tanto, la diferencia de altura debe interpretarse como resultado de un mayor levantamiento que el de macizos vecinos.

La disposición estructural de la serie cretácica nos indica que dicho levantamiento, unos 400 m por encima del nivel regional de cumbres, es el resultado de una falla inversa que puede considerarse secundaria de la Falla de León y que cubre la sucesión de facies Utrillas. Esta estructura nos ilustra sobre el papel de la Falla de León durante la deformación Alpina. Al N de dicha estructura, el levantamiento del basamento paleozoico (nivel de cumbres sobre los 2000 m) fue mayor que al S de la misma, en donde el nivel de cumbres suele estar en torno a los 1800 m. Este hecho indujo a Pulgar *et al.*, (1999) a interpretar que dicha falla pudiese haber rejugado como inversa en tiempos alpinos, representando la prolongación occidental de la Falla de Ubierna (Fig.3). El registro del Cretácico aparecido en Peña Ubiña es coherente con dicha interpretación. La mayor elevación al N de la falla también ha sido interpretada, a partir de datos geofísicos, como resultado de la duplicación alpina del basamento prevarisco en dicho sector (Gallastegui *et al.*, 1997) aunque ambos procesos están probablemente asociados.

4. CONCLUSIONES

La cartografía detallada del área situada entre Peña Ubiña y el puerto de La Cubilla aporta nueva información tanto de tipo estratigráfico y estructural, como meramente cartográfico. Las principales contribuciones de este trabajo son:

1. Asignación a la Formación Naranco de la sucesión terrígena situada por encima de la Formación Moniello, actualmente interpretada como formaciones Nocedo y Ermita del Devónico Superior, en base a los siguientes criterios:

- Composición litológica similar a la presente en otras secciones de la Formación Naranco de la vertiente asturiana de la Cordillera Cantábrica. La sucesión está compuesta por areniscas rojas bandeadas de grano fino-medio, con alguna intercalación de pizarras rojas en la base, que pasan gradualmente a pizarras rojas hacia techo.

- Acuñaamiento de la sucesión hacia el Este, hasta su desaparición al Este del puerto de La Cubilla, como consecuencia de la disposición discordante de las rocas suprayacentes (Discordancia del Devónico Superior).

2. Descripción de un nuevo afloramiento de facies Utrillas (Cretácico) localizado en las proximidades de Peña Ubiña. Este afloramiento aislado proporciona información sobre el levantamiento y papel estructural del basamento varisco en esta área durante la orogenia Alpina. Así, el levantamiento del macizo de Peña Ubiña unos 400 m por encima del nivel regional de cumbres es resultado de una falla inversa que puede considerarse secundaria de la Falla de León y que cobija la sucesión cretácica.

3. Representación cartográfica por primera vez en la zona de estudio de las formaciones Barcaliente y Valdeteja, así como de los miembros del Grupo de La Vid: un término inferior calcáreo y otro superior principalmente terrígeno.

4. Caracterización de los elementos geométricos de los pliegues del área de estudio y clasificación de estos pliegues según la disposición de sus ejes y planos axiales. De los dos sistemas de pliegues, el dispuesto en dirección NE-SO presenta pliegues reclinados con fuerte inmersión de sus ejes hacia el NO, mientras que el sistema dispuesto en dirección NO-SE presenta pliegues derechos con fuerte inmersión de sus ejes hacia varias direcciones, principalmente al ONO y SE. Por otro lado, la geometría de estas superficies plegadas depende de las características del “multilayer” o secuencia estratigráfica, indicando un desarrollo de los pliegues por un proceso de “buckling”. Así, desde la Formación Láncara hasta el miembro inferior del Grupo de La Vid y en

las formaciones Barcaliente y Valdeteja, se desarrollan pliegues concéntricos con charnelas redondeadas, mientras que en la Formación Moniello se desarrollan pliegues angulares en caja o policlinales. El tránsito entre ambas geometrías se produce se produce un despegue en el miembro superior del Grupo de La Vid.

5. Determinación de los elementos cinemáticos de las fallas presentes entre la localidad de El Quempu y el puerto de La Cubilla, que afectan al pliegue “El Quempu-Valle de Riotuerto”. La disposición principalmente perpendicular de las estrías medidas respecto al eje medio del pliegue y su carácter inverso oblicuo, permite interpretarlas como resultado del desarrollo del pliegue en los últimos estadios de acortamiento, cuando los flancos ya no pueden seguir rotando.

5. AGRADECIMIENTOS

Deseo hacer constar mi agradecimiento a todas aquellas personas que de un modo u otro han contribuido a la realización de este trabajo. En primer lugar al Dr. Juan Luis Alonso, director de esta tesis de master, por el estímulo y ayudas recibidas en todas las facetas de este trabajo.

Al Dr. José Carlos Martínez García-Ramos del Área de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo, por su contribución en la determinación de las facies de Utrillas y confección de la columna de la ladera norte del valle de Riotuerto.

Al Dr. Carlos López Fernández del Área de Geodinámica Interna de la Universidad de Oviedo, por su contribución informática así como por su apoyo, ánimo y paciencia.

Al Dr. Luís Pedro Fernández González del Área de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo, por la información proporcionada sobre distintas formaciones del área estudiada.

A mis padres, por su incondicional e inagotable ánimo y apoyo.

