



IGME

265

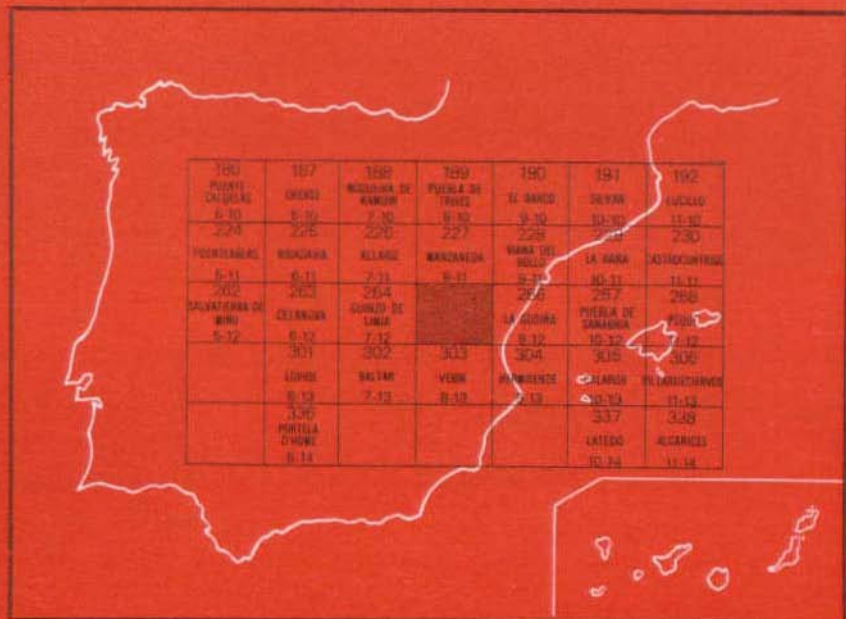
8-12

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LAZA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LAZA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA (Ibérica de Especialidades Geotécnicas, S. A.), bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: Alonso Alonso, J. L.; Delgado Gutiérrez, G., y Zubieta Freire, J. M., Licdos. en Ciencias Geológicas.

En *Petrología*: Pérez Rojas, A., Lic. en Ciencias Geológicas.

Se ha contado con la colaboración y asesoramiento, tanto en gabinete como en campo, del Dr. FERRAGNE, A., Catedrático de la Universidad de Burdeos.

La confección de esta Memoria y su cartografía geológica, se ha realizado en el transcurso del año 1977.

Supervisión de estudios petrográficos: Casilda Ruiz García, IGME.

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 - 41.405 - 1981

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

INTRODUCCION

La Hoja de Laza, núm. 265 (08-12), del M. T. N., a escala 1:50.000, está enclavada al SE de la provincia de Orense.

Morfológicamente es una zona con formas de relieve abruptas, que se van haciendo más suaves hacia el centro de la Hoja. Los accidentes topográficos más importantes, como el Alto de Las Rozas (1.604 m.), corresponden a los Montes del Invernadero y Sierra de Manzaneda, situados ambos en terrenos ordovícicos. Hacia el S y ya en el Silúrico-Devónico, los relieves disminuyen, Peña Nofre (1.291 m.), Cabeza de Valdefeira (1.245 m.).

Los cursos de agua, de escasa entidad, discurren encajados en el relieve y con una actividad predominantemente erosiva, rellenando y colmatando valles aluviales como el de Laza.

Desde el punto de vista paleogeográfico, la Hoja forma parte del Macizo Hespérico, incluyéndose dentro de la «zona galaico-castellana» de LOTZE (1945) o zona IV de MATTE (1968) denominada «Galicia Media-Tras-os-Montes», y, más concretamente, en el flanco SO del anticlinal del «Ollo de Sapo».

La región, que estructuralmente ha estado sometida a la acción de una tectónica polifásica, está caracterizada por dos grandes accidentes tectónicos, la depresión de Verín y el sinclinatorio del mismo nombre.

1 ESTRATIGRAFIA

Al conjunto de todos los materiales existentes en la presente Hoja, que forman gran parte del sinclinorio de Verín, se les ha dado edad Paleozoica, tomando como criterio la correlación con otras zonas de facies similares donde existen buenas dataciones, al no aparecer aquí niveles fosilíferos excepto uno señalado en la Tesis Doctoral de FERRAGNE, A. (1972) de edad Silúrica, que pese a ser localizado no se encontró fauna en él.

La mayor parte, más de la mitad de su superficie, la ocupan terrenos silúricos-devónicos, perteneciendo el resto al Ordovícico.

1.1 ORDOVICICO

Ocupa la parte septentrional y occidental de la Hoja, situándose los terrenos más antiguos al NE, en las cercanías de la localidad de San Mamed de Edrada, donde está representado por cuarcitas, micaesquistos y pizarras, a las que en la Hoja de Manzaneda, RUBIO, J. (1977), situó en el Ordovícico Inferior y que por la poca extensión dentro de ésta, se piensa que es oportuno darles la misma edad.

En su conjunto, presenta un contraste litológico entre el Ordovícico Inferior y Superior, siendo el primero predominantemente cuarcítico O_{1M} , O_{1eM} y O_{12q} y el segundo totalmente filítico en gran parte grafitoso O_{2-3} , atribuido en principio al Medio-Superior debido a que RIEMER, W. (1966) en zonas situadas más al Norte encontró fauna del Llandeilo.

Al Noroeste y Oeste se encuentra afectado por un metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de los granitos.

1.1.1 MICAESQUISTOS, CUARCITAS Y PIZARRAS CON ANDALUCITA (O_{1e})

Esta formación aflora en la base del sistema con una potencia aproximada de 150 m., y presenta en sus niveles inferiores un predominio de pizarras andalucíticas, debido al fuerte metamorfismo de contacto, con pequeños lentejones cuarcíticos, que van alternando con micaesquistos a medida que se sube en la serie, culminando la formación con un tramo esencialmente cuarcítico que puede tener hasta 15 m. de potencia.

Las pizarras y micaesquistos presentan color gris oscuro, y las cuarcitas color pardo claro.

1.1.2 ESQUISTOS Y PIZARRAS AZULES ANDALUCITICAS (O_{1eM})

Se encuentra a techo de la formación anterior, en contacto normal con

ella y tiene una potencia aproximada de 70 m., presentando un buen corte en el valle del río Conso entre los pueblos de Edrada y San Mamed de Edrada, donde destacan los crestones de pizarras, con abundantes andalucitas en cristales de hasta 1 cm. de diámetro, que como en la formación anterior deben su presencia al fuerte metamorfismo de contacto.

Los colores predominantes en la formación son el azul oscuro y el gris azulado.

1.1.3 ALTERNANCIA DE CUARCITAS Y PIZARRAS (O_{12q} y O_{12qM})

Pese a los numerosos repliegues que presenta se puede estimar su potencia en unos 600 m.

Aparece esta alternancia en contacto normal con la formación anterior, a techo de ella, y se correspondería con las facies de cuarcitas masivas (cuarcita armoricana) que son típicas de esta formación en otras zonas, y presenta una gran similitud con la llamada «Serie de los Cabos» en la zona Asturoccidental Leonesa.

