



IGME

227

8-11

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

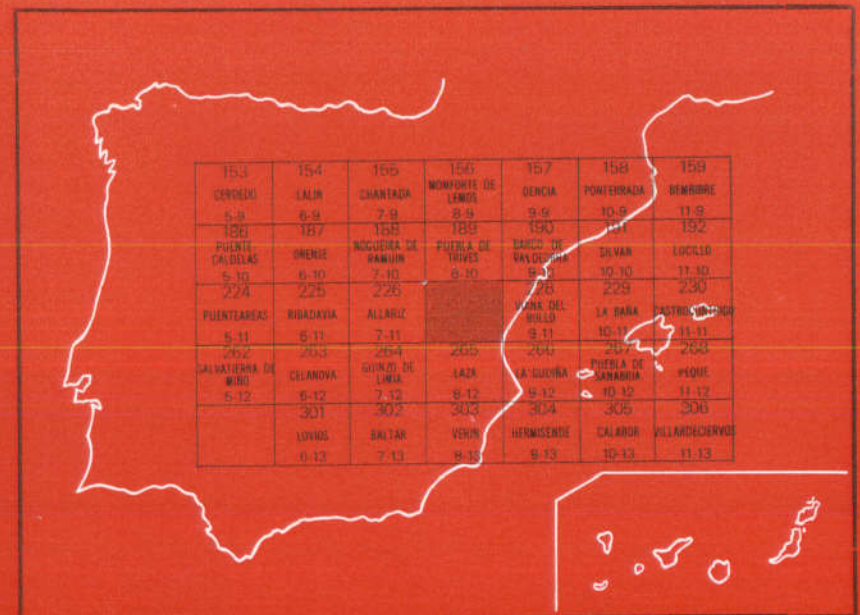
E. 1:50.000

MANZANEDA

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3

I.S.S.N. 0373-2096



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MANZANEDA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, S. A., Ingenieros Consultores, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: Rubio Navas, Javier, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

En la *Memoria*: Rubio Navas, Javier, y Rodríguez Fernández, L. Roberto, Licenciados en Ciencias Geológicas.

Asesoramiento: Iglesias Ponce de León, Moisés, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

Colaboración temporal de campo: Abril Hurtado, José; Hernández Rodríguez, Elías, y Puyol Castillo, Ricardo, Lcdos. en Ciencias Geológicas.

Supervisión IGME: Rodríguez Fernández, L. Roberto, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 41.403 - 1981

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

0 INTRODUCCION

La presente Hoja, número 8-11 (227), Manzaneda, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el sector NW de la Península Ibérica, quedando acotada entre las coordenadas geográficas 3° 30' y 3° 50' de longitud W (meridiano de Madrid), y 42° 10' y 42° 20' de latitud N. Administrativamente queda encuadrada en la provincia de Orense (fig. 1).

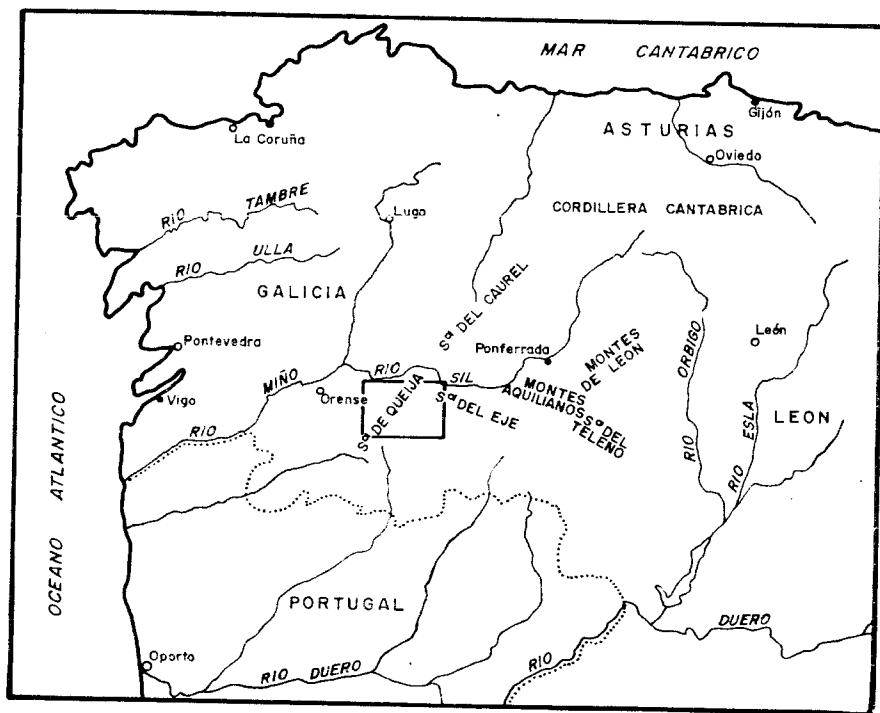
Geológicamente se puede ubicar en la zona paleogeográfica Galicia media-Tras os Montes (MATTE, Ph., 1968), caracterizada por un Ordovícico y Silúrico potentes y ausencia de Cámbrico en ciertas zonas, en las que el Ordovícico inferior llega a reposar directamente sobre una serie de porfiróides de edad Precámbrica (formación «Ollo de Sapo») (fig. 2).

Según el esquema de JULIVERT, M. et al. (1972) basado en LOTZE (1945) la Hoja de Manzaneda estaría en el límite entre la zona Asturoccidental-Leonesa y la zona Centro-Ibérica (fig. 2b).

El entorno fisiográfico de la región tiene carácter montañoso, estando configurado por un gran macizo dominante, la Sierra de Queija, cuya mayor altitud es el vértice Manzaneda que alcanza los 1.778 m., así como por otras dos alineaciones orográficas situadas más hacia el W, las Sierras de San Mamed (altitud máxima 1.618 m.) y del Burgo (altitud máxima 1.220 m.); los valles que se encajan entre estas zonas elevadas suelen presentar, en sus tramos de cabecera, un aspecto agreste y sumamente pintoresco, siendo uno de los más significativos el del río Navea, afluente del Sil, que atraviesa la Hoja de SW a NE.

Los principales núcleos de población se concentran en la mitad N de la Hoja en clara relación con una mayor proximidad de la Carretera Nacional de Madrid a Orense por Ponferrada, mientras que un amplio sector del S y SW, comprendiendo parte de las sierras de San Mamed y de Queija, se encuentra prácticamente despoblado. Las poblaciones de mayor importancia social y comercial son: Manzaneda (X = 307.000, Y = 862.000), Montederramo (X = 285.000, Y = 859.000) y Chandreja de Queija (X = 296.000, Y = 856.000), les siguen, aunque con menor importancia, Rabal (X = 295.000, Y = 862.000), Rebordechao (X = 285.000, Y = 848.000), Coba (X = 300.000, Y = 863.000) y Castiñeira (X = 310.000, Y = 847.000).

La actividad agrícola, dedicada a diversos cultivos (cereales, productos hortícolas), la ganadería y las explotaciones forestales alternan como modalidades laborales que ocupan al sector mayoritario de la población. Hay



ESCALA APROXIMADA 1:3.500.000

Fig. 1.—Esquema de situación geográfica de la Hoja de Manzaneda (08-11).

que citar finalmente una incipiente industria turística promocionada por la creación, relativamente reciente, de la estación invernal de Cabeza de Manzaneda (X = 302.000, Y = 856.000), zona culminante de la Sierra de Queija.

Para la elaboración de la presente Hoja y Memoria se han consultado preferentemente los trabajos publicados por los siguientes autores: MATTE, Ph. (1963-1969), CAPDEVILA, R. (1969), FERRAGNE, A. (1972).

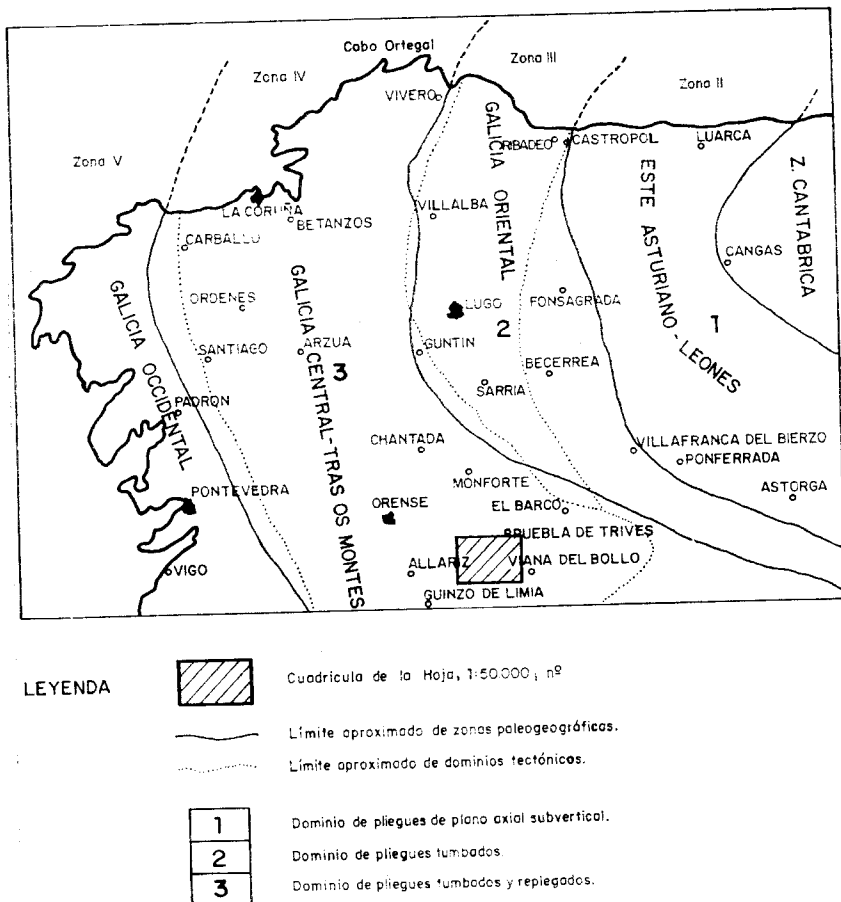


Fig. 2.—Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NW de la Península Ibérica y dominios tectónicos principales (Matte, P., 1968).