A Beatriz por su compañía y ayuda en varias jornadas de campo así como por su apoyo, ánimo y paciencia.

Finalmente agradezco a mis compañeros Iker Juárez y Erica de la Facultad de Geología de Oviedo, su compañía y ayuda en varias jornadas de campo.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Adaro y Junquera (1916): Criaderos de hierro de España. T. II, Criaderos de Asturias, *Mem. Inst. Geol. Min. España.*, 676 pp.
- Aguilar, M.R., Ramírez del Pozo, J. y Riba, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *t.,XXVII (6):497-512.*
- Alonso, J. L. (1987): Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 9: 969-983.
- Alonso, J. L., Álvarez-Marrón, J. y Pulgar, J. A. (1989): Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Univ. De Oviedo, 18, 145-153.
- Alonso, J. L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds), Cambridge Univ. Press, 19-22.
- Aller, J. (1986): La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central. Serv. Public. Principado de Asturias, Conserjería de Industria y Comercio. Oviedo, 180 pp.
- Ameron, H. W. J. van (1965): Upper-Cretaceous pollen and spores assemblages from the so called "Wealden" of the province of León (Northern Spain). *Pollen et sporas.*, V 7, nº 1.
- Aramburu, C. (1989): El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España). *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo. Tomo I, 531 pp. (Inédita).
- Aramburu, C. y García Ramos, J. C. (1993): La sedimentación Cambro-Ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 19, pp. 45-73
- Arboleya, M. L. (1978): Estudio estructural del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Tesis doctoral*, Univ. Autónoma de Barcelona.
- Arenas, R., Gil Ibaruchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J.G. de y Peinado, M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, 2: pp. 87-110.
- Baldwin, C. T. (1978): A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West Asturias-Leonese zones, NW. Spain. *Geol. de la parte N. del Macizo Ibérico* (edic. Homenaje a I. Parga Condal). *Cuad. Seminario Est. Cerámicos Sargadelos*, 27, pp. 43-70.
- Barba, P. y Fernández, L. P. (1990): Estratigrafía, pp. 10-62, de: Memoria del mapa geológico de España 1:50.000, Hoja 102 (Los Barrios de Luna), segunda serie – primera edición, *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid, 130 p.
- Barrois, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, (2), 1, 630 pp.
- Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. A. (1984): Geometría y evolución estructural del manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Bol. Geol. Min.*, 95: 517-539.
- Bosch, W. J. van den (1969): Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44., pp. 137-225.
- Bowman, M. B. J. (1982): The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships to other Namurian/Westphalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 12, 23-35.

6. Bibliografía

- Brouwer, A. y Ginkel, A. C. van (1963): La sucesión Carbonifera dans la partie meridionale de Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest), C. R. V Congrès de Stratigraphie Carbonifere, Tome 1, Paris, 430 pp.
- Canerot, J. (1982): Iberica Central – Maestrazgo. En: *El Cretacico de España* (A. Garcia, Ed.), Editorial Complutense, Madrid, pp. 273-344.
- Coo, J. C. M. de, Deelman, J.C. y der Baan, D. van (1971): Carbonate facies of the Santa Lucia Formation (Emsian-Couvinian) in Leon and Asturias, Spain, *Geol. Mijnb.*, 50, 3, pp. 359-366.
- Colmenero, J. R., Agueda, J.A, Fernández, L. P., Salvador, C. I., Bahamonde, J. R y Barba, P. (1988): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian Xone, NW Spain, In: *Fan-Deltas. Sedimentology and Tectonic settings*. W. Nemeč y R. J. Steel (eds.). Blacjie and Son. Glasgow, pp. 267-285.
- Comte, P. (1936): La serie devonienne du Leon (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 202, pp. 237-239.
- Comte, P. (1937): La serie cambrienne et silurienne du Leon (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 204, pp. 604-606.
- Comte, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, 440 pp.
- Cramer, F. H. (1964): Some Acritarchs from the San Pedro Formation (Gedinnien) of the cantabric Mountains in Spain. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hidrol.*, 73 (1), pp. 33-38.
- Debrenne, F. y Zamarreño, I. (1970): Sur la decouverte d'Archeocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Brev. Geol. Ast.*, XIV (1), pp. 1-11.
- Eichmüller, K. (1985): Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13, pp. 45-154.
- Eichmüller, K. (1986): Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Geol. Min.*, XCVII-V, pp. 590-607.
- Espina, R. G., Alonso, J. L., y Pulgar, J. A. (1996): Growth and propagation of bucle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 18: 431-441.
- Evers, H. J. (1967): Geology of the leonidas between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 41, pp. 83-151.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de y Rodríguez-Fernández, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol.*, Fac. Ciencias, Univ. Porto, 1: 411-431.
- Fernández, L. P. (1990): Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de la región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano. *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo. 322 pp. (Inédita).
- Fernández, L. P. (1993): La Formación San Emiliano (Carbonifero de la Zona Cantábrica, NO de España): Estratigrafía y extensión lateral. Algunas implicaciones paleogeográficas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 19, 97-122.
- Fisher, R. V., y Schmincke, H. U. (1984): Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlín, 472 pp.
- Fleuty, M. J. (1964): The description of folds. *Proc. Geol. assoc.*, 75, Pt. 4, 461-89