En la base son alternancias de areniscas de color pardo claro en bancos decimétricos con pizarras gris azuladas que aparecen en tramos hasta métricos. A medida que se sube en la serie disminuye la potencia de pizarras, y las areniscas se van haciendo más cuarcíticas, rematando la serie bancos decimétricos de cuarcita pardo clara, en ocasiones gris o blanca, con pequeñas intercalaciones decimétricas o centimétricas de pizarras grises e incluso esquistos negros.

La granulometría de las samitas es, en general, de media a fina, y ocasionalmente se observan en ellas estratificación cruzada y granoclasificación.

Al microscopio se presentan como unas cuarcitas impuras, de grano muy fino en las que el cuarzo constituye más del 90 o 95 por 100 de la roca. Otros minerales relativamente abundantes son moscovita, clorita y, más escasamente, plagioclasa. Los accesorios más comunes son zircón, turmalina y minerales opacos, encontrándose también, en ocasiones, rutilo o apatito.

Las micas blancas suelen estar muy íntimamente asociadas a las cloritas, pueden aparecer en pequeños agregados lepidoblásticos, en finas bandas más o menos plegadas o en forma de láminas aisladas.

Las plagioclasas, cuando están presentes, forman diminutos granos algo redondeados y frecuentemente presentan maclas.

La composición mineralógica de las areniscas no varía cualitativamente de las cuarcitas anteriores. Se trata de unas metareniscas formadas por pequeños clastos de cuarzo implantados en una matriz sericítica (entre el 40 o el 50 por 100 de la roca) poco o nada orientada y que está salpicada

de pequeñas moscovitas y cloritas que parecen ser más detríticas que de neoformación.

Las filitas contienen mica blanca, clorita, grafito y cuarzo, además de zircón y turmalina como accesorios más comunes. Las micas suelen tener disposición lepidoblástica. Frecuentemente se observa una S_2 que transpone a una S_1 manifiesta en restos de micropliegues aplastados. La clorita se encuentra en láminas aisladas o en pequeños agregados fusiformes preesquistosos respecto a S_1 . El grafito aparece en bandas más o menos difusas que impregnan las micas. El cuarzo, comúnmente ausente, se presenta en forma de pequeños granos aislados o en lechos. Muy rara vez pueden observarse escasos y diminutos granos de plagioclasa.

El metamorfismo es como máximo de grado bajo (WINKLER, 1974), sin que en ningún caso se lleguen a sobrepasar las condiciones establecidas para la isograda de la biotita.

1.1.4 PIZARRAS AZULADAS DEL LLANDEILO (O_{2-3} y O_{2-3M})

Por la posición estratigráfica y la facies que presenta, esta formación pizarrosa se puede comparar con las «Pizarras de Luarca», en la zona Astur-occidental Leonesa, y a las «Pizarras de Techar», en la zona de Zamora.

Es una serie de filitas, en muchos casos grafitosas, de color gris oscuro o azul oscuro, que presentan una gran monotonía. Cabe destacar la presencia local de abundante cuarzo de segregación al Oeste del pueblo Cerdedo, entre los de Toro y Correchoso y al Sur de la Casa de los Montes del Invernadero, mientras que en las proximidades de la Presa de las Portas y en los alrededores del pueblo de Tamicelas presentan un aspecto más cercano a las «Pizarras de Techar».

Esta formación se encuentra a techo de la anterior, en contacto normal y sigue cartográficamente su misma alineación. Su potencia aparente debe de ser del orden de 400 a 500 m., pero debe ser menor debido a los numerosos repliegues.

En láminas delgadas se presentan como unas filitas que conservan ciertas analogías con las que se encuentran en el nivel estratigráfico infrayacente.

Están constituidas por mica blanca, clorita y abundante grafito. Además es muy común encontrar cristales de cloritoide mientras el cuarzo es verdaderamente escaso o está ausente. Los minerales accesorios comunes son zircón y turmalina, y rara vez, rutilo.

La esquistosidad suele estar fuertemente plegada y definida por las micas blancas impregnadas de abundante grafito. La clorita se presenta en forma de pequeños agregados o laminillas aisladas preesquistosas y con acusada forma lenticular. El cloritoide se encuentra en diminutos cristales prismáticos oblicuos a la esquistosidad principal o bien formando agregados radiales.

El grado de metamorfismo no difiere del observado en el nivel anterior y la presencia de cloritoide no es debida más que a un quimismo diferente de las metapelitas de ambas formaciones.

1.2 SILURICO - DEVONICO

Cartográficamente el Silúrico-Devónico yace discordante sobre el Ordovícico, si bien en campo no se observó en ningún punto una discordancia clara, encontrándose los niveles inferiores del Silúrico-Devónico acordes sobre los ordovícicos. El contacto Ordovícico-Silúrico en el flanco oriental del sinclinorio de Verín, no aporta datos concretos por realizarse mediante fracturas.

En la parte occidental de la Hoja existe un contraste litológico entre los materiales ordovícicos y silúricos, que permite una separación clara, mientras que al Norte y en gran parte del Este, por ser pelíticos ambos, se ha tomado como criterio de separación la aparición de los primeros niveles lidíticos y ampelíticos, dejando abierta la posibilidad de que parte de las pizarras situadas por debajo de estos niveles pudiesen ser de edad Silúrica.

La cuenca silúrico-devónica tiene una gran heterogeneidad litológica con frecuentes cambios laterales de facies. Parece una cuenca muy inestable con una deposición que es fundamentalmente de materiales grauváquicos y vulcano-sedimentarios.

Se han distinguido tres tramos, el inferior (S-D) desde el contacto con el Ordovícico hasta la primera barra continua de cuarcitas q_2 , otro intermedio (S-Dp, q) que comprende desde esta última hasta la barra continua de cuarcita superior q_4 y un último tramo (S-Dw) que, partiendo de la cuarcita superior, engloba hasta los términos finales de la serie.

1.2.1 SERIE VERDE (LIDITAS, AMPELITAS, METACONGLOMERADO, PIZARRAS ARENOSAS, GRAUVACAS Y CUARZO-FILITAS) (S-D)

Este tramo de base del Silúrico-Devónico denominado Serie Verde, por su color predominante, comprende una serie de materiales detríticos y pelíticos en los cuales aparecen con carácter lentejónar ampelitas, liditas, calizas, filonitas y cuarcitas.

En el flanco occidental hay un marcado predominio detrítico, con filitas arenosas y metagrauvascas de color verde, pardo verdoso y rojo, que llegan a situarse en algunos puntos debajo del primer banco continuo de cuarcitas que marca el tránsito al tramo intermedio S-Dp, q. En general el último término del tramo inferior culmina con una secuencia pizarrosa de pocos metros, que se va haciendo más potente hacia el Sur de la Hoja.

En el Norte y flanco oriental del sinclinatorio predominan los materiales pelíticos con intercalaciones de detrítico de regular extensión.

Es muy difícil la separación cartográfica de los tramos detríticos de los pelíticos, por los continuos cambios laterales de facies y la compleja deformación que han sufrido.

La potencia de esta Serie Verde se considera del orden de los 800 m.

Los términos metagrauavaca, filita arenosa, cuarzofilita o filita se han utilizado en esta formación para designar una serie detrítica mineralógicamente bastante uniforme, pero que cuantitativamente muestra una gran variabilidad de composición.