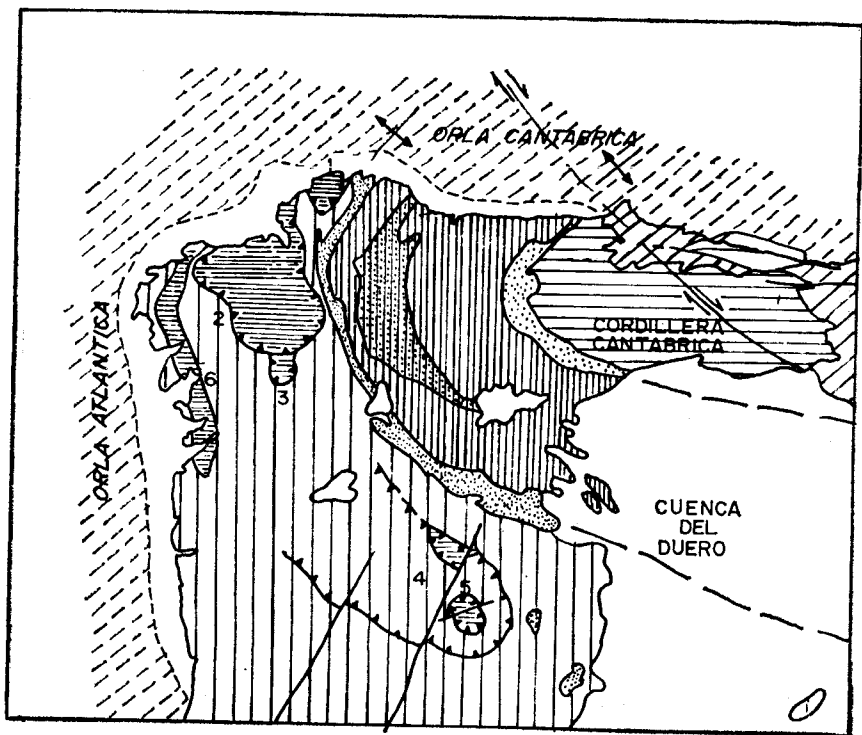
1 ESTRATIGRAFIA

1.1 DOMINIO DEL SINCLINORIO DE VERIN

Denominamos así al conjunto litoestructural que tiene su desarrollo al sur del macizo granítico de Quelja-Manzaneda, extendiéndose hacia el W de la Hoja hasta la latitud aproximada de Montederramo (X = 285.000, Y = 859.000). Comprende, en el ámbito estudiado, materiales de cronología comprendida entre el Precámbrico (Facies «Ollo de Sapo») y el Ordovícico Medio-Superior (Serie de «Pizarras de Luarca»), no existiendo la certeza de que estén presentes todos los episodios estratigráficos correlativos.

1.1.1 «OLLO DE SAPO» (PC)

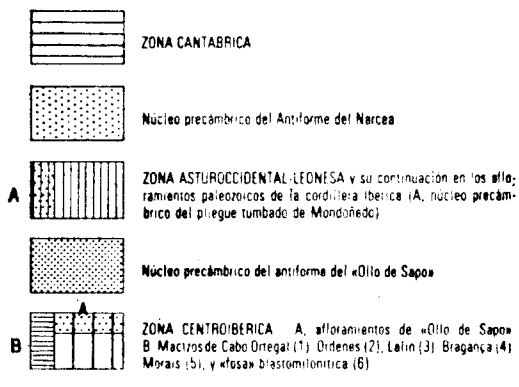
A lo largo del borde nororiental del Sinclinal de Verín, al menos dentro de los límites de la presente Hoja, entre las localidades de Montederramo



y de Requejo (X = 297.000, Y = 254.000), se localizan una serie de afloramientos de materiales gneísicos, a veces en vías de migmatización, pero cuyos caracteres, tanto mineralógicos y texturales como estructurales, permiten identificarlos como correspondientes a la facies «Olló de Sapo». En efecto, la discontinuidad del afloramiento causada por la intrusión granítica, no dificulta en exceso el establecimiento de una sucesión de estructuras anticlinales y sinclinales de dirección axial NNW-SSE; asimismo se pueden observar claramente las relaciones muro-techo entre facies «Olló de Sapo» de grano grueso y fino y entre éstas y los esquistos andalucíticos del Ordovícico.

Más hacia el E de Requejo, el frente de avance de la intrusión granítica del Macizo Queija-Manzaneda corta oblicuamente a la serie paleozoica progresando hacia términos superiores del Ordovícico; testimonio de ello son los numerosos enclaves de materiales más refractarios de la sucesión litológica, tales como cuarcitas, halladas dentro del granito de dos micas.

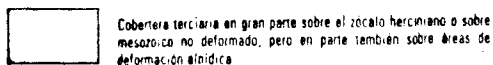
ZONAS DEL HERCINIANO DEL MACIZO IBERICO



ORLA MESOZOICA (Y PALEOGENA) DEL MACIZO IBERICO



CUENCAS Terciarias



La petrografía de la facies «Olló de Sapo» en la zona considerada es relativamente simple, dada la limitación superficial de los afloramientos; a este respecto haremos notar que una clarificación del sentido estructural nos ha hecho exagerar en ocasiones la dimensión real de los afloramientos.

La facies de grano grueso presenta textura gnéisica con grandes cristales de feldespato de cortorno amigdalár, incluidos en una matriz oscura cuyo estudio petrográfico refleja una composición esencialmente micácea, prácticamente sin cuarzo. La facies de grano fino muestra un aspecto de campo muy homogéneo, como roca de color gris oscuro, de textura microgranuda con pequeñas lenticulas claras y oscuras, alineadas en bandas milimétricas sensiblemente paralelas; de modo disperso pero igualmente orientados se observan pequeños cristales (de 2 a 3 mm. de eje mayor) de feldespato amigdalár.

Ambas facies ven su trama interrumpida a menudo por vénulas y lechos de espesor variable y de naturaleza pegmatóide, que aunque se suelen disponer subconcordantemente no son afectados por la esquistosidad general que afecta al «Olló de Sapo». En algunos casos la densidad de intercalaciones de este tipo dispuestas subparalelamente dentro de los gneises, dan a la roca un aspecto semejante al de las denominadas migmatitas «lit par lit».

La potencia de la formación es indeterminable, dado que se desconoce su base.

1.1.2 ORDOVICO

1.1.2.1 Micaesquistos, cuarcitas y pizarras (O_{1e})

El muro de esta formación se encuentra, ocasionalmente, en contacto con el «Olló de Sapo», aunque lo normal es que se pase mediante contacto intrusivo a los granitos de la Sierra de Manzaneda.

La secuencia litológica observable comienza con una serie de micaesquistos gris azulados, ricos en alúmina, con niveles locales de pizarras negras. Hacia el techo aparecen alternancias de cuarcitas y esquistos con potencias que oscilan desde milímetros a bancos bien individualizados de 1 m. de potencia; localmente aparecen niveles de microconglomerados. En el techo de la serie se individualiza un nuevo paquete de pizarras pasándose de forma gradual a la formación suprayacente.

No existen datos que permitan datar este paquete sedimentario basal de la serie Paleozoica; FERRAGNE, A. (1972), le atribuye una edad Cambro-Ordovícica por similitud con las series que se encuentran sobre los porfiróides del «Olló de Sapo» en todo el dominio del antiforme del mismo nombre; dichas series, en el flanco N de esta estructura, tienen una edad

Ordovícico Inferior bien datada (MATTE, Ph., 1968). En la presente memoria optamos por asignar a estos niveles una edad Ordovícico Inferior.

1.1.2.2 Serie de cuarcitas y pizarras (O_{12q})

Es una serie alternante de cuarcitas blanquecinas y pizarras verdosas, con tránsito gradual a las series tanto del muro como del techo.

Los bancos de cuarcita tienen una geometría lentejona con estratificación cruzada de tipo tabular; el espesor es variable con predominancia de los bancos entre 0,2 y 1 m. Aparecen restos de fauna (*Vexillum*, *Cruziana*) aunque sin caracteres determinativos.

Estos datos permiten deducir un medio propio de plataforma similar al de formaciones equivalentes de dominios próximos (cuarcita armoricana, serie de los Cabos).

La edad, por las similitudes anteriormente expresadas, suponemos que es Ordovícico Inferior, probablemente Arenig. La potencia es difícil de evaluar a causa del plegamiento, pero puede ser del orden de 400-500 m.

1.1.2.3 Serie de las «Pizarras de Luarca» (O₂₋₃)

A techo del Arenig aparece una potente serie de pizarras gris-azuladas, que localmente intercalan niveles samítico-cuarcíticos de continuidad lateral limitada. Es de destacar la abundancia de piritita en la serie, lo que induce a pensar en un medio de depósito, en episodios, reductor.