- Frankenfeld, H (1981): Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabrischen Gebirge (Nord-spanien) vom Ende der Devonian (Givetium/Frasnes) bis zum Tournai. *Clausthaler Geol. Abh.*, 39: 1-91.
- Gallastegui, G. (1990): Rocas Ígneas de la Memoria del mapa geológico de España 1:50.000, Hoja 102 (Los Barrios de Luna), segunda serie – primera edición, ITGE.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A. and Alvarez Marrón, J. (1997): 2D seismic modelling of the Variscan foreland thrust and fold belt crust in NW Spain from ESCIN-1 deep seismic reflection data, *Tectonophysics* 269, 21-32.
- Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la Cordillera y margen continental cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 1-221.
- García-Alcalde, J. L., Arbizu, M. A. (1976): Les faunes pelagiques du Devonien Moyen de Leon (versant meridional des Montagnes Cantabriques, NO. De L'Espagne). *Ann. Soc. Geol. Nord.*, vol. 96, p. 4.
- García-Alcalde, J. L y Racheboeuf, P. R. (1978): Nouveaux brachiopodes chonetacea du Devonien de la Cordillera Cantabrique (Nord Ouest de L'Espagne). *Geobios*, 11, 6, pp. 835-865.
- García-Alcalde, J. L., Arbizu, M. A., García-López, S., Méndez Bedia, I. (1979): Meeting of the Internacional Subcomisión on Devonian Stratigraphy. Guide book of the field trip. *Serv. Publ. Univ. de Oviedo*. 41 pp.
- García Fuente, S. (1959): Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja nº 77 (La Plaza, Teverga). *Inst Geol. Min. Esp.*, 305H., 68 pp.
- García-Ramos, J. C. (1977): Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de las series detríticas del Devónico medio en la Cordillera Cantábrica (Asturias y León). *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo.
- García-Ramos, J. C. (1978): Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14, pp. 27-33.
- Ginkel, A. C. van (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 34, 1-225.
- Ginkel, A. C. van and Villa, E. (1996): Paleontological data of San Emiliano Formation (Cantabrian Mountains, Spain) and their significance in the Carboniferous chronostratigraphy. *Geobios*, 29 (2), 149-170.
- González Lastra, J. (1978): Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, pp. 249-265.
- Gosh, S.K. (1968): Experiments of buckling of multilayers Vich permit interlayer gliding. *Tectonophysics*, 6, (3) 10, pp. 207-249.
- Gutiérrez-Elorza, M., García-Ruiz, J. M., Goy, J. L., Gracia, F. J., Gutiérrez-Santolalla, F., Martí, C., Martín-Serrano, A., Pérez-González, C., Zazo, C. y Aguirre, E. (2002): *Quaternary*, pp. 333-366., in: Gibbons, W. & Moreno, T. (eds): *Geology of Spain*, The Geological Society Publishing House, London, 649 pp.
- Heward, A., and Reading, A. G. (1980): Deposits associated with a Hercynian to Late Hercynian Continental strike-slip system, Cantabrian Mts, Northern Spain. En: *Sedimentation in Oblique Slip Mobile Zones* (B. F. Ballance y H.G. Reading, Eds.), Blackwell, Oxford, IAS, Sp. Publ., 4: 105-125.
- Jonker, R.K. (1972): Fluvial sediments of Cretaceous age along the southern border of the Cantabrian Mountains, Spain. *Diss. Univ. Leiden* [repr. LGM 48]; pp. 275-379

- Julivert, M. (1965): Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central. Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t 7, n° 4, pp. 644-651, 2 fig., París.
- Julivert, M. (1967): La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del ponga. *Trabajos de Geología*, 1: 1-26.
- Julivert, M. (1971): Dècollement tectonics in the hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270: 1-29.
- Julivert, M. (1978): Hercynian Orogeny and Carboniferous paleogeography in Northwest Spain: A model of deformation-sedimentation relationships. *Z. Dt. Geol. Ges.*, 129, pp. 565-592.
- Julivert, M. Marcos, A. y Truyols, J (1972): L'évolution paleogeographique du NW. De l'Espagne pendant l'Ordovicien – Silurien. *Bull. Soc. Geol. Min. Bret.*, 4, 1, pp. 1-7.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, north-west Spain). *Amer. Journ. Sci.*, 273, pp. 353-375.
- Kegel, W. (1929): Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. *Z. dt geol. Ges.*, 81, pp. 35-62.
- Kullman, J. (1961): Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gerbirge (Nordspanien) I. Stretigraphie. Paläontologie der U. O. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 113 (3), pp. 219-326.
- Kullman, J. (1963): Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, XXIV, pp. 205-241.
- Kullmann, J. and Schöenberg, R. (1978): Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep seated fault system (León Line, Cantabrian Mountains, North Spain). *Tectonophysics*, 48, T15-T22.
- Leyva, F.; Granados, L.F.; Solovieva, M.N.; Laveine, J.P.; Lys, M.; Loboziak, S.; Martínez Díaz, C.; Brousmiche, C.; Candilier, A.M. & García Cortés, A. (1985): La estratigrafía del Carbonífero Medio en el área Los Tornos-Villoria-La Colladona (Sector Oriental de la Cuenca Carbonífera Central). *C.R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.* Madrid 1983, 1, 231-248.
- Lotze, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt Forsch.*, 6, pp. 1-12. (Trad. Por J. M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los variscidas de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, pp. 149-166).
- Lotze, F. (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw. Kl.*, 6, pp. 1-216 (283-498) (Trad. en Mem. Inst. Geol. España, 1975, pp. 1-256).
- Marcos, A. (1968a): La Tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. *Trabajos de Geología.*, 2, pp. 59-87.
- Marcos, A. (1968b): Notas sobre el significado de la "Leon line". *Brev. Geol. Ast.*, 12 (3), pp. 1-5.
- Marcos, A. (1979): Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León Line, Cantabrian Mountains, North Spain). Discussion. *Tectonophysics*, 60: 303-309.
- Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of Nw Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2) pp. 256-260.
- Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., Bastida, F., Aller, J., García-Alcalde, J. L. y Sánchez de Posada, L. C. (1982): Cartografía del mapa geológico de España 1:50.000, Hoja 77 (La Plaza, Teverga), *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.