Los minerales que se encuentran en estos tramos son cuarzo, mica blanca, clorita o biotita incipiente, plagioclasas ácidas y grafito. A estos hay que añadir circón, turmalina, pirita y rutilo como accesorios menores más comunes.

Las metagrauavacas están formadas por clastos subangulosos o subredondeados de cuarzo y de plagioclasas macladas, más escasas, de 0,1 mm. de tamaño medio. Existen además fragmentos de moscovitas y cloritas detríticas en proporción muy variable. La matriz de la roca se encuentra en la misma proporción que los clastos y está constituida por un entramado sericítico-clorítico con diminutos cuarzos agrupados o dispersos y diseminación grafitosa generalmente insignificante.

El término filita arenosa se ha empleado para unas rocas que se diferencian de las anteriores más que en el menor número de clastos, principalmente de plagioclasa, en la mayor recristalización y orientación de la matriz.

Por disminución gradual de los clastos se pasa a las denominadas filitas o cuarzofilitas, según la escasez o abundancia del cuarzo, que se presenta tanto en diminutos granos aislados como en pequeños agregados o en lechos. La esquistosidad de las rocas queda acentuada por una alternancia desigual de finas bandas moscovíticas o de micas negras con impregnación grafitosa de débil a muy fuerte. En algunas ocasiones, se observa que la esquistosidad más aparente resulta de la transposición de otra anterior puesta de manifiesto en restos de micropliegues aplastados o en microlitos micáceos sigmoides.

1.2.1.1 Ampelitas y liditas (S-Dp, Id)

Esta formación se sitúa en el contacto Ordovícico-Silúrico en el borde septentrional del Sinclinatorio, con una potencia de unos 80 m., y está constituida por una alternancia de ampelitas, pizarras azules y liditas, teniendo estas últimas una potencia máxima de 1 m. y poca continuidad lateral. Las ampelitas frecuentemente pasan a pizarras negras compactas y a pizarras azules.

La presencia de liditas se debe al vulcanismo ácido existente durante el depósito, por precipitación de sílice en un medio euxínico.

Al microscopio las liditas se presentan como unas pizarras silíceas microcristalinas formadas por chert, cuarzo de grano fino, un material opaco pulverulento de apariencia grafitosa y escasas láminas sericíticas. La pizarrosidad o el bandeado que exhiben estas rocas queda acentuado por el polvo de grafito. El cuarzo, de grano fino, se encuentra indistintamente en filoncillos sinuosos o en zonas irregulares de recristalización. Existen también con relativa frecuencia pequeñas zonas redondeadas de recristalización que pudieran ser restos de microorganismos preexistentes.

Las ampelitas no muestran diferencias apreciables respecto a las filitas del tramo infrayacente anteriormente descrito, salvo una mayor abundancia de grafito, por lo que no es preciso insistir sobre ellas.

En cuanto a los niveles de ampelitas y liditas que posteriormente se describen, su diferenciación se debe puramente a criterios estratigráficos sin que se observe ninguna diferenciación microscópica con los de este tramo.

1.2.1.2 Liditas y ampelitas (S-D_{ld})

Se ha distinguido esta formación, representada lentejonamente en toda la Serie Verde, de la formación anterior (S-D_{p, ch}) por su potencia que es menor, su situación dentro de la columna, que es por encima, y por su composición, que es predominantemente lidítica, mientras que en la precedente el porcentaje de ampelitas y pizarras azules es más elevado.

1.2.1.3 Metaconglomerado (S-D_{cg})

En campo se presenta como un metaconglomerado de matriz pizarrosa de color azul, gris o verde, con numerosos cantos de diversos tamaños que oscilan desde menos de 1 cm. hasta 12 cm., de naturaleza silícea, bien cuarzosa, cuarcítica o de chert.

Dentro de los denominados metaconglomerados se distinguen dos tipos bastantes similares a la escala macroscópica pero que microscópicamente muestran un aspecto y un origen diferente. Unos son verdaderos conglomerados mientras que los otros son filitas miloníticas que morfológicamente son muy similares e incluso imposibles de distinguir.

Los conglomerados están formados por clastos de cuarzo de tamaño medio, subredondeados a subangulosos, con forma a veces ligeramente alargada. El esqueleto es siempre quebrantado o semiquebrantado. La matriz está formada por cantidades variables de cuarzo microgranudo acompañado de micas blancas detríticas o neoformadas y cloritas. En algunas

muestras se pueden encontrar escasos granos de plagioclasa, mientras que en todas están presentes algunos zircones, turmalinas o rutilos.

Las filitas miloníticas muestran siempre agregados elipsoidales cuarzo-sericíticos muy heterométricos y de grano fino que pueden confundirse con clastos aplanados de origen detrítico. La disposición de las micas que contienen estos «clastos» puede ser caótica o conservar restos de una esquistosidad anterior. Además hay que añadir que la proporción de cuarzo y sericita es extraordinariamente variable, incluso dentro de una misma muestra.

La matriz, formada por cuarzo microgranudo, micas y cloritas, suele estar esquistosada, frecuentemente crenulada y siempre es muy dominante sobre los seudoclastos.

Observando detenidamente este grupo de rocas, se ha visto que se han originado a partir de rocas bandeadas con lechos cuarzosericíticos por rotura durante la transposición de la esquistosidad y aplanamiento posterior de los fragmentos menos competentes por metamorfismo dinámico.

1.2.1.4 Calizas (S-Dc)

Se han encontrado tan solo dos pequeños afloramientos, de carácter lentejonar, cerca del pueblo de Cerdedelo, uno al N-NE y otro al S. Ambos de escasa extensión cartográfica y poca potencia, el más importante el del S de 20 m.

La caliza de color gris azulado, micrita, en bancos masivos, presentan abundantes recristalizaciones de calcita, y tanto en la base como en el techo aparecen pizarras grises.

Dentro de las calizas se han encontrado dos tipos petrológicos bien diferenciados, por un lado unas rocas denominadas calcofilitas y por otro unas calizas cristalinas, sin que hasta el momento se hayan encontrado facies intermedias entre unas y otras. La mineralogía es sin embargo similar. Ambas contienen calcita (del 90 al 95 por 100), cuarzo, moscovita, sericita, grafito, clorita y zircón.

Las calizas cristalinas están formadas por granos poco heterométricos de calcita de unos 0,8 mm. de tamaño medio. Son muy frecuentes las inclusiones orientadas de laminillas moscovíticas o de escaso grafito. El cuarzo forma granos aislados, pequeños, y frecuentemente automorfos o subautomorfos. También son de aparición común los hechos pelíticos formados por las micas orientadas e impregnadas de grafito.

En las calcofilitas la calcita se presenta con grano muy fino y formas alargadas. Las micas salpican la roca o se agrupan formando agregados, lechos pelíticos o grafitosos.

1.2.1.5 Cuarcitas (S-D_q)

Son metareniscas ortocuarcíticas, que tienen carácter lentejonar dentro de toda la serie del Silúrico-Devónico. Se presentan en bancos decimétricos y centimétricos, teniendo el conjunto una potencia de escasos metros.

Destacan del resto de la Serie por sus tonos claros, blanco o pardo claro, en contraste con el color verde y pardo rojizo del conjunto.

