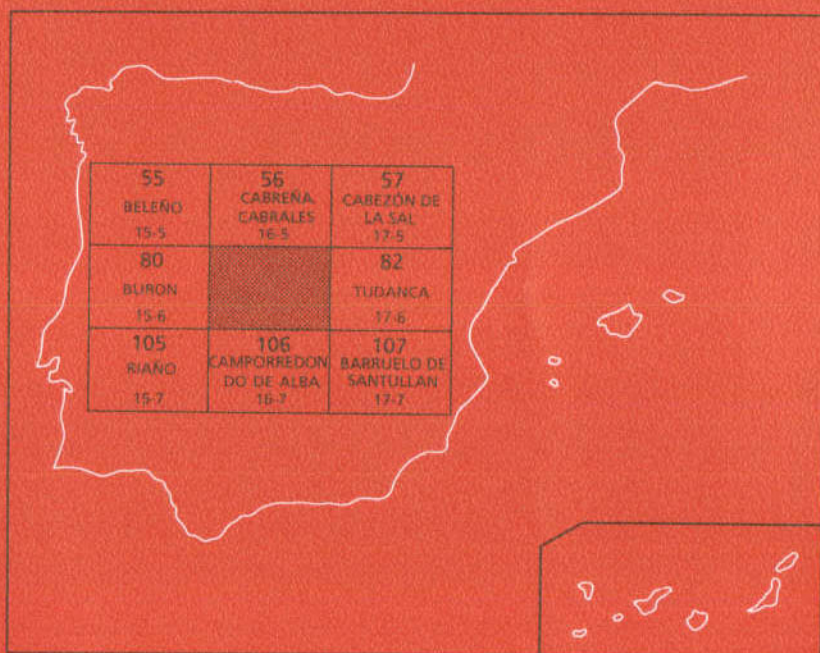




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



POTES

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

POTES

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M.—16.733.—1994

I.S.B.N.: 84-7840-181-4

NIPO: 241-93-009-3

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: I. Izquierdo, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Potes (81) han sido realizados, durante 1992 y 1993, por la Dirección de Geología y Técnicas Básicas del ITGE, con la colaboración de ENADIMSA y del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo; habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico

L. R. Rodríguez Fernández y N. Heredia (ITGE)
D. Navarro (ENADIMSA), E. Martínez y J. Marquinez (Univ. de Oviedo)

Mapa Geomorfológico

E. Alonso Herrero (Univ. de León-ITGE)

Memoria

Estratigrafía

L. R. Rodríguez Fernández, P. Barba y N. Heredia (ITGE)

Geomorfología

E. Alonso Herrero (Univ. de León-ITGE)

Tectónica

N. Heredia y L. R. Rodríguez Fernández (ITGE)

Rocas Igneas

G. Gallastegui (ITGE)

Historia Geológica

P. Barba y N. Heredia (ITGE)

Geología Económica

N. Heredia (ITGE)

Han colaborado en aspectos parciales:

Paleontología de Fusulináceos.-

E. Villa (Univ. de Oviedo) y A. C. Van Ginkel (Leiden)

Cartografía geológica previa y toma de muestras.-

J. Matas (ENADIMSA), E. Ariño (ENADIMSA)

L. Lobato (Univ. de León), M. García-Sánchez (ENADIMSA)

J. F. Savage (Univ. de Utrech)

Geomorfología.-

V. Alonso (Univ. de Oviedo)

Petrología de Rocas Igneas.-

A. Cuesta (univ. de Oviedo)

Dirección del Estudio

L. R. Rodríguez Fernández

Nota:

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

INDICE

1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFÍA.	13
2.1. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD DEL PISUERGA-CARRIÓN.	13
2.1.1. Silúrico-Devónico.	13
2.1.1.1. Formación Arroyacas (Silúrico Superior).	13
2.1.1.2. Formación Carazo.(Silúrico Superior-Devónico Inferior).	15
2.1.1.3. Formación Lebanza.(Devónico Inferior).	17
2.1.1.4. Formaciones Abadía y Polentinos (Devónico Inferior-Medio).	19
2.1.1.5. Formación Gustalapedra.y Formación Cardaño. (Devónico Medio-Superior).	21
2.1.1.6. Formación Murcia.(Frasniense Superior-Fameniense Inferior).	24
2.1.1.7. Formaciones Vidrieros (Fameniense Superior-Tournaisiense).	26
2.1.2. Carbonífero Inferior.	26
2.1.2.1. Formación Vegamián (Tournaisiense-Viseense).	26
2.1.2.2. Formación Alba o Genicera (Viseense-Namuriense A).	28
2.1.3. El Carbonífero Superior anterior a la discordancia de Curavacas: Grupo Potes (Namuriense-Westfaliense A).	29
2.1.4. El Carbonífero Superior en el Dominio de Yuso-Carrión (o Fuentes Carrionas)	37
2.1.4.1. Formación Curavacas (Westfaliense A Superior -B)	37
2.1.4.2. Formación Lechada (Westfaliense A-D)	42
2.1.4.3. Grupo Coriscao (Cantabriense superior)	43

2.1.5. El Carbonífero Superior en el Dominio del Pisuerga	44
2.1.5.1. Formación Vañes y Vergaño (Westfaliense A-D)	44
2.1.5.2. Formaciones Rozo y Ojosa (Westfaliense D Superior- Cantabriense Inferior)	46
2.1.6. El Carbonífero Superior del Dominio de la Liébana	46
2.1.6.1. Grupo Mogrovejo (Vereisky-Podolsky)	48
2.1.6.2. Grupo Viorna (Myachkovsky-Kasimoviense)	51
2.1.6.3. Grupo Campollo (Kasimoviense)	53
2.1.7. El Carbonífero Medio-Superior del Dominio de Valdeón	55
2.1.7.1. Formación Panda. (Podolsky Medio-Superior)	55
2.1.7.2. Formación Pandetrave. (Podolsky-Myachkovsky)	58
2.1.7.3. Grupo Remoña. (Estefaniense B)	61
2.2. ESTRATIGRAFIA DE LA UNIDAD DE LOS PICOS DE EUROPA	64
2.2.1. Formación Ermita y Caliza de las Portillas (Fameniense-Tournaisiense)	64
2.2.2. Formación Alba (o Genicera) (Tournaisiense Superior-Viseense)	66
2.2.3. Caliza de Montaña. (Namuriense-Bashkiriense)	66
2.2.4. Formación Picos de Europa. (Moscoviense-Kasimoviense Inferior)	67
2.2.5. Formación Lebeña (Kasimoviense)	69
3. GEOMORFOLOGIA	71
3.1. INTRODUCCION	71
3.2. GENESIS Y TIPOS DE RELIEVE	71
3.3. ELEMENTOS MORFOLOGICOS	74
3.3.1. Morfología Fluvial	74
3.3.2. Morfología Glaciar	74
3.3.2.1. Macizo Central de Picos de Europa	74
3.3.2.2. Macizo de Pico Corisco	74
3.3.2.3. Macizo de Peña Prieta	75
3.3.3. Morfología de Vertientes	75
3.3.3.1. Glaciares Rocosos	75
3.3.3.2. Masas Deslizadas	76
3.3.3.3. Brechas Calcáreas Cementadas	78
3.3.4. Morfología Kárstica	78
4. TECTONICA	78
4.1. INTRODUCCIÓN	78
4.2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS MANTOS CANTÁBRICOS	79
4.3. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS LÁMINAS CABALGANTES	81
4.3.1. Cabalgamientos fosilizados por la Discordancia Palentina (Westfaliense A sup.-B)	81
4.3.2. Cabalgamientos fosilizados por la Discordancia Astúrica (Estefaniense B)	83
4.3.3. Cabalgamientos fosilizados por el Pérmico	84
4.4. LA RED DE FRACTURACIÓN	87

5. ROCAS IGNEAS	90
5.1. INTRODUCCIÓN	90
5.2. El "stock" de Pico Jano	91
5.3. El "stock" de Peña Prieta.....	92
5.3.1. Antecedentes	92
5.3.2. Caracterización macroscópica	92
5.3.3. Petrografía	95
5.3.4. Mineralogía	96
5.3.5. Caracterización geoquímica	101
5.3.6. Consideraciones petrogenéticas y ambiente geotectónico	104
5.3.7. Edad de emplazamiento	106
6. HISTORIA GEOLOGICA	109
7. GEOLOGIA ECONOMICA	113
7.1 MINERIA	113
7.1.1. Minería Metálica	113
7.1.2. Minerales Industriales	114
7.1.3. Minería Energética	114
7.2. HIDROGEOLOGIA	114
8. BIBLIOGRAFIA	116

1.- INTRODUCCION

El área que abarca la Hoja de Potes, se halla situada en su mayor parte en el SO de Cantabria quedando sus bordes S y O en las provincias de Palencia y León respectivamente. Comprende la mayor parte de una comarca muy peculiar como es la Liébana, con tradiciones y manifestaciones culturales específicas como consecuencia de su aislamiento. Es una zona topográficamente deprimida que aparece rodeada de importantes macizos montañosos que superan los 2.000 m. Así por el N aparece separada del resto de la Cornisa Cantábrica por los macizos de Picos de Europa (2.613 m en la Peña Vieja) y Peña Sagra (2.046 m), mientras que al E queda limitada por la Peña Labra (2.011 m), en las estribaciones de la Sierra del Hajar. En la parte sur se levanta el Macizo de Fuentes Carrionas en el que se encuentra la Peña Prieta (2.538 m) la cumbre más alta de esta Hoja.

Debido a la fuerte orografía, la Liébana es una zona mal comunicada. Sus principales accesos desde la Meseta son los Puertos de San Glorio (1.609 m) y Piedrasluengas (1.329 m), situados al S y E respectivamente, mientras que el Desfiladero de la Hermida la comunica con las Cornisa Cantábrica, merced a la profunda entalladura que el Río Deva produce en las calizas carboníferas de los Picos de Europa.

Como consecuencia de su posición cerca del eje de la cordillera Cantábrica, la morfología de La Liébana es suave y de formas redondeadas aunque con grandes desniveles (295 m en Potes y 2.613 m en Peña Vieja, distantes unos 15 km), como corresponde a la acción erosiva sobre un substrato predominantemente siliciclástico, excepto en su parte NO donde los materiales calcareos de los Picos de Europa originan un relieve abrupto y fuertemente recortado. Esta correlación entre litología y morfología tiene su expresión en la demografía, así mientras los "Picos" se encuentran prácticamente despoblados, existen en la Liébana numerosos asentamientos humanos, aunque de escasa población y bastante dispersos. La villa de Potes es el único núcleo de población importante y la capital de la comarca. La actividad económica fundamental es la ganadería, complementada en los meses de verano por un turismo muy numeroso.

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Potes está situada en la Zona Cantábrica (LOTZE,

1945), la más externa de la rama N del segmento ibérico de la Cordillera Hercínica. Dentro de esta la mayor parte de la hoja esta incluida en la Región del Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1971), quedando su ángulo NO dentro de la Unidad de Picos de Europa (Fig. 1). La Región del Pisuerga-Carrión se caracteriza por la presencia de una sucesión devónica bastante completa aunque con facies diferentes a las del resto de la Zona Cantábrica ("Facies Palentinas" de BROUWER, 1964) que aparece formando parte de unidades alóctonas, en muchos casos desenraizadas. Asociado al Devónico se encuentra un Carbonífero inferior de facies similares a las del resto de la Zona Cantábrica. Estos afloramientos aparecen rodeados por un Carbonífero medio y superior predominantemente siliciclástico que en la mayor parte de los casos se apoya discordantemente sobre el Devónico o el Carbonífero inferior. La Unidad de Picos de Europa se caracteriza por una sedimentación predominantemente carbonatada que abarca, al igual que en el Pisuerga-Carrión, la mayor parte de este periodo, estando prácticamente ausente el Devónico y el resto del Paleozoico inferior que solo aflora en áreas más septentrionales y de forma incompleta.

Estas dos zonas corresponden en origen, a áreas paleogeográficas alejadas, que se encuentran actualmente superpuestas, como consecuencia del acortamiento ligado a la Orogénesis Hercínica, en la que las estructuras tectónicas más importantes son los cabalgamientos. Estas estructuras son extraordinariamente abundantes en los Picos de Europa, dando lugar a numerosas repeticiones de la serie estratigráfica y a un importante apilamiento de láminas cabalgantes. La Orogénesis Alpina aunque apenas modifica el edificio estructural hercínico, hace rejuglar numerosas estructuras, dando lugar a un rejuvenecimiento de la cordillera, que permite la presencia y desarrollo de un relieve como el actual.

El conocimiento geológico del área es bastante reciente. Aunque existen referencias geológicas de este área desde mediados del siglo pasado (CASIANO DE PRADO, 1856, 1861; MALLADA, 1896; BARROIS, 1882; QUIRING, 1939; ALVARADO y SAMPELAYO, 1945), es a partir de la década de los años 60 cuando SITTER y colaboradores del Instituto de Geología de la Universidad de Leiden, dan un impulso al conocimiento geológico de las montañas cantábricas, sobre todo en su vertiente Sur. Entre estos investigadores, podemos destacar por sus estudios en el marco de la presente hoja a BROUWER (1962, 1964), WAGNER (1965, 1971), BINNEKAMP (1965), SAVAGE (1967), BOSCHMA y STAALDUINEN (1968), AMBROSE (1972) y especialmente a MAAS (1974), que realizó una detallada cartografía y estratigrafía de las comarcas de la Liébana y Poblaciones, localizadas geológicamente en el borde N de la Cuenca Vasco-Cantábrica y Pisuerga Carrión y parte S de los Picos de Europa.

En los últimos años junto con el avance generalizado en el conocimiento geológico de la Zona Cantábrica, han aparecido numerosos trabajos sobre la geología de este área en los que han tomado parte un numeroso grupo de investigadores, fundamentalmente de la Universidad de Oviedo y del ITGE, entre los que podemos destacar los trabajos de LOBATO (1977), MARQUINEZ, (1978, 1989), MARTINEZ GARCIA (1981), MAAS y GINKEL (1983), RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987, 1990), HEREDIA *et al.* (1990), GALLASTEGUI *et al* (1990) y HEREDIA (1991).

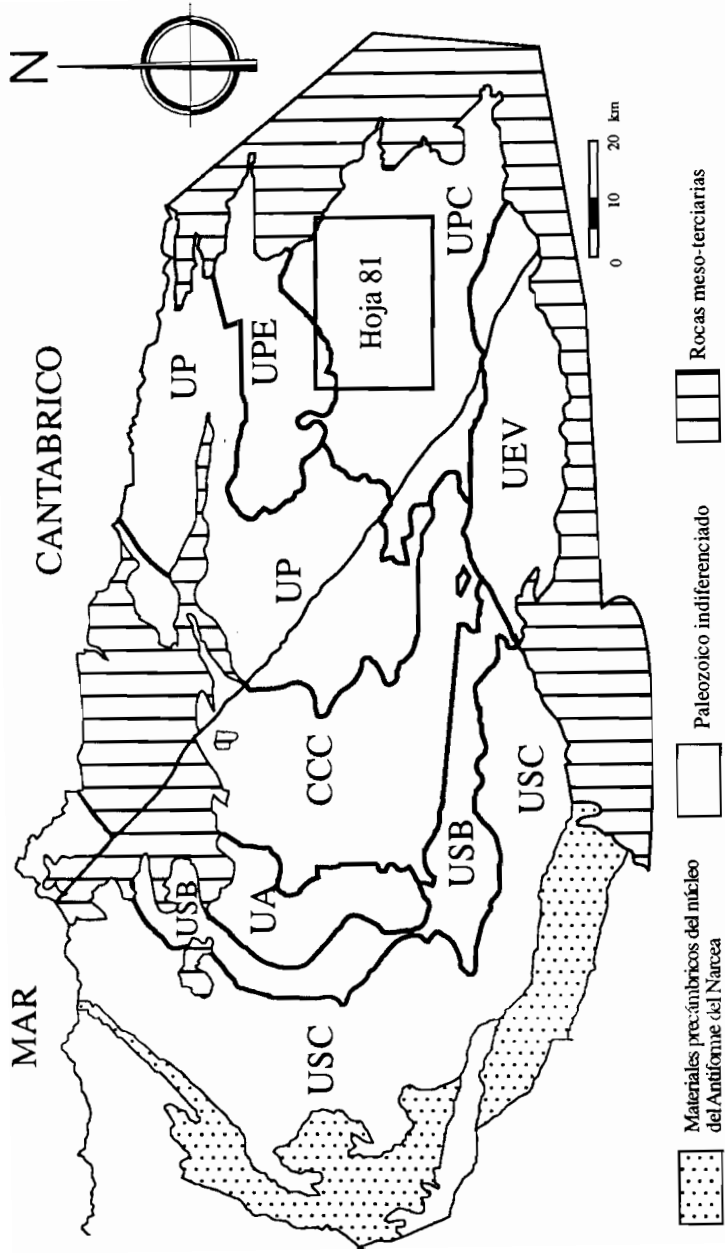


Figura 1. - Situación de la Hoja de Potes en el Contexto de la zona Cantábrica. USC-Unidad de Somiedo-Correcilla. USB- Unidad de la Sobia-Bodón. UA-Unidad del Aramo. CCC-Cuenca Carbonífera Central. UP-Unidad de Ponga. UEV-Unidad del Esla-Valsurvio. UPE-Unidad de Ponga-Esla-Valsurvio. UPC-Unidad del Pisuerga-Carrion (JULIVERT, 1971; PEREZ ESTAUIN *et. al.*, 1988)

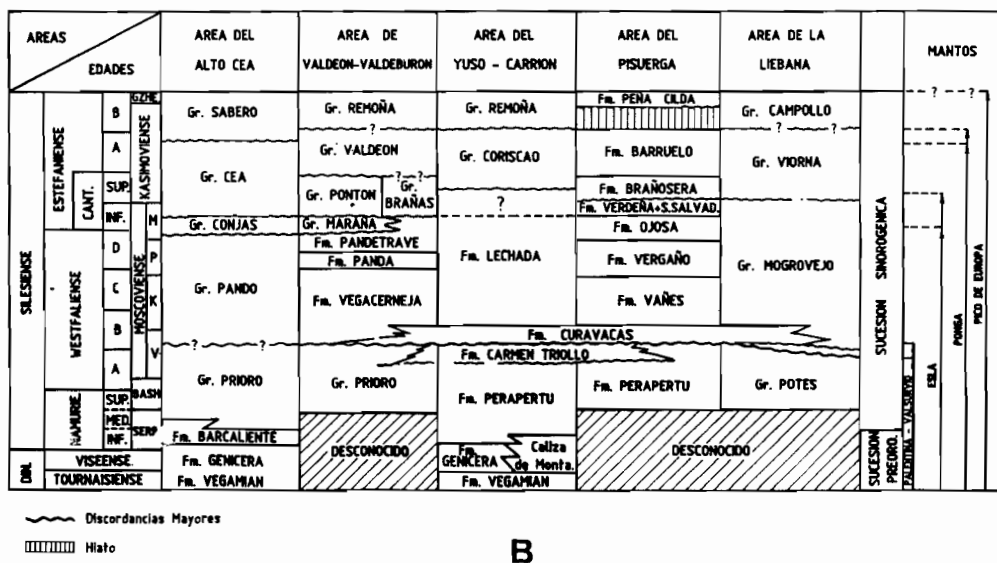
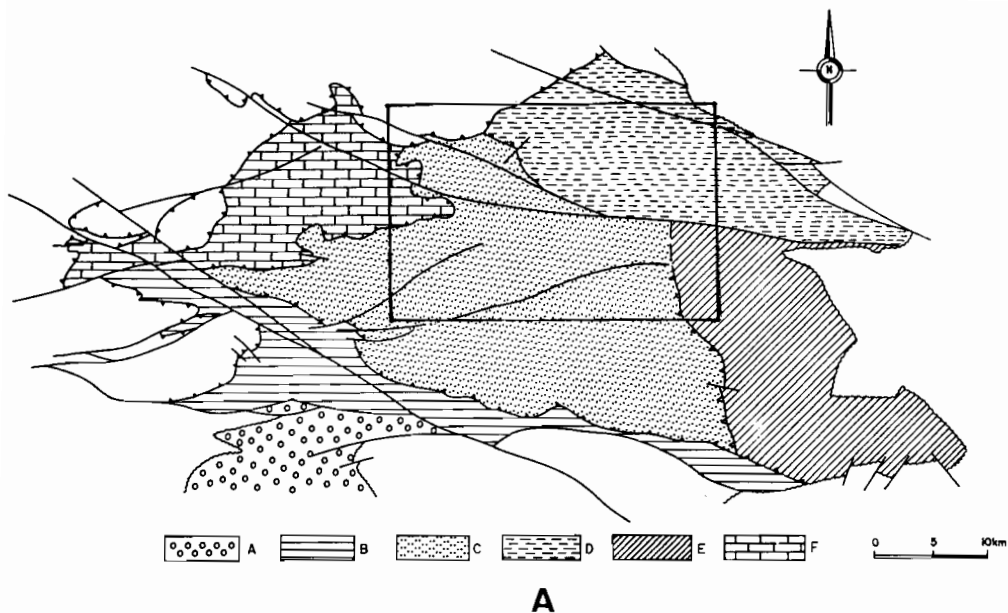


Figura 2.- A) Areas o Dominios paleogeográficos en el Carbonífero de la Unidad del Pisuerga-Carrion B) Correlación entre los diferentes dominios y relación de los sedimentos carboníferos con el emplazamiento de las diferentes unidades de la Zona Cantábrica. Tomado de HEREDIA (1991).

2. ESTRATIGRAFIA

Las rocas más antiguas que afloran en esta Hoja son de edad Silúrico y están constituidas por pizarras y areniscas, que corresponden a las denominadas formaciones Arroyacas y parte inferior de Carazo. Por encima, se sitúa una completa secuencia devónica formada por calizas, margas, pizarras y areniscas, que culmina con un conjunto de lutitas negras con nódulos fosfatados, denominado Formación Vegamián, perteneciente ya al Carbonífero Inferior. Este conjunto sedimentario tiene una potencia total del orden de los 1.500 m, si bien existen algunas variaciones, destacando un adelgazamiento progresivo de la mayor parte de las formaciones hacia el Norte.

Las series carboníferas presentan una mayor diferenciación de facies y alcanzan potencias totales superiores, siendo frecuente la existencia de discordancias entre las diferentes unidades litoestratigráficas, aspectos todos ellos característicos de una sedimentación en condiciones sinorogénicas. Para la descripción de la estratigrafía de esta Hoja se seguirá el mismo criterio que el empleado en la Leyenda del Mapa Geológico, es decir, según las diferentes unidades paleogeográficas. El Sistema Carbonífero se describirá de forma diferenciada; especialmente las series más modernas que reflejan la progresiva compartimentación de la cuenca sinorogénica.

2.1. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD DEL PISUERGA-CARRIÓN. (U.P.C.)

Los sedimentos que abarcan desde el Silúrico superior al Carbonífero inferior forman parte de láminas alóctonas desenraizadas (unidades del Alto Carrión y Liébana de los Mantos Palentinos), por lo que podrían ser considerados como sedimentos ajenos a la UPC, sin embargo por razones de orden práctico se van a incluir en esta unidad, sobre la que se encuentran emplazados. A partir del Namuriense se hará una descripción diferenciada de las diferentes unidades litoestratigráficas según su distinta posición estructural. En primer lugar se describirán los materiales anteriores a la discordancia de Curavacas que se extienden ampliamente por el Liébana (Grupo Potes); posteriormente se describirán las series postdiscordancia de Curavacas en cuatro dominios diferentes: Yuso-Carrión (o Fuentes Carrionas), Pisuerga, la Liébana y Valdeón.

2.1.1. Silúrico-Devónico.

2.1.1.1. Formación Arroyacas (Silúrico Superior-Ludlowiense).

Dentro de esta Hoja y siguiendo el criterio de RODRIGUEZ FERNÁNDEZ (1992), se ha denominado Formación Arroyacas al conjunto de las formaciones Robledo y Arroyacas de AMBROSE (1972), que coincide aproximadamente con el denominado Grupo Suertes por JAHNKE (1983).

La potencia de la Formación Arroyacas es imposible de precisar, al no aflorar su base y estar afectada por una tectónica compleja, siendo por esto las potencias asignadas históricamente a este conjunto extraordinariamente dispares. En este trabajo se le atribuye una potencia máxima aflorante de unos 600 m (Fig. 3), de acuerdo con RODRIGUEZ FERNÁNDEZ (*op. cit.*).

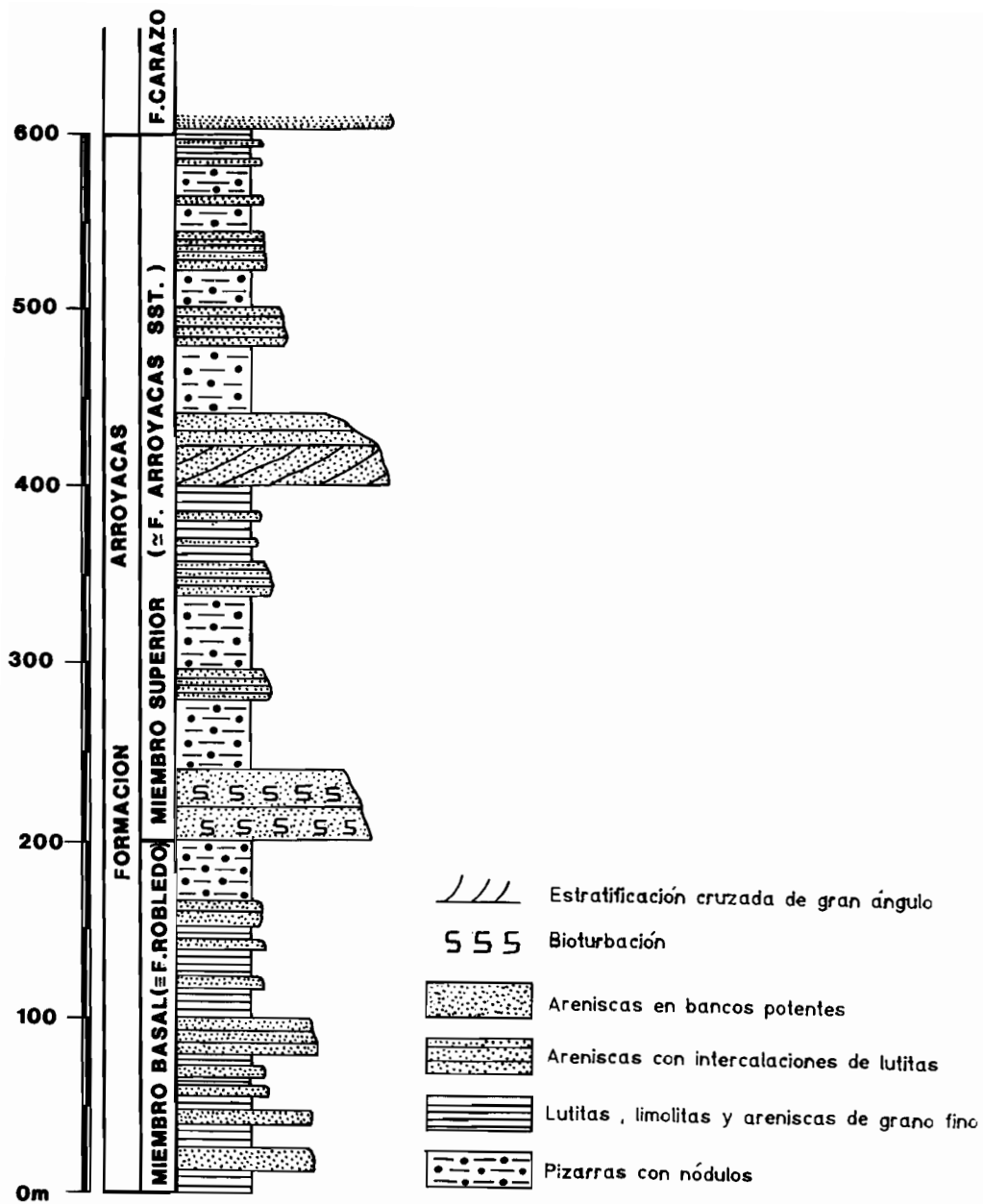


Figura 3.- Columna sintética de la Formación Arroyacas.

Litológicamente se pueden diferenciar dos tramos dentro de esta Formación:

- El inferior constituido por alternancias de pizarras gris oscuras, limolitas y cuarzoarenitas localmente ferruginosas. Los niveles cuarcíticos, con potencias de hasta 1 m, presentan laminación paralela o estratificación cruzada planar. Alternan con ellos niveles arenosos decimétricos o centimétricos con estratificación cruzada en surco y retoque de ripples de oleaje. En los niveles limolíticos existe una abundante bioturbación y estructuras de deformación, mientras que en niveles alternantes de areniscas y limolitas la estratificación es de tipo lenticular o "flaser". Este conjunto, equivale aproximadamente a lo que AMBROSE (1972) describe como Formación Robledo.
- En el tramo superior predominan los niveles pizarrosos con abundancia de nódulos, e intercalaciones arenosas y limolíticas similares a las del tramo basal. Este tramo fue definido por AMBROSE (op. cit.) como Formación Arroyacas.

En base a los caracteres sedimentarios observados y a la presencia de pistas fósiles, se pueden interpretar los depósitos del tramo inferior como originados en un medio marino poco profundo (sublitoral). Correspondiendo los depósitos del tramo superior a un medio marino más profundo.

La edad mínima establecida para la parte basal de esta formación por AMBROSE (op. cit.) es Ludlow, en base al hallazgo de *Monograptus incipiens* WOOD, CRAMER y RODRIGUEZ (1977). LOBATO *et al.* (1977) precisan una edad Ludloviense Medio o Superior, en base al contenido en acritarcos, algas cianofíceas, quitinozoos y mioesporas. Esta edad es rebajada por JAHNKE *et al.* (op. cit.) al Wenlockiense Superior, considerando estos autores una edad Ludlow para la parte alta de la Formación Arroyacas.

2.1.1.2. Formación Carazo. (Silúrico Superior-Devónico Inferior).

Las primeras descripciones de esta formación corresponden a BINNEKAMP (1965) y VEEN (1965) que atribuyen esta denominación al conjunto de las formaciones Arroyacas y Carazo aquí descritas.

Dentro de la Formación Carazo se pueden diferenciar dos tramos (Fig. 4); de acuerdo con RODRIGUEZ FERNANDEZ (1992), las características estratigráficas son:

- El tramo inferior está constituido por dos o tres niveles de cuarzoarenitas de grano grueso a medio, en niveles de varios metros de potencia, con estratificación paralela y cruzada, tanto en surco como planar. Son relativamente frecuentes los niveles ferruginosos, que dan un característico color rojizo a muchos afloramientos, así como los granos de fosforita.

En los afloramientos del flanco septentrional del Anticlinal de Carazo (límite de las hojas de Camporredondo de Alba y Potes), la potencia es de 100 m y solamente existen dos crestones cuarcíticos, con una parte media de areniscas, lutitas y limolitas alternantes, disminuyendo la potencia de este miembro en los afloramientos de la parte norte del área de Fuentes Carrionas (Puertos de Riofrío), a unos 75-80 m, estando constituido por un único paquete cuarcítico.

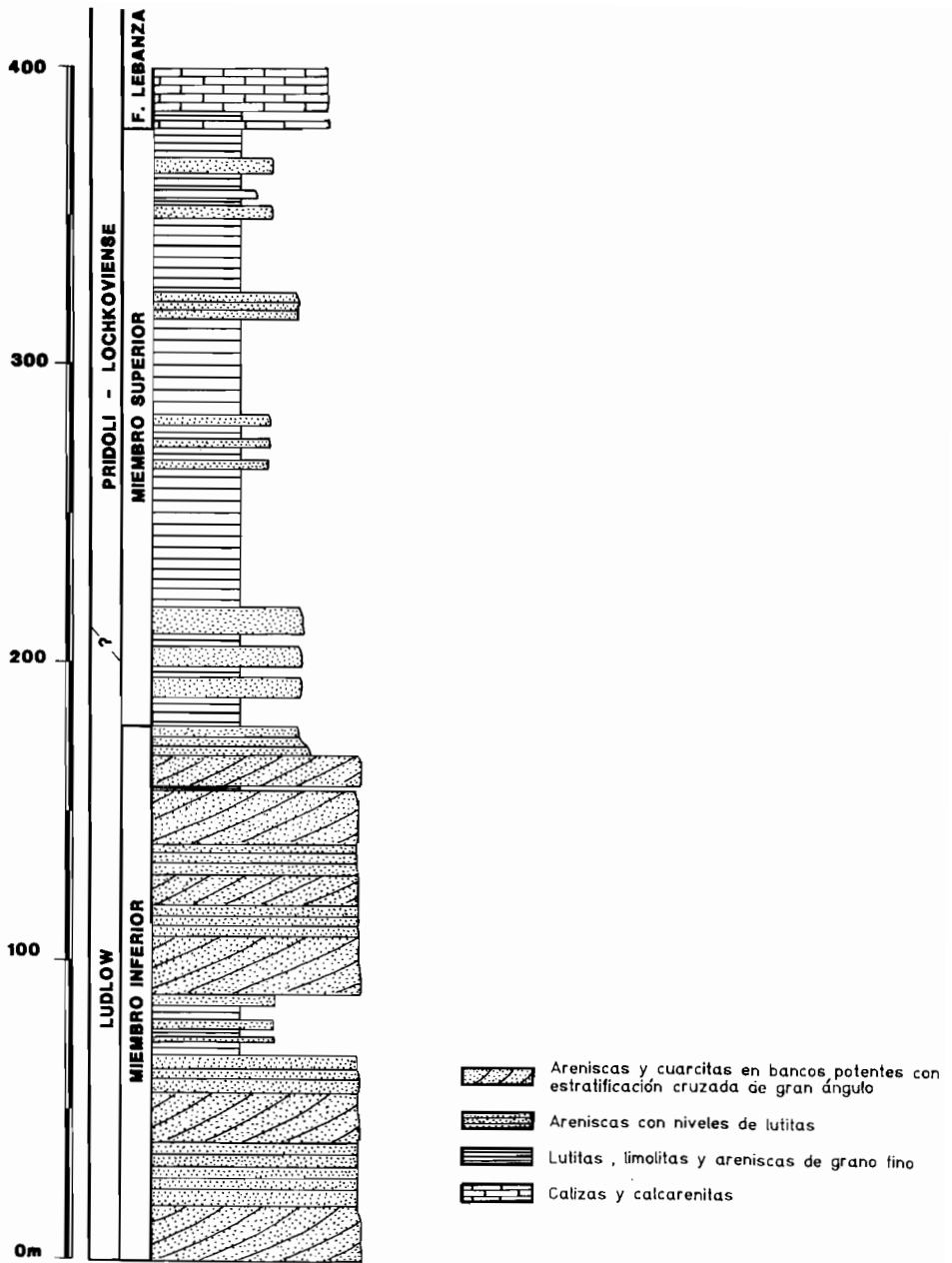


Figura 4.- Columna sintética de la Formación Carazo.

Las características sedimentarias de este tramo, indican un medio marino muy somero con depósitos sublitorales e intermareales con exposición subaérea.

- El tramo superior está compuesto por una alternancia de areniscas, pizarras, limolitas y niveles lenticulares de calizas o de margas. La característica fundamental de este miembro es su elevado contenido en braquiópodos, lamelibranquios, trilobites, gasterópodos, tentaculites y ostrácodos. El espesor oscila entre los 150 y 200 m.

Las características sedimentarias de este tramo, parecen indicar una profundización general, con instalación de condiciones de depósito submareales, que preludian el desarrollo de la plataforma carbonatada correspondiente al depósito de la formación suprayacente.

La escasez de formas fósiles en el tramo inferior dificulta el establecimiento de su edad. AMBROSE (*op. cit.*) cita el hallazgo de *Monograptus leintwardinensis incipiens* WOOD, del Ludlowiense. Mientras que JAHNKE *et al.* (*op. cit.*), atribuyen al tramo inferior una edad Pridoliense, sin bases paleontológicas sólidas.

BINNEKAMP (1965) estableció una edad Gediniense Inferior para el tramo superior, en base especialmente a la presencia de *Platyorthis verneulli* (KONNICK, 1876), *Douvillina* (*Mesodouvillina*) *triculta* (PUCHS, 1919) y *Howellela mercuri* (GOSSELET, 1880), además de gran cantidad de formas menos resolutivas bioestratigráficamente. Esta edad ha sido corroborada posteriormente por GARCIA-ALCALDE (en LOBATO, 1977), JAHNKE *et al.* (*op. cit.*) y GARCIA-ALCALDE *et al.* (1988), estos últimos autores asignan a la parte alta de la Formación Carazo una edad Pridoliense-Lochkoviense, de acuerdo con las nuevas divisiones cronoestratigráficas del Devónico Inferior.

2.1.1.3. Formación Lebanza. (Devónico Inferior).

La sucesión estratigráfica que conocemos actualmente como Formación Lebanza fué mencionada por primera vez por MALLADA (1885); son, sin embargo, ALVARADO y SAMPELAYO (1945) los que introducen el término "Caliza de Lebanza". BINNEKAMP (1965), establece su localidad tipo al NO del pueblo de Lebanza (Hoja de Camporredondo de Alba), asignándole una potencia oscilante entre 20 y 100 m; posteriormente, JAHNKE *et al.* (1983) incluyen la Formación Lebanza, junto con la Formación Carazo en el "Grupo Suertes", unidad estratigráfica que no tiene mucho sentido desde una perspectiva tanto cartográfica como sedimentaria.

El conjunto de la formación puede dividirse en cuatro tramos o miembros atendiendo a sus características litológicas y sedimentarias (Fig. 5). De acuerdo con RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1992) las características más notorias de cada tramo son:

El tramo 1 con una potencia hasta 25 m, está constituido por una alternancia de lutitas margosas, calizas bioclásticas y niveles dolomíticos, en estratos de hasta 20 cm de espesor, generalmente de bases planas y techos con laminación ondulada.

El tramo 2, con una potencia que oscila entre 40 y 65 m, se caracteriza por la alternancia de lutitas margosas y calizas, en niveles de hasta 40 cm de espesor, con abundante porosidad

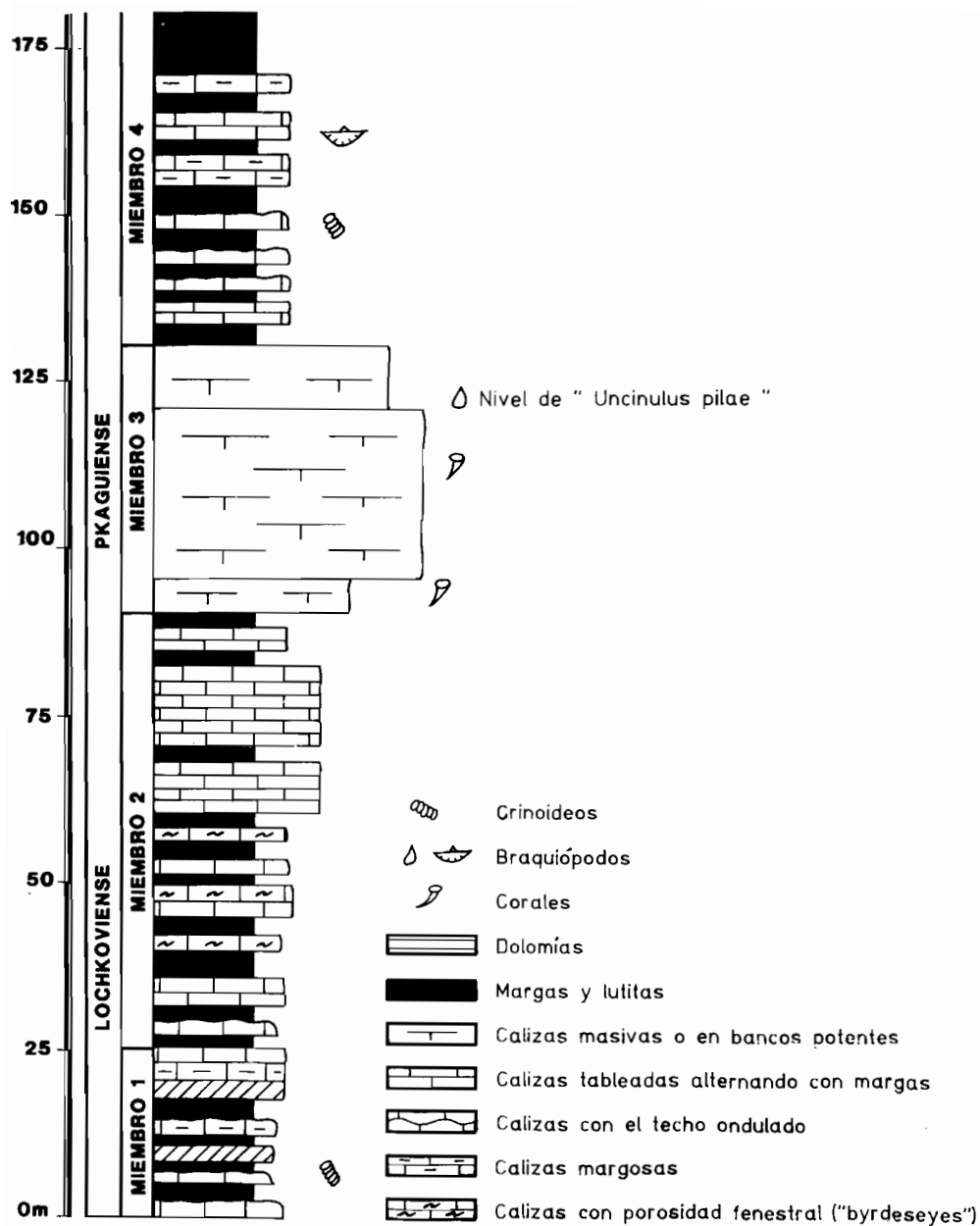


Figura 5.- Columna sintética de la Formación Lebanza.

fenestral y escasez de fauna.

El tramo 3, esta constituido por 30 o 40 m de calizas grainstone o packstone y en muchos casos boundstone de corales, en bancos potentes, con estratificación cruzada de gran ángulo y paralela.

El tramo 4 son calizas bioclásticas en bancos centimétricos. Presentan base y techo irregulares y niveles margosos con una extraordinaria riqueza fosilífera, con especial abundancia de braquiópodos. El límite entre este tramo y la formación suprayacente (Formación Abadía), es transicional no siendo siempre claro el criterio para delimitar un contacto estratigráfico con valor cartográfico, por lo que la potencia de este miembro varía extraordinariamente (entre 15 y 50 m), considerando la desaparición de los niveles carbonatados con carácter predominante, como criterio diferencial.

La potencia total de la Formación Lebanza que es del orden de los 160 m en el área del Anticlinal de Polentinos (Hoja de Camporredondo de Alba), disminuye gradualmente hacia el N, teniendo unos 100 m en el área de Cortes y 70-80 m en los afloramientos más septentrionales.

Las características sedimentarias observadas permiten interpretar que el conjunto de la Formación Lebanza se ha originado en un medio sublitoral con caracteres restringidos en la parte basal, con una disminución paulatina de la profundidad en el tramo 2, en el que se alcanzan condiciones supramareales, y una profundización constante, a partir de este momento, con desarrollo de barras mareales y episodios bioconstruidos, hasta alcanzar condiciones claramente submareales al techo, que preludian la sedimentación basinal correspondiente a la formación suprayacente.

La edad de la Formación Lebanza, establecida como Gediniense Superior-Siegeniense Medio por BINNEKAMP (*op. cit.*), ha sido corroborada posteriormente por GARCIA ALCALDE (en LOBATO 1977) y por JAHNKE *et al.* (*op. cit.*). GARCIA ALCALDE *et al.* (1988) establecen una edad Lochkoviense-Praguense en base al contenido en braquiópodos y, en menor escala, de otras formas fósiles (conodontos, trilobites, corales, tentaculítidos, etc.).