- Martínez Álvarez, J. A., Carpio, V., Gutiérrez Claverol, M., Marcos, A., Vargas, I. (1968): Notas sobre las características de la zona de Cueto Negro (Cordillera Cantábrica). *Acta. Geol. Hisp.*, 3 (2), pp.25-28.
- Menéndez-Álvarez, J. R. (1978): Conodontos de la Formación Genicera en el corte de Entrago (Teverga-Asturias). *Brev. Geol. Ast.*, 22 (4).
- Menéndez-Álvarez, J. R. (1991): Conodontos del Carbonífero inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica. *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo, 283 pp.
- Méndez Bedia, I. (1971): Nota sobre las microfacies de la Formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias, NW de España). *Breviora Geol. Asturica*, 15, 2, pp. 17-32.
- Méndez Bedia, I. (1976): Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 9, pp. 1-93.
- Nijman, W. and Savage, J. F. (1989): Persistent basement wrenching as controlling mechanism of Variscan thin-skinned thrusting and sedimentation, Cantabrian Mountains, Spain: *Tectonophysics*, v. 169, p. 281-302.
- Oele, E. (1964): Sedimentological aspects of four lower Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Med.*, 30, pp. 1-99
- Pello, J. (1968): Sobre la existencia del devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W de Oviedo. *Brev. Geol. Ast.*, XII (3), pp. 11-16.
- Pello, J. (1972): Estudio geológico de la región central de Asturias. *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo (Inédita).
- Pello, J. (1976): Mapa geológico de España: Hoja Proaza 1:50.000 *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid, 1-53.
- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquín, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold. and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorian Arc). *Tectonics*. 7(3), pp. 517-537.
- Poll, K. (1963): Zur Stratigraphie des Altpaläozoikums von Belmonte (Asturien/Nord-spanien). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, t. 117, pp. 235-250.
- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. y Marín, J. A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21: 283-294.
- Riedel, W. (1929): Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentrabl. Mineral. Geol. Paläontol.*, Abh B: 354-368.
- Rodríguez, R. M. (1979): Palinoestratigrafía por medio de miosporas acritarcos, de las formaciones San Pedro, Furada y Carazo (Silúrico superior-Devónico inferior; Cordillera Cantábrica) en las provincias de León, Oviedo y Palencia. *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo, 476 pp. (Inédita).
- Rodríguez Fernández, L. R. y Heredia, N. (1988): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: el ejemplo de la unidad del Pisuerga Carrión (Zona Cantábrica, N. O. de España). *II Congr. Geol. España*. Simposios, 65-74.
- Schmid, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcomisión on the Systematics of igneous Rocks. *Geology*, 9, pp. 41-43.
- Sdzuy, K. (1961): Dans Kambrium Spaiens. Teil II: *Trilobiten*. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, pp. 1-8, pp. 217-408 (499-690).