Se trata de unas metareniscas muy cuarcíticas, en las que los clastos de cuarzo no rebasan los 0,5 mm. de tamaño máximo, además de ser casi siempre subangulosos. La matriz, muy rica en sericita puede llegar incluso a alcanzar el 85 por 100 de la roca. La clorita suele formar bandas irregulares y discontinuas que alternan con las de las micas blancas. Con frecuencia se pasa a filitas que contienen muy escasos clastos dispersos de cuarzo. Las cuarcitas con estructura granoblástica y escasa sericita intersticial entre los granos de cuarzo, son de rara aparición.

1.2.2 PIZARRAS CON CUARCITAS LENTEJONARES (S-D_p, q)

Este tramo, comprendido entre las cuarcitas q₂ y q₄, se trata de pizarras azules, grises y pardas, en los que se encuentran intercalados varios bancos de cuarcitas q₃, similares a la q₂ en cuanto a litología y cuya representación cartográfica aunque no sean niveles continuos dan idea de la estructura del conjunto. Estos bancos cuarcíticos a veces se pueden seguir durante kilómetros, aunque tengan poca potencia, del orden de 4 a 6 m.

Se encuentran también niveles lentejonares de alternancias de liditas y ampelitas, de escasa potencia, de 3 a 4 m.

La potencia del conjunto puede oscilar alrededor de los 160 m.

Microscópicamente este tramo presenta caracteres idénticos a los del S-D_{q1}. Su diferenciación se debe a criterios estratigráficos basados en las diferentes abundancias de cuarcitas o metapelitas.

1.2.3 SECUENCIA GRAUVACO-FILITICA (S-D_w)

Esta formación dentro de esta Hoja tiene muy poca extensión, pero presenta un gran desarrollo hacia el Sur del Sinclinorio dentro de la Hoja de Verín.

Su característica principal es el vulcanismo representado por riolitas y traquitas; y el resto de los materiales son una alternancia de pizarras arenosas, grauvacas de grano fino y filitas satinadas, con un color predominante verde.

Se le atribuyó una potencia aproximada de 60 m.

Las rocas de este tramo tienen la misma composición mineralógica monótona que caracteriza a todos los materiales ya descritos del Sistema Silúrico. Los tipos más comunes de rocas encontradas varían desde unas filitas arenosas muy cuarcíticas hasta unas filitas grafitosas muy pobres en cuarzo.

Las filitas arenosas muestran textura blastosamítica, con grano fino a medio y forma alargada o amigdalar de los granos de cuarzo. La matriz suele ser siempre dominante (del 60 al 80 por 100 de la roca) y está formada por cuarzo microgranudo y delgados lechos de micas blancas. Cabe señalar que las proporciones del cuarzo y las micas en la matriz son muy variables de unas muestras a otras. Se diferencian principalmente de las metareniscas de la denominada «Serie Verde» en la aparición accidental de granos de plagioclasa y en la escasez de clorita.

Las filitas presentan un bandeado de delgados lechos cloríticos o grafitosos dentro de la masa de micas blancas lepidoblásticas que forman la roca. El cuarzo aparece en escasos granos amigdalares dispersos o en delgados lechos de segregación. La esquistosidad suele encontrarse pliegada o, bien, crenulada.

1.2.3.1 Traquitas (V τ) y riolitas (V ρ)

Las traquitas y riolitas están situadas a techo de la barra de cuarcita q₄, bien en contacto directo con ella o separadas por un tramo grauvaco-pelítico, delimitando el cierre periclinal del núcleo del sinclinorio. Aparecen interestratificadas en la serie Grauvaco-Filítica (S-Dw).

Las riolitas se presentan en bancos decimétricos, diaclasados en paralepípedos o con disyunción en bolos de color pardo o bien gris violáceo. En ocasiones presentan zonas de aspecto cuarcítico que parecen enclaves.

Las traquitas tienen aspecto de cuarcitas blancas feldespáticas en tramos de 8-10 m., en bancos de hasta 0,80 m., con intercalaciones de cuarzofilitas y filitas grafitosas azules entre ellos.

Los caracteres microscópicos de las traquitas presentan variabilidad de unas muestras a otras.

El tipo más común está constituido por una vulcanita rica en microfeno-cristales feldespáticos hipidiomorfos de 1 mm. de tamaño máximo envueltos por una matriz de microlitos de feldespato potásico semiorientados entre los que se encuentran diminutos cuarzos y láminas sericíticas que parecen proceder de desvitrificación. Ocasionalmente los feldespatos incluyen plagioclasas cuyo origen es debido más a desmezcla que a reemplazamiento. Las cloritas se presentan en laminillas dispersas y muy escasas. En estas traquitas no se observa ningún efecto del metamorfismo de bajo grado que afecta a toda la serie.

En numerosas traquitas los microfeno-cristales tienen forma ovoide y la

matriz está muy ligeramente orientada. Frecuentemente se encuentran numerosos cristales prismáticos, pequeños y orientados de un anfíbol probablemente alcalino, muy fuertemente coloreado en los azules y verdes. Cuando esto ocurre, las muestras contienen también carbonatos dispersos.

Las riolitas se presentan como tobas o cineritas que parecen estar muy relacionadas con las traquitas. Mineralógicamente la principal diferencia estriba en la abundancia de pequeños cristales de cuarzos redondeados o con golfos de corrosión. La matriz es de grano extremadamente fino, muy potásica, y contiene también pequeñas sericitas y cloritas muy orientadas. Dentro de las rocas clasificadas como riolitas se encuentran dos grupos principales. Uno extraordinariamente rico en microfenocristales de cuarzo y feldespato y otro muy pobre en ellos y que presenta la matriz netamente orientada.

En cuanto a la edad de todas estas vulcanitas puede situarse como coetánea de la última fase de plegamiento, ya que algunas están ligeramente afectadas por ella mientras otras situadas en el espacio próxima a las anteriores y con caracteres microscópicos idénticos, no lo están en absoluto.

1.3 CUATERNARIO

No tiene gran importancia dentro de la Hoja por su poca extensión y potencia.

1.3.1 ALUVIALES (QAI)

Excepto el aluvial del río Támea en el SO, que forma el valle de Laza, y en el centro de la Hoja el del río Camba, el resto son pequeñas manchas de depósitos aluviales.

El del río Támea tiene un gran contenido en arenas, y en ocasiones aparecen tramos con gran contenido en arcillas, dependiendo de los materiales que afloran en las laderas del valle, pero el depósito predominante son las arenas con limo.

En el río Camba, aparecen gravas mal graduadas principalmente cuarcíticas, poco redondeadas y con limos procedentes de la alteración de las pizarras.

1.3.2 CONO DE DEYECCION (QCd)

El único que aparece viene condicionado por el arroyo de Souteliño con un fuerte desnivel. Están constituidos por los materiales sobre los que se

desarrollan que son pizarras ordovícicas y por el granito del Macizo de Souteliño, situado en su proximidad.

1.3.3 ELUVIALES (QE)

Constituidos por gravas y limos procedentes de la alteración de pizarras y grauvacas, o bien por arenas de cuarzo de los granitos, con una pequeña potencia, muy irregular, que puede llegar hasta 4 m.

1.3.4 DERRUBIOS DE LADERA (QL)

Debido a la fuerte topografía son muy abundantes, formados por bloques y cantos de diferentes tamaños condicionados por la litología de la zona donde se desarrollan. Los importantes son en granito y cuarcitas. En general los finos son escasos.