Los constituyentes petrográficos esenciales son: cuarzo, sericita, clorita y a veces cloritoide, muy abundante en las facies más ampelíticas.

La potencia es indeterminable por no aflorar el muro de la formación, por el intenso plegamiento, pero se puede deducir que es superior a 300 m.

En cuanto a la edad, a falta de datos faunísticos en la Hoja, y por comparación con formaciones vecinas descritas por diversos autores (RIEMER, W., 1963; MATTE, Ph., 1968; FERRAGNE, A., 1972; MARCOS, A., 1973) debe ser Ordovícico Medio-Superior.

1.2 DOMINIO DEL ANTIFORME DEL «OLLO DE SAPO»

Ocupa parte del cuadrante NE de la Hoja. Desde un punto de vista estratigráfico comprende un Precámbrico con facies «Olló de Sapo», con mayor desarrollo de afloramiento que en el dominio del sinclinal de Verín; sobre él se dispone una serie Paleozoica que comprende desde el Ordovícico Inferior al Llandeilo.

1.2.1 «OLLO DE SAPO»

Está constituido por los materiales que afloran en el núcleo del antiforme del mismo nombre.

Se han distinguido las dos facies clásicas de grano fino y grano grueso (CAPDEVILA, R., 1968).

La edad del «Olla de Sapo» ha sido ampliamente discutida por diversos autores, algunos (MARTINEZ GARCIA, E., 1969, 1973; FERRAGNE, A., 1972) dan a esta formación una edad comprendida entre el Cámbrico Inferior y el Ordovícico Inferior; por otra parte, BARD, J. P. et al. (1972) y RIBEIRO, A. (1974) sitúan el «Olla de Sapo» por debajo del complejo esquisto-grauwáckico, de edad Precámbrico Superior y/o Cámbrico, en Miranda do Douro.

En la presente Hoja respetamos las asignaciones de edad generalizadas hasta el presente en las demás Hojas del dominio del Antiforme de «Olla de Sapo», adjudicando una edad Precámbrico para estas formaciones; no obstante, dejamos abierta la posibilidad de una edad Cámbrico y/o Ordovícico Inferior, por debajo del Arenig, para toda la serie vulcanodetrítica.

1.2.1.1 «Olla de Sapo» de grano grueso (PCζ)

La posición estructural de esta formación corresponde en esquema a un núcleo anticlinal intruido por diversos episodios graníticos.

Está constituida por un gneis de aspecto homogéneo de textura porfiroide, con grandes cristales (de hasta 8 cm. de longitud) de feldespato blanquecino u ocasionalmente opalino, y con cristales menores de cuarzo azulado o traslúcido uniformemente distribuidos; el conjunto citado queda englobado en una matriz filítico-cuarzosa melanocrata, de tonos pardos o gris-negruzcos. Presentan siempre foliación bien marcada.

El estudio microscópico pone de relieve la presencia de los siguientes minerales: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, sericita, clorita (a veces secundaria) y moscovita. El estudio detallado (PARGA PONDAL, I. et al., 1964) de este tipo de matriz hace pensar en una masa pelítica o cinerítica metamorfizada.

1.2.1.2 «Olla de Sapo» de grano fino (PCω)

A techo de la facies de «Olla de Sapo» de grano grueso se sigue un nivel no siempre netamente diferenciado, de granulometría fina, cuyo componente predominante es una matriz de tinte gris claro a verdoso, que al microscopio revela estar compuesta de cuarzo, sericita y clorita; dentro de esta matriz se distribuye un conjunto de granos de cuarzo y de feldespatos de talla milimétrica. Se han podido observar pequeñas intercalaciones cuaríticas.

La unidad cartográfica definida con la notación (PCω) encierra ocasionalmente niveles con cristales de mayor tamaño, ya que las interrelaciones entre esta formación y la facies de grano grueso (PCζ) en su contacto, son mutuas. Lateralmente la facies de grano fino, cuyo espesor varía en dimen-

siones de alrededor de 1 m., se interrumpe con frecuencia y desaparece hacia el NW antes de llegar al río Bibey.

1.2.2 ORDOVICICO

Constituye el afloramiento de la esquina NE de la Hoja; estos materiales constituyen el flanco inverso del antiforme de «Ollo de Sapo», caracterizándose por la ausencia de microconglomerados y cuarcitas en la base, como es habitual en el área, y por la escasa potencia de la Cuarcita-Armoricana (del orden de 40 m.). El contacto con el «Ollo de Sapo» se produce de forma brusca, no detectándose con claridad el carácter discordante del mismo.

A continuación se describen los diferentes tramos cartográficos.

1.2.2.1 Esquistos con intercalaciones de cuarcitas (O₁₁₋₁₂)

Esta serie consta de una sucesión que comienza en la base con esquistos gris azulados satinados, con algunas intercalaciones cuarcíticas de potencia centimétrica, de escasa continuidad lateral.

La serie continúa con esquistos cuarzosmoscovíticos alternante con niveles de cuarcitas, que aumentan en frecuencia y potencia hacia el techo. Son frecuentes las estructuras sedimentarias tales como «ripples» de corriente, laminaciones paralelas y cruzadas, huellas de carga. El medio se puede considerar el final de plataforma. La serie culmina con pizarras que presentan abundancia de sulfuros.

1.2.2.2 Cuarcita armoricana (O₁₂)

El límite de la formación anterior se ha fijado donde se produce la aparición de un potente conjunto cuarcítico (40 m., aproximadamente, de potencia) formado por bancos de 2 a 3 m. de espesor, de ortocuarcitas blanquecinas, algo parduzcas o amarillentas según los casos, cuyo conjunto de características litoestratigráficas las homologan con las de la Cuarcita Armoricana, ampliamente descrita en este dominio por diversos autores (RIEMER, W., 1965; MATTE, Ph., 1968; PEREZ ESTAUN, A., 1975), atribuyendo, por tanto, a este nivel una edad Arenig y un medio sedimentario somero, propio de plataforma.

La cuarcita da un resalte morfológico claramente apreciable en la zona de Aira do Lastra (X = 311.000, Y = 864.000), en la margen derecha del río Bibey, coincidiendo con una estructura sinclinal de dirección NNW-SSE.

No se han encontrado, por lo que respecta a fauna, más que restos inclasificables (*¿Cruziana?*), hecho en parte atribuible al afloramiento relativamente limitado de esta formación dentro de la Hoja en estudio.

1.2.2.3 Serie de las «Pizarras de Luarca» (O₂₋₃)

Este tramo estratigráfico ha sido ya descrito en el dominio del sinclinal de Verín (apartado 1.1.2.3). Solamente citaremos aquí como caracteres estructurales distintivos su posición dentro de dos núcleos sinclinales, a techo de la Cuarcita Armoricana, con un espesor de 200-280 m. Por lo que se refiere a su petrología sigue tratándose, como en la zona S. de la Hoja, de pizarras y filitas, con intercalaciones arenosas, que aquí abundan localmente en cloritoides y pirita.

1.3 SEDIMENTOS RECIENTES

Existe un conjunto de recubrimientos postorogénicos de génesis y extensión muy variables que a continuación describiremos sucintamente.

1.3.1 PLEISTOCENO (Q₁)

Comprende algunos depósitos situados en el cuadrante NW, que llegan a ocupar una superficie considerable entre las localidades de Montederramo (X = 285.000, Y = 859.000) y Ponsa (X = 291.000, Y = 865.000).

Litológicamente se componen de gravas y arenas polimícticas, ensambladas por una matriz esencialmente arcillosa. Los cantos se encuentran predominantemente redondeados, con un índice de desgaste elevado; la naturaleza de los mismos en cuarzo, cuarcita y ya en mucha menor proporción otras rocas diversas. La matriz, de colores abigarrados, muestra una variación de arcillo-arenosa a arcillosa, con oscilaciones locales notables. De modo ocasional se han encontrado niveles o lechos oscuros, ricos en materia orgánica, posiblemente indicativos de un medio sedimentario de ambiente palustre. No se observa granuloclasificación, ni estratificación con continuidad lateral. El grado de consolidación llega a ser alto. La génesis general es de tipo manto de arroyada.

En su conjunto estos depósitos muestran una morfología aplanada y yacen fosilizando un relieve ya previamente arrasado por la meteorización. A cotas superiores de altitud (por encima de los 1.000 m.), se siguen observando llanuras de erosión de génesis similar, pero cuyos posibles depósitos Pliocuaternarios han desaparecido durante el moldeado glaciar o periglacial; un ejemplo claro de esta morfología se aprecia en Campo de Brotias (X = 306.000, Y = 848.000), testigo de la antigua planicie que antes de las épocas de glaciares debía extenderse ampliamente al S de la Sierra de Queija-Manzaneda.

1.3.2 DEPOSITOS ALUVIALES (Q_{Al})

Tienen un desarrollo reducido a causa del rejuvenecimiento morfogenético del país galaico, que lógicamente ha repercutido sobre la red hidrográfica, con el resultado actual de ríos y arroyos encajados en hondas gargantas, de curso tipo alta montaña o incluso torrencial, en cuyo cauce y márgenes predomina la acción erosiva sobre la deposición. Sólo en los principales afluentes del Sil (ríos Navea, Bibey) y en algunos cauces menores en zonas de remansamiento, se han formado estos depósitos aluviales (Q_{Al}) constituidos por gravas policíclicas, y arenas, sin consolidar.