6. Bibliografía

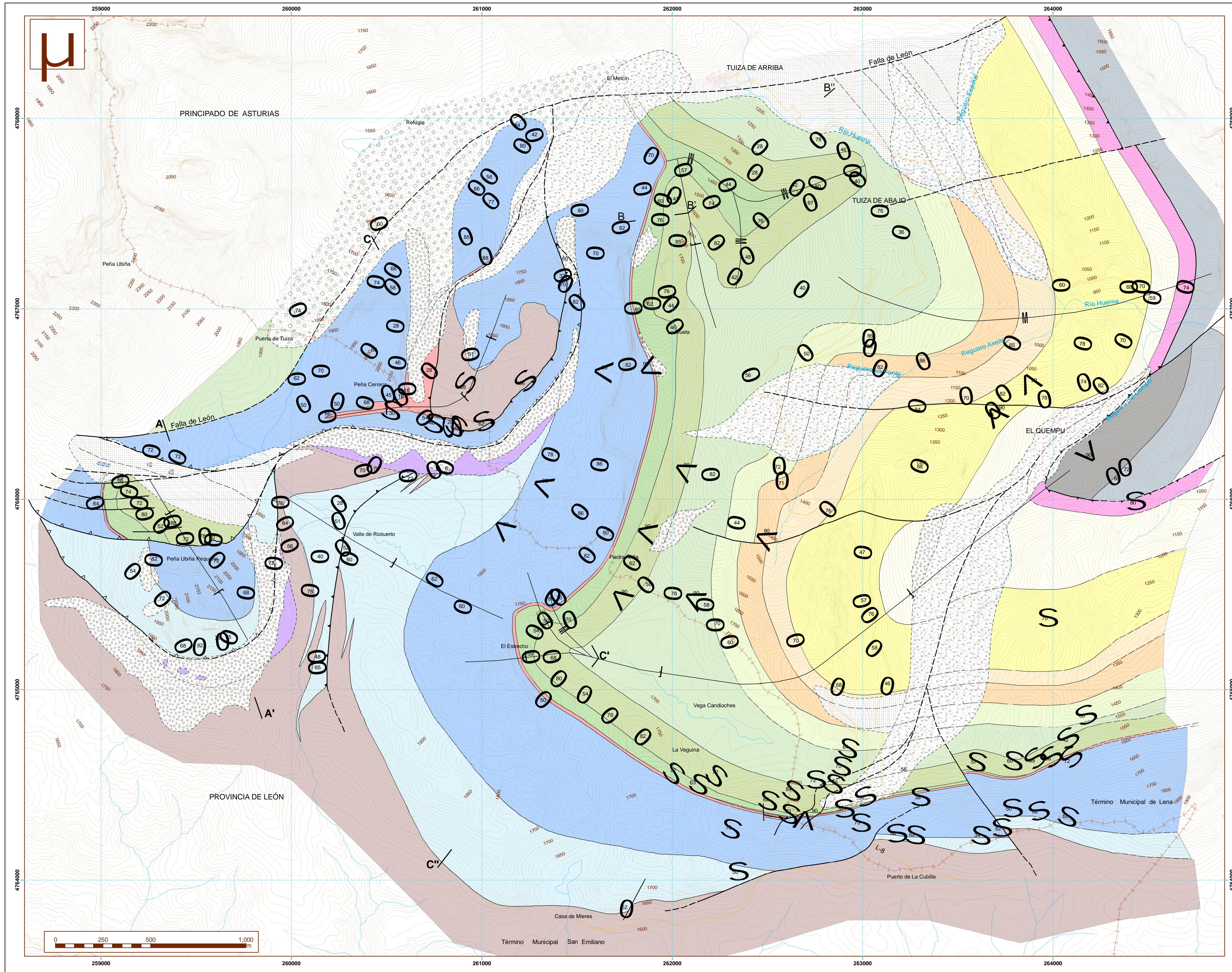
- Sdzuy, K. (1967): Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo 1, pp. 77-133.
- Sdzuy, K. (1968): Biostratigrafía de la griotte cámbrica de os Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 2, pp. 45-57.
- Sdzuy, K. (1971): La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *C. R. I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ., Sec. 1 Geol.*, 2, pp. 769-782.
- Sitter, L.U. de (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections scale 1:100.000. *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 255-264.
- Sitter, L.U. de., Bosch, W. J. van den (1968): The structure of the SW. Part of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 213-216.
- Smits, J. (1965): The Caldas Formation, a new Devonian Unit in Leon (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31 pp.
- Suárez de Centi, C. (1988): Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Fm. Furada/San Pedro (*Silúrico Sup.-Devónico Inf.*). Zona Cantábrica, cuenca Astur-leonesa. In: Estudio de los sedimentos precarboníferos, la estructura y evolución tectono-estratigráfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. Informe núm. 7, Estratigrafía y sedimentología. Fondo documental ITGE, 273 pp. (Inédito).
- Suárez Rodríguez, A., Heredia, N, López Díaz, F., Toyos, J. M., Rodríguez Fernández, L. R. y Gutiérrez, G. (1990): Cartografía del mapa geológico de España 1:50.000, Hoja 102 (Los Barrios de Luna), segunda serie – primera edición, *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Truyols, J., Philippot, A., Julivert, M. (1974): Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes. *Bull. Soc. Gèol. Fr.*, 16 (1), pp. 23-35.
- Truyols, J., Arbizu, M., García-Alcalde, J. L., García-López, S., Martínez Chacón, M. L., Méndez-Bedia, I., Méndez-Fernández, C., Menéndez, J. R., Sánchez de Posada, L. C., Soto, F., Trutols-Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J. y Lorenzo, P. (1982): Memoria del mapa geológico de España 1:50.000, Hoja 77 (La Plaza, Teverga), *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- Truyols, J., González Lastra, J., Marquínez García, J., Martínez Díaz, C., Méndez Fernández, C., Menéndez Álvarez, J.R. and Sánchez de Posada, L.C. (1984): Preliminary note on two marine sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa area (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Compte Rendí Neuvième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Washington and Champaign-Urbana, 1979, 2, 148-156.
- Vera, C. (1988): Estratigrafía y Sedimentología de los grupos Rañeces y La Vid en la Cordillera Cantábrica, (Asturias y León) *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo. (Inédita).
- Vilas-Minondo, L. (1971): El Paleozoico inferior y medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 80, pp. 1-169.
- Villa, E., Sánchez de Posada, L.C., Fernández, L.P., Martínez Chacón, M.L and Stavros, C. (2001): Foraminifera and Biostratigraphy of the Valdeteja formation Stratotype (Carboniferous, Cantabrian Zone, NW Spain). *Facies*, 45, 59-86.
- Wagner, R. H., Winkler Prins, C. J., y Riding, R. E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 4, pp. 603-663.
- Wagner, R. H. y Bowman, M. B. J. (1983): The position of the Bashirian/Moecovian boundary in West European chronostratigraphy. *Newsl. Stratigr.* 12 (3), pp. 132-161.