2 TECTONICA

2.1 SITUACION EN EL CONTEXTO TECTONICO REGIONAL

En el contexto del Orógeno Herciniano la presente Hoja está situada en la prolongación del Macizo de Braganza por el N, de los macizos de Ordenes y Lalín por el S. El conjunto pertenece a la unidad estructural denominada Galicia Media-Tras-os-Montes (MATTE, 1968) que esencialmente está constituida por un gran sinforme situado en la zona Centro-Ibérica. En la parte central de esta sinforma aparecen rocas básicas polimetamórficas que se han atribuido al Precámbrico, son cabalgantes sobre su entorno y se conocen con el nombre de macizos básicos.

El sinclinal de Verín, al cual pertenece la presente Hoja está situado en la prolongación de uno de estos macizos, el de Braganza, situado al S. de la zona estudiada.

La unidad estructural de Galicia Media-Tras-Os-Montes es estructuralmente muy polémica y existen dos hipótesis que intentan explicar la posición de los macizos básicos: una hipótesis aloctonista (RIES y SHACKLETON, 1971) y otra autonista (RIBEIRO, 1974).

Nosotros procedemos a describir las diferentes estructuras tectónicas observadas en la Hoja y por comparación con las descritas por otros autores ensayaremos su inclusión o relación con los modelos propuestos para explicar la deformación del Orógeno Hercínico en el NO de la Península.

2.2 HISTORIA TECTONICA

Se han reconocido tres fases principales de deformación:

2.2.1 FASE I

Corresponde a la formación de pliegues isoclinales con una esquistosidad de flujo asociada, de plano axial. Se originan pliegues de esta fase en la serie esquistoso-cuarcítica del Ordovícico y en las cuarcitas silúricas.

La esquistosidad de flujo puede aparecer en cualquier posición, desde horizontal a vertical en cualquier parte de la Hoja, siendo debido a su deformación por las fases posteriores; aunque en general se incline hacia el E en el plano occidental del sinclinorio y hacia el O en su plano oriental. Hacia el núcleo del sinclinorio aparece fuertemente deformada, con la aparición de una esquistosidad de crenulación subvertical (S_3) muy penetrativa, así como gran número de pliegues correspondientes a esta fase III.

Los ejes de pliegues de fase I tienen en general una dirección entre N 140° E - N 160° E, algunas direcciones anómalas E-O se explican fácilmente por efecto de las fases tardías, como se verá en el apartado correspondiente.

2.2.2 FASE II

No da lugar a estructuras mayores cartográficas y únicamente está representada por pliegues menores de simetría monoclinica, presentando asociada una esquistosidad de crenulación subhorizontal que pasa a ser de fractura en los materiales cuarcíticos.

Estas estructuras se asemejan a las descritas por RIBEIRO (1974) y MARCOS (1973) asociados a cabalgamientos post-fase I y pre-fase III.

Su repartición no es tan general como la de las microestructuras de fase III, aunque aparece localmente desde la base de la serie esquistoso-cuarcítica del Ordovícico hasta los núcleos más altos del Silúrico representados en la Hoja. Veamos dos ejemplos de las estructuras de esta fase II: figuras 1 y 2.

No se han encontrado ejemplos claros de superposición con la fase III, aunque a veces existen alabeos muy suaves de estas crenulaciones, que estarían deformadas por pliegues más tardíos de plano axial subvertical. También hay que señalar que en el flanco occidental del sinclinorio de Verín los planos de crenulación S_2 están inclinados ligeramente al E, y en el flanco oriental por el contrario están inclinados ligeramente al O. Respecto a este problema de la relación entre S_2 y S_3 RIBEIRO cita ejemplos

contradictorios de lineaciones correspondientes a la crenulación horizontal plegadas por la fase III y viceversa.

No hay que desechar la idea de que muchas de estas crenulaciones subhorizontales sean tardías, en correlación con los «kink-bands» y crenulaciones subhorizontales descritas en el Occidente de Asturias, MATTE (1968), MARCOS (1973).

Las lineaciones correspondientes a los ejes de micropliegues de la crenulación horizontal que hemos obtenido oscilan entre N 140-150° E.

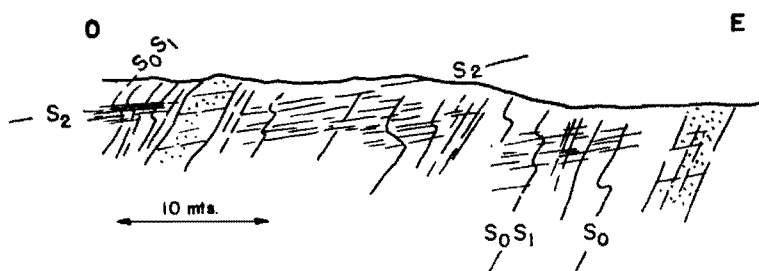


Figura 1.—Estructuras de fase II en la serie de cuarcitas y esquistos silúricos. Pista forestal a Urdiñeira.

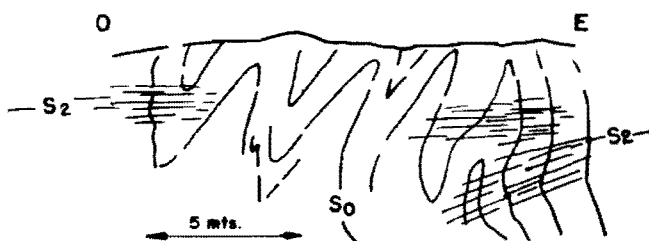


Figura 2.—Pliegues de fase I deformados por la fase II. Carretera de Presas das Portas.

2.2.3 FASE III

Origina pliegues de todas las escalas, con una esquistosidad de crenulación subvertical asociada. La alineación correspondiente a los ejes de los micropliegues se observa prácticamente en todos los lugares de la Hoja.

y su dirección oscila entre N 120-160° E. Esta fase es responsable de la mayor parte de las estructuras mayores que se observan a primera vista sobre la cartografía.

Si se observa la Hoja de Laza y mejor aún conjuntamente con la de Manzaneda, se ve que el sinclinorio de Verín deviene progresivamente más complicado a medida que descendemos en la serie. Al mismo tiempo puede observarse que el radio de curvatura disminuye en el mismo sentido. Esto puede explicarse fácilmente si tenemos en cuenta el papel jugado por algunos granitos y los Macizos básicos durante la fase III. El sinclinorio de Verín está flanqueado por dos granitos, que son fundamentalmente pre-fase III, ya que están deformados por estas fases, puesta de manifiesto por una orientación mineral claramente visible en la Hoja de Manzaneda.

Alojándose en la zona más externa del sinclinorio, sobre los materiales silúricos, se encuentra el Macizo básico de Braganza.

La estructura del sinclinorio, durante la fase III, debió ser determinada por la existencia de materiales rígidos en la base (granitos pre-fase III) y en el techo (macizos básicos), lo que daría estructuras «mullion» a gran escala. Ver figura 3.