2.1.1.4. Formaciones Abadía y Polentinos (Devónico Inferior-Medio).

El nombre de Formación Abadía fué utilizado por primera vez por BINNEKAMP (1965) para referirse al conjunto pizarroso, que, con dos intercalaciones carbonatadas, aflora extensamente en los alrededores de la Abadía de Lebanza (Hoja de Camporredondo de Alba). VEEN (1965) diferencia claramente los dos crestones carbonatados a los que denomina, Miembro Requejada, el inferior y Miembro Polentinos, el superior. Este autor considera sin embargo que la mejor sección de la Formación Abadía, en su conjunto, se encuentra en el río Arauz, en el flanco sur del Sinclinal de Cortes (límite de las hojas Camporredondo de Alba y Potes), estableciendo su potencia en 150 a 220 m.

JAHNKE *et al.* (1983), definen el Grupo Abadía para referirse a esta misma unidad

litoestratigráfica, considerando tres nuevas unidades a las que asignan la categoría de formación: Formación Cortes, Formación Arauz y Formación Polentinos. MONTESINOS y TRUYOLS-MASSONI, (1987) y GARCIA ALCALDE *et al.* (1988), utilizan la denominación de Formación Abadía en sentido restringido para designar a la sucesión comprendida entre el techo de la Formación Lebanza y la base de la Formación Polentinos, aceptando para esta última unidad esa nueva categoría estratigráfica. En esta memoria se ha seguido este mismo criterio, si bien en el Mapa Geológico se han representado conjuntamente ambas unidades litoestratigráficas .

Litoestratigráficamente RODRIGUEZ FERNANDEZ (1992) diferencia varios tramos: un tramo inferior de unos 50 m de potencia, constituido por alternancias de lutitas, margas y limolitas que evolucionan a areniscas y lutitas calcáreas, lutitas margosas y calizas mudstone de color verdoso, con estratificación cruzada en surco y retoque de ripples de oleaje al techo de cada banco; es frecuente, así mismo, la presencia de estructuras producidas por deformación hidrolástica. En este tramo aparece algún braquiópodo como *Xana bubo* GARCIA ALCALDE (1972) y el icnogénero *Zoophycos*.

Por encima, un tramo de unos 30 m de potencia de alternancias de lutitas margosas y calizas en bancos centimétricos, de base y techo ondulados, en los que llega a individualizarse un paquete de unos 15 m de calizas grisáceas con aspecto noduloso. Este tramo presenta abundantes formas fósiles de trilobites (*Odontochile sp.*, *Phacops*), ammonoideos (*Anetóceras filalense*), ortocerátidos, corales coloniales (*Favosites*) y corales solitarios (*Calceola sandalina*), (determinaciones de R. MONTESINOS).

Encima, se desarrolla una potente secuencia (80-100 m) constituida fundamentalmente por lutitas margosas, con algunos niveles carbonatados lenticulares intercalados. En la parte basal de este tramo se ha identificado la llamada "Fauna de Anetoceras (CHLUPAC, 1976) del Zlichoviense superior (MONTESINOS y TRUYOLS-MASSONI, 1987; GARCIA ALCALDE *et al.*, 1988), así como la cronozona de *Novakia cancellata* ("suceso" de Aleje) en la parte alta de la misma unidad (GARCIA ALCALDE *et al.*, *op. cit.*).

Los 15 o 20 m superiores de la Formación Abadía están constituidos por una alternancia de lutitas margosas, margas y calizas con intensa bioturbación y una abundante fauna de braquiópodos característicos de la "Facies asturleonese" del Devónico, tales como, *Atrypa*, *Euryspirifer*, *Shizophoria*, *Uncinulus pilae*, (determinaciones J. GARCIA ALCALDE), que en conjunto, evidencian una edad Emsiemse.

Desde un punto de vista sedimentario el conjunto de la Formación Abadía representa el paso a condiciones más profundas, con baja tasa de sedimentación y escaso gradiente energético de los depósitos. Según GARCIA ALCALDE *et al.* (*op. cit.*), a finales del Praguense se produjo una rápida profundización de la cuenca que se mantuvo prácticamente durante el resto del Devónico, con el momento de máxima transgresión, situado en la parte alta de la Formación Abadía

La edad de esta formación, como ha quedado evidenciado anteriormente, es Praguense Superior-Emsiemse.

La Formación Polentinos esta constituida por calizas grises, a veces fétidas, en bancos de 20 a 40 m, tableadas en muchos casos y con aspecto noduloso. En la parte media alternan niveles carbonatados, a veces bioclásticos, otros bioconstruidos, con niveles margosos muy ricos en fauna de braquiópodos, trilobites, corales, ammonoideos y dacriconáridos. En Peña Bistruey presenta una potencia de unos 20 m, estando constituida por un único crestón carbonatado con alternancias margocalcáreas hacia el techo y el muro.

RODRIGUEZ FERNANDEZ (1992), considera que desde el punto de vista sedimentario representa la reinstalación de condiciones sedimentarias sublitorales. La existencia de calizas fétidas en su base, indica la presencia, de condiciones restringidas, sin embargo la abundancia de trilobites y otras faunas bentónicas en la parte media (braquiópodos, corales solitarios), indican condiciones sedimentarias oxigenadas con una escasa lámina de agua. La presencia de calizas nodulosas en el techo y en el muro evidencia la existencia de ambientes sedimentarios con mayor lámina de agua y menor gradiente energético.

Respecto a la edad, GARCIA ALCALDE *et al.* (*op. cit.*) señalan la existencia en la base, de ammonoideos y conodontos del Emsiemse Superior; mientras que en el techo se registra la aparición de *Agoniatites occultus*, del género Foordites y de otros ammonoideos, dacriconáridos y conodontos del Eifeliense.

2.1.1.5. Formación Gustalapedra y Formación Cardaño. (Devónico Medio-Superior).

El término Formación Gustalapedra fue introducido por VEEN (1965) para designar a una secuencia de 50 a 75 m de potencia, de pizarras negras y calizas arcillosas oscuras, situadas sobre el Miembro Polentinos y debajo de unas calizas nodulosas a las que denomino Formación Cardaño. Este autor estableció su localidad tipo en el afloramiento del Valle de Gustalapedra, en la ladera occidental del Pico Murcia situado en la vecina Hoja de Camporredondo de Alba. AMBROSE (1972) utiliza este término para referirse a ambas formaciones, considerando a la Formación Cardaño como un miembro de la Formación Gustalapedra, criterio seguido por WAGNER *et al.* (1984). JAHNKE *et al.* (1985) agrupan ambas formaciones en una nueva unidad estratigráfica a la que denominan Grupo Carrión y subdividen la Formación Gustalapedra en tres miembros a los que denominan, de muro a techo; Miembro La Loma, Miembro Man y Miembro pizarroso de la Formación Gustalapedra (Fig.6).

A pesar de que en el Mapa Geológico no se han individualizado cartográficamente, en esta memoria se realizará una descripción diferenciada de ambas formaciones.

Las características litológicas de la Formación Gustalapedra y la complejidad tectónica dificultan el establecimiento de una serie completa en una única sección y la determinación objetiva de su potencia estratigráfica. En la parte basal aparecen unas alternancias de lutitas con calizas grises y margas. Los niveles carbonatados tienen un aspecto lenticular, con las superficies de estratificación muy irregulares y onduladas. Este conjunto tiene una potencia de 40 m y constituye el denominado Miembro la Loma por JAHNKE *et al.* (*op. cit.*). HENN (1984) ha identificado las biozonas de *sulcata* y *costatus-costatus*, del Eifeliense. Asimismo, GARCIA ALCALDE

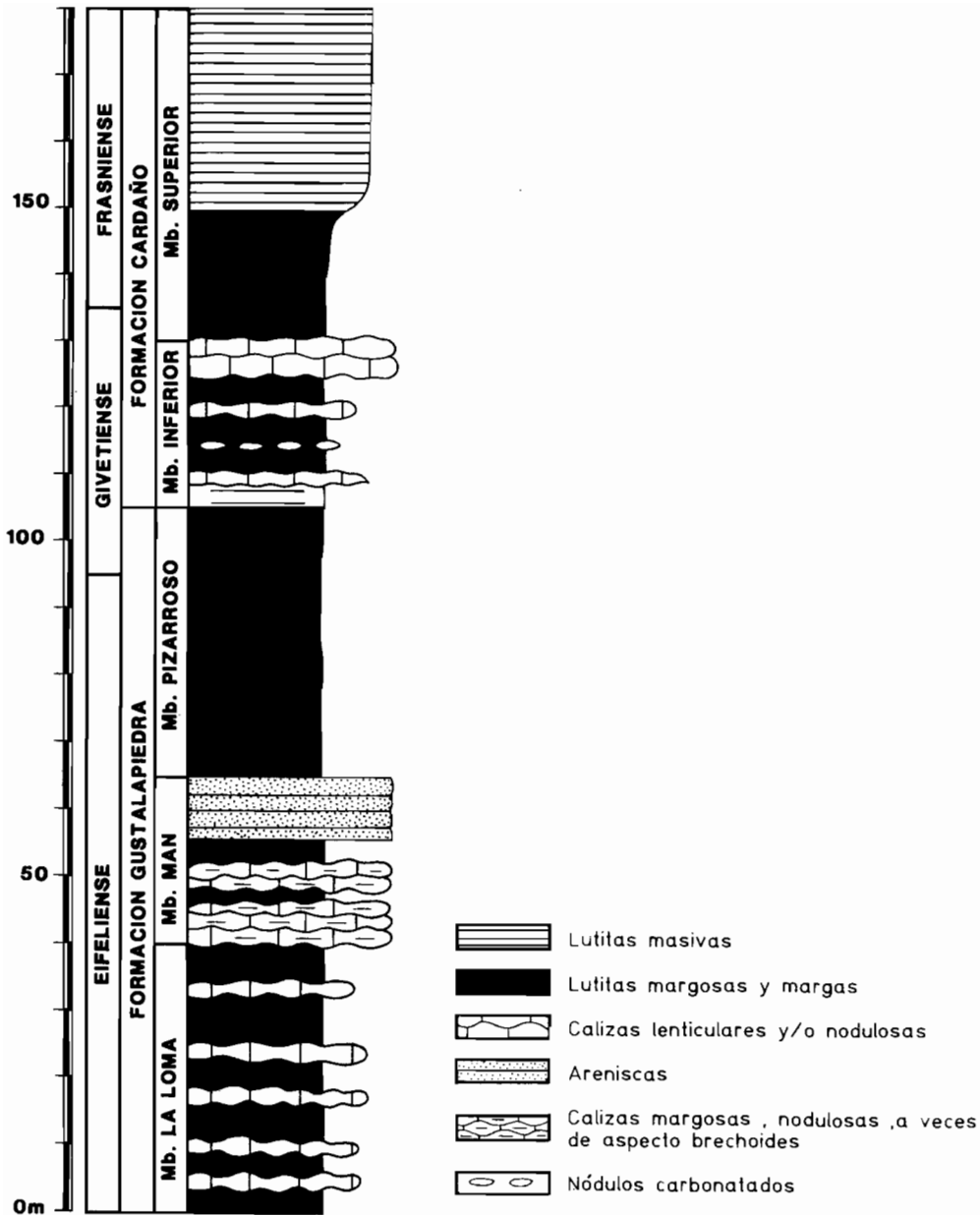


Figura 6.- Columnas sintéticas de las formaciones Gustalapedra y Cardaño

et al. (1988) citan la existencia de *Nowakia otomari*, por debajo de estos niveles, que indicaría la parte alta del Eifeliense.

Por encima de este miembro, es característica la existencia de dos niveles litológicos asociados. El inferior esta constituido por calizas mudstone nodulosas de color rojo, con algunos niveles margosos intercalados de color gris rojizo; tiene una potencia comprendida entre los 10 y 15 m. Las calizas tienen, frecuentemente un aspecto brechoide, estando formadas por un conjunto de nódulos o fragmentos subangulosos de calizas micríticas envueltos en una matriz margosa o calcárea. Los planos de estratificación son irregulares y con aspecto ondulado. El segundo nivel litológico, esta constituido por unos 10 m de areniscas, en bancos de 20 cm, a veces ferruginosos, de color oscuro, verdoso o rojizo, en los que es característica la presencia de abundantes micas detríticas. En general los estratos carecen de estructura interna, teniendo la roca un aspecto masivo y excepcionalmente se observan extratificaciones cruzadas de gran ángulo, donde los "sets" tienen una geometría lenticular. La asociación de estos dos horizontes litológicos, constituye un buen nivel de referencia cartográfico y el conjunto de ambos, con una potencia total de 20-25 m, es el denominado Miembro Man por JAHNKE et al. (op. cit.). La presencia de *Subanarcestes macrocephalus* (SCHINDEWOLF, 1933) y de conodontos de la zona *-Kockelianus*, permite atribuir al Miembro Man una edad Eifeliense (JAHNKE et al., op. cit.).

Por encima del Miembro Man, la Formación Gustalapedra está constituida por 40 o 50 m de lutitas margosas y margas, de colores marrones o verdes, con un elevado contenido fosilífero (braquiópodos, corales, ammonoideos, etc.). El aspecto de este miembro es muy similar al de las "Pizarras de Arauz" de la Formación Abadía, si bien las pizarras de la parte superior de la Formación Gustalapedra, suelen tener un color algo mas oscuro. La presencia de *Agoniatites costulatus* y *Olzapcelopheras s.p.* (determinación R. MONTESINOS), en el techo de esta formación, permite atribuir al Miembro pizarroso de la Formación Gustalapedra, una edad Eifeliense terminal-Givetiense; edad atribuida, asimismo por GARCIA ALCALDE et al. (op. cit.) en base a la presencia de diversas formas fósiles.

Las características sedimentarias de la Formación Gustalapedra, apuntan a un deposito en condiciones de baja energía y con una baja intensidad de sedimentación. Las características paleoecológicas, con el desarrollo de faunas pelágicas, apuntan asimismo en esa dirección. No obstante, tal como señalan HENN y JAHNKE (1984), estas condiciones pelágicas se desarrollaron a una profundidad de aguas no mucho mayor del nivel de base de las olas, lo que hace pensar a RODRIGUEZ FERNANDEZ (1992) en una sedimentación en una plataforma somera, generalmente con escasez de aportes, excepto para el deposito de las areniscas del Miembro Man, que indicarían la llegada ocasional de terrígenos, probablemente en momentos de descenso eustático del nivel del mar.

La Formación Cardaño fué descrita por VEEN (1985), en el valle de Cardaño de Arriba, situado también en la Hoja de Camporredondo de Alba, como un conjunto de calizas nodulosas de color gris o beige y de pizarras intercaladas de color mas oscuro. Este autor atribuyó a esta formación una potencia de 25 a 40 m, resaltando el aspecto de "caliza oquerosa", producido por la disolución diferencial meteorica de los nódulos de carbonato embebidos en una matriz margosa o lutífica.

En el área central de la Liébana, en una estructura anticlinal al Oeste de Mogrovejo y en el flanco meridional del Sinclinal Central de la Liebana, aparecen, debajo de las cuarcitas de la Formación Murcia, una serie de lutitas con nódulos carbonatados, conteniendo fragmentos fósiles que deben representar la Formación Cardaño, tal como ya supuso MAAS (1974).

La potencia total de la Formación Cardaño oscila entre los 75 y los 90 m según las áreas, estando constituida por una parte basal de unos 25 a 40 m, donde predominan los niveles lenticulares de calizas mudstone grisáceas y niveles de calizas brechoides o nodulosas, alternando con margas (Fig. 6). En la parte superior de la Formación Cardaño, predominan las lutitas y lutitas margosas.

Desde el punto de vista sedimentario, la Formación Cardaño no se diferencia de la formación Gustalapedra, persistiendo durante su depósito las mismas condiciones de sedimentación de la formación infrayacente.

La edad de esta formación, fué establecida por VEEN (*op. cit.*) como Frasnense, en base a la determinación de conodontos realizada por ADRICHEM BOOGAERT (1965), si bien LOBATO (1977) cita la existencia de formas que podrían pertenecer al Fameniense (determinación MOURAVIEFF).

HENN (*op. cit.*) en el valle del Carrión y Pico Lezna, obtiene en la parte inferior carbonatada conodontos de las biozonas del *-varcus* y *-hernani-cristatus*, , que indican una edad Givetiense, obteniendo formas pertenecientes a las biozonas *- asymmetricus* y *- cordatum*, del Frasnense, en la parte lutítica de esta formación. Dicha edad es corroborada por GARCIA ALCALDE *et al.* (*op. cit.*) atribuyendo al conjunto de la Formación Cardaño una edad Givetiense-Frasniense.

2.1.1.6. Formación Murcia. (Frasniense Superior-Fameniense Inferior).

La Formación Murcia fue definida formalmente por VEEN (1965), atribuyendole una potencia de 60 a 200 m. Litológicamente está constituida por areniscas cuarcíticas y cuarcitas bien estratificadas y de color oscuro, alternando con lutitas negras (Fig. 7).

En los afloramientos devónicos de la Liébana, situados en la parte meridional del Sinclinal Central de la Liebana y al NO de Mogrovejo, la Formación Murcia esta constituida por dos crestones cuarcíticos con alternancias lutítico-arenosas, a veces con nódulos en la parte central, teniendo toda la serie una potencia de 60 a 80 m.

WAGNER *et al.* (1984), invoca un origen turbidítico para esta formación en base a la presencia de marcas de corriente y la existencia de contactos netos con los niveles de lutitas infrayacentes. Sin embargo la presencia de restos vegetales transportados, así como de faunas de lamelibranchios pelágicos como *Buchiola*, *Mytilus* o *Posidonia* y la existencia de lutitas nodulosas similares a las de la formación infrayacente, hacen suponer a RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1992) un ambiente sedimentario de plataforma por debajo del nivel del oleaje. Los tramos arenosos con granoselección y estructuras de corriente podrían indicar para este autor periodos de mayor energía con introducción de elementos arenosos de procedencia mas litoral (tempestitas). Los

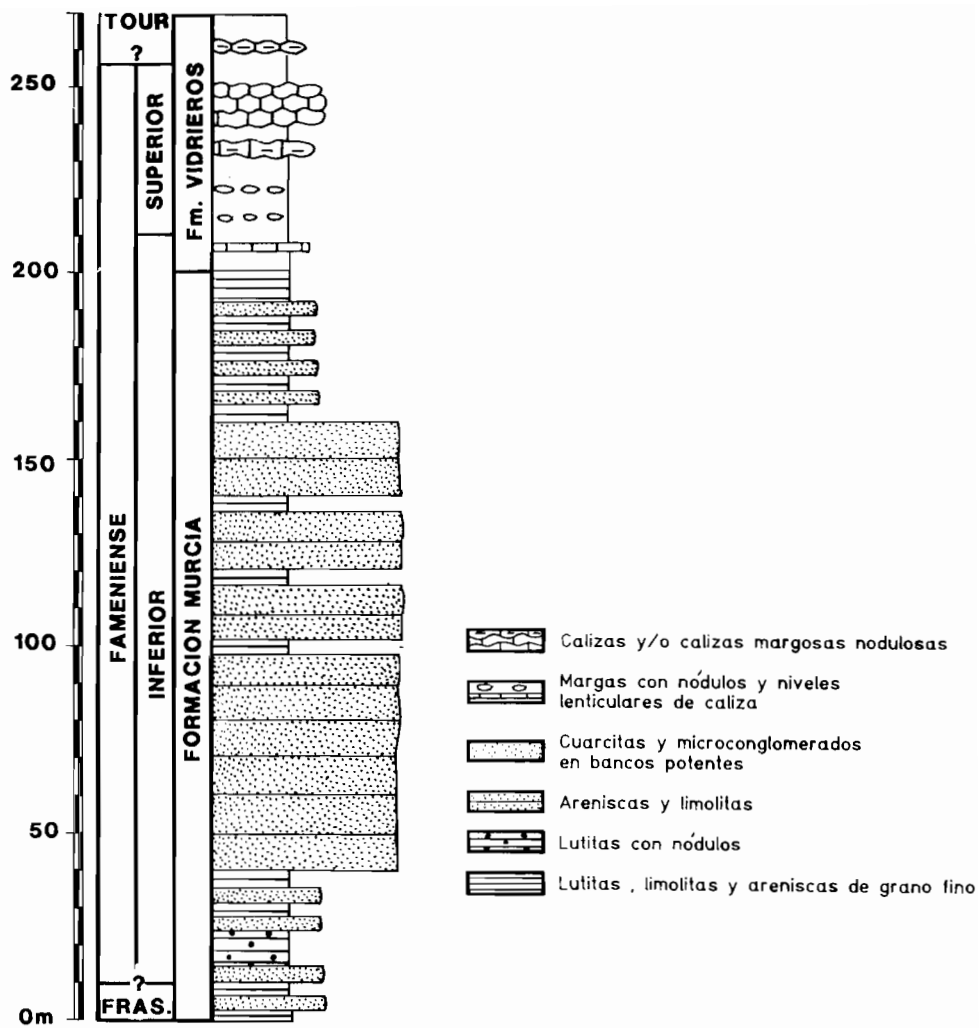


Figura 7. - Columnas sintéticas de las formaciones Murcia y Vidrieros.

tramos cuarcíticos de la parte media y alta de la serie, indicarían la llegada de una gran cantidad de material detrítico a la cuenca, muy trabajado previamente por la dinámica costera y depositado generalmente en condiciones de mayor energía.

La edad de la Formación Murcia se puede establecer en base a la presencia de *Buchiola palmata* y *B. angulifera* del Frasniense Superior (VEEN, *op. cit.*), y *Cheiloceras amblylobum*, *Guerichia obrotundata*, *G. cf. venusta* y *Ductina ductiformis*, del Fameniense Inferior (ARBIZU *et al.*, 1986). Basándose en la edad y litología, la Formación Murcia se puede correlacionar con las Areniscas del Devónico Superior, formaciones Nocedo, Fueyo y Ermita (RUPKE, 1965), con la Formación Camporredondo de la Sierra del Brezo (KOOPMANS, 1962) y con la Formación Moradillo de WAGNER y WAGNER GENTIS (1963) en el área de Barruelo de Santullán

2.1.1.7. Formaciones Vidrieros (Fameniense Superior-Tournaisiense).

La Formación Vidrieros fue descrita por primera vez por VEEN (1965). Esta constituida por una alternancia de calizas nodulosas, margas con nódulos calcáreos aislados y lutitas margosas. La disolución meteórica diferencial de los nódulos carbonatados, dan a esta formación un aspecto muy parecido, en el campo, al de la Formación Cardaño, si bien el color de las lutitas y margas suele ser mas claro en la Formación Vidrieros.

La potencia es difícil de evaluar pues, al igual que ocurre con formaciones de similar naturaleza litológica, sus contactos aparentes suelen estar tectonizados. VEEN (*op. cit.*), le atribuye una potencia de 20 m en su localidad tipo situada en la Hoja de Camporeddondo de Alba. RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1992) considera que la potencia de estas formaciones se sitúa en torno a los 60-70 m (Fig. 7), predominando en la parte basal las lutitas margosas con nódulos carbonatados y unos 20 m de calizas nodulosas en la parte superior, que fueron denominadas "Formación Verbios" por WAGNER y WAGNER-GENTIS (1963) en el área de Barruelo. Hacia el techo, el contacto con la formación Vegamián, suprayacente, es aparentemente gradual, si bien MAAS (1974) considera que en el área de la Liébana es discordante, aspecto este difícil de probar, al realizarse esa observación en un olistolito introducido en las series carboníferas mas modernas.

El medio sedimentario correspondiente a la Formación Vidrieros es en todo similar al de la Formación Cardaño; respecto a su edad, los tramos basales pertenecen aún al Fameniense Inferior con *Cheiloceras plamilobum* (*cf. ARBIZU et al.* 1986) y otros ammonoideos (KULLMAN, 1960) y conodontos de la biozona *P. marginifera* inferior (ADRICHEM BOOGAERT, 1967). El resto de la serie pertenece al Fameniense Superior en base al contenido en ammonoideos (KULLMAN, *op. cit.*) y conodontos de las biozonas *S. velifer* a *B. costatus* (ADRICHEM BOOGAERT, *op. cit.*), si bien este último autor señala que se podrían alcanzar el Tournaisiense en los metros finales de esta formación, al aparecer formas de la biozona To VI-Wocklumeria.

2.1.2. Carbonífero Inferior.

2.1.2.1. Formación Vegamián.

El término "couches de Vegamien" (capas de Vegamián) fue utilizado por primera vez por

COMTE (1959) para referirse a un conjunto de pizarras negras con nódulos silicofosfatados que, con una potencia de unos 15 m afloraban 1 km al SO de la localidad de Vegamián (León), en la Hoja de Boñar, antes de ser anegada por el embalse del Porma.

FRETS (1966), describe en la parte meridional de la Unidad del Pisuerga-Carrión la "Formación Sella", siguiendo a BROUWER y GINKEL (1964) que agrupan en esta acepción, la Formación Vegamián y las calizas rojas nodulosas suprayacentes (caliza "griotte"), asignando a cada una de estas unidades la categoría de "miembro". A partir de GINKEL (1965) los autores holandeses, han vuelto a referirse a ella con la primitiva acepción, siendo redefinida formalmente por WAGNER *et al.* (1971).

Es una formación bastante extendida en la Zona Cantábrica sin que su aparición este excesivamente condicionada por la actual distribución de unidades estructurales y es característico de ella su intenso color negro y su litología de lutitas y liditas, así como la presencia de nódulos fosfatados.

Una sección representativa de esta formación, es la descrita por VEEN (1965), y posteriormente por LOBATO (1977) en la localidad de Cardaño de Arriba (dentro de la Hoja de Camporeddondo de Alba). En esta sección afloran 35 m de lutita negra, con delgados niveles de liditas intercaladas, de color negro y espesor milimétrico y nódulos fosfatados esporádicos; también aparecen esporádicamente pequeños lechos lenticulares de chert, así como, hacia el techo, delgados niveles con pirita. Es característico en esta sección, la presencia de unas manchas blanco-amarillentas de sulfato, formados por la alteración superficial de la pirita.

En la Liébana, aparecen pequeños afloramientos de esta formación al NO de Mogrovejo, ligados a los afloramientos devónicos descritos anteriormente .

El medio de depósito atribuido a estos materiales es el de una plataforma situada por debajo del nivel del oleaje, sin apenas aportes y en condiciones prácticamente anaerobias, es decir un medio restringido y euxínico con una tasa de sedimentación muy baja. La presencia de niveles de chert y nódulos fosfatados podría ser explicada por la existencia de corrientes de "upwelling", ascendentes, que, aportarían los citados elementos a la plataforma (SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*, 1983). RAVEN (1983) y EICHMÜLLER y SEIBERT (1984) consideran que estas condiciones se habrían producido tras una trasgresión, en las zonas mas profundas de una plataforma carbonatada y sus áreas adyacentes, si bien consideran que la profundidad no debió ser mayor de 60-100 m. FRANKENFELD (1984) cita, en localidades situadas al sur del área estudiada, la presencia de niveles arenosos de origen turbidítico, con el área fuente situada en una posición meridional.

La edad de esta formación presenta un notable diacronismo tanto en su base como en su techo a escala de la Zona Cantábrica (HIGGINS *et al.*, 1963; ADRICHEM BOOGAERT, 1967; HIGGINS y WAGNER-GENTIS, 1982), oscilando entre el Tournaisiense Medio-Superior para su base y el Tournaisiense Superior-Viseense Inferior para su techo (BUDINGER y KULLMAN, 1964; WAGNER *et al.*, 1971; TRUYOLS *et al.* 1983 y los autores citados anteriormente). En el área de estudio no se han obtenido datos resolutivos, ADRICHEM BOOGAERT (en AMBROSE, 1972) cita la existencia

de conodontos del Viseense Superior, en capas situadas inmediatamente encima de esta formación.

2.1.2.2. Formación Alba (o Genicera).

Esta formación fue denominada por BARROIS (1882) como "Marbre Griotte", por PRADO y VERNEUIL (1850) como "Caliza Griotte", WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952), la describieron en el área de Barruelo como Formación Villabellaco y en el área de Santibañez de Resoba, FRETS (1966), utilizó el término Formación Sella agrupándola con la Formación Vegamián, terminología que no ha tenido éxito. COMTE (1959) describe esta formación como "Griotte de Puente de Alba", con su localidad tipo al sur del pueblo de Puente de Alba (Valle del Bernesga, Hoja de Pola de Gordón). Posteriormente GINKEL (1965) aprovechando la nomenclatura de COMTE (*op. cit.*) establece el nombre de Formación Alba definiéndola formalmente.

WINKLER PRINS (1968) subdivide esta Formación en tres miembros que denomina de muro a techo: Gete, Valdehuesa y La Venta. WAGNER, *et al.* (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, estableciendo su localidad tipo en la Hoja de Boñar, y la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorguera (calizas rojas nodulosas), Lavandera (lutitas rojas con radiolaritas) y Canalón (calizas mudstone).

En la Unidad del Alto Carrión, la Formación Alba, se puede observar en limitadas localidades al estar intensamente tectonizada o pasar lateralmente a una composición exclusivamente lutítica imposible de diferenciar de las formaciones suprayacentes.

Una de las secciones mejor conocidas de esta formación, es la situada al norte de Cardaño de Arriba (Hoja de Camporedondo de Alba), descrita por VEEN (1965) y LOBATO (1977), en la que sobre la Formación Vegamián, afloran 15 m de calizas nodulosas y lenticulares de color grisáceo con delgadas intercalaciones de lutitas. Este horizonte carbonatado desaparece rápidamente tanto hacia el este como hacia el oeste bien por cambio de facies o por causas tectónicas.

En la Liébana, buenas secciones de esta formación se pueden observar al oeste de Mogrovejo, en el camino de Vallejo a Sebrango y un poco al E de Besoy donde afloran entre 10 y 15 m de calizas nodulosas y brechoides de color rojizo a grisáceo.

El origen sedimentario de esta formación ha estado sujeto a controversia. La relativa homogeneidad facial, a pesar de su amplia, extensión, así como la presencia en muchas áreas, de faunas pelágicas, chert y radiolaritas, ha hecho que su origen se considere ligado a un medio marino de aguas tranquilas y relativa profundidad, sin áreas emergidas próximas, dada su baja tasa de sedimentación. Este punto de vista es sostenido por autores alemanes como REUTHER (1977, 1978); SCHÖLER (1982), etc., e interpretado como un "estadio de nivelación", con hundimiento general de la plataforma devónica, previa a la Orogénesis Herciniana (KULLMAN y SCHÖNENBERG, 1975). Otros autores como KANIS (1956), KOOPMANS (1962) y más recientemente SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983) proponen en cambio, un ambiente marino somero de aguas oxigenadas; la presencia de radiolaritas y nódulos de chert, de origen pelágico, es

explicada por SANCHEZ de la TORRE *et al.* (*op. cit.*) por la presencia de corrientes de "upwelling" que aportan estos elementos a la plataforma. WINKLER PRINS (1968), RAVEN (1983), COLME-NERO *et al.* (1988) sugieren profundidades del orden de los 40-50 m, 10-40 m y 80-100 m respectivamente. EICHMÜLLER y SEIBERT (1984), consideran ámbitos paleogeográfico diferenciados para los 4 tipos de "facies" que diferencian en esta formación, correspondiendo las áreas de Fuentes Carrionas y gildar-Montó con la facies "tipo Cardaño", constituida por calizas brechoides, lutitas y brechas intraformacionales originadas por "flujos en masa" en áreas con paleopendientes deposicionales. RODRIGUEZ FERNANDEZ (*in lit.*) completa este esquema paleogeográfico situándolo en el contexto de la evolución tectonosedimentaria de una "Cuenca de Antepaís. Según este modelo el área original de depósito de la "facies Cardaño" se situaría al Sur de las Unidades del Esla y Valsurvio, en un área ocupada actualmente por los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero, pero correspondiente con probabilidad a la prolongación suroriental del Antiforme del Narcea, el modelo tectonosedimentario durante el Viseense en la ZC y ZAOL debe corresponder al de un antepaís, con sedimentación condensada, ocupando toda la ZC al que no llegarían los aportes del traspais elevado, con un umbral ("fore bulge"), orlándole por el oeste y sur, en el que se desarrollarían depósitos arrecifales (calizas del Espigüete) y brechas de talud arrecifal ("facies Cardaño"). El "surco de antepaís" se situaría en la ZAOL, rellenándose con los depósitos erosionados del traspais elevado, originado por el engrosamiento cortical de áreas más occidentales (ZCI, ZGTM).

Los datos sobre la edad de esta formación son numerosos. KULLMAN (1963) identifica un par de horizontes con goniatites en la sección de Cardaño de Arriba, que le permiten asignar una edad Viseense Superior a esta formación. En esta misma sección, ADRICHEM BOOGAERT (1965, 1967), precisa la edad de la zona como perteneciente a las zonas de conodontos *-bilineatus,-commutatis,-nodosus* del Viseense Superior. MAAS (1974), obtiene en los afloramientos de la Liébana edades del Viseense y Namuriense Inferior en base a conodontos.

TRUYOLS *et al.* (1984), en la sección del río Nevandl (Unidad de Picos de Europa), exponen que la base de la Formación Alba se sitúa en la zona de *-anchoralis* del Tournaisiense Superior, y que llega hasta el Viseense como indican las zonas *bilineatus bilineatus* y *nodosus*.

En trabajos de índole general (KULLMAN, 1961, 1962; WAGNER, 1963, 1964; WAGNER GENTIS, 1963, 1980; HIGGINS, 1962, 1971, 1974; REUTHER, 1977; HIGGINS y WAGNER-GENTIS, 1982; ARK, 1982; RAVEN, 1983; etc. se asigna a la Formación Alba una edad máxima comprendida entre el Tournaisiense Superior y el Namuriense A Inferior (Zonas E1 y E2), siendo diacrónicos tanto su base como su techo. Así, el primer piso de Eumorphoceras (E1), es común a todas las secciones, sin embargo durante el nivel E2 se depositan calizas nodulosas o lutitas del Miembro Canalón en las áreas con "facies Aguasalio", calizas negras finamente laminadas en las áreas con facies "Redilluera" o "Genicera", calizas grises, en la Unidad de Espigüete y lutitas negras con niveles brechoides intercalados en la Unidad del Alto Carrión.

2.1.3. Carbonífero Superior anterior a la discordancia de Curavacas: El grupo Potes (Namuriense-Westfaliense A)

El Grupo Potes está constituido por una alternancia a veces rítmica, de litarenitas y lutitas más

o menos masivas, con un contenido subordinado de calizas, brechas calcáreas y conglomerados polimícticos. Las condiciones de afloramiento, con carencia de un muro estratigráfico reconocible y la relativamente complicada estructura interna, no permiten deducir su potencia precisa, estimándose en unos 2000 m, si bien, en los afloramientos mas meridionales, la potencia aflorante no excede de los 1000 m. En la figura 8 se exponen tres columnas sintéticas representativas de tres áreas aflorantes de la formación.

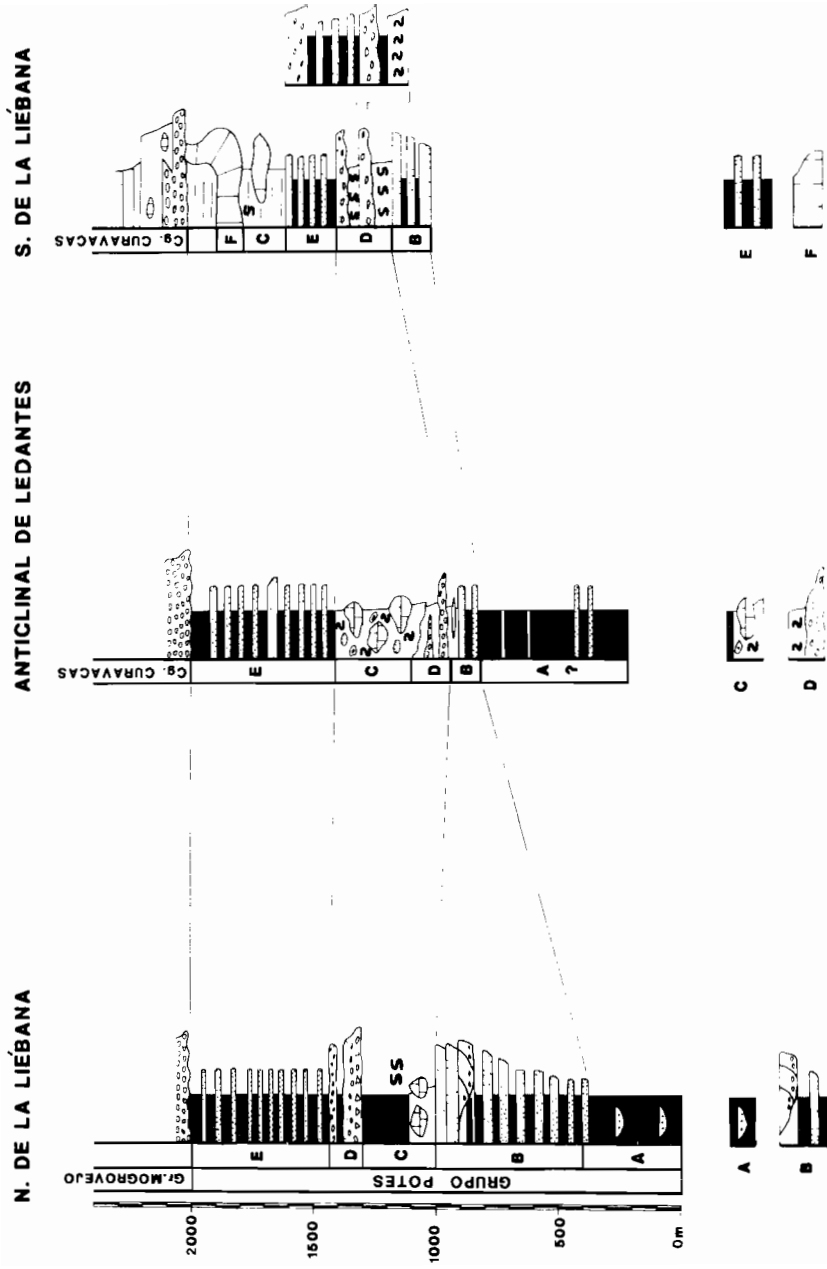
En la parte meridional de la Liébana, se individualiza en el techo de esta unidad, un potente paquete carbonatado que, a pesar de algunas discontinuidades, es un excelente nivel de referencia cartográfico y forma los relieves mas destacados de este área; es el "Piedrasluengas Limestone Member" de MAAS (1974) y GRAFF (1971, 1972). En el núcleo del Anticlinal de Cosgaya aflora un conjunto de calizas ("Cosgaya Limestone Unit" de MAAS (*op. cit.*) o "Formación Cosgaya" de MARTINEZ GARCIA, (*op. cit.*) a las que se hará referencia como "Calizas de Cosgaya".

Los caracteres estratigráficos de este grupo, han sido descritos previamente por MAAS (*op. cit.*) y LOBATO (1977). Ambos autores señalan que la mayor parte de la serie esta formada por alternancias de "grauwackas-pelitas" con adelgazamientos y cambios laterales importantes, con un aumento hacia el techo de los niveles areniscos y conglomeráticos, presentando asimismo, frecuentes intercalaciones carbonatadas de origen turbidítico (olistostromas). Tanto uno como otro, interpretan la sucesión como originada por corrientes de turbidez exceptuando los miembros carbonatados. El estudio de las características sedimentarias evidencia, sin embargo, una mayor variedad de ambientes sedimentarios: llanuras de marea, deltas y plataforma interna submareal, lóbulos turbidíticos, depósitos turbidíticos de alta densidad y olistostromas.

En la descripción de las características litoestratigráficas y sedimentarias de estas asociaciones de facies, se seguirá básicamente la descripción que de las mismas se hace en RODRIGUEZ FERNANDEZ *et. al.* (1986), con las necesarias puntualizaciones y correcciones.

Las facies "llanuras de marea", debieron de estar ampliamente representadas en el área de la Liébana y constituyen el muro visible de las series en la parte septentrional de este área, siendo descritas por primera vez por SANCHEZ de la TORRE *et. al.*, (en RODRIGUEZ FERNANDEZ, *et. al.*, 1986) en el área del valle de Polaciones. Buenos afloramientos de estas series se pueden observar en el valle de Polaciones: en las cercanías de Salceda, donde constituyen la parte basal de la lámina cabalgante homónima y en las carreteras que desde Puente Pumar conducen a Tresabuella y Uznayo, donde aflora el núcleo del Anticlinal de Polaciones, así como en la zona al NO de Mogrovejo, en la prolongación occidental de estas estructuras. Están constituidas por lutitas y limolitas, con intercalaciones de areniscas con ripples de ola, estratificación fláser, sigmoides y moldes de bioclastos como estructuras sedimentarias mas características. Interestratificadas en estas facies aparecen, en el área de Salceda, un conjunto de niveles lenticulares de calizas bioclásticas que representan, probablemente, canales bioclásticos. En el área de Mogrovejo predominan las lutitas negras con abundante bioturbación vegetal y finas laminaciones limosas (facies de marisma).

Por encima de las facies descritas anteriormente se desarrollan ampliamente las facies de



Figuras 8.- Columnas sintéticas del Grupo Potes. En las columnas se representan las facies más características: A) Lutitas y limolitas con canales bioclásticos (Llanuras de Marea). B) Areniscas, limolitas y lutitas (Deltas y plataforma interna submareal) con bancos potentes de areniscas y conglomerados (Canales deltaicos). C) Olistostromos. D) Conglomerados y litarenitas masivas. E) Secuencias rítmicas lutítico-arenosas (Lobulos turbidíticos) y F) Calizas.

“deltas y plataforma interna submareal”, descritas, asimismo, por primera vez por SANCHEZ de la TORRE *et. al.* (*op. cit.*). Los mejores afloramientos de esta facies se pueden observar en la carretera que desde el Puerto de Piedrasluengas, conduce al valle de Polaciones a la altura de los miradores existentes en la carretera, así como en las carreteras de Santa Eulalia Puente Pumar y de esta localidad a Uznayo y Tresabuela, en este mismo valle.

Buenos afloramientos se pueden observar, asimismo, en el “Valle Estrecho”, entre Buyezo y Lamedo, en la carretera de Cambarco a Aniezo y en la subida a Argüebanes, localidades todas ellas situadas en los afloramientos septentrionales de la Liébana, donde estas facies constituyen el muro visible de la sucesión aflorante. En la parte meridional se pueden observar en la carretera que desde Pesaguero conduce a Vendejo y en la vertiente septentrional del Puerto de Piedrasluengas. Litológicamente, estas facies están constituidas por areniscas, limolitas y lutitas, alternando con bancos potentes de areniscas y de conglomerados. Tanto en las areniscas como en los conglomerados predomina la fracción silícea, si bien contienen un apreciable porcentaje de clastos (normalmente bioclastos) calcáreos. En muchos casos se aprecian clastos angulosos de liditas y restos vegetales.

Desde un punto de vista sedimentario, los cuerpos arenosos y conglomeráticos, con estratificación cruzada a veces de gran ángulo, representan canales deltaicos, con depositos de fondo de canal (“channel lag”), conteniendo, en muchos casos, clastos pizarrosos. A techo de las secuencias es frecuente observar ripples bidireccionales, lo que revela un cierto retoque mareal.

Estas facies canalizadas se encuentran superpuestas, de forma erosiva o bien como alternancias, con limolitas, lutitas y delgados niveles de areniscas en secuencias, normalmente negativas. En las lutitas y limolitas son frecuentes los restos de vegetales arrastrados y la bioturbación orgánica así como el desarrollo local de algún carbonero (como al norte de Vendejo); son las facies de llanura deltaica. En los niveles de arenisca se observan, a veces, secuencias de estructuras de disminución de energía, lo que indica, probablemente, una génesis ligada a desbordamientos de canal y pequeños “slumps” ligados a fenómenos locales de deslizamiento en los bordes de los canales. También se observan secuencias positivas, ligadas al abandono y relleno de canales.