6. Bibliografía

- Wagner, R.H., Villa, E., Sánchez de Posada, L.C., Martínez Chacón, M.L., Fernández, L.P. y Winkler-Prins, C.F. (2002): The Asturian stage: a preliminary proposal for the definition of a substitute for Westphalian D. In: L.V. Hills, Ch.M. Henderson, y E.W. Bamber (Eds). Carboniferous and Permian of the World, XIV International Congress of the Carboniferous and Permian. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 19, 832-850.
- Zamarreño, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. De España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología.*, Univ. de Oviedo, 5, 118 pp.

Mapa geológico del área situada entre Peña Ubiña y el puerto de La Cubilla (Zona central de la Cordillera Cantábrica)

Escala 1:10.000

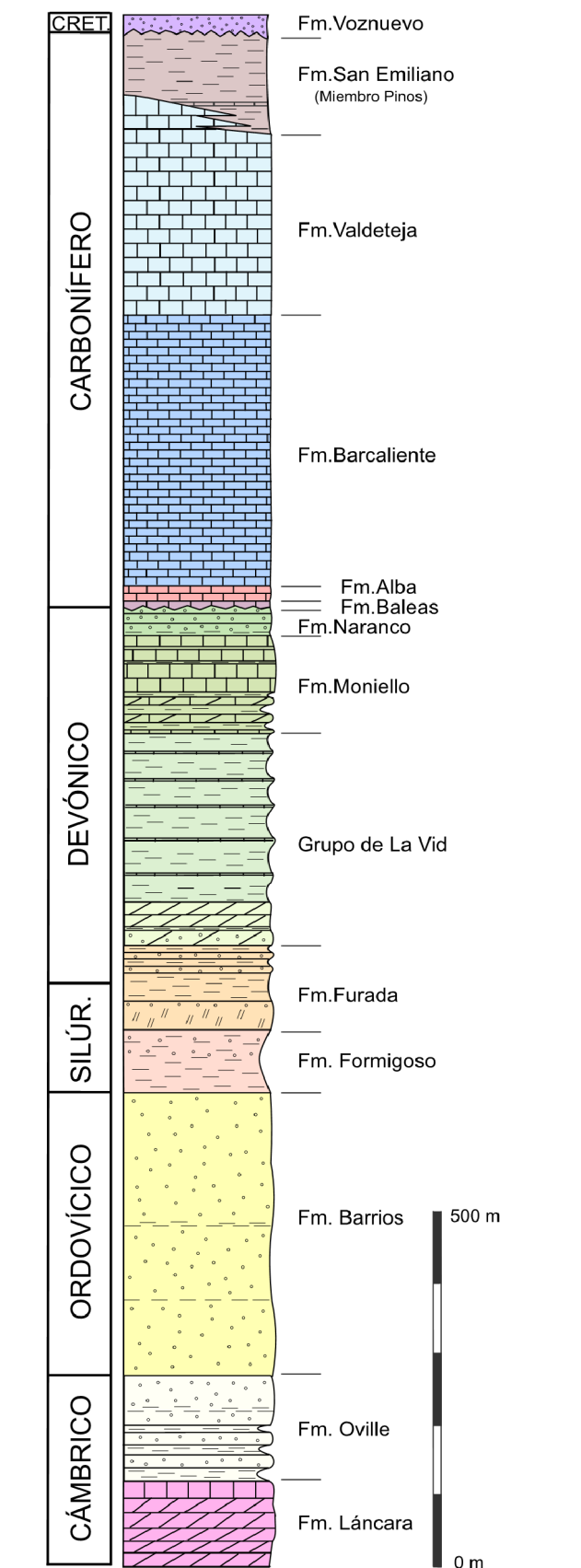


LEYENDA

CUATERNARIO		Indiferenciado
		Derrubios de ladera
		Depósitos glaciares removilizados
		Movimiento en masa
CRET.		Facies Utrillas
		Grupo Lena C. Nivel calcáreo
CARBONIFERO		Fm. San Emiliano
		Fm. Valdeteja
		Fm. Barcaliente
		Fm. Alba
		Fm. Baleas
DEVÓNICO		Fm. Naranco
		Fm. Moniello
		(Miembro pizarroso)
		(Miembro calcáreo)
		Grupo de La Vid
SILÚR.		Fm. Furada
		Fm. Formigoso
ORD.		Fm. Barrios
		Fm. Oville
		Fm. Láncara