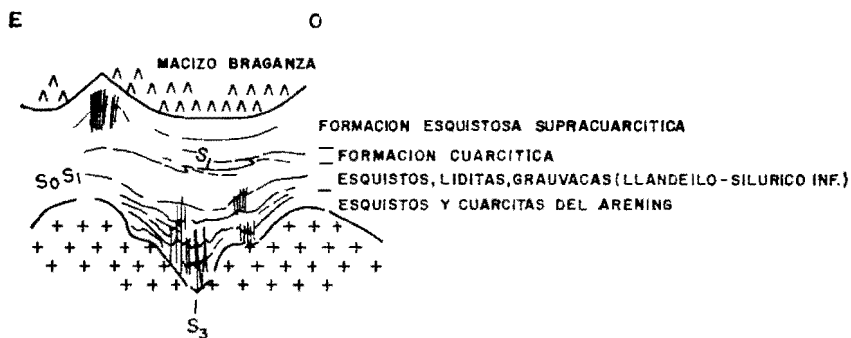


Figura 3.—Esquema de situación del Sinclinorio de Verín al fin de la fase III.

2.2.4 FASES TARDIAS

Deformando las estructuras de fase III se observan un conjunto de fracturas de dirección N 30-40° E, otro de dirección N 90-100° E y flexiones transversales a la dirección general de las estructuras hercínicas de fase I y fase III. Tanto las fallas de dirección N 30-40° E como las flexiones trans-

versales que tienen aproximadamente esta misma dirección, podrían relacionarse con el sistema de pliegues y fallas radiales descritas en la zona Cantábrica y en la zona Asturoccidental Leonesa (MARCOS, 1968, JULIVERT, PELLO, FERNANDEZ GARCIA, 1968). En la Hoja de Laza provocan anomalías en la dirección de los pliegues de fase I, pero en las Hojas de Manzaneda, Verín, Hermisende y Calabor son bien visibles interferencias del modelo 2 de Ramsay provocando afloramientos de tipo «worm» (RAMSAY, 1967) y la inflexión de los pliegues de fase I y III hasta la dirección E-O. NUÑO, C. (1977), cita en la Hoja de Verín «Kink-bands» y crenulaciones subverticales que podrían estar en relación con esta fase radial.

2.3 CONCLUSIONES

La existencia de pliegues acostados isoclinales de fase I y la existencia de una esquistosidad tendida de fase I a lo largo de todo el sinclinal, verticalizada siempre por efecto de las fases posteriores, van en la dirección de las ideas sustentadas por MATTE para la zona de Galicia Oriental, así como parece también más acorde con la aloctonía de los Macizos básicos, aislados en el centro de sinclinorios por efecto de la tercera fase y quizá con aportación de la fase tardía radial.

Algunos autores (FERRAGNE, A., 1972) sostienen la hipótesis de una esquistosidad en abanico para el Ordovícico, con una discordancia estructural en el límite Ordovícico-Silúrico. Nosotros pensamos que esta discordancia estructural es progresiva, debido al efecto de zócalo de los granitos de la base del Ordovícico, con la formación de «mullions» a gran escala y una deformación progresivamente más intensa hacia la base del sinclinorio. También hay que tener en cuenta la diferencia de comportamiento respecto a la deformación que ha debido existir entre la serie de alternancias cuarcítico-pelíticas de la base del Ordovícico y el conjunto homogéneo compuesto por el resto del Ordovícico y la parte basal del Silúrico de carácter fundamentalmente pelítico.

Partiendo de una esquistosidad subvertical primaria es difícil explicar su deformación por pliegues de plano axial subvertical con eje subhorizontal. Por otra parte, la frecuencia de pliegues de fase III, en tendencia a la simetría rómbica y la penetratividad de la crenulación subvertical aumentan a medida que nos acercamos al centro del sinclinorio y a las series inferiores del Ordovícico.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La reconstrucción en el tiempo del depósito de los materiales aflorantes en la Hoja puede esquematizarse de la forma siguiente:

En la transición Precámbrico-Paleozoica, la región estudiada estaría enclavada en el borde de una cuenca de profundidad media, donde se depositaron materiales detríticos y pelitas, admitimos por tanto el origen «para» de los gneises de grano medio a fino («Ollo de Sapo»).

Respecto del «ortogneis leucocrático», que en principio aflora a techo del granito de Edrada, podemos situarlo en el tiempo según dos hipótesis:

- 1) En el Precámbrico y con anterioridad al depósito del «Ollo de Sapo». Posteriormente la erosión de los materiales suprayacentes haría aflorar el ortogneis.
- 2) En tiempos postordovícicos y contemporáneo con la intrusión del «granito de dos micas de grano medio a grueso parcialmente orientado» (granito de Edrada).

La serie Ordovícica comienza con un tramo cuarcítico que indica un ambiente de plataforma. A techo y en un medio energéticamente moderado continúa una sedimentación, fundamentalmente pelítica, con intercalaciones de niveles arenosos.

Por encima de estos niveles, se pasa a un medio de plataforma, más somero, en el que se depositan cuarcitas y pizarras en alternancias.

En el Ordovícico Medio-Superior prosigue la sedimentación, en un medio tranquilo, con materiales típicamente batiales, pizarras grafitosas con diseminación de piritas, que podrían indicar la existencia de un medio euxínico. En zonas localizadas y momentos de pausa se depositarían materiales orgánicos en medio reductor (lilitas).

Ya en el Silúrico-Devónico, la sedimentación es de facies netamente detrítica, lo que significaría un medio de mayor energía con erosión y transporte rápido; así mismo, la presencia de minerales detríticos frágiles como feldspatos y biotita, mostraría la naturaleza cristalina del dominio continental y por otra parte su proximidad.

La orogenia Hercínica afecta a todo el conjunto dando tres fases de deformación (F_1 , F_2 y F_3), provocando la aparición de un metamorfismo regional, un emplazamiento de los granitos y una fracturación tardía con intrusión de filones volcánicos.

Durante el Neógeno-Cuaternario, posiblemente tiene lugar una remodelación tectónica, nuevas fracturas o más bien rejuego de las ya existentes, rejuvenecimiento de los relieves y colmatación aluvial de las depresiones recién formadas.

4 PETROLOGIA

4.1 METABASITAS (ϵ)

Afloran en la carretera local Laza-Cerdedelo en una cantera abandonada y constituyen un dique aparentemente deformado por la esquistosidad prin-

cipal. La facies es verdosa, de grano fino a medio, cristales de feldespatos bien visibles y fractura ligeramente concoidea. Se estima una potencia no menor de 40 m.

Se trata de diabasas o rocas afines que presentan un metamorfismo retrógrado parcial. Están formadas principalmente por plagioclasas macladas tabulares, de 2 mm. de tamaño máximo con un recrecimiento albítico en la periferia. Entre ellas se encuentran numerosos agregados de un anfíbol verde pálido prismático o acicular. Además de estos componentes fundamentales hay también numerosos granos de cuarzo, epidota, minerales opacos, cloritas y micas blancas tardías. Los accesorios menores más frecuentes son esfena y rutilo.

4.2 ROCAS PLUTONICAS

4.2.1 GRANITO DE GRANO MEDIO, PREFERENTEMENTE MOSCOVITICO

$\left. \begin{matrix} b \\ 2 \\ \gamma_m \end{matrix} \right\}$

Afloran al SO de la Hoja estas intrusiones graníticas alineadas según las directrices N 150°-160° E, que corresponden a la vez a las direcciones de plegamientos regionales y a una gran parte de los filones.