Las turbiditas, son los depósitos mas modernos de la serie y aparecen distribuidos con mayor extensión por todo el área de la Liébana. Se pueden diferenciar dentro de estos depósitos tres subfacies: lóbulos turbidíticos, depósitos turbidíticos de alta densidad y olistotromas. Los afloramientos mas característicos de las facies de lóbulos se encuentran en la carretera de subida al monasterio de Santo Toribio de Liébana, en la que sube a Argüebanes y en la carretera que recorre el “Valle Estrecho” entre San Andrés de Perrozo y Buyezo. Buenos afloramientos se observan también en la parte meridional de Valle de Polaciones y en los alrededores de la “Venta de Pepin” en la vertiente septentrional del Puerto de Piedrasluengas. Al sur de la Liébana, corresponden a esta facies la parte alta de los depósitos que afloran en el Anticlinal de Ledantes así como una parte de la serie que aflora en las carreteras de Vega de Liébana a Dobres y de Pesaguero a Vendejo, por debajo de las Calizas de Piedrasluengas.

Litológicamente consisten fundamentalmente en alternancias de areniscas y lutitas y algunos

niveles de conglomerados. En las áreas de Santo Toribio y Argüebanes están constituidas por alternancias rítmicas de capas delgadas de areniscas y lutitas en las que predominan las secuencias Tb-e y Tc-e (facies C y D de MUTTI y RICCI-LUCHI, 1972). Las escasas estructuras de muro existentes son del tipo "groove" y suelen tener una orientación SO-NE a SSO-NNE. En las áreas de San Andrés de Perrozo-Buyezo y en el Puerto de Piedrasluengas predominan las areniscas sobre las lutitas y aquellas se presentan en estratos más potentes, con la base irregular o canalizada; abundan las estructuras de muro tipo "flute" y las secuencias de BOUMA, o no existen, o son secuencias truncadas. Las direcciones de corriente indican una dirección de transporte hacia el NE o NNE. En el área del Puerto de Piedrasluengas abundan los "slumps", con espectaculares afloramientos en las trincheras de la carretera.

Todos los caracteres descritos corresponden a un sistema de facies de lóbulos turbidíticos, siendo facies proximales en las áreas del "valle Estrecho" y Pto. de Piedrasluengas y zonas externas de lóbulos en las áreas de Argüebanes y Sto. Toribio.

En el valle de Tornes, al NE de Buyezo y en las proximidades de Aniezo, aflora un importante nivel de conglomerados, denominado por MAAS (*op. cit.*) "Miembro Conglomerático de Tornes". Litológicamente está constituido por clastos de cuarcita, cuarzo, liditas, caliza (redondeados) y bloques angulosos de caliza de hasta 1 m, con matriz litarenítica muy abundante. El tamaño de los clastos oscila entre 0,5 m y 4 cm, caracterizándose, en general, por su gran heterometría, si bien existen bancos relativamente bien calibrados. Lateralmente este conglomerado se convierte en una asociación de areniscas y litarenitas con clastos angulosos de caliza, chert y cuarcita, en una matriz litarenítica, con un elevado porcentaje de granos calcáreos. Tanto los bancos conglomeráticos, como las alternancias de tamaño de grano más pequeño muestran una gradación positiva ("finning-upward") con una reducción gradual de la relación clastos/matriz y del tamaño de los clastos, siendo la base de estos cuerpos arenosos o conglomeráticos, erosiva.

Los caracteres sedimentarios descritos, así como la presencia de "slumps" en los niveles de lutitas intercalados, y el paso lateral de estas facies a alternancias arenoso-pelíticas de carácter turbidítico, permiten deducir que el conglomerado de Tornes y facies asociadas se han originado por corrientes turbidíticas de alta densidad ("grain flow"). Este horizonte litológico, con las características descritas, o bien transformado en un conjunto de clastos cuarcíticos redondeados, dispersos en una matriz lutítica o arenosa ("pebbly mudstone" o "pebbly sandstone"), presenta una gran continuidad en todo el sector septentrional de la Liébana, siguiéndose perfectamente desde Aniezo por Luriez y Cahecho hasta las proximidades de Viñón.

En el afloramiento de estas series que aparece en el Anticlinal de Ledantes, (Grupo de San Glorio, en la acepción de LOBATO, *op. cit.*) este autor describe una serie de 1800 m de potencia en la que sobre una parte basal predominantemente lutítica, se sitúan conglomerados polimícticos y un conjunto de olistolitos calcáreos de grandes dimensiones con fragmentos de conglomerados y areniscas. Por encima, se depositan secuencias rítmicas de origen turbidítico, con predominio de las pelitas en la base y las areniscas en el techo. Si exceptuamos la serie lutítica basal, el conjunto sedimentario descrito representa la evolución desde depósitos turbidíticos proximales, originados por corrientes de alta densidad, hasta depósitos de lóbulos turbidíticos en la parte alta

de la serie con direcciones de flujo S-N.

En los afloramientos situados en el flanco meridional del Sinclinal Central de la Liébana, por encima de las facies de plataforma marina y llanura deltaica sumergida aparecen niveles de conglomerados polimícticos y heterométricos, con características litológicas y sedimentarias similares a las del conglomerado de Tornos y series rítmicas de origen turbidítico con marcas de corriente que indican una dirección de transporte S-N. Estas series constituyen en parte las "Upper Deva turbidites" de MAAS (*op. cit.*) o, el "Grupo Alto Deva" de LOBATO (*op. cit.*) si bien estos autores incluyen en esta acepción, la serie de alternancias arenoso-pelíticas y niveles de conglomerados que afloran en ambos flancos del Anticlinal de Cosgaya, apoyándose discordantemente sobre el Grupo Potes y que en este trabajo se han adscrito a las Formaciones Curavacas y Lechada suprayacentes.

En diversas áreas de la Liébana es perceptible la presencia de bloques de naturaleza carbonatada y entidad cartográfica (olistostromas) que, de forma aislada, o en agrupaciones jalonan el Mapa Geológico. MAAS (*op. cit.*) estudio con un cierto detalle todos ellos, a los que adscribió la categoría de "miembro". Litológicamente están constituidos por bloques de caliza de tamaños variables, desde varios metros, hasta escala cartográfica, y formas también variables (bloques redondeados hasta "olistoplasas" de centenares de metros en una dimensión). Normalmente están constituidos por calizas carboníferas de naturaleza similar ("endolistolitos"), si bien suelen contener olistolitos de calizas y/o cuarcitas devónicas o de conglomerados mixtos ("exolistolitos"). La matriz suele ser cuarzo-pelítica observándose, en general, la presencia de numerosos "slumps".

Los afloramientos más importantes se sitúan en:

- Anticlinal de Ledantes: es el denominado "Ledantes Limestone" Member" (MAAS, *op. cit.*) u "Olistostromo de San Glorio" de LOBATO, (*op. cit.*). Esta constituido por bloques calcáreos de calizas carboníferas bioconstruidas, algales o arrecifales (GERMS, 1966 en MAAS, *op. cit.*) con olistolitos más pequeños de cuarcitas, conglomerados y calizas devónicas.
- Flanco SO del Sinclinal Central de la Liébana: en el área al SO de Mogrovejo afloran un conjunto de olistolitos carbonatados de entidad cartográfica y con un número subordinado de olistolitos cuarcíticos. MAAS (*op. cit.*) denominó a este conjunto "Enterrias Olistostrome Member" y "Llaves Olistostrome beds".
- Flanco septentrional del Sinclinal Central de la Liébana: en el área entre Argüebanes y Lon, afloran un conjunto de litosomas carbonatados de aspecto cartográfico lenticular junto con cuerpos aislados de conglomerados mixtos. MAAS (*op. cit.*) describe este conjunto como "Lon Olistostrome Member". Las calizas, son calizas grises, finamente laminadas, en uno de los olistolitos es posible reconocer en su base un nivel de calizas rojas brechoides similares a las de la Formación Alba, en las que MAAS (*op. cit.*) cita la presencia de conodontos Viseenses. MARTINEZ-GARCIA (1981), se refiere a estas calizas como "Formación Lon", suponiendo que es la base de la secuencia estratigráfica carbonífera de la Liébana.

Todos estos depósitos se han originado a través de procesos catastróficos de transporte en masa por flujos masivos de suspensiones muy densas ("mud flow") que mezclan elementos de la cuenca no consolidados (lutitas y areniscas) con elementos más antiguos consolidados (endolitolitos) y exolitolitos procedentes de áreas fuente alejadas. Las "Calizas de Cosgaya" constituyen un conjunto de afloramientos que aparecen en el núcleo del anticlinal homónimo, en la carretera de Cosgaya a Espinama y en los valles que con dirección S-N desembocan en el del río Deva (valles del río Lera y río Cuvo). MAAS (*op. cit.*) utiliza el término "Cosgaya Limestone unit" para definir esta unidad litoestratigráfica, considerando que en este área constituye la base de la secuencia estratigráfica, estando constituida por 250 m de calizas con lutitas alternantes. Para MARTINEZ GARCIA (1981) estas calizas son equivalentes a la Formación Valdeteja de otras áreas de la Zona Cantábrica.

Litológicamente están constituidas por calizas grises, margas y lutitas. Las calizas presentan un aspecto masivo o en bancos gruesos con corales en posición de vida y algas que revelan un origen bioconstruido en parte. Hacia el techo aparecen aislados clastos cuarcíticos redondeados. Las margas y lutitas aparecen intercaladas con las calizas y forman también la base de la secuencia estratigráfica.

Desde un punto de vista sedimentario, las "Calizas de Cosgaya" se debieron originar por el crecimiento biogénico de parches arrecifales y bancos biostrómicos en una plataforma inestable. El abandono de estas condiciones de sedimentación se produce de forma brusca, con la disección de la plataforma por surcos lineales o cañones por los que sale material resedimentado (clastos redondeados de cuarcita) y bloques de las propias "Calizas de Cosgaya".

Por encima de estas calizas se sitúan, de forma levemente discordante, un conjunto de conglomerados cuarcíticos y gruesos paquetes litareníticos conteniendo grandes clastos de las "Calizas de Cosgaya" que han sido denominados "Cuvo member of the Cervera Formation" por MAAS (*op. cit.*), considerando este autor que constituye la base de la Formación Cervera en el área de la Liébana. En este trabajo, sin embargo, se considera que estos conglomerados son perfectamente homologables a los conglomerados de Curavacas de áreas más meridionales, pues a su carácter discordante se une la inexistencia de un nivel equivalente en las series suprayacentes.

Las Calizas de Piedrasluengas han sido descritas con detalle por GRAAFF (1971 y 1972). Constituyen un horizonte estratigráfico discontinuo formado por lentejones con una potencia variable que oscila entre los 50 y los 300 m.

Litológicamente son calizas predominantemente biogénicas y/o bioclásticas de color gris claro, en bancos que oscilan entre varios cm y 2 o 3 m, con intercalaciones de lutitas y margas negras conteniendo numerosos restos de fauna: corales, algas, fusulinas. En el área del Puerto de Piedrasluengas el límite basal es un contacto gradual donde las areniscas y lutitas infrayacentes aumentan el contenido en carbonatos, pasando a margas y calizas masivas.

En el resto de las áreas, por el contrario, los lentejones carbonatados presentan contactos netos y abruptos, tanto en su base como en su techo, con casos locales, como en el área de Dobres

y Cucayo, donde se producen acumulaciones de varios litosomas carbonatados superpuestos embebidos en una matriz lutítica, con clastos aislados de cuarcitas redondeadas ("pebbly mudstone") y abundantes "slumps". En el área entre Caloca y Vendejo, el litosoma carbonatado que constituye la "Peña Cigal" muestra una geometría plegada, y está cortado por los Conglomerados de Curavacas suprayacentes. Lateralmente, este horizonte carbonatado desaparece, siendo sustituido por series turbidíticas que intercalan pequeños olistolitos de esta naturaleza y brechas calcáreas.

Desde un punto de vista sedimentario, las "Calizas de Piedrasluengas" significan un episodio de crecimiento de bancos biogénicos en una plataforma somera con un desarrollo subordinado de facies de "lagoon" y depósitos bioclásticos originados en condiciones litorales y sublitorales (GRAAFF, *op. cit.*). En el área entre Dobres y Vendejo, este horizonte carbonatado constituye un nivel estratigráfico originado por el deslizamiento submarino de una parte de esta plataforma por un proceso catastrófico, debido posiblemente a causas tectónicas. Apoya esta interpretación, la existencia en este área, de niveles de conglomerados cuarcíticos, conteniendo bloques de "Calizas de Piedrasluengas", originados por corrientes de alta densidad, en una posición infrayacente. La causa, generadora de la destrucción parcial de esta plataforma carbonatada, y la irrupción subsiguiente de gran cantidad de sedimentos, procedentes de relieves emergidos situados al Sur, en posición discordante sobre el Grupo Potes, puede ser explicada por la génesis de un "surco de antepaís", relacionado por el emplazamiento alóctono de la Unidad del Alto Carrión sobre la cuenca sinorogénica, en ese momento.

La edad del Grupo Potes se puede establecer en base a los datos bioestratigráficos proporcionados por los horizontes fosilíferos en posición autóctona, como las "Calizas de Cosgaya y de Piedrasluengas", así como por los datos proporcionados por los olistolitos calcáreos que en el caso de ser endolistolitos, proporcionan una edad semejante a la de las series que los contienen.

Las "Calizas de Cosgaya" han proporcionado una fauna de foraminíferos con *Profusulinella staffeliformis*, *Profusulinella bona* y *Profusulinella extensa*, así como *Archaediscidae* (det. de GARCIA CORTES), que indican una edad Bashkiriense sup., aunque también podría alcanzarse el Vereisky basal. GERMS (1966 en MAAS, *op. cit.*) obtiene una edad Bashkiriense en base a la determinación de algas. Las "Calizas de Piedrasluengas", en el área de Dobres y en Piedrasluengas han proporcionado: *Eofusulina triángula tethys*, *Eofusulina triángula*, *Eofusulina subtilissima*, *Neostafella sphaeroidea*, *Eofusulina trianguliformis*, *Profusulinella ovata*, *Profusulinella rhomboides* y *Profusulinella prisca* (det. de GARCIA CORTES) que indican el Vereisky superior-Kashirsky, edad que esta de acuerdo con las obtenidas por GRAAFF (*op. cit.*, det. de GINKEL) y LOBATO (1977, det. de M. LYS).

En los olistolitos de los "miembros olistostrómicos" de Ledantes (o San Glorio) y Enterrias, así como en clastos carbonatados del "miembro conglomeráticos de Tornes", MAAS (*op. cit.*) cita edades del Bashkiriense sup. (det. de GINKEL). Una muestra, obtenida en un olistolito próximo a la localidad de Barrio, en la parte oriental del Anticlinal de Ledantes, ha proporcionado *Pseudostafella cf. composita keltmica*, *Ozawäinella sp.* y *Bradyna sp.* (det. de VILLA) que indican una edad Bashkiriense final o Moscoviense inferior. En Pejanda (valle de Polaciones) aparecen

restos de flora fósil en los que se ha podido determinar *Neuropteris sp.*, que indica una edad Westfaliense sin más precisiones (det. de P. LAVEINE en RODRIGUEZ FERNANDEZ *et. al.*, 1986).

La edad, asignable al Grupo Potes debe oscilar, por lo tanto entre el Namuriense C y el Westfaliense A Superior (o B).

2.1.4. El Carbonífero Superior en el Dominio del Yuso-Carrión (o Fuentes Carrionas)

2.1.4.1. Formación Curavacas. (Westfaliense A-Superior-B)

ORIOLE (1876) describe por primera vez este conglomerado (Hoja de Camporredondo de Alba), siendo definido formalmente por KANIS (1956). Hacia el techo y lateralmente se indenta en una serie arenoso-péltica denominada Formación Lechada (SAVAGE, 1962). KOOPMANS (1962) define el Grupo Yuso como constituido por dos formaciones "Conglomerado de Curavacas" y "Lechada". Este conjunto es normalmente discordante y esta discordancia ha sido denominada de "Curavacas" (KANIS, 1956) o "Palentina" (WAGNER, 1959).

Litológicamente son ortoconglomerados fundamentalmente monomícticos (localmente polimícticos), bi a polimodal, de clastos de tamaño grava a bloque y naturaleza fundamentalmente cuarcítica y en mucha menor proporción algún clasto de carbonato, arenisca y lutitas. La clasificación es en general moderada siendo los clastos subredondeados a redondeados, pueden tener fábrica desordenada o con gradación normal inversa-normal o inversa, intercalados aparecen en niveles de espesor variable, areniscas y lutitas (Fig. 9).

Los caracteres geológicos de esta unidad han sido ampliamente estudiados en la Unidad del Pisuerga-Carrión, por múltiples autores (KANIS, 1956; KOOPMANS, 1962; VEEN, 1965; SAVAGE, 1967; BROWER Y GINKEL, 1964; LOBATO, 1977; COLMENERO *et. al.*, 1988).

COLMENERO *et. al.* (1988) realizan una descripción e interpretación de las distintas asociaciones de facies y del modelo deposicional de este litosoma conglomerático (Fig. 10). Distinguen cuatro facies subaéreas (abánico costero) que se desarrollan en la parte inferior de la sección del Sinclinal de los Cintos (Hoja de Camporredondo de Alba) y en el Sinclinal de Lechada. Dentro de la facies 1 diferencian una subfacies de conglomerados con soporte de cantos pobremente estratificados, tamaños "cobble" a "boulder", bimodales a polimodales, clastos paralelos a la estratificación, están groseramente gradados masivos o groseramente estratificados, capas de 5-30 cm de espesor, se interpretan como originados por barras braided longitudinales. Otra subfacies diferenciada es cuando los clastos aparecen imbricados a(i) b(i), con pequeños niveles de areniscas tapizando los cuerpos. Estas capas tienen base erosiva de 5 m, con sets de estratificación cruzada planar y areniscas con laminación paralela y estratificación cruzada, y se corresponden con barras conglomeráticas braided proximales. La facies 2 son alternancias de conglomerados y litarenitas, los primeros de tamaño "pebble" a "cobble" con imbricaciones de clastos y las litarenitas de grano medio con clastos. Estas alternancias aparecen organizadas en secuencias granodecrescentes de hasta 3 m con bases erosivas con estratificación cruzada planar y en surco, y se interpretan como canales braided medios o distales. La facies 3 corresponden a

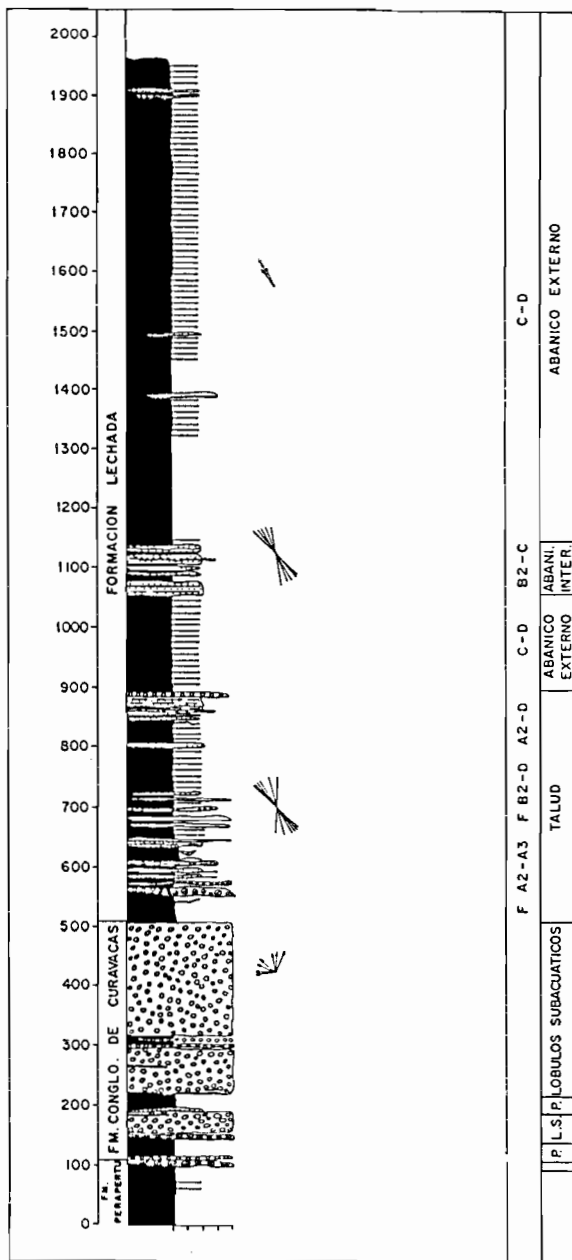


Figura 9. - Columna sintética de las formaciones Curavacas y Lechada en el Sinclinal de Lechada.

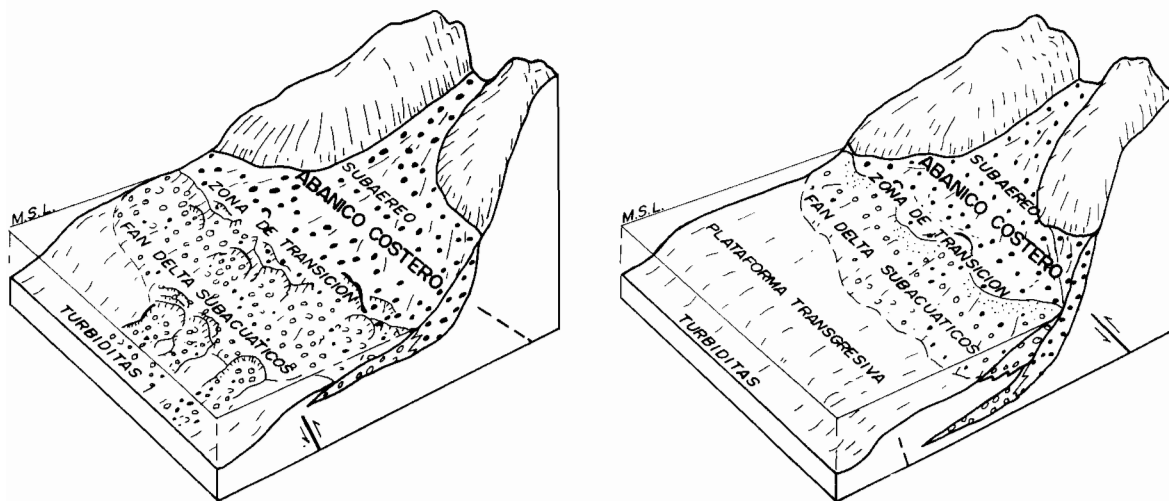
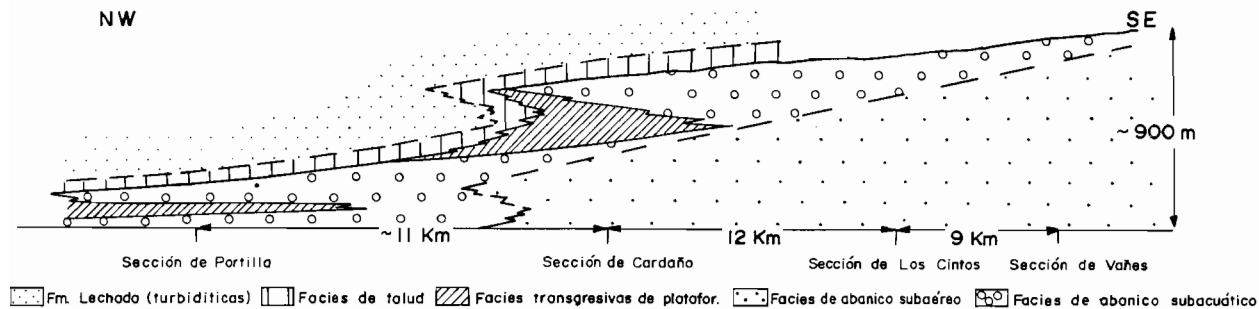


Figura 10.- Sección del "fan delta" de Curavacas, mostrando la distribución de algunas asociaciones de facies. Los bloques diagrama muestran la distribución de este "fan delta" (COLMENERO *et. al.*, 1988)

litarenitas de grano fino a medio con laminación paralela y estratificación cruzada, correspondientes a depósitos laminares no confinados de corrientes. La facies 4 son pizarras con laminación paralela y de ripples de corriente, raices y horizontes carbonosos, corresponden a segmentos distales y de abandono de abanicos costeros en ocasiones vegetados.

La asociación de facies destructivas de la parte superior del "shoreface" (frente deltaico), solamente se han distinguido en los afloramientos más meridionales de esta formación fuera de esta Hoja, donde diferencian 3 facies más: 5, cuarzoarenitas de grano fino bien clasificados, con algún clasto cuarcítico y superficie erosivas poco marcadas, internamente con estratificación "hummocky" y cruzada en surco de media escala, con láminas sigmoidales y laminación paralela de ripples, estructuras de escape de agua, burrows y pistas; se interpretan como originados en ambientes litorales de alta energía. La facies 6 son areniscas litareníticas de grano grueso con horizontales conglomeráticos finos y continuos, internamente estratificación cruzada planar y en surco de media escala y "hummocky". Representan también depósitos de ambientes litorales de alta energía. La facies 7 son conglomerados con sets de estratificación cruzada planar-tabular de 2 m de espesor, con bases netas planas, y se interpretan como barras litorales de gravas .

En la asociación de facies de "shoreface" (talud de fan-delta) que aparece en la parte superior de las secciones de conglomerado de Curavacas (aunque en la sección de Portilla de la Reina ocupa su totalidad), se diferencian 5 facies: la facies 8 son ortoconglomerados, "pebble" a "boulder", bimodal a polimodales, desorganizados, con clastos localmente paralelos a la estratificación o imbricados, con matriz de arena que aumenta a techo de las capas y localmente bioclastos. Aparecen en capas masivas o gradadas (inverso-normal, inverso y normal) de hasta 1,5 m, tapizando areniscas con laminación paralela y de ripples, corresponden a depósitos de "debris-flows" no cohesivos. La facies 9 son ortoconglomerados "cobble" a "boulder", bimodales a polimodales, desorganizados, con clastos localmente paralelos a la estratificación o imbricados en ocasiones con parches de matriz arcillosa, aparecen amalgamados en capas de 10 m, masivos o normalmente gradados, con bases planas netas y techo convexo, corresponden a "debris-flows" no cohesivos formando acumulaciones verticales de lóbulos. La facies 10 son orto paraconglomerados, "pebbles" a "cobble" bimodales a polimodales, desorganizados con raras imbricaciones, masivos o gradados (normal, inverso o inversa-normal) en capas de hasta 1 m con arenas tapizando, internamente presentan laminación paralela y estratificación cruzada en surco; corresponden a "debris-flows" difusos o turbulentos. La facies 11 son ortoconglomerados que gradan a "pebbly-mudstone", con tamaños de clastos de "pebble" a "cobble", desorganizados, masivos, con cantos paralelos a la estratificación e imbricaciones raras. Corresponden a "debris-flow" diluidos mezclados con pizarras marinas. La facies 12 son orto paraconglomerados, "pebble" a "boulder", polimodal, desorganizados, en capas de 4 m con gradación normal o inversa-normal, base erosiva concava y techo plano, corresponden a "debris-flow" canalizados distales.

La asociación de facies de prodelta-plataforma, aparece en la parte media de las sucesiones de Pórtilla y San Glorio. Se reconocieron tres tipos de facies. La facies 13 de pizarra, limolita y litarenitas con secuencia granocreciente, internamente con laminación paralela de ripples,

pasando a techo a laminación paralela y estratificación cruzada en surco y "hummocky". Representan depósitos de somerización en una plataforma transgresiva. La facies 14 son alternancia de pizarras y areniscas de grano fino, organizados en secuencias granodecreciente de hasta 1,5 m. Internamente tienen laminación paralela y cruzada en surco, pasando a techo a laminación de ripples. En las pizarras aparecen lentes arenosas laminadas. Corresponden al depósito en áreas de plataforma arcillosa con locales episodios tractivos. La facies 15 son pizarras masivas o ligeramente laminadas, correspondientes a depósitos de suspensión en plataformas de baja energía.

La asociación de facies de talud profundo sólo se desarrolla en la parte inferior y superior del Conglomerado de Curavacas en contacto con las formaciones adyacentes. Se diferencian dos facies. La facies 15 son conglomerado polimícticos con soporte de matriz pizarrosa, en general clastos de tamaño "pebble" a "boulder" con megaclastos de caliza (6 m), polimodal, desorganizado, formando secuencias granocrecientes de hasta 15 m. Se interpretan esta facies como depósitos de "mass flows" en el pie del talud. La facies 17 son orto a paraconglomerados, "pebble" a "boulder", bimodales a polimodales, desorganizados, masivos o gradados normalmente con secuencias intercaladas de turbiditas, siendo frecuentes los "slumps". Se interpretan como depósitos de "debris-flows" cohesivos resedimentados y turbiditas.

En un contexto sintectónico la deposición del "fan-delta" de Curavacas se produce por la progradación de lóbulos coalescentes en un surco subsidente.

El área fuente se deduce de la naturaleza cuarcítica de los cantos, del mapa de paleocorrientes y de la forma de la cuñas conglomeráticas, estando localizada hacia el SE (Unidad del Domo del Valsurvio o más meridional). La madurez mineralógica y alto redondeamiento de los clastos sugiere un origen policíclico para estos depósitos.

Se observa una evolución cíclica del complejo de fan-delta, observándose la existencia de cuñas conglomeráticas con intervalos de grano fino intercalados, reflejando la alternancia de fases de progradación activa del fan-delta con otras pasivas y transgresivas. Esta disposición cíclica está controlada por el suministro de sedimentos de grano grueso, como consecuencias de procesos tectónicos y de subsidencia de la cuenca.

La progradación activa del fan-delta aparece en episodios de alta descarga. Bajo estas condiciones conglomerados transportados por "mass-flow" forman la parte submarina del sistema que gradada transicionalmente a sistemas turbidíticos profundos.

Durante las fases relativamente pasivas, las facies transgresivas de grano fino onlapan la base de la cuenca y ambientes marinos someros se establecen al techo de los lóbulos conglomeráticos abandonados. La deposición de conglomerados se restringe a ambientes subaéreos y marinos costeros de poca profundidad durante esta fase.

Las facies proximales, en fases activas y pasivas, están dominados por flujos tractivos dando secuencias de más de 500 m en el Sinclinal de los Cintos.

En el área de Dobres-Cucayo, se pueden observar dos horizontes conglomeráticos con espectaculares desarrollos de discordancias angulares, en ambos flancos del sinclinal, que desaparecen progresivamente hacia el núcleo, adquiriendo el conjunto litoestratigráfico una geometría en “abanico de capas”. Este tipo de asociación entre una discordancia progresiva y una discordancia angular adyacente ha sido denominado “discordancia sintectónica” por RIBA (1973) y descrito, con características similares por ALONSO (1985) en el Grupo Cea. El desarrollo de la misma se puede interpretar como una consecuencia de la reactivación del Sinclinal de Cucayo, durante el depósito de la Formación Curavacas. El hecho de que la discordancia angular sea más importante en el flanco meridional que en el flanco septentrional de la citada estructura, indica asimismo, la vergencia hacia el norte del proceso deformativo, ligado con toda seguridad al emplazamiento alóctono de la Unidad del Alto Carrión, aspecto este que se discutirá con mayor profundidad en capítulos posteriores.

Respecto a la edad de esta formación, en las facies de llanura de inundación del Sinclinal de Los Cintos KANIS (1956) y WAGNER (1960) citan la presencia de flora con un edad Westfaliense B. Por otro lado una flora estudiada por STOCKMANS Y WILLIERE (1965) en el cuerpo basal conglomerático en la sección de Cardaño de Arriba, indica una edad Westfaliense A superior (ambos datos dentro de la Hoja de Camporedo de Alba). En la sección de Dobres muestras de flora encontradas en la parte basal, dan una edad Westfaliense A (CARMEN ALVAREZ (comunicación personal).

2.1.4.2. Formación Lechada. (Westfaliense A-D)

La Formación Lechada, sucede verticalmente a los Conglomerados de Curavacas con los que se interdigitan en su base, a través de un cambio lateral de facies. La separación entre el conglomerado y la alternancia de areniscas y pizarras de la Fm. Lechada no siempre es clara, existiendo cuñas de una facies, dentro de la otra. El corte tipo y el nombre, fue establecido por VEEN (1966) en el Sinclinal de Lechada, a lo largo del río Yuso (proximidades de Portilla de la Reina, Hoja de Potes), siendo posteriormente descrita por SAVAGE (1967), MAAS (1974) y LOBATO (1977), entre otros. Todos estos autores están de acuerdo en que lo más característico de esta unidad son los frecuentes cambios de espesor y facies que presenta, así como la geometría lenticular de muchos de sus depósitos.

En su localidad tipo se han medido 1500 m, finalizando la serie en el núcleo del Sinclinal de Lechada dentro de la Hoja de Burón. La litología fundamental, es una alternancia de areniscas litareníticas y pizarras, observándose grano-clasificación, superficies de reactivación, ripples de corriente a techo de las capas, láminas convolutadas y estructuras de corriente abundantes, tales como “flutes” y estrias de corriente. Las direcciones de paleocorrientes medidas indican una dirección media SE a NO en el Sinclinal de Lechada (Fig. 9).

Tradicionalmente se ha considerado un origen turbidico para esta formación; LOBATO (1977) ha analizado el carácter proximal-distal de la serie observando, en general, que estas pasan de muro a techo de ambientes turbidicos proximales a distales, y, que este cambio, proximal-distal, también se encuentra arealmente desde las series más meridionales a las más septentrionales.

Siguiendo la terminología de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) en su estudio de abanicos submarinos, se identifican facies tipo F, A2-A3 hacia la base. A pesar de su carácter fundamentalmente terrígeno, son frecuentes aquí las intercalaciones calcáreas que en muchos casos presentan características de olistolitos, intercalados con "pebbly-mudstone" y conglomerados calcáreos, pudiendo estar contaminados por cantos cuarcíticos del Conglomerado de Curavacas. Estas facies se sitúan casi siempre en un determinado horizonte estratigráfico, muy próximo al techo del Conglomerado de Curavacas. VEEN(1966) y SAVAGE (1967) describen estos niveles dándoles el rango de miembros bajo la denominación de "Calizas de El Vés", y LOBATO (1977) las denomina "Calizas de el Ves y Vallines" En el sector meridional de la Liébana, MAAS (1974) utiliza denominaciones locales para cada afloramiento: "Cohorra Limestones", "Ranas Limestones", "Frio Limestones", "Zamburria Limestones", "Albas Limestones", "Palanca Limestones", etc. Litológicamente son calizas claras, organógenas, a veces bioconstruidas; en otros casos tienen el aspecto de calizas bioclásticas (biocalcarenitas). Estos materiales carbonatados proceden de la destrucción de una plataforma en la que habrían disminuido los aportes continentales y en la que se desarrollaba una sedimentación carbonatada.

La serie evoluciona hacia el techo de forma gradual a facies tipo C-D en ocasiones con algunos niveles B2. Las facies tipo C-D corresponden a secuencias de BOUMA Tb-e, Tc-e y en menor proporción Ta-e. Estas facies se agrupan en secuencias granocrecientes hacia la base, pasando hacia el techo de ser tanto grano y estratocrecientes como decrecientes y a no estar ordenadas.

Según la terminología de WALKER (1978) para abanicos submarinos se pasaría de una zona de talud con canales hacia el muro de la serie, a depósitos de "suprafan-lobes" dentro del "mid-fan" y de "lower-fan" hacia el techo. Las intercalaciones de areniscas de granulometría gruesa y aspecto masivo, podrían ser interpretadas como rellenos de canales, que podrían conectar los lóbulos deposicionales con la zona interna del abanico submarino. Según los modelos de turbiditas de MUTTI-NORMARK (1987) correspondería al modelo III.

Las pistas fósiles no son demasiado abundantes, entre ellas CRIMES (en LOBATO 1977) cita *Helminthopsis*, *Palaeodictyon*, *Chondrites* y *Cosmorhapha*.

En cuanto a la edad GINKEL (1965) cita en los niveles olistostrómicos calcáreos de la base de la formación, foraminíferos de la Zona de Profusulinella Subzona B (Moscoviense Inferior, equivalente a un Westfaliense A-B, posteriormente, LYS (en LOBATO 1977) en estos mismos niveles determina faunas de algas y foraminíferos que asignan para estos materiales una edad Kashirsky posiblemente Superior (Westfaliense C).

2.1.4.3. Grupo Coriscao. (Cantabriense Superior).

El Grupo Coriscao aparece discordante sobre la Formación Lechada del Dominio del Yuso-Carrión, siendo su techo no visible al estar cobijado por el Cabalgamiento de Panda.

SAVAGE (1961), KAMERLING (1962) y MAAS (1974) utilizan el término de "Coriscao Olistostrome"; definiendolo MAAS (1974) como un miembro de la Formación Lechada con una

edad Westfaliense C; posteriormente MAAS y GINKEL (1983) lo redefinen como el miembro basal de la Formación Valdeón, dando una potencia superior a los 500 m en el Pico Coriscao.

RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987), lo definen informalmente como "grupo", proponiendo en su modelo tectosedimentario que estos depósitos corresponden a la "cuña clástica" ligada al movimiento hacia el Este de la Escama de Panda, que forma parte del Manto de Valdeón de HEREDIA (1991).

Litológicamente es una unidad muy heterogénea (Fig. 11) constituida generalmente por un tramo basal de lutitas con olistolitos aislados o formando horizontes olistostrómicos, fundamentalmente de Caliza de Panda, si bien, puede aparecer alguno de Caliza de Montaña y Calizas de Vidrieros.

Por encima se desarrolla una secuencia grano y estrato decreciente de 75-80 m, constituida por secuencias de segundo rango granodecrecientes de hasta 2,5 m, de bases fuertemente erosivas, siendo en la base conglomerados (ortoconglomerados o paraconglomerados) de clastos calcáreos y matriz lutífica, que gradualmente pasan a lutitas gris oscuras con finas intercalaciones de litarenitas de grano fino.

El techo de la sucesión suele estar constituido por lutitas más o menos limosas, bioturbadas y con fauna de braquiópodos, equinodermos, briozoos y gasterópodos. En ocasiones aparecen intercalaciones de litarenitas con laminación de ripples de ola a techo y fuerte bioturbación. En la sección del Pico Coriscao en el techo de la sucesión y sobre lutitas fuertemente bioturbadas por raíces, aparece una capa de carbón de 60 cm. En otras localidades llegan a desarrollarse boundstone de algas filoides. (Sección de la pista de Fuente Dé al Collado de Remoña).

El movimiento hacia el Este de la Escama de Panda origina un surco "foredeep", cuyo relleno es una clara secuencia de somerización. En una etapa inicial, donde la subsidencia y la deformación son mayores, los olistolitos y brechas calcáreas son testigos de la destrucción parcial o total de una plataforma carbonatada adyacente a la cuenca, acumulándose el material fino principalmente por suspensión. El techo de la secuencia son depósitos de plataforma muy somera con el desarrollo de boundstone de algas filoides, o incluso depósitos subaéreos con la formación de suelos de vegetación y carboneros asociados.

Una muestra de flora en el Pico Coriscao, calcificada por C. ALVAREZ ha proporcionado: *Calamites*, *Asterophyllites*, *Neuropteris cf. ovata*, *Lobatopteris cf. vestita*; indicando una edad por encima del Westfaliense D. MAAS y GINKEL (1983) dan una edad mínima para este grupo de Cantabriense Superior, RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) aceptan esta edad siendo coherente con su esquema tectosedimentario.

2.1.5. El Carbonífero Superior en el Dominio del Pisuerga.

2.1.5.1. Formaciones Vañes y Vergaño (Westfaliense A-D).

El conjunto de sedimentos situados por encima de la discordancia de Curavacas y por

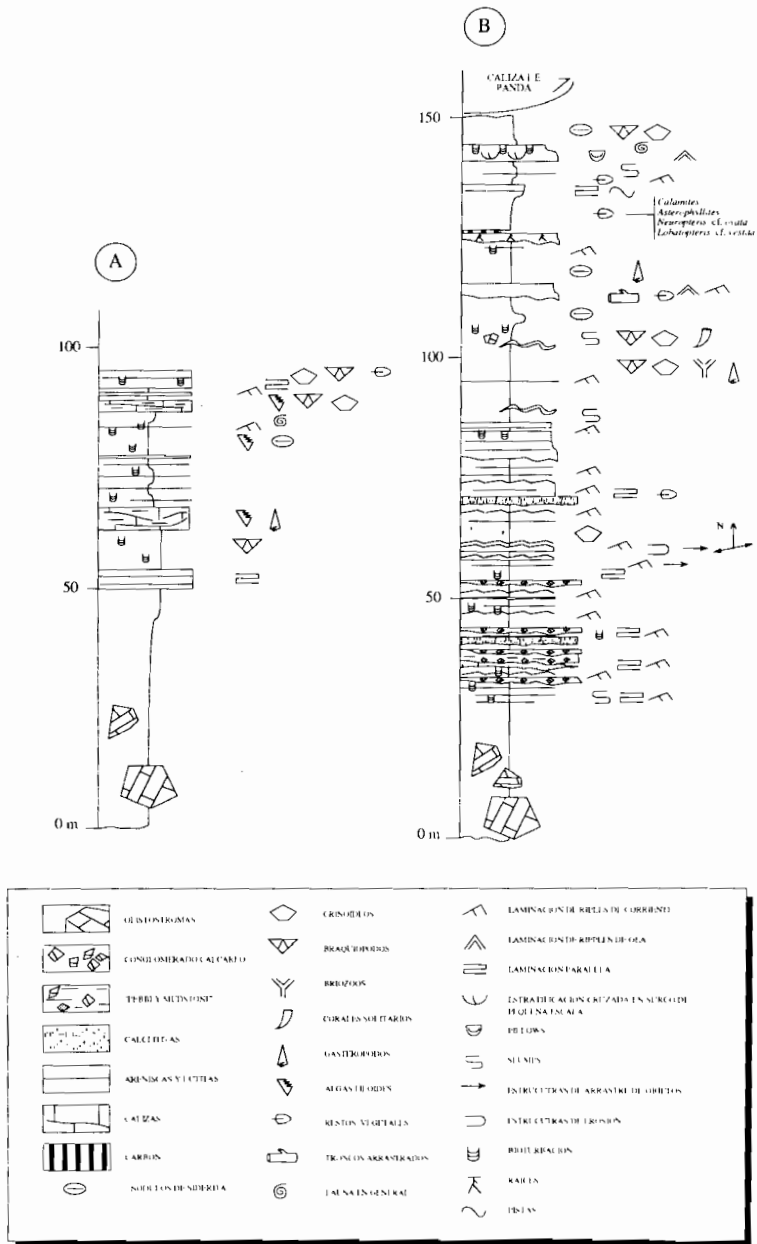


Figura 11.- Columnas sintéticas y parciales del Grupo Corisco. A) Pico Corisco, B) Pista de Fuente De al Collado de Remoña.

debajo de las formaciones Rozo y Ojosa en el Sinclinal de Casavegas fueron divididos por GRAAF (1971) en dos formaciones, una inferior con intercalaciones conglomeríticas a la que denominó Formación Vañes, y otra superior (Formación Vergaño) con un miembro superior carbonatado (Miembro "Sierra Coriza"). Las características estratigráficas y sedimentarias, en todo comparables a las de las formaciones Curavacas y Lechada anteriormente descritas, han aconsejado representar cartográficamente los litosomas conglomeríticos como "Conglomerado de Curavacas" y el resto de las series como equivalentes a la Formación Lechada.

2.1.5.2. Formaciones Rozo y Ojosa (*Westfaliense D superior-Cantabriense Inferior*).

Dentro del Dominio del Pisurga se encuentran estos depósitos representados únicamente en el Sinclinal de Casavegas. Fueron definidas formalmente por WAGNER y VARKER (1971), situándose a techo de las calizas de Sierra Coriza (Podolsky).

La Formación Rozo está constituida por 94 m de alternancias de lutitas más o menos calcáreas y limolitas; hacia la base, aparecen intercalados niveles discontinuos de conglomerados calcáreos (Fig. 13). Esta formación solamente existe al NO del pueblo de Casavegas, en un área restringida que probablemente represente el equivalente lateral de las Calizas de Sierra Coriza.

La Formación Ojosa consta de alternancias de lutitas, limolitas y areniscas, localmente con suelos de vegetación y, a veces, capas de carbón (Fig. 12). Son secuencias de colmatación que se han interpretado como transgresiones bruscas, seguidas por regresiones paulatinas. Alternando con las alternancias aparecen niveles calcáreos potentes, como la Caliza de Lores, donde WAGNER y VALKER (op cit.) sitúan la base del Cantabriense en su localidad tipo.

Las capas de carbón presentan buena continuidad lateral en todo el sinclinal. De muro a techo se han distinguido cuatro paquetes mineros: Paquete inferior de capas de Casavegas (dos capas); Paquete superior de capas de Casavegas (dos capas); Paquete de Areños (once capas, de las que seis son explotables) y Paquete de Rosa María (una capa). En la parte central del sinclinal, dentro de la Hoja de Barruelo, existen varios cientos metros más de serie, con otro paquete (dos capas).

Dentro de los intervalos calcáreos se encuentran forminíferos y braquiópodos que han permitido una correlación con el Myachkovsky Superior de la escala cronoestratigráfica de la plataforma rusa. Las mismas faunas se han encontrado en una caliza que aflora en la Hoja de Barruelo y que representa la plataforma carbonatada equivalente en la zona oriental (Caliza de Castillería). Esta plataforma fue rota y erosionada en su mayor parte durante el Cantabriense Medio, incorporándose en el Cantabriense Superior a los estratos marinos Holistostrómicos de la Formación Brañosera. En la base de la Formación Ojosa la flora continental ha otorgado una edad Westfaliense D Superior.

2.1.6. El Carbonífero Superior del Dominio de La Liébana.

En el área central de la Liébana, discordantemente sobre el Grupo Potes se sitúa un conjunto de unidades litoestratigráficas, con relaciones localmente discordantes, que han sido denomina-

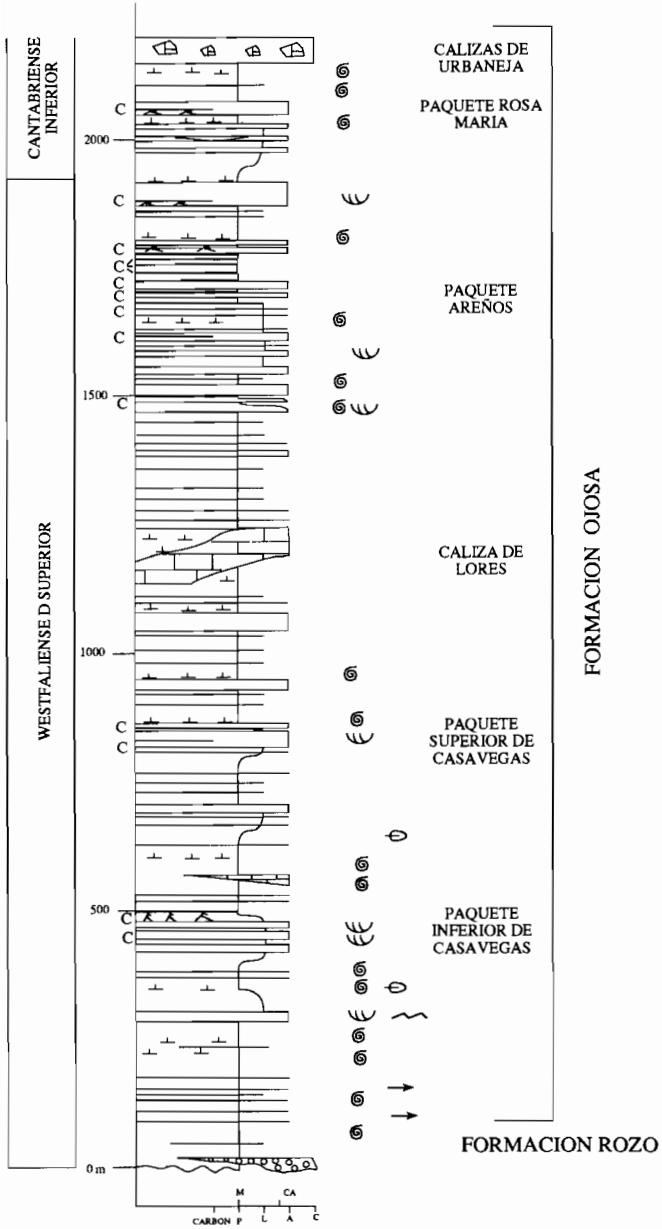


Figura 12.- Columna sintética de las formaciones Roza y Ojosa.

dos "Grupos Mogrovejo, Viorna y Campollo" por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) y que se describirán separadamente.

2.1.6.1. Grupo Mogrovejo (*Vereisky-Podolsky*).

El término Grupo Mogrovejo fue introducido por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (op. cit.) para denominar a la unidad litoestratigráfica basal que, situada discordantemente sobre el Grupo Potes y que aflora en el Sinclinal Central de la Liébana.

En la carretera de Potes a Fuente De, al sur de Mogrovejo, se ha levantado una sección de 382 m de este grupo (Fig. 13). Constituye una macrosecuencia grano y estratodecreciente, discordante sobre materiales devónicos de la Unidad de la Liébana y que a techo tiene discordante el Grupo Viorna. Los 111 m basales corresponden al Conglomerado de Bárcena (MAAS, 1974), formado por orto a parconglomerados polimícticos, dominando los clastos de carbonato angulosos sobre los cuarcíticos más redondeados, aunque también aparecen cantos de pizarras y lidita. La matriz es litarenítica de grano medio y el tamaño de estos clastos es entre grava y bloque. Este litosoma conglomerático está constituido por secuencias generalmente granodecrecientes, culminando en niveles de litarenitas de grano medio, internamente con laminación paralela y cruzada planar. A techo del Conglomerado de Bárcena, destaca la presencia de un nivel con megaclastos calcáreos de hasta 5 m de diámetro, de calizas micríticas oscuras y tableadas. El resto del grupo son alternancias de pizarras con pistas y litarenitas de grano fino en estratos centimétricos, presentando secuencias de Bouma Tc-e, Tb-e y Td-e, hacia la base del tramo aparecen intercalados niveles de hasta 1 m de microconglomerados polimícticos.

Las características del litosoma conglomerático varían lateralmente, así, en el área de Cabezón de Liébana, su composición es mas cuarcítica, mientras que en el área entre esta localidad y Valdeprado, se diferencian varios litosomas conglomeráticos polimícticos agrupados por MAAS (1974) con el término "Porrera Conglomerate Member". Estos conglomerados aparecen intercalados con lutitas y areniscas y sin discordancia basal apreciable.

Las diferencias de angulosidad entre clastos calcáreos y cuarcíticos parece indicar la existencia de mecanismos de resedimentación y/o mayor distancia de transporte para los segundos. En cuanto a su procedencia, se han detectado clastos carbonatados de edad carbonífera procedentes de horizontes carbonatados próximos (calizas de Cosgaya o de Piedrasluengas) o mas alejados (Formación Barcaliente), así como clastos carbonatados devónicos. Los clastos cuarcíticos, con un grado de recristalización impropio de la Zona Cantábrica deben de proceder en una gran proporción de la Zona Asturoccidental-leonesa, del mismo modo que los del Conglomerado de Curavacas, su equivalente hacia el S.

En la carretera de Potes a Cervera, entre las localidades de Pesaguero y Valdeprado (límite de las hojas de Potes y Tudanca), un poco al Oeste de esta última localidad, se ha podido obtener una serie local del Grupo Mogrovejo. En este sector el conglomerado basal esta constituido por 80 m de secuencias estrato y granocrecientes constituidas por clastos de caliza y lidita con abundante matriz litarenítica, que terminan en un paquete conglomerático, de unos 10 m de

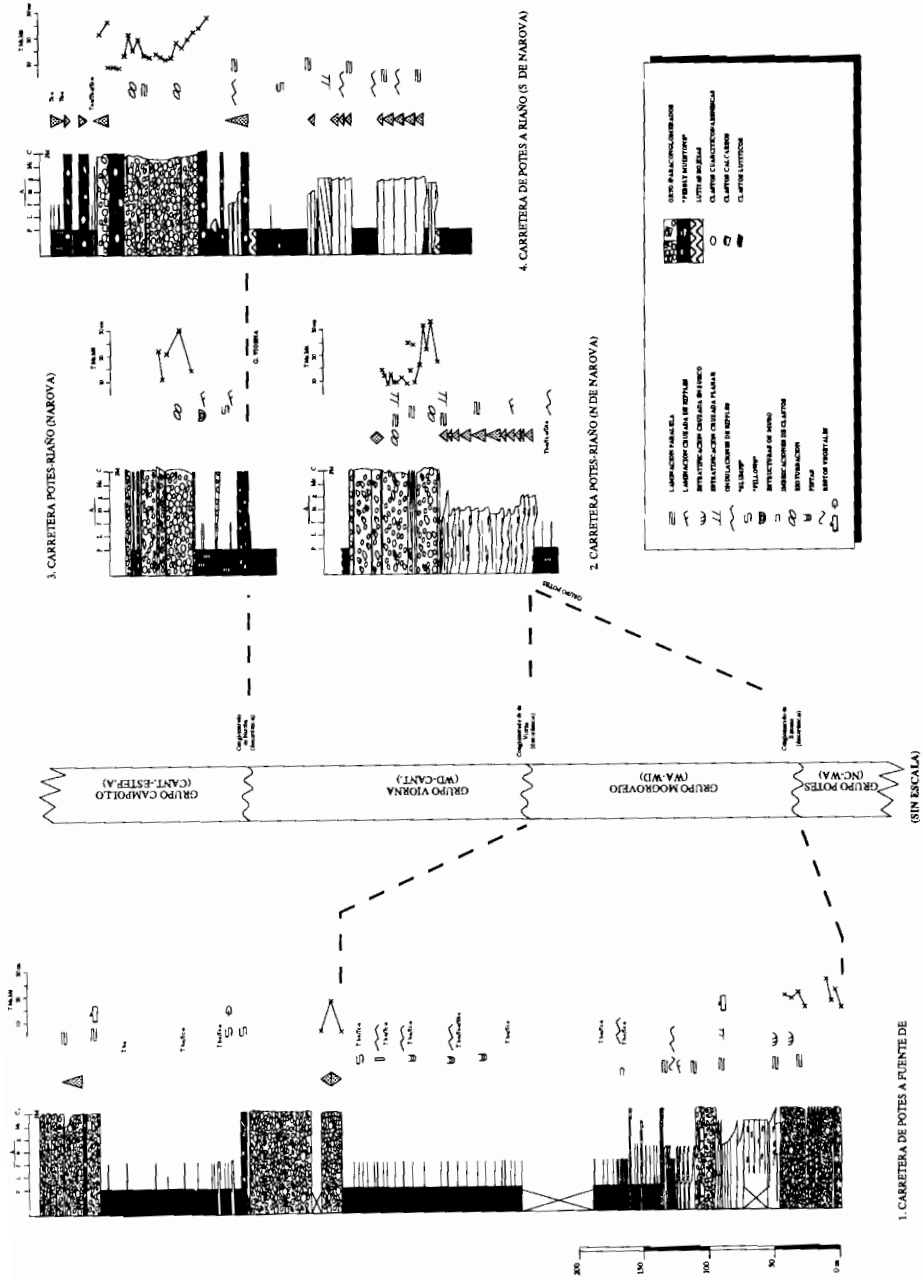


Figura 13.- Columnas estratigráficas parciales y sintéticas de los grupos Mogrovejo, Viorna y Campollo del área de la Liebana

potencia, ya con clastos siliciclásticos redondeados, organizado en una secuencia estrato y granodecreciente. Todo el conjunto forma una mesosecuencia grano y estratocreciente.

Entre los niveles conglomeráticos aparecen niveles lenticulares de sublitarenitas de grano fino a grueso, presentando secuencias tanto granodecrecientes como granocrecientes, estratificaciones cruzadas y laminación paralela. Las direcciones de paleocorrientes medidas son variables, predominando las de S y SO. Al sur de Cabezón de Liébana, un nivel de litarenitas con clastos calcáreos, situado encima del conglomerado basal, presenta una mesosecuencia grano y estratodecreciente contituida por secuencias de menor rango organizados en secuencias grano y estratodecrecientes.

Localmente, aparecen lutitas intercaladas de color gris oscuro y masivas, que ocasionalmente contienen algún clasto cuarcítico o calcáreo aislado ("pebbly mudstone"). En otros casos contienen niveles milimétricos o centimétricos de areniscas de grano fino con laminación paralela y ripples, delimitando secuencias tanto estratocrecientes como estratodecrecientes, con bioturbación asociada. La serie obtenida el Oeste de Valdeprado contienen nódulos de siderita en la parte basal y hacia el techo, e intercala delgados niveles arenosos, finalizando con un tramo de varios metros totalmente "slumpizado".

Una gran parte de la serie estratigráfica del Grupo Mogrovejo esta constituida por areniscas y lutitas organizadas en secuencias rítmicas. En la sección del oeste de Valdeprado, en la parte basal las secuencias de Bouma son incompletas (Tc-e) y completas en la parte superior (Ta-d). Estas facies han sido interpretadas por RUPKE (1977) en el área de Pesaguero ("Pesaguero Fan"), como depósitos turbidíticos, distribuidos por el fondo mediante un sistema de abanicos submarinos ("deep sea fan") de baja eficacia de transporte, depositados al pie de relieves submarinos relativamente importantes. Las series rítmicas constituirían los lóbulos turbidíticos, representando las areniscas masivas y los conglomerados las facies más proximales y las series de lutitas con finas laminaciones arenosas las más distales o de talud como indican los "slumps", llegando a estar representados los depósitos de "basin plain", o bien partes inactivas del sistema interlóbulos en las lutitas masivas con nódulos de siderita. Los cuerpos arenosos o conglomeráticos, de aspecto masivo y desorganizado, heterométricos, con gran abundancia de matriz y formando secuencias negativas, se pueden interpretar como sedimentos ligados a flujos masivos en el borde del talud ("grainflow"); las lutitas masivas con olistolitos, clastos cuarcíticos aislados ("pebbly mudstone") y "slumps" representan igualmente flujos masivos muy densos en el borde del talud ("mud flow").

La procedencia de los aportes, basada en datos de paleocorrientes obtenidas en imbricación de clastos, geometría de los cuerpos sedimentarios y presencia de clastos devónicos, parece ser del Sur o SO. RUPKE (1977), sin embargo, en su estudio del denominado "Pesaguero fan" llega a la conclusión que estos sedimentos se han originado por la progradación, combinada con avulsión, de un único lóbulo de abanico submarino con su zona apical situada en el NE, de donde procederían todos los aportes.

La edad precisa del Grupo Mogrovejo es difícil de establecer pues a la escasez de datos bioestratigráficos se une el que todos ellos procedan de calizas alóctonas, ya sean olistolitos o

clastos carbonatados en conglomerados. En un olistolito calcáreo situado entre el conglomerado polimíctico basal y el nivel de areniscas litareníticas que aflora al SE de Camaleño, GINKEL (en MAAS, *op. cit.*) determina fusulinas de la Zona de Profusulinella Subzona B lo que indica una edad mínima Vereisky-Kaskirsky, en todo equivalente a la del Conglomerado de Curavacas en otros áreas. En bloques calcáreos contenidos en los conglomerados polimícticos basales del Grupo Mogrovejo en la localidad de Bárceña, el mismo autor identifica una fauna de la Zona de Profusulinella Subzona A, de similares características a las faunas obtenidas en bloques y olistolitos calcáreos contenidos o relacionados con el Conglomerado de Curavacas del núcleo del Anticlinal de Cosgaya. Se puede concluir pues, que en la parte basal del Grupo Mogrovejo se encuentran olistolitos de edades comprendidas entre el Bashkiriense Superior y el Kashirsky Inferior lo que permite atribuir a la base de esta unidad una edad mínima del Westfaliense B.

2.1.6.2. Grupo Viorna (*Myachkovsky-Kasimoviense*).

El término "Conglomerados de la Viorna" fue utilizado por BOSCHMA (1968) y BOSCHMA y STAALDUINEN (1968) para referirse a los horizontes conglomeráticos polimícticos, que afloran en la parte central de la Liébana, dibujando una estructura sinformal. MAAS (1974), precisa un poco más esta acepción y en su "Viorna Conglomerate Member" se refiere a un "potente y masivo conglomerado discordante sobre las series turbidíticas basales de la Formación Lechada". Este autor, observa acertadamente que este conglomerado se sitúa, con una fuerte discordancia angular, sobre los conglomerados y areniscas, situados en posición subvertical o invertida y equivalentes al "Conglomerado de Cabezón", en la vertiente septentrional del Pico Viorna; no obstante, al no diferenciar cartográficamente este conglomerado, del conglomerado suprayacente, al que en este trabajo se ha denominado Conglomerado de Narova, identifica erróneamente esa discordancia con la discordancia angular que delimita este último conglomerado sobre el Conglomerado de la Viorna al sur de Narova.

ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) identifican el Conglomerado de Viorna, en su actual concepción, en el área occidental del Sinclinal Central de la Liébana y RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) utilizan por primera vez la denominación Grupo Viorna para referirse a esta unidad litoestratigráfica si bien no realizan ninguna descripción litoestratigráfica ni sedimentaria.

Litológicamente el Grupo Viorna está constituido por un conglomerado polimíctico basal, para el que utilizaremos el término Conglomerado de Viorna, que dibuja nítidamente el cierre periclinal occidental del Sinclinal Central de la Liébana y una serie suprayacente, compuesta por alternancias de areniscas y lutitas, lutitas marinas con olistolitos y niveles de brechas calcáreas.

En las cercanías de la carretera de Potes a Fuente De, hacia el este, se ha realizado una sección parcial de 120 m de potencia (Fig. 13), donde se diferencian tres tramos dentro del Grupo Viorna:

-75,7 m de ortoconglomerados polimícticos (Conglomerado de la Viorna) de base erosiva, dominando los clastos calcáreos subangulosos, sobre los cuarcíticos más redondeados, siendo sus tamaños grava y bloque, y la matriz litarenita de grano grueso. Localmente los

clastos se disponen paralelos a la estratificación. A techo del tramo nivel de "pebbly mudstone" de 4 m de espesor con clastos cuarcíticos y niveles de litarenitas deslizados.

- 106 m de alternancias de pizarras gris oscuras y litarenitas de hasta 10 cm de espesor con base erosiva y secuencia de Bouma Tb-e, Tc-e.
- 42,7 m de ortoconglomerados polimícticos de base erosiva, con clastos calcáreos dominando sobre los cuarcíticos, de tamaños grava y bloque, siendo la matriz es litarenítica de grano medio. Localmente intercalados niveles de hasta 30 cm de microconglomerados con laminación paralela y de "pebbly mudstone" con clastos cuarcíticos, hacia el techo del tramo estos niveles son de lutitas gris oscuras.

En la carretera de Potes a Riaño, al sur de Narova, se ha realizado otra sección parcial del Grupo Viorna de 167 m, hasta la discordancia del Grupo Campollo (Fig.13). Destaca en su base la presencia de litosomas de hasta 35 m de microconglomerados y litarenitas de grano grueso y medio en estratos de hasta 1 m, internamente con laminación paralela y localmente cruzada planar y ordenadas en secuencia granodecreciente, con base erosiva. Localmente aparecen interestratos pizarrosos de hasta 10 cm, observandose los techos de los estratos arenosos ondulados por ripples. El techo del grupo en esta localidad, por debajo del Conglomerado de Narova discordante, está constituido por unos 43 m de lutitas gris oscuras con clastos cuarcíticos aislados, cantos calcáreos y niveles arenicosos deslizados. Los últimos 6 m son lutitas rojizas.

En esta carretera, al norte de Narova, se realizó otra sección de la parte inferior del Grupo Viorna (Fig.13), apareciendo en esta localidad discordantemente sobre el Grupo Potes. El Conglomerado de la Viorna tiene aquí una potencia de 141 m, con un tramo basal de 72 m de litarenitas de grano grueso y medio ordenadas en secuencias granodecrecientes de menos de 5 m con bases erosivas y acumulación de clastos de pizarras, internamente se observa laminación paralela a ligeramente cruzada. El tramo final está constituido por 68 m de paraconglomerados polimícticos, con clastos calcáreos subangulosos dominando sobre los de cuarcita y lidita; la matriz es litarenita de grano grueso. Se presentan en secuencias de hasta 18 m normales, inversas o sin ordenación, localmente se observa una grosera laminación paralela a cruzada planar, con los clastos ocasionalmente imbricados. Separando las diferentes coladas conglomeráticas pueden aparecer niveles de litarenitas de grano medio bien estratificadas.

En la sección de Valdeprado-Pesaguero (límite entre esta Hoja y la de Tudanca) este conglomerado es mucho menos potente y está constituido predominantemente por clastos cuarcíticos con algún clasto calcáreo. En general carecen de estructuración interna observándose en muchos casos la presencia de grandes bloques calcáreos con el eje mayor en posición perpendicular u oblicua a los límites de los bancos; en algunos casos se observa gradación normal en los bancos conglomeráticos. La serie suprayacente, está constituida fundamentalmente por lutitas masivas con olistolitos y secuencias turbidíticas lutítico-arenosas con desarrollo de abundantes "slumps". En los sectores más occidentales, se destaca la presencia de niveles de conglomerados de clastos calcáreos, alguno de ellos con entidad cartográfica. En el área en torno a Pesaguero, predominan las lutitas masivas de color negro o gris, con signos evidentes de

constituir masas deslizadas, que contienen olistolitos de entidad cartográfica de naturaleza carbonatada o conglomerática y clastos aislados de cuarcitas redondeadas ("pebbly mudstones"). MAAS (*op. cit.*) denominó a este conjunto "Barreda Olistostrome Member" si bien lo incluyó en las "Buyón turbidites" equivalentes a la Formación Lechada y RUPKE (1977) lo describe e interpreta como las facies olistostromicas de la parte superior de la sección del "Pesaguero Fan" denominado por este autor "Olistostromo de Barreda".

Desde un punto de vista sedimentario estos depósitos parecen ligados a deslizamientos en taludes submarinos (depósitos de talud), los conglomerados polimícticos representarían depósitos turbidíticos de alta densidad o "grain flow" y el "Olistostromo de Barreda" flujos marinos de suspensiones muy densas "mud flow" que mezclan elementos sedimentarios no consolidados (lutitas y areniscas) con endolistolitos mas antiguos consolidados (conglomerados) y exolistolitos procedentes de áreas fuente mas alejadas (calizas).

La edad relativa aproximada del Grupos Viorna puede establecerse en base a los contenidos fosilíferos de algunos clastos calcáreos contenidos en este. Así, en un bloque calcáreo contenido en el Conglomerado de la Viorna al sur de Camaleño, GINKEL (en MAAS, *op. cit.*) identifica fusulinidos pertenecientes a la zona de Fusulinella Subzonas A y/o B, (subdivisión B1) lo que indica una edad Podolsky Medio-Superior (Westfaliense D) para este clasto y una edad algo mas joven para la base del Grupo Viorna (probablemente Westfaliense D Superior o Cantabriense).

2.1.6.3. Grupo Campollo (Kasimoviense).

En la parte occidental del Sinclinal Central de la Liébana, destacan, en el Mapa Geológico, un conjunto de olistolitos de dimensiones hectométricas, constituidos por fragmentos de los afloramientos devónicos situados inmediatamente al SO. Este conjunto olistostrómico, constituido por los olistolitos citados y las lutitas deslizadas que los rodean, fue denominado "Campollo Olistostrome Member" por MAAS (1974), considerando este autor que su base, en el área del Pico Jano, era fuertemente discordante. BOSCHMA (1968) había considerado anteriormente que estos afloramientos constituían los restos de un "klippe" tectónico.

ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) reconocen el carácter discordante del "Conglomerado curcítico de Narova" sobre el "Conglomerado polimíctico de la Viorna" en el pico homónimo al Sur de Narova y RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) utilizan el término "Grupo Campollo" para denominar al conjunto de sedimentos que se sitúan por encima de la discordancia basal del Conglomerado de Narova o su prolongación lateral y que constituye la discordancia mas joven visible en el área central de la Liébana.

En la carretera de Potes a Riaño, al sur de Narova, el Conglomerado de Narova tiene una potencia de unos 137 m (Fig. 13), estando constituido por conglomerados, litarenitas y pizarras.

Dentro de los conglomerados se pueden diferenciar dos tipos en base a la fábrica:

- a) Conglomerados ricos en matriz ("pebbly mudstone"), dispuestos en niveles de hasta 11

m, apareciendo de forma aislada entre las pizarras o bien intercalados o a muro de potente coladas de ortoconglomerados; son en general polimícticos, dominando los clastos cuarcíticos sobre los calcáreos más angulosos (calclitas, brechas calcáreas,...), aparecen mal clasificados y la matriz es lutítica.

b) Ortoconglomerados en niveles de hasta 10 m pudiendo aparecer amalgamados en niveles de hasta 40 m, son polimícticos con clastos cuarcíticos dominando sobre los de caliza y pizarras; aparecen moderadamente clasificados, con la base erosiva y con la matriz litarenítica de grano medio y localmente lutítica. Los clastos aparecen en ocasiones imbricados, ordenados en secuencia normal, inversa o no gradados.

Las areniscas son litarenitas de grano medio, en niveles de hasta 9 m, con estratos plano paralelos, en ocasiones, ondulados por ripples.

Las pizarras aparecen en niveles de hasta 16 m, de color gris oscuro. Intercalados aparecen delgados y discontinuos niveles de "pebbly mudstone", bloques aislados de calizas de hasta 1,7 m de espesor y niveles de siderita.

Al Oeste de Narova, se levantó otra sección parcial de 90 m de potencia (Fig. 13), correspondiente al Conglomerado de Narova. Al igual que ocurre en la sección anterior, la base del conglomerado está marcada por la presencia de un nivel de 9 m de "pebbly mudstone". Por encima, aparece un tramo lutítico de unos 32 m con "slumps", niveles discontinuos de hasta 1 m de "pebbly mudstone" y litarenitas en estratos milimétricos y decimétricos, internamente laminados por ripples y de base erosiva. Localmente en las pizarras se encuentran briznas de restos vegetales, niveles sideríticos, pistas y bioturbaciones. El resto de la sucesión está constituida por niveles ortoconglomeráticos polimícticos, formando secuencias inversas e inversas-normales, generalmente dominan los clastos cuarcíticos sobre los calcáreos, pudiendo existir niveles de megaclastos calcáreos. La matriz es litarenita de grano medio, estando los clastos ordenados paralelamente a la estratificación, imbricados o desorganizados, siendo la clasificación en general moderada. También aparecen niveles de "pebbly mudstone" de menos de 2 m con aumento en el porcentaje de clastos hacia el techo, siendo estos de cuarcita y caliza. Hacia el techo de esta sección es frecuente la presencia de niveles de hasta 1,5 m de lutitas gris oscuras.

En la carretera de Narova a Tollo, el Conglomerado de Narova tiene una potencia de unos 20 m, y está constituida por alternancias de conglomerados en niveles de 2 a 4 m, pizarras y algún nivel decimétrico de litarenitas de grano fino. El resto del Grupo Campollo, en esta localidad, está formado por alternancias de pizarras y litarenitas de grano fino con secuencias de Bouma Tc-e, Tb-e, Td-e y en los niveles arenoso más potentes Ta-e; es común la presencia de excavaciones orgánicas. En menor proporción aparecen intercalados niveles de hasta 5 m de "pebbly mudstone", polimícticos y mal clasificados y en las pizarras también aparecen "slumps", con dirección de caída hacia el SSO, lo que parece indicar un fuerte basculamiento sinsedimentario de flanco septentrional del Sinclinal Central de la Liébana.

La potencia del Conglomerado de Narova es por tanto extraordinariamente irregular

acuñándose rápidamente hacia el SE, siendo los tamaños de los clastos en general grava y bloque. En la terminación periclinal occidental del Sinclinal Central de la Liébana, en la parte basal del Grupo Campollo se pueden diferenciar cartográficamente dos niveles ortoconglomeráticos dominando los clastos de caliza subangulosos. Son localmente discordantes, tanto entre ellos como con un horizonte de similar naturaleza del Grupo Viorna infrayacente, al Norte del Pico Jano.

En cuanto a la procedencia, los clastos carbonatados son de edad carbonífera y en los cuarcíticos se observa la presencia de areniscas fuertemente recristalizadas probablemente procedentes de un área fuente fuera de la Zona Cantábrica, de idénticas características a las descritas para los clastos cuarcíticos del Conglomerado de Curavacas, lo que podría indicar la presencia de fenómenos de “canibalización” y resedimentación de unidades litoestratigráficas anteriores.

Por último, en el área al oeste del Campollo, en la parte superior de la serie, se sitúan un conjunto de grandes olistolitos de materiales devónicos introducidos en una masa lutítica desorganizada, perfectamente cartografiables dada su escala. El origen de este olistostroma parece ligado a fenómenos de deslizamiento gravitacional submarino, con olistolitos grandes, procedentes de los relieves originados en los vecinos afloramientos de la Unidad de la Liébana, al situarse esta en una posición verticalizada, por el levantamiento sinsedimentario del flanco meridional del Sinclinal Central de la Liébana.

Todas las facies descritas en el Grupo Campollo apuntan hacia un origen, para esta unidad sedimentaria, ligado a corrientes submarinas de alta densidad (“mud flow” o “grainflow”) y mecanismos de resedimentación similares, en la proximidad de relieves activos, originados en ambos flancos del Sinclinal Central de la Liébana durante su reapretamiento sinsedimentario. Las series rítmicas locales, representarían el incipiente desarrollo de lóbulos turbidíticos de escaso tamaño y alcance local.

El Grupo Campollo, discordante sobre el anterior debe de tener una edad aún mas joven (probablemente Barrueliense o Estafeniense B). En un clasto de una brecha calcárea situada en la base de este grupo, en la localidad de Soberado, al Sur de Vega de Liébana, GINKEL (in MAAS *op. cit.*) identifica fusulinidos de la zona de Fusulinella subzona B (subdivisión B1), lo que no es contradictorio con este planteamiento.

2.1.7. El Carbonífero Superior del Dominio de Valdeón

2.1.7.1. Formación calizas de Panda. (Podolsky Medio-Superior).

KAMERLING (1962) define informalmente la Formación Pandetrave, siendo posteriormente definida por KUTTERINK (1966) y propuesta formalmente por BOSCHMA y STAALDUINEN (1968). MAAS (1974) diferencia dentro de ella tres miembros: Caliza de Panda, un miembro turbidítico intermedio y el miembro olistostrómico de las calizas de Brañas olistolítico. En 1983 MAAS y GINKEL, restringen el nombre de Formación Pandetrave a los dos miembros inferiores.

En este trabajo se ha optado por la separación de tres formaciones: Formación Caliza de Panda, Formación turbiditas de Pandetrave y Formación olistostrómica de Brañas, dado que sus características litológicas, potencia, extensión areal y contactos (clara discordancia entre la Formación Pandetrave y Brañas) las hacen niveles fácilmente cartografiables.

La localidad tipo de la Formación Caliza de Panda se sitúa en la carretera de Portilla de la Reina al Puerto de Pandetrave (límite entre las hojas de Burón y Riaño), con una potencia de 176 m (Fig. 11). MAAS (1974) define litológicamente la Caliza de Panda como calizas bioclásticas, posteriormente MAAS y GINKEL (1983), en base a datos de KAMERLING (1962) y KUTTERINK (1966), le dan una potencia de 100 a 200 m. Para MAAS y GINKEL (1983) esta caliza está cortada en su base por un cabalgamiento, mientras que el techo es neto con la Formación turbiditas de Pandetrave.

Las características de esta caliza en la sección tipo son las siguientes (Fig. 14):

- 1,8 m de calizas gris oscuras, en estratos de 10 a 15 cm hacia la base, constituidos por brechas calcáreas con clastos de menos de 2 cm, hacia el techo calizas wackestone gris oscuras con bioclastos orientados paralelamente a la estratificación. Los últimos 60 cm son pizarras grises que pasan gradualmente, en los últimos 30 cm, a calizas bioclásticas de textura wackestone con equinodermos y algas.
- 0,4 m de pizarras gris oscuras con intercalaciones de 2 cm de litarenitas de grano muy fino, internamente con laminación paralela, de ripples y bioturbadas.
- 0,3 m de areniscas bioclásticas de grano fino, de base gradual, que pasan hacia el techo a calizas gris oscuras wackestone bioclásticas con gran cantidad de sulfuros diseminados. Estratos de hasta 3 cm de espesor con finas intercalaciones margosas.
- 22,7 m de calizas wackestone bioclásticas, de base neta y estratos de hasta 20 cm ondulados por ripples. Como aloquímicos aparecen bioclastos de equinodermos, briozoos, algas, así como intraclastos.
- 15,2 m de calizas grises de textura wackestone de algas filoides, localmente formando bafflestone.
- 8,9 m de calizas wackestone bioclásticas a muro y techo con acumulaciones parautóctonas de algas.
- 4,4 m de calizas pardo grisáceas margosas, hacia el muro baffles o acumulaciones parautóctonas de algas filoides, pasando hacia el techo a wackestone bioclásticas, localmente con intercalaciones de pizarras con fauna entera.
- 42,4 m de calizas wackestone bioclásticas, con cuñas de hasta 5 m de ortoconglomerados calcáreos, con clastos de hasta 5 cm, desorganizados, matriz (20 %) de areniscas de grano fino con bioclastos abundantes.

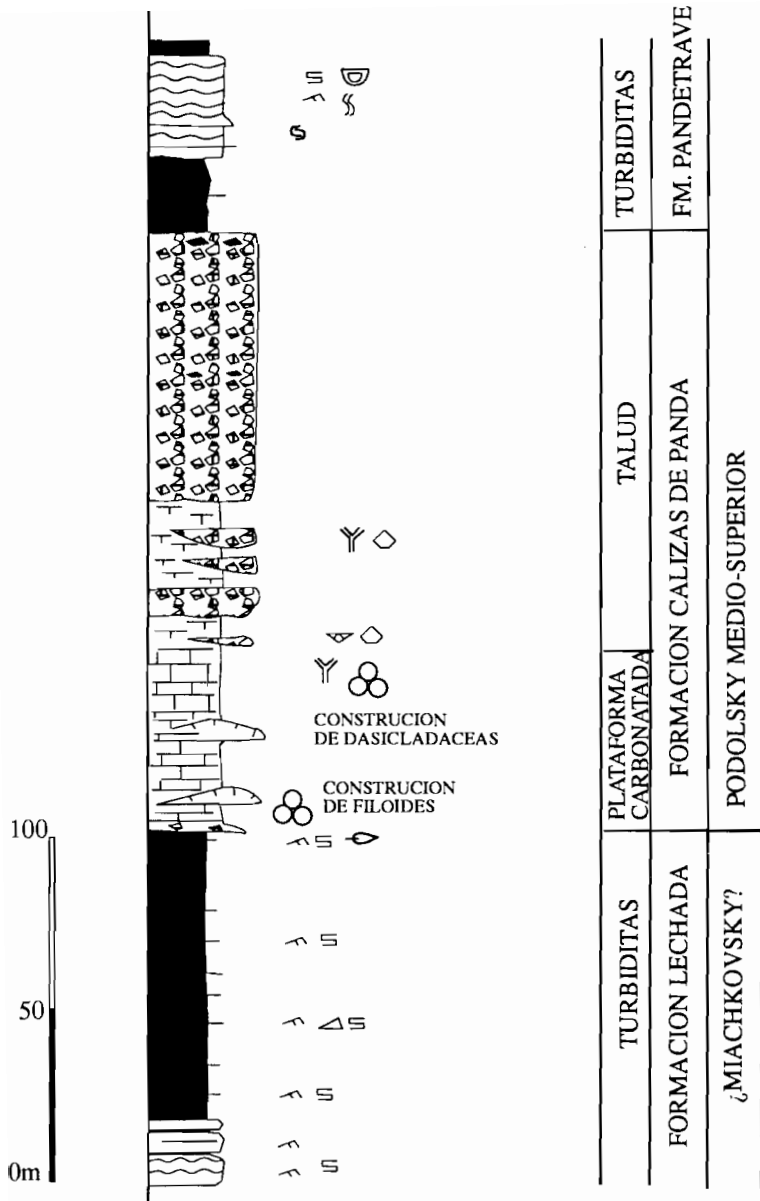


Figura 14.- Columna sintética de la Formación Panda.

- 80 m de ortoconglomerado desorganizado de clastos calcáreos, estos de hasta 50 cm mal a moderadamente clasificados, con bordes suturados. Localmente algún clasto de pizarra de hasta 20 cm. Intercalados niveles de hasta 2 m en donde la matriz pasa a ser lutítica (20 %).

Se pueden diferenciar por lo tanto tres tramos dentro de esta formación:

- Tramo inferior de 53,7 m caracterizado por facies carbonatadas de acumulación mecánica (wackestone bioclásticas y/o de algas) y facies bioconstruidas (boundstone de *dasicladaceas* y *Archaeolithophyllum* sp.) que indican ambientes típicos de plataforma carbonatada de escasa profundidad y baja energía (bajo el nivel de ola).
- Tramo intermedio de características intermedias entre el inferior y superior.
- Tramo superior cuyas características indican que estos depósitos han sido transportados por "debris flows", localizados en zonas próximas de taludes deposicionales, correspondientes a la destrucción de una plataforma carbonatada.

En cuanto a la edad de esta Formación, GINKEL (1965) en base a fusulinas obtiene una edad Podolsky Medio a Superior. Posteriormente LYS (en LOBATO, 1977) en base también a fusulinas confirma esta edad.

2.1.7.2. Formación Pandetrave. (*Podolsky-Myachkovsky*).

La Formación Pandetrave, es definida informalmente por KAMERLING (1962), en detalle por KUTTERING (1966) y propuesta formalmente por BOSCHMA y STAALDUINEN (1968). MAAS (1974) diferencia tres miembros dentro de ella: Caliza de Panda, un miembro turbidítico intermedio y el miembro olistostromico de Brañas. Para este último autor esta Formación comprende la serie situada en le area del puerto de Pandetrave, sobre la Formación Lechada con la que se interdigita lateralmente.

Posteriormente MAAS y GINKEL (1983) restringe el nombre de Formación Pandetrave a los dos miembros inferiores e incluyen el olistostromo de Brañas, por su posición ligeramente discordante, en la Formación Valdeón de BOSCHMA y STAALDUINEN (*op. cit.*). Posteriormente MARTINEZ GARCIA (1981) separa las calizas de Panda de la Formación Pandetrave. RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) aplican el nombre de Formación Pandetrave a la serie detrítica existente a techo de la Formación Calizas de Panda e infrayacente a los materiales discordantes del olistostromo de Brañas (Grupo Brañas de estos autores), desestimando el nombre de Formación Valdeón, en la que era incluido por autores anteriores, debido a que en esta se pueden separar varias unidades litoestratigráficas discordantes entre si, perfectamente cartografiables y con diferente sentido tectonoestratigráfico (grupos Maraña, Pontón, Valdeón, Remoña, Brañas y Coriscao). Recientemente HEREDIA (1991), correlaciona la mayor parte de la Fm. Pandetrave, a partir de las potentes areniscas basales, con el Grupo Maraña, que en este punto estaría en concordancia con las series infrayacentes.

Litológicamente consta de lutitas gris oscuras, con intercalaciones de areniscas, conglomerados y brechas.(Fig. 15)

Las areniscas de la parte basal aparecen formando secuencias estratocrecientes y estratodecresientes de orden métrico y decamétrico, con caracteres turbidíticos. Las capas tienen base neta y techo gradacional e internamente están ordenadas según la secuencia de Bouma formando especialmente secuencias incompletas de los tipos Tb-e y Tc-e, apareciendo Ta-e de forma subordinada. Las estructuras de muro están formadas por estrias de arrastre y de impacto. Los conglomerados calcáreos, brechas y megabrechas, corresponden a depósitos de pendiente de tipo olistostromico relacionados con el Grupo Maraña, y con la fragmentación de las potentes plataformas carbonatadas de la Unidad del Ponga que comienza a emplazarse (HEREDIA, 1991), en zonas más occidentales. Corresponden a las "mud-supported megabrechas" descritas por MULLINS y COOK (1986), y las facies F de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972). Se caracterizan por clastos heterométricos, pobremente clasificados, desorganizados, en una matriz fangosa abundante. Los bloques más grandes llegan a medir más de 20 m. Son de calizas Westfalienses, también son frecuentes los grandes bloques lutíticos, de areniscas, bloques de alternancias lutitas/arenisca, y clastos de brechas calcáreas. La base del depósito es fuertemente erosiva. observándose cicatrices erosivas internas penetrativas. Puede observarse una grosera gradación decreciente general de tamaño de grano, existiendo calcarenitas pasando a lutitas fangosas en el techo. Estos últimos depósitos pasan lateralmente a "mud-supported conglomerates" de MULLINS y COOK (1986) observándose la secuencia siguiente de muro a techo:

- Brechas con clastos menores de 20 cm, fundamentalmente carbonatados, de base no erosiva.
- Gran número de clastos blandos y de fragmentos de arcilla. Soporte de matriz lutítica. Gradación granodecreciente.
- Calclitita, con granoclasificación.
- Margas y lutitas margosas, evolucionando verticalmente a lutitas.

Estos intervalos coinciden en buena parte para los descritos por LABAUME et al. (1983) para megaturbiditas.

Las facies de lutitas con brechas y megabrechas corresponden al primer depósito de una depresión o cuenca sedimentaria de carácter sinorogénico originada por la destrucción de una plataforma mixta con un componente carbonatado importante (Grupo Lena de la Unidad del Ponga), en la que las lutitas, areniscas turbidíticas y brechas calcáreas serían el resto de los componentes. La consolidación o cementación de los materiales erosionados es evidente por la presencia de bloques de estas litologías. Tanto el soporte de estas facies así como su organización, parecen indicar que los mecanismos de transporte han sido de "debris flow" y "mud flow", al menos para las facies de "mud-supported megabrechas", que constituirían la partes más proximales al área de aporte. Las facies laterales a estas indican posiciones más distales y podrían

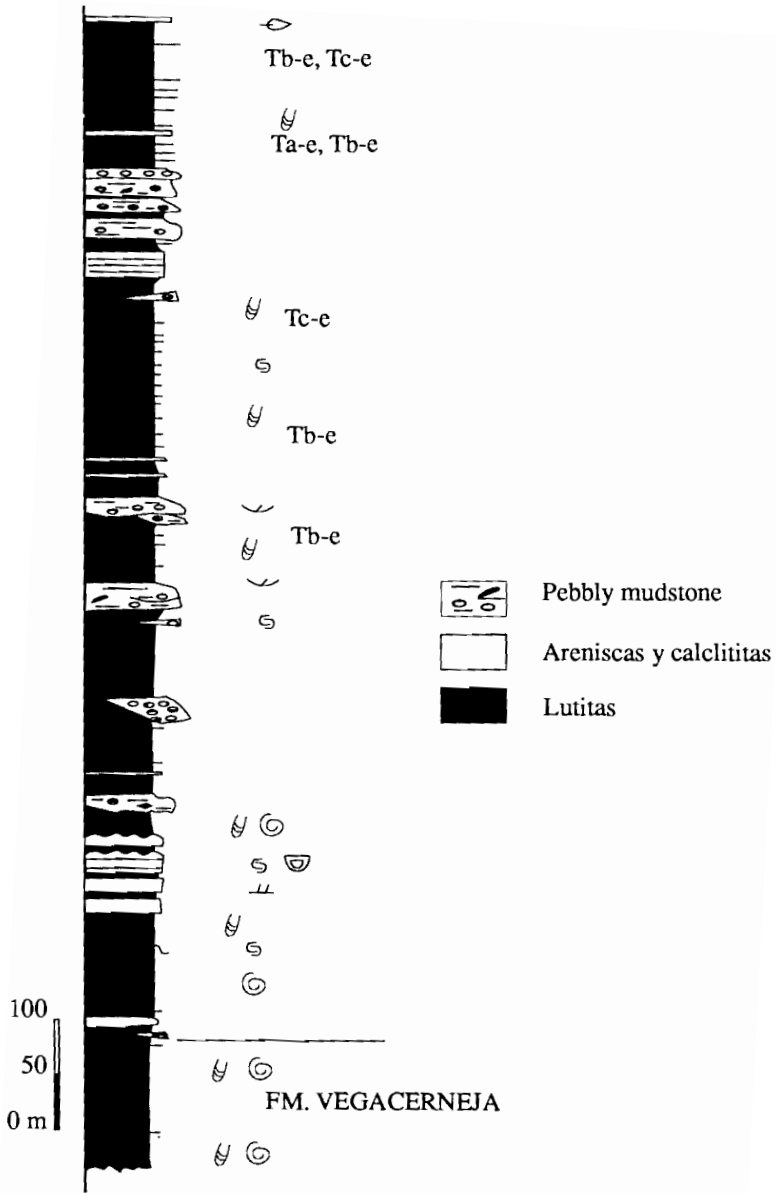


Figura 15.- Columna sintética de la Formación Pandetrave en su localidad tipo.

interpretarse como megaturbiditas en sentido amplio, según el concepto de LABAUME *et al.* (1983).

También son frecuentes en su parte alta depósitos lenticulares de base erosiva los constituidos por brechas ricas en matriz, en la que los cantos son por lo general de pequeño tamaño, y naturaleza calcárea, lutítica y de bioclastos de fauna marina. Alcanzan espesores de hasta 2 m. e internamente están mal ordenados y clasificados. Corresponden a "pebbly mudstone", transportados por flujos de fango ("mud flow") o "debris flow cohesivo" (LOWE, 1979), localizados en zonas próximas a taludes deposicionales. Corresponderían en sentido amplio a las turbiditas tipo III de MUTTI, interpretadas como características de un talud deposicional, encontrándose su área de depósito en la parte frontal de una plataforma o ligadas directamente con sistemas deltaicos en zonas de prodelta. Corresponderían al relleno de pequeñas depresiones erosivas de escaso desarrollo lateral.

La edad de esta formación en base a los datos de edad de las formaciones infra y suprayacentes es Podolsky Superior-Myachkovsky.

2.1.7.3. Grupo Remoña (Estefaniense B).

Esta sucesión estratigráfica se sitúa discordantemente tanto sobre el Dominio de Valdeón como del Yuso-Carrión. Fue definida por MAAS (1974) con el nombre de "Remoña Olistostrome Member", equivalente, según este autor, con el miembro basal de la Formación Valdeón y discordante sobre las "turbiditas de la Liébana", equivalentes al Grupo Potes de RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1986). Posteriormente MAAS y GINKEL (1983) observan que este miembro se desarrolla en áreas más meridionales al norte del Manto de Panda, suponiendo que probablemente la parte superior es el equivalente lateral del "Brañas olistostrome". RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) proponen el Grupo Remoña, como un conjunto sedimentario claramente discordante sobre todos los anteriormente definidos.

Estos materiales se sitúan discordantes sobre todo tipo de materiales desde los ordovícicos de la Formación Cuarcita de Barrios en la vecina Hoja de Burón, hasta materiales de edad Estefaniense A (Grupo Valdeón), con una potencia aproximada de 900 m. Litológicamente este grupo está constituido fundamentalmente por lutitas con intercalaciones de ortoconglomerados calcáreos y con matriz lutítica, "pebbly mudstones" (ambos más abundantes hacia la base del grupo), ortoconglomerados silíceos (muy escasos), niveles de calclitas, areniscas sublitaníticas, y niveles olistostrómicos calcáreos (a techo del grupo).

Se ha levantado una sección de 847 m, (Fig. 16) en la pista que va desde el puerto de Pandtrave al collado de Remoña entre las provincias de León y Cantabria, límite de las hojas de Burón y Potes donde se han podido diferenciar los siguientes tramos:

- 1.- 142,6 m caracterizado por los 13,5 m basales constituido por niveles de hasta 3,3 m de ortoconglomerados polimícticos, con clastos subangulosos calcáreos dominando sobre los lutíticos, moderada a mal clasificados y ordenados en secuencias inversas. La matriz es

ALTO DE REMOÑA

INVERNALES DE IGUEDRI

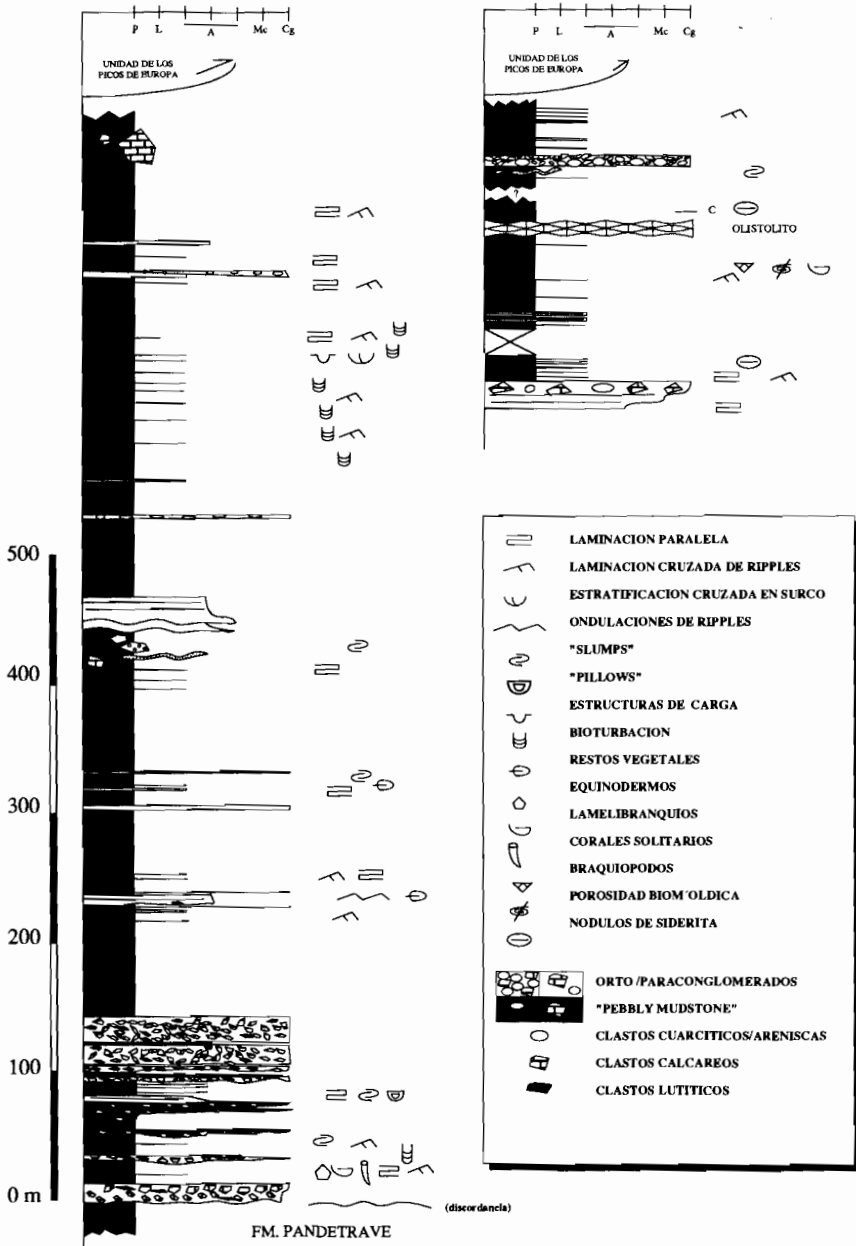


Figura 16.- Columnas sintéticas del Grupo Remoña.

calclitita de grano medio y localmente lutítica. Separando cada colada delgados niveles de "pebbly mudstone". Por encima 78,4 m de lutitas más o menos limosas bioturbadas, localmente con fauna dispersa de lamelibranquios, corales solitarios, equinodermos. Intercalados niveles de 3 a 10 cm de litarenitas de grano fino con laminación paralela y de ripples de corriente; conglomerados (orto y paraconglomerados) y calclititas. Los ortoconglomerados y calclititas forman secuencias normales de hasta 2 m de potencia, las calclititas con laminación paralela; mientras que los "pebbly mudstone" aparecen aislados en las pizarras; localmente este subtramo aparece totalmente slumpizado. Los 50,7 m finales, están constituidos por coladas conglomeráticas de base erosiva y 15 m de espesor, similares litológicamente a los basales; son generalmente masivas, y se encuentran separadas por niveles de hasta 1,5 m con intercalaciones centimétricas discontinuas y de base erosiva de conglomerados.

2.- 294,7 m. Pizarras gris oscuras, con intercalaciones de litarenitas de hasta 2 m de potencia, de base erosiva e internamente con laminación paralela, localmente se encuentran deslizados, en los más estratos más delgados aparece laminación de ripples. También aparecen niveles discontinuos de hasta 2 m de ortoconglomerados monomícticos, con clastos calcáreos, de hasta 40 cm, siendo la matriz lutítica margosa. Hacia el techo del tramo, en una matriz lutítica, se encuentran bloques de tamaño métrico de ortoconglomerados y de areniscas litareníticas.

3- 27,8 m. Secuencia granodecreciente desde microconglomerados a litarenitas de grano medio, estas con laminación paralela. Litosoma lateralmente discontinuo y de base erosiva.

4- 267 m. Pizarras gris oscuras bioturbadas, con intercalaciones de litarenita de hasta 2 m, internamente con laminación paralela. Hacia el techo, nivel discontinuo y de base erosiva de 2,5 m de potencia de ortoconglomerados polimícticos con clastos cuarcíticos dominando sobre los calcáreos, con gradación normal y matriz litarenítica de grano medio.

5- 94,47 m. Lutitas gris oscuras, localmente con niveles de olistolitos calcáreos, y brechas calcáreas con clastos de pizarras.

El techo de la sucesión en esta localidad corresponde al cabalgamiento frontal de la Unidad de Picos de Europa.

En los Invernales de Igüedri se levanta otra sección de unos 255 m (Fig. 16), caracterizada por una sucesión de alternancias de lutitas gris oscuras, con nódulos sideríticos y "slumps" y litarenitas de grano fino con laminación cruzada de ripples o paralela en las de mayor espesor. Destaca en la base una secuencia granocreciente de 21 m de litarenitas de grano medio con laminación paralela y ortoconglomerados polimícticos dominando los clastos calcáreos sobre los de cuarcita, areniscas y liditas. El tramo está constituido por la superposición de secuencias granodecrecientes de hasta un metro y base erosiva. Hacia el techo existe otro nivel conglomerático de similar naturaleza litológica, así como un olistolito de calizas nodulosas y un pequeño carbonero posiblemente aloctono. El techo de esta sucesión en esta localidad, también corresponde al

cabalgamiento frontal de la Unidad de Picos de Europa.

Según RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) tanto su situación geológica y geográfica, direcciones de paleocorrientes, naturaleza de los clastos y distribución areal de las facies indica que los relieves activos que originaron la formación de estos depósitos, fue el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa. De esta forma se crea un surco "foredeep" fuertemente subsidente que se rellena fundamentalmente por sedimentos lutíticos transportados por suspensión. La concentración de conglomerados fundamentalmente a muro, y de olistolitos a techo parece indicar la existencia de dos pulsos distintos de mayor subsidencia dentro de este surco.

En este grupo no han aparecido restos fósiles que permitan su datación en este área, si bien como indican RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (*op.cit.*) debe de ser Estefaniense B dado que se apoya sobre sedimentos de edad Estefaniense A (Hoja de Burón) y se encuentra relacionado con el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa, en la que la edad de los materiales sinorogénicos presentes en ésta (Formación Lebeña, Serie de Vega Huerta-Carbanal) es Kasimoviense Superior (Estefaniense B).

2.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD DE LOS PICOS DE EUROPA.

De la Unidad de Picos de Europa los materiales más antiguos alforantes dentro de esta Hoja están representados por la Formaciones Ermita y Las Portillas, aflorando únicamente en la pista que sube de Espinama a Aliva en la zona de Las Portillas de Igüedri o de Aliva (Fig. 17). Estas formaciones constituyen una delgada sucesión de edad Devónico Superior que en áreas más septentrionales llega a apoyarse directamente sobre el Cámbrico inferior. Esta sucesión da paso a una potente serie carbonatada, característica de esta unidad, que abarca la mayor parte del carbonífero y que aparece constituida por las formaciones Alba, Barcaliente, Valdeteja y Picos de Europa

2.2.1. Formaciones Ermita y Caliza de las Portillas.(Fameniense-Tournaisiense).

La Formación Ermita, definida formalmente por EVERS (1967), ha recibido el nombre de "areniscas de Cué" por BARROIS (1882), posteriormente COMTE (1959) asigna estos materiales discordantes del Devónico Superior a las "Grès de l'Ermitage" y WAGNER (1963) los menciona como Formación Ermita. Litológicamente esta constituida, según MARQUINEZ (1978), por microconglomerados cuarcíticos y areniscas de grano grueso con estratificación cruzada, alternando, en proporción desigual, con lutitas gris oscuras; siendo su potencia de hasta 30 m.

La Formación Caliza de Las Portillas, fue definida por MARTINEZ GARCIA (1981) que separó el tramo carbonatado que normalmente se sitúa a techo de los materiales detríticos de la Formación Ermita en esta unidad. Consiste en unos 15 m de calizas dolomíticas de tonos claros, en ocasiones rosadas. La textura de estas calizas es packstone y grainstone, con abundantes bioclastos entre los que dominan los crinoideos.

COLMENERO, 1976; SANCHEZ de la TORRE *et al.* 1982, 1983 y COLMENERO *et al.* 1988 indican

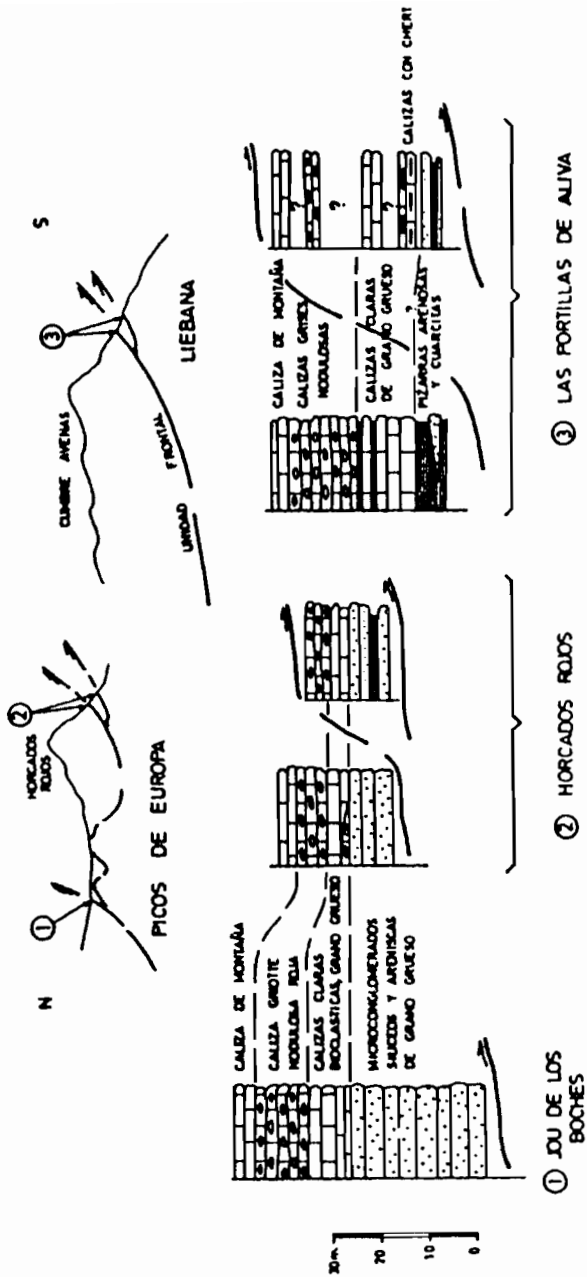


Figura 17.- Columnas estratigráficas correspondientes a los materiales devónicos de la Unidad de Picos de Europa en la Hoja de Potes (según MARQUINEZ, 1978).

que el proceso transgresivo del límite Devónico-Carbonífero ocurrió por un basculamiento del antiguo área madre hasta profundidades someras, dentro del campo de acción del oleaje, lo que originó la removilización parcial de sedimentos previamente depositados junto con la erosión del sustrato rocoso sobre el que avanzaba la transgresión. El material detrítico de ambos orígenes, mezclado con bioclastos procedentes de la colonización bentónica de esta plataforma somera, acupa la parte basal de las series; la consolidación de la transgresión siempre en ambientes de plataforma agitada somera, se corresponde con la mayor extensión y desarrollo de las facies calcáreas bioclásticas. El origen de este proceso transgresivo puede ser netamente eustático (GARCIA ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ (1988) y/o estar asociado a manifestaciones precoces de la actividad orogénica hercínica (COLMENERO *et al.* 1988).

MAAS (1974), en estos afloramientos, encuentra faunas de corales (*Cyathaxonia* sp., *Lophophelidium* sp., determinados por G. E. de GROOT) y braquiópodos (*Brachetyra* sp. determinados por C. F. WINKLER PRINS), que apuntan a una edad para estas unidades Devónico Superior-Carbonífero Inferior.

TRUYOLS *et al.* (1984) citan, en esta misma localidad, la presencia de conodontos de la zona de *anchoralis* hacia el techo de la formación, lo que indica una edad Tournaisiense. Las Calizas de Las Portillas por su litología y edad se pueden asimilar con las denominadas Miembro Mampodre de SJERP (1967), Caliza Blanca de PELLO, 1968 ; Caliza de Candamo de PELLO, 1972 , Formación Baleas de WAGNER *et al.*, 1971 ; COLMENERO, 1976, 1984; RIO (1977), RIO y MENENDEZ (1978), entre otros.

2.2.2. Formación Alba (o Genicera). (Tournaisiense Superior-Viseense).

Dentro del sector de la Unidad de Picos de Europa aflorante en esta Hoja, solamente se observa la base de la formación en la carretera de Espinama a Aliva, en el resto de los casos la sucesión estratigráfica está incompleta al estar cortada por cabalgamientos. MAAS (1974) describe esta formación dentro del ámbito de esta Hoja como calizas nodulosas grises o rojas, en ocasiones intercaladas con pizarras silíceas con fauna de goniatites, corales y crinoideos, perdiéndose, en ocasiones, el carácter nodular. El contacto con la Caliza de Montaña es gradual, estando constituido por calizas tableadas de grano fino y color rosado y grisáceo. En la Hoja de Carreña-Cabrales, situada al norte, MARTINEZ GARCIA Y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1984) observan que en los afloramientos existentes en la base del cabalgamiento, que pone en contacto la Unidad de Picos de Europa con el área de la Liébana, las calizas rojas nodulosas son de color blanco muy acusado y faltan las radiolaritas. Según estos últimos autores quizás represente un tránsito a las facies presentes en el área de la Liébana que nunca muestra los colores rojos característicos aunque puede deberse también a causas tectónicas, al situarse en la base de las láminas cabalgantes. Las consideraciones sobre su edad son idénticas a las enumeradas para esta misma formación en la Unidad del Pisuerga-Carrión.

2.2.3. Caliza de Montaña. (Namuriense-Bashkiriense).

Con este nombre se conocen desde EZQUERRA DEL BAYO (1844) las calizas mas bajas del

Carbonífero Medio. Que han recibido nombres diversos a través del tiempo, "Calcaire des Cañons" (BARROIS 1882), "Formación Escapa" (BROUWER y GINKEL, 1964). WAGNER, et al. (1971) subdivide este litosoma en dos formaciones de presencia regional variable, a las que denomina Formación Barcaliente (calizas negra y tableadas) y Formación Valdeteja (calizas claras bioclásticas y masivas).

En el Mapa Geológico no se han diferenciado cartográficamente ambas formaciones y se mantiene para el conjunto el nombre clásico de Caliza de Montaña (Fig. 18).

La base de la Formación Barcaliente constituye un tránsito gradual sobre la Formación Alba, así como su techo es igualmente gradual con la Formación Valdeteja, alcanzando un espesor mínimo de 110 m en la sección río Nevandi (TRUYOLS et al., 1984). Consta de calizas esporádicamente fosilíferas, negras, fétidas y laminadas, en estratos decimétricos a centimétricos tabulares u ondulantes, con "mud cracks" en la parte superior. Estos autores interpretan estas facies como originadas en ambiente supramareales.

La parte superior de la Caliza de Montaña (Formación Valdeteja), con una potencia de unos 360 m, consiste en calizas grises masivas, con brechas de colapso a techo de la sucesión. Es destacable también la existencia de algas calcáreas (*Donezella*) hacia el techo, indicando según estos autores ambiente protegidos submareales.

TRUYOLS *et al.* (*op cit.*) identifican conodontos de la zona de *nodusus* en la base de la Formación Barcaliente, indicando una edad Namuriense A. Hacia la parte superior de la Caliza de Montaña, identifican *Idiognathoides attenuata*, *I. sinuata*, del Namuriense B Superior o Westfaliense A, precisando más esta edad en base a fusulinidos, que en el techo de esta sucesión dan una edad Vereisky (Moscoviense inferior).

2.2.4. Formación Picos de Europa.(Moscoviense-Kasimoviense Inferior)

A techo de la "Caliza de Montaña" continúa la sucesión carbonatada carbonífera correspondiente a la Formación Picos de Europa. Esta formación fue definida por MAAS (1974), quien de manera informal diferencia un miembro inferior tableado y otro superior masivo, asignándole una potencia de unos 300 m (Fig.18).

Dentro de esta Hoja TRUYOLS *et al.* (1984) realizan la sección del río Nevandi, en la que el miembro inferior consta de unos 50 m de calizas oscuras, tableadas y bioclásticas con delgadas capas de pizarras y calizas margosas intercaladas de potencias variables. Las calizas bioclásticas son grainstone a packstone, biomicrorruditas y biosparruditas, aunque también aparecen como aloquímicos pellets y oolitos. En este miembro son frecuentes las concrecciones de chert, tanto continuas como discontinuas, así como en parches irregulares. Por otro lado FARIAS (1982), observa que en el borde más occidental de la Unidad de Picos de Europa, las intercalaciones pizarrosas disminuyen progresivamente hacia el E hasta prácticamente desaparecer.

El miembro superior masivo está constituido por calizas claras bioclásticas (foraminíferos,

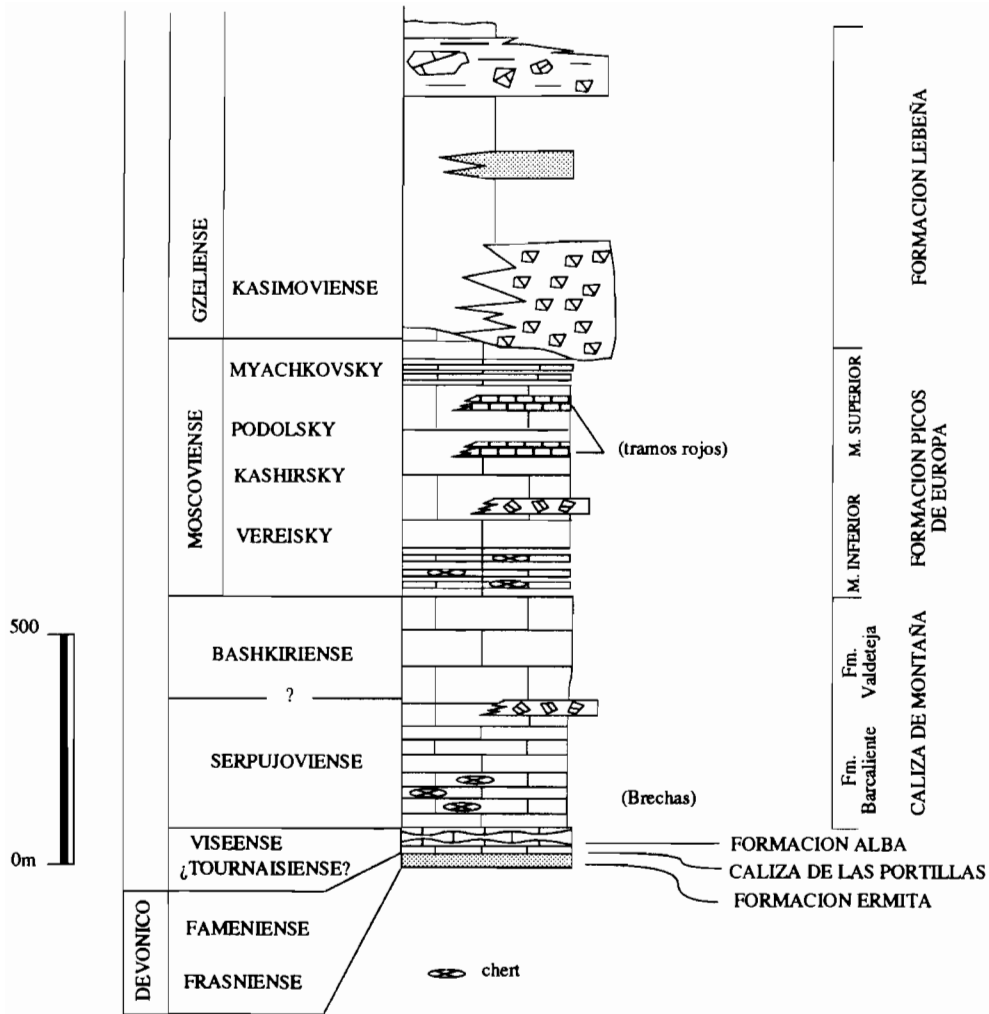


Figura 18. - Columna estratigráfica sintética de la sucesión presente en la Unidad de Picos de Europa dentro de la Hoja de Potes.

corales, algas, braquiópodos, crinoideos, etc.) con texturas packstone, grainstone y boundstone de algas en la parte superior. Son frecuentes los tramos brechoides y hacia el techo aparecen también tramos rojizos y nodulosos. Localmente MAAS (*op cit.*), cita la presencia de espículas de esponjas como un constituyente importante de la roca .

MAAS (*op cit.*) interpreta el miembro inferior como originado bajo condiciones ambientales de baja energía en una plataforma profunda (alrededor de 150 m), mientras que para el miembro superior propone condiciones ambientales inter a submareales.

En cuanto a la edad de la formación, MAAS (1974) asume que su base es diacrónica variando desde el Vereisky Superior al Podolsky Inferior pudiendo llegar en el techo hasta el Kasimoviense Inferior, existiendo pues una laguna estratigráfica (según MAAS debe ser un verdadero hiato) de importancia variable. Por su parte TRUYOLS et al. (1984b) le atribuyen en una edad Kashirsky Inferior-Myachkovsky Superior. GINKEL en MARTINEZ GARCIA Y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1984), también en base al contenido de fusulínidos, propone una edad para el techo de la formación Myachkovsky Superior-Kasimoviense.

2.2.5. Formación Lebeña (Kasimoviense).

Sobre la Formación Picos de Europa se apoya una sucesión terrígena donde MAAS (1974) define dos formaciones a las que denomina "Aliva" y "Lebeña", aflorando dentro del marco de esta Hoja solamente la primera de ellas. Posteriormente MARQUINEZ (1978) y MARTINEZ GARCIA Y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1984), agrupan ambas formaciones en una única, en base a la continuidad cartográfica y al contenido paleontológico, criterio seguido en este Mapa Geológico. Según MARQUINEZ (1978) esta sucesión se dispone discordantemente sobre la Formación Picos de Europa pudiendo llegar a tener localmente una potencia máxima, fuera de esta Hoja, de unos 700 m (Fig.19).

MAAS (1974) describe los afloramientos existentes dentro de la Hoja (Formación Aliva) como una secuencia de limolitas y pizarras, ocasionalmente alternando con capas de calizas detríticas y olistolitos de calizas del techo de los miembros tableado y masivo de la Formación Picos de Europa. Dentro de las capas detríticas de calizas diferencia dos tipos, unas constituidas por capas continuas de 5-30 cm de espesor, de bases erosivas con "groove cast", continuidad lateral, espesor constante e internamente secuencia de Bouma, y otras constituyendo capas de 0,5-5 m, lenticulares, consistentes en brechas de clastos de calizas en secuencia granodecreciente de "boulder"/"pebble" gradando a tamaños arena, con la matriz arcillosa. Localmente cita la presencia de lentes de areniscas con estratificación cruzada.

Este autor interpreta las capas detríticas más delgadas como originadas por corrientes turbidíticas, mientras que las brechas calcáreas son interpretadas como depósitos de borde de talud carbonatado.

En cuanto a la edad, el problema radica en que los fusulínidos estudiados proceden de clastos reciclados, pudiendo estar el origen de estos clastos en bordes de talud carbonatado o bien en

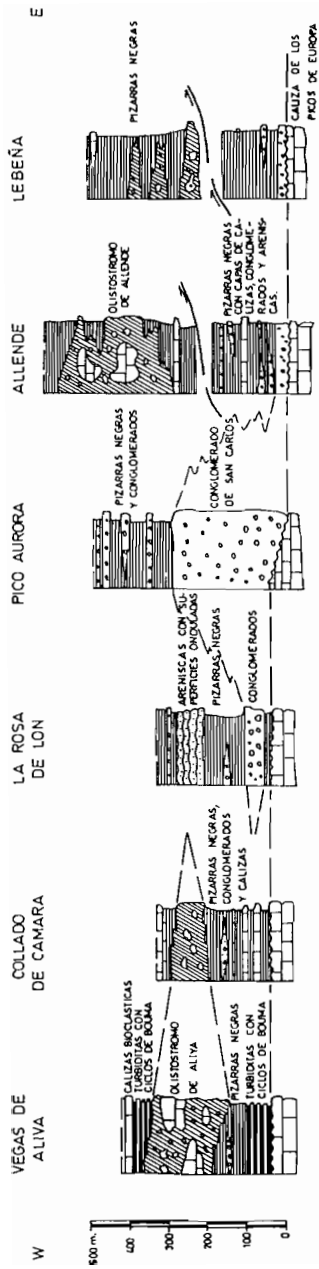


Figura 19.- Columnas estratigráficas esquemáticas de la Formación Lebeña, realizadas a lo largo de la unidad Frontal, en las que se muestran los importantes cambios de facies existentes (según MARQUINEZ, 1978).

procesos tectónicos posteriores que produzcan elevaciones e inestabilidades (emplazamiento de la Unidad de los Picos de Europa). MAAS (op. cit.) encuentra fusulinidos de la Zona de Fusulinella, subzona A a B2 de base a techo de la formación, indicando (ver Anexo III de este autor) que es equivalente lateral de la Formación Picos de Europa (primera teoría del origen de los clastos). Por otro lado MARTINEZ GARCIA y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1984) citan la presencia de asociaciones de fusulinidos, datados por GINKEL, que caracterizan las zonas de Fusulinella (B2 y B3) y Protiticites, lo que les permite asumir una edad mínima Kasimoviense para esta formación (segunda teoría de origen de los clastos).

3.- GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS

3.1.- INTRODUCCION

El territorio que ocupa la hoja 81, se sitúa en su mayor parte en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica (SO de Cantabria) aunque también ocupa parte de la vertiente sur (N de la Comunidad de Castilla y León, provincias de Palencia y León). La divisoria Cántabro-Atlántica separa estas dos zonas, claramente diferenciadas, en su configuración fisiográfica.

La zona vertiente al Cantábrico, drenada principalmente por los ríos Deva, Quiviesa y Buyón, presenta un relieve enérgico con pendientes muy fuertes y grandes desniveles, debido a la proximidad de la costa Cantábrica, con altos gradientes en los cursos fluviales. Este relieve tan acusado origina que se hayan producido a lo largo del Cuaternario una serie de grandes y pequeños deslizamientos (“argayos”) reflejados muchas veces en los topónimos del lugar.

La zona vertiente al Atlántico está drenada por las cabeceras de los ríos Esla, Carrión y Pisuerga y presenta un relieve menos enérgico, con pendientes algo más suaves, lo que origina gradientes menores en los cursos fluviales; pero con grandes alturas medias, que han favorecido la existencia de un importante glaciario cuaternario.

3.2.- GENESIS Y TIPOS DE RELIEVE

Algunas formas de relieve, presentes en esta hoja, parecen mostrar claramente una herencia precuaternaria (mesozoica-terciaria). El glaciario pleistoceno y la dinámica posterior han retocado posteriormente tanto las zonas de cabecera como los valles, especialmente en la vertiente norte.

Como formas heredadas pueden considerarse las zonas culminantes de suave pendiente, que aparecen principalmente en la vertiente sur, situadas por lo general a barlovento de los principales circos glaciares. Se han detectado otras superficies a menor altura entre los ríos Deva y Quiviesa.

También pueden considerarse como sedimentos precuaternarios algunas brechas calcáreas cementadas que se sitúan al pie del cabalgamiento principal de la Unidad de Picos de Europa.

Desde el punto de vista estructural y litológico el relieve de la cordillera se ha considerado de tipo apalachiense (LLOPIS, 1954) debido a la presencia de grandes alineaciones verticalizadas de materiales paleozoicos, con una erosión diferencial muy marcada. Las estructuras de los materiales paleozoicos, con una enorme diversidad de geometrías, y la abundancia de materiales siliciclásticos de la Unidad del Pisuerga-Carrión y carbonatados de Picos de Europa no han permitido, sin embargo, la formación de relieves estrictamente apalachienses.

Para esta hoja, tanto para la vertiente norte (cantábrica), como para la vertiente sur (atlántica), se establecen tres tipos de relieve definidos en relación directa con las características litoestructurales del sustrato paleozoico, ya utilizadas en zonas adyacentes (hojas de Burón y Riaño; ALONSO HERRERO, 1990a y b).

- Relieve Diferencial Apalachiense Complejo. Alternancia de materiales resistentes a la erosión: calizas y cuarcitas-areniscas con materiales más blandos, lutitas y limolitas principalmente. Se originan valles en las zonas de lutitas y crestas en los materiales duros de cuarcitas-areniscas y calizas.

Este tipo de relieve se encuentra representado en la hoja en los materiales silúricos y devónicos de la Unidad del Alto Carrión.

- Relieve Calcáreo de Montaña. Caracterizado por el predominio de materiales carbonatados. Se forma sobre la acumulaciones tectónicas de las calizas masivas, principalmente carboníferas, que originan relieves muy fuertes, con fuertes desniveles y un gran desarrollo de un karst verticalizado y activo. En sus zonas altas aparece también un modelado glacio-kárstico.

Se encuentra representado por las zonas más meridionales del Macizo Central de los Picos de Europa y en pequeñas extensiones de zonas calcáreas de la Unidad del Pisuerga Carrión.

- Relieve Indiferencial Hercínico Uniforme. Esencialmente formado sobre materiales siliciclásticos de grano fino, pizarras, areniscas y litarenitas y en menor medida en conglomerados y pequeños bancos de calizas de edad carbonífera. La mayoría de los materiales presentan una gran uniformidad en las laderas, con ausencia de contrastes en su pendiente, debido a la relativa homogeneidad litológica. Con mucha menor extensión aparecen bandas de conglomerados, areniscas y calizas que conforman algunas zonas de cumbres. A este tipo pertenece la mayoría del territorio de esta Hoja.

Cabe resaltar la existencia de grandes afloramientos del Conglomerado de Curavacas que, en el Alto Carrión, se pueden considerar como un tipo de relieve diferenciado.

En todos estos tipos de relieve, debido a las diferencias morfológicas que presentan las dos vertientes, es conveniente, a su vez, hacer una subdivisión en surcantábricos y norcantábricos (Fig. 20).

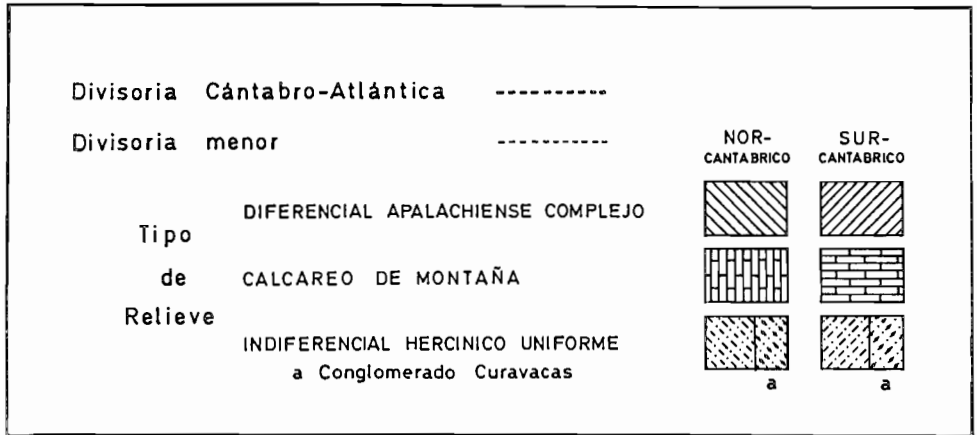
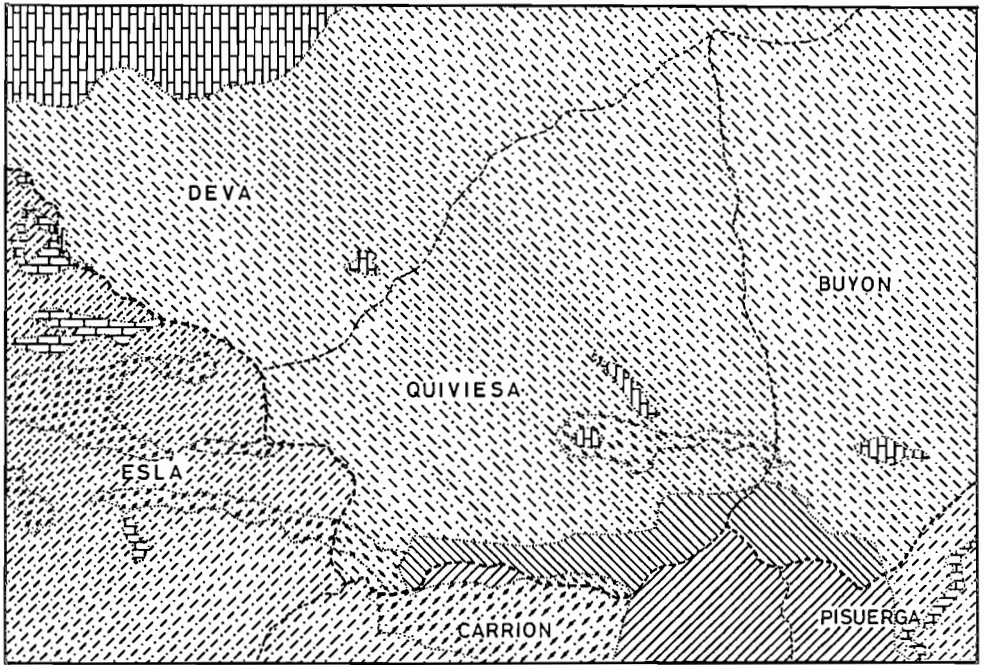


Figura 20.- Esquema de los diferentes tipos de relieve y divisiones hidrográficas.

3.3.-ELEMENTOS MORFOLOGICOS

3.3.1.- Morfología Fluvial

El relieve de esta hoja ha sido fundamentalmente originado por la dinámica fluvial en su sentido más amplio. Esta dinámica ha actuado de diferente forma a ambos lados de la divisoria Cantábrica. En la vertiente norte su acción ha sido casi exclusivamente erosiva sin originar grandes depósitos; solamente los tramos bajos de los ríos Deva, Quiviesa y Bullón, hasta la localidad de Potes, presentan una pequeña apertura de los fondos de valle con depósitos fluviales. La mayor parte de estos fondos de valle son terrazas, en las que el río discurre muy encajado, testimoniando pues, una fase reciente de encajamiento de la red fluvial. Todos los arroyos y ríos de esta vertiente presentan gradientes muy altos, salvando fuertes desniveles.

Los fondos de valle de la vertiente sur, en las zonas de cabecera, son de mayor amplitud, recorriendo los cursos fluviales con menor gradiente. La mayor parte de estos valles de cabecera presentan terrazas fluvio-glaciares, en las que se encajan ríos y arroyos.

En ambas vertientes y en zonas de morfología glaciar se desarrolla en la actualidad un proceso importante de incisión fluvial sobre sedimentos y superficies glaciares, iniciándose la erosión y remodelación de dicha morfología.

3.3.2.- Morfología Glaciar

El glaciario cuaternario, presente en esta hoja, es quizá el rasgo geomorfológico más relevante, alcanzando gran importancia y extensión tanto en formas erosivas como en depósitos. Dentro de la hoja se pueden distinguir tres grandes zonas o áreas glaciadas:

3.3.2.1.- Macizo Central de Picos de Europa (extremo meridional)

Los primeros estudios sobre glaciario en este macizo fueron los de OBERMAIER (1914) y HERNANDEZ PACHECO (1914). El primer autor realiza un importante estudio de los glaciares de los Picos de Europa. Describe los del Deva, Llorza (valle de Salgardas) y Duje, dentro de esta hoja, en los que distingue varios tipos de depósitos y formas, estableciendo la existencia de dos glaciaciones. De la misma opinión son los trabajos de autores posteriores, HERNANDEZ PACHECO (1959), MIOTKE (1968) y BAYLON-MISIONE y FLOR (1987).

FROCHOSO (1980) y CASTAÑON y FROCHOSO (1986) consideran, sin embargo, que la zona fue afectada por una única glaciación.

3.3.2.2.- Macizo del Pico Corisco (2.236 m.)

En ambas vertientes de este macizo se desarrollaron diferentes aparatos glaciares de pequeño recorrido, habiéndose identificado anteriormente los de la vertiente sur de los valles de Puerma, Luriana, Culebrejas y Valdeloso por ALONSO HERRERO (1987).

En la vertiente norte de este macizo de Pico Corisco los aparatos glaciares más importantes serían los de las cabeceras de los arroyos Peñalba, Salvorón y Agua de Somo, con pequeños recorridos (máximo de 3 km en el Arroyo de Salvorón), reconociéndose formas erosivas y depósitos.

3.3.2.3.- Macizo de Peña Prieta (2.535 m.)

La primera observación sobre morfología glaciaria en la Cordillera Cantábrica fue realizada precisamente en esta zona por CASIANO DE PRADO (1852), quién reconoció bloques erráticos en los valles de Lechada y del Alto Carrión.

Sin embargo, a pesar de que el glaciario cuaternario de esta zona alcanzó una extensión mayor y se encuentra mejor conservado que el de los Picos de Europa, fue olvidado durante muchos años hasta el trabajo de SAVAGE (1967), quién lo describe brevemente, identificando una curiosa transfluencia glaciaria en el Boquerón de Bobias. ALONSO HERRERO (1987) identifica varios valles glaciares vertientes al Esla.

El relieve anterior controló la disposición de los principales sistemas glaciares en las áreas de cabecera, que adoptaron una orientación general E-O, coincidiendo con las direcciones litoestructurales, para discurrir posteriormente, con orientaciones más variadas. Los recorridos máximos corresponden a los sistemas que ocupaban los valles del alto Carrión y del río Cardaño. El primero de ellos alcanzó, al menos, una longitud de 13 km.

El glaciario de este macizo presenta un gran desarrollo, con un número elevado de circos, zonas de sobreexcavación y umbrales. Las partes más elevadas de estos valles se encuentran tapizadas por depósitos de origen glaciario, entre los que destacan, por su magnitud, la morrena central de Riofrío, originada a partir de los circos de la vertiente norte de Peña Prieta, y algunas morrenas de circo. En las zonas más bajas, se han desarrollado terrazas fluvio-glaciares y, en algunos casos, fluviales de pequeña entidad.

3.3.3.- Morfología de Vertientes.

Existe una gran variedad de depósitos de vertiente por lo que se incidirá solamente en los más característicos, glaciares rocosos, masas deslizadas y brechas calcáreas cementadas, si bien en la cartografía se recogen otros tipos como canchales, coluviones, conos y taludes de derruidos, abanicos torrenciales, etc.

3.3.3.1.- Glaciares rocosos.

Los glaciares rocosos constituyen una de las formas periglaciares de vertiente más características de la cordillera, aunque en esta zona no son muy frecuentes. Su presencia indica la existencia de un permafrost posterior a la desaparición del hielo glaciario (ALONSO, 1992). Se localizan, principalmente, dentro de los circos glaciares, asociados a los afloramientos cuarcíticos, con orientaciones próximas al norte y con el frente situado por encima de 1.650 m.

Las formas más representativas se encuentran en el valle de Puerma, en la cabecera del Salvadorón y en el macizo de Peña Prieta.

3.3.3.2.- Masas deslizadas.

El sustrato de la hoja de Potes está compuesto por materiales Paleozoicos fuertemente consolidados que se comportan, por regla general, como subsuelo rígido y globalmente compacto.

Sin embargo, es de resaltar la existencia de importantes deslizamientos del terreno condicionados, entre otros factores, por las rupturas de pendiente y disposición estructural de los materiales. La presencia de abundantes topónimos como "Canal del Argayo", "La Argayada", etc., así como tradiciones y citas históricas (CABAL 1948 y RODRIGUEZ FERNANDEZ 1992) evidencian claramente la importancia de los deslizamientos en el relieve de esta zona. Se pueden diferenciar cuatro tipos fundamentales de deslizamientos atendiendo a su disposición y naturaleza (Fig. 21):

- Deslizamientos relacionados con los circos glaciares. El movimiento tiene lugar, generalmente, hacia la vertiente norte por la propia disposición de los circos y la fuerte pendiente. Este proceso se inicia con la aparición de pequeños saltos de falla situados en la zonas culminates a barlovento de la divisoria y posterior deslizamiento a favor de estas fracturas. De este tipo pueden considerarse los situados al norte de la Peña de los Calares (al E del Pico Coriscao), Peña Bistruey, Prado del Toro (Río Frio), etc. Este tipo ha sido analizado en otras zonas de la Cordillera Cantábrica por ALONSO y CORTE (*in litt.*).
- Deslizamientos situados en hombreras de valles glaciares. La ruptura de pendiente originada en las laderas por la acción glaciaria, creando hombreras, favorece la posterior existencia de los deslizamientos en estas zonas, que al producirse cierran o taponan el valle principal. Suelen ser de grandes dimensiones, alcanzando alguno de ellos en planta 800 x 1.000 m. En este tipo pueden encuadrarse los situados en el alto valle del río Carrión, como los de Vega de Cantos y Pico Lezna.
- Deslizamientos en zonas litoestructurales favorables. Se originan principalmente a partir de materiales siliciclásticos finos, carboníferos y en menor medida silúricos o devónicos. Como norma general, se desarrollan en la vertiente norcantábrica en áreas con grandes desniveles. Su posición en las laderas es irregular y responden más a condiciones litoestructurales que a rupturas en la pendiente. Su distribución coincide, en ocasiones, con zonas de mayor fracturación.
- Deslizamientos en materiales poco consolidados. En general son de menor tamaño y afectan a derrubios calcáreos cementados y a canchales y coluviones actuales. En estos materiales, el proceso de deslizamiento suele ser continuado. De este tipo puede considerarse el deslizamiento de la Peña de Brez descrito por CENDRERO y SAIZ DE OMEÑACA (1973).

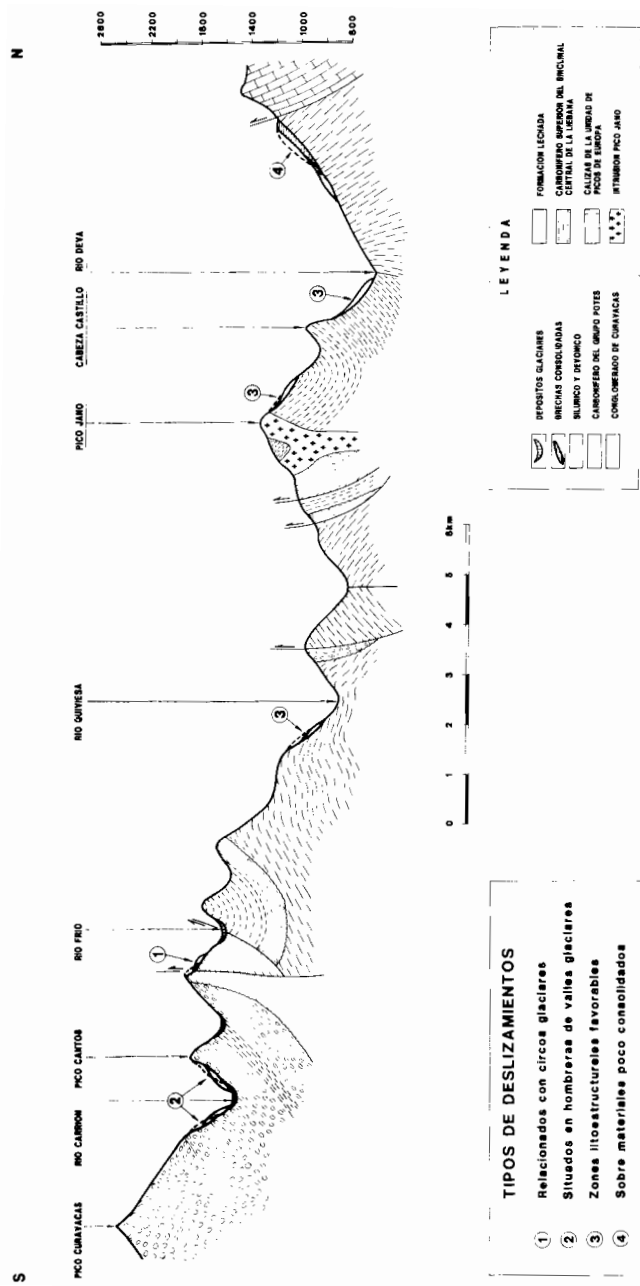


Figura 21.- Localización sobre un corte idealizado N-S, de los cuatro tipos de deslizamientos establecidos.

3.3.3.3.- Brechas calcáreas cementadas.

Se han cartografiado en el mapa geomorfológico como "brechas calcáreas consolidadas" una serie de derrubios de naturaleza predominantemente calcárea, que presentan un grado de cementación y consolidación muy elevado y situadas casi exclusivamente al pie del cabalgamiento principal de la Unidad de Picos de Europa.

Su posición, consolidación y actual grado de disección, inducen a relacionarlas con los movimientos tectónicos tardíos desarrollados en esta Unidad

Procesos de cementación de menor importancia, también se presentan en otros derrubios calcáreos, como ya había señalado OBERMAIER (1914), para quién sus edades variarían entre preglacial, intraglaciary postglaciary. Aunque para otros autores, estas brechas calcáreas cementadas ("gonfolitas") son de edad exclusivamente postglaciary (CASTAÑON y FROCHOSO, 1986).

3.3.4.- Morfología kárstica.

Se encuentra principalmente en una pequeña zona localizada en el extremo NO de la hoja, donde afloran las calizas de la Unidad de Picos de Europa. Las formas kársticas alcanzan un desarrollo importante, constituyendo en las partes más elevadas un glaciokarst, con un claro predominio de las formas glaciares sobre las kársticas.

Otras formas de menor entidad, como pequeñas dolinas, lapices y cavidades, se desarrollan en algunas zonas de las calizas devónicas (Unidad del Alto Carrión) y en los grandes olistostolitos calcáreos del Carbonífero.

4 TECTONICA

4.1.- INTRODUCCION

Desde el punto de vista tectónico la Hoja de Potes se situa en la parte más externa de la Cordillera Varisca de la Península Ibérica, en la denominada por LOTZE (1945) y posteriormente por JULIVERT (1971), Zona Cantàbrica (ZC). Esta zona se caracteriza por presentar una tectónica de tipo epidérmico, "thin skinned", donde las estructuras más importantes son los mantos y pliegues relacionados con estos. La ZC se encuentra a su vez subdividida (Fig. 1) en una serie de grandes unidades alóctonas limitadas generalmente por cabalgamientos, enmarcandose esta hoja en las denominadas por PEREZ ESTAUN *et al* (1988): Unidad del Pisuerga-Carrión (UPC) y Unidad de Picos de Europa (UPE). La deformación en estas unidades se realiza en condiciones superficiales, si bien en la UPC, y a diferencia de lo que es habitual en el resto de la ZC, existe un cierto metamorfismo, de distribución irregular, que favorece la presencia de hasta dos clivajes

penetrativos, claramente perceptibles en la parte SO de esta Hoja.

4.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS MANTOS CANTABRICOS.

Dentro de la ZC (Fig. 22) existen dos tipos de mantos cuya geometría y mecanismo de emplazamiento son diferentes (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987):

- Mantos deslizados libremente por gravedad (Tipo 1) comparables a lo que ELLIOT (1977) denomina de "gliding", y que han sido descritos únicamente en la UPC (FRANKENFELD, 1983; MARQUINEZ y MARCOS, 1984).
- Mantos donde la gravedad no es el mecanismo predominante, sino el empuje que se produce en la parte más retrasada de estos (Tipo 2) y equivalentes a lo que ELLIOT (*op. cit.*) denominó de "spreading".

En el caso de la UPC y como veremos más adelante, es posible la presencia de un tercer tipo como consecuencia de la superposición de los dos mecanismos antes mencionados.

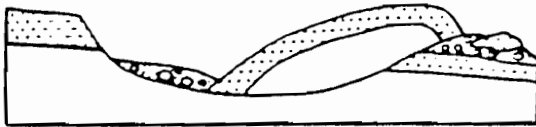
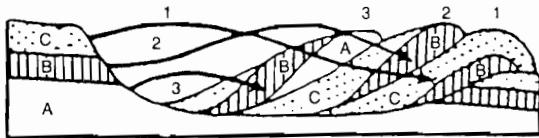
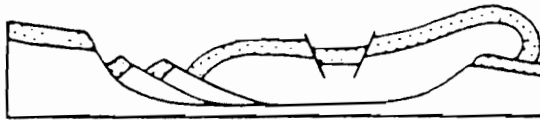
Las características geométricas principales de los mantos de "Tipo 1" han sido descritas en diversos trabajos y aparecen recogidas sintéticamente en el de MARQUINEZ y MARCOS (1984); éstas son:

- Escasa deformación en la lámina cabalgante en relación con el elevado desplazamiento asumido. Práctica ausencia de pliegues relacionados.
- Tendencia a relaciones caóticas y a la individualización de bloques en las láminas alóctonas.
- Desarrollo de láminas cabalgantes de corta extensión lateral en relación a su espesor.
- La sucesión estratigráfica se encuentra siempre normal y las láminas alóctonas transportan sucesivamente tramos más antiguos de la sucesión estratigráfica original.

Las características geométricas de los mantos de "tipo 2" son mejor conocidas debido a la gran variedad de trabajos que en la literatura geológica los describen; entre estos trabajos podemos destacar los de BOYER Y ELLIOT (1982) y BUTLER (1982).

Relacionados con los mantos de "tipo 2" aparecen una serie de pliegues que por su posición con respecto al trazado del Arco Astúrico han sido denominados por JULIVERT y MARCOS (1973): "Sistema longitudinal" y "Sistema transversal". Los primeros presentan una traza axial NNE-SSO y son generalmente paralelos al trazado cartográfico de los cabalgamientos que forman el arco astúrico (Sinclinal de Zalambra, Sinclinal de Pandetrave etc., ver también hoja de Burón) mientras que los segundos repliegan a los primeros y su traza axial es ESE-ONE (Sinclinal de Lechada, Anticlinal de Ledantes, Sinclinal Central de la Liébana,...) dando lugar a un modelo de interferencia complejo (JULIVERT y MARCOS *op. cit.*).

GLIDING



SPREADING

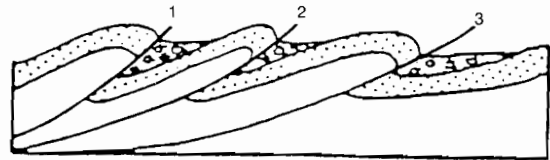
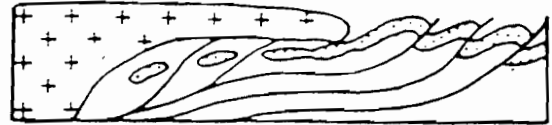


Figura 22.- Tipos de mantos según su génesis, tomado de ELLIOT (1977).

Como se describiera posteriormente la mayor parte de los pliegues longitudinales están relacionados con estructuras frontales de la Unidad del Ponga y de mantos relacionados con esta unidad en la del Pisuerga-Carrión (Mantos de Vadeón, Fuentes Carrionas y Barruelo de la Fig. 23), mientras que los transversales lo están con estructuras laterales de estos, aunque también pueden estar en relación con estructuras frontales correspondientes al acortamiento posterior N-S. Esta relación entre pliegues y cabalgamientos da lugar a un trazado cartográfico de los mismos bastante sinuoso y en ocasiones difícil de seguir en las cartografías geológicas.

4.3. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS LÁMINAS CABALGANTES.

Debido a que se conocen relativamente bien las relaciones entre los cabalgamientos y los sedimentos carboníferos y pérmicos circundantes, la descripción general de las láminas se hará de más antiguas a más modernas, en función de los primeros sedimentos que las fosilizan (Fig. 2B). En la descripción de las mismas y con el fin de no aumentar el confusiónismo derivado de la proliferación de nombres, se utilizará la misma denominación para designar al manto o escama y su cabalgamiento basal.

I.- Cabalgamientos fosilizados por la discordancia Curavacas o Palentina, de edad Westfaliense A sup.-B.

II.- Cabalgamientos fosilizados por la discordancia Astúrica, de edad Estefaniense B.

III.- Cabalgamientos fosilizados por la discordancia Pérmica.

En la UPC existe un tipo intermedio entre I y II que son los cabalgamientos que aparecen fosilizados por la discordancia Leónica de edad (Westfaliense D sup.-Cantabriense) de los cuales no aflora ninguno en el área estudiada.

4.3.1. Cabalgamientos fosilizados por la discordancia de Curavacas Palentina (Westfaliense A sup.-B)

Corresponden a los cabalgamientos basales del conjunto de láminas alóctonas que RODRIGUEZ-FERNANDEZ y HEREDIA (1987) denominaron Mantos Palentinos. En la parte SE y central de la hoja de Potes afloran, respectivamente, la parte septentrional de la Unidad del Alto Carrión y de manera completa la de la Liébana.

Los Mantos Palentinos contienen sedimentos silúrico-devónicos en "facies palentinas" (BROUWER 1964). Una característica de estos mantos es la de aflorar como retazos aislados, a veces de gran tamaño como en el caso de la Unidad del Alto Carrión, rodeados por sedimentos carboníferos. Estos mantos presentan en algunos casos evidencias de haber sufrido un empujamiento de tipo gravitacional (mantos de tipo 1) tal como han puesto de manifiesto MARQUINEZ y MARCOS (1984) en la Unidad del Gildar-Montó (hoja de Burón) y RODRIGUEZ-FERNANDEZ y HEREDIA (*op. cit*) en la de la Liébana. Por el contrario la Unidad del Alto Carrión parece conservar mejor su geometría original de tipo 2, con láminas bien individualizadas y pliegues asociados. Todas estas estructuras aparecen fosilizadas por la parte basal del Grupo

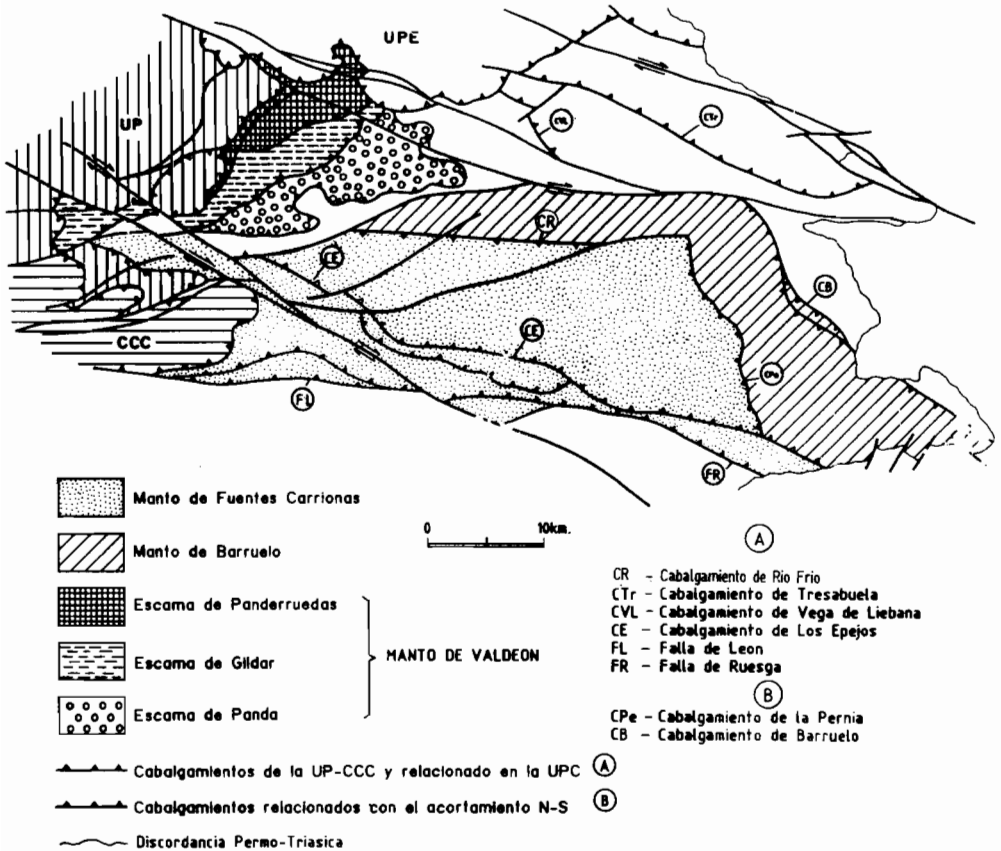


Figura 23.- Esquema estructural de la Unidad del Pisuegra-Carrión , según HEREDIA (1991).

Pando, constituida en la mayor parte del área estudiada por el Conglomerado de Curavacas, o por su equivalente en el área central de la Liébana, el Grupo Mogrovejo.

Una característica peculiar de los Mantos Palentinos es la presencia de fallas normales fosilizadas, al igual que los cabalgamientos, por la base del Grupo Pando. Estas fracturas parecen afectar a los cabalgamientos previos, tal como es perceptible en el flanco septentrional del Sinclinal de Lores. Estas fallas es muy probable que se hayan originado durante el proceso emplazamiento gravitacional de estos mantos y en algunos casos podrían haber favorecido su desmembramiento, dando lugar a grandes láminas gravitacionales ("olistoplasacas") como la de la Unidad del Gildar-Montó, donde han sido descritas por MARQUINEZ y MARCOS (1984), o a las más reducidas de la Liébana muy similares a grandes olistolitos. En ambos casos estas láminas presentan una continuidad lateral limitada.

En algunos casos estas fallas parecen controlar el depósito de los conglomerados de Curavacas, de manera que los mayores espesores de esta formación en el sinclinal de Lechada se podrían corresponder con el bloque hundido de una de estas fracturas .

Muchas de las fallas normales en la Unidad del Alto Carrión se encuentran rejugadas por el acortamiento tardío N-S, lo que da lugar a importantes fenómenos de inversión tectónica. Debido a esto, en muchos casos solo se conserva el juego normal de estas fallas en una parte mínima de su trazado cartográfico.

4.3.2. Cabalgamientos fosilizados por la discordancia Astúrica (Estefaniense B)

En la Hoja de Potes afloran la parte más septentrional de los denominados mantos de Barruelo y Fuentes Carrionas (Fig. 23) así como la lámina más oriental del Manto de Valdeón denominada Escama de Panda (ver Esquema Tectónico). Estos mantos están relacionados con el emplazamiento hacia el E de las unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central (HEREDIA, 1991), situadas al O de esta hoja.

El Manto de Barruelo cuyo cabalgamiento basal aflora en las hojas vecinas de Tudanca y Barruelo, aparece limitado al N por una importante estructura lateral retocada y rejugada por fracturas posteriores (Falla de Liébana) que constituye la que se ha denominado Falla de Llesba (Fig. 23 y esquema tectónico).

El Manto de Fuentes Carrionas, que incorpora la Unidad del Alto Carrión de los Mantos Palentinos previamente emplazada, contiene un cabalgamiento frontal (Cabalgamiento de la Pernía), que superpone los afloramientos devónicos del Alto Carrión a los sedimentos del Carbonífero superior del Sinclinal de Casavegas (Esquema Tectónico). El Cabalgamiento de la Pernía corta claramente a los cabalgamientos y fallas normales relacionados con el emplazamiento de los Mantos Palentinos, tal y como puede apreciarse en el mapa geológico (área del Sinclinal de Lores). Este Manto aparece también limitado en su parte N por una importante estructura lateral (Cabalgamiento de Riofrío) que se encuentra rejugado parcialmente por la Falla de Peñas Matas.

El Manto de Valdeón (HEREDIA 1991) esta representado en la Hoja de Potes por su escama más adelantada y oriental: la Escama de Panda (ver Esquema Tectónico y Fig. 23). El cabalgamiento basal de esta escama se sitúa en el muro de las calizas de Panda (de edad Podolsky) que aparecen cabalgando a los materiales del Grupo Corisco, de edad Cantabriense, y está claramente fosilizado, en las proximidades de los Picos de Europa, por el Grupo Remoña de edad Estefaniense B.

Relacionados con esta generación de cabalgamientos aparecen una serie de pliegues de trazado variable: NE- SO (Sinclinal de Pandetrave) en el Manto de Valdeón, a prácticamente E-O (anticlinales de Portilla y Ledantes) o N-S (Sinclinal de Casavegas) en la parte septentrional y oriental respectivamente de los Mantos de Barruelo y Fuentes Carrionas (Fig. 24). Los citados en primer y último lugar deben de ser pliegues de revestimiento frontal, mientras que los E-O deben estar relacionados con las estructuras laterales de estos mantos. En el caso de los pliegues frontales se trata casi siempre de estructuras claramente vergentes hacia el E o ESE con una moderada inmersión de su eje hacia el S. Los pliegues laterales debido a que se han reapretado y/o rotado durante el acortamiento N-S, dada su favorable posición, es difícil predecir cual era su geometría original (aunque probablemente fueran vergentes al N) .

Asociada a estos pliegues aparece una esquistosidad (esquistosidad “de pérdida de agua” de LOBATO, 1977) de desarrollo y distribución desigual, pero que allí donde esta bien desarrollada (Sinclinal de Pandetrave) se sitúa de plano axial de estos pliegues. En el resto del área aparece generalmente como un clivaje grosero en los niveles lutíticos, formando un abanico divergente, mejor desarrollado en las proximidades de las zonas de charnela.

4.3.3. Cabalgamientos fosilizados por el Pèrmico

Corresponden al conjunto de estructuras que en la Zona Cantàbrica, se han relacionado con el acortamiento N-S prealpino, y que coincide con el emplazamiento alóctono de la Unidad de Picos de Europa (UPE), que aflora en la parte NO de esta Hoja.

La UPE esta constituida por un numeroso conjunto de cabalgamientos asociados en diversos imbricados y duplexes que afectan a una serie estratigráfica, predominantemente carbonatada, del Carbonífero. Este conjunto presenta una superficie de despegue comun, con ligero buzamiento hacia el N, que se sitúa sobre series siliciclásticas de la misma edad pertenecientes a la UPC (Fig. 25). En la hoja de Potes afloran unicamente las Láminas Frontales (MARQUINEZ, 1989) de esta unidad, que aparecen cabalgando en su parte occidental a los materiales del Grupo Remoña de la UPC. El cabalgamiento basal de la UPE corta claramente los cabalgamientos gravitacionales de la Unidad de la Liébana al O del pueblo de Mogrovejo.

El acortamiento N-S en la UPC da lugar a una serie de cabalgamientos, bastante espaciados de trazado E-O a NO-SE (ej. Cabalgamiento de Tresabuela, Fig. 23) que llevan asociado un tren de pliegues con la misma dirección y marcada vergencia S en algunos casos. Dichos pliegues presentan una nueva esquistosidad de posición desde vertical a fuertemente inclinada al N que adquiere su mejor desarrollo en el Sinclinal de Lechada. En la zona de charnela de este pliegue

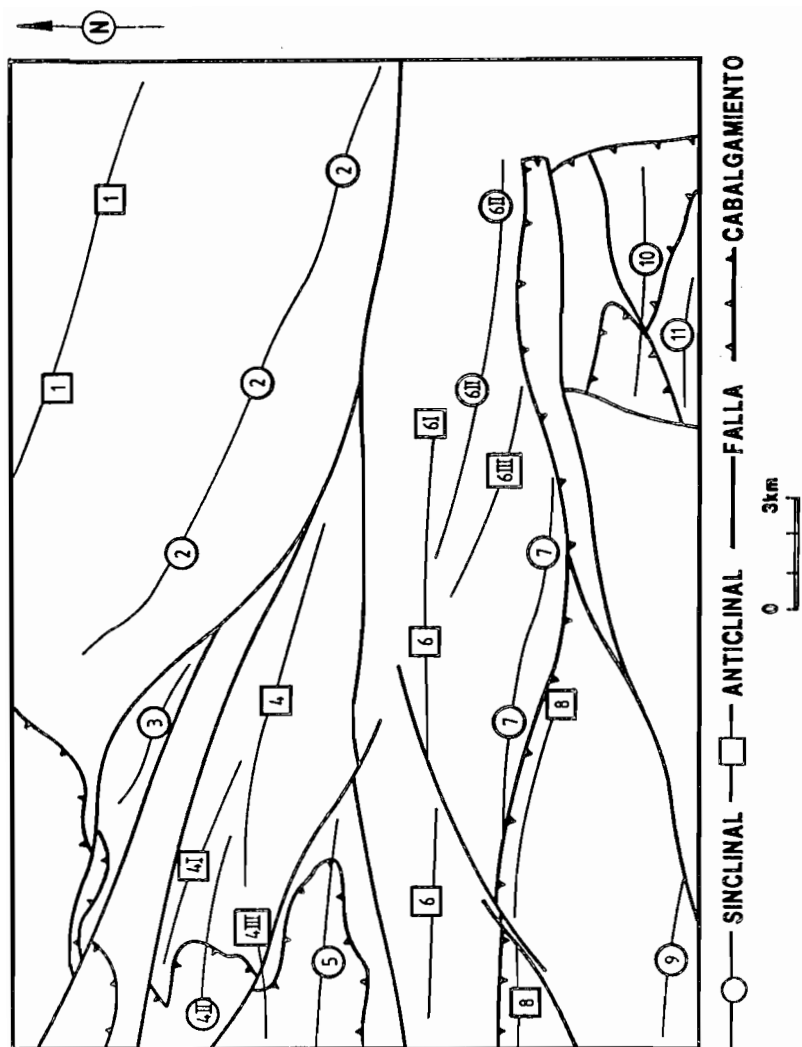
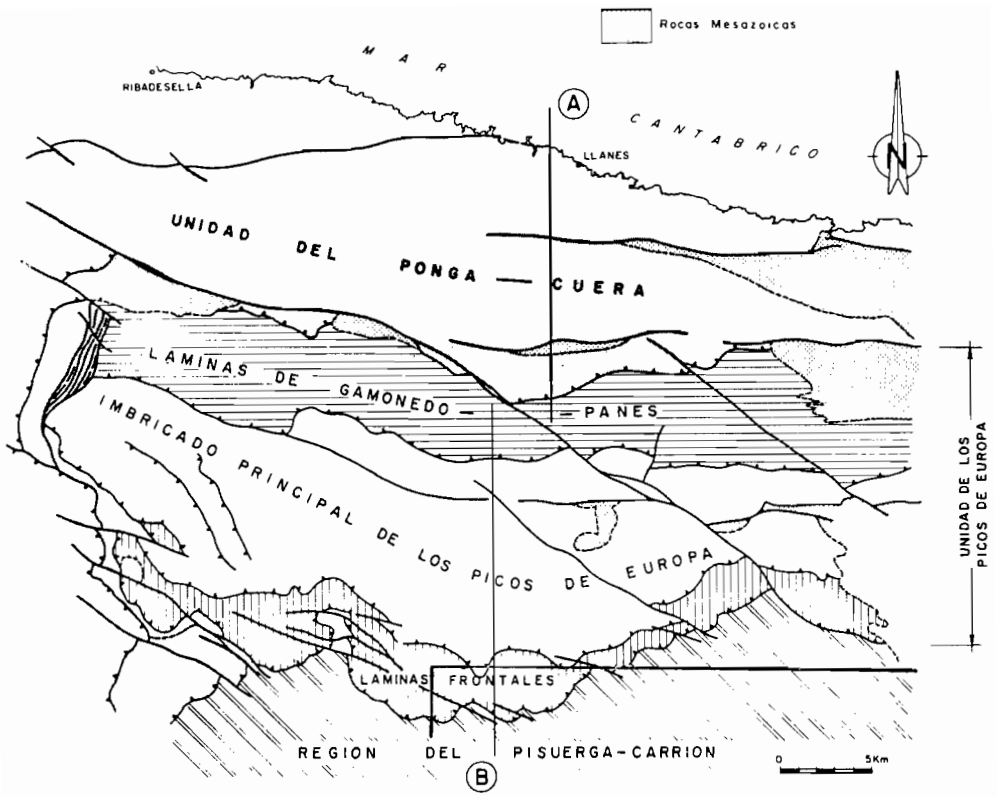


Figura 24.- Nomenclatura y traza axial de los pliegues mayores de la Hoja de Potes. 1) Anticlinal de Polaciones 2) Sinclinal Central de la Liébana 3) Sinclinal de Pombes 4) Anticlinal de Cosgaya 4I) Anticlinal de Remoña 4II) Sinclinal de Somo 4III) Anticlinal de Salvorón 5) Sinclinal de Coriscao 6) Anticlinal de Ledantes 6I) Anticlinal de Dobres 6II) Sinclinal de Cucayo 6III) Anticlinal de Ranes 7) Sinclinal de Riofrio 8) Anticlinal de Portilla 9) Sinclinal de Lechada 10) Sinclinal de Llores 11) Sinclinal de Cortés



CORTE A-B

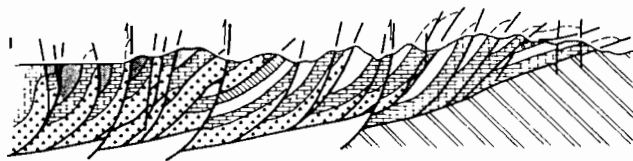


Figura 25 - Esquema estructural y corte geológico de la Unidad de Picos de Europa según MARQUINEZ (1989)

llega a formar bandeados tectónicos incipientes y abundantes crenulaciones, al afectar a la primera esquistosidad. Los pliegues más representativos del acortamiento N-S son de N a S el Anticlinal de Polaciones, el Sinclinal Central de la Liébana, el Anticlinal de Cosgaya, el Sinclinal de Coriscao, el Anticlinal de Ledantes y el Sinclinal de Lechada (ver Esquema Tectónico y Fig. 24), de los cuales los dos últimos son estructuras antiguas relacionadas con el episodio tangencial anterior, que se reaprietan y/o rotan durante el acortamiento N-S.

El Anticlinal de Polaciones, aparece asociado al Cabalgamiento de Salceda, presentando una marcada vergencia al S, que se atenúa bastante en el contiguo Sinclinal Central de la Liébana. Este último es un caso claro y espectacular de estructura sinsedimentaria. En él se conservan formando un pliegue cada vez menos apretado las tres discordancias carboníferas más importantes de la UPC : Palentina (Westfaliense A sup-B), Leonica (Westfaliense D sup-Cantabriense) y Astúrica (Estefaniense A sup.-B).

El Anticlinal de Cosgaya presenta una terminación occidental bastante compleja, bifurcándose en varios pliegues que afectan al Cabalgamiento de Panda; dichos pliegues son los anticlinales de Remoña y Salvadorón y el Sinclinal de Somo. Estos pliegues tienen un plano axial bastante vertical con la excepción del Anticlinal de Remoña, el más próximo a la Unidad de Picos de Europa, que muestra una acusada vergencia al S.

Tanto Sinclinal de Coriscao como los Anticlinal de Ledantes y Portilla presentan al contrario que los anteriores, una cierta vergencia al N. Esta vergencia anómala puede estar relacionada bien a su origen como pliegues de revestimiento de estructuras laterales de los Mantos de Fuentes Carrionas y Barruelo, bien con el rejuego de estas como cabalgamientos retrovergentes durante el acortamiento N-S o también a la suma de ambos episodios. En cualquier caso estos pliegues deben de haber sido reapretados durante el acortamiento N-S.

El Sinclinal de Lechada presenta una geometría más abierta que el resto de pliegues citados hasta el momento. Este pliegue aparece confinado entre el cabalgamiento de Rio Frio y una estructura clara del acortamiento N-S, el Cabalgamiento de los Espejos (LOBATO, 1977), que aflora en las hojas contiguas de Burón y Camporredondo de Alba. La segunda esquistosidad aparece muy bien desarrollada en la zona de charnela de este sinclinal, área en el que aparecen numerosos pliegues menores, bastante apretados y con el plano axial subvertical.

Todos los pliegues anteriormente citados menos el Anticlinal de Polaciones y el Sinclinal Central de la Liébana afectan al Sinclinal de Pandtrave relacionado con el emplazamiento de la Escama de Panda del Manto de Valdeón. Este hecho da lugar a una interferencia de pliegues muy espectacular (ver también hoja de Burón) que ya fue puesta de manifiesto por SITTER (1960) y que afecta sobre todo al flanco SE del Sinclinal de Pandtrave.

4.4. LA RED DE FRACTURACION

En este epígrafe se incluyen todos los episodios de deformación, principalmente fracturas, que se producen posteriormente a las importantes estructuras tangenciales hercínicas y en las

que es posible que se incluyan estructuras generadas durante el periodo de deformación alpino. Todas estas fracturas cortan o atraviesan los límites entre las diversas unidades de la ZC, aparecen jaladas por rocas ígneas (Fig. 26) y en ocasiones aprovechan estructuras favorables anteriores tales como cabalgamientos.

Con posterioridad al acortamiento N-S se produce en el área ocupada por esta hoja y en al ZC en general un conjunto de fallas de desgarre, de componente mayoritariamente dextrógira de las cuales la más importante en la Hoja de Potes es la Falla de Liébana. Esta falla presenta en el tramo comprendido en esta hoja un trazado E-O, cortando claramente a toda la estructuración anterior. Al N de esta fractura aparecen la Falla de Liordes y un pequeño segmento de la de San Carlos, que procedentes de la UPE (hoja de Carreña- Cabrales) corta la UPC en dirección NO-SE. Por el contrario las fallas de desgarre al S de la Falla de Liébana presentan una orientación NE-SO, como es el caso de las fallas del Yuso y Peñas Matas.

En muchos casos estas fallas de desgarre aparecen fosilizadas en hojas vecinas por la discordancia de la base del Triásico (ej. Falla de Liebana), sin embargo en otros casos afectan a sedimentos mesozoicos e incluso de edad terciaria lo que indica que han jugado un papel importante durante la Orogénesis Alpina. En este sentido alguna de estas fallas muestran juegos de falla normal con hundimiento del bloque N, como en el caso de la Falla de Liébana, que pone en contacto los sedimentos del Grupo Campollo con los del Grupo Potes en esta hoja; o favorece la presencia de importantes acumulaciones de sedimentos Pérmicos en su labio norte, dentro de la Hoja de Tudanca. La Falla de San Carlos por otra parte tiene un importante rejuego como falla normal que aparece fosilizada, en esta última hoja, por los sedimentos del Triásico superior (Rethiense)-Jurásico inferior (Hettangiense). Esto parece indicar un periodo distensivo importante en este área entre el Permico y el Jurásico.

Por último alguna de estas fallas muestran además importantes rejuegos inversos (Falla de Liordes) lo que permite que cobijen en zonas próximas sedimentos permo-mesozoicos e incluso terciarios. Esto indica que han participado en el acortamiento alpino, que tiene su máxima expresión en tiempos oligo-miocenos.

Los diversos rejuegos pueden afectar solamente a una parte o sector de la fractura estudiada y no todos ellos, por lo cual estas fracturas presentan a veces movimientos cartográficos contradictorios. Sobre las superficies de falla se superponen indicadores cinemáticos (estrias, etc) relacionados con los diversos movimientos, aunque generalmente son los últimos los que mejor se conservan, borrando o enmascarando los anteriores. Todo esto hace muy difícil sistematizar y sobre todo asignar estas fracturas, a un determinado episodio tectónico, razón por la cual se han incluido en esta memoria en un único apartado.

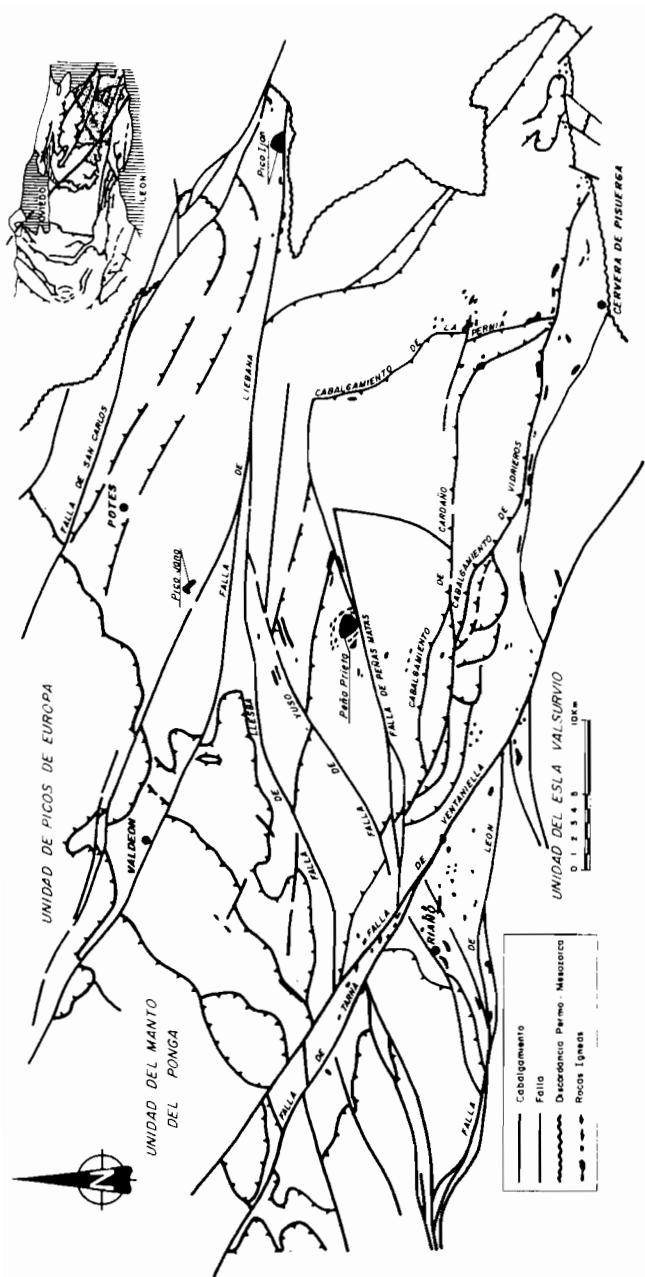


Figura 26. - Red de Fallas y principales afloramientos de rocas igneas en la UPC, según GALLASTEGUI et. al., (1990)

5. ROCAS IGNEAS.

5.1. INTRODUCCION.

En la Hoja de Potes afloran algunas rocas ígneas relacionadas con un magmatismo tardihercínico de naturaleza calcoalcalina, de relativa importancia cuantitativa en la Unidad del Pisuega-Carrión (UPC) en comparación con la representación del mismo en el resto de la Zona Cantábrica (ZC). El desarrollo que alcanza este magmatismo, junto con la existencia de un metamorfismo epizonal en algunas áreas (LOBATO, 1977) y hasta dos esquistosidades penetrativas, aunque de distribución irregular, son además los principales rasgos que han servido para individualizar la UPC dentro de la ZC.

Hasta años muy recientes el episodio magmático con el que se relacionan las rocas de la Hoja de Potes ha sido escasamente conocido. Los trabajos que se han ocupado del mismo consisten mayoritariamente en inventarios cartográficos y/o breves descripciones entre los que se pueden citar a KANIS (1956), KOOPMANS (1962), RUPKE (1965), FRETS (1966), SITTER y BOSCHMA (1966), VEEN (1966), SAVAGE (1967), BOSCHMA (1968), MAAS (1974) LOBATO (1977), ALONSO (1985), así como las Hojas Geológicas a escala 1: 50.000 de Camporredondo de Alba (LOBATO *et al.*, 1985), Barruelo de Santullán (WAGNER *et al.*, 1984) y Tudanca (HEREDIA *et al.*, 1986). A partir de estos inventarios cartográficos se llegan a contabilizar alrededor de 250 pequeños cuerpos intrusivos repartidos por la UPC.

Como trabajos más precisos sobre las rocas ígneas tardihercínicas de la UPC caben citar los de SUAREZ y GARCIA (1974), LOESCHKE (1982) y más recientemente los de CORRETGE *et al.* (1987), SUAREZ y CORRETGE (1987), CORRETGE y SUAREZ (1989), CORRETGE *et al.* (1990), GALLASTEGUI *et al.* (1990) y GALLASTEGUI (1992a, b).

El mayor número de afloramientos se concentran en el sector central y sobre todo meridional de la UPC (Fig. 26), en las proximidades de grandes fracturas tardihercínicas (fallas de León, Ventaniella, Tarna, Liébana, Llesba, Yuso y Peñas Matas). Constituyen principalmente diques, sills y un número reducido de stocks (con superficies que no suelen llegar al km²), parte de los cuales muestran claras afinidades subvolcánicas, por lo que podrían constituir apófisis de cuerpos mayores no aflorantes (CORRETGE *et al.*, 1987). En algunos casos desarrollan metamorfismo de contacto en los materiales carboníferos encajantes (Namuriense-Estefaniense) con formación de corneanas (LOESCHKE, 1982) y algunos skarn a los que pueden asociarse mineralizaciones de interés (MARTIN IZARD *et al.*, 1986; GONZALEZ MONTERO, 1986; CORRETGE *et al.*, 1988; GONZALEZ MONTERO *et al.*, 1989). Además son frecuentes mineralizaciones de As-Sb-Au asociadas con algunos afloramientos (PANIAGUA *et al.*, 1988; PANIAGUA *et al.*, 1989).

Petrográficamente se distingue una amplia variedad de términos, gabros, dioritas y cuarzodioritas, monzogabros, monzodioritas, tonalitas y granodioritas, con frecuentes texturas

hipidiomórficas, aunque los términos gabroides muestran también texturas ofíticas o porfíricas, y las rocas ácidas suelen ser microporfídicas. La mayor parte de estas rocas están afectadas por intensas alteraciones hidrotermales.

De este conjunto intrusivo, en la Hoja de Potes, afloran el stock de Peña Prieta, quizás el más interesante por su variedad petrográfica y complejidad estructural, y el de Pico Jano (que junto con el stock de Pico Iján, situado fuera de la Hoja) son los stocks de mayores dimensiones de la UPC. Además se encuentran algunos diques y sills de reducidas dimensiones dispersos en la Hoja aunque, en esta memoria, se hará referencia principalmente al stock de Peña Prieta ya que la mayor parte de los afloramientos presentan un intenso grado de alteración que impide en muchos casos su estudio petrográfico y geoquímico.

5.2. EL STOCK DE PICO JANO.

Aflora en la parte septentrional de la Hoja, dentro del Sinclinal Central de la Liébana, en las proximidades de la falla del mismo nombre, según la cual se emplaza más al este el stock de Pico Iján. No se han encontrado referencias de este stock pero sí una cartografía de MAAS (1974).

Presenta una forma alargada de dirección NO-SE, su superficie es inferior al km² y se encuentra emplazado discordantemente en materiales cuya edad comprende desde el Devónico Superior (Formación calizas de Vidrieros) al Westfaliense B-Cantabriense (Grupos Mogrovejo y Viorna). No se han observado efectos de metamorfismo de contacto asociados al stock, el cual parece mostrar bordes de enfriamiento de grano más fino, aunque la alteración que sufre impide cualquier observación detallada de los mismos. Relacionado con el stock se encuentra un dique de cuarzo de dirección 185°/75° con mineralizaciones de cobre asociadas.

Petrográficamente podría corresponder a una cuarzodiorita o cuarzomonzodiorita hornbléndica, aunque su estudio y clasificación petrográfica plantean serias dificultades ya que la alteración ha obliterado casi totalmente su textura y ha transformado su composición mineralógica original a diferentes productos secundarios entre los que son mayoritarios clorita y carbonatos. De sus componentes originales suelen conservarse plagioclasas y anfíboles muy alterados, algunos pseudomorfos que podrían corresponder a piroxenos y escasas cantidades de cuarzo.

No han podido realizarse en este stock estudios geoquímicos ni mineralógicos. El análisis químico de la Tabla 1, con un 16,20% de H₂O, constituye un buen ejemplo de la alteración que sufre el stock, haciendo imposible su utilización. Por su textura, composición mineralógica y alteración, podría ser comparable a algunos diques y sills de los grupos denominados G2 y G3 por CORRETGE et al. (1987), es decir, a parte de los afloramientos asociados a la falla de León localizados en las proximidades de Riaño y Burón, descritos asimismo por GALLASTEGUI (1992a, b).

5.3. EL STOCK DE PEÑA PRIETA.

5.3.1. Antecedentes.

Fue cartografiado por primera vez por VEEN (1966) quien lo considera como un cuerpo de forma irregular, con abundantes ramificaciones en su parte occidental, y de emplazamiento subvolcánico, sintectónico con el desarrollo del Sinclinal de Lechada en cuyo núcleo se encuentra encajado. Posteriormente SAVAGE (1967) lo define como una intrusión concordante (lopolito), sintectónica con el plegamiento, y cuyo ascenso estaría favorecido por la falla de Peñas Matas. SUAREZ y GARCIA (1974) ofrecen una cartografía diferente a la de los autores anteriores y le asignan un carácter posttectónico, con un ascenso y emplazamiento favorecido por las fracturas próximas al plutón.

CORRETGE *et al.* (1990) realizan un estudio sobre la tipología de los circones contenidos en la facies más extendida en el stock y GALLASTEGUI *et al.* (1990) una cartografía (Fig. 27), caracterización petrográfica y geoquímica, y una interpretación sobre la edad y mecanismo de emplazamiento del stock que servirán de base en esta memoria, dado que dichos resultados han surgido durante la realización de la presente Hoja.

5.3.2. Caracterización macroscópica.

Se localiza en el cuadrante suroccidental de la Hoja, en el límite de las provincias de León, Santander y Palencia, formando parte del Macizo de Fuentes Carrionas, en el que se sitúa al O del Pico de Peña Prieta, a una altura por encima de los 2.000 m.

Desde el punto de vista geológico se encuentra emplazado en el flanco septentrional del Sinclinal de Curavacas o Lechada y está limitado en su parte sur por la falla de Peñas Matas (Fig. 27). Intruye principalmente en las formaciones Curavacas y Lechada, cuya edad es Westfaliense A Superior-D. Ocupa una extensión de unos 4 km² y está constituido, según el orden secuencial de emplazamiento por:

- Una densa red de diques de disposición anular y morfología elipsoidal, con diques radiales asociados (Fig. 27), cuya característica más notable es la gran variedad textural y mineralógica que muestran las rocas que la integran. Están representadas en la red de diques rocas no sólo comparables a las demás facies del stock sino también a algunos de los diques y sills de la UPC.
- Un cuerpo circunscrito, que constituye un conjunto cartográfico continuo de unos 2 km² de superficie y ocupa el centro del stock. Su forma es aproximadamente elipsoidal, similar a la de la red externa de diques, con su eje mayor dispuesto en una dirección NO-SE. En este conjunto han podido distinguirse tres facies (Fig. 27):
 - una facies periférica, o facies de borde, de escaso espesor y trazado discontinuo aunque de presencia generalizada.

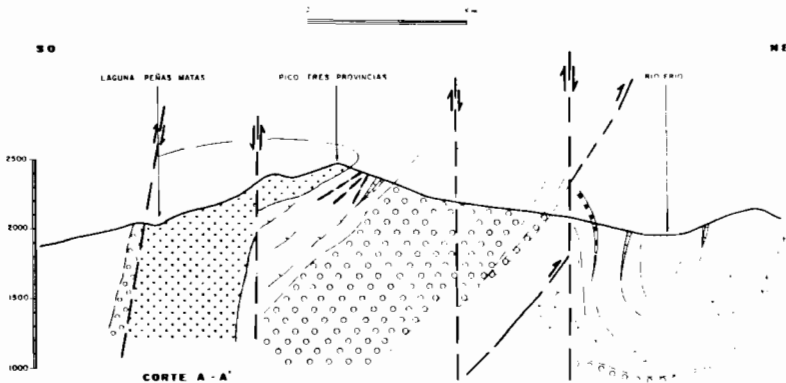
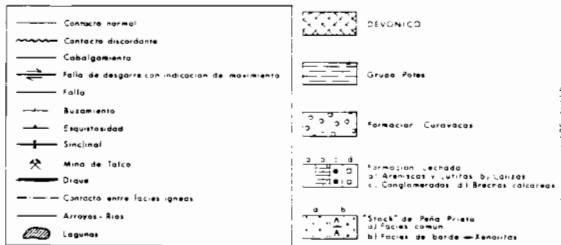
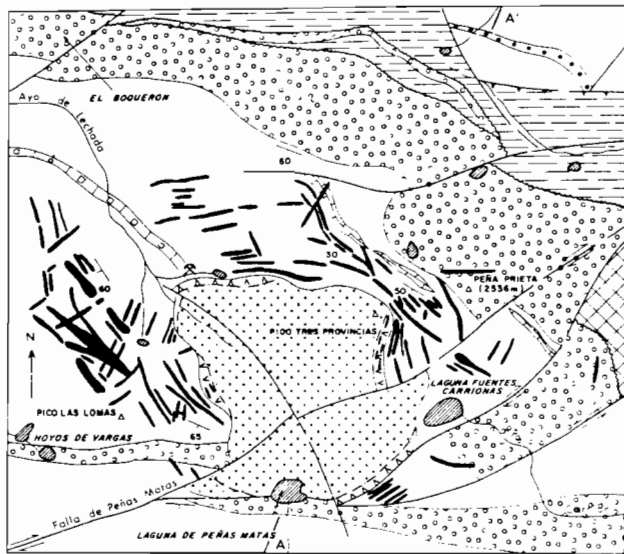


Figura 27.- Esquema cartográfico y corte del stock de Peña Prieta y su encajante, según GALLASTEGUI et. al., (1990)

- una facies, asimismo de borde, de ámbito más restringido que ocupa el sector SO.
- una facies, volumétricamente la más importante, que ocupa la parte más interna del stock y que denominamos facies central.

Dentro de la red de diques, los diques de disposición "anular" muestran en general un buzamiento concordante con el cuerpo central, aunque se encuentran otros diques con buzamientos contrarios. Los contactos pueden ser concordantes o claramente discordantes con la estratificación de los materiales encajantes y salvo en un caso, en que se han observado estructuras de arrastre en las pizarras encajantes, no provocan deformación en los mismos. Aunque pueden no mostrar estructura interna, es frecuente el desarrollo de orientaciones minerales evidenciadas generalmente por los máficos (biotita y anfíbol) y además se han observado dos diques deformados por cizalla próximos al contacto con la facies de borde. Algunos diques pueden englobar xenolitos de rocas encajantes y enclaves ígneos muy probablemente cogenéticos.

El cuerpo circunscrito central muestra contactos subverticales en el sector meridional y occidental -en el último caso con un ligero buzamiento hacia el O- y corta con un ángulo alto a la estratificación de las series carboníferas del Sinclinal de Curavacas; en la parte septentrional y nororiental presenta sin embargo una morfología laminar y un contacto más horizontalizado que buza unos 55-65° al oeste y corta con un ángulo bajo a la estratificación (Fig. 27).

Dentro de este cuerpo circunscrito, la facies central es la última en emplazarse ya que intruye en la facies de borde según contactos muy netos y ambas cortan parcialmente a la red de diques en el sector norte, aunque los diques similares a estas facies han debido emplazarse al menos en parte simultáneamente con ellas. Esta facies central puede englobar xenolitos centimétricos de materiales encajantes y lleva asociado un escaso cortejo filoniano. En cuanto a su estructura interna, se aprecia una ligera orientación de biotitas cuya disposición parece concordante con los contactos externos del cuerpo central, pero no se han realizado análisis detallados de foliaciones y/o lineaciones minerales. Es relativamente rica en enclaves microgranudos subredondeados, aislados o en acumulaciones, de tamaños centimétricos o decimétricos; de forma restringida puede englobar enclaves métricos de rocas subvolcánicas.

La facies periférica más generalizada en el stock se caracteriza por englobar xenolitos métricos de rocas del encajante en las proximidades del contacto con la facies central, los cuales muestran una disposición paralela o subparalela al mismo. En algunos sectores puede estar afectada por una deformación de carácter frágil, que le confiere un aspecto esquitosado, debido probablemente a rejugos de las fallas próximas al stock. Esta facies se encuentra además constituyendo parte de los diques de la red externa anular.

La facies periférica del sector SO muestra contactos más difusos con la facies central, es la de composición más básica de las tres facies que constituyen el cuerpo circunscrito central, y se caracteriza por englobar una gran abundancia de enclaves microgranudos. Como ocurre con la facies periférica más generalizada, ésta se encuentra asimismo formando algunos de los diques de la red anular.

Relacionado con el emplazamiento del stock, se desarrolla un metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes, cuya aureola se extiende al menos por todo el área acupada por la red de diques, que determina la aparición de blastos de biotita, moscovita y andalucita (quiaztolita), ésta última de crecimiento postcinemático respecto a la esquistosidad relacionada con el Sinclinal de Lechada.

5.3.3. Petrografía.

La gran variedad de rocas presentes en el stock impide realizar -sobre todo en lo que se refiere a la red de diques- una descripción petrográfica pormenorizada, por lo que únicamente citaremos los rasgos más significativos o distintivos de cada una de las facies que lo integran.

La facies central, está constituida por una granodiorita/tonalita biotítico-anfibólica, equigranular, de grano medio, y textura hipidiomórfica, cuyos componentes mayoritarios son: plagioclasa (oligoclasa-andesina) en agregados o "synneusis", con zonados concéntricos múltiples y marcado "patchy zoning". Biotita que aparece según dos tipos texturales: 1) biotitas idiomorfas con marcado pleocroismo y tamaños algo superiores al resto de los componentes de la roca, y 2) biotitas deformadas, generalmente más alteradas y corroidas. Anfíbol verde (magnesio-hornblenda y hornblenda actinolítica) de tendencia idiomorfa que muestra unas relaciones de cristalización complejas respecto a la biotita. El cuarzo y el Fto. K son más tardíos, muestran un reparto irregular y un carácter intersticial, aunque el Fto. K puede aparecer como grandes cristales poiquilíticos que engloban al resto de los componentes. Entre los accesorios además de opacos, apatito y circón, caben destacar allanitas idiomorfas, cuya presencia es común a la mayor parte de las rocas que integran el stock.

Los enclaves microgranudos englobados en esta facies están constituidos mayoritariamente por plagioclasas y anfíbol verde (magnesio-hornblenda) pero muestran una composición modal variable entre monzocuarzodioritas, cuarzogabrodioritas y cuarzomonzodioritas debido sobre todo a las diferentes proporciones en que se encuentran el Fto. K y el cuarzo (más tardíos y generalmente poiquilíticos) en los mismos. Geoquímicamente se clasifican como cuarzodioritas. Los enclaves métricos subvolcánicos son de composición diorítica y se caracterizan por mostrar texturas hipidiomórficas débilmente microporfídicas o porfíricas con mesostasis fluidal evidenciada por la orientación de plagioclasas (andesina-labrador) y anfíboles (principalmente tschermakita) que se amoldan a los microfenocristales; ocasionalmente destacan en estas rocas pequeños cuarzos de afinidad volcánica con coronas de reacción.

La facies periférica más generalizada corresponde a una granodiorita-cuarzomonzodiorita microporfídica, mineralógicamente muy similar a la facies central de la que se distingue además de por su textura microporfídica, con desarrollo de microfenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzos de afinidad volcánica, por un mayor porcentaje de plagioclasas que, si bien presentan las mismas características ópticas que en la facies central, son de composición más básica (andesina-labrador). Otro rasgo diferenciador de esta facies es la presencia de xenocristales de granate con coronas de reacción los cuales han sido observados asimismo en algunos diques de la red externa asociada al stock. La facies periférica del sector SO está constituida por una

cuarzodiorita de textura microporfídica en la que únicamente las plagioclasas desarrollan microfenocristales y, aunque zonadas concéntricamente, no presentan los zonados múltiples de las facies antes descritas; la mesostasis es muy rica en fémcicos (anfíbol y biotita) y en plagioclasa, mientras que el cuarzo muestra un reparto irregular y forma cristales poiquilíticos de tamaño superior al resto de los componentes de la misma; el Fto. K es muy escaso e intersticial.

Por su parte, en la red de diques están representadas una gran variedad de rocas. Además de algunos diques similares a la facies central, a las facies periféricas, y a algunos de los enclaves englobados en ellas, se encuentran rocas principalmente microporfídicas y en menor proporción de texturas porfíricas, glomeroporfídicas, seriadas, hipidiomórficas y doleríticas o intersertales, generalmente de grano más fino que las facies que componen el cuerpo circunscrito central. Algunos diques muestran afinidades subvolcánicas y mesostasis fluidales que se amoldan a los microfenocristales. Su composición es muy variable y comparable a todas las rocas presentes en el stock (cuarzogabrodioritas, cuarzomonzodioritas, granodioritas, tonalitas), encontrándose también diques constituidos por granitos y microgranitos de dos micas, en ocasiones débilmente porfídicos, y diques de cuarzo con mineralizaciones de cobre asociadas. Mineralógicamente también son muy próximos a las facies principales y enclaves del stock. Destacan únicamente en algunos diques del sector sur cantidades accesorias de clinopiroxeno, en la mesostasis o formando coronas alrededor de agregados de cuarzo, y en otros, granates con coronas de reacción que pueden alcanzar 1 cm de tamaño y mostrar dos etapas de crecimiento marcadas por inclusiones de plagioclasa.

5.3.4. Mineralogía.

Se han realizado unos 160 análisis por microsonda electrónica de las principales fases minerales que aparecen en el stock, cuyos resultados y condiciones operativas se encuentran en la documentación complementaria de la Hoja.

Los piroxenos analizados, que como ya se ha dicho únicamente se han observado en algunos diques del sector SO, comparables petrográficamente a la facies de borde de ese sector (facies de borde SO), se encuentran como cristales idiomorfos maclados, como agregados de pequeños cristales anhedrales y constituyendo coronas alrededor de agregados de cuarzo (muy probablemente xenocristales con corona de reacción). Corresponden a clinopiroxenos, clasificados en el diagrama propuesto por MORIMOTO et al. (1988) como diópsido (Fig. 28A). Son piroxenos ricos en Ca y con una relación Fe/Mg constante. Presentan los mismos contenidos en Ca que los piroxenos de las rocas básicas-intermedias de la UPC próximas a la falla de León, descritos por GALLASTEGUI (1992b), aunque difieren en una mayor relación Fe/Mg.

Los anfíboles, presentes en todas las facies (a excepción de los diques de composición más ácida, biotíticos o de dos micas) y de características petrográficas variables de unas facies a otras, son siempre anfíboles cálcicos en el diagrama de clasificación de LEAKE (1978), caracterizados por una elevada relación Mg/(Mg+Fe) para contenidos variables en SiO₂ (Fig. 28B). En este diagrama se discriminan perfectamente los anfíboles correspondientes a cada facies analizada (enclaves, facies de borde generalizada y facies central) mientras que los anfíboles de la red de diques se

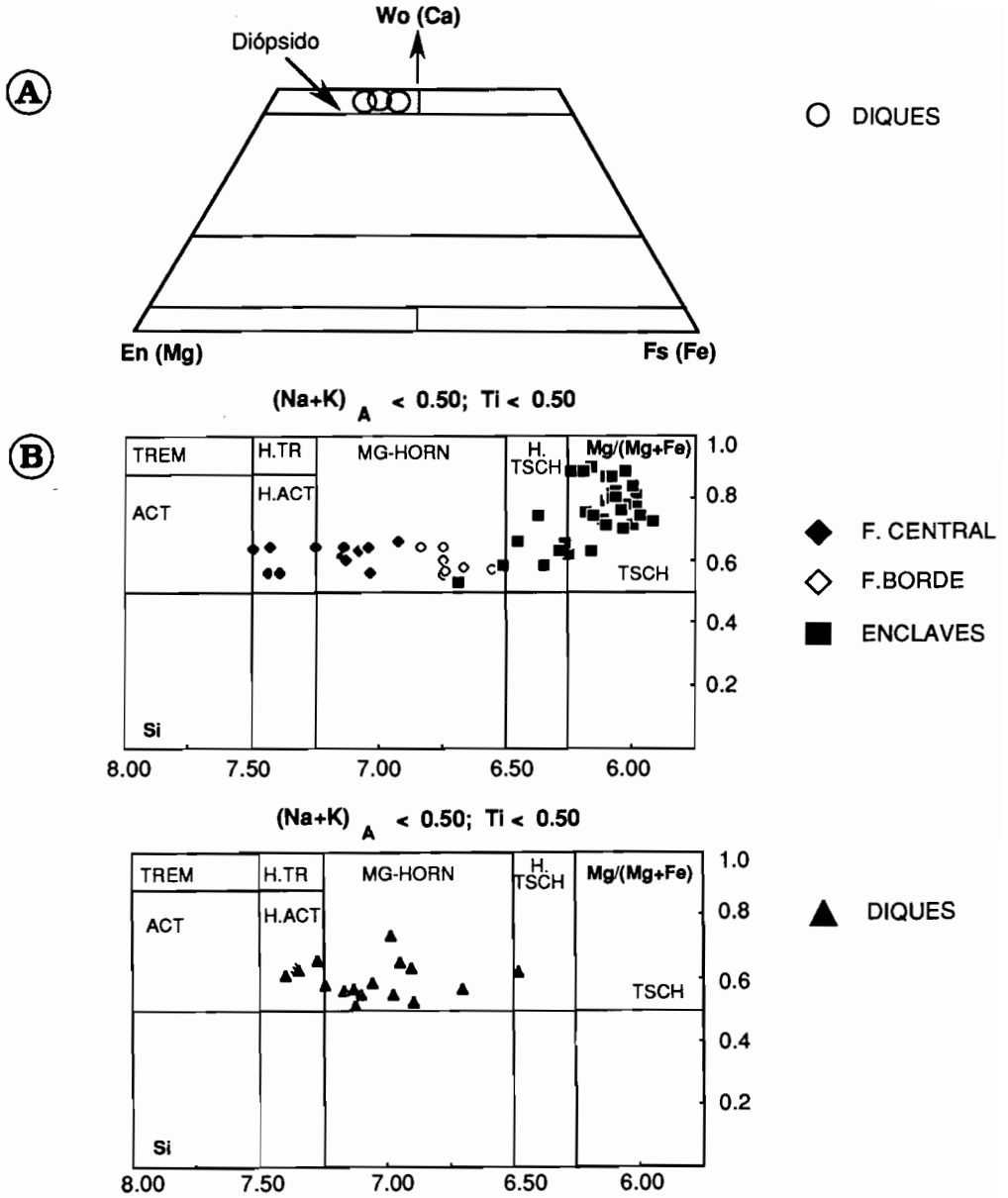


Figura 28.- A) Clasificación de piroxenos en el diagrama triangular de MORIMOTO *et. al.*, (1988). B) Diagrama de clasificación de anfíboles propuesto por LEAKE (1978)

han representado por separado ya que como era de esperar, dadas sus similitudes petrográficas y geoquímicas, se solapan con los de las facies de borde y central. Los anfíboles de los enclaves microgranudos y enclaves de rocas subvolcánicas, éstos últimos idiomorfos y con zonados concéntricos múltiples, corresponden a tschermakitas y hornblendas tschermakíticas, siendo los anfíboles más pobres en SiO_2 y los de mayor relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$. Estos anfíboles definen un "trend" caracterizado por una disminución progresiva en la relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ según aumenta el contenido en SiO_2 . Este "trend" descendente hacia mayores contenidos en sílice se amortigua en los anfíboles de la facies de borde, que ocupan una posición intermedia (magnesio-hornblendas) y en los de la facies central, más ricos en SiO_2 (magnesio-hornblendas y hornblendas actinolíticas), de manera que en ambos casos la relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ permanece constante para valores cada vez más ricos en SiO_2 .

De los anfíboles contenidos en las distintas facies del stock, los correspondientes a los enclaves son comparables en la relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ y en el contenido en SiO_2 a los anfíboles de las rocas básicas-intermedias de la UPC localizadas en las proximidades de la falla de León, descritos por GALLASTEGUI (1992a, b).

Las micas analizadas en las diferentes facies, de características petrográficas variadas, son biotitas normales que ocupan una posición intermedia entre los polos flogopita-annita en el diagrama de DEER *et al.* (1962), en el que se caracterizan por una relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ constante frente a la variación de Al^{IV} (Fig. 29A). A pesar de esta uniformidad composicional, se observa que las biotitas de la facies central tienen una relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ligeramente inferior a las biotitas de la facies de borde y un contenido en Al^{IV} más constante. Como ocurría con los anfíboles, las biotitas de la red de diques se solapan con las de ambas facies. En el diagrama de tipificación geoquímica de NACHIT *et al.* (1985) las biotitas caracterizan a las rocas que las contienen como calcoalcalinas a subalcalinas-potásicas; únicamente algunas biotitas de la red de diques se escapan de estos campos situándose en el de las series alumino-potásicas (Fig. 29B).

Los contenidos en anortita de las plagioclasas analizadas varían entre porcentajes correspondientes a los términos oligoclasa-labrador (Fig. 30A). Los contenidos más elevados los proporcionan plagioclasas correspondientes a los enclaves y algunos diques de la red periférica que llegan a ser un labrador básico; a este respecto hay que decir que algunos núcleos de estas plagioclasas podrían llegar a clasificarse como bitownitas, aunque su mayor grado de alteración no ha permitido la obtención de buenos análisis, por lo que no han sido considerados para la elaboración del diagrama. Los contenidos más bajos en anortita corresponden a las plagioclasas de la facies central.

Por último, se han analizado granates contenidos en algunos diques y en la facies de borde más generalizada del stock, los cuales se caracterizan por ser siempre granates deficitarios en Mn, pero se distinguen en ellos dos poblaciones: unos son relativamente ricos en Fe (almandínicos) y ocupan el campo de los granates de origen ígneo propuesto por MILLER y STODDARD (1981); el otro grupo se representa fuera de este campo correspondiendo a granates con contenidos próximos en piro y almandino (Fig. 30B). El primer grupo se solaparía con los granates de algunas rocas ácidas de la UPC próximas a la falla de León (GALLASTEGUI, 1992b). En ambos casos, su filiación como granates cogenéticos de origen ígneo o como xenocristales es problemática. En este sentido, CORRETGE *et al.*

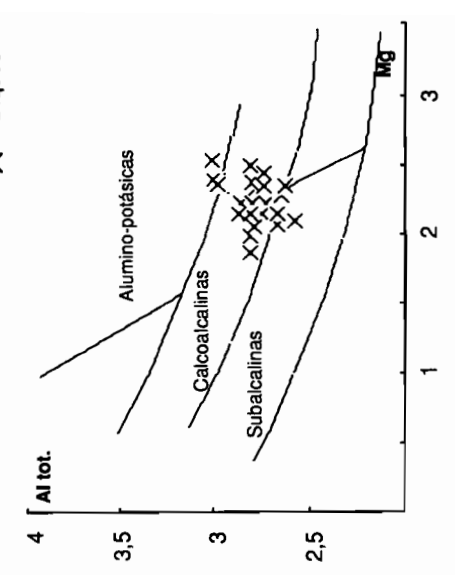
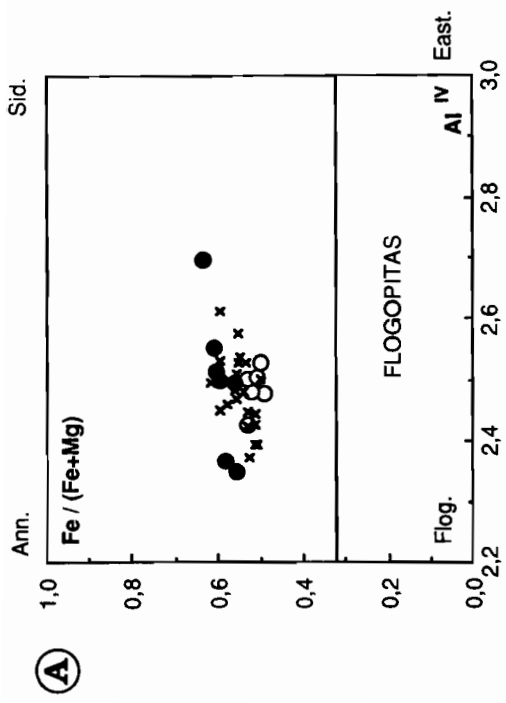
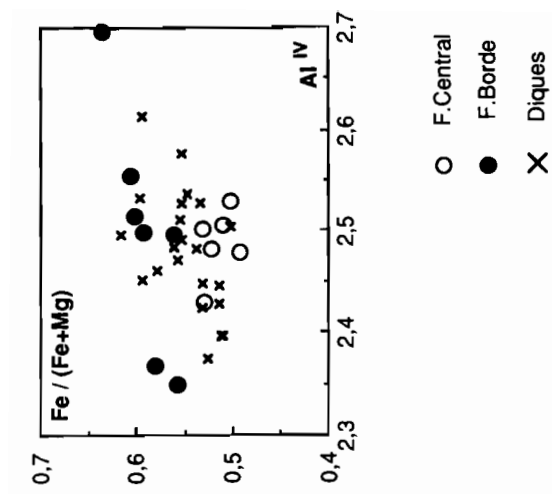


Figura 29.- A) Clasificación de biotitas en el diagrama de DEER et. al., (1962). B) Diagrama de tipificación geoquímica de biotitas de NACHIT et. al., (1985)

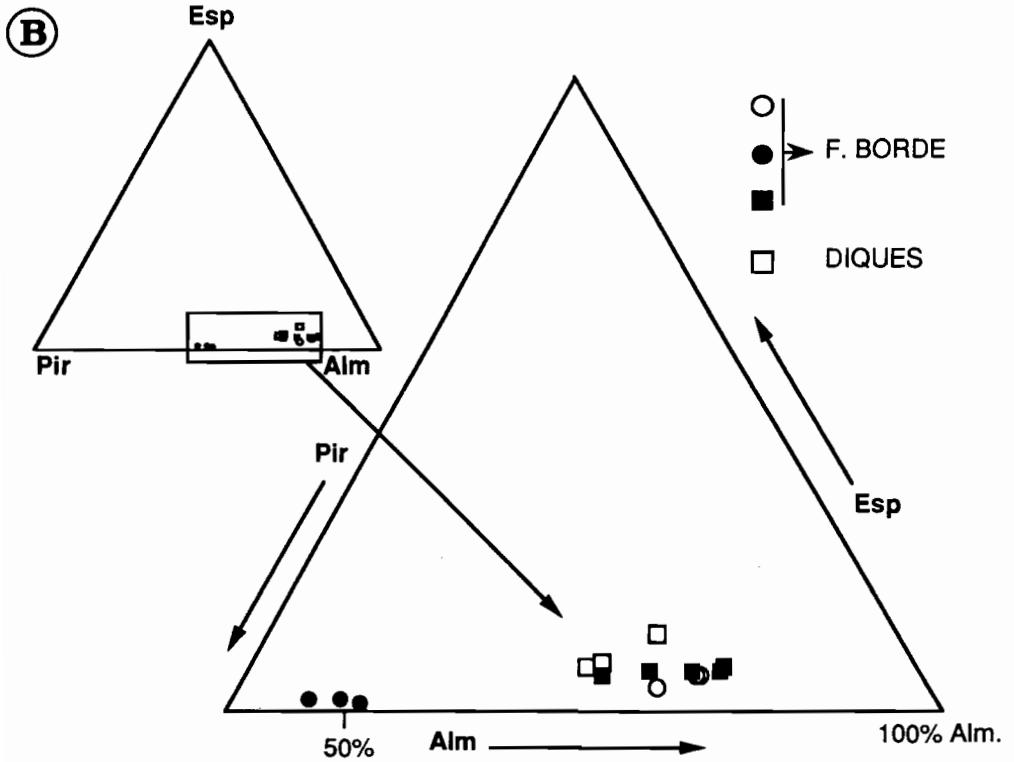
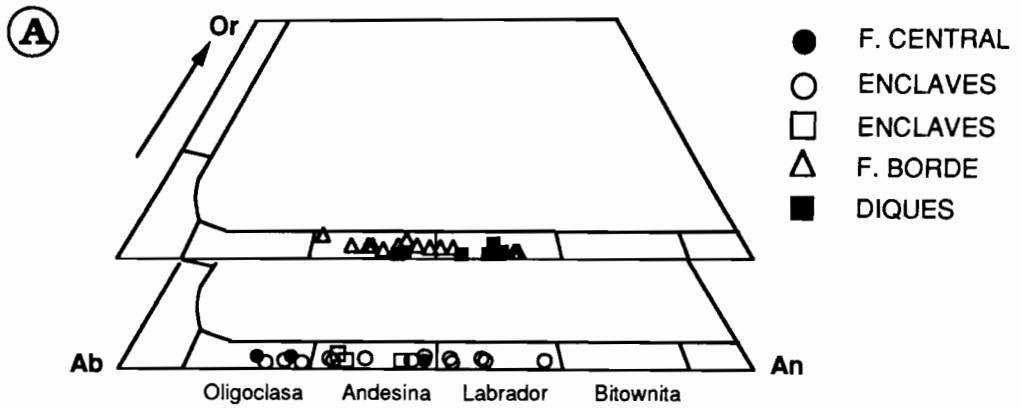


Figura 30.- A) Clasificación de plagioclasa en el diagrama triangular Or-Ab-An. B) Representación de los granates analizados en el diagrama triangular de MILLER y STODDARD (1981).

(1987) han considerado los granates contenidos en rocas ígneas de la UPC, en las proximidades de Cervera de Pisuerga, como xenocristales y LOESCHKE (1982), como relictos de rocas metamórficas atrapadas por el magma durante su ascenso.

5.3.5. Caracterización geoquímica.

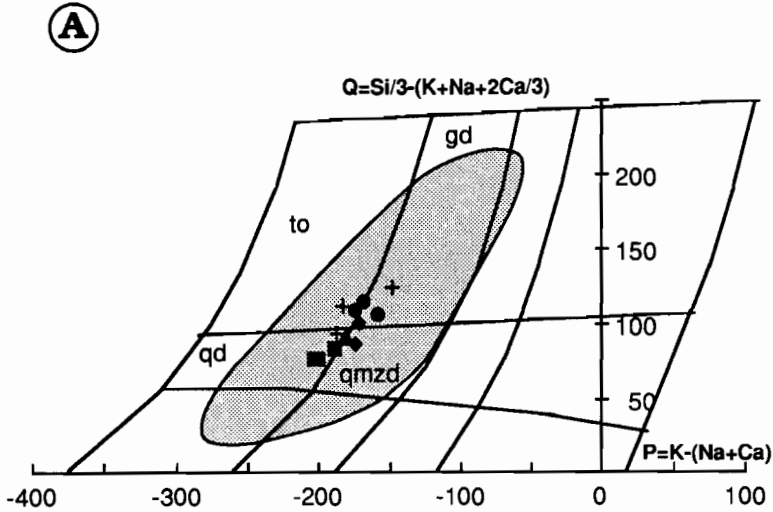
Para la caracterización geoquímica del stock de Peña Prieta se han realizado 12 análisis químicos (Tabla 1) representativos de las facies que lo integran, aunque en el caso de la red de diques, los tres análisis existentes no cubren todo el espectro composicional de las rocas que la constituyen. De todas formas, cabe recordar que parte de los diques de la red periférica son comparables a las facies central y de borde. El análisis químico del stock de Pico Jano, como ya se ha advertido, no ha sido utilizado en los diagramas pero ha sido incluido en la tabla para reflejar la alteración que afecta a dicho stock.

Los análisis químicos han sido realizados por fluorescencia de rayos X, en el caso de los elementos mayores en los Laboratorios del ITGE y, los elementos traza, en los Laboratorios de los Servicios Comunes del Dpto. de Geología de la Univ. de Oviedo. En los diagramas utilizados se han proyectado, a título comparativo, análisis de otras rocas localizadas en la UPC concretamente de las Hojas E. 1: 50.000 de Burón y Riaño y de LOESCHKE (1982), correspondiendo el área representativa de los mismos a las zonas sombreadas en los diagramas.

El conjunto de rocas que integran el stock de Peña Prieta definen una serie calcoalcalina caracterizada por una amplia variedad de términos, de composición principalmente intermedia, que incluyen, cuarzogabrodioritas, cuarzomonzodioritas/cuarzomonzogabros, tonalitas y granodioritas (según el diagrama de clasificación geoquímica de DEBON y LE FORT, 1983), con una considerable proporción de minerales máficos (Fig. 31A). Los términos más básicos corresponden a los enclaves, las facies de borde ocupan una posición intermedia y la facies central es la de composición más ácida. La composición de los diques analizados se solapa con las de las principales facies del stock. Por otra parte, en este diagrama se observa que el stock de Peña Prieta ocupa una posición intermedia en el área definida por el conjunto de rocas de la UPC.

En el diagrama A-B (DEBON y LE FORT, 1983) todas las muestras se proyectan en el campo hipoaluminoso (Fig. 31B) y deben incluirse por tanto en una asociación típicamente cafémica comparable, en cuanto a su génesis y evolución, al resto de las rocas presentes en la UPC. Como ocurría en el diagrama anterior, las rocas constituyentes del stock se sitúan en una posición intermedia dentro del campo definido por el conjunto intrusivo de la UPC el cual evoluciona desde el dominio hipoaluminoso al peraluminoso, aunque como ya pusieron de manifiesto SUAREZ y CORRETGE (1987) y CORRETGE y SUAREZ (1990) el carácter hipoaluminoso de las rocas de la UPC debería ser en origen más marcado dada la deriva hacia el campo aluminoso provocada por las alteraciones hidrotermales.

Geoquímicamente el carácter calcoalcalino del stock queda perfectamente definido en el diagrama triangular AFM en el que las muestras representativas del mismo se sitúan asimismo a medio camino entre los términos menos diferenciados y los más evolucionados del conjunto de



- F. COMUN
- ◆ F. BORDE
- ▲ F. BORDE SO
- + DIQUES
- ENCLAVES

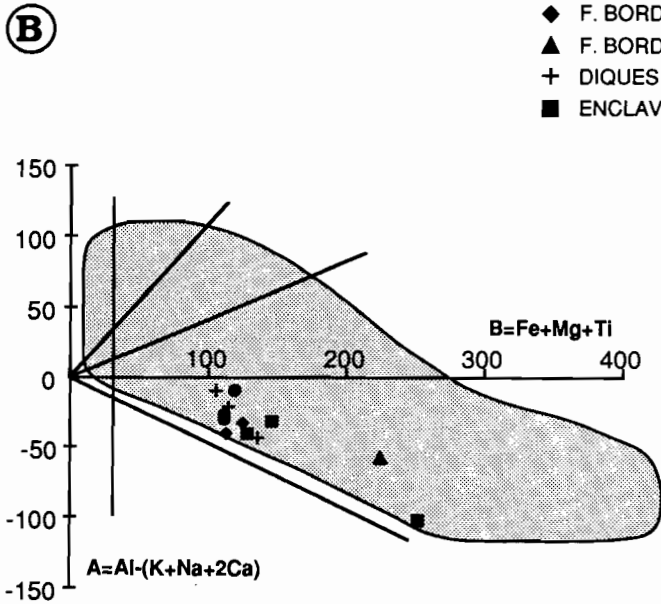


Figura 31.- Proyección de las muestras analizadas en los diagramas propuestos por DEBON y LE FORT (1983): A) Diagrama de clasificación P-Q, y B) Diagrama de minerales característicos y tipificación geoquímica A-B. (El área sombreada corresponde a la situación que ocupan en los diagramas otras rocas ígneas de la Unidad del Pisuega-Carrión.

N° AQ	FACIES CENTRAL				F.B.MP				F.B.SO				DIQUES				ENCLAVES				P.JANO	
	5065	5049	5033	5007	5054	5007	5054	5076	5039	5040	5086	5052	5002	5055	5104	5065	5086	5052	5002	5055	5104	
SiO ₂	62.91	63.69	63.75	62.04	63.11	62.04	63.11	56.00	61.15	63.04	64.59	56.81	59.47	60.27	40.75							
TiO ₂	0.70	0.69	0.67	0.80	0.79	0.80	0.79	1.06	0.89	0.76	0.68	0.88	0.87	1.01	0.50							
Al ₂ O ₃	16.80	16.66	17.02	17.37	16.78	17.37	16.63	16.63	17.43	17.70	16.40	15.23	18.14	18.08	8.84							
Fe ₂ O ₃	4.60	4.24	4.54	4.91	5.22	4.91	4.61	8.16	5.62	4.61	4.40	7.56	5.76	5.36	9.85							
MgO	2.07	1.94	1.84	1.65	1.95	1.65	1.95	4.37	2.15	1.50	2.03	5.85	2.50	1.90	18.42							
MnO	0.07	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.08	0.13	0.08	0.07	0.05	0.15	0.08	0.06	0.13							
CaO	4.40	4.65	4.92	5.25	4.79	5.25	4.79	6.86	5.89	4.98	4.81	6.86	5.96	5.82	5.56							
Na ₂ O	4.22	4.14	4.25	4.28	4.3	4.28	4.3	3.06	3.98	4.25	3.61	3.69	4.00	4.42	0.03							
K ₂ O	2.16	2.69	2.28	2.61	2.46	2.61	2.46	2.15	1.97	2.12	2.18	1.74	2.12	2.10	0.05							
P ₂ O ₅	0.21	0.24	0.17	0.21	0.23	0.21	0.23	0.30	0.23	0.18	0.25	0.18	0.25	0.21	0.09							
P.P.C	2.00	0.72	0.57	0.93	0.80	0.93	0.80	2.03	0.68	0.80	1.01	1.48	0.74	0.38	16.20							
Total	100.14	99.72	100.07	100.11	100.51	100.11	100.51	100.47	100.25	99.91	100.39	100.50	99.82	99.61	100.42							
P.P.M.																						
Rd	72	88	95	95	96	96	99	99	84	128	92	74	80	99	8							
Sr	529	474	501	508	504	504	459	459	526	755	495	417	243	507	470							
Ba	757	702	716	725	765	765	714	714	663	854	736	504	716	783	50							
Nb	11	10	13	13	12	12	15	15	14	25	10	10	12	15	3							
Zr	194	166	175	193	191	191	181	181	238	354	186	133	193	223	73							
Y	14	14	15	16	14	14	29	29	15	16	16	22	23	13	13							
Zn	78	61	91	67	88	88	83	83	157	70	86	118	84	49	65							
Cu	35	28	39	25	44	44	26	26	48	28	34	23	27	20	15							
Ni	20	14	15	11	10	10	22	22	18	9	16	93	8	13	508							
Co	7	—	13	5	7	7	6	6	6	0	12	20	3	5	30							
Cr	124	110	169	101	91	91	116	111	104	104	105	444	72	71	1125							
V	59	68	71	54	49	49	237	237	91	52	57	183	86	74	183							

Tabla 1.- Relación de análisis químicos de roca total de las diferentes facies del stock de Peña Prieta: Facies central, Facies de borde microporfídica (F.B. MP.), Facies de borde suroccidental (F.B.S.O.), Diques y Enclaves.

rocas ígneas de la UPC (Fig. 32A). Sin embargo, como ya se ha visto, al considerar otros elementos como las biotitas contenidas en diferentes facies del stock, estas rocas se situarían en el límite de los campos representativos de las series calcoalcalinas y subalcalinas (ferropotásicas).

5.3.6. Consideraciones petrogenéticas y encuadre geotectónico.

En el diagrama de RITTMANN (1973) las muestras del stock de Peña Prieta y en general todas las rocas ígneas de la UPC, con las que se solapan claramente, se sitúan en el campo de las rocas ígneas correspondientes a cinturones orogénicos y arcos de islas (Fig. 32B). Esta situación es en cierto modo coincidente con el lugar que ocupan en los diagramas de PEARCE *et al.* (1984) (Fig. 32C). No obstante, en lo que respecta a los elementos traza deben tenerse en cuenta las consideraciones de los autores en lo referente a la ubicación de las rocas post-colisión dentro de los diagramas y la falta de discriminación de los mismos para dichas rocas.

Sus contenidos en K₂O, Rb, Nb, Zr e Y, normalizados con respecto a los valores de MORB de PEARCE (1982) y PEARCE *et al.* (1984), son coherentes con los que presentan los granitos post-colisión, si bien estos últimos autores precisan la falta de discriminación de muchos de los esquemas normalizados de granitoides post-colisión con los de arcos volcánicos de tipo calcoalcalino. Aunque precisando la improbabilidad de filiación de los granitoides de la UPC a zonas de arcos de islas, CORRETGE *et al.* (1987) ponen de manifiesto las afinidades que, desde un punto de vista estrictamente petrológico, guardan estos granitoides con los granitos tipo M de WHITE (1979, en PITCHER, 1983), incluso en lo que respecta a sus mineralizaciones asociadas (Cu y Au).

Con lo anteriormente expuesto, habría que considerar a las rocas de la UPC como típicos granitos post-colisión para los que CORRETGE *et al.* (1987) y SUAREZ y CORRETGE (1987) proponen una génesis a partir de materiales del manto superior generador de rocas ígneas de tipo arco isla que sufrirían un ascenso similar al de los magmatismos tipo caledoniano de levantamiento post-colisión durante el cual, si bien sufren contaminación cortical, conservarían rasgos petrográficos y geoquímicos típicos de zonas de arco de isla pero, por el contrario, habrían intruido atravesando un espesor considerable de corteza en épocas distensivas post-colisión.

Como se desprende de los diagramas de caracterización geoquímica, en la génesis de las rocas presentes en la Hoja de Potes y en general en la UPC, parece evidente la participación predominante de material básico profundo, posiblemente del manto superior, el cual sufre diferentes grados de hibridación o contaminación cortical en su ascenso dando lugar al amplio espectro composicional que caracteriza al conjunto intrusivo de la UPC. Por otra parte, SUAREZ y CORRETGE (1987) y CORRETGE y SUAREZ (1990) destacan el solapamiento, en cuanto a quimismo se refiere, entre los granitoides de la UPC y el resto de los presentes en la ZC (Infiesto, Salas-Belmonte) los cuales se separan claramente de los granitoides de la Zona Asturoccidental-leonesa (a excepción de los de Porcia-Salave que son comparables con los primeros) en los que la participación en su génesis de corteza continental aluminica es probablemente muy marcada y posiblemente sean en un porcentaje muy alto palinogénicos.

Cuando se consideran otros elementos mineralógicos y geoquímicos puede precisarse más

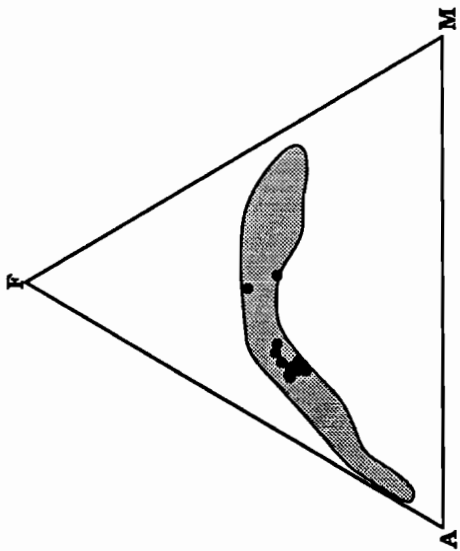
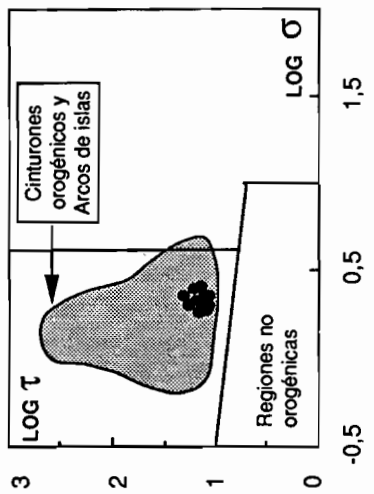
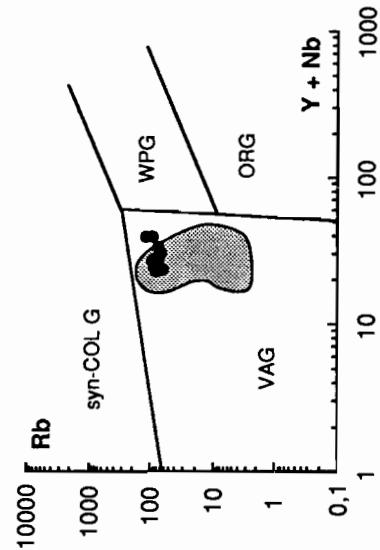
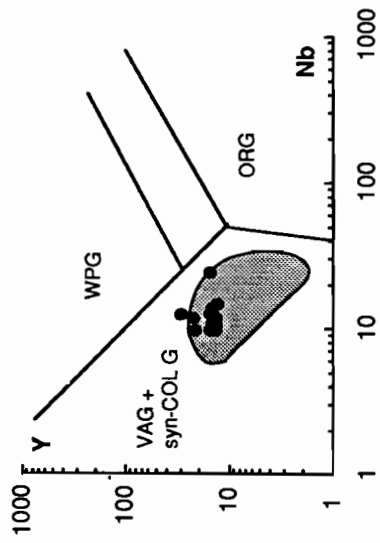
(A)**(B)****(C)**

Figura 37 - A) Diagrama triangular AFM. B) Diagrama Log τ vs Log σ de RITTMANN (1973). C) Diagramas Rb/(Y+Nb) y Y/Nb de PEARCE *et. al.*, (1984). (El área sombreada corresponde a las mismas rocas ígneas de la Unidad del Pisurga-Carrión representadas en la figura anterior).

la naturaleza de las series magmáticas de la ZC. Así, CORRETGE *et al.* (1990) ponen de manifiesto que los circones contenidos en las rocas ígneas de la ZC, comparables geoquímicamente a las de la UPC, así como sus biotitas, sitúan a estas rocas en el límite de las series calcoalcalinas y subalcalinas (ferropotásicas), tal y como ocurre con las biotitas del stock de Peña Prieta.

Por otro lado, estos autores observan una bimodalidad en la población de circones contenidos en las rocas de la ZC, lo que justifican, bien por la participación de magmas subalcalinos (ferropotásicos) en la génesis de los granitoides calcoalcalinos, o bien por mezclas de magmas calcoalcalinos con magmas anatócticos corticales. En el caso concreto del stock de Peña Prieta se plantea una contradicción al considerar los circones contenidos en la facies más extendida del stock (facies central) ya que muestran una tipología predominantemente cortical, aunque con valores medios de la población situados en el límite de las series calcoalcalinas con las series de anatexia cortical. Ello es paradójico ya que cabría esperar un carácter calcoalcalino o subalcalino para estos circones cuando, sin embargo, su tipología es más parecida a la de los circones de granitos anatócticos de la Zona Astur-Occidental Leonesa (CORRETGE *et al.*, 1990).

5.3.7. Edad y emplazamiento.

A partir de la geometría, ausencia de deformación (salvo la provocada en las proximidades de algunas fallas), y presencia de facies con claras afinidades subvolcánicas, GALLASTEGUI *et al.* (1990) consideran el stock de Peña Prieta como una intrusión posttectónica, discordante con su encajante y de emplazamiento muy superficial. Estos autores precisan que la Formación Lechada en la que se encuentra emplazado, cuya potencia es de unos 1.500 m, tiene una edad Westfaliense B-D y por encima sólo aparecen, de forma discontinua, sedimentos cantabrienses con una potencia de unos 500 m. De acuerdo con el nivel de emplazamiento del stock dentro de la Formación Lechada, estiman una cobertera sedimentaria de 1.300 m como máximo, que se reduce a 700 m si no se tienen en cuenta los depósitos cantabrienses, probablemente ausentes en este sector. Las evidencias de carácter cartográfico y estructural, parecen apoyar un emplazamiento en condiciones permitidas que, además parece común al que tiene lugar en los stocks de Pico Jano y Pico Iján, quienes no muestran ningún tipo de deformación y se emplazan discordantemente sin provocar deformación en sus respectivos encajantes. En el caso concreto de Peña Prieta existen además evidencias cartográficas y estructurales que apoyarían un modelo de emplazamiento, al menos para algunas de sus facies, similar con el que en la literatura geológica se describe como subsidencia de caldera (GALLASTEGUI *et al.*, 1990).

La edad de emplazamiento del stock de Peña Prieta, es post-Estefaniense B, ya que corta claramente a todas las estructuras, incluida la última esquistosidad que se desarrolla en la UPC simultáneamente al emplazamiento hacia el sur de la Unidad de Picos de Europa durante el Estefaniense B. Por otra parte el stock de Pico Iján, localizado fuera de la Hoja, se encuentra emplazado en materiales de edad Estefaniense C (MAAS, 1974) y claramente fosilizado por el Triásico Inferior. Así pues el emplazamiento de estos stocks se produciría en un lapso temporal comprendido entre el Estefaniense C y el Pérmico .

Según estos mismos autores la actividad magmática con la que se relacionan las rocas ígneas

de la Hoja y en general de la UPC podría estar relacionada con las últimas etapas del cierre del Arco Astúrico, a partir del Estefaniense B, en las que los problemas de espacio en el núcleo del Arco, ocupado por la UPC, adquieren gran importancia. En este momento finaliza la tectónica tangencial "Thin skinned" y el acortamiento se produce a través de grandes fracturas de desgarre, que en muchos casos aprovechan estructuras anteriores e involucran al basamento (tectónica de "Thick skinned") (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988). Estas fracturas podrían facilitar posteriormente, el ascenso de los magmas básicos profundos, muy probablemente del manto superior, que sufrirían diferentes grados de contaminación cortical en su ascenso dando lugar al conjunto intrusivo de la UPC.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los sedimentos más antiguos que afloran en la Hoja de Potes corresponden a un Silúrico-Devónico en "Facies Palentinas" cuya edad comprende desde el Ludlowiense al Fameniense. Estas facies corresponden a ambientes más profundos, tranquilos y con menor influencia terrígena que las "Facies Astur-leonesas". Los afloramientos de esta edad a pesar de que aparecen dentro de la Unidad del Pisuega-Carrión no se pueden considerar como materiales autóctonos ya que forman parte de grandes láminas alóctonas procedentes del S o SO de esta unidad. El resto de los materiales presentes en esta hoja corresponde a depósitos de gran espesor y edad carbonífera.

El registro sedimentario durante el Carbonífero inferior revela condiciones de tranquilidad tectónica y escasez de aportes que determinan el depósito de series condensadas de gran extensión lateral, en un ambiente de plataforma somera, a veces restringida, y/o lagoon. (Formaciones Vegamián y Alba). En los Mantos Palentinos, la presencia de brechas sinsedimentarias de esta edad indica la existencia de paleopendientes probablemente relacionadas con los primeros impulsos tectónicos.

A partir del Namuriense, en la Unidad del Pisuega-Carrión la sedimentación marina es predominantemente siliciclástica, con presencia de algunos olistostromos calcáreos, que indican ya condiciones de sedimentación sinorogénica. El comienzo de este tipo de sedimentación coincide, de acuerdo con el modelo evolutivo propuesto por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987), con el emplazamiento de los Mantos Palentinos como láminas enraizadas en áreas más meridionales a la de su posición actual. Este evento tectónico debe ser contemporáneo con el desarrollo de un "surco de antepaís" en la parte frontal de estos mantos y el consiguiente relleno del mismo en condiciones sinorogénicas, así como con el desarrollo de una sedimentación carbonatada en el margen pasivo del antepaís situado más al Norte (Unidad de Picos de Europa), donde las condiciones de sedimentación sobre una plataforma carbonatada relativamente estable se mantienen constantes durante este periodo. A partir de este momento las condiciones de sedimentación sinorogénica, características del relleno de una cuenca de antepaís, se

generalizan en la Unidad del Pisuerga-Carrión. En algún momento entre el Namuriense A y el Westfaliense A-Superior tiene lugar el emplazamiento de los Mantos Palentinos como unidades alóctonas desenraizadas y desplazadas por mecanismos gravitacionales hacia la parte Norte y Noroeste del antepais (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, *op. cit.*). La sedimentación sinorogénica relacionada con las dos etapas de emplazamiento de estos mantos está representada en esta hoja por los depósitos del Grupo Potes.

El fin del emplazamiento de estos mantos queda evidenciado por el depósito de series sinorogénicas de base discordante sobre las láminas alóctonas o sobre los sedimentos sinorogénicos anteriores de su entorno, a partir de Westfaliense A Sup. o B según las áreas (discordancia "palentina" o de Curavacas). La denudación de los relieves creados al Sur de la Unidad del Pisuerga-Carrión por el engrosamiento cortical contemporáneo al emplazamiento de las unidades palentinas, origina el depósito de las series correspondientes a los Grupo Pando (Fms. Curavacas, Lechada, Panda, Pandetrave, ...) y Mogrovejo hasta el Westfaliense D.

En la Unidad de Picos de Europa las condiciones sedimentarias siguen correspondiendo a las de una plataforma carbonatada que se mantendrá hasta el Kasimoviense inferior, probablemente debido a una posición paleogeográfica lateral o distal, respecto a las principales salidas de terrígenos.

Durante el Westfaliense D Superior, Cantabriense y Estefaniense A se produce el emplazamiento en áreas próximas de las Unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central así como de los mantos de Valdeón, Fuentes Carrionas y Barruelo en la Unidad del Pisuerga-Carrión. Estas unidades tienen un sentido de desplazamiento que varía desde el NE en las más orientales hasta E o SE en las más occidentales. Los depósitos sinorogénicos de esta edad se concentran en las proximidades de estas unidades (Maraña, Pontón, Valdeón, Coriscao, Viorna ...), presentan a veces una discordancia basal y constituyen varias "cuñas clásticas" con relaciones entre si fuertemente discordantes, si bien estas características desaparecen rápidamente hacia el Este, hacia donde decrecen también las potencias de cada cuña. El conjunto de cada cuña forma una megasecuencia de somerización (Coriscao, Viorna) con depósitos cercanos a taludes submarinos en su base, hasta secuencias deltaicas e incluso fluviales (Valdeón). Cada unidad litoestratigráfica presenta a su vez una cuña con una geometría similar, pero con el depocentro sucesivamente más adelantado a medida que el manto avanza.

Durante el Estefaniense B se produce el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa hacia el Sur, abortándose la sedimentación carbonatada. Simultáneamente al emplazamiento de esta unidad se desarrollan en el resto de las áreas ya deformadas, reapretamientos y reorientaciones de las estructuras previas, generando sobre el antepais otras nuevas, especialmente cabalgamientos y fallas inversas, así como pliegues asimétricos de eje E-O. Los grupos Remoña y Campollo y la Formación Lebeña serían los sedimentos sinorogénicos del emplazamiento de esta unidad.

Los reajuegos tardihercínicos de las fallas de Peñas Mantas, Tarna, etc. y el emplazamiento de rocas ígneas con metamorfismo térmico asociado, deben de tener lugar en el Estefaniense terminal o el Pérmico. Por último la falla de Ventaniella es un accidente que corta a todas las estructuras

previas y cuya génesis es difícil de precisar temporalmente aunque lo más probable es que su edad sea pérmica. Durante la orogénesis alpina apenas se modifica el edificio estructural hercínico, sin embargo se produce el rejuego de algunas estructuras, sobre todo aquella que se sitúan en dirección E-O, mientras que todo el conjunto de la Cordillera Cantábrica es transportado hacia el S, cobijando a los sedimentos cretácicos y terciarios de la Cuenca del Duero. Es durante este periodo cuando se debe producir el rejuego de las grandes fracturas anteriores (León, Ventaniella, etc.) y la estructuración definitiva de las áreas de su entorno. Fruto de esta actividad tectónica se produce el levantamiento generalizado de toda la Cordillera Cantábrica con el rejuvenecimiento del relieve, lo que ha permitido, especialmente durante el Cuaternario, la excavación de los valles y cañones por una red fluvial que, mayoritariamente, corta a las direcciones estructurales hercínicas.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA

En la actualidad no existe en todo el área ocupada por esta hoja ninguna explotación activa, si bien en el pasado existieron algunas explotaciones de cierta importancia ligadas a yacimientos de Pb-Zn en los Picos de Europa y de Carbón en el término municipal de la Pernía; estas últimas activas hasta hace pocos años.

7.1.1 Minería Metálica

Como ya se ha comentado en la introducción de este capítulo existieron en el marco de esta hoja y más concretamente en la Vega de Liordes de los Picos de Europa, varias explotaciones de Zn pertenecientes a la Real Compañía Asturiana de Minas. Dicha compañía beneficiaba además de este, otros yacimientos de Pb-Zn en la parte oriental del Macizo Central de los Picos de Europa, muchos de ellos conocidos desde la segunda mitad del siglo XIX, y de los cuales el más representativo es el de Aliva, situado en la vega del mismo nombre (Hoja de Carreña-Cabrales), muy próxima a la de Liordes y todavía en explotación. El yacimiento de Liordes se mantuvo en explotación hasta los años 50, extrayéndose de él unas 5.000 Tm de mena de Zn, compuesta en su mayor parte por blenda acaramelada. El mineral era preconcentrado a pie de mina y bajado mediante caballerías a través de la tortuosa Canal de Liordes hasta Fuente Dé.

Las minas de Liordes se encuentran sobre la falla del mismo nombre, observándose a escala de afloramiento y acompañando a la mineralización gran cantidad de brechas de falla y dolomitizaciones debidas a la actividad hidrotermal. La mineralización se sitúa en la Formación Picos de Europa, en filones y bolsadas de dirección subparalela a la de dicha falla (N120).

En la Hoja de Potes existen pequeños indicios de Cu ligados a filones de cuarzo que aparecen

en relación con los dos afloramientos ígneos más importantes de esta hoja: la granodiorita de Peña Prieta y la gabrodiorita de Pico Jano. Ambos indicios fueron explotados de forma artesanal y con escasa fortuna a principios de este siglo, distinguiéndose algunos socavones y zanjas en mal estado de conservación. En Pico Jano (Mina María Luisa) aparecen también mineralizados, en el contacto con la masa ígnea, los Conglomerados de la Viorna, en cuya matriz aparece diseminada calcopirita, galena, blenda y óxidos de hierro.

En la zona de los Puertos de Río Frio y en las proximidades de la Falla de Peñas Matas aparecen dos indicios de Sb encajados en las formaciones Arroyacas y Carazo. El más importante de estos dos fue explotado a principios de siglo (Mina Esperanza) con leyes de hasta un 6% de Sb, apareciendo también en menor proporción As (LOCUTURA y ZAPARDIEL, 1990). La mineralización se situaba subparalela a dicha falla (70-90N) en las proximidades de dos pequeños apuntamientos ígneos.

7.1.2. Minerales Industriales

Se incluye en este epígrafe el yacimiento de Talco del Pico Tres Provincias y el de Bario del Arzón, al S del pueblo de Caloca.

La mina de Talco del Mojón de las Tres Provincias se sitúa en la cabecera del arroyo de Lechada (2.000m). Este indicio se sitúa en el punto de contacto de la granodiorita de Peña Prieta con un nivel de conglomerado con cantos calcareos de la Formación Lechada. Dichos cantos así como la matriz, también carbonatada, se encuentran talquizados en un entorno de unos 25m, constituyendo una masa bastante homogénea entre 0,5 y 2m del contacto de la granodiorita. La mena son generalmente talcos verdes o grises bastante puros en las proximidades de la masa ígnea. En la actualidad el yacimiento se encuentra abandonado, aunque a finales de los años 80 se construyó una pista que permitió la realización de varias calicatas y pequeñas labores a cielo abierto.

Al S de Caloca, encajada en las calizas de la Formación Lebanza aparece con una distribución muy irregular una pequeña mineralización de Ba, que recientemente ha sido beneficiada (Mina Celia). Se han explotado un total de 4 filones de dirección 120N, corrida entre 50 y 100m y potencia de 1-2m, asociados a la superficie de cabalgamiento que aparece en la base de las Calizas de Lebanza. La barita extraída es bastante masiva de color blanco-marrón y muy mezclada con calcita (LOCUTURA y ZAPARDIEL, 1990).

7.1.3. Minería Energética

Las explotaciones de carbón, todas ellas inactivas, corresponden a pequeñas minas de montaña situadas en sedimentos de edad Westfaliense D superior-Cantabriense del Sinclinal de Casavegas (Cuenca Carbonífera de la Pernía), en la esquina suroccidental de la hoja, que explotaban los paquetes inferiores de esta cuenca: Casavegas inferior y superior, Areños y Rosa María.

7.2. HIDROGEOLOGIA

La hidrogeología de esta zona no presenta un interés especial en cuanto a la presencia de

importantes acuíferos subterráneos, a no ser en el dominio calcareo de los Picos de Europa. En el resto del área el predominio de litologías silíceas finas favorece la escorrentía superficial y limita a pequeños acuíferos locales la subterránea.

Al situarse la hoja sobre la divisoria de aguas Cantabro-atlántica el drenaje superficial lo constituye principalmente el río Deva y sus afluentes Quiviesa y Bullón en la vertiente cantábrica y el Esla-Yuso, Carrión y Lores, afluente del Pisuerga, en la atlántica, como afluentes del Duero. En este área mientras que los ríos de la vertiente norte carecen de obras hidráulicas importantes, todos los de la vertiente atlántica (Cuenca del Duero) se encuentran regulados mediante embalses con vistas al aprovechamiento de sus aguas en planes de regadío de la meseta norte o para producción hidroeléctrica.

El dominio de los Picos de Europa constituye desde el punto de vista hidrogeológico, una importante unidad conocida como Subsistema 3-B, que se halla incluida dentro del Acuífero nº 3, correspondiente a la Caliza de Montaña Cantabro-Astur (IGME, 1984). La alta porosidad y permeabilidad de los materiales que forman este acuífero se deben principalmente a intensos procesos de fracturación y karstificación que determina la escasez de cursos de agua superficiales. Debido al ligero buzamiento al N que presenta el cabalgamiento basal de esta unidad y al que este se sitúe sobre un sustrato prácticamente impermeable como es la UPC, hace que la descarga de este acuífero se realice en su totalidad hacia el Mar Cantábrico, alimentando los ríos más importantes de este sector como son el Cares y el Deva. Las reservas evaluadas hasta una profundidad de 100m bajo la cota actual de los manantiales se estiman en 400 hm³, considerando una porosidad eficaz del 1% en las calizas de este dominio.

En el Pisuerga-Carrión, dominado por sedimentos siliciclásticos, la circulación subterránea se reduce a zonas fracturadas o a los acuíferos que puedan contener los niveles calcareos discontinuos y que por lo tanto tendrán una importancia limitada. Sin embargo en las cercanías de la localidad de Llanaves de la Reina, al pie del Km 34 de la CN-621 León-Santander, se encuentra un manantial de aguas minero-medicinales conocido desde principios de siglo y del que brotan aguas frías sulfurosas. El agua de este manantial surge de los Conglomerados de Curavacas y fue aprovechado en un pequeño balneario durante el segundo tercio de este siglo.

En toda la extensión de la hoja existen formaciones superficiales cuaternarias susceptibles de comportarse como acuíferos libres. Tal es el caso de las llanuras aluviales y terrazas de los principales ríos y arroyos además de los coluviones, depósitos glaciares y fluvio-glaciares que rellenan los valles. De todos estos depósitos conviene destacar por su potencia, los presentes en las cabeceras del Río Frio y en menor medida en el Carrión.

8. BIBLIOGRAFIA

- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. van. (1965).- Conodont-bearing formations of devonian and Lower Carboniferous age in Northern Leon and Palencia (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31, 165-178.
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. van. (1967).- Devonian and lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, 39, 129-192.
- ALONSO, J. L. (1985).- "Estructura y evolución tectonoestratigráfica del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)". *Tesis de Doctorado, Univ. Oviedo*, 212 pp.
- ALONSO, J.L. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1983).- Las discordancias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión (Cordillera Cantábrica. NO de España). Significado orogénico. *C.R. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*. Madrid. IGME. 533-540.
- ALONSO, V. (1992).- Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica). *Tesis doctoral. Inédita. Univ. de Oviedo*, 366 pp.

- ALONSO, V. & CORTE, A.E. (in litt.).- Postglacial fracturing in the Cantabrian Cordillera (NW Spain), *Z. Geomorph.*
- ALONSO HERRERO, E. (1987).- Huellas del glaciario cuaternario en las cabeceras del río Esla, vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León). *Cuaternario y Geomorfología*, 1 (1-4): 49-60.
- ALONSO HERRERO, E. (1990a).- Mapa Geomorfológico y Geomorfología de la hoja nº 80 "Burón" del Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª serie MAGNA, *I.T.G.E.*
- ALONSO HERRERO, E. (1990b).- Mapa Geomorfológico y Geomorfología de la hoja nº 105 "Riaño" del Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª serie MAGNA, *I.T.G.E.*
- ALVARADO, A. y SAMPELAYO, A.H. (1945).- Zona occidental de la Cuenca de Rubagón (datos para su estudio estratigráfico). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LVII, 1-43
- AMBROSE, T. (1972).- The stratigraphy and structure of the pre-Carboniferous rocks North-West of Cervera de Pisuerga. Cantabrian Mountains, Spain. *Ph. D. Thesis (Unpublished)*. University of Sheffield.
- ARBIZU, M., GARCIA-ALCALDE, J.L. y MONTESINOS, J.R. (1986).- La edad de la Formación Murcia en el Dominio Paleontino (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Paleont. Evol.*, 20, 87-91.
- BARROIS, C. (1882).- Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, (2), 1, 630 pp.
- BAYLON-MISIONE, J.I. y FLOR, G. (1987).- El glaciario de la zona de los puertos de Aliva. *Guía de la Excursión pre-Reunión de la VII Reunión sobre el Cuaternario de la AEQUA. Santander.*
- BINNEKAMP, J.G. (1965).- Lower Devonian brachiopods and stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 33, 1-62.
- BOSCH, W.J van den (1969).- Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44, 137-225.
- BOSCHMA, D. (1968).- Provisional geological map of the southern mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.* 43, 217-220.
- BOSCHMA, D. y STAALDUINEN, C.L. van. (1968).- Mappable units of the Carboniferous in the southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 221-232.
- BOYER, S.E. y ELLIOT, D. (1982).- Thrust systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 1196-1230.
- BROUWER, A. (1964).- Deux facies dans le Dévonien des montagnes cantabriques méridionales. *Brev. Geol. Ast.*, VIII (1-4), 3-10.

- BROUWER, A. (1967).- *Devonian of the Cantabrian Mountains, northwestern Spain*. Int. Symp. Dev. Sys. Calgary (Canada) 1967, II, 37-45.
- BROUWER, A. y GINKEL, A.C. van. (1964).- La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C.R. V Congr. Strat. Geol. Carb., Paris* 1963, 1, 307-319.
- BUDINGER, P. y KULLMANN, J. (1964).- Zur Frage von sedimentations unterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirgen (N. Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 7, 414-429.
- BUTLER, R.W.H. (1982).- The terminology of structures in thrust belts. *Jour. Struct. Geol.*, 4 (3), 239-245.
- CABAL, C. (1948).- *La Divina Peregrina*. Oviedo.
- CASTAÑÓN, J.C. y FROCHOSO, M. (1986).- Origen y evolución de unas brechas calcáreas: las "Gonfolitas" del alto Duje (Picos de Europa - España). *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. Ed. López-Vera, p 61-63.
- CENDRERO, A. y SAIZ DE OMEÑACA, J. (1973).- El deslizamiento de la Peña de Brez (Picos de Europa); un caso de incidencia del medio ambiente geológico sobre los asentamientos humanos. *Cuadernos de Espeleología*, 7, 129-136.
- COLMENERO, J.R. (1976).- Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona cantábrica (Asturias, León). *Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (Inédita)*.
- COLMENERO, J.R. (1984).- Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Cuenca Astur-Leonesa). *I.G.A. Univ. de Oviedo. (Inédito)*.
- COLMENERO, J.R.; FERNANDEZ, L.P. y VERA, C. (1988).- Informe estratigráfico y sedimentológico de las formaciones Láncara, Baleas, Vegamián, Alba y Barcaliente para la Hoja nº 79 (Puebla de Lillo) a escala 1:50.000. *Fondo Documental del I.T.G.E.*, 93 pp.
- COMTE, P. (1939).- Brachiopodes dévonnien des gisements de Ferroñes et de Sabero. *Ann. Paléont.*, XXVII, 41-87.
- COMTE, P. (1959).- Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 60, 440 pp.
- CORRETGE, L. G. y SUAREZ, O. (1990).- Igneous rocks of the Cantabrian / Palentian Zone, p. 72-79. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. R. D. DALLMEYER y E. MARTINEZ GARCIA (Eds.). *Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo*, 416 pp.
- CORRETGE, L. G.; CIENFUEGOS, I.; CUESTA, A.; GALAN, G.; MONTERO, P.; RODRIGUEZ PEVIDA,

- L. S.; SUAREZ, O. y VILLA, L. (1987).-Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España). Actas e Comunicações, IX Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985). *Memórias N° 1, Univ. Do Porto*, 469-498.
- CORRETGE, L. G.; FERNANDEZ-SUAREZ, J.; SUAREZ, O. y GALLASTEGUI, G. (1990).-Tipología de circón en granitoides de la Cordillera Cantábrica. Implicaciones petrogenéticas. *Geogaceta*, 7, 43-47.
- CORRETGE, L. G.; GONZALEZ-MONTERO, P. y SUAREZ, O. (1988).- Las trayectorias de las variables termodinámicas en la sucesión paragenética del skarn de Carracedo (Palencia, España). *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, 11-, 81-88.
- CRAMER, F.H. y RODRIGUEZ, R. (1977).- Robledo and Arroyacas formations (Arroyo de la Arroyacas province of Palencia, Spain), palinological dates as late Silurian. *Brev. Geol. Ast.*, XXI, 1, 2-4.
- DEBON, F y LE FORT, P. (1983).-A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sc.*, 73, 135-149.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J. (1962).- Rock forming minerals. *Longman*, London.
- EICHMÜLLER, K. y SEIBERT, P. (1984).- Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien). *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 135, 163-191.
- ELLIOT, D. (1977).- Some aspects of the geometry and mechanics of thrust belts. *Canad. Bull. Petrol. Geol*, 8th Annual Semin. *Publ. Notes*.
- EVERS, H.J. (1967).- Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 41, 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844).- Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min.*, 14, 160-163.
- FARIAS, P. (1982).- La estructura del Sector Central de los Picos de Europa. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*. 12, 63-72.
- FRANKENFELD, H. (1983).- El Manto del Montó-Arauz. Interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, España). *Trabajos de Geología Univ. de Oviedo*, 13, 37-47.
- FRETS, D. C. (1966).-The geology of the southern part of the Pisuerga Basin and the adjacent area of Santibáñez de Resoba, Palencia, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 31, 113-162.
- FROCHOSO SANCHEZ, M. (1980). El macizo central de los Picos de Europa y sus glaciares. *Eria*, Oviedo, 1, 67-87.

- GALLASTEGUI, G. (1992a).- Rocas ígneas de la Memoria del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000 nº 80 (Burón). Segunda serie MAGNA, Primera edición. *ITGE*. Madrid.
- GALLASTEGUI, G. (1992b).- Rocas ígneas de la Memoria del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000 nº 105 (Riaño). Segunda serie MAGNA, Primera edición. *ITGE*. Madrid.
- GALLASTEGUI, G.; HEREDIA, N.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y CUESTA, A. (1990).- El stock de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 15, 203-217.
- GARCIA ALCALDE, J.L. y MENENDEZ ALVAREZ, J.R. (1988).- The Devonian-Carboniferous boundary in the Astur-Leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Cour. Forsch. Senckenbert. Frankfurt*, 100, 21-37.
- GARCIA-ALCALDE, J.L., MONTESINOS, J.R., TRUYOLS-MASSONI, M., GARCIA-LOPEZ, S., ARBIZU, M.A. y SOTO, F. (1988).- El Silúrico y el Devónico del Dominio Palentino (NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 7-13.
- GINKEL, A.C. van. (1965).- Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, 1-225.
- GONZALEZ-MONTERO, P. (1986).- Los stocks intrusivos de la Región Palentina: Estudio de las rocas metamórficas de contacto de Carracedo. *Tesis Licenciatura. Univ. Oviedo*. 137 pp.
- GONZALEZ-MONTERO, P.; CORRETGE, L. G.; SUAREZ, O. y CUESTA, A. (1989).- Las rocas ígneas de Estalaya (Palencia) y los Skarns asociados. *Geogaceta*, 6, 23-25.
- GRAAFF, W.J.E. van de (1971).- Three Upper Carboniferous limestone-rich, high destructive delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 46, 157-215.
- GRAAFF, W. J. E. van de (1971).- The Piedrasluengas Limestone, a possible model of limestone faices distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains. *Trabajos de Geología Univ de Oviedo*, 3, 151-159.
- HEMLEBEN, CH. y REUTHER, C.D. (1980).- Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea rivers (southern Cantabrian Mountains, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, 225-255.
- HEREDIA, N. (1991).- Estructura geológica de la Región del Mampodre y áreas adyacentes (Zona Cantábrica). *Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo*, 320 pp.
- HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; WAGNER, R. H.; PUJALTE, V. y GARCIA MONDEJAR, J. P. (1986).- Hoja del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000 nº 82 (Tudanca). Segunda serie MAGNA, Primera edición. *IGME*. Madrid.

- HEREDIA, N.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, L. R. y WAGNER, R. H. (1990).-Carboniferous of the Palentian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. DALLMEYER y E. MARTINEZ-GARCIA (Eds.). Springer-Verlag, 34-38.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1914).- Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLV, 407-408.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1959).- La morrena periglaciario de Peña Vieja. Picos de Europa (Santander). *Soc. Port. de Antropología e Etnología. Vol. Hom. Prof. Mendes Correa, Oporto*.
- HIGGINS, A. C.(1964).- Conodonts from the Griotte limestone of NW Spain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 65, 5-22.
- HIGGINS, A. C. (1971).- Conodont biostratigraphy of the late Devonian early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 3, 179-192.
- HIGGINS, A. C.(1974).- Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Int. Symp. Belgian Microp. Limits, Namur 1974, publ. 4*, 17 pp.
- HIGGINS, A. C. y WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1982).- Conodonts, Goniatites, and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. *Paleontology*, 25 (2), 313-350.
- HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C.H.T. y WAGNER, R.H. (1964).- Basal Carboniferous strata in part Northern León, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas. *Bull. Soc. Bel. Geol.*, 72, 2, 205-248.
- JAHNKE, H.; HENN,A.; MADER, H., y SCHWEINEBERG, J. (1983).- Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Prov. Palencia, N-Spanien) *Newslett. Strat.*, 13 (1), 40-66.
- JULIVERT, M. (1971).- Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Science*. 270, (1), 1-29.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1973).- Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *Amer. Jour. Sci.*, 273, 353-375.
- KANIS, J. (1956).- Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21(2): 377-445.
- KOOPMANS, B. N. (1962).- The Sedimentary and Structural History of the Valsurvio dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 121-232.
- KULLMANN, J. (1960).- Die Ammonoidea das Devon im Kantabrischen Gebirge (Nord Spanien).

Akad. Wiss. Litt., Mainz, Abhandl. Math. Naturwiss. Kl., 2, 1-105 pp.

- KULLMANN, J. (1961).- Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). I. Stratigraphie, Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 113, 3, 219-326 pp.
- KULLMANN, J. (1962).- Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nord Spanien. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturwiss. Kl.*, 6, 263-377
- KULLMANN, J. (1963).- Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonioideos de la Cordillera Cantábrica. *Estud. Geol.*, XXIV, 205-241.
- KULLMANN, J. y SCHÖNENBERG, R. (1975).- Geodinamische und palaökologische entwicklung iun Kantabrischen Ucrisikum (Nordspanien). Ein interdisziplinäres arbeitskonzept. *Neus. Jb. Geol. Paläont*, 3, 151-166.
- KUTTERINK, J.A. (1966).- Geologie van het Valdeón-gebied in Spanje. *Int. rep., Geol. Inst., Univ. Leiden, The Netherlands.*
- LABAUME, P., MUTTI, E. SEGURET, M. y ROSELL, J. (1983).- Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, XXV, 927-941.
- LEAKE, B. E. (1978).- Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.*, 42, 533-563.
- LLOPIS LLADO, N. (1954).- El relieve de la región central de Asturias. *Estudios Geográficos*, XV(57), 501-550.
- LOBATO, L. (1977).- Geología de los Valles altos de los rios Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE León, NO Palencia y SO de Santander). *Inst. Fr. Bernardino de Sahagún, C.S.I.C., León*, 133 p.
- LOBATO, L.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; VELANDO, F. y MATAS, J. (1985).- Hoja geológica del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000 nº 106 (Camporredondo de Alba). Segunda serie MAGNA, Primera edición. IGME. Madrid.
- LOCUTURA, J. Y ZAPARDIEL, J.M. (1990).- Minerales metálicos y energéticos de Cantabria. In: Mapa Geológico-Minero de Cantabria. *ITGE-Diputacion Regional de Cantabria*, 69-80.
- LOESCHKE, J. (1982).- Late hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163, 2, 260-271.
- LOTZE, F. (1945).- Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12. (Trad. por J.M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166).
- LOWE, D.R. (1979).- Sediment gravity flows: their classification and some problems of application

- to natural flows and deposits. *S.E.P.M. Sp. Publ.*, 27, 75-82.
- MAAS, K. (1974).- The Geology of Liébana, Cantabrian Mountains. Deposition and deformation in a Flysch Area. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 379-465.
- MAAS, K. y GINKEL, A. C. van (1983).- Variscan olistostrome deposition and synsedimentary nappe emplacement in the Valdeón Area, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 52 (2), 341-381.
- MALLADA, L. (1896).- Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, t. 2, 1 vol. 515 pp.
- MARQUINEZ, J. (1978).- Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajo de Geología, Univ. de Oviedo*, 10, 295-315.
- MARQUINEZ, J. (1989).- Mapa geológico de la Región del Cuera y Picos de Europa (Cordillera Cantábrica- NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 18, 137-144.
- MARQUINEZ, J. y MARCOS, A. (1984).- La estructura de la Unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 16, 61-76.
- MARTIN IZARD, A.; PALERO FERNANDEZ, F. J.; REGUILON BRAGADO, R. y VINDEL CATENA, E. (1986).- El skarn de Carracedo (San Salvador de Cantamuda). Un ejemplo de mineralización pirometasomática en el N de la provincia de Palencia. *Stvdia Geológica Salmanticensia*, 23, 171-192.
- MARTINEZ GARCIA (1981).- El Paleozoico de la Zona Cantábrica oriental (NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 11, 95-127.
- MARTINEZ GARCIA, E. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1984).- Memoria del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 nº 56 (Carreña-Cabrales). 2ª Serie MAGNA- Primera edición. *ITGE*.
- MILLER C. F. y STODDARD, E. F. (1981).- The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: An example from the old Woman-Piute Range, California. *J. Geol.*, 89, 233-246.
- MIOTKE, F. (1968).- Karstmorphologische Studien in der glacial-überformten Höhenstufe der "Picos de Europa", Nordspanien. *Jahr. Geogr. Gasell. Hannover*, 4, 161 pp.
- MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A. K.; GINZBURG, I. V.; ROSS, M.; SEIFERT, F. A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K. y GOTTARDI, G. (1988).- Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, 39, 55-76.
- MULLINS, E. y COOC, H.E. (1986).- Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48, 37-79.

- MUTTI E. y NORMARK, W.R. (1978).- Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts. In: Marine clastics sedimentology: problems and case studies (J.K. LEGGETT y G.G. ZUFFA Eds.) *Graham y Trotman*, 1-38.
- MUTTI E. y RICCI-LUCHI (1972).- Le torbiditi dell'Appennine settentrionali. Introduzione all'analisi de facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199.
- MUTTI E. y RICCI-LUCHI (1975).- Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines. Field Trip Guidebook A-11. *IX Int. Sediment. Congr., Nice*, 21-36
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J. M. y CARRON, J. P. (1985).- Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *R. C. Acad. Sci. Paris*, 301, 11, 813-818.
- OBERMAIER, H. (1914).- Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. Mus. Cienc. Nat. Madrid (Ser. Geol.)*, 9, 41 pp.
- ORIOI, R. (1876).- Descripción geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión, de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, 137-168.
- PANIAGUA, A.; GUTIERREZ J. L. y RODRIGUEZ-PEVIDA, L. S. (1989).- Geological characteristics and mineralogical evolution of the As-Sb-Au (Pb-Zn-Cu-Ag) mineralizations related to mafic intermediate subvolcanic rocks in the Cantabrian Zone, North Spain. "Gold 89 in Europe". *International Symposium in Europe, on gold metallogeny, exploration and beneficiation. Toulouse, France. Blackwell Scientific Publications. Terra abstracts*, 1.
- PANIAGUA, A.; RODRIGUEZ-PEVIDA, L. S. y GUTIERREZ J. L. (1988).- Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a rocas ígneas filonianas del NE de León: Las minas de Burón. *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, II-1, 35-46.
- PEARCE, J. A. (1982).- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, R. S. THORPE (Ed.), *John Wiley & Sons*. 525-548.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984).- Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrol.*, 25 (4), 956-983.
- 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), 11-16.
- PELLO, J. (1972).- Estudio geológico de la región central de Asturias. *Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (Inédita)*.

- PEREZ-ESTAUN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J.L.; MARQUINEZ, J.; ALLER, J.; ALVAREZ-MARRON, J.; MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1988).- A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc.). *Tectonics*. 7(3), 517-537.
- PITCHER, W. S. (1983).- Granite type and tectonic environment. En: Mountain Building Processes., K. HSU (Ed.), Academic Press, London, 10-40 .
- PRADO, C. de (1852).- Note sur les blocs erratiques de la chaîne Cantabrique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, IX, 171-175.
- PRADO, C. de (1856).- Mapa Geológico de la Provincia de Palencia, E. 1:400.000.
- PRADO, C. de (1861).- Mapa Geológico-Estratigráfico de las Montañas de la Provincia de Palencia, E. 1: 100.000. *Com. Estad.Gen. del Reino*.
- PRADO, C. de y VERNEUIL, E. de (1850).- Sur les terrains de Sabero et des environs dans les montagnes de León (Espagne). *Bull. Sol. Geol. France*, 2^a S., VII, 137-155.
- QUIRING, H. (1939).- Die Ostasturischen Steinkohlenbecken. *Arch. Lacerstat.*, 69, 1-61.
- RAVEN, J.G.M. (1983).- Conodont biostratigraphy and depositional history of the middle Devonian to lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52, 265-339.
- REUTHER, C.D. (1977).- Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und faziesdifferencierung im Übergang Geosynklinale-Orogen. *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 pp.
- RIBA, O. (1973).- Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol. Hispánica*, VII (3), 99-99.
- RIO, P. del (1977).- Estratigrafía y Sedimentología de las Formaciones Caliza de Candamo-Caliza Griotte Carbonífera en Tellego (zona central de Asturias). *Tesis Licenciatura, Univ. de Oviedo. (Inédito)*.
- RIO, P. del y MENENDEZ-ALVAREZ, J.R. (1978).- Estudio lito y biostratigráfico de la Caliza de Candamo (Loredo, Zona central de Asturias). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo* 10, 379-387.
- RITTMANN, A. (1973).- Stable mineral assemblages of igneous rocks. Springer-Verlag. Berlin. 262 pp.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1991).- Evolución tectosedimentaria del NO del Macizo Ibérico durante el Carbonífero. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 16, 37-52.

- RODRIGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1992).- "Estratigrafía y Estructura de la región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes" (Cordillera Cantábrica). *Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo*. 244pp.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1987).- La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 12: 207-231.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. y HEREDIA, N. (1990).- Palentine Zone structure. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ-GARCIA (Eds.). *Springer-Verlag*, 69-71.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R.; HEREDIA, N.; LOBATO, L. y VELANDO, F. (1985).- Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 nº 106 (Camporredondo de Alba). Segunda serie MAGNA-Primera edición. *IGME*, Madrid. 98 pp.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R.; HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; PUJALTE, V.; GARCIA MONDEJAR, J.P.; WAGNER, R.H.; MARTINEZ GARCIA, E. y LOBATO, L. (1986).- Memoria del Mapa Geológico de España, E.1:50.000 nº 82 (Tudanca). Segunda serie MAGNA-Primera edición. *IGME*, Madrid.
- RUPKE, J. (1965).- The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, 1-74. RUPKE, J. (1977).- Growth of an ancient deep-sea fan. *J. Geol.*, 85, 725-744.
- SANCHEZ de la TORRE, L., AGUEDA, J.A. y GONZALEZ LASTRA, J. (1982).- Evolución sedimentaria y paleogeográfica de la región asturiana durante el carbonífero. (curso de conf. sobre Progr. Int. Correl. Geol. 1981). *R. Acad. Ci.Ex. Fis. Nat.*, 2, 77-90.
- SANCHEZ de la TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J.A.; COLMENERO NAVARRO, J.R.; GARCIA-RAMOS, J.C. y GONZALEZ LASTRA, J. (1983).- Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. In: Carbonífero y Pérmico de España. *IGME*, 133-150.
- SAVAGE, J. F. (1967).- Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39, 193-247.
- SCHÖLLER, S. (1982).- Le namurien et le Westphalien A au sud-est de la Cordillere Cantabrique. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163, (2), 250-255.
- SITTER, L.U., de (1960).- Cross folding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. Mijl.* 22, (39), 189-194.
- SITTER, L. U. de y BOSCHMA, D. (1966).- Explanation of the Geological Map of the Paleozoic of the Cantabrian Mountains, Sheet 1, Pisuerga. *Leidse Geol. Meded.*, 31, 192-238.
- SJERP, N. (1967).- The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 39, 55-128.

- STOCKMANS, F. y WILLIERE, Y. (1965).- Documents paléobotaniques pour l'étude du Houillier dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, 2, 79 pp.
- SUAREZ, O. y CORRETGE, L. G. (1987).- Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. p. 13-25. En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. *Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola*. Ed. Rueda. Madrid. 542 pp.
- SUAREZ, O. y GARCIA, A. (1974).- Petrología de la granodiorita de Peña Prieta (León, Santander, Palencia). *Acta Geol. Hispánica*, 9, 5: 154-158.
- TRUYOLS, J., GONZALEZ, J., MARQUINEZ, J., MARTINEZ, C., MENDEZ, C., MENENDEZ, J.R. Y SANCHEZ DE POSADA, L. (1984).- Preliminary note on two marine section (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa Area (Cantabrian Mountains, NW Spain). *IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Washington-Urbana*, 1979, 2, 148-156.
- VEEN, J. van (1965).- The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35, 43-103.
- WAGNER, R.H. (1963).- A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Bol. Geol. Min.*, 74, 171-334.
- WAGNER, R.H. (1965).- Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Int. Geol. Min. Esp.*, 66, 1-169.
- WAGNER, R.H. (1971).- Carboniferous nappe structures in Northwestern Palencia (Spain). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 4, 431-439.
- WAGNER, R. H.; CARBALLEIRA, J.; AMBROSE, T. y MARTINEZ GARCIA, E. (1984).- Memoria del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000 nº 107 (Barruelo de Santullán). Segunda serie MAGNA, Primera edición. IGME. Madrid. 113 pp.
- WAGNER, R.H. y VARKER, W.J. (1963).- The distribution and development of post-Leonian strata (Upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in Northern Palencia, Spain, The Carboniferous of Northwest Spain, *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 4, 533-601.
- WAGNER, R.H. y WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1952).- Aportación al conocimiento de la Geología de la zona de Barruelo (Palencia). *Estudios Geol.*, VII, 16, 301-345.
- WAGNER, R.H. y WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1963).- Summary of the stratigraphy of upper Paleozoic rocks in NE Palencia, Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, (B), 149-163.
- 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, 603-663.

- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1963).- Lower Namurian Goniatices from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 69, 5-23.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1980).- Goniatices from the Viséan-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain. *Scripta Geol.*, 55, 1-43.
- WALKER, R.G. (1978).- Deep water sandstone facies and ancient submarine fans; model for exploration of stratigraphic traps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 273-285.
- WINKLER PRINS, C.F. (1968).- Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, Stratigraphy and Palaeoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 41-126.