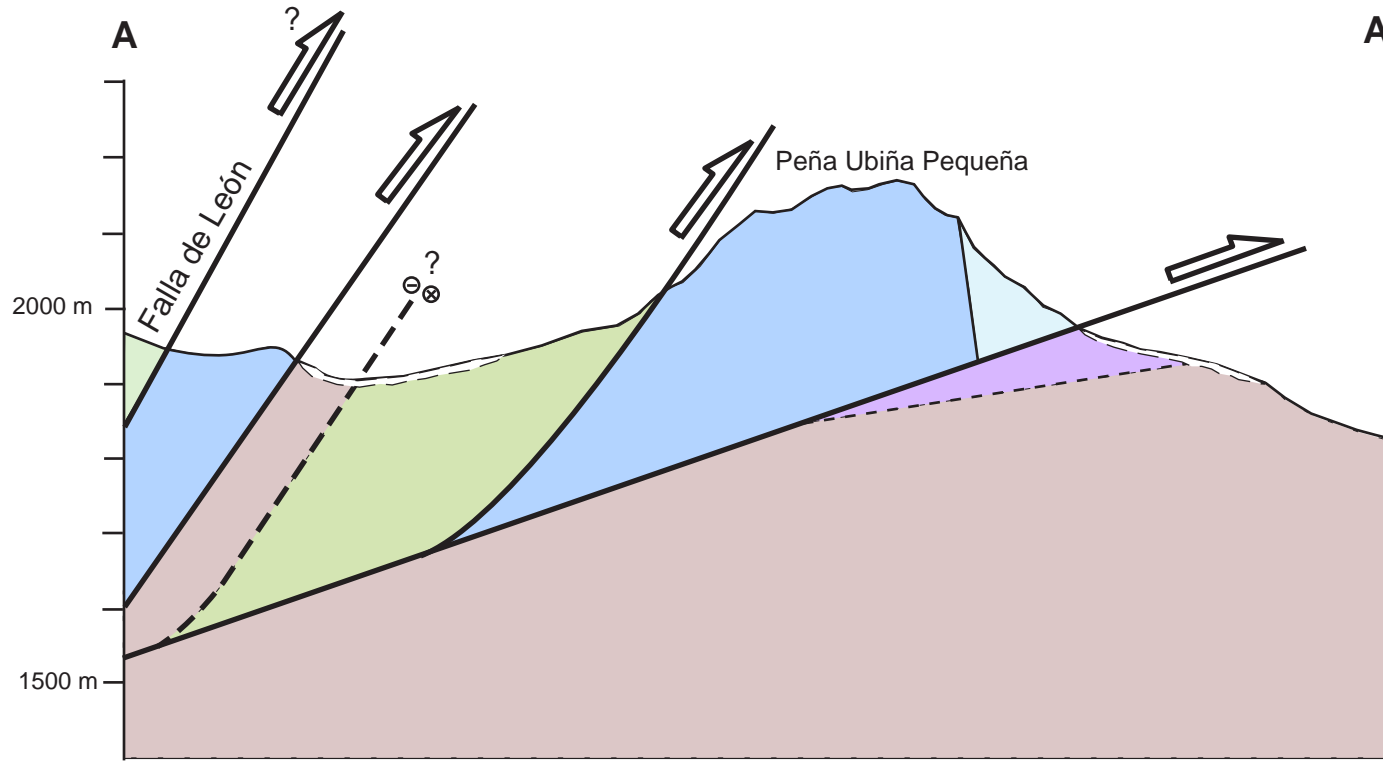
Signos convencionales

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

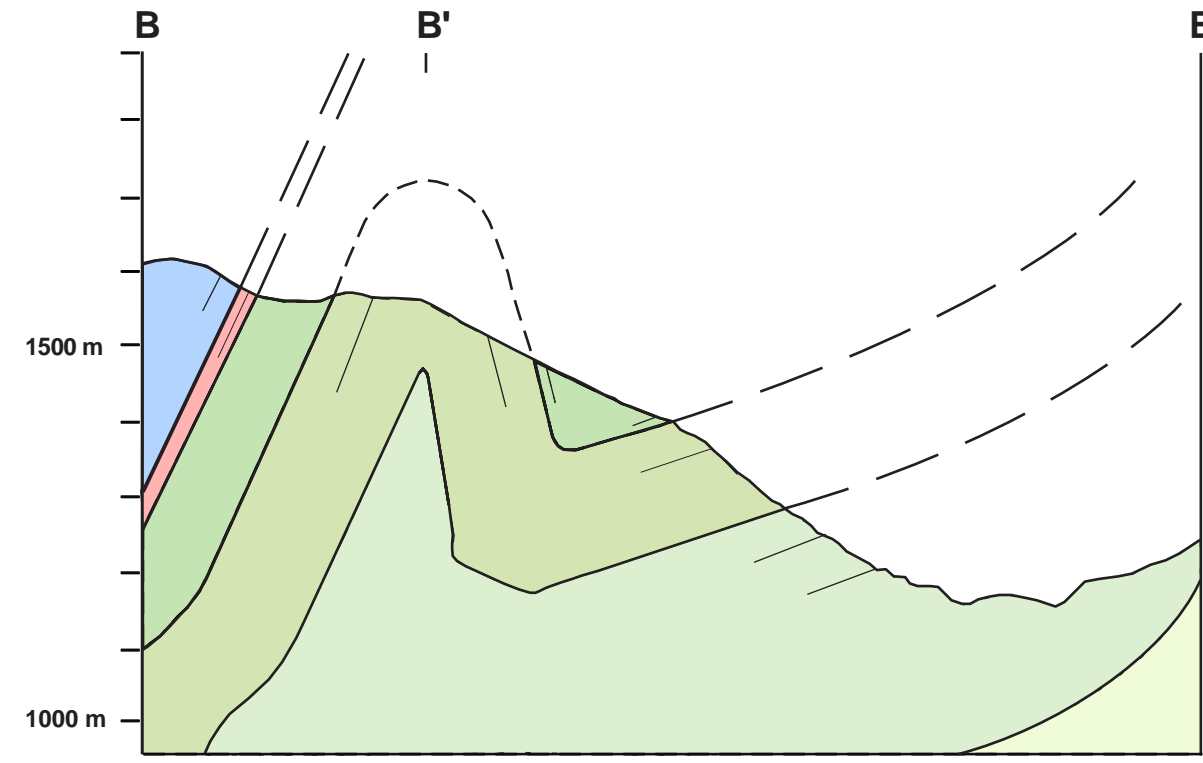


CORTES GEOLÓGICOS

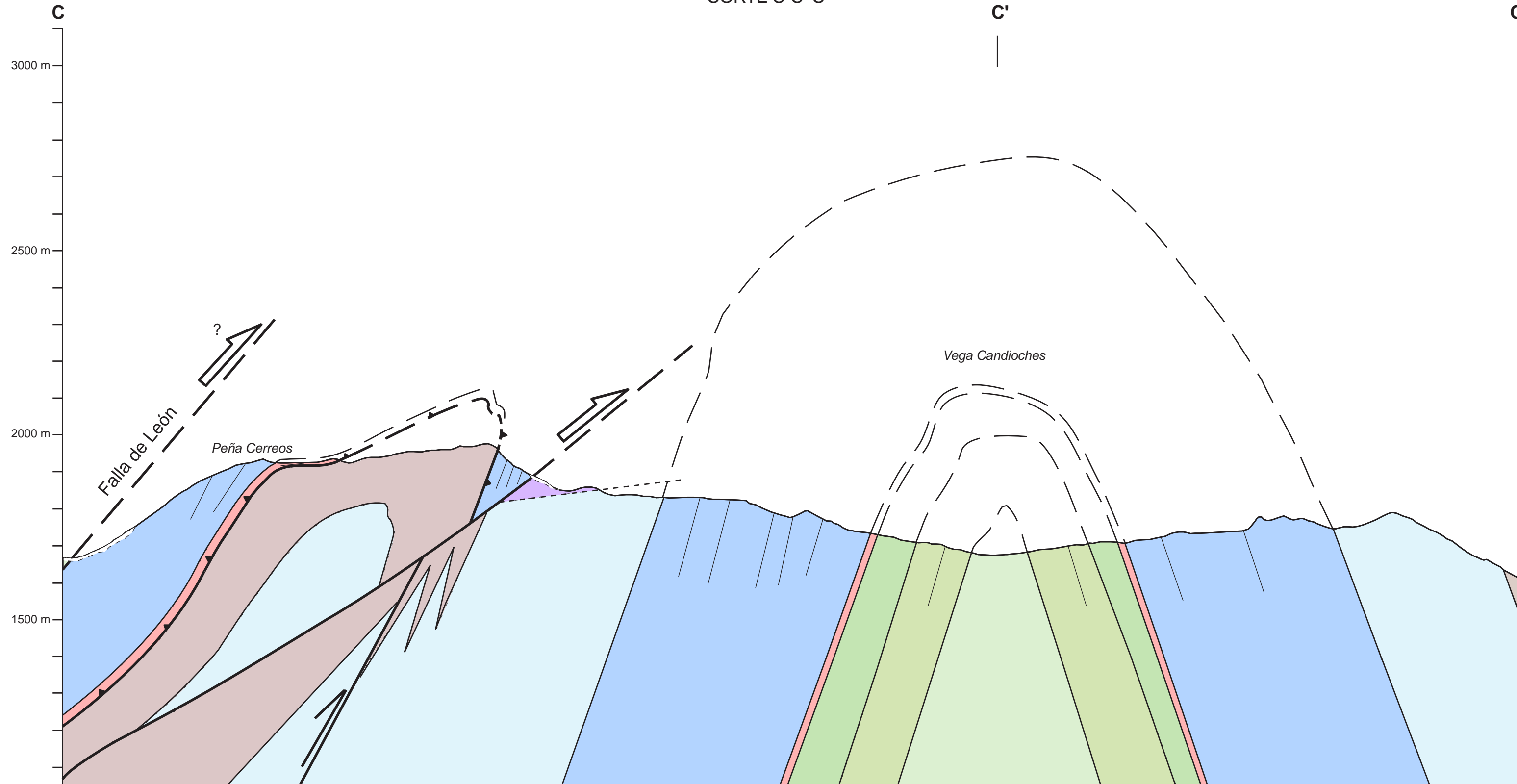
CORTE A-A'



CORTE B-B'-B''



CORTE C-C'-C''



LEYENDA

CUATERNARIO		Indiferenciado	
		Derrubios de ladera	
		Depósitos glaciares removilizados	
		Movimiento en masa	
CRET.		Facies Utrillas	
CARBONIFERO		Fm. San Emiliano	 Grupo Lena C: Nivel calcáreo
		Fm. Valdeteja	
		Fm. Barcaliente	
		Fm. Alba	
		Fm. Baleas	
DEVÓNICO		Fm. Naranco	} Grupo de La Vid
		Fm. Moniello	
		(Miembro pizarroso)	
		(Miembro calcáreo)	
SILÚR.		Fm. Furada	
CÁMBRICO ORD.		Fm. Formigoso	
		Fm. Barrios	
		Fm. Oville	
		Fm. Láncara	
		Cabalgamiento varisco	
		Cabalgamiento alpino	