Son granitos que están situados geométrica y topográficamente encima de los granitos de dos micas y aparecen como una diferenciación atípica de éstos.

Al microscopio se muestran como una serie muy uniforme en cuanto a composición y caracteres texturales. Se pueden clasificar todos como leucogranitos cataclásticos, o miloníticos, cuyos componentes esenciales son cuarzo, microclina, plagioclasa muy ácida y moscovita. Además contienen algo de biotita cloritizada y escasos zircones o apatitos.

La deformación o milonitización queda manifiesta en la estructura del cuarzo, en forma de cristales orientados, alargados o triturados y en la curvatura de las láminas micáceas. Deformación que no se traduce generalmente en las plagioclasas hipidiomorfos ni en la microclina, siempre xenomorfa y ambas con tamaño medio.

4.2.2 GRANITO DE DOS MICAS DE GRANO MEDIO A GRUESO $\left. \begin{matrix} b \\ 2 \\ 2-3 \gamma_{b-m} \end{matrix} \right\}$

Aflora al NE de la Hoja (Macizo Queija-Manzaneda de FERRAGNE, A.), dando un relieve en «bolos» típico.

Son granitos de dos micas, moscovita predominantemente, de grano medio a grueso, de tonos pardos por alteración de óxidos de hierro.

Localmente aparecen «gabarros» y el grano es más fino.

Los contactos con el encajante, al N de la falla de Viana son netos,

penetrativos y a escala de afloramiento se observan enclaves decimétricos de esquistos.

Al S de la falla de Viana, el contacto es por fractura.

Aunque no se descarta una cierta orientación debida a la segunda fase de deformación hercínica, se observa ocasionalmente una orientación que se asocia a fracturas locales.

Son granitos constituidos por cuarzo, microclina, oligoclasa, biotita y moscovita. Además contienen zircón, apatito y minerales opacos como minerales accesorios omnipresentes.

La textura es siempre heterogranular, alotriomorfa y con grano medio a grueso. Ocasionalmente puede ser orientada debido a la disposición de las micas.

El cuarzo se presenta indistintamente en granos individuales o en agregados intersticiales entre los feldspatos, y las micas. Siempre es muy xenomorfo además de tener extinción ondulante más o menos acusada.

La microclina es generalmente xenomorfa y está provista de maclas en enrejado. En algunas muestras forma cristales tabulares algo porfídicos, con macla de Carlsbad y numerosas inclusiones de gotas de cuarzo, pequeñas plagioclasas o diminutas micas. Las micropertitas en «string» son también de frecuente aparición. Se observa en general una gran variación en la relación plagioclasa-microclina.

Las plagioclasas pueden ser hipidioxenomorfos. Algunas están ligeramente zonadas, no siendo frecuentes variaciones del contenido en anortita superiores al 5 por 100. La sericitización de los núcleos de los cristales es también un fenómeno común.

Las micas pueden estar aisladas o formar agregados en los que las dos se presentan íntimamente asociadas. La biotita incluye numerosos zircons radioactivos y algún cristal de apatito.

4.3 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo que afecta a los Sistemas Ordovícico y Silúrico es, como ya se ha dicho antes, de grado muy bajo a bajo, empleando la terminología de WINKLER (1974). En ningún caso se han sobrepasado condiciones similares a las de la isograda de la biotita. Este mineral no se encuentra más que de forma incipiente en algunas metapelitas y metareniscas.

En conjunto, toda la Hoja de Laza se encuentra dentro de las condiciones de la isograda de la clorita. En las filitas del Ordovícico Superior de la zona de los Montes del Invernadero se desarrolla abundantemente el cloritoide, tardío respecto a la segunda fase de Plegamiento.

Cabe añadir que además de las tres fases principales descritas al tratar de la tectónica, no se descarta la existencia de una anterior, que se pone

de manifiesto a la escala microscópica en la presencia de cloritas, pre-esquistosas respecto a F_1 .

4.4 METAMORFISMO DE CONTACTO

Los dos tipos de granito que se encuentran en esta zona dan aureolas de metamorfismo térmico.

El leucogranito sincinemático de Arcucelos-Souteliño-Laza desarrolla una zona de contacto en la que pueden distinguirse sucesivamente la isograda de la clorita, la de la biotita, la de la andalucita y la de la andalucita-estauroлита.

La clorita y la biotita aparecen en blastos de 1 a 2 mm. de tamaño medio, tardíos respecto a la esquistosidad principal. La andalucita forma cristales prismáticos, con inclusiones grafitosas ligeramente afectadas por la última fase de plegamiento. La estauroлита, cuando está presente, se encuentra siempre íntimamente asociada a la andalucita.

La extensión de la aureola de contacto aparece desproporcionada, con la magnitud del afloramiento granítico, debido a que éste queda recubierto por unas metapelitas de poco espesor.

La zona de contacto del granito de Edrada es más reducida pero se alcanzan condiciones de más alta temperatura. Aparte de las isogradas que se pueden establecer para el granito que anteriormente se describió, se pueden añadir también la de andalucita-sillimanita y la de la sillimanita-feldespató potásico, en condiciones no anatécicas.

El carácter tardío de este granito, se pone además de manifiesto en el crecimiento totalmente estático de los blastos de andalucita.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

En la Hoja, que en su conjunto está enclavada en la provincia metalogénica Sn-W, existen numerosos puntos con mineralizaciones de casiterita y wolframita pertenecientes a varios pequeños macizos graníticos, orientados según una dirección N 155°-160° E. Esta dirección coincide con la de los plegamientos regionales, generando hacia el O una serie de fracturas exocinéticas que situadas en la roca encajante han sido decisivas para el transporte y deposición de la mineralización, ya que al ser rellenadas por los componentes del magma residual han servido de caja a una serie de filones susceptibles de explotación.

Se presentan también en la zona otras dos direcciones de fracturas

N 20°-30° E y N 80°-110° E, dependiendo su posición de la forma del plutón y su distribución, consecuencia de tensiones radiales.

En esta zona la actividad minera fue importante, pero en la actualidad todas las explotaciones están abandonadas o paradas; no obstante, en un futuro inmedito se prevé un relanzamiento de dicha actividad. Las mineralizaciones se concentran en tres zonas principales:

Norte de Vences, Arcucelos-Souteliño y Laza.

Al N de Vences y al S de Arroyo de Barceló hay un pequeño afloramiento granítico con continuidad en la Hoja de Verín que se encuentra parcialmente caolinizado. La mineralización es del tipo «stock-werk» en el que el granito, por destrucción de sus feldespatos, se ha convertido en una masa alterada, anastomosada por filoncillos de cuarzo mineralizados, con potencias normalmente menores de un centímetro y longitudes de pocos metros, con una ley baja pero susceptible de una explotación racional.

En la zona Arcucelos-Souteliño, los dos macizos graníticos están separados únicamente por una estrecha banda de corneanas que tienen una extensión desigual de parte a parte de los afloramientos graníticos, así mientras en el flanco occidental todas las «Pizarras del Llandeilo» han sido transformadas en corneanas, en el flanco oriental no se encuentra más que una estrecha banda de 100 a 300 m. de ancho y localizada al contacto inmediato del granito, hecho que nos hace suponer una colocación de techo delgado. Los únicos trabajos de explotación se sitúan en la parte alta del macizo, en corneanas concretamente, donde se hicieron pozos que no se conservan actualmente.