1.3.3 SUELOS ELUVIO-COLUVIALES (Q_{E.c})

Se trata de sedimentos arcillo-limosos ricos en materia orgánica, en los que se encajan cantos angulosos y bloques, resultantes unas veces de la disgregación del mismo substrato rocoso y otras del transporte por gravedad desde cotas más altas. Ocupan extensiones considerables, sobre todo en las zonas elevadas del macizo de Queija-Manzaneda, donde un auténtico relieve cíclico ha quedado parcialmente recubierto por potentes y extensos suelos del tipo descrito.

En otras áreas de la Hoja aparecen este tipo de sedimentos, variando en cuanto a la proporción de gruesos y a su consolidación.

1.3.4 DEPOSITOS COLUVIALES (Q_c)

Consecuencia del proceso de erosión, en zonas de relieve acusado se producen acumulaciones de materiales disgregados (gravas y bloques con matriz limo-arenosa) que se asientan en las zonas de menor pendiente. Su grado de asentamiento puede oscilar de medio a grande.

1.3.5 CONOS DE DERRUBIOS (Q_{cd})

De modo localizado, en las laderas más agrestes de la zona meridional de la Sierra de Queija, se han generado durante el Cuaternario reciente y siguiendo un proceso similar a la formación de piedemontes, conos de derrubios constituidos por bloques y gravas con matriz limo-arenosa sin consolidar.

1.3.6 DEPOSITOS GLACIARES Y FLUVIO-GLACIARES (Q_{Gl})

Durante el Cuaternario se produjo el asentamiento y evolución de lenguas glaciares sobre el macizo de Queija-Manzaneda; su desarrollo fue algo menor que en la zona de Sierra Segundera, más al E, ya que en Manzaneda

del Auxiliadoiro Grande o Mundixoiro de San Lázaro ($X = 303.000$; $Y = 858.000$) por el que debía desembocar buena parte del hielo de la altiplanicie, como lo indica la escasa importancia del circo en proporción al valle; diversas lagunas cegadas, actualmente como zonas planas de colmatación, constituyen el depósito regulador de Río San Lázaro, a 1.500 m. de altitud; los conjuntos glaciáricos de Las Lamas ($X = 306.000$; $Y = 857.000$) y Prada ($X = 306.000$; $Y = 855.000$), que se unen en una morrena frontal de considerables dimensiones; finalmente, al SE, en la llanura que se extiende hasta Changuazoso ($X = 309.000$; $Y = 849.000$), antes de iniciarse la fuerte pendiente hacia el valle del río Conso, se encuentran gran cantidad de cantos erráticos aborregados de transporte glaciario, y al inicio de esta planicie cruzada por el río Cenza o Conselo se encuentran las morrenas y valle del glaciario de Corvo de Cavallo ($X = 303.000$; $Y = 853.000$), así como el extenso circo de Guelianda con su lago relleno y la cascada final (Cenza de Guelianda $X = 304.000$; $Y = 851.000$).

El origen glaciárico en los rasgos morfológicos de las vertientes occidentales de la sierra es difícil de establecer debido a la más intensa erosión remontante fluvial. En resumen, a juzgar por el grado de conservación del conjunto de la morfología glaciaria se puede suponer que, al menor a la mayor parte de las estructuras, les corresponde una edad Würmiense.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

La Hoja de Manzaneda se encuentra atravesada por un conjunto de estructuras con representación cartográfica de dirección NW-SE. En el conjunto regional, los pliegues que dibujan las series paleozoicas de la mitad SW corresponden al flanco NE del Sinclinorio de Verín, megaestructura que se extiende por las vecinas Hojas de Allariz, Laza y Verín; el sector central está ocupado por el macizo granítico de Queija-Manzaneda. En el ángulo nororiental se desarrollan estructuras correspondientes al Antiforme del «Olló de Sapo» (MATTE, Ph., 1968).

En el ámbito de la Hoja se han distinguido claramente dos fases de deformación importantes responsables de las estructuras cartográficas. Entre ambas, se cita otra caracterizada por una esquistosidad subhorizontal ligada a planos de cabalgamiento que, aunque se puede observar hacia el sur de la zona (Hoja de Laza, 08-12), no tiene representación en la presente Hoja, por lo que no haremos más referencia a ella.

Estas fases se desarrollan en la orogénesis Hercínica, no habiéndose encontrado evidencias de fases anteriores.

2.2 DEFORMACION HERCINICA

Se manifiesta en la región por dos fases de deformación, diferenciables por la intensidad, extensión de sus efectos acompañados de un metamorfismo regional epi o mesozonal.

2.2.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Es la más importante, reflejándose a todas las escalas y siendo la máxima responsable de las estructuras cartografiables.

Durante esta fase se sitúan una serie de pliegues de entidad cartográfica (en el SW de la Hoja se han visto flancos de más de 100 m.), cuya

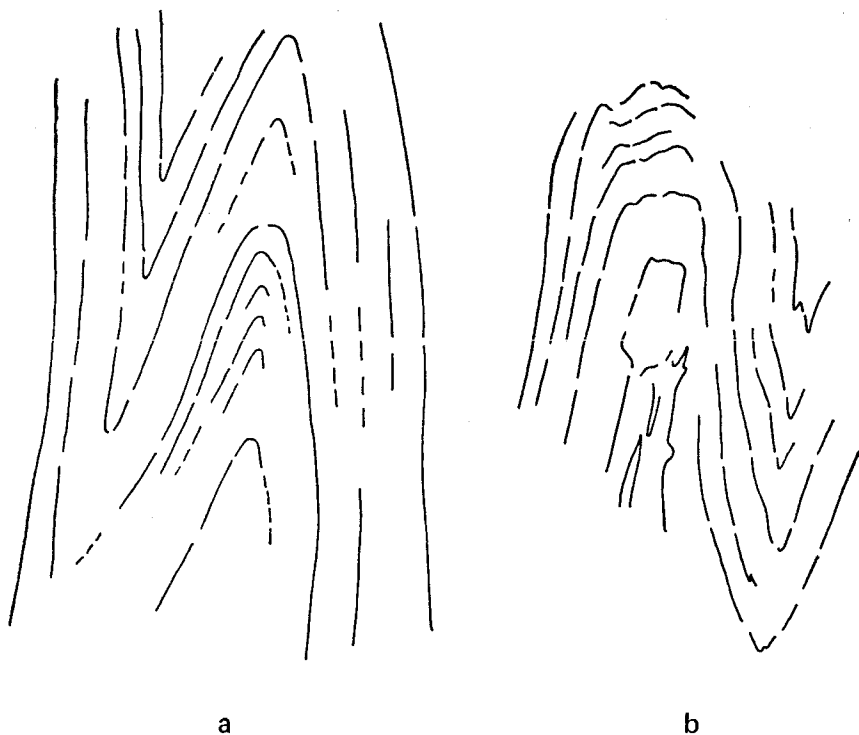


Fig. 4.—Ejemplos de pliegues de primera fase en alternancias centimétricas de cuarcitas y pizarras de la serie Ordovícica (O_{1e}); flanco N del Sinclinorio de Verín (Escala natural).

a) Pliegue similar típico (Clase 2 de RAMSAY).

b) Pliegue tendente a concéntrico con mayor paralelismo entre capas (Clase 1C de RAMSAY).

dirección axial oscila entre 110° y 150° E; la pendiente axial es variable, hundiéndose hacia el SE o NW o bien permaneciendo horizontal, en función de los efectos de las fases posteriores; no obstante, el buzamiento al SE es el regionalmente más representativo.

A menor escala se observa que el estilo de los pliegues es variable en función de la competencia de los materiales. Generalmente son pliegues de geometría similar o próxima (clases 2 y 1C de RAMSAY, J. G., 1967), isoclinales, con vergencia al NE y flancos bastante verticalizados, aunque probablemente no sea ésta su disposición original. En áreas donde las cuarcitas son abundantes, las geometrías son más concéntricas (fig. 4).

Los pliegues de esta fase llevan asociada una esquistosidad de flujo, caracterizada por la neoformación de minerales planares, siendo la discontinuidad planar más penetrativa a escala de afloramiento. También se han observado lineaciones de intersección S_0/S_1 y de ejes de micropliegues correspondientes a esta fase.

2.2.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Corresponde a la denominada Fase 3 en áreas próximas (RIBEIRO, A., 1974). Se pone de manifiesto de forma irregular, produciendo variaciones en la posición original de la esquistosidad primaria, en el ángulo NE; pero es en la mitad S donde adquiere mayor entidad, siendo responsable del retoque de las formas cartográficas de la primera fase y de las inversiones en la vergencia de la esquistosidad primaria.

Las estructuras mayores son pliegues de gran radio de curvatura. Los pliegues a menor escala son homoaxiales con los de primera fase, o bien sus ejes forman ángulos muy pequeños con las direcciones de aquéllos; el plano axial es subvertical o ligeramente vergente al NE.

Los pliegues presentan una morfología variable según los materiales y la intensidad de la deformación, muy desigual en esta fase. En general son formas próximas a los pliegues «chevron» o «kink-band». La esquistosidad asociada es generalmente de fractura, poco penetrativa. Localmente y en alternancias milimétricas de cuarcitas y pizarras poco competentes, se desarrollan gran cantidad de micropliegues con esquistosidad de crenulación, que puede llegar a ser la discontinuidad más penetrativa a escala de afloramiento. En algunas zonas (Castelo Grande, X = 297.000; Y = 848.000; Rebordechao, X = 285.000; Y = 848.00; pista forestal de Paredes, X = 289.000; Y = 858.000, a la Sierra de S. Mamed), se pueden observar lineaciones de intersección S_1/S_2 debidas a esta fase.

Todos estos datos llevan a pensar en una deformación heterogénea a escala cartográfica, concentrándose la deformación en ciertas bandas de anchura y localización variable (de cm. a centenares de metros), condicionados probablemente por la estructura anterior.

Esta fase es responsable de la orientación en los bordes del macizo de Queija-Manzaneda y de la foliación, a veces intensamente cataclástica, de las granodioritas precoces.

2.2.3 DEFORMACIONES TARDIAS

Posteriormente a las estructuras descritas se desarrollan otras con menor entidad cartográfica. En la mitad SW se observa una ligera inflexión de las direcciones estructurales, posiblemente debida a ondulaciones perpendiculares a las estructuras hercínicas anteriores, es decir, de dirección NE-SW, que han sido citados en otros puntos del arco hercínico del NW.

Se observan en algunos puntos kink-bands horizontales o verticales que provocan flexiones en las estructuras planares anteriores.

Por último, se pueden citar fracturaciones y diaclasas entre las que destacan las de dirección NNE-SSW del borde occidental de la Hoja, entre Montederramo (X = 285.000; Y = 859.000) y la Sierra de S. Mamed, dirección que concuerda con el modelo tardihercínico de fracturación para el NW peninsular de ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975). En el caso de la Sierra de S. Mamed parecen haber jugado también un papel importante en el mecanismo de intrusión del macizo circunscrito de dicho nombre.

2.3 TECTONICA POSTHERCINICA

Prácticamente no hay testimonios de los posibles movimientos de edad Alpina de carácter epirogenético distensivo, que han dejado importantes testimonios sedimentarios en otras áreas de Galicia. La removilización de fracturas con elevación relativa de bloques, no deja de ser una hipótesis interesante a la vista de los pendientes perfiles que caracterizan la topografía del Macizo de Queija-Manzaneda, así como los diferentes niveles de erosión allí presentes, pero consideramos que al nivel del estudio de esta Hoja no se tienen suficientes datos para una confirmación rigurosa.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 EVOLUCION PREHERCINICA

Dentro de la serie paleozoica, el muro está ocupado por gneises glandulares con facies «Olló de Sapo». Esta formación cruza transversalmente parte del NW de la Península Ibérica (desde Lugo al N de Zamora con continuidad) y ha sido objeto de numerosos estudios; el consenso generalizado de una gran parte de las observaciones publicadas, por el que nos inclinamos, es atribuirle una edad infracámbrica, posiblemente Precámbrico. El medio sinsedimentario del «Olló de Sapo» sería un surco geosinclinal

donde fueron vertidos y sedimentados con intercalaciones de procedencia eruptiva y carácter ácido, los materiales de disgregación de un macizo orogénico en proceso de elevación, que estaría situado al S y W del actual noreste peninsular (PARGA PONDAL, I., et al., 1964).

No aparecen en la Hoja sedimentos de edad Cámbrica, lo que hace posible para esta zona la extensión de los movimientos epirogénicos de finales del Cámbrico (MATTE, Ph., 1968).

La serie ordovícica que se desarrolla aquí comprende un proceso de sedimentación pelítica y samítico-pelítica sin solución de continuidad, en condiciones batimétricas de plataforma, y que culmina en el Ordovícico medio con la sedimentación homogénea de la «Serie de pizarras de Luarca».

3.2 EVOLUCION HERCINICA

En la zona estudiada la orogenia Hercínica de lugar a la deformación de todos los materiales, acompañada de un metamorfismo generalmente epi o mesozonal.

La deformación tiene una fase principal que afecta a los sedimentos paleozoicos, posteriormente a la cual se emplazan los granitos calcoalcalinos (γ^2) del ángulo NE, y posiblemente los demás enclaves de tipo granodiorítico que afloran por la Hoja; CAPDEVILA, R. (1969) sostiene una procedencia mesocrustal para este conjunto de granitoides, con desplazamiento a favor de importantes fracturas de la base de la corteza originadas en un período distensivo comprendido entre las dos primeras fases de deformación, y posteriormente a la máxima actividad del metamorfismo regional.

Este metamorfismo llega a tener localmente características catazonales en la región, alcanzándose la isograda de la sillimanita. Es de suponer que durante este primer y más importante impulso metamórfico se establezcan en general los rasgos característicos de las facies metamórficas observables en la Hoja.

La segunda fase de deformación, de menor intensidad, modifica ligeramente y a veces de forma sólo local las estructuras de la fase anterior. Si bien el metamorfismo de carácter regional se mantiene durante la evolución orogénica sin interrupción, se podría interpretar la intrusión de los granitos alcalinos del macizo de Queija-Manzaneda coincidente o ligeramente anterior a esta segunda fase de deformación; estas intrusiones son causa de metamorfismo de contacto, puesto de manifiesto en el límite con la serie ordovícica por la aparición de minerales índice (grandes cristales de andalucita) o por anomalías en las isogradas.

Finalmente, hay datos estructurales y petrológicos para poder considerar el granito moscovítico (γ_m^3) de la Sierra de S. Mamed como un macizo circunscrito; el enriquecimiento de este granito en albita y moscovita puede

avalar la presencia de gran cantidad de volátiles en el tránsito inmediato al estado postmagmático, todavía en condiciones de alta temperatura, y durante un proceso de adaptación a nuevas condiciones termodinámicas de menor profundidad. Sería por tanto posible suponer que, tras abandonar sus raíces anatéticas el magma granítico en fases sólida y líquida se desplazaría hacia la superficie en coincidencia temporal con los últimos episodios de deformación. Estos fenómenos de moscovitización y potasificación en general, se encuentran también localmente en zonas aisladas dentro de los granitos alcalinos de dos micas, indicando por tanto una evolución continua en el conjunto de los granitoides presentes en la Hoja.

3.3 EVOLUCION POSTHERCINICA

Durante el Mesozoico y Terciario no se producen cambios estructurales importantes por causas orogénicas en la región, pero sí reajustes debidos a la tectónica de fracturación que afecta a todo el macizo hercínico durante el ciclo alpino, y variaciones morfológicas que tienen lugar en el Plioceno y Cuaternario.

La tectónica alpídica actúa frente a un conjunto litoestructural rígido dando como resultado movimientos diferenciales entre bloques, cuyas líneas de fractura se establecen con frecuencia a favor de líneas de debilidad corticales, de generación tardihercínica. Un buen ejemplo es el macizo granítico de la Sierra de Queija (con la cumbre más alta de Galicia: Cabeza de Manzaneda) sobreelevado con relación a otras sierras marginales. Muestra aunque escasa de la tendencia distensiva ya iniciada a finales del Hercínico, son los pequeños diques de rocas de tipo ofítico que atraviesan indistintamente las formaciones paleozoicas y los granitoides.

Un proceso de arrasamiento Pliocuaternario deja el testimonio de amplias zonas de cumbres aplanadas como la penillanura central de la Hoja, sobre la que sólo destacan, por unas decenas de metros, las cumbres de Cabeza de Manzaneda (X = 302.000; Y = 856.000) y Seixo (X = 297.000; Y = 849.000).

El glaciario cuaternario (Würm) ha dejado huellas de su actividad (morrenas, circos, valles de erosión glacial) frecuentes aunque poco desarrolladas, por encima de las altitudes de 1.000 m., si bien se advierte una mayor concentración en las vertientes SE y SSE; HERNANDEZ PACHECO, F. (1949) da como explicación a este hecho la influencia de los vientos dominantes (en Manzaneda del N y NW) con su efecto de arrastre y acumulación de nieves.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS PLUTONICAS

En la Hoja de Manzaneda (08-11) afloran diversos tipos de facies graníticas. Atendiendo a su quimismo se pueden agrupar en dos tipos fundamentales, comunes por otra parte en el NW peninsular (CAPDEVILA, R., y FLOOR, P., 1970):

- Granitos alcalinos de dos micas.
- Granitos calcoalcalinos biotíticos.

En el primer grupo, y a nivel cartográfico, hemos separado tres facies claramente diferenciables en el campo, si bien sus interrelaciones son muy a menudo estrechas.

El segundo grupo lo configura una roca más básica que las precedentes, genéticamente anterior, cuya relación de componentes minerales la sitúa en el ámbito de las granodioritas.

4.1.1 GRANITOS DE DOS MICAS ANTERIORES O SINCINEMATICOS CON

LA FASE II (F2) $(_{2-3}\gamma_{22}^b)$, $(_{2-3x}\gamma_{22}^b)$

Se emplazan a lo ancho de toda la Hoja, configurando un macizo alargado con dirección NW-SE (Sierra de Queija), que viene a ocupar aproximadamente la mitad de la superficie total de la región estudiada. Dentro de estos granitos alcalinos se han diferenciado en la cartografía dos facies, una común $(_{2-3}\gamma_{22}^b)$ que viene a ocupar la zona central del macizo citado y otra orientada $(_{2-3x}\gamma_{22}^b)$ de idénticos caracteres petrográficos. Las dos facies ocupan bandas de anchura variable, simétricamente dispuestas con relación a la dorsal montañosa de Cabeza de Manzaneda y Sierra del Burgo. Las rocas encajantes son granodioritas precoces $(_{1}\gamma_{22}^h)$, gneises glandulares de facies «Ollo de Sapo», o diversos niveles dentro de la serie del Ordovícico inferior (O1e).

Los datos que proporciona el estudio petrográfico son:

- Textura granuda, con tamaños de grano que varía de 3 a 5 mm., aunque a veces aparezcan cristales de feldespatos subautomorfos de mayor talla. La facies orientada $(_{2-3x}\gamma_{22}^b)$ tiene a menudo textura milonítica.
- El cuarzo se muestra en cristales alotriomorfos, con marcada extinción ondulante; en algunas muestras se puede apreciar claramente

el carácter final de este mineral en el orden de cristalización de la roca, teniendo incluso textura miarolítica.

- Las proporciones de moscovita y biotita son aproximadamente equivalentes; esta última mica está a menudo incipientemente cloritizada. Localmente se sitúan dentro del macizo granítico pequeñas áreas de granito moscovítico donde la biotita pasa a tener carácter residual. La textura orientada de la roca puede ser apreciable a simple vista, gracias a las alineaciones de micas.
- La microclina se encuentra siempre en cantidad equivalente o algo mayor que la plagioclasa, por lo que cabe a menudo la clasificación de estos granitos como adamelíticos. Las plagioclasas (oligoclasa casi siempre) presentan zonado, con los núcleos en proceso de seritización, así como recrecimientos mirmequíticos con cuarzo. La microclina (en la variedad orientada, con megacristales) se ve ligeramente pertitzada.
- Los minerales accesorios más corrientes son: circón, apatito, clorita secundaria, opacos y en contadas ocasiones granates.

Se acusan con claridad (a nivel microscópico) los efectos de la deformación regional: cataclasis con extinción ondulatoria y fracturación en el cuarzo, y distorsión del clivaje de micas y maclas en plagioclasas.

4.1.2 GRANITOS ALCALINOS POSTERIORES A LA FASE II (GRANITOS EN MACIZOS CIRCUNSCRITOS) ($\frac{b}{s} \gamma_m^3$)

Esta facies granítica moscovitizada se puede estudiar en el borde W de la Hoja. Tanto la geometría del afloramiento como las características petrográficas de la roca indican una relación cierta entre el mecanismo de emplazamiento de la intrusión y la tectonicidad regional.

El granito configura la parte más elevada y extensa de los relieves de la Sierra de S. Mamed ($X = 285.00$; $Y = 852.000$), cortando oblicuamente las estructuras de la serie ordovícica; en su flanco occidental este macizo granítico entra en contacto con el Paleozoico a lo largo del Bco. de la Cañada (N. de Rebordechao, $X = 285.000$; $Y = 848.000$), siguiendo claramente una línea de fracturación NNE-SSW.

Su petrografía difiere de la de los otros granitoides de la Hoja. A simple vista se observa una sola facies de grano medio a grueso, de color claro, casi blanquecino, donde destacan cristales de cuarzo y feldespato y sobre todo gran abundancia de moscovita.

Desde un punto de vista geomorfológico y como consecuencia de la orografía elevada de su emplazamiento ha sido sometido a una intensa meteorización, en especial producida por gelibación, que se pone de mani-

fiesto por el grado de desagregación superficial de la roca, dando suelos arenosos extensos y de poco espesor, formados por granos minerales prácticamente inalterados. La morfología se caracteriza por el aspecto ruiforme o de formas caprichosas, debido a la disyunción en bancos y bolos.

El estudio de las muestras refleja los siguientes resultados:

- La textura varía de granuda alotriomorfa a hipidiomorfa.
- Los componentes minerales principales son: cuarzo, feldespato, albita y moscovita; ocasionalmente la albita puede estar sustituida por oligoclasa.
- Entre los minerales accesorios aparecen apatito y óxidos de hierro fundamentalmente.
- Los feldespatos, y de forma especial la plagioclasa, se encuentran en proceso de albitización. El desarrollo de la moscovita se produce también a expensas de plagioclasas y de antiguas biotitas.

Dentro de estos granitos se encuentran pequeños diques de diferencia-dos más ácidos, así como pegmatitas rellenando fisuras. No se aprecia deformación ni orientación de la roca, pero sí gran cantidad de diaclasas, con predominio de las de evolución vertical.

4.1.3 GRANODIORITAS PRECOCES $\left(\begin{matrix} h\gamma^2 \\ 1 \quad \gamma\eta \end{matrix} \right)$

Afloran tanto en el ángulo NW de la Hoja como en su mitad meridional y establecen relación de contacto o bien con los granitos de dos micas pre a sincinemáticos con la segunda fase de deformación, o bien con el Paleozoico. El contacto con la deformación basal de la serie paleozoica (gneises porfiroides con facies «Ollo de Sapo») da afloramientos aislados de contorno ovalado o bien entornos de mayor amplitud con bordes festoneados conteniendo enclaves de gneis feldespático, casi siempre afectados de un metamorfismo térmico acusado. Con los granitos alcalinos en general se produce un contacto más neto.

En conjunto muestra una facies de granulometría uniforme, con zonas locales de megacrístales; predomina un tamaño de grano medio. Entre los rasgos petrográficos observables en el campo, destaca la mayor abundancia de biotita que de moscovita, si bien este carácter melanocrato queda en ocasiones enmascarado, en especial en zonas próximas al contacto con los granitos de dos micas, donde son frecuentes los enriquecimientos tardíos en moscovita; en otras zonas se aprecian igualmente enclaves, tanto de la roca encajante como de otras rocas de mayor basicidad (¿precursores básicos?), así como variedades microgranudas de composición intermedia.

En los afloramientos de la vertiente S de la Sierra de Manzaneda, pre-

dominan tipos granodioríticos muy leucocratos, debido a la gran abundancia de fenocristales de feldespato, en trama en ocasiones muy densa. En la zona de Majada-Cerveira (X = 301.000, Y = 849.000), FERRAGNE, A. (1972) ha interpretado algunas de estas facies granodioríticas como ortogneis leucocráticos.

El estudio petrográfico en lámina delgada de la roca, se puede condensar en la descripción siguiente:

- Textura de alotriomorfa (frecuentemente con orientación mineral) a hipidiomórfica granular.
- La proporción de plagioclasa siempre supera ampliamente a la de feldespato potásico; este mineral se llega a hacer tan minoritario en alguna muestra que cabe su clasificación como tonalita. Dentro del grupo de los feldespatos los minerales dominantes son oligoclasa y andesina; las plagioclasas tienen zonación y en algún caso se ha observado una ligera orientación en el núcleo clistalino. El representante alcalino del grupo es la microclina.
- El cuarzo está bajo la forma de cristales euhedrales, sin exfoliación, dándose con frecuencia su intercrecimiento con plagioclasas bajo formas vermiculares (mirmequita). Su textura más corriente es en mortero o cataclástica, habitualmente con recristalización. No se han observado fenómenos de alteración o reemplazamiento micáceo en los cristales.
- Entre los filosilicatos la biotita está en claro predominio con relación a la moscovita. La biotita tiene frecuentes inclusiones de circón; su orientación en hileras se pone de manifiesto a menudo tanto en las láminas como en las muestras de mano. La clorita, de génesis secundaria, se halla con porcentajes de mineral accesorio.
- Tanto el anfíbol monoclinico como la sillimanita se encuentran ocasionalmente incluidos como minerales principales.
- Entre los accesorios se pueden observar pequeños cristales prismáticos de apatito, inclusiones de circón, clorita, esfena, allanita y minerales opacos.

Estructuralmente las granodioritas evidencian una acusada orientación mineral que afecta tanto a las micas como a los feldespatos; esta orientación viene a coincidir frecuentemente con una textura cataclástica apreciable al microscopio.

4.2 ROCAS METAMORFICAS

4.2.1 MIGMATITAS

En el borde suroccidental del macizo intrusivo de Queija-Manzaneda y en íntima relación espacial con las granodioritas precoces (${}^h_1\gamma\eta^2$) se han carto-

grafiado diversos afloramientos de metasedimentos pertenecientes a facies del «Ollo de Sapo» (PC) y del Ordovícico inferior (O1_e). En estos afloramientos se encuentran con frecuencia porciones de roca que presentan evidentes caracteres de migmatitas, donde leucosoma granitoideo y melanosoma se entremezclan con el metasedimento reconocible. Fuera de los citados afloramientos cartografiados la presencia de enclaves migmatíticos de dimensiones reducidas es general en una banda de 2 a 3 Km. de anchura, que se extiende desde el E del embalse de Queija hasta la contigua Hoja de Allariz (07-11), pero que adquiere mejores condiciones de observación en las márgenes del citado embalse y en los alrededores de Montederramo (X = 285.000, Y = 859.000), donde alternan con gran frecuencia las texturas granudas de las granodioritas con las texturas estromatolítica, bandeada (a veces con plegamientos ptigmáticos), «lit par lit», et., de estas facies migmatíticas. Estos caracteres texturales diferenciales son generalmente bien visibles en el campo, pero no así en muestras de mano o en el estudio petrográfico. La observación en lámina delgada de muestras de estas rocas migmatíticas se resumen en los siguientes resultados:

- Los minerales principales presentes son microclina, plagioclasa (en alguna ocasión oligoclasa), cuarzo, moscovita (dispersa o en vénulas) y biotita (con frecuencia dando textura gneísica por su orientación y agrupamiento en finas bandas); en algunas muestras se observan mesostasis micáceas orientadas.
- Los minerales accesorios frecuentes son apatito, circón, opacos, turmalina, sillimanita y clorita (secundaria).

4.2.2 METAMORFISMO REGIONAL

En el ámbito metamórfico general de Galicia (fig. 5) la Hoja de Manzaneda presenta facies metamórficas comprendidas entre la epizona y la catazona. Los materiales han sufrido un metamorfismo regional de presión intermedia a baja, asimilable a un metamorfismo de tipo Barrowiense.

Observando el esquema de zonas metamórficas de la Hoja (fig. 6) se aprecia una variación del gradiente metamórfico en dirección ortogonal a las estructuras; se suceden en orden creciente de metamorfismo las zonas de la clorita, la biotita, la estaurolita y la sillimanita. Las paragénesis asociadas son las siguientes:

- Zona de la clorita:

- Cuarzo-sericita-moscovita-clorita.
- Cuarzo-moscovita-clorita.
- Cuarzo-albita-moscovita-clorita.

Esporádicamente se ha hallado cloritoide, mineral cuya aparición es atribuible a una composición original del sedimento rica en alúmina y hierro. Análogamente puede ocurrir con la presencia de granate en la zona siguiente.

— Zona de la biotita:

Cuarzo-biotita-moscovita-clorita.

Cuarzo-epidota-biotita.

Cuarzo-feldespato potásico-biotita-moscovita.

Cuarzo-clorita-biotita-granate.

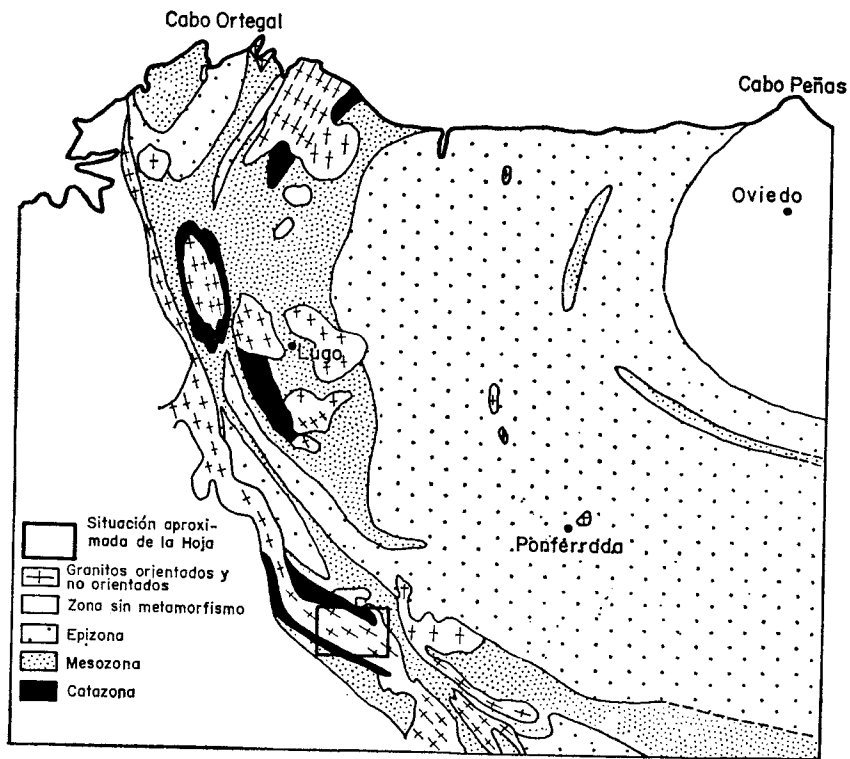
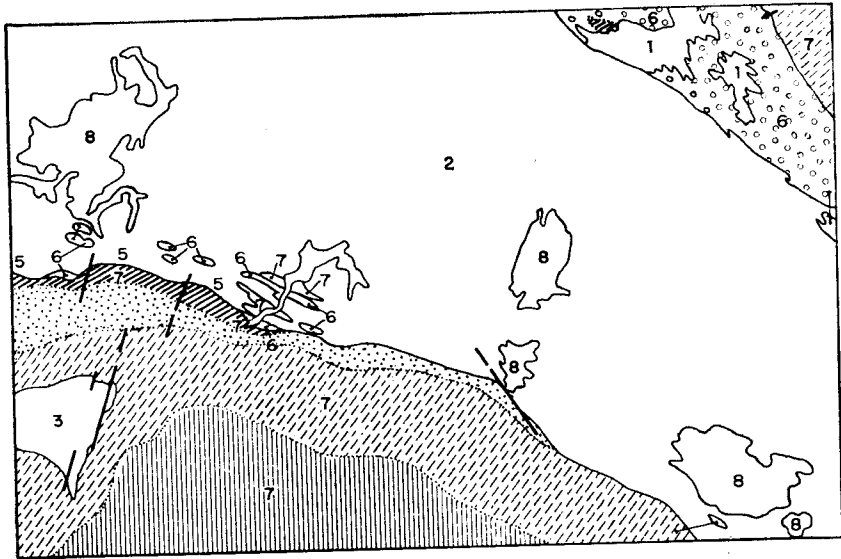


Fig. 5.—Distribución de las zonas de metamorfismo hercínico en el sector NW peninsular (según R. Capdevila, 1967).



ESCALA APROXIMADA 1:250.000

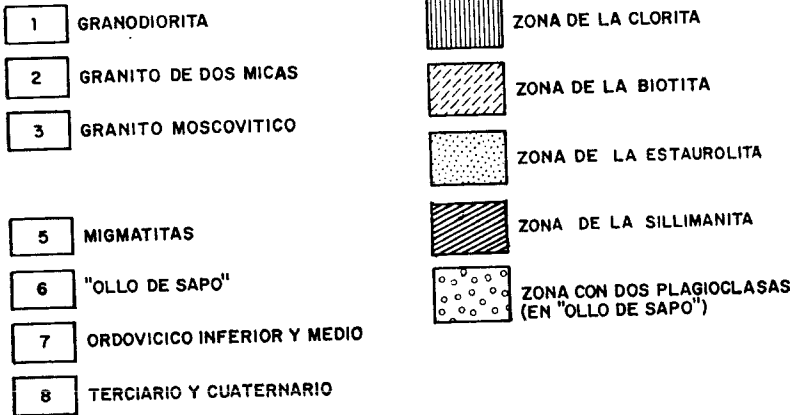


Fig. 6.—Desarrollo de las zonas de metamorfismo en la Hoja de Manzaneda.

— Zona de la estaurolita:

Cuarzo-biotita-moscovita-andalucita-estaurolita.

La aparición de andalucita se produce a lo largo de una banda próxima al contacto entre metasedimentos y granitos, probablemente a favor del termometamorfismo inducido por la intrusión de éstos; el tamaño y frecuencia de los cristales de andalucita va disminuyendo al alejarse del citado contacto. La estaurolita presente sólo en algunas muestras, indica en estos casos una composición específica del sedimento con una riqueza en alúmina considerablemente mayor que en hierro.

— Zona de la sillimanita:

Cuarzo-plagioclasa-biotita-sillimanita.

Cuarzo-biotita-andalucita-sillimanita.

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-sillimanita.

Esta zona ya indica un metamorfismo de alto grado, cuyos últimos exponentes son las migmatitas presentes en el borde del macizo granítico de Queija-Manzaneda.

Para el ángulo NE de la Hoja, en la formación «Ollo de Sapo» hemos seguido la distinción de una «isograda» que separa campos de aparición de dos plagioclasas (albita y albita-oligoclasa) o de sólo una, tal como se hace en la contigua Hoja de MAGNA de Viana del Bollo (IGLESIAS, M., 1977; in litt.), donde dicha formación adquiere mayor desarrollo; la Hoja de Manzaneda queda en el campo de la «isograda» de dos plagioclasas, cuya posible equivalencia con las facies típicas del metamorfismo sería (según dicho autor) la isograda de la estaurolita.

4.3 ROCAS FILONIANAS (FA, FP)

En asociación con los granitos de Queija-Manzaneda y con preferencia en sus zonas marginales, se han podido observar con frecuencia pequeñas áreas con enriquecimiento en inyecciones filonianas de naturaleza diversa, predominantemente pegmatitas (FP) y diques de cuarzo, entre los que se intercalan pequeñas apófisis microgranudas o aplíticas; las dimensiones y continuidad de los filones son, en general, muy limitadas habiéndose cartografiado únicamente los más desarrollados. Genéticamente se observa su clara relación con los granitos alcalinos en la mayor parte de los casos, como manifestación tardía de sus fases hidrotermal y pneumatolítica; se encuentran también dentro de los granitos calcoalcalinos pero disminuyen radicalmente su frecuencia al alejarnos de las proximidades del contacto entre ambas facies.

De manera irregularmente distribuida en la Hoja se encuentran diques de lamprófido (FA); son rocas con textura ofítica, de color verde grisáceo oscuro, que dan típica disyunción bolar; en corte fresco se observa una matriz melanocrata fina, con pequeños cristales hipidiomorfos más claros. Los afloramientos son escasos y de pequeñas dimensiones, si bien no es raro encontrar cantos rodados de esta litología.

El enclave más destacado de la Hoja se encuentra en el borde N, próximo a la localidad de Pousa (X = 291.000, Y = 865.000), en la carretera local que conduce de Montederramo a Castrocaldelas.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

No existen en la actualidad explotaciones mineras activas en el ámbito de la Hoja. Se pueden recopilar en tres grupos los diferentes indicios de yacimientos: indicios de minerales radiactivos (Sierra del Burgo), indicios de menas de estaño y wolframio y, finalmente, mineralizaciones de óxidos de hierro; los dos primeros grupos se ubican en las rocas plutónicas de distintos sectores del macizo de Cabeza de Manzaneda, mientras que los minerales ferruginosos se reparten irregularmente en los materiales metamórficos de la serie paleozoica.

Los indicios de minerales radiactivos de la Sierra del Burgo (ángulo NW de la Hoja), fueron hallados de modo casual hace unos 15 años, realizándose posteriormente una prospección restringida de la que se conservan calicatas y restos de testigos de perforación, en las cercanías del pueblo de Cima-devila (X = 289.000, Y = 860.000), al NE de Montederramo (X = 285.000, Y = 859.000).

Los indicios de minerales de estaño y wolframio constan en el Mapa Metalogenético a escala 1:1.500.000 de la Península Ibérica (IGME, 1972), en lo que se refiere a una banda de materiales plutónicos y metamórficos que corresponde al borde E de la Hoja de Manzaneda, en su linde con la Hoja de Viana del Bollo.

Las mineralizaciones de tipo ferruginoso con pequeña entidad son frecuentes en las series samítico-pelíticas del Paleozoico, en relación general con accidentes tectónicos; sin embargo es algo mayor su frecuencia en los niveles basales de la serie, en la zona del borde W de la Hoja, donde forman concreciones nodulosas a techo y muro de formaciones de micacitas y cuarcitas del Ordovícico Inferior (O_{1e}).

5.2 CANTERAS

La explotación de canteras de rocas graníticas es la única modalidad

extractiva que mantiene un cierto ritmo de actividad. En las proximidades de Rabal (X = 295.000, Y = 862.000) funciona una planta de machaqueo para áridos, que aprovecha el granito obtenido en una cantera aneja. Otras canteras similares se encuentran abandonadas en diversos lugares de la Hoja, en general en las proximidades de núcleos de población, vías de comunicación o en la cabecera del embalse de Chandreja, habiendo sido utilizado el material como piedra de sillería y como árido. Otro tipo de roca industrial que es explotada esporádicamente para construcción lo constituyen las pizarras ordovícicas, utilizadas para techados de edificios; este tipo de explotación no se encuentra mecanizado en esta zona, obteniéndose lajas de pizarras de tamaño variable mediante exfoliación de la roca con cuñas. En el grupo de los áridos naturales merecen tenerse en consideración los niveles de arena y grava lenticulares, pertenecientes a los depósitos detríticos Pliocuaternarios situados al N de Montederramo (X=285.000, Y = 859.000), en el ángulo NW de la Hoja; son gravas y arenas de naturaleza predominantemente silíceas, con matriz arcillo-limosa más o menos compactada, cuyo proceso de extracción, tamizado y clasificación no presentaría problemas importantes.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Esta región tiene un volumen anual de precipitaciones que puede considerarse como elevado (1), siendo consecuencia inmediata de su situación geográfica y orográfica que la hace especialmente propensa a la incidencia de los frentes nubosos de procedencia atlántica. Otro factor a tener en cuenta desde el punto de vista hidrogeológico es el carácter litológico del conjunto de la Hoja, configurado a grandes rasgos por rocas graníticas muy diaclasadas en superficie, y por materiales gneísicos, pizarrosos y cuarcíticos, de baja permeabilidad.

En consecuencia, en líneas generales encontramos un predominio de circulación hidráulica de tipo de escorrentía superficial, algo más penetrativa en las áreas graníticas donde, a favor de la fisuración y diaclasado, se establecen acuíferos importantes; son los manantiales y fuentes que surgen en estas zonas de basamento granítico y, en especial, los innumerables arroyos de origen nival de la Sierra de Queija, los que surten de aguas al cauce alto del río Navea y al río Lázaro, afluentes del río Bibey, principales subcuencas hidrográficas comprendidas en la Hoja de Manzaneda.

(1) Precipitación media anual de 700 mm. (Período 1930-1961); siendo los meses más lluviosos: diciembre, con 100-110 mm., y marzo, con 80-90 mm., y siendo el más seco con 10-20 mm., julio. (Datos procedentes del Servicio Meteorológico Nacional.)

6 BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUI, O. (1977).—«Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Anticlinal del Ojlo de Sapo y Sinclinal del Sil en las proximidades del Barco de Valdeorras». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVIII-III.
- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975).—«Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation». *Tectonophysics*, 25, Elsevier Sc. Publish. Co., Amsterdam.
- BARD, J.-P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1973).—«Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*, vol. 241.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches Sur les terrains anciens des Asturies et de Galice». *Nén. Soc. Géol. Nord.*, t. 2, núm. 1, Lille.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Iberique». *C. N. R. 5 Mem. et Docum.*, t. IV, París.
- CAPDEVILA, R. (1967).—«Extension de métamorphisme régional hercynienne dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)». *C. R. Somm. Soc. Géol. de France*, fasc. 7, París.
- (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (NW de l'Espagne)». *Tesis Doctoral. Fac. Sc. de Montpellier. Univ. de Montpellier*.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-Ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-II-III, Madrid.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (N-W de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 270.
- CAPOTE, R., y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975).—«Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVI-VI.
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archécyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciès carbonatés, dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Asturica*, año XIX, número 3.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1974).—«Mapa Geológico de España 1:50.000, Allariz, 7-11». *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1974).—«Mapa Geológico de España 1:50.000, Nogueira de Ramuín, 7-10». *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.

- DROT, J., y MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devónico en el límite de Galicia y León (NW de España)». *Not. y Com. IGME*, número 93, Madrid.
- FARBER, A., y JARITZ, W. (1964).—«Die Geologie des westestimichen Küstengebiets zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)». *Geol. J. B.*, vol. 81, Hannover.
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le Precambrien et le Paleozoique de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)». *Thèse de doctorat d'état és Sciences Naturelles*. Universidad de Burdeos.
- GUILLOU, J.-J. (1969).—«Contribution a l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel». Lab. Métallogénie. *Ecole Sup. de Geol. Appliquée et de Prospection Minière*. Nancy.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1949).—«Huellas glaciares en la sierra de Queija (Orense)». *Bol. R. S. E. H. N.*, t. XLVII, núm. 1-2.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).—«Criaderos de Hierro de España». *Mem. IGME*, t. IV, Madrid.
- (1942).—«El sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España». *IGME*, Madrid.
- IGME (1972).—«Mapa Metalogenético de España E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Estaño».
- (1972).—«Mapa Metalogenético de España E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Wolframio».
- (1977).—«Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000».
- I. N. E. (1970).—«Censo de población de España».
- JARITZ, W., y WALTER, R. (1970).—«Faziesuntersuchungen in Altapaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)». *Geol. J. B.*, vol. 88, Hannover.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'Espagne pendant l'Ordovicien Silurien». *Bull. Soc. Mineral de Bretagne. Sér. C*, t. V, fasc. 1.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6.
- (1961).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico Español». *Not. y Com. IGME*, t. 75, Madrid.
- LLOPIS, N., y FONTBOTE, J. M. (1959).—«Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Dpto. Geogr. Aplicada. Inst. Elcano. C. S. I. C.*, Zaragoza.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año 14, núm. 2, Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 6.

- MARTINEZ-GARCIA, E. (1971).—«Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Hoja núm. 18 (Ponferrada)». *IGME*, Madrid.
- (1972).—«El Silúrico de San Vitero (Zamora), comparación series vecinas e importancia orogénica». *Acta Geol. Hispánica*, año 7, núm. 4, Barcelona.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 7, Paris.
- (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Soc.*, Paris, t. 259.
- (1964).—«Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 2, Paris.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*, t. 44.
- (1969).—«Les kink-bands. Exemple de deformation tardive dans l'hercynien du nord-ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, 7 (4). Elsevier Publish. Co., Amsterdam.
- MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1973).—«La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276.
- MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l'are ibéro-armoricain». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280.
- (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes mappes ou extrusions?». *C. R. Acad. Sc. Paris*, núm. 264.
- NOLLAU, G. (1965).—«Ein Intrusivdiabas im Altpaläozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine antometamorphen bis epizonal regionalmetamorphen Einformungen». *Beitr. Miner. Petr.*, vol. 11, Heidelberg.
- (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la Provincia de León (España)». *Not. y Com. IGME*, núm. 88, Madrid.
- (1966).—«Spuren pleistozäver vereisung ind der Sierra del Teleno (NW Spanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Min.*, vol. 8, Stuttgart.
- (1968).—«Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Norwest-Spanien». *Geotekt Forch.*, número 27, Stuttgart.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la geologie de "l'Olló de Sapo". Formation porphyroïde antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. IGME*, núm. 76, Madrid.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 2, Oviedo.
- (1974).—«La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Astur-occidental leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 4, Oviedo.

- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-occidental leonesa (W de León, NW de España)». Tesis doctoral. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo.
- PRADO, C. de (1857).—«Lettre a M. de Verneuil sur les terrains Siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Geol. de France*, 2.^a serie, t. XV, París.
- QUIRING, H. (1957).—«Die rüischen Geoldbergwerke bei Astorga und ihre geologische position». *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 190.
- RIBEIRO, A. (1974).—«Contribution a l'étude tectonique de Tras os Montes oriental». Memoria núm. 24, Nova serie, Serviços Geológicos de Portugal.
- RIEMER, W. (1963).—«Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien)». *N. J. B. Geol. Palaont Abh.*, núm. 117.
- (1965).—«Untersuchungen am Ostrand der galicischen Kristallzone (Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 121.
- (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. IGME*, núm. 81, Madrid.
- SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 2.
- SLUITER, W. I., y PANNEKDEK, A. J. (1964).—«El Bierzo, étude sédimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leid. Geol. Mededelingen*. DL 30.
- TEX, E. den, y FLOOR, P. (19).—«Asynopsis of the geology of western Galicia». *Dept. Petrology. Mineral Geol. Inst. Leiden*, Holanda.
- VIDAL BOX, C. (19).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. R. S. E. H. N.*, núm. 39.
- ZAMARREÑO, I (1972).—«La litofacies carbonatada del Cámbrico de la zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 5.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J., y BELLAMY, J. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona Astur-occidental leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XIX.