

**DEFORMACION Y METAMORFISMO
EN LA ZONA DE SANABRIA
(PROVINCIAS DE ZAMORA, LEON Y ORENSE,
NOROESTE DE ESPAÑA)**

E. MARTÍNEZ - GARCÍA*

RESUMEN.—La zona de Sanabria comprende parte de las provincias de Orense, Zamora y León. Se encuentra situada en el llamado "Anticlinal del Ollo de sapo", donde éste desaparece bajo el Terciario de la Meseta y en ella están representados materiales cuya edad abarca desde el Precámbrico-Cámbrico inferior hasta el Silúrico superior. Los terrenos precámbrico-cámbricos comienzan con la Serie de Porto, constituida por cuarcitas, esquistos diversos (con sillimanita, estaurolita, granate, andalucita y cloritoide), con distena como reliquia de un metamorfismo preherciniano de presión elevada, rocas carbonatadas (diversos tipos de mármoles con olivino, diópsido, epidota, tremolita, etc.), gneises anfibólicos, gneises piroxénicos, anfibolitas diversas (con hornblenda, actinolita, cummingtonita, etc.). En la parte superior predominan los gneises biotíticos y moscovíticos con algunas intercalaciones de esquistos y cuarcitas. Estos gneises se encuentran migmatizados y constituyen el tránsito a la formación Ollo de sapo. En total, su espesor supera los 1.500 m. Sobre la misma y con tránsito gradual se encuentra la formación Ollo de sapo, de 1.500-2.000 m. de espesor y formada por rocas volcánicas ácidas e intermedias con cierto aporte detrítico. En el seno de la misma tuvo lugar el crecimiento de megacristales idiomórficos de feldespato durante el metamorfismo preherciniano, ya que éstos solamente se encuentran en zonas con señales de retro-metamorfismo, aunque su facies sea actualmente epizonal. Por otra parte, estos feldespatos idiomórficos engloban parte de la matriz y de los constituyentes de la roca primitiva. No se encuentran, sin embargo, en la parte superior de la formación, menos metamórfica durante esta primera etapa de metamorfismo, observándose una transición gradual a la serie monótona de esquistos y cuarcitas del Ordovícico inferior o formación Puebla. A continuación se encuentra la formación Culebra, cuyo espesor no sobrepasa los 50 m. y que presenta la misma facies que la cuarcita armoricana, con abundantes Cruzianas, Scolithus y Vexillum. Por encima de la misma afloran pizarras de color salmón y luego otras de color azul oscuro que no han podido ser datadas y que pudieran representar el Ordovícico medio-superior. En discordancia angular se encuentra por último la Serie de San Vitero, de edad Wenlock superior y constituida por lilitas con graptolites, ampelitas con graptolites, rocas volcánicas ácidas, grauvacas con restos de plantas, ca-

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, España.

lizas con crinoides y conglomerados con cantos de rocas metamórficas. Se trata de una serie molásica que permite la datación de la primera deformación y del primer metamorfismo como de edad Wenlock. Del estudio microscópico de las rocas metamórficas de la zona se deduce además la existencia de otras dos etapas de metamorfismo posteriores. El segundo metamorfismo fue también de gran intensidad y el tercero muy débil. En conclusión se puede decir que el primer metamorfismo era de presión elevada y que afectó a la mayor parte de la zona en condiciones mesozonales. El segundo, de presión intermedia, actúa sobre una zona más restringida con esta intensidad y produce una migmatización regional al final del mismo, borrando en gran parte los efectos del primero. El tercero es más débil y solamente llega a producir biotita y cloritoide.

En cuanto a las rocas graníticas, se encuentran dos granitos prehercinianos de tendencia alcalina, el Ortogneis de San Sebastián, de edad ordovícica, y el Gneis de Hermisende. Entre los hercinianos existen dioritas anfibólicas y biotíticas anteriores al final de la fase II, granodioritas porfídicas anteriores a la fase III, granodioritas moscovíticas anteriores y posteriores a la fase IV y granodioritas biotíticas con megacristales posteriores a esta última. Algunos de ellos producen metamorfismo de contacto.

La tectónica de la zona muestra ser más compleja que los esquemas utilizados hasta ahora. Se pueden diferenciar cuatro fases principales de plegamiento y varias tardías y de fracturación. La primera fase da lugar a pliegues isoclinales tumbados hacia el E y con ejes de dirección NNE-SSW o N-S. A ella se asocia el primer metamorfismo y posiblemente da lugar a importantes corrimientos hacia el E. La segunda fase es también de gran intensidad, con pliegues tumbados hacia el NE de ejes NW-SE, y esquistosidad de plano axial que traspone las anteriores estructuras. A ella se asocia una etapa de metamorfismo de presión intermedia. Produce mantos de corrimiento de gran recorrido, posiblemente evolucionados a partir de pliegues tumbados semejantes al del Caurel. La fase III es menos intensa, pero produce pliegues vergentes hacia el NE sin esquistosidad asociada, hasta de orden kilométrico. A ella pertenecen los pliegues de la sierra de la Culebra. La fase IV produce estructuras mayores hectakilométricas y una esquistosidad de strain-slip asociada a crenulación de la esquistosidad principal. Las superficies de strain-slip están inclinadas hacia el NE y las grandes estructuras son las que marcan la distribución actual de los materiales. A esta fase se asocia un metamorfismo débil y produce la orientación de las granodioritas moscovíticas. Posteriormente se encuentran dos fases tardías de kinking. En cuanto a las fracturas, las más importantes son las de dirección NNE-SSW, de décrochement levógiro que afectan también a los complejos básicos del N de Portugal. Posteriormente se produce otro sistema E-W de juego vertical con elevación del bloque S que hace rejuglar a las anteriores como fallas normales.

En cuanto a la paleogeografía de los materiales paleozoicos se puede concluir que durante el Precámbrico-Cámbrico inferior, las facies son similares a las del resto del noroeste de la Península Ibérica, mientras que en el Cámbrico medio y superior se pueden diferenciar dos facies fundamentales, la facies volcánica o feldespática y la facies sedimentaria o de plataforma, la primera en la zona occidental del eugeosinclinal y la segunda en la oriental. Cerca de

la zona externa puede haber superposiciones tectónicas, aunque el tránsito parece ser gradual en general. El surco donde la acumulación volcánica fue mayor es el llamado Anticlinal del Olo de sapo. En el Ordovícico inferior, la sedimentación vuelve a ser comparable en todo el noroeste y así sigue hasta el Silúrico inferior en que tiene lugar la primera fase de plegamiento. A partir de entonces, se deposita una serie molásica, algo diferente de la existente en la zona externa, pero de sedimentos comparables.

Por comparación con las zonas externas, se llega a la conclusión de que las fases de deformación de la Sanabria tienen edades Silúrico superior, Devónico superior, Westfaliense inferior y Westfaliense superior o Estefaniense, las cuatro principales. Las etapas de fracturación son tardihercinianas. Por las analogías existentes entre las rocas de la Sanabria y las de los macizos básicos del NE de Portugal, es evidente que se encuentran relacionados como partes desgajadas de un mismo manto de corrimiento hacia el NE que ha cabalgado el Cambro-Silúrico de Tras-os-Montes. Este corrimiento ha originado la blastomilonitización observable en ambos complejos. Los complejos básicos representan las ofiolitas del geosinclinal cambro-ordovícico que culminó en el plegamiento silúrico. Su enraizamiento puede efectuarse en Galicia occidental (fosa blastomilonítica) o bien en un punto situado al oeste de la costa actual, si tenemos en cuenta la acción de un corrimiento hacia el E o SE, seguido de otro hacia el NE. La restricción de las rocas básicas a una zona determinada (complejos de Cabo Ortegal, Ordenes, Lalín, Braganza y Morais) es comprensible puesto que las ofiolitas ocupan solamente una zona de la parte interna del geosinclinal, desapareciendo lateralmente hasta quedar solamente las rocas básicas existentes en la zona de Sanabria.

SUMMARY.—The Sanabria Area belongs to the provinces of Zamora, León and Orense in the Northwest of Spain, and lies in the "Olo de sapo Anticline" near the Tertiary sedimentary cover of its south-eastern end. Materials represented in the area range from Precambrian and Lower Cambrian to Upper Silurian. The lowermost strata are grouped together into the "Serie de Porto", with quartzites, different varieties of schists (with sillimanite, staurolite, almandine, andalusite and chloritoid), and also with kyanite as a relict of a former high pressure metamorphism (pre-hercynian). There are also represented carbonate rocks (with diopside, olivine, epidote, tremolite, etc.), amphibole-gneisses, pyroxene-gneisses, amphibolites (with hornblende, actinolite, cummingtonite, etc.). In the upper part of this series predominate the biotite or muscovite gneisses with some quartzites and schists. These gneisses have suffered a hercynian migmatization and form the transition to the Olo de sapo formation. The total thickness of the Serie de Porto goes up to 1500 m. After a gradual transition zone concealed by migmatization, comes the Olo de sapo formation, 1500-2000 m. thick and made up of silicic vulcanites with some detrital constituents. The big feldspar megacrystals that can be seen in the deeper part of the "Anticline" were grown in solid state during the first metamorphic phase, since they are only seen in the more metamorphosed (or with evidence of retrometamorphism) parts of the formation. On the other hand, these megacrystals are seen to include the primitive matrix and ashes together with remnants of former ordered

micas. This formation is also affected by the regional migmatization with formation of agmatites and nebulites in the Ribadelago area. Its transition to the overlying Lower Ordovician (Puebla Formation) is gradual and no evidence of disconformity or hiatus can be detected from the outcrops. The Puebla Formation is entirely made up of a monotonous schists series with some quartzite layers a few meters thick. In these quartzite layers can be found *Cruzianas*, *Vexillum* and *Scolithus*. After some 400 m. of these gray to violet or pale green schists, the armorican quartzite or Culebra Formation comes with a total thickness of less than 50 meters. On top of the Culebra Formation are pink schists and then deep blue schists where no determinable fossils have been found. In the upper part of this transitional series (San Pedro de las Herrerías Formation), there are more detrital components with a lighter color. This series is supposed to be of Middle to Upper Ordovician age and is unconformably overlain by a complex Series that has been dated as of Upper Wenlock age and named "Serie de San Vitero". It is made up of conglomerates, ampelites with graptolites, graywackes, crinoidal limestones, silicic vulcanites and lidites with graptolites. Both in the upper and lower conglomerates and in the graywackes are present metamorphic rock fragments that prove the existence of a prehercynian metamorphism. This series is interpreted as a molasse deposit of the first folding phase of silurian age. The presence of plant remains in the graywackes of the Serie de San Vitero and in comparable sequences of Galicia has led other authors to describe them as Carboniferous.

After the microscopic study of the paleozoic material, the existence of two more metamorphic phases can be ascertained in this area. The second metamorphism was less intense than the first one and of intermediate pressure character. The third one was weak and affected a little part of the area, with crystallization of biotite and chloritoid. After the second metamorphism the regional migmatization took place. The second metamorphism and related migmatization gave birth to most of the granitic rocks present in the area, among them, porphyritic granodiorites younger than the third phase and muscovite granodiorites younger than phase IV. There are also orthogneisses interpreted as older than the phase I (Orthogneis de San Sebastián), and older than phase II (Gneis de Hermisende), and amphibole-quartzdiorites older than the migmatization (Ribadelago Diorites). Late two-mica granodiorites and biotite granodiorites with megacrystals are also recorded. Some of them produced contact metamorphism.