Más al Sur la masa granítica se encuentra caolinizada, pero no es frecuente en ella la presencia de filonetas, y cuando existen son de mucho menor espesor que en las zonas anteriormente descritas.

En la zona de Laza el granito se presenta unas veces parcialmente caolinizado, de aspecto arenoso, blanco, deleznable y con abundantes manchas rojas de óxidos de hierro y otras como granito duro, de grano medio a fino y moscovítico.

Dentro del granito hay abundantes filones de cuarzo de potencia variable, desde un centímetro hasta casi un metro, si bien la mineralización de casiterita no es frecuente.

La distribución de estos filones es bastante irregular, aunque parezca que presentan una dirección media de N 140°, podría pues considerarse un yacimiento de tipo «stock-werk».

5.2 CANTERAS

Se han diferenciado los materiales industriales siguientes:

5.2.1 METABASITAS

Estas metavulcanitas han sido explotadas como balasto en la construcción de las carreteras locales de la zona. La explotación, hoy abandonada, se encuentra al NE de Laza, en la carretera local Laza-Cerdedelo.

5.2.2 CUARCITAS, PIZARRAS Y LIDITAS

Existe una cantera abandonada al SO de Campobecerros, en la carretera local Verín-Campobecerros, usada sin duda durante la fase de construcción de la misma.

Como reservas potenciales y susceptibles de ser aprovechadas como áridos hay que reseñar los importantes afloramientos de cuarcitas silúricas que existentes en el núcleo del sinclinorio de Verín, están próximas a la carretera N-525.

Además de estos dos afloramientos, existen numerosos puntos locales, situados en «Pizarras del Llandeilo», Cuarcitas Silúricas y Liditas, que se han aprovechado y se aprovechan aún hoy día aunque restringidamente y a título personal, para cubiertas de tejados, balasto para caminos y cercas y vallados de fincas.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico los materiales aflorantes en la Hoja pueden dividirse en dos grandes grupos paleozoicos y graníticos, y cuaternarios.

5.3.1 MATERIALES PALEOZOICOS Y GRANITICOS

En sí se consideran como impermeables, pero en conjunto tienen una cierta permeabilidad ligada a su porosidad y tectonización.

La fracturación, sobre todo ligada a los grandes accidentes tectónicos, favorece la permeabilidad.

La alteración de estos materiales tendrá efectos contrapuestos, mientras que los granitos y cuarcitas aumentarían su porosidad y de hecho su capacidad de infiltración y retención de aguas subterráneas, en las pizarras, debido a la arcilla producto de su alteración, disminuiría esta capacidad al sellarse las fracturas y diaclasas.

5.3.2 MATERIALES CUATERNARIOS

Constituidos por materiales esencialmente detríticos de variada natura-

leza rellenan los valles aluviales de la Hoja, especialmente el de Laza; como el substrátum es impermeable, el nivel piezométrico del acuífero es de 4 m. y la recarga está asegurada por los arroyos de montaña que son tributarios del Tâmega, su capacidad de almacenamiento es importante. Son pues estos materiales cuaternarios los más interesantes de la Hoja desde el punto de vista hidrogeológico.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una fase probablemente prehercínica en el Noroeste y Centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)». *Stud. Geol.*, VI, pp. 29-48, Salamanca.
- ARCE DUARTE, J. M. et al. (1972).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja de Allariz (07-11)». *Publicaciones del IGME*.
- ARCE DUARTE, J. M.; LOPEZ-PRADO TEIXEIRA, J., y DEL MORAL CRESPO, J. (1977).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja de la Guaña (09-12)». *Publicaciones del IGME*.
- CHAMON LOBOS, C., y FERNANDEZ TOMAS, J. (1975).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja de Ginzo de Limia (07-12)». *Publicaciones del IGME*.
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le precambrien y le paleozoique de la province d'Oronse (NW de l'Espagne)». *Stratigraphie-tectonique-metamorphisme. These doctorale Université de Bordeaux*, pp. 1-249.
- IGME (1972).—«Programa sectorial de investigación de minerales de Estaño-Wolframio». Subsector I. Galicia. Area 4, Monterrey. Maceda.
- (1975).—«Estimación del potencial minero en la zona de Villardevós (Oronse)». *Plan Nacional de la Minería*.
- JULIVERT, M. (1971).—«L'evolution structurale de l'arc asturien». *Histoire structurale du Golge de Gascogne*, t. 1, *Techanip*, pp. 1. 2-1; 1. 2-28.
- JULIVERT, M. et al. (1974).—«Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- LOTZE, F. (1945).—«a) Einige probleme der iberischen meseta». *Geotekt. Forsch.*, t. 6, pp. 1-12. «b) Zur Gliederung der Varisziden der iberischen meseta». *Geotekt. Forsch.*, t. 6, pp. 78-92.
- MARCOS, A. (1968).—«La tectónica de la unidad de la Sabia-Bodón». *Trabajos de geología. Universidad de Oviedo*.
- (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geología*, núm. 6, pp. 1-113, 68 láms., 66 figs., Oviedo.

- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Nota sobre la posición del "Ollo de Sapo" en las provincias de Zamora y Orense». *Com. Serv. Geol. Port.*, t. LIII, pp. 37-42.
- (1971).—«Esquema geológico del noroeste de la provincia de Zamora». *I Congr. Hisp.-Luso-Americ. Geol. E. Con. Sic.*, 1, t. 1, pp. 273-286.
- (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provincia de Zamora, León y Orense), NO de España». *Separata de Studia Geológica*, V, pp. 7-106, Salamanca.
- MATTE, P. H. (1968).—«La Structure de la virgation hercynienne de Galicia (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 127-128, figs. 3 láms., Grenoble.
- NUÑO ORTEA, C. (1977).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja de Verín (08-13)». *Publicaciones del IGME*.
- RAMSAY, J. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». McGraw Hill. Book Company, London.
- RIBEIRO, A. (1974).—«Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental», Lisboa.
- (1974).—«Contribution a l'etude tectonique de Tras-os-Montes Oriental». *Memoria núm. 24*, Nova serie, Servicio Geológico de Portugal
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Notas y Com. Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 81, pp. 7-20.
- RIES, A. et SCHACKLETON, R. (1971).—«Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal Remants of a Hercynian Thrust Plate». *Nature Phys. Sci.*, v. 234 (47), pp. 65-68 et 79.
- RUBIO NAVAS, J.; HERNANDEZ RODRIGUEZ, E., y PUYOL CASTILLO, R. (1977).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja de Manzaneda (08-11)». *Publicaciones del IGME*.
- WINKLER, H. (1970).—«Abolition of metamorphic facies. Introduction of the divisions of metamorphic stage and of a clasification based on isograds in common rocks». *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 1970, H. 5, pp. 189-248.
- (1974).—«Petrogénesis of metamorfismo phic Rocks». *Springer Verlag*, 4, Edition, 334 pp.
- (1976).—«Petrogenesis of metamorphic Rocks». Edited by Edgar Froese, Geological Survey, Ottawa, Canadá.

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

I.S.N. 0373-2096



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA