

# EL PALEOZOICO DE LA ZONA CANTÁBRICA ORIENTAL (NOROESTE DE ESPAÑA)

E. MARTINEZ GARCIA

TRABAJOS DE G E O L O G I A Martínez García, E. (1981).—El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 11, 95-127.



El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental está constituido casi exclusivamente por terrenos carboníferos con una pequeña proporción de Cámbrico, Ordovícico inferior, Devónico y Pérmico. Se pueden distinguir dos dominios paleogeográficos, el septentrional (Picos de Europa-Beleño) donde se desarrollan grandemente las formaciones carbonatadas de edad Viseense a Estefaniense superior superpuestas a carbonatos y rocas detríticas del Cámbrico, Ordovícico inferior y Devónico superior y sobre los que quedan restos de depósitos pérmicos de tipo «red beds» asociados a numerosas mineralizaciones. El dominio Sur o Palentino, está formado en su mayor parte por materiales turbidíticos del Carbonífero que descansan sobre una secuencia de calizas nodulosas, lutitas y areniscas del Silúrico-Devónico. El estilo tectónico de los dos dominios es muy diferente, encontrándose cabalgamientos verticalizados en los Picos de Europa, de edad estefaniense y pérmica y pliegues con esquistosidad y cabalgamientos de edades westfaliense y estefaniense en la región palentina junto con algo de metamorfismo e intrusiones graníticas.

The Paleozoic of the Eastern Cantabrian Mountains is almost exclusively composed of Carboniferous materials with some Cambro-Ordovician, Devonian and Permian. Two paleogeographic realms can be distinguished: the northern (Picos de Europa-Beleño), showing Visean to Upper Stephanian limestones resting on Cambro-Ordovician and Upper Devonian siliciclastics. Permian red beds with associated mineral deposits form outliers in this area. The Southern or Palentian Region contains carboniferous turbidites resting on a Siluro-Devonian sequence made up of limestones, shales and sandstones. These two areas show contrasting tectonic styles, with steepened overthrusts of stephanian and permian ages in the Picos de Europa and folds and overthrusts of westphalian and stephanian ages in the Palentian Region. The latter shows slaty cleavage, slight metamorphism and granodioritic intrusions.

*Enrique Martínez García, Departamento de Geotectónica, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 30 de marzo de 1981.*

La Zona Cantábrica del Macizo Ibérico es la más oriental del mismo (Lotze 1945) y puede ser subdividida en varias regiones según su estratigrafía y estructura (Fig. 1). Las situadas más al este y que constituyen el objeto de este trabajo, son las de Picos de Europa-Beleño al norte y de Liébana al sur (que abarca las denominadas Pisuerga, Carrión, Nansa, etc., por otros autores). Consideramos que las regiones de Picos de Europa y Beleño se pueden englobar en la misma unidad porque su evolución tectónica ha sido muy parecida y en la estratigrafía sólo se diferencian en el desarrollo del Carbonífero superior. Esta Región de Picos de Europa-Beleño está limitada al W por la Cuenca Carbonífera Central y al S por la Región

de Teverga-Barrios de Luna en su segmento leonés.

La Región de Liébana es cabalgada por las anteriores y presenta un esquema completamente diferente de la estratigrafía y tectónica paleozóica (Fig. 2), con una configuración de cuenca más profunda y desarrollo más temprano de etapas de deformación. El límite sur de la Región de Liébana está en la Falla de León (León Line, Sitter 1961), fractura importante de dirección aproximada E-W en la zona occidental y NW-SE en la oriental. El límite oriental de esa región y de la de Picos de Europa-Beleño, lo forman los sedimentos discordantes del Mesozoico.

Estas regiones se caracterizan por el extenso

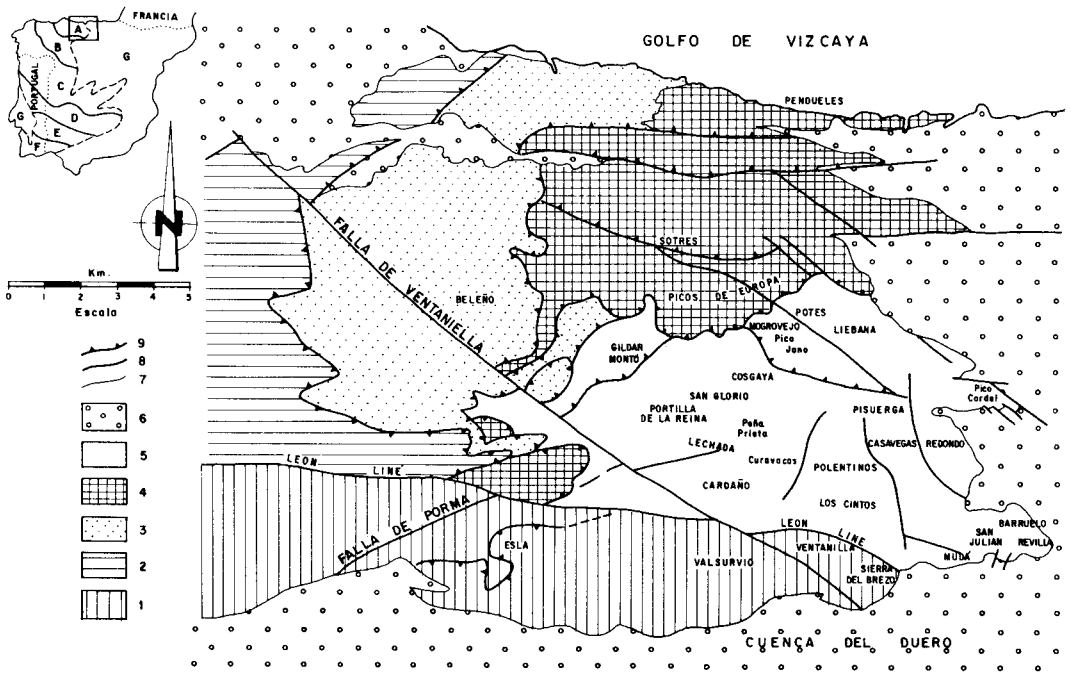


Fig. 1.—Mapa de situación y subdivisiones de la Zona Cantábrica oriental. 1.—Región de Teverga-Barrios de Luna, 2.—Cuenca Carbonífera Central, 3.—Cuenca de Beleño, 4.—Cuenca de Picos de Europa, 5.—Región Palentina, 6.—Cobertura mesozoica y terciaria. Zonas del Macizo Ibérico según Lotze (1945): A.—Cantábrica, B.—Asturoccidental-leonesa, C.—Galai-co-castellana, D.—Lusitano-alcudiana, E.—Ossa-Morena, F.—Sur portuguesa.

desarrollo de la sedimentación en el Carbonífero, observándose sólo el Paleozoico más bajo en la base de los cabalgamientos o en horsts formados durante la orogénesis herciniana. El Pérmico post-orogénico se depositó discordante sobre el Paleozoico más antiguo y soporta en discordancia al Triásico en el sur y al Cretácico en el norte. La erosión pre-triásica o pre-cretácica, o ambas, han dado como resultado el que queden sólo restos de una cobertera pérmica que debió de ser mucho más importante.

A continuación efectuaremos una revisión somera de la estratigrafía y estructura de las regiones citadas, para acabar con una visión esquemática de su evolución geológica.

### REGION DE PICOS DE EUROPA-BELEÑO

La estratigrafía y estructura de la Región de Picos de Europa-Beleño ha sido objeto de diversos trabajos, entre los que podemos citar los de Arce (1879), Schulz (1858), Maestre (1864), Gascue (1877), Barrois (1882), Puig & Sánchez

(1888), Termier (1905, 1918), Mengaud (1912, 1920, 1932), Bertrand & Mengaud (1912), Adaro & Junquera (1916), Patac (1920), Cueto y Ruiz Díaz (1927), Hernández Sampelayo (1928, 1936), Mazarrasa (1930), Karremberg (1934), Hernández P. & H.-P. (1935), Ciry (1939), Delepine (1943), Hernández Pacheco (1944), Hernández Sampelayo & Kindelan (1950), Meléndez (1950, 1952), Llopis Lladó (1958), Comte (1959), Julivert (1960, 1967a, 1967b), Higgins (1962, 1971, 1974), Sitter (1962), Adrichem Boogaert (1965, 1967), Adrichem Boogaert, Breimer, Krans & Sjern (1963), Wagner-Gentis (1963), Brouwer & Ginkel (1964), Martínez Alvarez (1965), Wagner (1965, 1970), Radig (1966), Sjern (1967), Pello (1967, 1972), Pello & Philippot (1967, Sdzuy (1967), Marcos (1967, 1968), Winkler Prins (1968), Tosal (1968), Julivert, Pello & Marcos (1969), Parga (1969), Ginkel (1971, 1972), Martínez García (1971, 1978, *in litt.*, *in litt.*), Martínez García & Wagner (1971, *in litt.*), Martínez García, Corrales & Carballeira (1971), Wagner, Winkler Prins & Riding (1971), Prado (1972), Zamarreño (1972), Maas (1974),

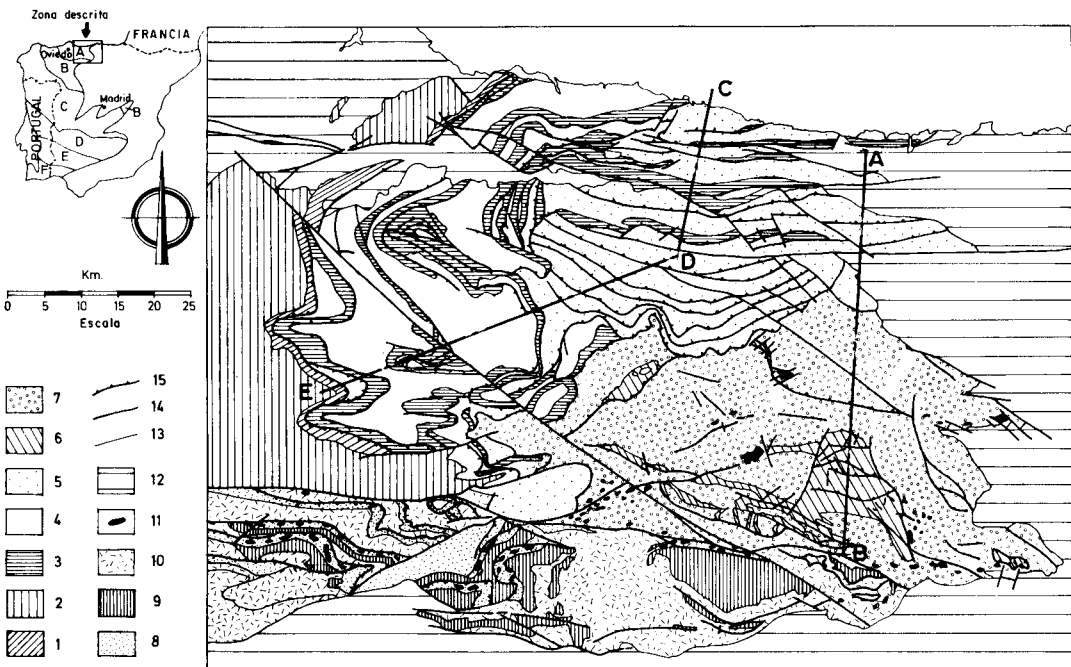


Fig. 2.—Mapa Geológico de la Cordillera Cantábrica Oriental: Cuenca Carbonífera Central: 1.—Cámbrico y Ordovícico, 2.—Carbonífero, Cuenca de Beleño: 3.—Cámbrico y Ordovícico, 4.—Carbonífero, Picos de Europa: 5.—Calizas Carboníferas, Región Palentina: 6.—Devónico, 7.—Carbonífero, Región de Teverga-Barrios de Luna: 8.—Cámbrico y Ordovícico, 9.—Devónico, 10.—Carbonífero, 11.—Rocas ígneas, 12.—Cobertera Mesozóica y Terciaria, Estructura: 13.—Contacto estratigráfico, 14.—Falla, 15.—Cabalgamiento.

Luque (1974), Forster (1974), Wagner & Martínez García (1974), Burkhardt (1966), González Lastra (1978), Marquínez (1978), Suárez, Ruiz, Galán & Vargas (1978), Portero & Ramírez del Pozo (1976), Martínez García, Lobato, Wagner, Pujalte & García Mondéjar (*in litt.*), Martínez García, Lobato, Ginkel & Savage (*in litt.*), Martínez García & Tejerina (*in litt.*), Truyols Santonja, González Lastra, Marquínez García, Martínez Díaz, Méndez Fernández, Menéndez Álvarez & Sánchez de Posada (*in litt.*).

En la Fig. 2 se observa que dicha región está constituida en su mayor parte por materiales carboníferos, aflorando el Paleozóico más antiguo (Cámbrico, Ordovícico inferior y Devónico superior) sólo a lo largo de los cabalgamientos. Estos muestran una dirección E-W al norte y giran en la parte occidental hasta una disposición N-S, volviendo a la E-W de nuevo en la parte sur.

En las Figs. 3, 4 y 5 se muestra de modo esquemático el desarrollo estratigráfico del Paleozóico pre-Pérmico. El cambio que se produce en la columna estratigráfica del Carboní-

fero superior, tiene lugar de modo gradual según una dirección oblicua a las estructuras en la parte N (zona de Meré) y paralela a ellas más al S.

#### CÁMBRICO

Los materiales más antiguos que afloran en esta región son de edad cámbrica y suelen encontrarse por encima de las superficies de cabalgamiento en la parte occidental (Julivert 1967a) y en la oriental (Martínez García 1978). Se trata de la formación carbonatada denominada de Láncara por Comte (1959) en el N de León. En la región de Picos de Europa-Beleño, esta formación presenta dos miembros de variable espesor. El inferior está formado por dolomías y calizas dolomíticas tableadas de más de 30 m de espesor con alternancias de margas y lutitas verdes y negras en capas delgadas.

El miembro superior está constituido en la Cuenca de Beleño por 12 a 40 m de calizas esparíticas con glauconita (Zamarreño 1972), pero más al E, en los Picos de Europa aparecen

calizas rojas nodulosas en la parte superior, cerca de Sotres (Martínez García 1978).

Los trilobites encontrados en el miembro superior de las Calizas de Láncara (Sdzuy 1967) indican una edad acadense (subpiso de *Conocoryphe ovata*).

Sobre la Formación Láncara se encuentra una secuencia constituida por pizarras verdes

con nódulos calcáreos en la base y una alternancia superior de areniscas y lutitas con abundante glauconita (Formación Oville). Los trilobites encontrados en las pizarras verdes basales en la cuenca de Beleño (Sdzuy 1967) pertenecen también al Acadense.

En los Picos de Europa se encuentra una secuencia semejante en la localidad de Sotres.

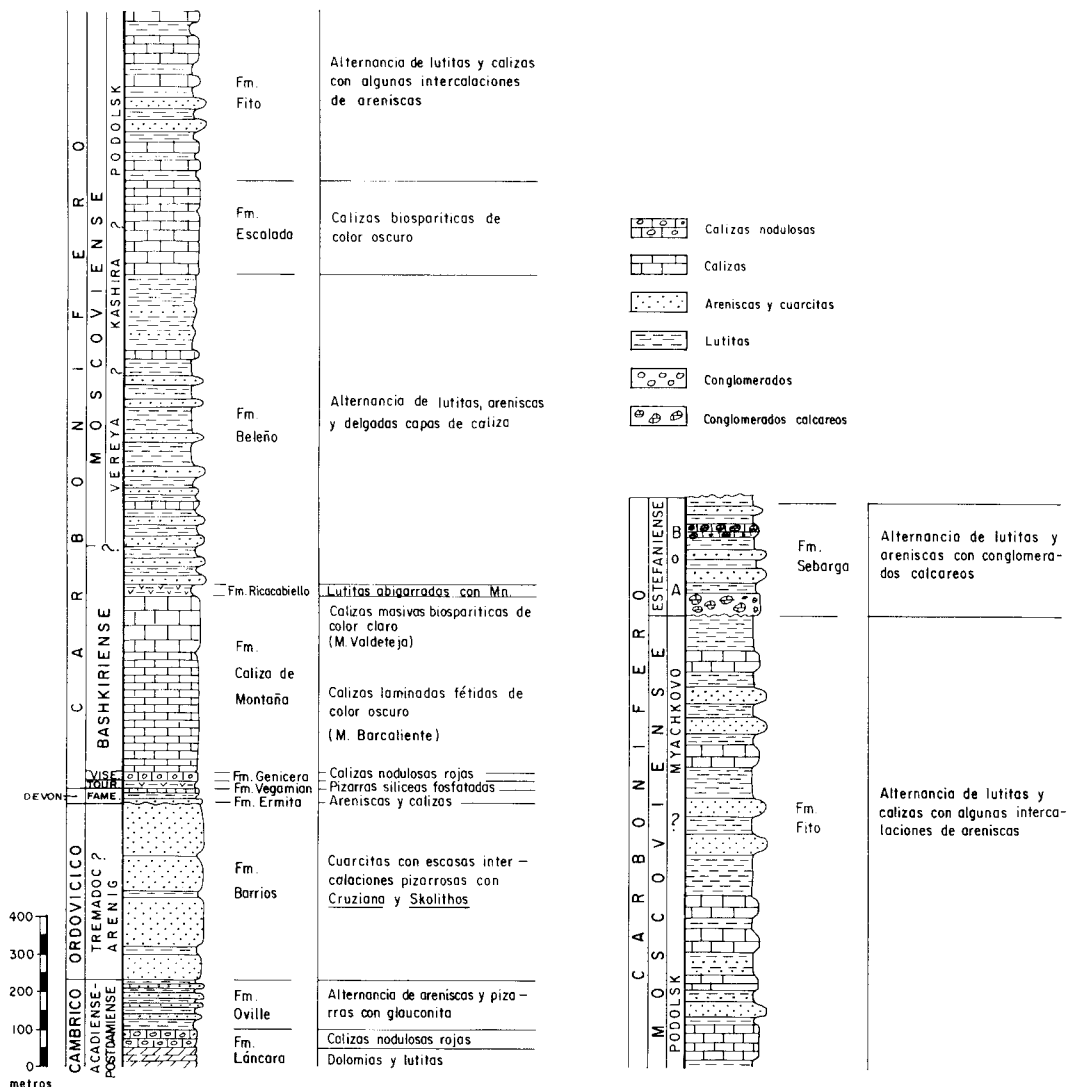


Fig. 3.—Columna estratigráfica esquemática del Paleozóico en la Cuenca de Beleño.

En conjunto, la Formación Oville es bastante lutítica. Más hacia el SW pueden encontrarse algunas calizas en la secuencia (Sjerp 1967). Las capas de arenisca se convierten en más ortocuarcíticas hacia el techo de la sucesión al aproximarse a la Formación Barrios suprayacente.

La parte superior de la Formación Oville no

ha sido datada hasta la actualidad, habiendo sido considerada tradicionalmente como abarcando el Acadiense y el Tremadoc. Sin embargo Martínez García (*in litt.*) describe en la zona de Llanes el hallazgo de *Cruzianas*, clasificadas por A. Marcos (Departamento de Geotectónica, Oviedo) en la Formación Barrios, de probable edad Tremadoc, por lo que habría en-

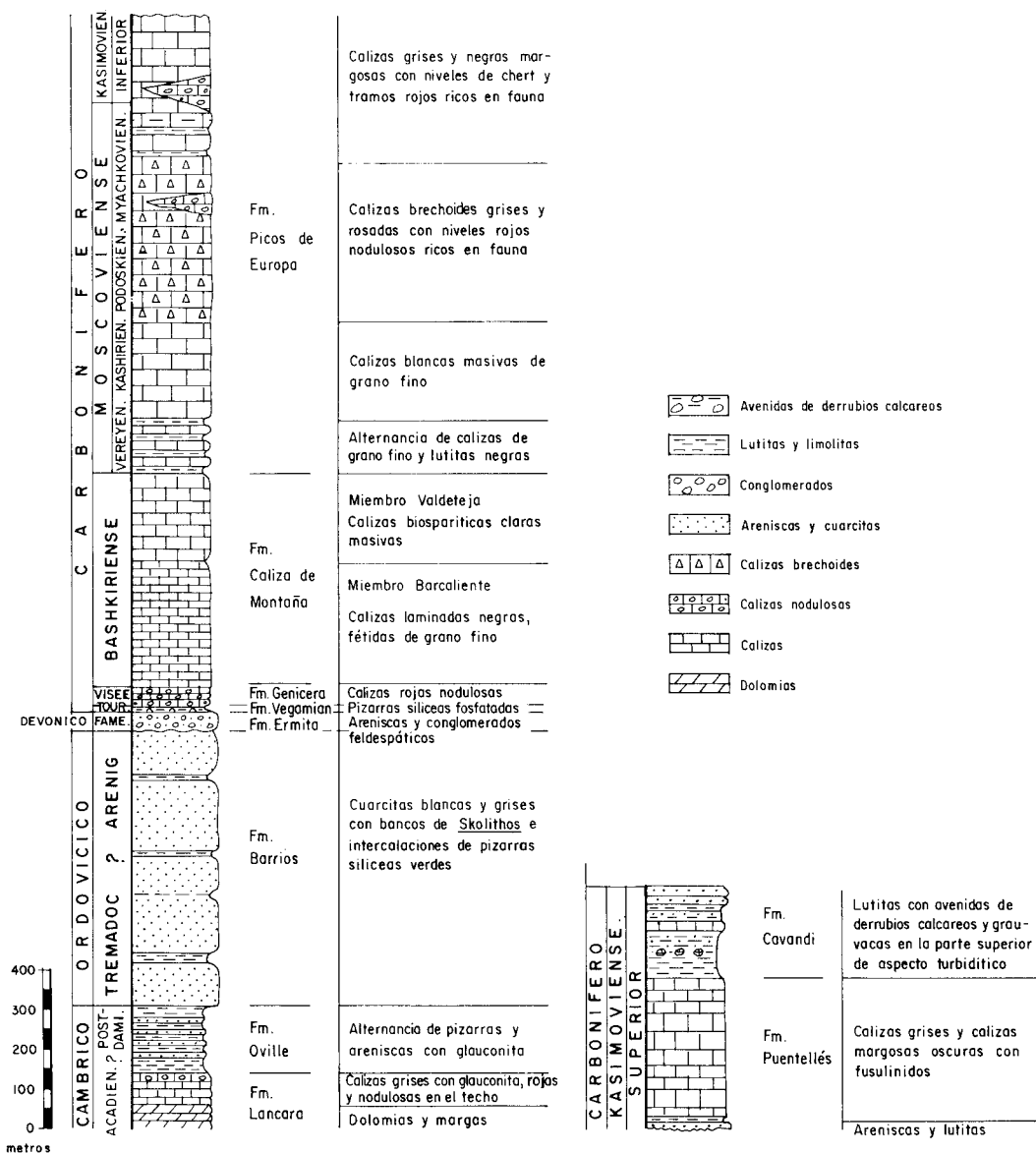


Fig. 4.—Columna estratigráfica esquemática del Paleozóico en los Picos de Europa.

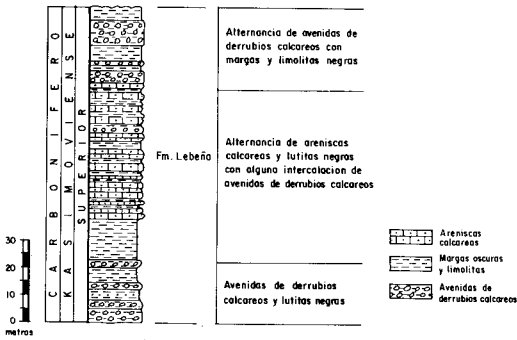


Fig. 5.—Columna estratigráfica de la Formación Lebeña junto a esta localidad (Santander).

tonces que considerar que la Formación Óville representa solamente el Acadiense.

### ORDOVÍCICO

Sobre la Formación Oville se encuentra en gran parte de la Región de Picos de Europa-Beleño, una secuencia cuarcítica que, aunque en principio fue considerada como devónica (Gascue 1877), siendo denominada «Areniscas de Cue» por Barrois en 1882 y atribuida también al Devónico, Quiroga en 1887 la describió como Ordovícica por el hallazgo de *Skolithos* y Hernández Sampelayo (1928) confirmó dicha edad al encontrar *Cruzianas* en ella.

Como se ha dicho en el apartado precedente, la Formación Barrios en el norte de la Región de Picos de Europa, presenta *Cruzianas* de probable edad Tremadoc. Estos fósiles aparecieron en la parte superior de una secuencia cuarcítica que a veces llega a los 700 m de espesor, por lo que se puede pensar que la parte inferior pueda llegar a una edad Cámbrico superior (Martínez García *in litt.*).

La Formación Barrios está constituida fundamentalmente por cuarcitas tableadas, en bancos entre 10 cm y 1 m, con frecuente estratificación cruzada que a veces llega a ser recumbente, como en el Alto de la Tornería, unos 5 Km al SW de Llanes. Suelen ser algo micáceas y con glauconita como mineral accesorio y muy poco feldespato potásico. Presenta a veces intercalaciones de unos cm a dos o tres metros de lutistas micáceas cuarzosas de color verde. Son frecuentes las capas de *Skolithos* y las *Cruzianas*, como se observa p. ej., en la vertiente N de la sierra plana de la Borbolla y cerca de Purón.

En la Región de Picos de Europa-Beleño, se diferencian claramente dos dominios (Martínez García 1978). Uno, situado al N, en que la Formación Barrios se encuentra con gran desarrollo y otro, situado al S, en que la misma desaparece a causa de la erosión pre-Devónico superior, descansando las calizas nodulosas de la Formación Genicera (Carbonífero inferior), directamente sobre la Formación Oville, con un espesor intermedio variable de areniscas, atribuidas por Sjerp (1967) a la Formación Ermita. Sin embargo, al E de Cangas de Onís, cerca de Següenco, en las areniscas situadas por debajo de la «griotte» de Genicera, hemos encontrado una fauna de braquiópodos de aspecto Frasnienense según J. García Alcalde (Departamento de Paleontología, Oviedo). Esto está también de acuerdo con el dato de la parte oriental de la región, en donde Radig (1966) cita asimismo una fauna frasnienense por debajo de las calizas nodulosas de Genicera.

### DEVÓNICO SUPERIOR

En toda la región de Picos de Europa-Beleño, se encuentra un cierto espesor de areniscas y calizas entre las cuarcitas con *Cruziana* y *Skolithos* de la Formación Barrios y las calizas nodulosas rojas de la Formación Genicera del Carbonífero inferior. Son estos materiales los identificados como Frasnienenses por Radig (1966), y como Famenienenses por Sjerp (1967) en el puerto de Tarna y por Maas (1974) en la parte S de los Picos de Europa.

Se trata de una secuencia disconforme sobre las cuarcitas de la Formación Barrios que comienza por una unidad de areniscas y conglomerados, por lo general con gran abundancia de feldespato y con frecuente glauconita, lo que puede servir como criterio de diferenciación, ya que en muchas ocasiones el aspecto a primera vista es muy parecido. El espesor de estas areniscas es muy variable, entre unos centímetros (Sotres) hasta más de 100 metros (Següenco), siendo lo normal unos 30-50 m. Pueden ser microconglomeráticas (Cué, Jou de los Boches) o francamente conglomeráticas, a veces con cantos y bloques (Purón).

Sjerp (1967) describe una fauna de braquiópodos de edad Famenienense en estas areniscas, de carácter ferruginoso, que aparecen al oeste del Mampodre, en la zona de Valverde. Sin embargo, en La Franca, la fauna es Frasnienense

(Radig 1966) así como parece ser en Següenco (García Alcalde, Martínez García y Soto *in litt.*).

Por encima de las areniscas aparecen unos metros (entre 1 y 20) de sedimentos carbonatados, generalmente muy ricos en restos de crinoides. Sjernp (1967) los incluye en la Formación Ermita y Martínez García (*in litt.*) los separa como una formación diferente a la que denomina Caliza de las Portillas en el S de la región de Picos de Europa-Beleño. Los conodontos encontrados en estas calizas proporcionan una edad Famenense superior (Adrichem Boogaert *et al.* 1963) o Tournaisiense (Truyols *et al. in litt.*), por lo que parece que el límite Devónico-Carbonífero debe trazarse por el interior de esta formación.

#### CARBONÍFERO

En la Cuenca de Picos de Europa, el Carbonífero es esencialmente calcáreo, por lo que su datación ha sido efectuada mediante fusulínidos. Esto nos obliga a seguir la descripción cronoestratigráfica basada en las zonas de fusulínidos en que se utiliza la nomenclatura rusa según los cuadros de correlación de Wagner (1971) y Wagner & Higgins (1979).

*Tournaisiense.*—Como hemos visto en el apartado anterior, los tramos calizos con abundantes crinoideos que aparecen por encima de las areniscas del Devónico superior, contienen el límite Devónico-Carbonífero. Aunque diversos autores, como Adrichem Boogaert (1967), Sjernp (1968) y Higgins (1971), que han citado en ellos faunas tournaisienses, los consideran dentro de la Formación Ermita, nosotros preferimos adoptar el nombre de Formación Las Portillas para estos materiales, comparándola con la Formación Baleas de Wagner, Winkler Prins & Riding (1971) en el norte de León y la Formación Candamo de Pello (1972) en la zona situada al W de la Cuenca Carbonífera Central.

Por encima de estas calizas aparece a veces una sucesión de pizarras negras con liditas y calizas que recibe el nombre de Formación Vegamián. Estos materiales fueron datados por Marcos (1967) mediante conodontos como tournaisienses en las cercanías de Covadonga.

La asociación de las pizarras negras con calizas negras y la eventual desaparición de alguna de estas facies lateralmente, así como la semejanza en las edades obtenidas para las forma-

ciones de Las Portillas y Vegamián, parece estar de acuerdo con la idea expresada por Wagner, Winkler Prins & Riding (1971) de que ambos materiales representan cambios laterales de facies de una misma formación.

*Formación Genicera.*—Maas (1974) denomina a las calizas nodulosas rojas de facies «griotte» del Carbonífero inferior, Formación Alba, siguiendo a Van Ginkel (1965), aunque a la misma formación, cuando no presenta el color rojo característico, la describe como Formación Villabellaco según la primitiva denominación de Wagner & Wagner Gentis (1963) en la zona de Palencia. Nosotros seguiremos las consideraciones de Wagner, Winkler Prins & Riding (1971) y aceptaremos la denominación de Formación Genicera para estas calizas nodulosas, señalando sin embargo cuando presenten la coloración roja característica (facies asturiana) y cuando no la presenten (facies palentina), ya que dichas facies no son exclusivas de las regiones que consideramos en este trabajo.

Esta formación está constituida por 15-25 m de calizas nodulosas, generalmente de color rojo en la región de Picos de Europa-Beleño, aunque en el S del Macizo de Picos de Europa se encuentra con color blanco. En la parte basal y a veces hacia la mitad, presenta radiolaritas rojas y verdes, que pueden alcanzar un gran desarrollo local (como en la playa de Ballota, cerca de Llanes). Estas radiolaritas no han sido datadas con precisión, pero al S de Llanes, en la zona de Coviellas, Martínez García (*in litt.*) describe el paso lateral a arcillas caoliniticas con una fauna de braquiópodos del Carbonífero inferior según M. L. Martínez Chacón (Departamento de Paleontología, Oviedo).

Las calizas rojas nodulosas han sido datadas como Viseenses por Maas (1974) en el S de los Picos de Europa. Tuyols, *et al. (in litt.)*, describen la presencia de conodontos del Tournaisiense superior en la base y del Viseense superior en el techo. Esta edad coincide con la de otras localidades de la Cordillera Cantábrica (Higgins, 1974).

La Formación Genicera constituye la base de las unidades alóctonas en el Dominio S de la región de Picos de Europa-Beleño, lo que fue observado por Maas (1974) y explicado por Martínez García (1978) como debido al efecto tectónico de la erosión pre-Devónico superior.

*Formaciones Barcaliente y Valdeteja.*—Maas

(1974) definió la Formación Caliza de Montaña en los Picos de Europa como equivalente a la descrita por Winkler Prins (1968) en el N de León, quien la subdividió en los miembros Vegacervera (inferior) y Valdeteja (superior). Maas no aceptaba la posterior consideración de estos miembros como formaciones (Barcaliente y Valdeteja respectivamente) por Wagner, Winkler Prins & Riding (1971), debido a la imposibilidad de cartografiarlas separadamente, y estableció el límite superior de la Formación Caliza de Montaña por debajo del miembro bandeado de las calizas masivas suprayacentes que constituyen la Formación Picos de Europa (Maas, 1974). Indica este autor que los 150 m inferiores de la Formación Caliza de Montaña presentan aspecto laminado y que la parte superior es más masiva y está dolomitizada, atribuyéndole una edad Namuriense inferior en su parte basal por pasar gradualmente a la Formación Genicera, y Bashkiriense en la parte superior por los fusulinidos de las zonas de *Millerella* y de *Profusulinella* A de Van Ginkel que aparecen en el miembro masivo.

En la región de Picos de Europa-Beleño, la Formación Caliza de Montaña llega a alcanzar más de 500 m de espesor y la parte inferior suele tener unos 300 m, estando constituida por calizas en bancos de unos 10 cm, de grano muy fino, color negro con brillo céreo en fractura y olor muy fétido. Generalmente presenta laminaciones muy uniformes y constantes del orden de 1 ó 2 mm de espesor. Se corresponde esta unidad con la Formación Barcaliente de Wagner, Winkler Prins & Riding (1971) y en la región de Picos de Europa-Beleño es perfectamente posible de cartografiar, por lo que se puede adoptar la subdivisión de la Formación Caliza de Montaña en Formaciones Barcaliente y Valdeteja.

El tránsito de la parte inferior de la Formación Barcaliente a la Formación Genicera se efectúa por unos metros de calizas grises, algo arcillosas y con chert abundante, que se observan al S de Sotres y que han proporcionado foraminíferos (Martínez García *in litt.*), clasificados provisionalmente por Van Ginkel (Geologisch Instituut, Leiden) como *Endothyra* cf. *E. ex. gr. bowmanni* y *Millerella* cf. *breviscula* del Serpujoviense o Bashkiriense inferior.

La existencia de un tramo calizo de color gris, biosparítico y con aspecto masivo por encima de la Formación Barcaliente, también se puede detectar en numerosas ocasiones, sobre

todo en las zonas este y sur de la Región de Picos de Europa-Beleño. Se trata de la Formación Valdeteja de Wagner, Winkler Prins & Riding (1971).

Estas dos formaciones aparecen prácticamente en toda la región, pero la Formación Valdeteja es seguida por sucesiones diferentes en las cuencas de Beleño y Picos de Europa. En la Cuenca de Beleño se le superpone una alternancia de lutitas, areniscas y calizas que recibe el nombre de Formación Beleño (Van Ginkel 1965). Sjerp (1967) distingue la Formación Ricacabiello, de unos 25 m de limolitas manganesíferas por debajo de la Formación Beleño y cita la presencia de una fauna de goniatítidos en ella del Namuriense B inferior, lo cual nos permite conocer el límite superior de edad de la Formación Valdeteja. Winkler Prins (1968) describe las faunas de braquiópodos del estratotipo de Valdeteja como del Bashkiriense inferior. También Martínez García (1971) halla faunas de braquiópodos, trilobites y goniatítidos en Meré por encima de la Formación Valdeteja que han sido datados como del Namuriense B (Wagner Gents *in Moore et al.* 1971).

En la Cuenca de Picos de Europa, a la Formación Valdeteja se le superpone una secuencia calcárea que llega a tener 1.000 m de espesor (Martínez García *in litt.*) y que ha sido denominada Formación Picos de Europa por Maas (1974). Sin embargo, la definición de esta formación es muy difusa y está referida al borde S de la misma, donde en la base de la formación aparece un miembro tableado de unos 100 m de espesor. A pesar de todo, según el mismo autor, la edad de este miembro bandeado, varía dentro de dicha cuenca entre Vereyense y Podolskiense, lo que nos hace pensar o bien que se trata de una facies condensada, o que existe un fuerte diacronismo con respecto al mismo. Por su parte, Truyols *et al.* (*in litt.*) indican la existencia de fusulinidos de edad Vereyense por debajo del miembro bandeado de la Formación Picos de Europa, lo que hace pensar en el diacronismo del mismo.

En resumen se puede decir que las facies de la Formación Valdeteja en la Cuenca de Picos de Europa, comprenden calizas biosparíticas de grano fino o medio y color gris o blanco irregulares en su distribución y que se pueden confundir a veces con facies existentes en la Formación Picos de Europa, por lo que la distinción entre las dos formaciones es difícil de no



estar presente el miembro bandeado de esta última.

En cuanto a los medios de depósito, la facies Barcaliente ha sido interpretada como una turbidita calcárea (Hemleben & Reuther *in litt.*). Asimismo, Martínez García (*in litt.*) muestra el paso de esta facies lateralmente a radiolaritas bandeadas en la zona del Suevo. Wagner, Winkler Prins & Riding (1971) describen el paso lateral de la formación Barcaliente a una secuencia turbidítica de carácter detrítico (Formación Olleros, norte de León).

La laminación fina regular y constante, extendida lateralmente en prácticamente toda la Cordillera Cantábrica en la misma posición estratigráfica, junto con la presencia de brechas de colapso (slump breccias), parecen indicar en efecto que las condiciones de depósito de la facies Barcaliente eran las de un medio reductor relativamente profundo y alejado de la costa. González Lastra (1978) indica la existencia de facies hipersalinas en la parte superior, probablemente coincidiendo con la elevación del fondo de la cuenca que da lugar al depósito de la facies Valdeteja.

*Formación Picos de Europa.*—La definición de Maas (1974) de esta formación en la Cuenca de Picos de Europa es incompleta y no propone una sección tipo. La sucesión inmediatamente por encima es disconforme sobre ella, por lo que es difícil saber su espesor total. Sin embargo en la parte central de la Cuenca de los Picos de Europa sobrepasa los 1.000 m (Martínez García *in litt.*). En la parte sur de la cuenca, comienza la formación con el mencionado «miembro bandeado», formado por 100 m o más de una alternancia de bancos de caliza negra de grano fino, fétida y muy parecida a la facies de la Formación Barcaliente, incluso por su contenido en chert, que puede llegar a ser grande. Se diferencia principalmente por las intercalaciones de lutitas negras, que no suelen estar presentes en Barcaliente. Los bancos de caliza negra pueden tener uno o varios metros de espesor.

Por encima se encuentran calizas grises y blancas que hacia la parte superior se vuelven brechoides y que contienen abundantes restos orgánicos. En la parte más alta muestran coloración rosada y presentan niveles de varios metros de espesor que desaparecen lateralmente, de calizas nodulosas rojas, con cierto parecido con la Formación Genicera, de la que se dife-

rencian por su alto contenido orgánico y por la presencia de fusulínidos.

Hacia la parte N de la cuenca, predominan en la base las calizas blancas de grano fino que se vuelven más grises hacia arriba, apareciendo ocasionalmente los niveles rojos. Los fusulínidos encontrados en estas calizas blancas (p. ej. en S. Pedro de Baheras en la carretera de Panes a Unquera), indican una edad Vereya, comparable a la del miembro bandeado en la zona sur.

Los fusulínidos presentes en la Formación Picos de Europa indican que la parte inferior pertenece al Bashkiriense superior (zona de *Profusulinella* subzona B) y la parte alta al Kasimoviense (zona de *Protriticites*) (determinaciones de Ginkel *in* Martínez García *in litt.*) con depósito prácticamente continuo aunque puede haber discordancias e hiatos internos localmente.

En conjunto se puede decir que la Formación Picos de Europa es un depósito de aguas someras con condiciones inframareales a intermareales. Con respecto al miembro bandeado, Maas (1974) indica que se trata de calizas tipo «Kieselkak», atribuidas a medios de plataforma de mayor profundidad (150 m). Por su semejanza con las facies de Barcaliente, atribuida a sedimentación profunda por otros autores (Hemleben & Reuther *in litt.*, Martínez García *in litt.*), nosotros pensamos asimismo que se trata de una nueva profundización de la cuenca después de la elevación que supone la facies Valdeteja. Por encima del miembro bandeado vuelve ya la sedimentación somera que continuará hasta principios del Kasimoviense.

La Formación Picos de Europa en la Cuenca de los Picos de Europa equivale en el tiempo a las formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito de la Cuenca de Beleño, que describiremos a continuación.

*Formación Ricacabiello.*—Establecida por Sjerp (1967) para describir una sucesión de 5 a 35 m de limolitas ferruginosas con chert y nódulos de manganeso. La sección tipo la sitúa al S del Pico Ricacabiello, al W de Burón (León). La edad de esta formación se encontraría entre el Bashkiriense inferior (Formación Valdeteja) y el Vereyense atribuido a una intercalación caliza situada 250 m por encima de la Formación Ricacabiello.

*Formación Beleño.*—Introducido por Ginkel (1965), está formada por unos 500-600 m de

alternancias de areniscas y lutitas con algunas calizas, aunque el espesor varía muy rápidamente hacia el E. En las intercalaciones calizas, se encontraron algas que permitieron su atribución al Moscoviense inferior. La caliza de Lázaro, situada a 250 m de la base de la Formación Beleño y de carácter oosparítico, suministró microfauna y microflora de un Vereyense probable (Sjerp 1967). Por encima de esta caliza y por debajo de la Formación Escalada, este mismo autor cita la presencia de braquiópodos de edad Kashiriense superior o Podolskiense inferior, determinados por Winkler Prins.

*Formación Escalada (Caliza Masiva).*—Encima de la Formación Beleño se encuentra una formación carbonatada, conocida con el nombre de «Caliza Masiva» a la que Van Ginkel (1965) llamó Formación Escalada y Sjerp (1967) Formación Caliza Masiva, cuyo espesor varía entre 80 y 250 m. Se trata de una biosparita de color claro con gran cantidad de algas, cuya edad ha sido determinada por Ginkel como Kashiriense superior o Podolskiense inferior. Todo ello indica que entre la Caliza de Montaña y la Caliza Masiva, la sedimentación fue muy lenta.

*Formación Fito.*—Sobre la Caliza de la Escalada, se encuentra nuevamente una secuencia alternante de lutitas y areniscas, con intercalaciones de calizas, denominada Formación Fito por Ginkel (1965), quien determinó la edad de estas últimas como del Moscoviense superior, por lo que equivale a la parte superior de la Formación Picos de Europa que aparece más al E.

*Formación Lebeña.*—Por encima de los sedimentos del Moscoviense superior-Kasimoviense de la región de Picos de Europa-Beleño, se encuentran unas secuencias de carácter principalmente detrítico, disconformes o discordantes, que han sido descritas bajo diferentes denominaciones (Julivert 1960 en Sebarga; Marcos 1967 en Gamonedo; Martínez García & Wagner 1971 en Arenas de Cabrales y Océño; Maas 1974 en Lebeña; Martínez García & Wagner *in litt.* en Panes, etc.). Según las dataciones efectuadas, las edades de estos materiales son Estefanienses, variando entre Cantabriense (Marcos 1967), Estefaniense (Julivert 1960), Estefaniense A (Martínez García & Wagner 1971) y Estefaniense B (Martínez García & Wagner *in*

*litt.*), cuando se datan mediante flora y Kasimovienses al ser datados mediante fusulínidos (Ginkel 1971, 1972; Martínez García *in litt.*). Como se puede observar en la Fig. 5, se trata por lo general de secuencias de espesor variable y carácter generalmente turbidítico. Hacia el NE se desarrollan en la base potentes secuencias carbonatadas (Formación Puentellés de Martínez García *in litt.*).

Martínez García & Wagner (1971) interpretan las discrepancias en cuanto a dataciones como existencia de materiales postleónicos hacia el W (Sebarga, Gamonedo), de edades Cantabriense o Estefaniense A, que son solapados hacia el E y SE por una secuencia post-astúrica de edad Estefaniense B.

En todo caso, los materiales de estas secuencias muestran caracteres de un medio sedimentario somero en la parte inferior que pasa a mayor profundidad hacia arriba (Fig. 5). La Formación Lebeña fue descrita por Maas (1974) en la carretera de Unquera a Potes como constituida por conglomerados y brechas calcáreas, areniscas y lutitas en discordancia angular sobre las formaciones anteriormente descritas del Carbonífero. Los conglomerados se encuentran sobre todo en la parte inferior y hacia arriba se encuentran olistostromos (Martínez García *in litt.*, Marquínez 1978). Maas (1974) indica que la edad de la Formación Lebeña debe ser Kasimoviense puesto que los fusulínidos alóctonos hallados en ella arrojan edades del Moscoviense superior. Martínez García (*in litt.*) indica la presencia de *Protriticites* en cantos de avenidas de derrubios calcáreos, determinados por Van Ginkel como kasimovienses, lo cual hace pensar en que se trate de materiales de un Kasimoviense relativamente alto si se le correlaciona con la Formación Cavandi situada al N de los Picos de Europa, como ya fue sugerido por Maas (1974).

La Formación Aliva fue descrita por Maas (1974) en la zona de los Puertos de Aliva (Santander) en el S de la Cuenca de Picos de Europa, considerándola como un equivalente lateral de la Formación Picos de Europa. Sin embargo, Martínez García (*in litt.*) cita la presencia de fusulínidos, determinados por Ginkel, del Kasimoviense, en avenidas de derrubios calcáreos, lo que indica una edad más moderna y equivalente por tanto a la de la Formación Lebeña. Por otra parte, las facies sedimentarias son también de carácter turbidítico, muy seme-

jantes a los de Lebeña, aunque no se observen conglomerados en la zona de Aliva.

En la parte norte de la Región de Picos de Europa-Beleño, cerca de Panes, se encuentra una sucesión que comienza por unos metros de areniscas y después 300 m de calizas de grano fino, algo margosas a veces en las que Van Ginkel (1971, 1972) determinó la existencia de *Triticites ohioensis benshi* del Kasimoviense. Martínez García (*in litt.*) denominó a esta sucesión calcárea, Formación Puentellés, encontrándose sobre ella una sucesión de carácter turbidítico con avenidas de derrubios calcáreos, lutitas y areniscas predominantes en la parte superior, llamada Formación Cavandi por Martínez García y Wagner (*in litt.*). Estos autores consideran a las formaciones Puentellés y Cavandi como depósitos post-astúricos.

Hacia el W se encuentran dos sucesiones equivalentes en el tiempo, pero de estratigrafía diferente descritas en Océño y Arenas de Cabrales por Martínez García & Wagner (1971).

Los fusulinidos y flora encontrados en Océño y Arenas de Cabrales (Martínez García & Wagner 1971; Ginkel 1971, 1972; Martínez García *in litt.*), indican una edad mínima Estefaniense B, pero en ambos casos los sedimentos son mucho más someros, tratándose de lutitas, calizas margosas, areniscas y conglomerados con paleocanales. En Arenas de Cabrales las areniscas alcanzan un espesor mucho mayor y son indicativas de un medio litoral.

## PÉRMICO

La existencia de sedimentos pérmicos en la Cordillera Cantábrica oriental no ha sido detectada hasta época reciente (De Jong 1971; Maas 1974; Burkhardt 1966; Martínez García *in litt.*). Maas (1974) cita la existencia de flora pérmica en la zona de Tudanca, determinada por Wagner, denominando Formación Labra a estos depósitos de 600 a 1.000 m de espesor de tipo red-beds y con gran cantidad de componentes volcánicos.

Hacia el W, el espesor de estos sedimentos disminuye hasta llegar a ser como máximo de unos 250 m (Martínez García *in litt.*) en Sotres (Fig. 6), para aumentar de nuevo al W de la Cuenca de Beleño en la zona de Villaviciosa, donde llegan a superar los 1.000 m de espesor.

Los sedimentos pérmicos de la Región de Pi-

cos de Europa-Beleño están constituidos por una parte basal de conglomerados, areniscas, lutitas oscuras y calizas que hacia arriba pasan a red-beds, conglomerados y limolitas rojas y verdes. El espesor total medido en Sotres es de 270 m.

En la Sierra de Aria, al E del Río Deva se observa existencia de conglomerados calcáreos de matriz color gris en la base, seguido por unas areniscas de color blanco, a veces conglomeráticas, con filoncillos de barita, en todo semejantes a las descritas en la zona de Villaviciosa (Prado 1972). Le siguen areniscas y lutitas de color rojo con intercalaciones de conglomerados calcáreos de matriz roja (tipo Conglomerado de la Riera de Meléndez 1950). Al E de Suarias, a esta secuencia se superponen las dolomías y calizas arenosas del Aptense (Martínez García *in litt.*).

En la Sierra de Les Cuerres, al E de La Hermida, los conglomerados calcáreos de matriz roja descansan directamente sobre las calizas carboníferas, rellenando un relieve anterior (Burkhardt 1966) y siendo seguidas por calizas arenosas y areniscas y conglomerados del Bunt del Escudo de Cabuérniga. Más al E, en la terminación oriental de la región de Picos de Europa, al N de Carmona (Provincia de Santander), se observa perfectamente cómo a la secuencia de conglomerados, areniscas, calizas y lutitas del Pérmico, se superponen las areniscas y conglomerados del Bunt.

En Sotres (Fig. 6), sobre las calizas de la Formación Picos de Europa se encuentra una sucesión de pizarras calcáreas de color negro (20 m) a los que siguen calizas tableadas con intercalaciones pizarrosas (80 m). Esta secuencia carbonatada se termina por 4 m de dolomías a las que sigue unas margas rojas con nódulos calcáreos (20 m) y una alternancia de lutitas margosas y areniscas rojas (18 m). A continuación encontramos 4 m de conglomerados calcáreos de matriz roja (Conglomerado de la Riera). Por encima se encuentran 100 m de alternancia de areniscas y lutitas de color rojizo o verdoso con lentejones de conglomerados.

En Tresviso y Beges, se encuentran restos de areniscas y lutitas. Cerca de los lagos de Covadonga aparecen areniscas y pizarras negras de la parte basal. En la zona de Alles-Ruene existe una serie de afloramientos, pinzados por el cabalgamiento de la Sierra de Cuera, en que se encuentran calizas, areniscas, lutitas y conglomerados de matriz roja. En el S de los Picos

## FORMACION SOTRES

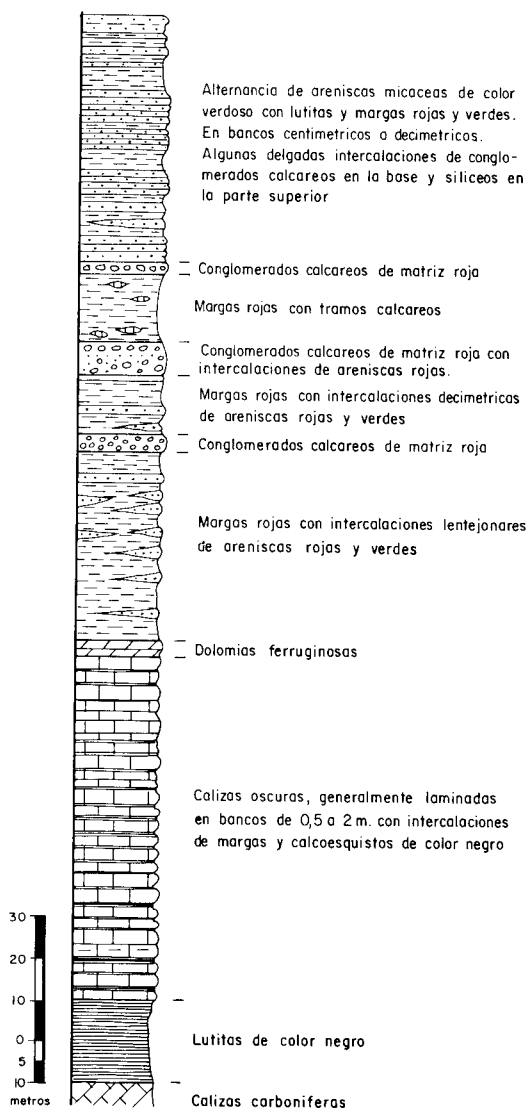


Fig. 6.-Columna estratigráfica del Pérmico en los Picos de Europa (Sotres, Asturias).

de Europa, en la Canal de San Carlos existen también conglomerados calcáreos rojos.

En la Cuenca de Beleño también existen algunos retazos de sedimentos pérmicos, como p. ej. en el Collado de Lampra, cerca de Cazo, en el Collado de Llaete, ya en Oseja de Sajambre, etc., etc.

Las características estratigráficas de los sedimentos pérmicos de la región de Picos de

Europa-Beleño, son muy semejantes a las de dichos sedimentos en la zona de Villaviciosa (parte oriental de la Cuenca Carbonífera Central), según fueron descritos primeramente por Schulz (1858) y después por Meléndez (1950, 1952), Prado (1972), Forster (1974) y Martínez García (*in litt.*), en que se observa la existencia de una secuencia basal constituida por conglomerados calcáreos de matriz gris, areniscas blancas con filones de barita, lutitas, calizas, cineritas, tobas y rocas volcánicas de carácter alcalino (Martínez García & Tejerina *in litt.*), a la que sigue otra secuencia de lutitas y areniscas rojas y conglomerados calcáreos de matriz roja que pueden alcanzar un gran espesor y cuya facies representativa es el Conglomerado de La Riera de Meléndez (1950).

Las rocas volcánicas abundan grandemente en la serie basal y ya fueron descritas como «mimófiros» por Schulz en la localidad de Bayones. Este aporte volcánico disminuye grandemente hacia el E, hasta quedar reducido a casi nada en la zona de Picos de Europa-Beleño.

Estas secuencias han sido consideradas por muchos autores como incluidas en el Trías debido a la falta de dataciones paleontológicas y a la existencia por encima del conglomerado de La Riera de margas y arcillas con yesos tan característicos de la facies Keuper. La serie basal sin embargo fue datada por Patac (1920) en la zona cercana a Oviedo (Cuenca Carbonífera Central) como Pérmico mediante la flora de Bergueres.

Por nuestra parte, las muestras estudiadas en la Universidad de Sheffield (I. Neves com. pers.) ha permitido la datación de la secuencia basal con calizas de Sotres como Autuniense mediante polen.

Por otra parte, siguiendo lateralmente estas secuencias hacia el E, se observa cómo en Carmona (Provincia de Santander) se colocan en discordancia por debajo de las areniscas y conglomerados del Bunt del Escudo de Cabuérniga.

Los depósitos del Pérmico han sido atribuidos por Martínez García & Tejerina (*in litt.*) a la formación de un «rift» continental durante la separación de Laurasia, con efusión de rocas volcánicas alcalinas y sedimentación de tipo «red-beds» a la que se asociaría la génesis de los yacimientos minerales de fluorita, barita, galena, blenda, cinabrio, calcopirita y minerales

de cobalto y níquel que se encuentran bien en estos sedimentos o en los materiales paleozóicos situados inmediatamente por debajo.

En la región de Picos de Europa-Beleño, estos yacimientos son muy numerosos y se encuentran casi siempre en relación con los sedimentos pérmicos (Martínez García *in litt.*). Entre ellos se pueden citar los de barita en Alles, manganeso y hierro en Peñamellera, plomo, cinc, mercurio y bario en Argayón, Poo, Suarías, Cabanzón, etc., hierro, manganeso y mercurio en Bufarrera y Llacerías, blenda y galena en Aliva, Sotres, etc., etc. (Fig. 7).

#### TECTÓNICA DE LA REGIÓN DE PICOS DE EUROPA-BELEÑO

La estructura de la región de Picos de Europa-Beleño ha sido objeto de diversas publicaciones desde que Schulz (1858) se refiere a ella en un corte. Posteriormente, Barrois (1882) y Sánchez Lozano (1898, *in* Adaro, 1916) publican cortes de esta región. En 1905, Termier cita la existencia de mantos de corrimiento al E de los Picos de Europa y Bertrand & Mengaud (1912) interpretan la región de Picos de Europa como constituida por varios mantos, sobre todo

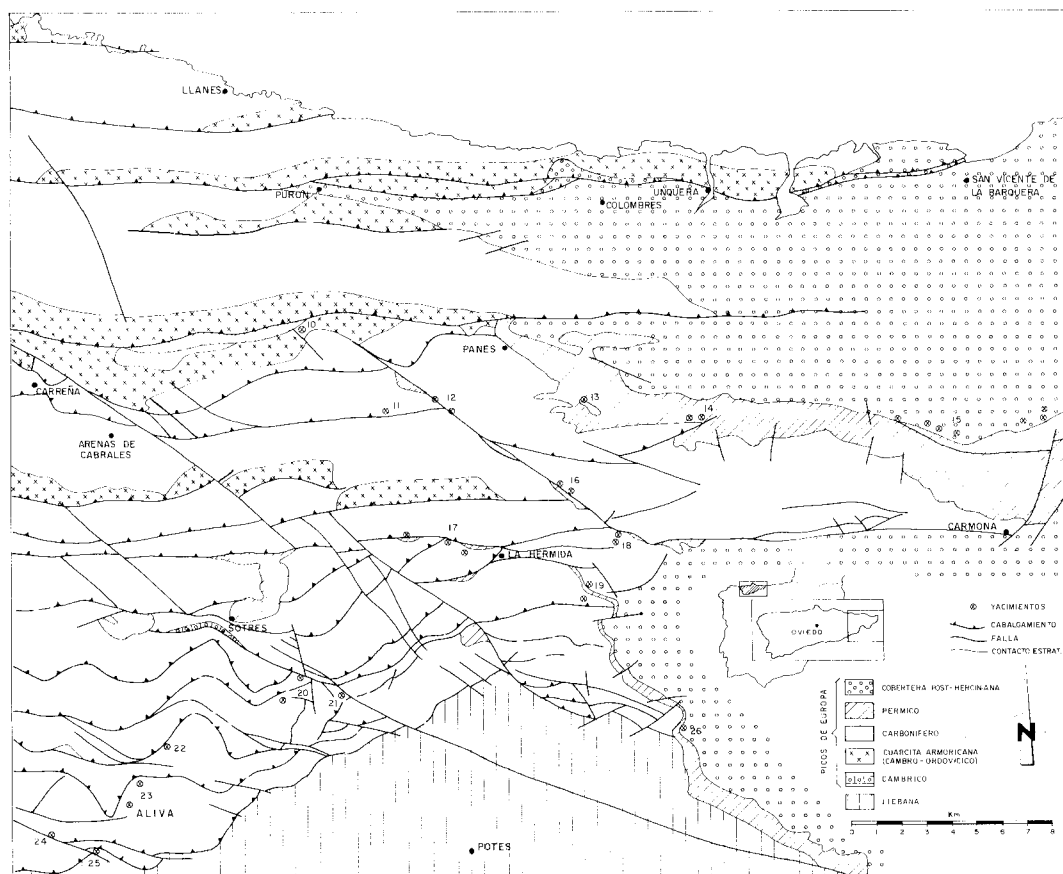


Fig. 7.—Mapa de situación de yacimientos minerales en la Región de Picos de Europa.

Estratigrafía: 1.—Cámbrico, 2.—Ordovícico, 3.—Carbonífero, 4.—Pérmico y Triásico, 5.—Cobertera Mesozóica y Terciaria.

Estructura: 6.—Contacto estratigráfico, 7.—Falla, 8.—Cabalgamiento, 9.—Mina o indicio.

Yacimientos: 10.—Niserías, 11.—Oceño, 12.—Argayón, 13.—Suarías, 14.—Los Muriazos, 15.—La Florida, 16.—Cotos Rubios, 17.—Beges, 18.—Roza, 19.—Hozarco, 20.—Andara, 21.—La Providencia, 22.—Juan de la Cuadra, 23.—Aliva, 24.—Lloroza, 25.—Fuente Dé.

debido a la interpretación de las pizarras de Lebeña y Aliva como mesozóicas. Hernández Pacheco (1913) asimismo cita fenómenos de cabalgamiento en esta región. Sin embargo, es Adaro (1916) el primero que describe acertadamente la tectónica de la región, mostrando la existencia de pliegues y fallas inversas con vergencia hacia el S e interpretando su estructura de modo autóctono. Mengaud (1920) publica la principal interpretación aloctónica, suponiendo la existencia de tres mantos superpuestos. Por su parte, Patac (1920) defiende la hipótesis autoctonista, interpretando como carboníferas las pizarras de Lebeña. Con respecto a las pizarras de Aliva, ya consideradas como carboníferas por Sánchez Blanco (1876), Cueto y Rui-Díaz (1927) cita las impresiones de plantas carboníferas recogidas por Corugedo y es también partidario de la autoctonía del macizo, como igualmente Hernández Sampelayo (1928), Mazarrasa (1930) y Hernández Pacheco y Hernández Pacheco (1935). Mazarrasa (1930) publica un mapa del área oriental de Picos de Europa y cortes en que muestra fallas inversas y vergencia sur.

Otros autores, se ocupan principalmente de la cobertera mesozóica y terciaria, como Karrenberg (1934) y Ciry (1939). En 1944, Hernández Pacheco interpreta los Picos de Europa como una región autóctona, en que durante la orogénesis herciniana se formaron fallas directas que en la orogénesis alpina rejuegan como inversas. Hernández Sampelayo & Kindelan (1950) también interpretan el área al N de los Picos de Europa como autóctona y con estructura debida sobre todo a plegamiento. Llopis Lladó (1958) describe esta misma zona como formada por pliegues hercinianos vergentes al sur y por fallas alpidicas, algunas de ellas inversas. Julivert (1960) indica que en el área de Beleño existe una tectónica longitudinal de pliegues con vergencias variables y flancos tectonizados y una tectónica transversal, sin establecer un orden claro de formación de estructuras. Los pliegues se iniciarían antes del Estefaniense y se continuarían formando después del mismo. Al final de la orogénesis herciniana se forman decrochamientos como la Falla de Ventaniella. La mayoría de las fallas están ligadas al plegamiento hercínico. En 1962, Sitter, publica una obra, fundamental para el conocimiento tectónico de la Cordillera Cantábrica con un mapa a escala 1 : 100.000, en que muestra la existencia generalizada de cabalgamientos, con aparición de las

calizas cámbricas en la base de las unidades alóctonas, como ya había sido descrito al W de la Cuenca Carbonífera Central por Gómez de Llarena & Rodríguez Arango (1948) y García Fuente (1953). Este esquema es adaptado a la zona oriental de Asturias por Julivert (1965, 1967a, 1967b), quien describe en la Cuenca de Beleño la existencia de un manto de corrimiento posteriormente plegado dando lugar a inversiones de las secuencias. Atribuye ahora una edad intrawestfaliense a la formación del manto e intraestefaniense al plegamiento. Martínez Alvarez (1965) muestra también la existencia de cabalgamientos en la zona oriental y en los Picos de Europa con aparición de franjas de caliza «griotte» del Carbonífero. Marcos (1967) describe los cabalgamientos al N de los Picos de Europa y Tosal (1968) el efecto del plegamiento alpino en la estructura de la terminación oriental de la Cordillera Cantábrica. Martínez García y Wagner (1971) muestran la existencia de cabalgamientos en la zona norte de Picos de Europa y la existencia de sedimentos discordantes del Estefaniense A o B, afectados por los cabalgamientos. Posteriormente, Maas (1974), establece la existencia de mantos de corrimiento en la parte sur de los Picos de Europa, haciendo notar que la base de las unidades alóctonas está constituida por la caliza «griotte» del Carbonífero. Martínez García (1978, *in litt.*), muestra la desaparición de la cuarcita ordovícica en el sur de los Picos de Europa por erosión, lo que da lugar a la diferencia de estructura con el Dominio Norte, en que la base de las unidades alóctonas está formada por las formaciones ordovícicas o cámbricas.

Se puede resumir la estructura de la región de Picos de Europa-Beleño, indicando que con anterioridad a la orogénesis herciniana, sólo existen levantamientos que dan lugar en el Devónico superior a la erosión de los sedimentos del Ordovícico al Devónico superior (Frasniense) y en algunas zonas incluso del Ordovícico inferior, pero sin dar lugar a discordancia angular. Si tenemos en cuenta que en áreas cercanas (Sueve) aparecen sedimentos del Llanvirn (Pello & Philippot, 1966), esto puede indicar que no hubo erosión en el Silúrico inferior como ocurre en zonas más occidentales.

La existencia de una discordancia en el Westfaliense A-B, parece indicar también una emergencia que coincide con el desarrollo de la fase

palentina en la Región de Liébana (Martínez García & Villa *in litt.*).

Los primeros depósitos discordantes, son de edad cantabriense (Marcos 1967) en la parte occidental, y del Estefaniense B en la oriental (Martínez García & Wagner *in litt.*). Sin embargo, la discordancia no es tan marcada como cabría esperar de unos depósitos postorogénicos, ya que en general se encuentran estos sedimentos sobre las calizas del Moscoviense superior o Kasimoviense. Por otra parte, en la zona oriental, son depósitos marinos, que comienzan por calizas de plataforma (Calizas de Puentellés) y continúan con una secuencia turbidítica (Formación Cavandi), con avenidas de derrubios en que se encuentran fragmentos de calizas subyacentes indicando ya la existencia de movimientos tectónicos contemporáneos. Todo ello parece indicar que la orogénesis herciniana comienza en esta zona ya en el Estefaniense B, dado que las calizas de Puentellés pueden considerarse de esta edad (Martínez García & Wagner, *in litt.*). Además, el carácter de la discordancia de estos depósitos parece indicar que tienen un carácter sinorogénico, po-

siblemente contemporáneos al desarrollo de los pliegues que más tarde darán lugar a cabalgamientos.

Los cortes de las Figs. 8 y 9 muestran la existencia de pliegues con vergencia S, algunos de ellos muy inclinados, como el de Carreña. Dichos pliegues son de escala kilométrica y se observan también en Llanes, Trespando, etc. (Fig. 10). En algunas ocasiones se observa que su flanco inverso se asocia a contactos anormales y lateralmente pasan a cabalgamientos que en las zonas más occidentales llegan a mostrar la Formación Láncara en la base de las unidades aloctonas. Esto nos indica que el mecanismo tectónico ha consistido en la formación primero de grandes pliegues de vergencia S que posteriormente se han roto por el flanco inverso para dar lugar a cabalgamientos, con aparición de la formación Láncara en la base de la unidad cabalgante, debido a la competencia del paquete formado por las areniscas y cuarcitas de las Formaciones Oville y Barrios junto con la masa de Caliza de Montaña. Ya hemos dicho anteriormente que en el Dominio Sur de la región de Picos de Europa debido a la erosión de la For-

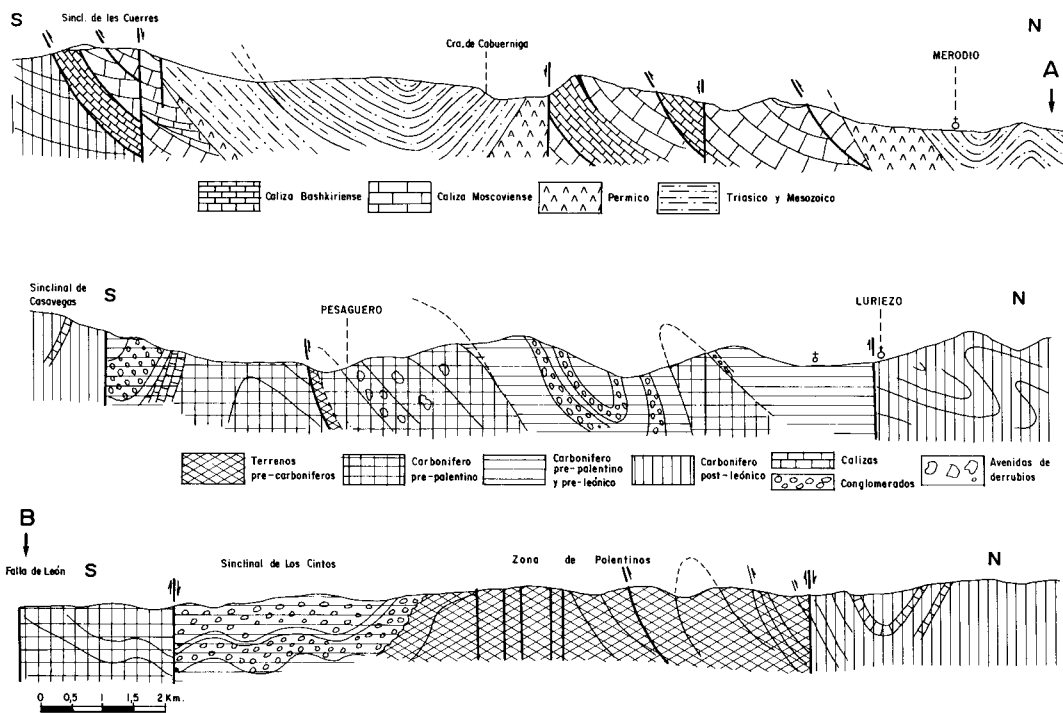


Fig. 8.-Estructura de la Cordillera Cantábrica Oriental (corte A-B de la Fig. 2).

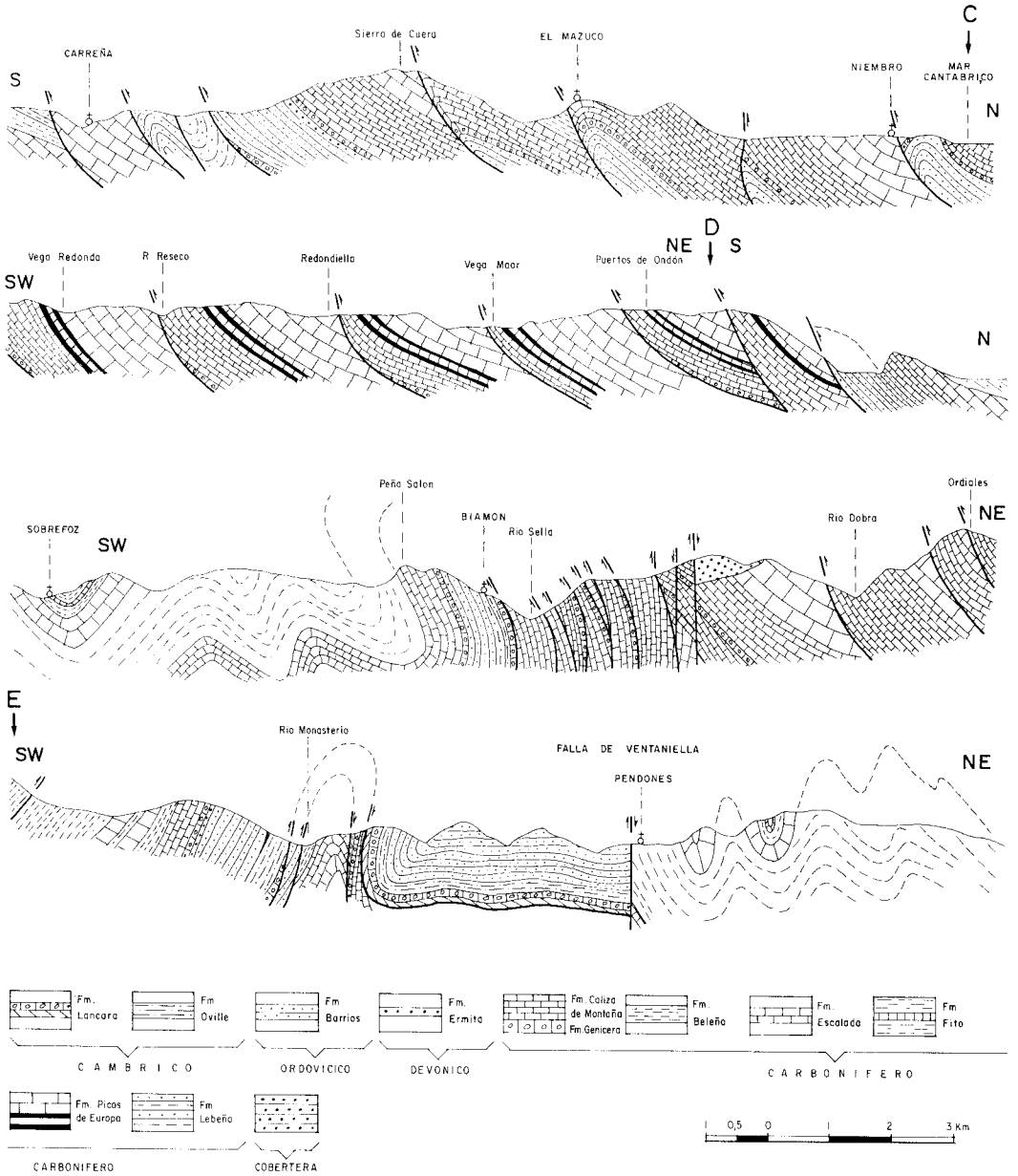


Fig. 9.-Estructura de la Cordillera Cantábrica Oriental (corte C-D-E de la Fig. 2).



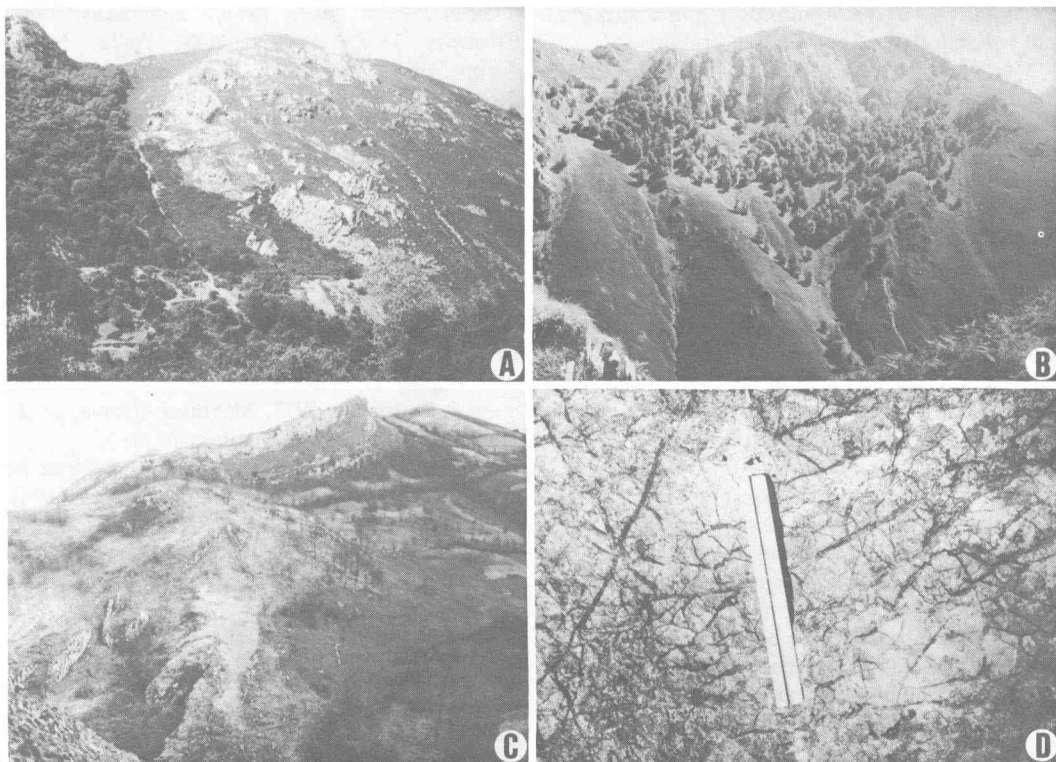


Fig. 10.—Estructuras en la Región de Picos de Europa: A) Anticlinal vergente hacia el S en la Cuarzita Ordovícica (Carreña). B) Anticlinal y sinclinal en cuarzita ordovícica sobre la que descansa la Caliza de Montaña (Trespando). C) Pliegues y cabalgamientos de las calizas carboníferas (S hacia la derecha de la foto) (La Molina). D) Brechificación en las calizas carboníferas debida a un cabalgamiento (Bufarrera).

mación Barrios y a la existencia de una Formación Oville más lutítica, el deslizamiento tiene lugar según las calizas «griotte» del Carbonífero.

Con posterioridad a la formación de los cabalgamientos, una compresión N-S da lugar a pliegues de vergencia N y a la inversión local de las estructuras, como ocurre en la parte N y W de los Picos de Europa. Tanto los cabalgamientos como los empujes que debieron dar lugar a las inversiones, se produjeron antes del depósito del Pérmico inferior, ya que éste fosiliza a un cabalgamiento invertido en Sotres (Martínez García 1978). Estos depósitos han sido datados como Autunienses en dicha localidad. Se puede concluir por consiguiente que la orogénesis herciniana en la región de Picos de Europa-Beleño tiene lugar en el intervalo Estefaniense B-Autuniense.

Las etapas siguientes son de distensión. El Pérmico está afectado por fallas normales que

se desarrollan probablemente en tiempos pérmicos y al final de los mismos, pero antes del depósito del Triásico, ya que se observa la existencia de una discordancia intrapérmica y de otra entre el Pérmico y el Triásico (Martínez García *in litt.*, Martínez García *et al. in litt.*). Dentro de estos sistemas de fractura se encuentra la Falla de Ventaniella, paralela a la Falla de Cardaño de los holandeses. Dichas fracturas comienzan actuando como desgarres y durante la orogénesis alpina juegan como fallas normales.

Durante la orogénesis alpina, se produce un nuevo plegamiento que afecta a los materiales mesozóicos, mientras que el basamento responde mediante cabalgamientos, algunos de los cuales pueden haber sido antiguos accidentes hercínicos rejugados, como p. ej. el cabalgamiento que corre al S de la Sierra de Cuera. No obstante se puede también observar que muchos de los cabalgamientos importantes no

vuelven a sufrir movimientos y son fosilizados por los sedimentos pérmicos o cretácicos.

Una característica propia del Dominio Sur de los Picos de Europa es la desaparición de la cuarcita ordovícica por erosión, descansando directamente la «griotte» carbonífera sobre la Formación Oville del Cámbrico. Esto sucede también en la zona de Tarna (Sjerp 1967) y en la ventana del río Monasterio (Julivert 1967), mostrando la superposición tectónica del Área de Beleño sobre la de Picos de Europa que se prolonga por Los Beyos y Peña Ten hasta la ventana del río Monasterio (desplazada hacia el NW por efecto de la Falla de Ventaniella). La terminación sur de Los Beyos (Niajo) y Peña Ten, son asimismo parte de una ventana tectónica alargada primitivamente en dirección NE-SW que ha sido deformada después por el juego de la Falla de Ventaniella. Esta ventana se debe a la erosión de un anticlinal posterior a los cabalgamientos pero anterior a la Falla de Ventaniella.

Todo ello nos lleva a la conclusión de que los cabalgamientos de Beleño y los de Picos de Europa son contemporáneos y por tanto que la edad de todos ellos es Estefaniense B.

REGION PALENTINA

Describimos como Región Palentina un extenso territorio situado al S de la Región de Picos de Europa-Beleño y al N de la Falla de León (Sitter 1962) y que se ha denominado de muy diversas maneras por autores anteriores (Potes, Deva, Cardaño, Liébana, Pisuegra, Carrión, etc.) (Fig. 1).

La estratigrafía y estructura de esta región ha sido objeto de estudio desde antiguo (Ezquerro del Bayo 1844, Arce 1850, Cantalapedra 1855, Prado 1856, 1860, 1861, Martín Donayre 1875, Oriol 1876a, 1876b, 1894, Navarro 1876, Mallada 1892, 1898, Sánchez Lozano 1906, 1912, Patac 1924, 1934, Dupuy & Novo 1924, Cueto Rui-Díaz 1927, Madariaga 1928, Ciry 1939, Quiring 1939, Alvarado & Sampelayo 1945, Sitter (1949, 1955, 1957, 1960, 1961, 1962a, 1962b), Wagner & Wagner Gentis 1952, Dahmer & Quiring 1953, Wagner (1955, 1958, 1959, 1960, 1962a, 1962b, 1964, 1966a, 1966b, 1966c, 1970, 1971, *in litt.*), Kanis 1956, Wagner & Breimer 1958, Schindewolf & Kullmann 1958, Nederlof 1959, Nossin 1959, Mabesoone 1959, Ginkel 1959, 1965, 1971, Kullmann 1960, 1961, 1962, 1963a, 1963b, 1965, 1966, 1967, 1968, Wagner-

Gentis 1962, 1963, 1971, Koopmans 1962, Brouwer 1962, 1964a, 1964b, 1967a, 1967b, Groot 1963, Wagner & Wagner Gentis 1963, Brouwer & Ginkel 1964, Budinger & Kullmann 1964, Binnekamp 1965, Frets 1965, Veen 1965, Sitter & Boschma 1966, Savage 1967, Sjerp 1967, Boschma 1968, Boschma, *et al.*, 1968, Reading 1970, Loon 1970, 1971, 1972, Wagner & Winkler Prins 1970, Wagner & Varker 1971, Jong 1971, Graaff 1971a, 1971b, 1971c, Ambrose 1972, 1974, Maas 1974, Kullmann & Schöenberg 1975, 1978, Boll, Kullmann & Schöenberg 1976, Kullmann, Reuther & Schöenberg 1977, Reuther 1977, Rupke 1977, Cramer & Rodríguez 1977, Martínez García, *et al.* (*in litt.*), Hemleben & Reuther (*in litt.*).

Hacia el E y el SE, la región Palentina se hunde bajo los sedimentos discordantes mesozoicos y terciarios de las cuencas de Santander y del Duero.

SILÚRICO Y DEVÓNICO

Los materiales paleozóicos pre-carboníferos afloran en las áreas de Polentinos, Gildar, Montó, Mogrovejo y Barruelo (Figs. 2 y 22).

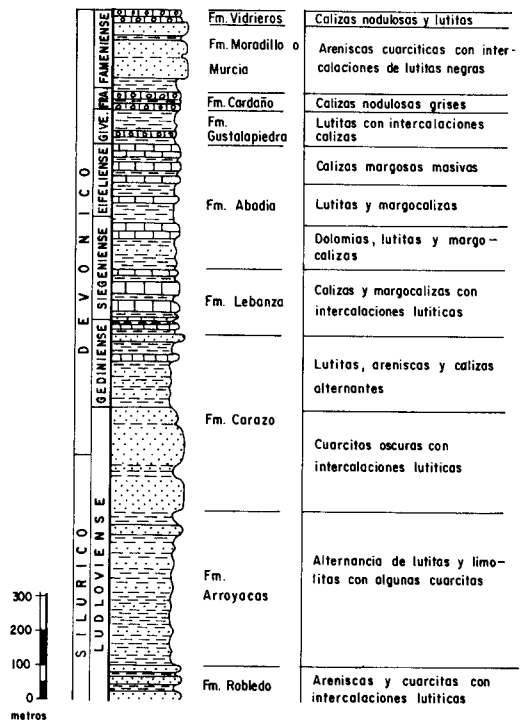


Fig. 11.-Columna estratigráfica del Devónico de la Región Palentina.

*Area de Polentinos.*—La secuencia más completa se encuentra en este área (Fig. 10), que ha sido objeto de estudio por Kullmann (1963), Van Veen (1965), Binnekamp (1965), Ambrose (1972) y Lobato (1977) principalmente. Aunque Ambrose (1972) describió aquí la existencia de materiales ordovícicos (Formación Robledo) por correlación litológica con la Formación Barrios del N de León, estos materiales, constituidos por 167 m de cuarcitas y areniscas con intercalaciones lutíticas, han sido datados como Silúrico superior por Cramer & Rodríguez (1977).

Por lo tanto, los sedimentos más antiguos datados hasta la fecha en la región Palentina pertenecen al Silúrico y están formados por la mencionada Formación Robledo y por la Formación Arroyacas suprayacente (Ambrose 1972) cuya denominación sustituye al miembro lutítico de la Formación Carazo de Veen (1965). Tiene un espesor de 370 m y está constituida por lutitas, limolitas bioturbadas y alternancias de areniscas. En la parte superior se ha descrito (Ambrose 1972) la existencia de graptolites del Ludlow.

El Devónico comienza con la Formación Carazo, primeramente definida por Veen (1965) y redefinida por Ambrose (1972) como constituida sólo por los miembros medio y superior de la del primero. Según Ambrose (1972) está constituida por dos miembros: el inferior de 10-200 m de cuarcitas de color oscuro y el superior 20 a 215 m de una alternancia de lutitas y calizas. Las faunas de braquiópodos permiten determinar su edad como Gedinense, tanto en el miembro inferior como en el superior.

Por encima se encuentra la Formación Lebanza (Alvarado y Sampelayo 1945; Binnekamp 1965), formación caliza de 120 m de espesor cuya edad ha sido determinada mediante braquiópodos como Gedinense-Siegeniense medio (Lobato 1977). La parte inferior está formada por alternancias de dolomías y lutitas, que se hacen más calcáreas y de color rojizo hacia la parte media. La parte superior son calizas margosas y masivas con fauna abundante.

Le sigue la Formación Abadía (Binnekamp 1965) y está constituida por 150-200 m de lutitas arenosas y calcáreas con varias intercalaciones calizas (Miembros Requejada, en la parte inferior y Polentinos en la parte superior). Su edad varía desde el Siegeniense superior al Givetense inferior. El Miembro Requejada fue da-

tado como Emsiense mediante goniatítidos (Kullmann 1960) y conodontos (Adrichem Boogaert 1967).

Sobre la Formación Abadía encontramos una secuencia lutítica (Formación Gustalapedra, Veen 1965) de unos 100 m con algunos niveles de caliza, sobre todo en la base. Le sigue una unidad de calizas llamadas Formación Cardaño por (Veen 1965), que desaparece rápidamente hacia el E, por lo que sólo se pueden distinguir las lutitas de Gustalapedra. Los goniatítidos y conodontos han permitido datar la Formación Gustalapedra como Givetense superior (Kullmann 1963; Adrichem Boogaert 1965; Lobato 1977). La Formación Cardaño fue definida como 50 m de lutitas calcáreas y calizas nodulosas grises. Los conodontos estudiados por Adrichem Boogaert (1965) le indican una edad Frasnense. Lobato (1977) precisa la existencia, en la parte superior, del límite Frasnense-Fameniense.

Encima de la Formación Cardaño (o de Gustalapedra) se encuentra la Formación Moradillo Wagner y Wagner-Gentis 1952), constituida por areniscas cuarcíticas con intercalaciones de lutitas negras. También ha sido denominada Formación Murcia (Veen 1965). Su espesor es de unos 100 m y las areniscas aumentan en la parte superior. La edad ha sido determinada como Fameniense inferior (Lobato 1977). La Formación Moradillo destaca grandemente en el relieve por su resistencia.

Por último encontramos la Formación Vidrieros (Veen 1965) con unos 25-40 m de calizas nodulosas de color marrón aunque pueden llegar a ser de color rojo como la facies «griotte» en el límite N de la región Palentina (Martínez García *et al. in litt.*). Según su contenido en conodontos, la edad de la Formación Vidrieros es Fameniense medio-superior y Tournaisiense inferior (Adrichem Boogaert 1967).

*Area de Gildar-Montó.*—Lobato (1977) describe 170 m de sedimentos devónicos en el Area de Gildar-Montó, divididos en tres unidades. La inferior está constituida por 70 m de calizas nodulosas alternantes con lutitas oscuras que han proporcionado conodontos de edad Givetense cerca de la base y Frasnense superior en la parte alta, por lo que se puede relacionar esta unidad con las formaciones Gustalapedra y Cardaño del Area de Polentinos.

La unidad intermedia consiste en 60 m de

areniscas cuarcíticas con intercalaciones lutíticas que se puede comparar con la Formación Moradillo de Polentinos. La unidad superior está formada por 30 m de calizas nodulosas y lutitas datadas mediante goniátidos (Kullmann 1960; Budinger & Kullmann 1964), conodontos (Adrichem Boogaert 1965) y ostrácodos (Bless & Michel 1967) como del Famenienense inferior a Famenienense superior. Se trataría de la Formación Vidrieros del Area de Polentinos.

*Area de Mogrovejo.*—Denominada «Liébana Ridge» por Maas (1974), cruza la región de Liébana desde el N hasta el SE formando un arco de concavidad hacia el NE. Se caracteriza por sus afloramientos de rocas devónicas según una serie de escamas dirigidas hacia el SW y desplazadas por fracturas de dirección NE-SW (Martínez García, Lobato, Ginkel & Savage *in litt.*). Estas escamas han sido a su vez cabalgadas por la región de Picos de Europa-Beleño (Fig. 2), observándose que dichas escamas se unen con las de Gildar-Montó, por la existencia de algunos retazos en el borde N de la región Palentina (Tanarrio, Fuente Dé y Remoña).

El Devónico de Mogrovejo presenta facies muy similares a las de la zona de Polentinos, pero los materiales más bajos que afloran son las lutitas y calizas de Gustalapedra y Cardaño, sobresaliendo las cuarcitas de Moradillo en el relieve.

*Area de Barruelo.*—Wagner (1971) describe la existencia de materiales devónicos en los klippes y en el autóctono de Barruelo, en el extremo suroriental de la Liébana. En los materiales autóctonos y en el Klippe de San Julián, procedente del N, se pueden reconocer las formaciones Arroyacas, Carazo, Lebanza, Abadía, Gustalapedra, Moradillo y Vidrieros. En el Klippe de Revilla, de procedencia meridional, la secuencia devónica es más parecida a la facies Astur-Leonesa de Brouwer (1962) que a la Palentina de este mismo autor (Wagner *in litt.*).

#### CARBONÍFERO

Se caracteriza por el gran predominio de facies turbidíticas. El área mejor conocida es la situada al sur (Fig. 12) (Wagner *in litt.*). En el norte (Fig. 13) se cuenta con los estudios de Maas (1974), Lobato (1977) y Martínez García *et al.* (*in litt.*) que resumen los conocimientos anteriores y aportan nuevos datos. A continua-

ción revisaremos los conocimientos de ambas áreas, comparando los materiales.

*Parte sur de la región Palentina* (Fig. 12).—Los estratos carboníferos más antiguos que afloran son las pizarras y lúditas negras de la Formación Vegamián (Comte 1959), descritas en el área de Cardaño por Frets (1965) y Van Veen (1965).

Están constituidas por 30-40 m de lutitas silíceas muy oscuras con lúditas, cristales de pirita y nódulos fosfáticos. En la parte superior se encuentran niveles delgados de calizas negras. Su edad varía entre Tournaisiense superior y Viseense superior bajo (Higgins *et al.* 1964, Jordan & Bless 1970, etc.).

Sobre esta formación se encuentra la Formación Genicera (también denominada Formación Villabellaco por Wagner & Wagner Gentis, (1952, 1963) y Formación Alba por Van Ginkel, (1965). Está constituida por 25-35 m de calizas nodulosas grises o rojizas con capas de chert. En el área de Barruelo, Wagner (*in litt.*), describe goniátidos y conodontos cuya edad varía desde Tournaisiense superior a Namuriense inferior. En el área de Cardaño se han identificado goniátidos y conodontos del Viseense superior (Kullmann 1963; Adrichem Boogaert 1965, 1967).

También en Cardaño, la Formación Genicera tiene encima una potente secuencia de calizas negras de grano fino, parecida a la «Caliza de Montaña» de la región de Picos de Europa-Beleño (Frets 1965; Ginkel 1965; Lobato 1977). Esta facies con tal espesor sólo se conoce en una estrecha franja de la región de Liébana, y Sitter & Boschma (1966) lo explican como un cambio de facies lateral de una secuencia terrígena. En las proximidades del Espigüete, su espesor puede llegar a 350 m. Su edad, según Ginkel (1965) es Namuriense inferior.

Wagner (*in litt.*) describe asimismo en el Area de Barruelo una caliza negra fétida laminada a la que denomina Formación Barcaliente por correlación litológica con la zona del norte de León (Wagner, Winkler Prins & Riding 1971) cuyo espesor máximo es de 70 m. Es seguida por las calizas de color claro de la Formación Valdeteja, cuya edad en el Klippe de Mudá ha sido determinada como Bashkiriense (Ginkel 1965).

La Formación Cervera, descrita por Brouwer & Ginkel (1964) y que agrupaba a todos los materiales más modernos que la «Caliza de



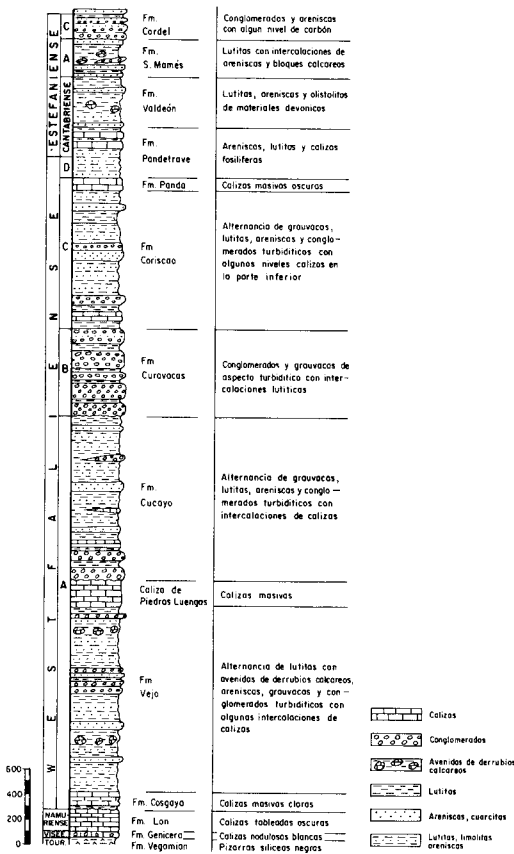


Fig. 13.-Columna estratigráfica esquemática del Carbonífero en el Norte de la Región Palentina.

Montaña» y anteriores a los Conglomerados de Curavacas, ha sido subdividida por Wagner (*in litt.*) en dos formaciones. La inferior o Formación Perapertú (Wagner & Wagner Gentis 1963) está formada por 250 m de lutitas oscuras con calizas y avenidas de derrubios calcáreos, algunos de tipo megabrecha, que lateralmente contienen las Calizas de Piedrasluengas (Ginkel 1965). Esta Formación ha sido datada como Vereyense mediante fusulínidos (Wagner *in litt.*). La Formación Carmen se encuentra superpuesta (Wagner & Wagner Gentis 1963) y está constituida por 1.000 m de lutitas, areniscas turbidíticas y conglomerados de slump proximales en la parte baja y distales hacia arriba. La Formación Carmen es disconforme sobre la Formación Valdeteja debido a un levantamiento de probable edad Westfaliense A.

Por encima se encuentra la Formación Curavacas (Kanis 1956) que en el área de Los Cin-

tos está constituida por más de 1.000 m de conglomerados con algunas alternancias de lutitas y areniscas que a veces contienen capas de carbón. Se encuentran en ellos secuencias de origen fluvial así como conglomerados depositados en avenidas en un mar somero. La edad ha sido determinada como Westfaliense B por Wagner (1960, 1965).

Sobre el Conglomerado de Curavacas se encuentra la Formación Vañes (Nederlof & Sitter 1957; Graaff 1971) con lutitas, areniscas turbidíticas y avenidas de derrubios carbonatados en la parte inferior y una alternancia de areniscas y lutitas con más turbiditas en la parte superior. Su posición estratigráfica hace pensar en una edad Westfaliense C.

La Formación Vergaño (Graaff 1971) tiene un carácter deltáico, con una unidad basal de areniscas con estratificación cruzada seguida por lutitas y areniscas con algunos niveles de calizas en la parte alta, que a su vez son seguidas por areniscas, lutitas y capas de carbón. Después de algunas capas de caliza, la parte superior está constituida por una secuencia turbidítica con lutitas, areniscas y avenidas de derrubios calcáreos, y por último una secuencia de 300 m de calizas y lutitas (Caliza de Sierra Coriza). El espesor total de la formación supera los 1.500 m. Su edad se puede determinar mediante faunas y floras como Westfaliense D inferior y Moscoviense superior (Podolskiense a Myachkoviense inferior).

En el Área de Casavegas, se encuentra por encima la Formación Roza (Wagner & Varker 1971) de carácter local y sólo 100 m de lutitas negras, dentro de los depósitos post-leónicos. Sobre ella se encuentra la Formación Ojosa (Wagner & Varker 1971), constituida por más de 2.000 m de sedimentos de carácter marino somero con facies que varían desde deltáicos, barrera y playa a mar abierto. Se ha colocado el límite convencional entre Westfaliense y Estefaniense dentro de la Formación Ojosa, en la base de la Caliza de Lores, por lo que los sedimentos situados por debajo de dicho nivel de caliza pertenecen al Westfaliense D y los de encima al Cantabriense. En la Formación Ojosa se encuentran varias capas de carbón.

Esta sucesión que hemos descrito se refiere al Sinclinal de Casavegas. En el extremo SE de la región Palentina, dentro de la Cuenca Carbonífera de Guardo, la sedimentación fue muy diferente por encontrarse en el bloque elevado de la

Falla de Los Llazos (Wagner & Varker 1971). En este equivalen a 90 m de calizas (Caliza Intermedia de Wagner, *et al.* 1977 o de Castilleira de Ginkel 1972).

Sobre la Caliza de Castillería está la Formación Verdeña (Nederlof & Sitter 1957) constituida por 280 m de margas y calizas de aguas someras y sobre ella, la Formación San Salvador de unos 200 m de sedimentos marinos y continentales, con algunas capas de carbón. Los restos fósiles indican una edad Myachkoviense superior, por lo que sería equivalente a la Formación Rozo del Sinclinal de Casavegas.

En este momento la cuenca se amplía y se deposita la Formación Brañosa (Wagner & Varker 1971) de un espesor superior a 1.000 m y con avenidas de derrubios calcáreos en la parte inferior. La parte superior está constituida por depósitos de mar somero. Su edad es Kasimoviense. No aparece en el Sinclinal de Casavegas, pero sí en el de Redondo, donde reposa con discontinuidad sobre las calizas de la Formación Vergaño (Calizas de Sierra Coriza). Al ser éstas de edad Podolskiense superior o Myachkoviense inferior y la Formación Brañosa de edad Kasimoviense, se deduce la existencia de un hiato importante. Según Wagner (*in litt.*) los primeros 775 m de la formación son marinos aunque con disminución progresiva de la profundidad de depósito, apareciendo después 2 capas de carbón (capas de la Lomba) en el valle de Redondo. En la parte más alta aparecen más tramos de carbón (tramo Peñacorba) que forman la base de la Formación Barruelo.

La Formación Barruelo (Wagner & Varker 1971) tiene más de 1.100 m de sedimentos marinos y continentales, divididos en: tramo hullero de Peñacorba (30 m), tramo marino de la Loma (330 m), tramo de los Carboneros (60 m), tramo marino de Polvorín (200 m) y tramo hullero del Calero (570 m). El estratotipo límite del Estefaniense A fue fijado en la base del Miembro Carboneros, dentro de la Cuenca de Barruelo, por lo que la parte inferior corresponde al Cantabriense y la superior al Estefaniense A.

Después de la fase Astúrica de plegamiento, se depositaron unos 500 m de conglomerados, areniscas y lutitas de carácter continental con capas de carbón que constituyen la Formación Peña Cildá (Wagner & Wagner Gentis 1963). Las floras que contiene indican una edad Estefaniense B superior o Estefaniense C inferior.

En el sur de la región Palentina no se han

citado sedimentos pérmicos. Wagner (*in litt.*) indica que el Triásico discordante hace desaparecer a los que se presentan en la zona norte, descansando las areniscas y conglomerados del Bunt directamente sobre el Estefaniense B.

*Parte norte de la región Palentina* (Fig. 13).— Ha sido poco estudiada hasta fecha reciente (Savage 1967; Boschma & Staalduin 1968; De Jong 1971; Maas 1974; Rupke 1977; Lobato 1977; Martínez García *in litt.*; Martínez García Lobato, Wagner, Pujalte & García Mondéjar *in litt.*; Martínez García, Lobato, Ginkel & Savage *in litt.*), y todavía no existe un estudio detallado del Carbonífero de esta zona, por lo que sólo es posible una descripción general y una correlación con la zona sur, de carácter provisional.

La base de la sucesión carbonífera está constituida aquí por la Formación Vegamián, cuya edad se atribuye al Tournaisiense superior. Aflora sólo raras veces y Maas (1974) supone la existencia de una discordancia bajo la Formación Villabellaco suprayacente (Formación Genicera) para explicar este hecho. En el Area de Mogrovejo está constituida por lilitas negras y pizarras silíceas.

La Formación Genicera en el N de la región Palentina fue denominada Formación Villabellaco por Maas (1974) por las diferencias en el color respecto a la región de Picos de Europa-Beleño. Se trata de calizas nodulosas con aspecto poco tableado y color gris, con intercalaciones silíceas de color blanco. Los datos de conodontos de Maas (1974) indican una edad Viseense.

Cerca del cabalgamiento que constituye el límite S de la región de Picos de Europa-Beleño, se encuentran unas calizas de 40-50 m de espesor, negras, fétidas y laminadas que proporcionaron conodontos Viseenses a Maas (1974). Martínez García (*in litt.*) los denomina Formación Lon, equiparándolas a la Formación Barcaliente de la zona sur y suponiendo que su edad puede ser más antigua que en aquella zona, en que comienza siendo Namuriense. En el caso de Lon, la caliza se encuentra sobre unas pizarras calcáreas con nódulos de edad Famenense (Maas 1974), tratándose posiblemente de la Formación Vidrieros. En la subida al Puerto de Remoña, unas calizas similares se encuentran sobre la Formación Genicera (Martínez García, *et al. in litt.*).

Sobre la Formación Lon se encuentra una

secuencia de lutitas, areniscas y calizas en bancos potentes que constituye la Formación Cosgaya. Las calizas son de grano fino y oscuras, con abundantes corales y otros restos. Contienen asimismo fusulínidos de la zona de *Profusulinella*, subzona A según Ginkel (*in* Maas 1974 y Martínez García, Lobato, Ginkel & Savage *in litt.*). Su edad es comparable a la de la Formación Valdeteja en el sur de la región Palentina (Wagner *in litt.*) aunque las facies son algo diferentes.

Las calizas de la Formación Cosgaya son seguidas por una serie lutítica con abundantes intercalaciones de areniscas, grauvacas, calizas y conglomerados con grandes bloques de caliza y cuarcita. Se trata de la Formación Vejo, en la que se ha determinado la existencia de fusulínidos de la zona de *Profusulinella*, subzonas A o B inferior (Bashkiriense superior). Hacia el este se encuentran potentes sucesiones calizas en la parte alta de la secuencia, conocidas como Calizas de Piedrasluengas (Ginkel 1965), lo que hace pensar en que las turbiditas de la Formación Vejo y la Caliza de Piedrasluengas son el equivalente lateral de la Formación Perapertú del sur de la Región Palentina.

La secuencia turbidítica bashkiriense de Vejo, es seguida por otra sucesión turbidítica con conglomerados calcáreos y cuarcíticos en una matriz lutítica que reposan directamente sobre la Caliza de Piedrasluengas en el E. Estos conglomerados alternan con lutitas, areniscas, grauvacas y calizas, constituyendo la Formación Cucayo, en cuya parte basal fue hallada una flora por Van Hoeflaken (*in* Wagner 1959) de edad Westfaliense A, lo que nos permite correlacionar dicha formación con la Formación Carmen del sur de la región Palentina que también presenta carácter turbidítico, aunque el espesor de la Formación Cucayo probablemente supere los 1.500 m. Las calizas de la Formación Cucayo han proporcionado fusulínidos de la zona de *Profusulinella*, subzona B (Vereyense a Kashiriense). Los conglomerados de esta formación tienen también carácter turbidítico y han sido descritos como formando parte de un sistema de abanicos submarinos por Rupke (1977).

En discordancia sobre las formaciones anteriores se encuentra un conjunto esencialmente conglomerático llamado Formación Curavacas (Kanis 1956). Su espesor varía desde 300 a más de 1.000 m en el Área de Portilla de la Reina

(Savage 1967) y puede presentar intercalaciones lutíticas. Este autor lo describió como depósito de abanicos submarinos, en lo cual se diferencia de la misma formación en el sur de la región Palentina (Los Cintos), en que es de carácter fluvial en parte. En el norte de la misma su edad debe ser al menos Westfaliense B igual que en el sur, ya que se han encontrado en él, cantos de calizas con fusulínidos de la zona de *Profusulinella*, subzona A. Por otra parte, las calizas de la formación suprayacente han sido datadas como Kashiriense superior (Lobato 1977).

Por encima de la Formación Curavacas se encuentra una nueva sucesión turbidítica de más de 1.600 m de espesor, sobre todo en la parte occidental. Se trata de la Formación Coriscao, constituida por una alternancia de lutitas, areniscas, grauvacas, calizas y conglomerados comparable en edad con la Formación Vañes (Nederlof & Sitter 1957) en el sur de Liébana, con la Formación Lechada de Savage (1967) y con la parte inferior de la Formación Vergaño (1971). Se desarrolla sobre todo en el Área de San Glorio-Lechada y también en Casavegas. Las calizas incluidas en esta formación (Calizas de El Ves) han dado fusulínidos de la zona *Fusulinella*, subzona A (Lobato 1977), por lo que su edad debe ser Kashiriense-Podolskiense (Westfaliense C) ya que las calizas de la formación situada por encima son de edad Podolskiense superior.

La Caliza de Panda del norte de la Región Palentina, debe ser comparable con las unidades calizas presentes en la parte superior de la Formación Vergaño (Caliza de Sierra Coriza), ya que las determinaciones de fusulínidos dan una edad Podolski superior. Maas (1974) considera la Caliza de Panda incluida en la formación superior, llamada Formación Pandetrave por Boschma & Van Staalduinen (1968), los cuales colocaban la base de la misma por encima de la Caliza de Panda. La Formación Pandetrave está constituida por lutitas con intercalaciones de grauvacas y avenidas de derrubios calcáreos, de carácter turbidítico y puede ser equivalente en parte a las Formaciones Rozo y Ojosa del Sinclinal de Casavegas (Wagner & Varker 1971).

Maas (1974) describe la Formación Valdeón en el W de la zona norte de la región Palentina, datada como Estefaniense A mediante una flora determinada por Van Ameron (*in* Kutterink 1966). Se trata de una secuencia fundamental-



mente lutítica, con conglomerados y bloques exóticos de materiales devónicos, de carácter turbidítico. La Formación San Mamés, con lutitas, areniscas y algunos bloques calcáreos que aparece en el este y cuya edad sería también Cantabriense (Wagner *in* Maas 1974, *in* Martínez García, Lobato, Wagner, Pujalte y García Mondéjar *in litt.*), podría ser un equivalente lateral, y ambas corresponderse con la Formación Lebeña de la región de Picos de Europa-Beleño.

La secuencia más moderna del Carbonífero está representada por la Formación Cordel, datada mediante flora por Wagner (1970) como Estefaniense C. Esta constituida por areniscas y conglomerados de origen fluvial semejantes a los de la Formación Peña Cildá del sur de la Región Palentina.

#### TECTÓNICA DE LA REGIÓN PALENTINA

Las primeras notas sobre la tectónica de la región Palentina proceden de Ezquerria del Bayo (1844) en su «Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia». El primer mapa geológico fue publicado por Prado (1856) a escala 1/400.000, en el que muestra la existencia de afloramientos devónicos entre el Carbonífero. Este último sistema era ya conocido por descripciones de las minas de carbón, como los de Cantalapiedra (1855). Oriol (1876) describe numerosos cortes de la zona hullera del río Carrión. Hacen también referencia a la región Palentina Barrois (1882), Mallada (1892), Patac (1924), Cueto Rui-Díaz (1926), Quiring (1939), Alvarado & Sampelayo (1945), etc.

Al comenzar a estudiarse la estratigrafía de dicha región en los años 50 (Sitter 1949; Wagner 1955; Schindewolf & Kullmann 1958, etc.), progresa asimismo el conocimiento tectónico, en la parte sur debido principalmente a los trabajos de Wagner y colaboradores (Wagner 1955, 1962b, 1966b, 1971, *in litt.*; Ambrose 1972; Wagner & Martínez García 1974) y en la parte norte a los geólogos de Leiden (Sitter 1955, 1957, 1961, 1962; Kanis 1956; Nederlof 1959; Koopmans 1962; Frets 1965; Veen 1965; Savage 1967; Sjerp 1967; Maas 1974). Con posterioridad, los trabajos son realizados por la Universidad de Oviedo (Lobato 1977; Martínez García, Lobato, Wagner, Pujalte y García Mondéjar *in litt.*; Martínez García, Lobato, Ginkel & Savage *in litt.*; Martínez García *in litt.*, etc.

Cuando Sitter (1949) resume los conocimientos sobre la tectónica de la Zona Cantábrica, señala ya la existencia de movimientos epirogénicos en el Devónico superior-Carbonífero inferior y la existencia de dos fases principales de plegamiento, la Astúrica y la Saálica. Este autor, en 1955, atribuye las direcciones diferentes que se observan en la región Palentina a la fase Astúrica, en el Estefaniense A, y cita la existencia de una fase anterior (Curavacas). Wagner (1955) establece la existencia de una fase Astúrica y otra Saálica entre el Permotrias y el Estefaniense. Kanis (1956), determina la edad de la fase llamada Curavacas mediante el hallazgo de una flora clasificada por Wagner como Westfaliense B-C, en el área de Los Cintos y describe la fuerte discordancia angular que resulta de la misma. Wagner (1959) establece la existencia de una nueva fase tectónica en el E de la provincia de León, a la que denomina «Leónica» al detectar una fuerte discordancia angular por debajo de sedimentos del Westfaliense D superior en Sabero. El mismo autor (1960) critica la equiparación de la fase Curavacas por Sitter (1958) a la fase Sudética, ya que ésta es preNamuriense mientras que aquella es Westfaliense B. Asimismo Wagner (1962) describe una discordancia angular entre la «griotte» carbonífera y materiales devónicos en la provincia de Palencia, atribuyéndola a un efecto orogénico de la fase Bretonica, considerada como epirogenética por la mayor parte de los autores. En 1963, Wagner & Wagner Gentes proponen el cambio de denominación de la fase Curavacas, sustituyéndola por fase Palentina siguiendo la tradición de nombrar las fases según áreas geográficas extensas afectadas por la misma en vez de utilizar una denominación local. En 1965 Wagner establece la existencia de las fases Palentina, Leónica y Astúrica separadas. Sitter (1962) cree que se trata de una fase Astúrica de edad variable según las zonas.

Sitter (1959) atribuye en la Región Palentina un plegamiento a la fase Sudética, que hace coincidir con el emplazamiento del Manto del Esla en el N de León. Este plegamiento tendría una dirección ENE. En la fase Astúrica ocurre otro plegamiento con ejes NNE y en la Saálica nuevo plegamiento con ejes E-W. En 1962 publica este autor un mapa con la estructura fundamental de la Región Palentina en que atribuye a la fase Astúrica los pliegues observables y supone escasa actividad en la fase Curavacas.

Asimismo establece la existencia de una gran línea de fractura a la que llama «León Line» que supondría el límite N de los «Leónides» (Región de Teverga-Barrios de Luna) separándolo de los «Astúrides» (Región Palentina, Beleño, Cuenca Central, etc.). Supone que la fase Curavacas afectó solamente a los «Leónides».

Sitter & Boschma (1966) atribuyen a la fase Sudética un levantamiento y erosión de la región Palentina, con plegamiento sólo en una estrecha zona al SW de la misma situada entre la Falla de León y el Umbral de Rabanal (Rabanal Ridge). Para dichos autores, la fase Sudética sería activa desde el Namuriense hasta la base del Westfaliense. La fase Astúrica sería activa desde el Westfaliense superior al Estefaniense. También atribuye actividad a la fase Bretónica entre el Devónico superior y el Viseense inferior. Atribuyen a la Falla de León actividad desde el Emsiense en adelante, y a la Falla de Cardaño (Falla de Ventaniella), desde el Viseense hasta el final del Carbonífero.

Savage (1967) atribuye los pliegues a la tectónica vertical rígida por fracturas fundamentales (Cardaño Line, Peñas Matas Fault, etc.) y muestra la existencia de una esquistosidad de flujo y dos o tres de fractura, originadas asimismo por gravedad a la vez que los pliegues.

Wagner (1971) describe en la Zona de Baruelo, la existencia de dos mantos de corrimiento, el de San Julián y el de Revilla, ambos formados en la fase Palentina y procedente el primero del norte y el segundo del sur. Serían por tanto estructuras gravitatorias debidas a movimientos principalmente verticales.

Ambrose (1972, 1974) estudia el Devónico del Area de Polentinos y muestra la presencia de cabalgamientos y pliegues vergentes hacia el S, formados en la fase Palentina asimismo y debidos a gravedad a causa de movimientos verticales.

Maas (1974) acepta también un origen gravitatorio de las estructuras de plegamiento, fracturación y esquistosidades presentes en el Area de Liébana, sin establecer un modelo definido y suponiendo la existencia de una deformación continua durante el Carbonífero que se traduce en la sedimentación. En la región de Liébana muestra la existencia de grandes pliegues tumbados con vergencia sur, a los que atribuye un origen sinsedimentario, de colapso, causado por el desarrollo de fallas directas. Los pliegues posteriores que muestran una crenulación aso-

ciada, podrían ser Estefanienses. Con posterioridad al Estefaniense C tiene lugar la formación de fracturas, anteriores al Pérmico, y la intrusión de las granodioritas del Pico.

Lobato (1977) efectúa un estudio general de la región Palentina y concluye que los materiales situados por debajo de la discordancia de Curavacas sufrieron una deformación con pliegues en cascada de origen gravitatorio con dirección axial E-W y vergencia S. Con posterioridad tiene lugar una nueva deformación que origina una esquistosidad de flujo y luego otra que origina una esquistosidad de crenulación. La esquistosidad de flujo en el área Carrión-Yuso-Deva es debida a la pérdida de agua. Más al sur adquiere importancia el proceso de disolución por presión, llegando a existir crecimiento de minerales metamórficos. Entre el plegamiento que da lugar a la esquistosidad de flujo y el que origina la crenulación, se produce un cabalgamiento que superpone los materiales devónicos del «Liébana Ridge» sobre el Carbonífero situado más al S, con formación de «mezclas tectónicas». Por último se producen dos sistemas de fracturas.

Martínez García, Lobato, Ginkel & Savage (*in litt.*) (Figs. 8 y 9) indican la existencia de movimientos en el Bashkiriense y Westfaliense A. La primera fase de plegamiento tiene lugar en el Westfaliense B (fase Palentina), dando lugar a pliegues tumbados de vergencia S en las turbiditas del Carbonífero pre-Curavacas, y de cabalgamientos y pliegues también vergentes al S en el Devónico de Polentinos. La segunda fase es atribuida a la fase Astúrica, ocasionando un plegamiento y formación de esquistosidad de flujo. El Sinclinal de Campollo pertenecería a esta fase. La tercera fase origina una importante zona de cabalgamientos de dirección NW-SE en el Area de Liébana que Maas (1974) interpretaba como una zona de olistostromos y olistolitos y Lobato (1977) como un cabalgamiento con una mezcla tectónica asociada. Esta zona de cabalgamientos estaría constituida por materiales devónicos principalmente, desplazados por un sistema de fallas directas de dirección NE-SW que fragmentarían las escamas dando la impresión de quedar bloques sueltos. Martínez García *et al.* (*in litt.*) demuestran asimismo la continuación hacia el W de esta zona de cabalgamientos hasta enlazar con los de Gildar-Montó, citando una serie de retazos cerca del límite con la Región de Picos de Europa. Dicha fase

sería post-astúrica y prepérmica, ya que los cabalgamientos afectan a la granodiorita de Pico Jano, instruida probablemente a la vez que la de Pico Iján que es post-Estefaniense C como mostró Maas (1974). La edad pre-pérmica de estos cabalgamientos estaría determinada por encontrarse afectados por el cabalgamiento basal de los Picos de Europa que aparece fosilizado por el pérmico en su terminación oriental (Martínez García, *in litt.*).

La cuarta fase de deformación produce pliegues de todos los órdenes, desde grandes estructuras hasta micropliegues con esquistosidad de crenulación asociada (Anticlinal de Ledantes-San Glorio, Sinclinal de Pandetrave, etc., de traza E-W). Debe tratarse de una fase anterior al Pérmico. Asociada a esta fase se encuentra una red de fracturas de desgarre de direcciones NW-SE y NE-SW. Al final tiene lugar la formación de una sucesión de fallas directas largas y sinuosas como las de Polentinos, Curavacas, Peñas Matas, etc., probablemente dentro del Pérmico, ya que los depósitos de esa edad parecen haberse formado en un régimen de distensión, observándose la fosilización de algunas de estas fallas por el Triásico (Martínez García, Lobato, Wagner, Pujalte y García Mondéjar, *in litt.*). En la Fig. 14 se muestran algunas de las estructuras presentes en esta región.

#### ROCAS IGNEAS EN LA REGIÓN PALENTINA

En el esquema geológico (Fig. 2) se observa la existencia de numerosos afloramientos de rocas ígneas intrusivas en el Paleozóico de la región Palentina y adyacentes al S de la Falla de León (Fig. 15). Mientras que al S de dicha falla, las rocas intrusivas están casi exclusivamente limitadas al Cambro-Ordovícico, en la región Palentina son intrusivas en el Carbonífero y algunas forman afloramientos grandes como los de Peña Prieta, Pico Jano y Pico Iján. Tanto unas como otras rocas se encuentran en las proximidades de dos fallas importantes, la Falla de León (León Line de Sitter, 1962) y la Falla de Porma (Sitter 1962). Ambas separan facies diferentes del Paleozóico. La Falla de León, separa las facies astur-leonesa del Devónico de la Palentina (Brouwer 1964). La Falla de Porma separa también facies diferentes del Devónico superior y Carbonífero inferior (Rupke 1965).

Anteriormente hemos visto la existencia de una erosión en el Devónico superior en la re-

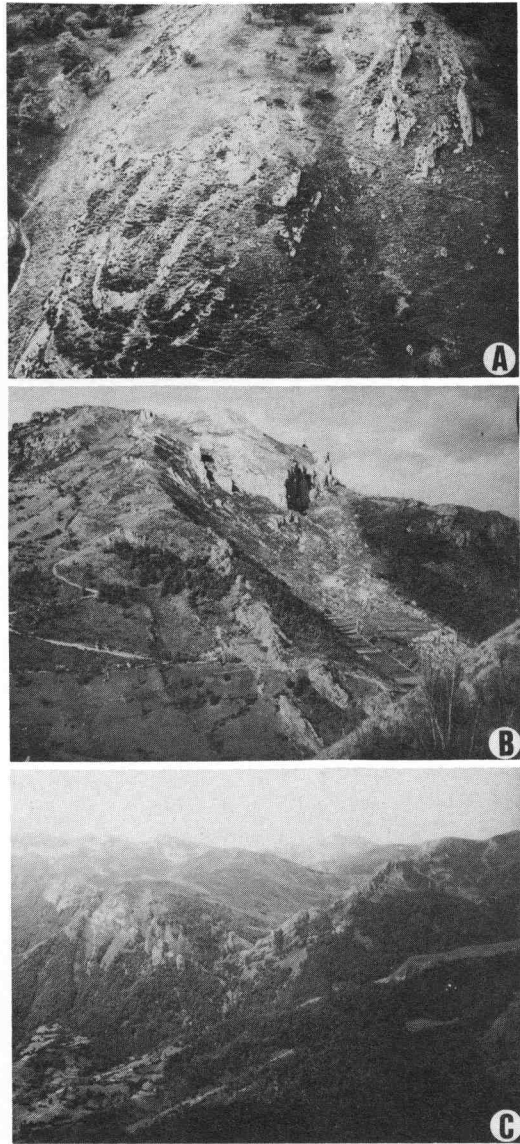


Fig. 14.—Estructuras en la Región Palentina: A) Sinclinal en calizas de la Formación Cosgaya (Cosgaya). B) Sinclinal de Cucayo. Calizas de la Formación Cucayo. C) Sinclinal de Pido (Caliza de Panda).

gión de Picos de Europa que eliminaba la Formación Barrios en el Area Sur de Picos de Europa-Beleño. Al reconstruir la posición de esta zona elevada, nos damos cuenta de que se hallaba orientada según la dirección de la Falla de Porma. Asimismo, existe un gran número de intrusiones en la región Palentina alineadas según la Falla del Porma. Por tanto, se puede

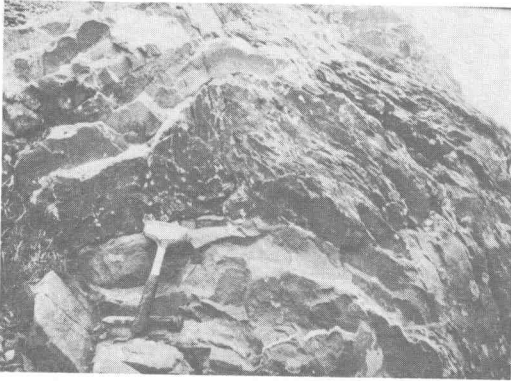


Fig. 15.—Dique de roca ígnea plegada. Puerto de San Glorio. Región Palentina.

concluir que dicha falla es una fractura importante cuya actividad comenzó ya durante el Cámbrico-Ordovícico, con salida de magmas básicos que dieron lugar a las intrusiones doleríticas del norte de León y Manto del Esla. En el Devónico superior su activación dio lugar a la erosión de la cuarcita ordovícica. Si se trata de una falla transformante, seguramente siguió el desplazamiento en ella mientras se plegaban los

bloques situados a uno y otro lado. Con posterioridad es desplazada por fracturas hercínica, y según ella tienen lugar diversas intrusiones de carácter ácido.

En cuanto a la Falla de León presenta intrusiones asociadas de carácter ácido, lo que está de acuerdo con su formación más tardía (Marcos 1968), ya que todas ellas afectan al Carbonífero.

La mayoría de las rocas ígneas de la región Palentina son granodioritas y pórfidos cuarcíferos (Suárez & García Gutiérrez 1974; Martínez García, Lobato, Ginkel & Savager *in litt.*; Martínez García *in Wagner in litt.*), presentando deformación y esquistosidad en diferentes afloramientos, habiendo sido introducidos algunos de ellos antes de la cuarta fase de deformación, que se produjo posiblemente en el límite Estefaniense-Pérmico, ya que tienen composición química y mineralizaciones asociadas parecidas a las de los intrusivos de Salave (Suárez, Ruiz, Galán & Vargas 1978), Carlés y Arcellana (García de Figuerola & Peña 1964), Lozana y Cardés (García Iglesias, Gutiérrez Claverol, Orueta & Suárez 1979) y San Salvador de Cantamuda (Palencia).

#### BIBLIOGRAFIA

- Adaro, L. de y Junquera, G. (1916).—Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp. Criaderos de Hierro de España*, 2, 1-610.
- 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.
- (1967).—Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic applications. *Leidse Geol. Meded.*, 39, 130-189.
- , Bremer, A., Krans, Th. F. y Sjep, N. (1963).—A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (Province of León, Spain). *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 70, 131-135.
- Alvarado, A. de y Sampelayo, A. H. (1945).—Zona occidental de la cuenca del Rubagón (Datos para su estudio estratigráfico). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LVIII, 144.
- Ambrose, T. (1972).—The stratigraphy and structure of the pre-Carboniferous rocks North-West of Cervera de Pisuerga, Cantabrian Mountains, Spain. *Ph. D. Diss. Univ. Sheffield*, 208 pp.
- (1974).—The Lower Paleozoic rocks of Northern Palencia (Spain). *Brev. Geol. Ast.*, XVIII, 4, 49-53.
- Arce, B. (1850).—Minas de carbón de la provincia de Palencia. *Rev. Min.*, 1, 436-440.
- (1879).—Apuntes acerca de los criaderos de calamina y blenda situados en los Picos de Europa, 1 folleto, 28 pp.
- Barrois, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. du Nord*, II, 1, 1-650.
- Binnekamp, J. G. (1965).—Lower Devonian brachiopods and stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 33, 1-62.
- Bertrand, L. y Mengaud, L. (1912).—Sur l'existence de plusieurs nappes superposées dans la Cordillère Cantabrique entre Santander et Llanes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 155, 737-740.
- Bless, M. J. y Michel, M. Ph. (1967).—An ostracode fauna from the Upper Devonian of the Gildar-Montó Region (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, 269-271.
- Boll, F. A., Kullmann, J. y Schöenberg, R. (1976).—Die Entwicklung von sedimentations- und Lebensräumen im frühen Oberkarbon des südöstlichen Kantabrischen Gebirge (Nord-Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 152, 3, 357-379.
- Boschma, D. (1968).—Provisional Geological Map of the Southern Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 43, 217-220.
- y Van Staalduinen, C. J. (1968).—Mappable units of the Carboniferous of the Southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 221-232.
- Brouwer, A. (1962).—Deux typex faciels dans le Devonien des Montagnes Cantabriques. *Brev. Geol. Ast.*, VI, 1-4, 49-51.
- (1964a).—Deux facies dans le Devonien des montagnes cantabriques meridionales. *Brev. Geol. Ast.*, VIII, 1-4, 3-10.
- (1964b).—Devonian biostromes and biohermes of the

- Southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Developments in Sedimentology*, 1, 48-53.
- (1967a).—Le Devonien inférieur des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 33, 197-203.
- (1967b).—The Devonian of the Cantabrian Mountains, North-Western Spain. in D. H. Oswald, Ed.: *Int. Symp. Devon. Syst., Calgary*, 37-45.
- y Ginkel, A. C. van (1964).—La sucesión carbonifera dans la partie meridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C. R. V<sup>o</sup> Congr. Int. Carb. Paris*, 1963, 307-319.
- Budinger, P. y Kullmann, J. (1964).—Zur Frage von Sedimentations unterbrechungen im Goniatiten und Conodontenführenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nord-Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, 414-429.
- Burkhardt, R. (1976).—Geologie und lithologie der Permotriassischen schichtabfolgen und deren Paläozoischen Rahmgesteine im bereich ostlich der Picos de Europa im Kantabrischen Gebirge Nordspanien. *Dokt. Diss. Tech. Univ. Munchen*, 119 pp.
- Cantalapiedra, R. G. (1855).—Memoria sobre las minas de carbón de Barruelo de Santullán. *Rev. Min.*, 6, 408-411.
- Ciry, R. (1939).—Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74 (4.º), 1-528.
- Comte, P. (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 69, 1-440.
- Cramer, F. H. y Rodríguez, R. (1977).—Robledo and Arroyacas Formations (Arroyo de las Arroyacas, Province of Palencia, Spain) palinologically dated as late Silurian. *Brev. Geol. Ast.*, XXI, 1, 2-4.
- Cueto y Rui-Díaz, E. (1926).—Orografía y geología tectónica del país cántabro-astúrico. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, XLVII, 9-109.
- Dahmer, G. y Quiring, H. (1953).—Oberdevon in der antiklinale zwischen der Steinkohlenbecken des Rubagon und des Carrion in Ostasturien. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 473-479.
- Delepine, G. (1943).—Les faunes marines du Carbonifere des Asturies. *Mem. Acad. Sci. Inst. France*, 66, 1-222.
- Dupty de Lome, E. y Novo, P. de (1924).—Estudio para la Investigación del Carbonifero oculto bajo el Secundario de Palencia y Santander. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 45, 23-71.
- Ezquerria del Bayo, J. (1844).—Descripción geonóstica y minera de la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min.*, XIV, 160-163.
- Forster, A. (1974).—Die Flüsspatlagerstätten Asturiens und deren Genese. *Geol. Rundsch.*, 63, 212-263.
- Frets, D. C. (1965).—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.
- García de Figuerola, L. C. y Peña, D. de la (1964).—El afloramiento cuarzdiorítico de Carlés (Asturias) y la prospección geoquímica del cobre en el mismo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, LXII, 91-106.
- García Fuente, S. (1953).—Geología de los concejos de Proaza y Tameza (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXV, 271-324.
- García Iglesias, J., Gutiérrez Claverol, M., Orueta, J. y Suárez, O. (1979).—Mineralizaciones asociadas al metamorfismo de contacto del complejo igneo de Infiesto (zona Oriental de Asturias, España). *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Porto*, XCI. (Com. VI Reun. Geol. Oeste Penins.), 155-181.
- Gascue, F. (1877).—Observaciones geológicas sobre la constitución de una parte de la provincia de Santander. *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, VI, 13 pp.
- Ginkel, A. C. van (1959).—The Casavegas section and its fusulinid fauna. *Leidse Geol. Meded.*, 24, 705-720.
- (1965).—Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, 1-225.
- (1971).—Fusulinids from uppermost Myachkovian and Kasimovian strata of NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 47, 115-161.
- (1972).—Correlation of the Myachkovian and Kasimovian of the USSR with the West European subdivision. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 1-7.
- Gómez de IJarena, J. y Rodríguez Arango, C. (1948).—Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXI, 79-206.
- González Lastra, J. (1978).—Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 249-265.
- Graaff, W. J. E. van de (1971a).—Three Upper Carboniferous, limestone rich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 46, 157-215.
- (1971b).—The Piedrasluengas Limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 151-159.
- (1971c).—Facies distribution and basin configuration in the Pisuerga area before the Leonian Phase. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 161-177.
- Groot, G. E. de (1963).—Rugose corals from the Carboniferous of Northern Palencia (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 29, 1-123.
- Hemleben, C. y Reuther, C. D. (in litt.).—The Barcaliente limestone formation (Namurian). A basin filling reflecting the development from deeper to shallow water environment, southern slope of the Cantabrian Mountains (N Spain).
- Hernández Pacheco, E. (1913).—Datos respecto a la orogenia de Asturias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XIII, 143-148.
- (1944).—Nueva hipótesis de la formación tectónica de los Picos de Europa. *Invest. y Progr.*, XV, 215-277.
- Hernández Pacheco, E. y Hernández Pacheco, F. (1935).—Observaciones respecto a la estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cántabro-Asturiana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXV, 487-497.
- Hernández Sampelayo, P. (1928).—Discusión de algunos puntos de la Hoja Geológica de Llanes (Asturias). *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 1, 5-23.
- (1936).—Sobre las Cruzianas de las Sierras Planas (Asturias). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXVI, 14-16.
- y Kindelan, A. (1950).—Explicación de la Hoja n.º 32 (Llanes) del Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*, 109 pp.
- Higgins, A. C. (1962).—Conodonts from the griotte limestone of Northwest Spain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 65, 5-22.
- (1971).—Conodont stratigraphy of the late Devonian-early Carboniferous rocks of the South Central Cantabrian Cordillera. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 179-192.
- (1974).—Conodont zonation of the lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Int. Symp. Namur. Syst., Geol. Surv. Belgium*, 4, 1-17.
- , Wagner-Gentis, C. H. T. y Wagner, R. H. (1964).—Ba-

- sal Carboniferous strata in part of Northern Leon, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas. *Bull. Soc. Belge Geol. Paleont. Hydrol.*, LXXII, 2, 205-248.
- Jong, J. D. de (1971).—Molasse and clastic-wedge sediments of the Southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. Mijn.*, 50, 3, 399-416.
- Jordan, H. y Bless, M. J. M. (1970).—Nota preliminar sobre los ostrácodos de la Formación Vegamián. *Brev. Geol. Ast.*, XIV, 4, 37-44.
- Julivert, M. (1960).—Estudio Geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXXI, 1-346.
- (1965).—Sur la tectonique hercynienne a nappes de la chaîne cantabrique (étude geologique de la Region a l'Est du Bassin Central, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 7, 644-651.
- (1967a).—La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 1-27.
- (1967b).—La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto de Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 59-76.
- , Pello, J. y Marcos, A. (1969).—Mapa geológico de España, e. 1 : 50.000, Hoja n.º 31 (Ribadesella). *Inst. Geol. Min. Esp.*, 15 pp.
- Kanis, J. (1956).—Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21, 37-45.
- Karrenberg, H. (1934).—Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Klasse*, III, 12, 103 pp.
- Koopmans, B. N. (1962).—The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 121-232.
- Krans, Th. F. (1965).—Etudes morphologiques de quelques spiriferes devoniens de la chaîne Cantabrique (Espagne). *Leidse Geol. Meded.*, 33, 74-148.
- Kullmann, J. (1960).—Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Abh. Math. Natur. Kl. Akad. Wiss. Liter. Mainz*, 7, 105 pp.
- (1961).—Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I, Stratigraphie. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 113, 219-326.
- (1962).—Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien. *Abh. Math. Natur. Kl. Akad. Wiss. Liter. Mainz*, 6, 1-119.
- (1963a).—Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II Paläontologie der U. O. Prolecanitina Miller & Furnish. Die Altersstellung der Faunen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 116, 269-324.
- (1963).—Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica. *Est. Geol.*, XIX, 161-191.
- (1965).—Rugose korallen der Cephalopodenfazies und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Abh. Math. Natur. Kl. Akad. Wiss. Liter. Mainz*, 2, 136 pp.
- (1966).—Goniatiten-Korallen-Vergesellschaftungen im Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 125, 443-446.
- (1967).—Associations of Rugose Corals and Cephalopods in the Devonian of the Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Int. Symp. Devon. Syst. Calgary*, 2, 771-776.
- (1968).—Asociaciones de corales y goniatites en el Devónico y Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. *Est. Geol.*, XXIV, 205-241.
- , Reuther, C. D. y Schöenberg, R. (1977).—La transición del estado geosinclinal a la orogénesis en la formación variscica de la Cordillera Cantábrica. *Brev. Geol. Ast.*, XXI, 1, 4-11.
- y Schöenberg, R. (1975).—Geodynamische und Paläo-kologische Entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien). Ein interdisziplinäres Arbeitskonzept. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, 151-166.
- y Schöenberg, R. (1978).—Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (Leon Line, Cantabrian Mountains, North Spain). *Tectonoph.*, 48, T15-T22.
- Kuterink, J. A. (1966).—Geologie van het Valdeon gebied in Spanje. *Int. Rep. Geol. Inst. Univ. Leiden*, Holanda.
- Lobato, L. (1977).—Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE de León, NO de Palencia y SO de Santander). *Inst. Fr. Bern. de Sahagún, C.S.I.C. León*, 133 pp.
- Loon, A. J. van (1970).—Grading of matrix and pebble characteristics in syntectonic pebbly mudstones and associated conglomerates, With examples from the Carboniferous of Northern Spain. *Geol. Mijn.*, 49, 41-56.
- (1971).—The stratigraphy of the Westphalian C around Prioro (prov. León, Spain) (with Palaeontological notes by G. E. de Groot, H. W. J. van Amerom & R. H. Wagner). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 231-266.
- (1972).—A prograding deltaic complex in the Upper Carboniferous of the Cantabrian Mountains (Spain): the Prioro-Tejerina Basin. *Leidse Geol. Meded.*, 48, 1-81.
- Lotze, F. (1945).—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. (Observaciones respecto a la división de los variscidos de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, V, 149-166).
- Luque, C. (1974).—Los yacimientos de mercurio astur-leoneses. *Bol. Inst. Est. Ast.*, 19, 3-11.
- Llopis Lladó, N. (1958).—Sobre el Karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra de Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso. *Speleon*, 9 (3-4), 3-59.
- Maas, K. (1974).—The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain; Deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 379-465.
- Mabesoone, J. M. (1959).—Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero Basin (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 24, 36-179.
- Madariaga, R. de (1928).—Introducción a un ensayo de sincronización de cuencas carboníferas españolas. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 (1), 51-59.
- Maestre, A. (1864).—Bosquejo general geológico de España a escala 1 : 2.000.000. Madrid.
- Mallada, L. (1892).—Notas para el estudio de la cuenca hullera de Valderrueda (León) y Guardo (Palencia). *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 18, 467-496.
- (1968).—Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devónico y Carbonífero. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 3, 405 pp.
- Marcos, A. (1967).—Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 39-46.
- (1968).—La tectónica de la unidad de la Sobia-Bodón. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2, 59-87.
- Marquín, J. (1978).—Estudio geológico del Sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 295-315.

- Martín Donayre, F. (1875).—Informe sobre el estado de las minas de carbón de Santullán. *Rev. Min.*, 8, 161 pp.
- Martínez Álvarez, J. A. (1965).—Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias. *Inst. Est. Ast.*, 132 pp.
- Martínez García, E. (1971).—The age of the Caliza de Montaña in the Eastern Cantabrian Mountains. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 267-276.
- (1978).—El Cámbrico de los Picos de Europa. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 341-349.
- (*in litt.*).—Explicación de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50.000 (Magna), n.º 56 (Carreña-Cabrales). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (*in litt.*).—Explicación de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50.000 (Magna), n.º 32 (Llanes). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (*in litt.*).—An outline of the stratigraphy and structure of the Paleozoic in the Eastern Cantabrian Mountains (Northwest Spain). *C. R. IX Int. Carb. Congr., Washington-Urbana*, 1979.
- , Corrales, I. y Carballeira, J. (1971).—El Flysch Carbonífero de Pendueles (Asturias). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 277-283.
- , Lobato, L., Wagner, R. H., Pujalte, V. y García Mondéjar, J. (*in litt.*).—Explicación de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50.000 (Magna), n.º 82 (Tudanca). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- , Lobato, L., Ginkel, A. C. van y Savage, J. F. (*in litt.*).—Explicación de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50.000 (Magna), n.º 81 (Potes). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- y Tejerina, L. (*in litt.*).—Fluorspar deposits associated with Carboniferous and Permian rocks in Asturias and Leon (Northwest Spain). *C. R. IX Int. Carb. Congr., Washington-Urbana*, 1979.
- y Villa, E. (*in litt.*).—Una discordancia importante en el Carbonífero de los Picos de Europa (Asturias, NW de España). *IX Congr. Nac. Sedim., Salamanca*, 1980.
- y Wagner, R. H. (1971).—Marine and continental deposits of Stephanian age in Eastern Asturias (NW Spain). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 285-305.
- y — (*in litt.*).—The post-asturian, marine basin of late Stephanian age in Northwest Spain. *C. R. IX Int. Carb. Congr., Washington-Urbana*, 1979.
- Mazarrasa, J. (1930).—Estudio de criaderos minerales de la provincia de Santander. Criaderos Zinc. *Bol. Met. Comb.*, 157, 521-550; 158, 571-600; 159, 631-651; 161, 675-692.
- Meléndez, B. (1950).—Nota previa sobre los terrenos pérmicos de Colunga y Caravia (Asturias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLVIII, 141 pp.
- (1952).—Le Pérmien des Asturies Orientales. *C. R. III Congr. Int. Carb., Heerlen*, 2, 453-455.
- Mengaud, L. (1912).—Chevauchement du Paleozoique de la Sierra de Pimiango sur le Nummulitique des environs de Colombres (Asturias). *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 13, 116-118.
- (1920).—Recherches géologiques dans la région cantabrique. *These Fac. Sci. Paris*, 853 (ser-A), 370 pp.
- (1932).—Sur la structure de la Chaîne Cantabrique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 195, 1902-1904.
- Moore, L. R., Neves, R., Wagner, R. H. y Wagner Gentis, C. H. T. (1971).—The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanin Area of Northern Leon, NW Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 307-363.
- Navarro, J. (1876).—Consideraciones sobre el porvenir de las cuencas carboníferas de España con aplicación a la provincia de Palencia. *Rev. Min.*, 18, 445-452.
- Nederlof, M. H. (1959).—Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the Upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 24, 603-703.
- y Sitter, L. U. de (1957).—La cuenca carbonífera del río Pisuerga (Palencia). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXVIII, 1-44.
- Nossin, J. J. (1959).—Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 24, 283-406.
- Oriol, R. (1876a).—Descripción geológico industrial de la cuenca hullera del río Carrión de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 3, 137-168.
- (1876b).—Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 3, 257-275.
- (1894).—Las cuencas hulleras castellanas. *Rev. Min.*, 12, 113-116.
- Parga, J. R. (1969).—Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv. *Geol. Rundsch.*, 59, 323-336.
- Patac, I. (1920).—La formación Uraliense asturiana. *Congr. Nac. Ing. Madrid, Secc. IV, Artes Gráficas*, Gijón, 49 pp.
- (1924).—Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión en la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min. Met. Comb.*, 80.
- (1934).—Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Pisuerga y de la Pernía en la provincia de Palencia. *Cat. Mem. Est. Criad. Min. Esp.*, 212, 273-277.
- Pello, J. (1967).—Estudio geológico de la prolongación oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 27-39.
- (1972).—Estudio geológico de la región central de Asturias. *Tesis Doct. Univ. Oviedo*.
- y Philippot, A. (1967).—Sur la presence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Asturies, NW de l'Espagne). *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 4, 156-157.
- Portero, J. M. y Ramírez del Pozo, J. (1976).—Explicación de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50.000 (Magna), n.º 33 (Comillas). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Prado, C. de (1856).—Mapa geológico de la provincia de Palencia escala 1 : 400.000.
- (1860).—Sur l'existence de la faune primordiale dans la Chaîne Cantabrique (suivie de la description des fossiles par MM. de Verneuil et Barrande). *Bull. Soc. Geol. France* (2), 17, 516-554.
- (1861).—Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia, escala 1 : 100.000. *Com. Est. Gen. Reino*.
- Prado, J. (1972).—Nota sobre la petrografía de la zona de Viñón (Asturias). *Stud. Geol.*, III, 7-32.
- Puig, G. y Sánchez, R. (1888).—Datos para la geología de la provincia de Santander. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 15, 251-329.
- Quiring, H. (1935).—Stratigraphische Stellung der ostasturischen Steinkohlenflotze. *Gluckauf*, 71, 350-354.
- (1939).—Die Ostasturischen Steinkohlenbecken, *Archiv f. Lagerstättenforsch.* 69, 1-66.
- Quiroga, F. (1897).—Noticias petrográficas sobre la provincia de Santander. *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XIV, 216 pp.
- Radig, F. (1966).—Eine Oberdevon Fauna aus dem Ostlichen Asturien (Spanien) und die schichtlucke unter den Knollenkalken des Visé. *Zeitsch. Dtsch. Geol. Ges.*, 115, 515-523.
- (1970).—Sedimentation in the Upper Carboniferous of the Southern Flanks of the Central Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Proc. Geol. Assoc.*, 81, 1-41.

- Reuther, C. D. (1977).—Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinal-Orogen. *Claust. Geol. Abh.*, 28, 12 pp.
- Rupke, J. (1965).—The Esla Nappe, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 32, 1-74.
- Rupke, N. (1977).—Growth of an ancient deep-sea fan. *Jour. Geol.*, 85, 725-744.
- Sánchez Blanco, F. (1876).—Apuntes geológicos de la provincia de Santander. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 3, 279-282.
- Sánchez Lozano, R. (1906).—Datos geológico-mineros relativos a la cuenca carbonífera de Guardo (Palencia). *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 28, 105-134.
- (1912).—Sondeo en el extremo oriental de la cuenca carbonífera de Guardo. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 33, 103-116.
- Savage, J. F. (1967).—Tectonic Analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39, 185-247.
- Schindewolf, O. H. y Kullmann, J. (1958).—Goniatites devónicos y carboníferos de la Cordillera Cantábrica. *Est. Geol.*, XIV, 43-53.
- Schulz, G. (1858).—*Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. José González, Madrid, 138 pp.
- Sdzuy, K. (1967).—Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 77-134.
- Sitter, L. U. de (1949).—The development of the Paleozoic in Northwestern Spain. *Geol. Mijl.*, 11-12, 312-319.
- (1955).—Nota previa sobre la geología de la Cuenca Carbonífera del río Pisuerga (Palencia). *Est. Geol.*, XI, 115-126.
- (1957).—The structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Cantabrian Mountains. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 105, 272-284.
- (1959).—The Rio Esla Nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabric Mountain Chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 56, 3-23.
- (1960).—Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. Mijl.*, 22, (39), 189-194.
- (1961).—The Hercynian orogenes in Northern Spain in: *Some aspects of the Variscan Fold Belt*. Univ. of Manchester Press, 1-18.
- (1962).—The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 255-264 y *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 74, 393-412.
- y Boschma, D. (1966).—Explanation of the Geological Map of the Paleozoic of the Cantabrian Mountains. Sheet 1, Pisuerga. *Leidse Geol. Meded.*, 31, 191-238.
- Sjerp, N. (1967).—The Geology of the San Isidro-Porma Area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, 55-128.
- Suárez, O. y García Gutiérrez, A. (1974).—Petrología de la granodiorita de Peña Prieta (León, Santander, Palencia). *Acta Geol. Hisp.*, IX, 154-158.
- , Ruiz, F., Galán, J. y Vargas, I. (1978).—Edades Rb-Sr de granitoides del Occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 437-442.
- Termier, P. (1905).—Sur la structure geologique de la Cordillere Cantabrique dans la province de Santander. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 141, 920-922.
- (1918).—Contribution a la connaissance tectonique des Asturias: anomalies au contact du Houiller et du Devonien d'Arnao. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 166, 434-439.
- Tosál, J. M. (1968).—Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. *Brev. Geol. Ast.*, XII, 1, 9-14.
- Truyols Santonja, J., González Lastra, J., Marquín García, J., Martínez Díaz, C., Méndez Fernández, C., Menéndez Álvarez, J. R. y Sánchez de Posada, L. (*in litt.*).—Preliminary note on two marine sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa Area (Cantabrian Mountains, NW Spain). *C. R. IX Int. Carb. Congr. Washington-Urbana*, 1979.
- Veen, J. van (1965).—The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño Area, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35, 45-104.
- Wagner, R. H. (1955).—Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico superior de Barruelo (Palencia). *Est. Geol.*, XI, 145-202.
- (1959).—Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España (NW) y Portugal. *Est. Geol.*, XV, 41-44.
- (1960).—Middle Westphalian floras from Northern Palencia (Spain). *Est. Geol.*, XV, 55-92.
- (1962a).—A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW Spain. *C. R. IV Congr. Int. Carb., Heerlen*, 3, 753-762.
- (1962b).—Discordancia bretónica en el NE de Palencia (España). *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 67, 17-24.
- (1964).—Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westphalian D-Stephanian A boundary. *C. R. V. Congr. Int. Carb., Paris*, 835-851.
- (1965).—Paleobotanical dating of upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 66, 169 pp.
- (1966b).—Notes on the geology of Palaeozoic rocks in the Northeastern part of the province of Palencia, NW Spain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 86, 31-40.
- (1966c).—Sur l'existence, dans la Cordillere Cantabrique, de series de passage entre Westphalien et Stephanien: la limite inferieure de ces formations «Cantabriques». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, 1,337-1,340.
- (1970).—An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain. *Congr. Coll. Univ. Liege*, 55, 429-463.
- (1971).—Carboniferous nappe structures in northeastern Palencia (Spain). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 431-459.
- (*in litt.*).—Explicación de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50,000 (Magna), n.º 107 (Barruelo de Santullán). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- y Breimer, A. (1958).—Una flora del Estefaniense inf. en el Monte de San Cristóbal (Palencia, España). *Est. Geol.*, XIV, 5-30.
- y Higgins, A. C. (1979).—The Carboniferous of the USSR: its stratigraphic significance and outstanding problems of world wide correlation. *Yorkshire Geol. Soc. Occas. Pub.*, 4, 3-22.
- y Martínez García, E. (1974).—The relation between geosynclinal folding phases and foreland movements in Northwest Spain. *Stvd. Geol.*, VII, 131-159.
- , Park, R. K., Winkler Prins, C. F. y Lys, M. (1977).—The post-leonian basin in Palencia: A report on the stratotype of the Cantabrian Stage. *Symp. Carb. Strat. (U. M. Holub y R. H. Wagner, eds). Spec. Publ. Geol. Survey Prague*, 89-146.
- y Varker, W. J. (1971).—The distribution and development of post-Leonian strata (upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in northern Palencia, Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 533-601.
- y Wagner Gentis, C. H. T. (1952).—Aportación al conocimiento de la geología de la zona de Barruelo (Palencia). *Est. Geol.*, VII, 301-345.
- y Wagner Gentis, C. H. T. (1963).—Summary of the Stratigraphy of Upper Palaeozoic Rocks in NE, Palencia,



- Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Westensch.*, (B) LXXVI, 3, 149-163.
- y Winkler Prins, C. F. (1970).—The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (prov. Palencia) NW Spain. *Congr. Coll. Univ. Liege*, 55, 487-551.
- , — y Riding, R. E. (1971).—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon. Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 603-663.
- Wagner Gentsis, C. H. T. (1962).—Visean and Lower Namurian faunas in NW Spain (Resume). *Brev. Geol. Ast.*, VI, 1-4, 83-84.
- (1963).—Lower Namurian goniatites from the Griotte limestone of the Cantabric Mountain Chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 69, 5-42.
- (1971a).—Some goniatites from Westphalian C (upper Moscovian) strata in northern Palencia, Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 665-675.
- Winkler Prins, C. F. (1968).—Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain). Systematic, stratigraphy and palaeoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 41-126.
- Zamarreño, I. (1972).—Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 5, 118 pp.