The tectonic history of the area resulted to be more complex than is generally believed in the current schemes for Galicia. Four important folding phases can be separated in time and space, all with different peculiarities. Phase I gives isoclinal E recumbent folds with NNE-SSW axes, with an associated metamorphism and probably important thrusting to the East. Phase II is also very important and gives also NE recumbent NW-SE trending folds with axial-plane schistosity. The associated intermediate pressure metamorphism almost obliterates the I phase cleavage and metamorphic minerals, being only possible to see the first one as "polygonal arcs" in the second axial-plane schistosity. The II phase structures lead to think of an important nappe or overthrust to the NE that moved the whole "Ollo de sapo Anticline" and caused blastomylonitization in the Serie de Porto. The overthrust would

have evolved from a large recumbent fold similar to that of the Caurel Mountains (Lugo). Phase III is less intense and produced NW-SE trending folds with NE deversement and no associated cleavage. Phase IV produced penetrative strain-slip cleavage and a crenulation apparent all over. It also gave birth to the megastructures seen presently. The strain-slip cleavage surfaces have a NE dip while the axial planes of the phase III are inclined to the SW. This IV phase carried an associated metamorphism and produced the orientation of muscovite granodiorites. There are also two later kinking-type phases. Two important fracture directions are also present: the NNE-SSW trending strike-slip fault of Calabor-Braganza and the E-W trending Padornelo-La Canda Fault of normal character. The second one is younger and made the first one to play again as a vertical fault essentially.

The conclusions about the paleogeography of the paleozoic materials show the similarities existing between Lower Cambrian facies in the Northwestern Iberian Peninsula and the differences arising in the Middle and Upper Cambrian that allow to divide them in two fundamental facies: volcanic facies predominant in the west, and sedimentary, predominant in the east, with occasional tectonic superpositions near the external zones. The transition between both facies seems nevertheless be more or less gradual and the thicker volcanic accumulation took place in the Ollo de sapo area of deposit. In the Lower Ordovician, sedimentation comes again to be comparable in Northwestern Iberian Peninsula, and also in the Middle and Upper Ordovician and Lower Silurian when the first folding phase takes place. Thereafter, a molasse deposit is laid in both areas during the Upper Silurian, which is richer in iron in the external zones. Through comparison with the sedimentation in the external areas and with radiometric ages obtained in Galicia, it can be concluded that the approximate ages of the folding phases in Sanabria are: Silurian, Upper Devonian, Lower Westphalian and Upper Westphalian or Stephanian for the four principal ones. Fractures are tardihercinian.

After the strong similarities existing between rocks in the Sanabria area and the Braganza and Morais basic complexes, which are very close to the south, it is concluded that they are related as different parts of the same overthrust to the NE, which also moved the Ollo de sapo structure after the phase II and produced blastomylonitisation in both areas. The basic complexes, as well as the ones in Western Galicia, represent the ophiolites of the cambro-ordovician geosyncline that culminated with the silurian folding phase. Their roots can be placed in Western Galicia (blastomylonitic graben) or perhaps in an area located west of the present Atlantic Coast if we think of the two probable overthrusts suffered by these materials, the first one towards the East and the second one towards the Northeast. Its restriction to a defined geographic area (Complexes of Cabo Ortegal, Ordenes, Lalín, Braganza and Morais) can be understood since the ophiolitic "suite" spreads out only in a definite extension of the internal zone and thins out and eventually disappears laterally. This lateral wedging is probably seen in the orthoamphibolites of the Serie de Porto in the Sanabria Area.

INTRODUCCION

La región estudiada forma parte del "Macizo Hespérico", basamento constituido por rocas paleozoicas y precámbricas, individualizado y recubierto por terrenos más modernos posthercinianos hacia el E. Con respecto a la división propuesta por LOTZE (1945) se encuentra dentro de la zona galaico-castellana. El núcleo o eje de la región está constituido por el afloramiento en dirección NW-SE de la formación llamada "Ollo de sapo", considerada como de edad precámbrica por la mayor parte de los autores. Hasta ahora no se conocía en la región una serie cámbrica similar a las del NW de España, suponiéndose (MATTE 1968, CAPDEVILA 1969, etc.) la existencia de una laguna entre el Precámbrico y el Ordovícico inferior (Arenig).

La serie estratigráfica "correlacionable" comienza en el Ordovícico inferior, constituido por pizarras y cuarcitas y se termina mediante un Silúrico incompleto. No existen terrenos más modernos con excepción del Terciario. En cuanto a la tectónica (fig. 1) se observa que la dirección predominante de las estructuras es la descrita como herciniana, que en esta zona se incurva desde la dirección N-S de Galicia hasta casi dirección E-W en la Meseta Central. La mayor parte de la zona estudiada se encuentra en el flanco S de la estructura conocida como "Anticlinal del Ollo de sapo" (PARGA PONDAL *et al* 1964) que se extiende desde la isla Coelheira (Lugo) hasta desaparecer bajo el Terciario de la Meseta.

Los trabajos anteriores más importantes relacionados con nuestra zona de estudio son los de PUIG Y LARRAZ (1883), LOTZE (1945a, 1945b), LLOPIS LLADO & FONTBOTE (1959), PARGA PONDAL, MATTE & CAPDEVILA (1964), MATTE (1963, 1964, 1968), CAPDEVILA (1969), MATTE & RIBEIRO (1967), RIBEIRO & REBELO (1966), FERRAGNE (1968), ANTHONIOZ (1966, 1969), ANTHONIOZ & FERRAGNE (1967, 1969), MARTÍNEZ GARCÍA (1969) y MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE (1970). Con excepción de PUIG Y LARRAZ (1883), los autores anteriores a nosotros atribuyen una edad precámbrica a la formación "Ollo de sapo".

Hay que citar asimismo a SAN MIGUEL DE LA CÁMARA & LOBATO (1955), que efectúan un estudio petrográfico de los alrededores del lago de Sanabria y cuyas conclusiones más importantes son, entre otras, la cita del carácter granodiorítico de las rocas ígneas del lago, existencia de un metamorfismo alcalino y la riqueza en calcio de la zona.

LLOPIS LLADO & FONTBOTE (1959) estudian la parte norte de la zona y establecen una detallada estratigrafía, aunque por la ausencia de fósiles no es exacta respecto a la cronología. Por otra parte, LLOPIS LLADO (1964) se refiere a la zona, descartando el que su orogénesis "carélida" afecte al Ollo

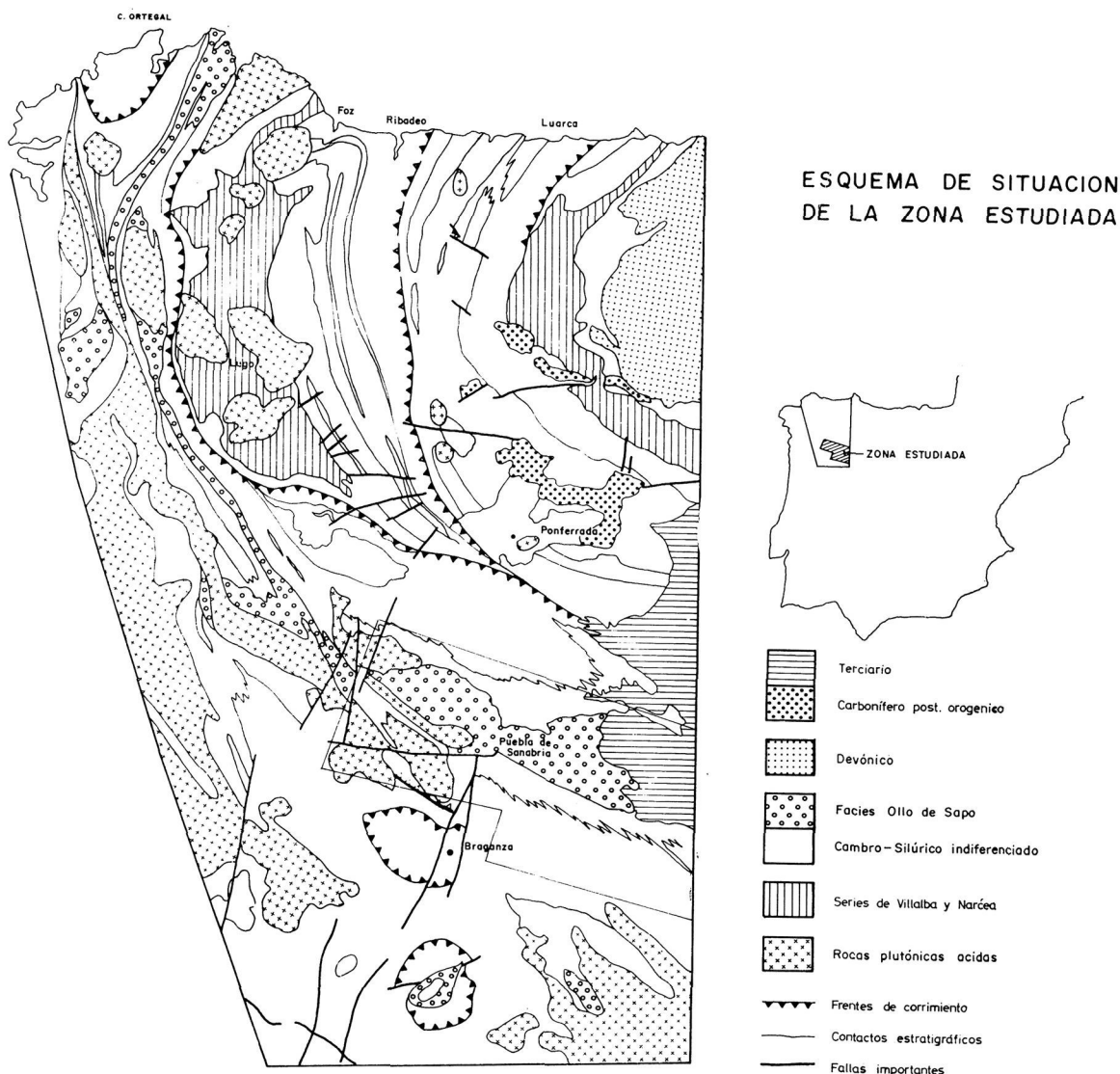


FIG. 1

Esquema general de la geología del noroeste de la Península Ibérica con situación de la zona estudiada

de sapo, formación que considera situada en la base de las pizarras del Narcea y dentro de los materiales del ciclo herciniano. Señala la presencia de rocas volcánicas e ignimbritas en dicha formación y considera la edad de la misma desde el Precámbrico al Ordovícico inclusive (p. 111). También indica LLOPIS LLADO en este trabajo, la existencia de "nappes" en Galicia Oriental, que se pueden seguir hasta Zamora, pasando hacia el SE a un país de pliegues insociales (p. 113). Estos "nappes" serían en realidad fallas inversas cuyo desplazamiento podría alcanzar los 15 Km. Atribuye asimismo gran importancia a la fase érica de plegamiento, aunque ligándola ya con el ciclo herciniano.

Los trabajos posteriores que se refieren a esta zona, conducen a conclusiones diferentes según las escuelas. Los más importantes son los de MATTE y de CAPDEVILA por un lado, y los de ANTHONIOZ por otra. Los puntos de MATTE Y CAPDEVILA (1968 y 1969), son:

Todos los terrenos aparte del Ollo de sapo (que sería Precámbrico), son de edad ordovícico-silúrica, existiendo una laguna que abarca todo el Cámbrico.

El Ollo de sapo ha sido originado por erosión de granitos porfíroides precámbricos más antiguos.

Los macizos básicos del NE de Portugal son de edad Precámbrico más antiguo todavía.

No existe un metamorfismo preherciniano, excepto anterior al Ollo de sapo.

Existen dos fases de plegamiento, las dos hercinianas, la primera dando pliegues tumbados y la segunda subverticales.

En la zona de Sanabria, los planos axiales de los pliegues de la primera fase se verticalizan (pliegues de la sierra de la Culebra).

El metamorfismo regional alcanza su apogeo en la interfase 1-2, existiendo al final un retrometamorfismo que destruye parcialmente los minerales de alta temperatura.

En la zona de pliegues 1 de plano axial subvertical, los granitos se han emplazado después de la fase 1. En la de los pliegues de plano axial subhorizontal, existen granodioritas con megacristales anteriores al final de la fase 1. La mayoría de los granitos de dos micas son inmediatamente anteriores a la fase 2 o contemporáneos con ella.

Para CAPDEVILA (1969),

El metamorfismo herciniano presenta una gran variabilidad y es de tipo "mosaico", con zonas de mayor presión que otras. Sólo existe una etapa de metamorfismo.

Los granitos se dividen en tres grupos según las edades radiométricas (310-320 m.a., 295-290 m.a. y 270-260 m.a.).

La primera fase herciniana es anterior al Westfaliense inferior o al Namuriense superior. La segunda fase es de edad Estefaniense.

posteriormente (CAPDEVILA & VIALETTE 1970), mediante la datación del granito de Friol (Galicia oriental), cambian la edad de la fase 2, datándola como intrawestfaliense (310 m.a.).

Por su parte MARTÍNEZ GARCÍA (1969) y MARTINEZ GARCIA & CORRETGE (1970), opinan que en la zona de Sanabria existe una serie polimetamórfica que anteriormente había sido considerada como ordovícica y cuya edad es probablemente cámbrica. MARTÍNEZ GARCÍA (*in litt*), compara esta serie con

otras del NW de España y se pronuncia por una edad Cámbrico inferior para la misma.

En sus trabajos dedicados a Galicia occidental, los resultados de los geólogos de la Universidad de Leiden (Holanda), pueden ser resumidos de la siguiente manera en lo que respecta a las rocas del Macizo Hespérico (DENTEX 1966).

Los complejos básicos son de edad precámbrica (1.^a suite ofiolítica).

Durante el Precámbrico tiene lugar un metamorfismo regional de alta presión y migmatización seca.

Durante el Cámbrico tiene lugar emplazamiento de granitos y filones de rocas básicas. En el Ordovícico, granitos hiperalcalinos.

En el ciclo herciniano, plegamiento isoclinal de ejes N-S, blastomilonitización, metamorfismo regional de baja presión y migmatización.

Al final del ciclo herciniano, microplegamientos según ejes N-S, recristalización y retrometamorfismo.

Para el NE de Portugal (Tras-os-Montes), las ideas de ANTHONIOZ (1969), son como siguen:

Los macizos básicos de Morais y Braganza están constituidos por rocas precámbricas afectadas por un metamorfismo catazonal y blastomilonitización.

En el macizo de Morais existe una formación Ollo de sapo de edad Precámbrico superior.

Tanto las rocas básicas como el Ollo de sapo se apoyan con contactos anormales entre sí y sobre el sustrato.

Estas unidades proceden de la Sanabria (sierra Segundera) mediante un deslizamiento herciniano hacia el SW.

Posteriormente al emplazamiento de las unidades, han tenido lugar dos fases de plegamiento.

ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA

PRECÁMBRICO

En la zona de Sanabria no existen afloramientos de materiales que puedan ser atribuidos con certeza absoluta al Precámbrico. Según MARTÍNEZ GARCÍA (1971, *in litt*), dentro de la llamada "Serie de Porto", que será descrita en el siguiente apartado, se encuentran materiales similares a los de la Serie de Villalba, atribuida por CAPDEVILA (1969), al Precámbrico superior. Estos son unos gneises anfibólicos estudiados por GARCÍA DE FIGUEROLA (1965) cerca de Lugo y denominados por CAPDEVILA (1969), "gneises a am-

COLUMNA ESTRATIGRAFICA
DE LA ZONA DE SANABRIA
(FLANCO S DEL ANTICLINAL DEL OLLO DE SAPO)

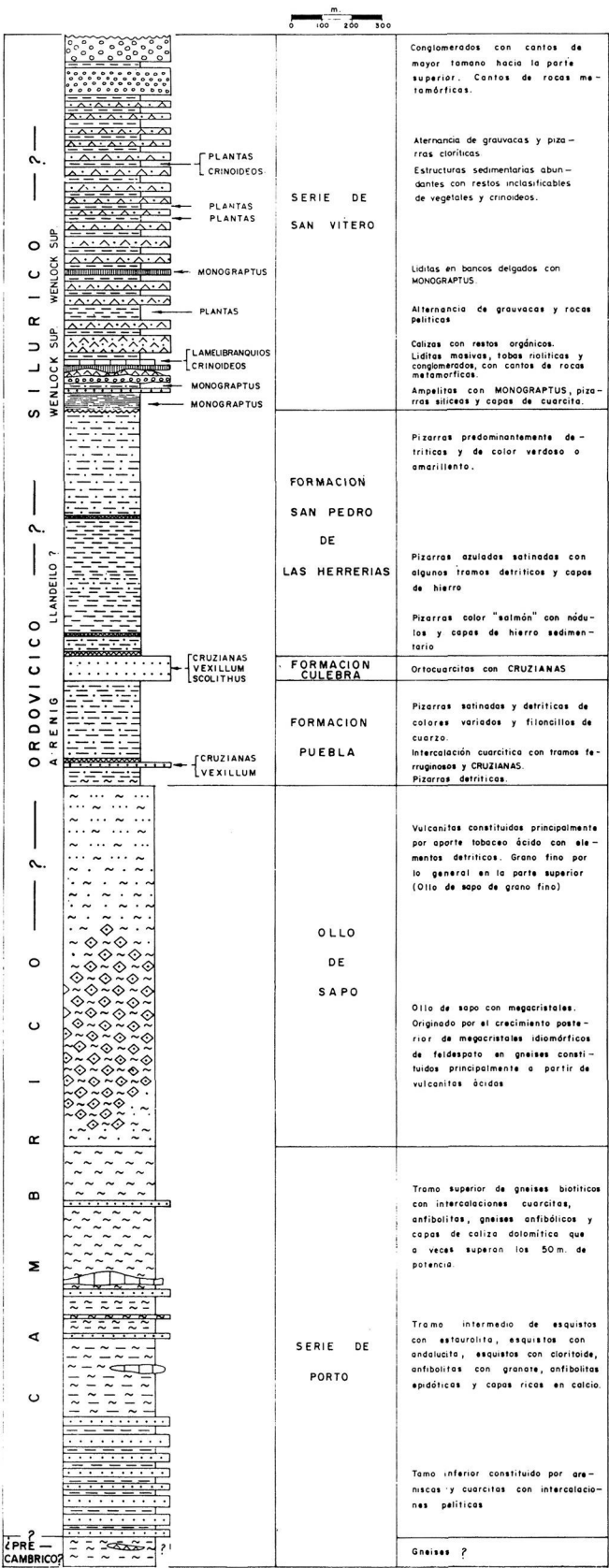


FIG. 2. Columna estratigráfica de la zona de Sanabria.

phiboles en gerbes”, que serán descritos más adelante. No obstante, esto no es suficiente para afirmar que se trate de terrenos precámbricos, ya que falta una estratigrafía de detalle de las zonas en que se encuentran.

CÁMBRICO

La Serie de Porto

Como se puede observar en la columna estratigráfica (fig. 2), la serie estratigráfica comienza por una serie de materiales agrupados bajo la denominación de Serie de Porto, a la que hemos atribuido recientemente edad Cámbrico inferior (MARTÍNEZ GARCÍA, *in litt*). El parecido con las series del Cámbrico inferior del NW de España (fig. 3) se encuentra principalmente en:

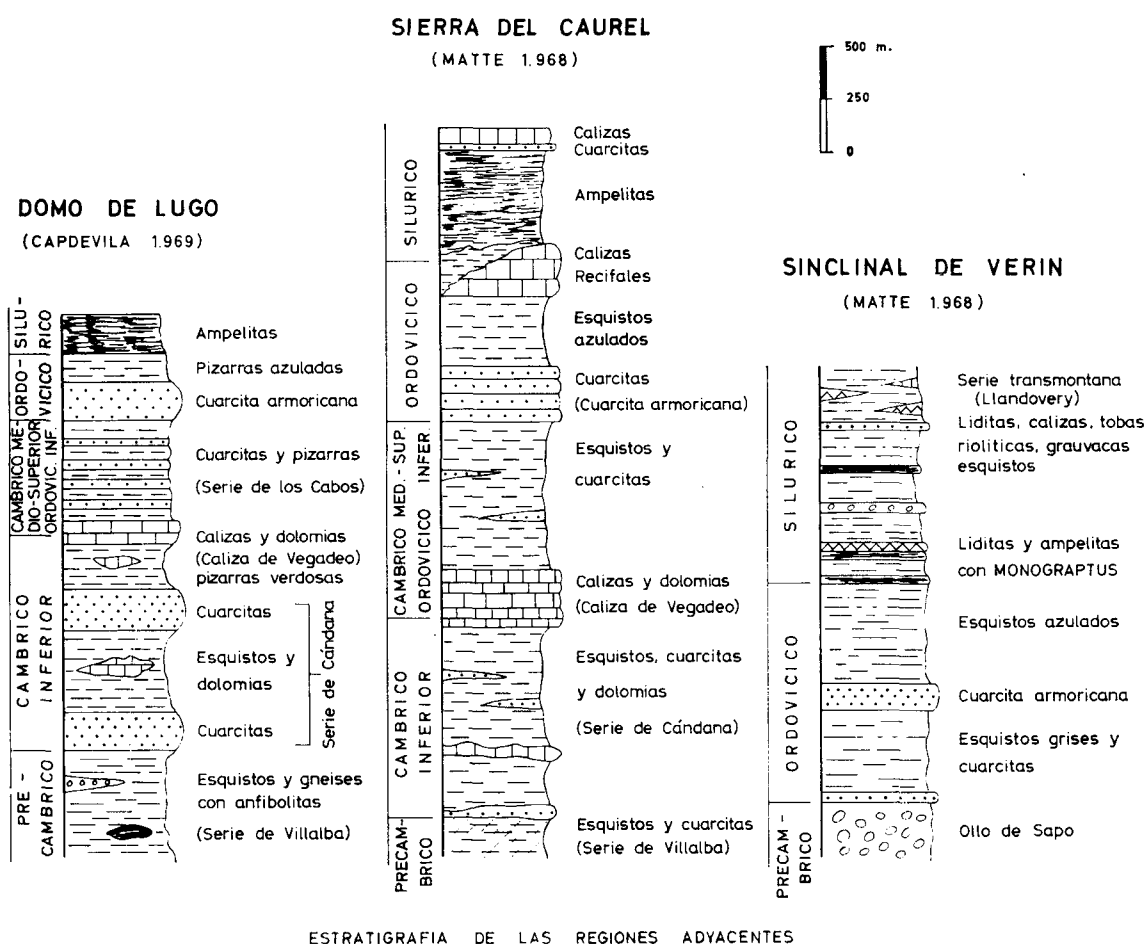


FIG. 3

Columnas estratigráficas esquemáticas de las zonas adyacentes del noroeste de la Península Ibérica

Abundancia de cuarcitas y areniscas micáceas con intercalaciones de esquistos hacia la parte inferior.

Existencia de una serie pelítica en la parte superior.

Presencia de intercalaciones de calizas y dolomías de poco espesor.

En cuanto a las diferencias fundamentales son: abundancia de feldespatos en las series pelíticas y existencia de gneises anfibólicos y anfibolitas. Respecto a la primera diferencia, hay que tener en cuenta que, a pesar de todo, la existencia de feldespatos en el Cámbrico inferior de la Cordillera Cantábrica y Galicia oriental, ha sido citada en numerosas ocasiones (COMTE 1959, CAPDEVILA 1969, etc.), siendo evidente que en su mayor parte proviene de aporte volcánico.

Por su parte, las anfibolitas indicarían un acercamiento a la zona eugeo-sinclinal de depósito, tratándose probablemente de rocas de tipo ofiolítico o vulcanismo geosinclinal submarino, que como veremos más tarde, aumenta hacia el W.

En la Serie de Porto se encuentra una gran variedad de rocas, más o menos transformadas por el intenso metamorfismo regional que han sufrido en dos ocasiones: una etapa preherciniana de presión elevada (MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE 1970), y otra herciniana de presión intermedia. A continuación describiremos someramente las características petrográficas de estos materiales:

Rocas cuarcíticas

cuarcitas comunes: las más puras dan lugar a paragénesis
cuarzo-moscovita-sillimanita-circón

cuarzo-hornblenda-diópsido-granate-epidota-circón-esfena-apatito-
moscovita-biotita-clorita.

cuarcitas feldespáticas blastomiloníticas: presentan textura granulítica, aunque las paragénesis no corresponden en absoluto a esta facies metamórfica, sobre todo por la abundancia de micas (fig. 4). En este tipo de roca se pueden distinguir tres paragénesis diferentes. La primera sería

cuarzo-granate-(distena)-plagioclasa-(piroxeno)

posteriormente pasa a

cuarzo-plagioclasa (oligoclasa)-biotita-moscovita-sillimanita

y una tercera etapa

cuarzo-moscovita-clorita-biotita

Las características de blastomilonita solamente se observan en una banda de dirección NW-SE. Se deben con toda probabilidad a un contacto anormal

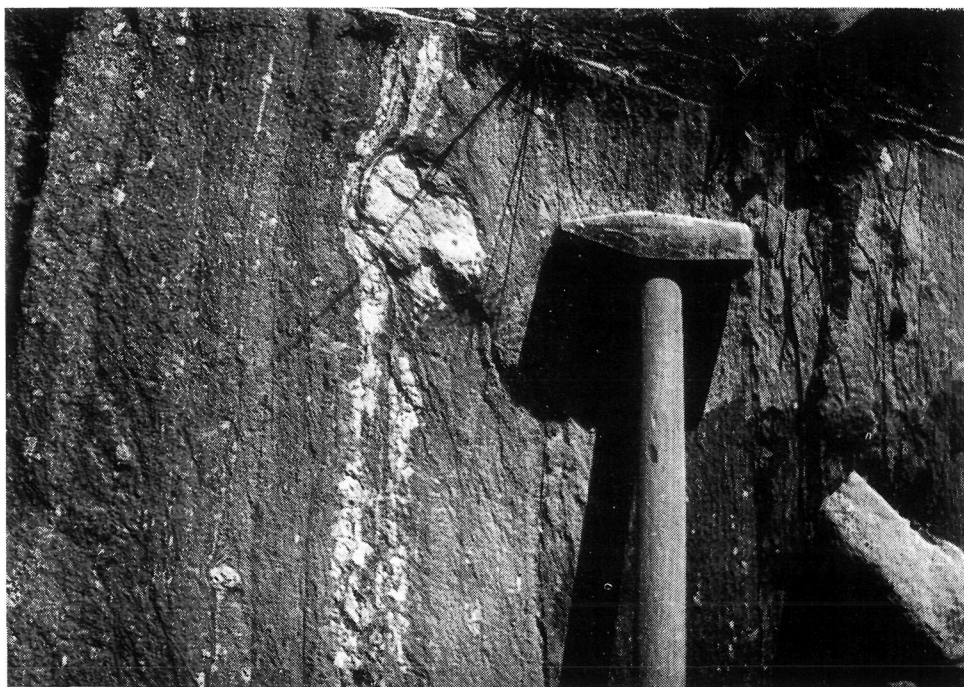


FIG. 4

Cuarcitas feldespáticas blastomiloníticas. Presa del embalse de San Sebastián (Zamora)

y afloran por el replegamiento posterior. También pudieran ser las únicas rocas con litología adecuada para conservar la primitiva textura blastomilonítica.

Otros tipos de cuarcitas: existen diversos tipos según los minerales que acompañan al cuarzo y que pueden representar hasta un 40 % de la roca:

- cuarzo-anfíbol-epidota-esfena
- cuarzo-plagioclasa-anfíbol-topacio-circón-esfena
- cuarzo-biotita-plagioclasa-epidota-anfíbol
- cuarzo-anfíbol-topacio
- cuarzo-biotita-plagioclasa-anfíbol-epidota-circón

Suelen estar asociadas a niveles calizo-dolomíticos. El topacio es abundante y en cristales idiomórficos. La mica es de la serie flogopita-annita. La plagioclasa varía entre andesina y labradorita.

Rocas pelíticas

El tramo inferior se caracteriza por su casi total ausencia de feldespatos, tratándose de esquistos de color pardo a oscuro con algunas delgadas inter-

calaciones cuarcíticas y de rocas calcosilicatadas. Las cuarcitas intercaladas son de color negro generalmente. Las rocas más frecuentes son:

esquistos con cloritoide-granate-estaurolita: están constituidos principalmente por biotita más o menos cloritizada, cuarzo, clorita, cloritoide, estaurolita y granate. Se observan tres generaciones de biotita. La primera sincinemática que sigue la esquistosidad general. La segunda por transformación del cloritoide, y la tercera en forma de grandes metablastos crecidos durante el metamorfismo de contacto. Esta se altera por fin a clorita.

El cloritoide es poiquiloblástico y anterior a la deformación principal. Se observa su transformación en biotita y en granate. Parece ser que la transformación en granate tuvo lugar durante el segundo metamorfismo M_2 , ya que existen numerosos granates sincinemáticos de la fase II, mientras que la biotita se formó posteriormente a partir del granate. El granate es almandino ($n_d=1,83-1,84$ y $a_0=11,528+0,002 \text{ \AA}$)¹, según el diagrama de FRIETSCH (1957). Cuando sufre alteración, probablemente debido a la intrusión granítica próxima, las grietas se encuentran rellenas de hematites, lo que indica su alto contenido en hierro. La estaurolita es también poiquiloblástica, englobando una esquistosidad anterior. Se encuentra en cristales esqueléticos a veces, anteriores al almandino y quizás contemporáneos del cloritoide.

esquistos con estaurolita y andalucita: contienen además gran cantidad de clorita. Se pueden observar que la andalucita es sincinemática tardía (fig. 27), mientras que la estaurolita es precinemática. También se encuentran formando la roca cuarzo, moscovita, biotita y clorita.

esquistos con turmalina: están constituidos por cuarzo, moscovita y turmalina. La proporción de turmalina es muy grande (20 %) y se encuentra distribuida según la foliación, casi siempre con la máxima longitud paralela a la misma. Se trata de cristales idioblásticos que a veces engloban cuarzo paralelo a la foliación principal, lo que indica una formación tardía.

micacitas granatíferas: constituidas por biotita, cuarzo y gran cantidad de granate (almandino), así como una pequeña proporción de moscovita y clorita. Los granates son poiquiloblásticos y sincinemáticos con la fase II. Por lo demás, son similares a las rocas descritas con anterioridad.

esquistos con sillimanita: tienen carácter cataclástico marcado. En ellos se diferencia una marcada y perfecta foliación principal deformada por la crenulación. Son rocas de grano fino a medio constituidas por

¹ Estos datos han sido obtenidos por F. WOENSDREGT del Geologisch en Mineralogisch Instituut de Leiden (Holanda).

bandas alternantes de cuarzo cataclástico con bordes suturados y bandas micáceas alternantes. La asociación fundamental es:

cuarzo-biotita-moscovita-sillimanita-apatito-circón



FIG. 5

Esquisto con sillimanita de la Serie de Porto. Arco poligonal de sillimanita cuyo plano axial es paralelo a la esquistosidad de la fase II. Carretera de La Canda a Porto, km. 2 (Orense) (x 100)

la moscovita es abundante y a veces sobrepasa en proporción a la biotita. Esta es una variedad marrón, cloritizada en parte. Entre sus láminas de exfoliación (001) aparecen cuñas de feldespato potásico, probablemente formado mediante la reacción propuesta por CHAYES (1955). La sillimanita no es muy abundante y se encuentra en parte transformada en moscovita. Se trata de la variedad fibrolita, frecuentemente en forma de arcos poligonales (fig. 5) dentro de la foliación principal. Es frecuente la aparición de cristales de turmalina que engloban biotita y cuarzo. Intercaladas en estos esquistos se encuentran bandas cuarzo-feldespáticas milonitizadas de unos centímetros.

esquistos con cloritoide y estauroлита: se encuentran sobre todo en las cercanías de Pías (Zamora). De color pardo amarillento en el afloramiento, se pueden observar a simple vista los cristales de cloritoide. Su espesor ha sido calculado entre 300 y 500 m. Al microscopio se distingue un fondo sericítico-moscovítico sobre el que destacan pequeños cristales de

cuarzo y grandes de moscovita y cloritoide. El cloritoide presenta siempre maclas polisintéticas bien desarrolladas (fig. 6) y sin pleocroísmo. Es muy abundante y no muestra orientación definida. Se encuentran asimismo las paragénesis siguientes:

cuarzo-moscovita-clorita-sillimanita-cloritoide-turmalina-circón
 cuarzo-moscovita-clorita-sillimanita-cloritoide-estauroлита-granate-turmalina-circón.

La estauroлита y el granate siempre presentan apariencia de minerales anteriores a la etapa principal de metamorfismo, por lo que puede haber tenido lugar la reacción:

estauroлита + almandino + agua $\rightarrow$ cloritoide + clorita + cuarzo
 (HOSCHEK 1967)

en esta roca habrían pues tenido lugar tres etapas de metamorfismo importantes:

- I.—cuarzo-granate-estauroлита-(distena)-biotita
- II.—cuarzo-sillimanita-estauroлита-granate-biotita
- III.—cuarzo-cloritoide-clorita-moscovita

En los dos tipos de esquistos descritos se observa la ausencia de feldespato y la riqueza en aluminio, como lo demuestra la abundancia de minera-

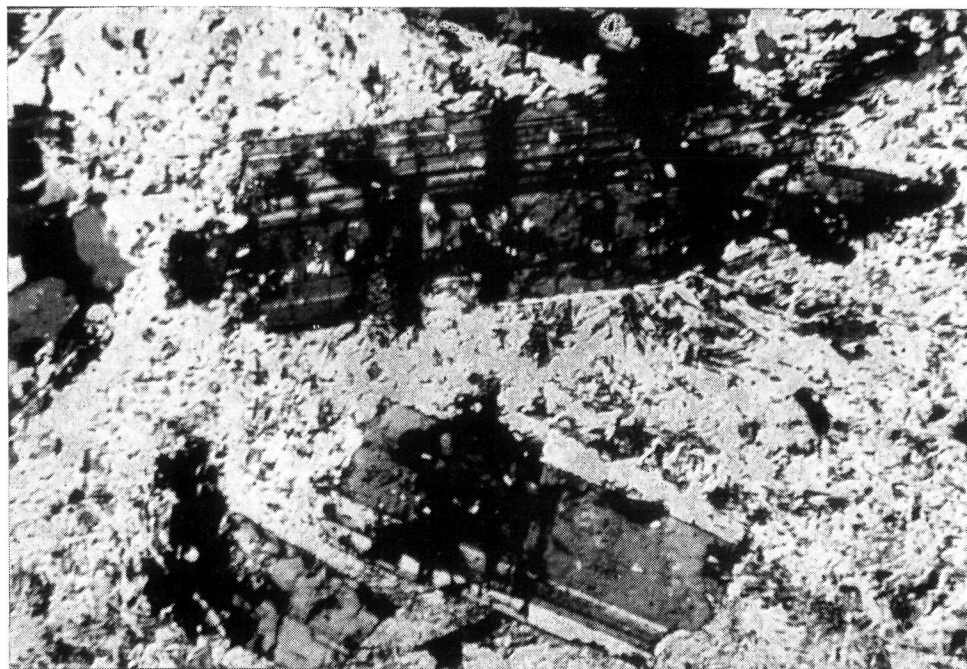


FIG. 6

Microfotografía de cristales de cloritoide con maclas polisintéticas. Esquistos con cloritoide, estauroлита y granate de la Serie de Porto. Carretera de La Canda a Porto, km. 2 (Orense) (x 40)

les del tipo de la moscovita, sillimanita, estaurolita y cloritoide. Estos dos últimos minerales no se suelen encontrar más que en rocas pelíticas de composición particular, que no son muy abundantes (HALFERDAHL 1961, HOSCHEK 1967). Según CAPDEVILA (1969), la presencia de cloritoide y estaurolita en los sedimentos, indicaría en el NW de España, la existencia de un "umbral" o borde de surco. Es difícil afirmar o negar aquí la existencia del mismo durante el depósito de la base del Cámbrico, ya que la serie se parece a las del resto del NW de la Península Ibérica. Sin embargo, el resto del Cámbrico está constituido por series fundamentalmente volcánicas, lo que quizás indique el comienzo de una epirogénesis.

Rocas pelíticas feldespáticas

En conjunto muestran una mayor homogeneidad, aunque contengan intercalaciones de rocas muy variadas, ya que éstas constituyen una parte relativamente pequeña del conjunto. En la actualidad son gneises biotíticos y moscovíticos más o menos afectados por una migmatización regional.

Como veremos después de describir los distintos tipos de rocas que constituyen esta unidad, se trata sin duda de una serie sedimentaria caracterizada por una gran cantidad de feldespatos. De su estudio hemos sacado la conclusión de que esta cantidad de feldespatos ha sido debido principalmente a un aporte volcánico. Aunque debido a la migmatización es imposible observar estructuras primarias, éstas se pueden determinar con certeza en la formación existente sobre la misma, a la que pasa gradualmente y con la que existen grandes semejanzas. Se trataría pues de una serie sedimentaria, depositada relativamente cerca de una tierra emergida, como lo demuestra la existencia de calizas y areniscas, y con abundante aporte volcánico procedente de dicha tierra emergida.

La asociación más común es:

cuarzo-plagioclasa (An_{20-27})-biotita-moscovita-circón-apatito-sillimanita-granate-distena.

La presencia de distena moscovitizada y englobada en plagioclasas del metamorfismo principal es un indicio del metamorfismo preherciniano sufrido por el conjunto de las rocas (MARTÍNEZ-GARCÍA & CORRETGE 1970). La sillimanita es escasa y se encuentra formando arcos poligonales en la foliación herciniana principal (fig. 7). Se han observado también las siguientes paragénesis:

cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita-apatito-distena-circón

cuarzo-biotita-moscovita-feldespato potásico

cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita-granate-circón-apatito-turmalina

cuarzo-plagioclasa-biotita-feldespato potásico

En los casos en que existe feldespato potásico suele estar repartido irregularmente según zonas, lo que hace pensar en un origen metasomático. Las diferenciaciones leucocráticas existentes en los gneises contienen plagioclasas algo más ácidas y en cristales de mayor tamaño.

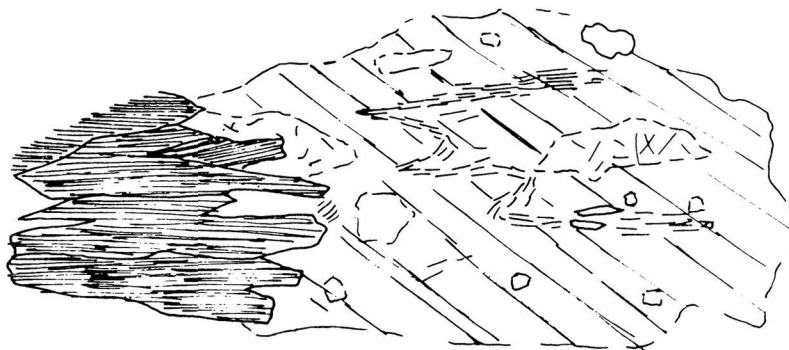


FIG. 7

Sillimanita plegada y englobada en plagioclase. Gneises biotíticos de la Serie de Porto. La plagioclase y la biotita se han formado durante el metamorfismo M_2 , siendo esta última paralela al plano axial de los pliegues de la sillimanita (según foto, $\times 35$)

Entre las rocas de diferente origen intercaladas en la serie se encuentran las siguientes:

Gneises anfibólicos

Están asociados a los gneises biotíticos. Son niveles delgados (10-25 cm.) de color claro en los que destacan los cristales alargados y de color verde intenso de las anfíboles (fig. 8). La paragénesis más usual es:

cuarzo-hornblenda-(diópsido)-plagioclase-granate-epidota-clorita-esfena-circón.

La plagioclase es An_{58-76} . El piroxeno está alterado en las pocas ocasiones en que se encuentra. El granate suele estar corroído y esquelético. Se observan tres etapas de metamorfismo sucesivas: en la primera se formaron el piroxeno y el granate. En la segunda, el piroxeno pasa a anfíbol y surge la epidota por retrometamorfismo de la plagioclase y piroxeno. En la tercera se forma la clorita.

Estos niveles son análogos a los descritos por CAPDEVILA (1969) como "gneis a amphiboles en gerbes", aunque este autor considera que los que contienen diópsido son de diferente naturaleza.

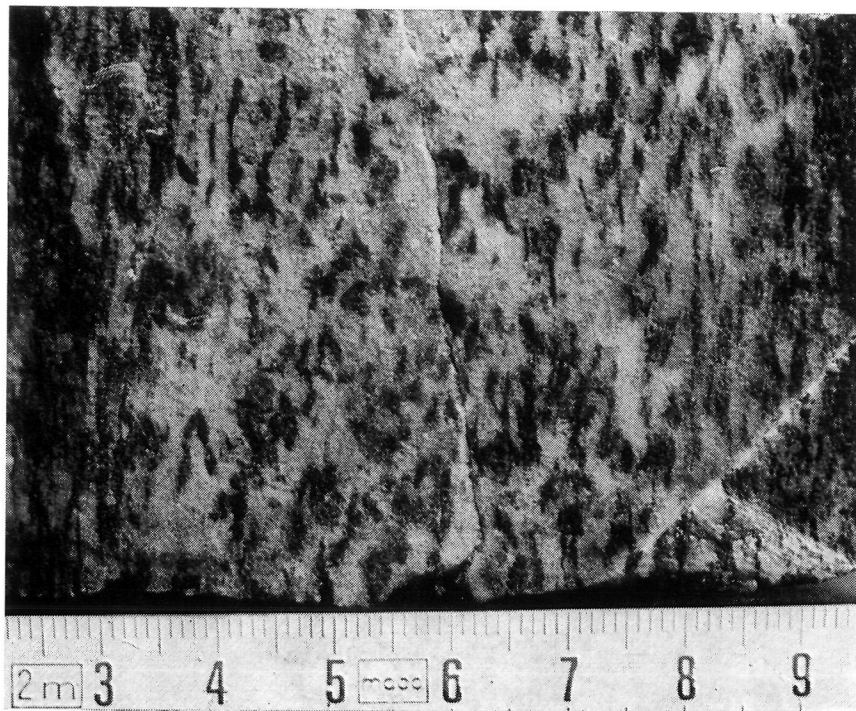


FIG. 8

Gneis anfibólico mostrando la foliación metamórfica de la fase II, marcada por alineación de anfíboles. Carretera de La Canda a Porto, km. 12 (Zamora) (x 47,5)

Rocas carbonatadas

Las rocas carbonatadas se encuentran afectadas también por el metamorfismo regional y por las intrusiones graníticas, prehercinianas y hercinianas, por lo que dan lugar a una gran variedad de paragénesis, según principalmente la composición originaria de la roca y el metasomatismo sufrido.

m á r m o l e s c o m u n e s: se encuentran diversas variedades. Unos están constituidos por calcita fundamentalmente, la cual se encuentra también en huecos dejados por minerales anteriores que por su forma aparentan ser diópsido. Esta forma se evidencia por la falta de impurezas de la calcita del relleno. Otros mármoles muestran calcita en grandes cristales y granos de cuarzo con alguna moscovita. Los granos de cuarzo no están regularmente distribuidos ni tienen aspecto francamente sedimentario, observándose algunos relativamente idiomórficos y sin extinción ondulante. La presencia de cuarzo y calcita en facies elevadas de metamorfismo puede explicarse por la introducción posterior de la sílice o por un metamorfismo en sistema “cerrado”, que tiende a retrasar la formación de silicatos cálcicos. La moscovita puede ser debida a las impurezas de arcilla.

m á r m o l e s o l i v í n i c o s: son bastante frecuentes, con olivino en

granos redondeados, por lo general de pequeño tamaño y en bandas. También suele presentarse hornblenda verde y diópsido, la primera debida a retrometamorfismo del segundo. En este caso debía de tratarse de una dolomía impura por existir bandas, de 1 a 3 mm. de espesor, muy ricas en plagioclasa y feldespato potásico (An_{30} y microclina respectivamente). Las asociaciones encontradas se pueden resumir:

calcita-olivino

calcita-olivino-hornblenda-diópsido-epidota-cuarzo-plagioclasa-
microclina-óxidos de hierro.

mármoles anfibólicos: sólo en algunos casos se encuentran mármoles que contengan únicamente anfíbol además de la calcita. El anfíbol es tremolita. A veces se encuentra un poco de olivino.

calcita-dolomita-tremolita-olivino-clorita

calcita-dolomita-tremolita

mármoles diopsídicos y diopsiditas: en general presentan mayor abundancia las rocas constituidas casi exclusivamente por diópsido y anfíbol. También tienen algo de plagioclasa y epidota

calcita-diópsido-tremolita-hornblenda-plagioclasa-epidota.

Anfibolitas

Existen tres tipos fundamentales, uno asociado a los niveles carbonatados, otro intercalado entre los gneises biotíticos y un tercero entre las pelitas basales. El primer tipo está constituido por capas delgadas con la paragénesis siguiente:

hornblenda-olivino-epidota-plagioclasa-microclina

y pueden ser consideradas como paraanfibolitas formadas debido a una constitución química diferente de las rocas sedimentarias a que se encuentran asociadas. Otras veces están junto a rocas carbonatadas en contacto con rocas graníticas, con la paragénesis:

flogopita-hornblenda-diópsido-tremolita-epidota

se trata de una formación de skarn típica en la que destacan grandes cristales aciculares de hornblenda. Esta hornblenda se observa zonada al microscopio.

El segundo tipo de anfibolitas, se encuentra como intercalaciones entre los gneises biotíticos y migmatitas de la Serie de Porto. Su potencia es variable entre 20 cm. y 1-5 m. Se pueden diferenciar tres variedades según su contenido en hornblenda, actinolita y cummingtonita (MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE 1970). Las anfibolitas hornbléndicas (fig. 9) suelen ser de grano grueso. Existen dos subvariedades principales. Una de ellas se caracteriza por

la abundancia de plagioclasa (andesina-labrador). En algunos cristales se observa una marcada zonación y otros presentan maclas de albita, periclina y Manebach. Abundan los cristalitos ahusados de esfena. Asimismo se encuen-

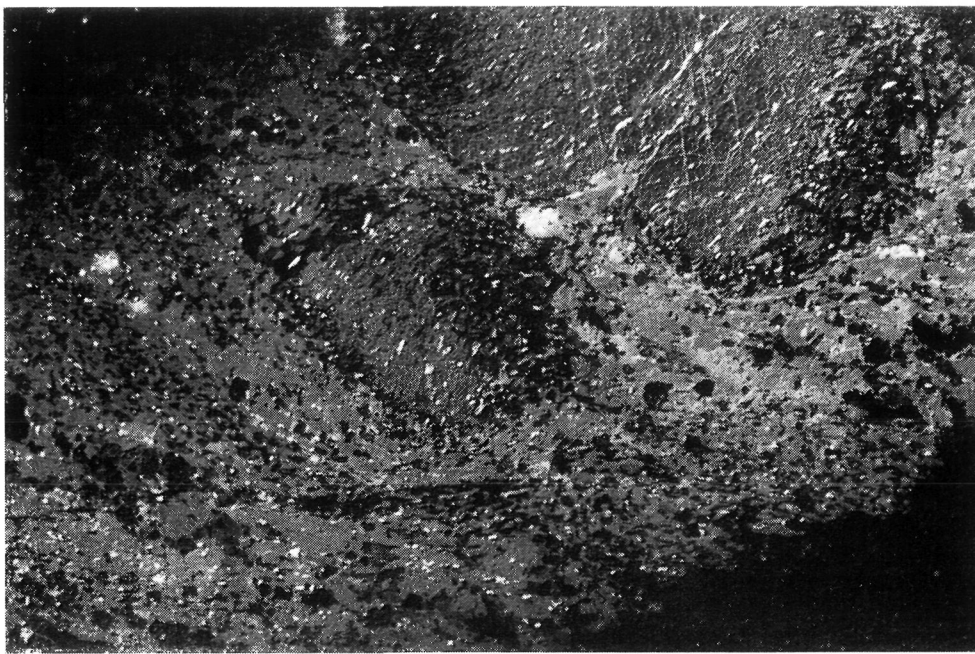


FIG. 9

Granates sincinemáticos (fase II) en anfibolita. El granate engloba cristalitos de anfibol orientados y cuarzo. Central hidroeléctrica de San Agustín (Orense). Positivo directo de lámina delgada (x 4)

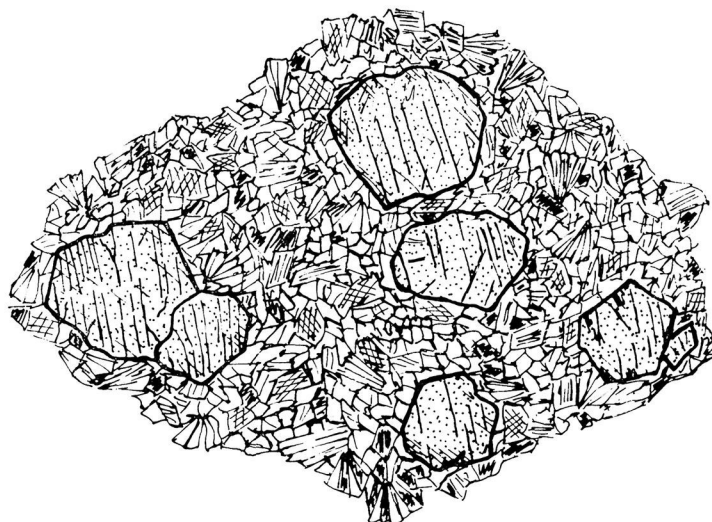


FIG. 10

Granates idiomórficos en anfibolita de la Serie de Porto. Los anfíboles tienen disposición radiada y se observan fracturas que penetran a todos los cristales de granate. Camino de La Canda a Castromil (Orense) (según foto, x 12,5)

tran grandes cristales de granates sincinemáticos que engloban anfíbol y esfena dispuestos según la esquistosidad principal (fig. 9).

Existe también una mica de la serie flogopita-annita de elevada birrefringencia y débil pleocroísmo marrón claro. La mica es posterior al anfíbol y se ha formado a expensas de éste. No se observa cuarzo libre excepto en filones. Los cristales de hornblenda tienen un pleocroísmo verde oscuro no muy acusado y son hipidiomórficos a xenomórficos y de forma alargada. La segunda subvariedad se caracteriza por la existencia de grandes cristales idiomórficos o hipidiomórficos de hornblenda con pleocroísmo verde intenso. También existe algo de plagioclasa relativamente alterada y cristales de esfena de varios mm. de longitud.

Ambas subvariedades son consideradas como ortoanfibolitas, o sea, rocas originadas por el metamorfismo regional de rocas ígneas básicas del tipo basáltico, tanto por su composición como por la ausencia de cuarzo libre y circón, existencia de plagioclasas zonadas, presencia de anfíbol maclado, etc.

Las anfibolitas actinolíticas también se pueden dividir en dos subvariedades fundamentales. En la primera, la actinolita es fibrosa y en cristales pequeños, existiendo también una mica de la serie flogopita-annita, algo de circón, óxidos de hierro y muy poca plagioclasa. En la segunda, la plagioclasa es abundante, la actinolita se presenta en cristales hipidiomórficos alargados y según una marcada foliación. La mica, de la serie flogopita-annita es posterior al anfíbol y se formó probablemente a partir del mismo. No se observa la presencia de cuarzo libre ni de circón. Es difícil decidir sobre el origen de estas rocas. La segunda puede ser considerada como de origen ígneo, pero la primera puede haberlo sido por una roca sedimentaria rica en calcio.

Por último se observan anfibolitas cummingtoníticas de grano fino y marcada foliación. Contienen cummingtonita, plagioclasa, epidota, circón, esfena, calcita y óxidos de hierro. También existe algo de cuarzo libre. Tanto la composición mineralógica como la existencia de abundante circón y cuarzo libre apuntan a un origen sedimentario.

Se pueden por tanto resumir las paragénesis de las anfibolitas del segundo tipo:

hornblenda-plagioclasa-esfena

hornblenda-plagioclasa-esfena-clorita-flogopita-apatito-óxidos de hierro

actinolita-flogopita-plagioclasa

actinolita-plagioclasa-flogopita-circón-cuarzo-óxidos de hierro

actinolita-flogopita

cummingtonita-plagioclasa-epidota-circón-cuarzo-esfena-calcita-
óxidos de hierro.

El tercer tipo se encuentra intercalado entre las formaciones pelíticas basales que afloran entre Requejo y la Portilla de la Canda, a lo largo de la carretera de Puebla de Sanabria a Orense. Están constituidas esencialmente por hornblenda verde y almandino (fig. 10). La hornblenda constituye el fondo con cristales equigranulares radiados sobre el que destacan cristales grandes de granates idiomórficos, abundantes y alterados, a veces profundamente, a hematites. Es posible que esta alteración se deba a la intrusión del granito orientado de Calabor. Los cristales de hornblenda tienen una longitud máxima de 2 mm. y presentan un fuerte pleocroísmo verde intenso. Su crecimiento radial indica una cristalización en medio estático. Los granates llegan a tener más de 5 mm. de diámetro y contienen inclusiones desordenadas de anfíbol, sobre todo cerca de los bordes. En el seno de los cristales de granate se presenta una fracturación constante y poco espaciada que se repite en todos ellos. Estas fracturas, sin embargo, no se observan en el fondo anfibólico.

Conclusiones sobre la Serie de Porto

En otros trabajos (MARTÍNEZ GARCÍA 1971, MARTÍNEZ GARCÍA *in litt*), ya se ha hecho mención a la posición basal que ocupa esta serie con respecto a las demás formaciones que afloran en la zona de Sanabria. En efecto, si hacemos un corte de norte a sur (fig. 60), recorreremos las series ordovícico-silúricas de la Sierra Cabrera, después, la formación Ollo de sapo y por último, la Serie de Porto. Como se puede observar en el mapa 1/200000, esta serie aflora solamente al oeste de la Falla de Calabor-Braganza, mientras que al este de la misma, sobre el Ollo de sapo se encuentra directamente una monótona serie pizarrosa con Cruzianas que indican una edad Ordovícico inferior.

Paleogeografía comparada: diferencias con zonas vecinas

Los datos sobre la petrografía de la Serie de Porto que acabamos de describir, nos indican el tipo de rocas de que se trataba antes de sufrir los diferentes metamorfismos de edades silúrica y herciniana que han sido ya dados a conocer en publicaciones anteriores (MARTÍNEZ GARCÍA 1971, MARTÍNEZ GARCÍA 1972, MARTÍNEZ GARCÍA *in litt*, MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE 1970). Es sin duda una serie sedimentaria que comienza en mares no muy profundos (series cuarcíticas de la base), sufre una profundización posterior (esquistos diversos), luego una nueva elevación (plataforma con depósito de carbonatos e intercalaciones cuarcíticas y pelíticas) y por último otra profundiza-

ción que da lugar a la parte superior pelítica. No obstante, esta profundización no debe ser muy grande, ya que contiene abundantes feldespatos, provenientes de zonas emergidas relativamente próximas.

En cuanto a la comparación de esta serie con las que afloran en las regiones cercanas del NW de España (MARTÍNEZ GARCÍA *in litt*) nos muestra una gran similitud con el Cámbrico inferior de casi todo el noroeste. Las únicas diferencias importantes son: A) la ausencia de las calizas y dolomías de Cámbrico inferior a medio que suelen estar presentes casi siempre al E de la zona en que nos encontramos paleogeográficamente (figs. 2 y 3), y B) la mayor abundancia de feldespatos en la Serie de Porto.

A) Con respecto a la primera diferencia, es preciso tener en cuenta que aunque las calizas del Cámbrico inferior a medio afloran al NE del llamado "anticlinal del Olo de sapo", no se les vuelve a observar al oeste del mismo hasta llegar a la zona de Salamanca, donde han sido datadas hace poco (GARCÍA DE FIGUEROA y MARTÍNEZ GARCÍA 1972), a una distancia de más de 100 Km. en línea recta. Por otra parte, las series que afloran en Salamanca por debajo de las Calizas del Cámbrico inferior-medio, presentan un gran parecido con la parte basal de la Serie de Porto (MARTÍNEZ GARCÍA & NICOLAU *in litt*). En cuanto a la zona situada entre la Sanabria y Salamanca o sea, Galicia occidental, la estratigrafía de las series es muy poco conocida. Las series descritas por algunos de los autores holandeses en Galicia occidental (HILGEN 1971, etc.) presentan notables similitudes con la Serie de Porto y en su mayoría son atribuidas al Precámbrico, en razón de su polimetamorfismo principalmente (DEN TEX 1971). Puede ser que ocurran dos posibilidades en esta zona:

a) que haya existido una erosión preordovícica en Galicia occidental y Zamora hasta niveles inferiores a la caliza depositada en el Cámbrico inferior a medio de Galicia oriental y Salamanca.

b) que no haya sido depositada la caliza en estas zonas, teniendo lugar por tanto un cambio lateral de facies hacia el SW y NE respectivamente.

c) una tercera posibilidad a considerar es que hayan tenido lugar b) y a) sucesivamente.

a) primera posibilidad: la existencia de una fase de movimientos corticales posteriores al Cámbrico medio y anteriores al Ordovícico inferior ha sido citada en el noroeste de la Península Ibérica por OEN ING SOEN (1970), RIBEIRO Y REBELO (1966) y MARTÍNEZ GARCÍA (1971, 1972). Estos movimientos epirogénicos, que no se observan en Asturias, aumentan de intensidad hacia el W y SW, llegando a constituir conglomerados en la base de la cuarcita armoricana, de gran espesor que descansan en La Rinconada (Salamanca)

sobre las calizas del Cámbrico inferior-medio (GARCÍA DE FIGUEROLA & MARTÍNEZ GARCÍA 1972). No se puede por tanto descartar la posibilidad de que la erosión de la fase *sárdica* haya hecho desaparecer las calizas del Cámbrico medio.

b) segunda posibilidad: es también plausible, como veremos al tratar de la segunda diferencia (B), ya que el mayor contraste entre las series del Cámbrico del noroeste de la Península Ibérica y las de la zona estudiada por nosotros, estriba en el contenido en feldespatos. Esto puede observarse comparando las columnas de las figs. 2 y 3. Sin embargo, es difícil tener seguridad, dado que el conocimiento estratigráfico del Cámbrico de las zonas situadas al E del anticlinal del Olo de sapo, es muy somero y las series hasta ahora consideradas, han sido solamente muy rudimentariamente establecidas (ver MATTE 1968).

B) Con respecto a la segunda diferencia, en efecto, el contenido en feldespatos de la Serie de Porto es superior al de las series del Cámbrico inferior del noroeste y, por supuesto, también es muy superior en la formación suprayacente y que será descrita a continuación: la formación Olo de sapo. Este punto no podrá ser aclarado hasta que se efectúen estudios detallados de la petrografía del Cámbrico inferior de Galicia Occidental y Asturias. No obstante, es posible ver una importante participación volcánica ácida ya en la Serie de Cándana en Asturias occidental, que también se ve en la formación Herrería, sobre todo en el embalse del Porma (León). Asimismo, la participación volcánica ácida del Cámbrico inferior de Galicia oriental es muy superior a la que se ha creído hasta ahora.

Facies del Cámbrico del Noroeste de la Península Ibérica

Podemos pues concluir provisionalmente, que existen dos facies diferentes del Cámbrico en el Noroeste de España: *facies detrítica* y *facies feldespática*, esta última situada hacia el oeste de la anterior, aunque puede haber solapamientos de origen tectónico hacia el límite de ambas. La facies detrítica tiene su límite occidental hacia el borde norte y este del anticlinal del Olo de sapo. La facies feldespática probablemente pase, como ya hemos dicho, tectónicamente, hacia el Este, pero su desarrollo mayor se encuentra en el anticlinal del Olo de sapo y Galicia occidental. En el sur de Zamora y Salamanca, vuelve a encontrarse una facies intermedia.

Por tanto, como conclusión sobre la Serie de Porto, podemos decir que se trata de sedimentos de un mar relativamente profundo, con recurrencias, de un espesor que sobrepasa los 1500 m. y cuya edad representa probablemente el Cámbrico inferior y quizás los materiales que se encuentran por debajo de la fauna más antigua de trilobites en la Cordillera Cantábrica

(SDZUY 1971) y en la zona de Salamanca (GARCÍA DE FIGUEROLA & MARTÍNEZ GARCÍA 1972) (Eocámbrico de PARGA 1970). Como ha sido ya dicho (MARTÍNEZ GARCÍA *in litt*), esta serie aflora en la Sanabria debido al levantamiento de un bloque en el flanco sur del anticlinal del Olló de sapo (fig. 60) ya que en el resto de la antifforma, desde la costa de Lugo hasta la meseta zamorana, solamente se observa el contacto normal entre la formación Olló de sapo y las pizarras del Ordovícico inferior que se encuentran inmediatamente encima.

La formación Olló de sapo

Ha sido ya objeto de diferentes publicaciones (PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA 1964, MATTE 1968, CAPDEVILA 1969, MARTÍNEZ GARCÍA 1969, 1971, etcétera). El paso a esta formación desde la infrayacente (Serie de Porto) es insensible y la única diferencia existente entre la parte superior de la Serie de Porto y la parte inferior de la formación Olló de sapo, es la presencia en este último de grandes megacrístales de feldespatos. Estos megacrístales son efectivamente anteriores a la deformación principal, pero han crecido en



FIG. 11

Olló de sapo con megacrístales. En la esquina inferior izquierda se encuentra un cristal de feldespatos rodeado por la esquistosidad principal. Camino de Vigo de Sanabria a la Sierra Cabrera (Zamora). Positivo directo de lámina delgada (x 4)

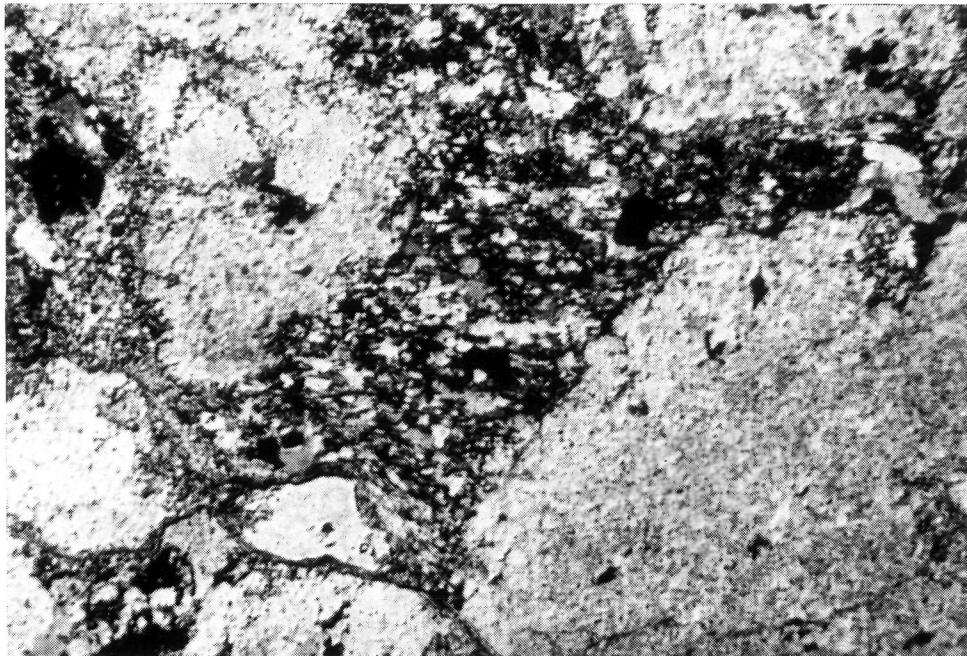


FIG. 12

Detalle del feldespato de la figura anterior en que se observa que engloba parte de la matriz orientada por la fase I (x 40)

estado sólido debido a una etapa de intenso metamorfismo preherciniano que ha acompañado a una fase de deformación, desconocida por la mayor parte de los autores que han estudiado estas áreas (ver figs. 11 y 12).

En la formación Ollo de sapo se pueden distinguir dos facies como han advertido todos los que han tratado de la misma. Contrariamente a lo que piensan la mayor parte de los autores anteriores, hemos llegado a la conclusión de que las facies diferentes no indican un origen diferente sino una historia metamórfica diferente, ya que las zonas en que se encuentran los megacrístales de feldespato muestran indicios de haber sido sometidas a un metamorfismo más intenso que aquellas que no los tienen (fig. 14). Por otra parte, se puede observar en numerosas ocasiones que los grandes feldespatos engloban minerales orientados ya con anterioridad a su formación (figs. 11 y 12).

El origen de la formación Ollo de sapo en la zona estudiada es fundamentalmente volcánico (fig. 13) y su espesor se puede calcular aproximadamente en unos 1500-2000 m. como mínimo, siendo probablemente la zona en que el vulcanismo ha alcanzado su máximo espesor durante el ciclo preherciniano. El aporte sedimentario puede llegar a ser importante sin embargo, ya que la cantidad de biotita que en la actualidad se encuentra en las muestras estudiadas no es compatible con rocas volcánicas ácidas e inter-

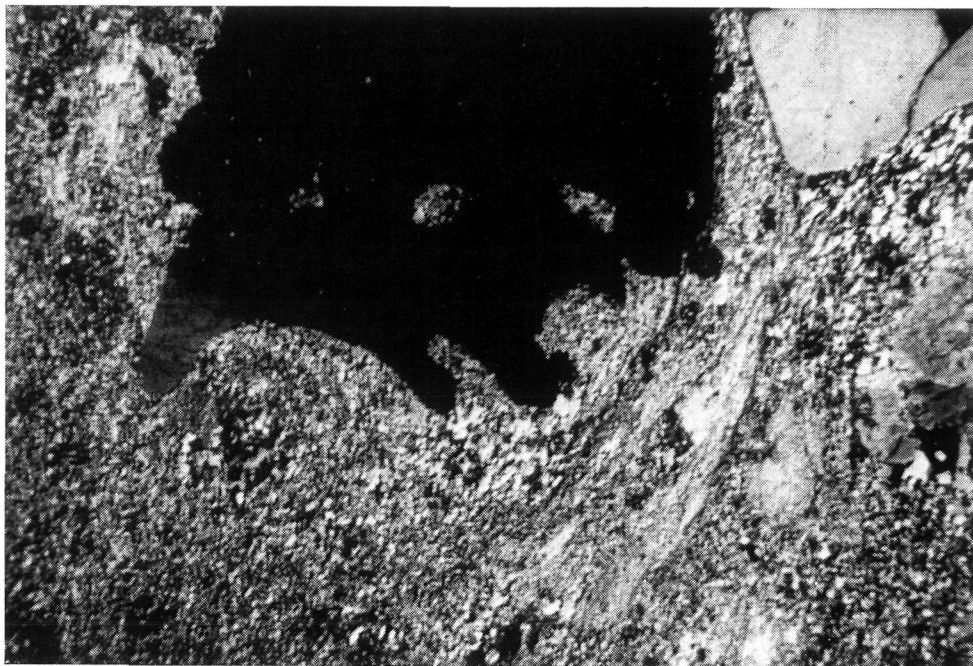


FIG. 13

Cristal de cuarzo volcánico de la formación Ollo de sapo. Carretera de Mombuey a Manzanal de los Infantes (Zamora) (x 15)

medias exclusivamente, como indica la proporción de cuarzo existente en la pasta y en los fenocristales.

En general se observa en la facies de grano fino que existe una notable diferencia de tamaño de grano entre las diferentes capas. Las de grano más fino suelen presentar mayor contenido en feldespatos, lo cual, junto con la escasa alteración que estos presentan, es un indicio de su origen volcánico.

El tránsito a las pizarras y esquistos biotíticos del Ordovícico inferior es insensible y dentro de estas últimas se encuentran cristallitos de cuarzo de origen también volcánico en los primeros metros.

Como rocas asociadas al Ollo de sapo en forma de intercalaciones delgadas (unos cm. a 15-30 cm.) se encuentran niveles calcosilicatados y anfibólicos semejantes a algunos de los descritos en la Serie de Porto. Existe un afloramiento de los mismos en la carretera de Puebla de Sanabria al lago, a la salida del pueblo de Galende. Su composición mineralógica es:

cuarzo-anfíbol-epidota-plagioclasa-calcita

cuarzo-biotita-granate-plagioclasa-epidota-circón

el granate es poiquiloblástico y parcialmente transformado en biotita. La epidota se presenta asociada al granate y a la biotita. El anfíbol es hornblenda común y también se presenta algo de actinolita. Todo ello indica que se

trataba de capas cuarzosas ricas en carbonato, lo cual está también de acuerdo con la litología del Cámbrico inferior y medio del NW.

Hacia el NW de la zona estudiada, el Olo de sapo ha sufrido un metamorfismo regional más intenso y una migmatización posterior en la zona de la sillimanita. Esto se observa en los alrededores del lago de Sanabria, como ya había sido citado por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA & LOBATO (1955). En la zona de metamorfismo intenso situada al NW del lago, este Olo de sapo muestra una apariencia homogénea durante una gran extensión. Esto, junto a la existencia de posibles "enclaves", ha hecho suponer a algunos autores que se trataba en realidad de un ortogneis (ANTHONIOZ & FERRAGNE 1967, 1969, MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE 1970). En contra de esta hipótesis se puede aducir su gran parecido con la formación Olo de sapo, a la que pasa lateralmente hacia el SE, así como la excesiva cantidad de biotita que presenta para tratarse de un microgranito. También se observa en esta zona (cerca de Jares), la presencia de intercalaciones de esquistos biotíticos (fig. 15) que apuntan hacia un origen sedimentario. Por todo ello, hemos considerado que el único granito antiguo que se observa en la zona estudiada, es el que hemos llamado "Ortogneis de San Sebastián" (MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE 1970), y que aflora en el seno de la serie de Porto, afectando a materiales diferentes y con un marcado carácter granítico (ver pág. 51 y fig. 25).

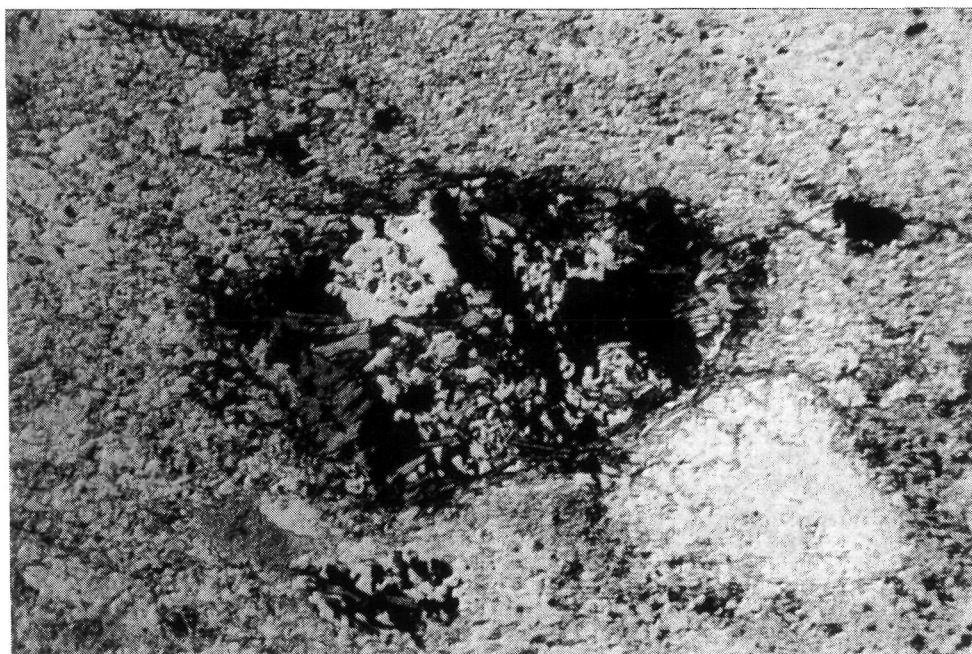


FIG. 14

Nódulo de biotita, epidota y magnetita que indica el retrometamorfismo sufrido por la formación Olo de sapo durante la segunda etapa (M_2). Carretera de Mombuey a Manzanal de los Infantes (Zamora) (x 30)

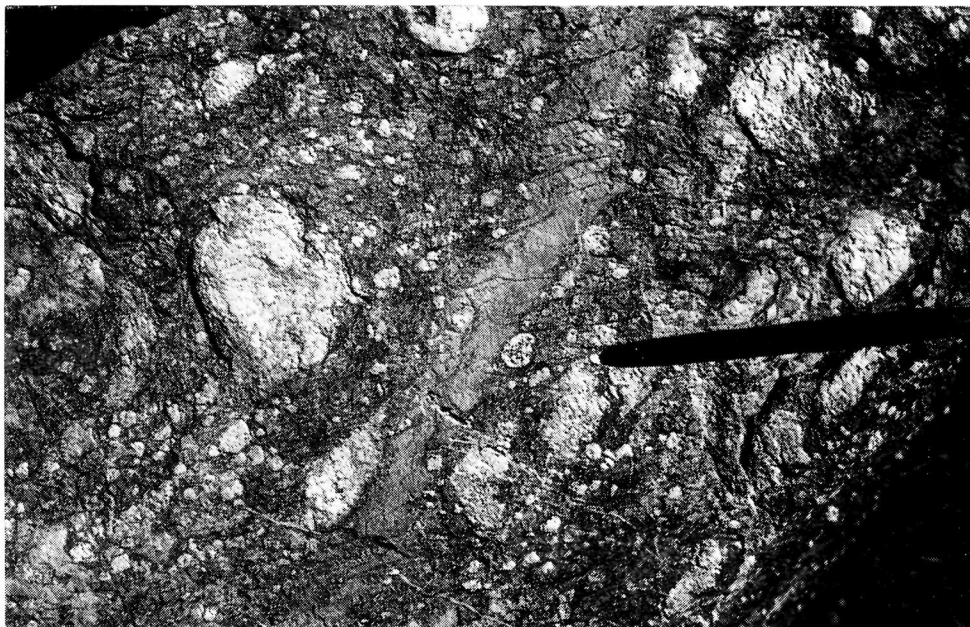


FIG. 15

Intercalación de esquistos en el gneis formado por el metamorfismo de la formación Ollo de sapo. Río Vivey, agua arriba de Porto (Zamora)

Conclusiones sobre la formación Ollo de sapo

Podemos pues concluir que dicha formación está constituida por 1500-2000 m. de tobas ácidas e intermedias, con cierto aporte detrítico, depositadas en un mar relativamente somero y cercano a tierras emergidas. Es difícil precisar si el depósito de estos materiales ha sido continuo o si ha tenido lugar una o varias emersiones durante el mismo que han dado lugar a erosiones o a no depósito, dado que el metamorfismo posterior ha borrado gran cantidad de las características originarias. No obstante, ya hemos indicado anteriormente que la litología de la formación Ollo de sapo es parecida a la del Cámbrico del noroeste, con las salvedades enunciadas. Por lo tanto, creemos que la edad de dicha formación puede abarcar desde el Precámbrico-Cámbrico inferior hasta el Cámbrico superior e incluso Ordovícico inferior, con la duda de si ha existido realmente un cambio de facies en los carbonatos del Cámbrico medio o si éste ha sido erosionado en algún movimiento epirogénico.

No se puede aceptar la teoría de un origen erosivo de la formación Ollo de sapo que ha sido propuesto por otros autores (MATTE 1968, CAPDEVILA 1969), para quienes los megacristales de feldespato son heredados de antiguos granitos porfíroides del Precámbrico inferior, porque dichos granitos no han sido nunca descritos en el noroeste de la Península, ni siquiera lejos

de la franja en que aflora la formación Ollo de sapo. De haber sido éste el origen de tan extensa y potente formación que se extiende 300 Km. de N a SE, el volumen de los supuestos granitos antiguos hubiera tenido que ser gigantesco y difícilmente ocultable hasta el punto de su total desaparición. El afloramiento citado por MATTE (1969) en Miranda de Douro es similar a los de Salamanca (Ledesma) y posiblemente son equivalentes al Ollo de sapo, pero de todas formas su extensión es muy reducida y su origen claramente sedimentario como se observa en la carretera que conduce a la presa de Miranda.

Las rocas migmatíticas

Aunque ya PUIG Y LARRAZ (1883) citaba la existencia de “tránsitos insensibles entre granito y gneises”, la presencia de migmatitas en la zona de Sanabria aparece nombrada por vez primera por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA & LOBATO (1955). Posteriormente lo hacen FERRAGNE (1968) y MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE (1970). Existen dos zonas diferentes (ver fig. 22).

núcleo de la Serie de Porto

núcleo de Ribadelago

la segunda situada al noroeste de la primera.



FIG. 16

*Migmatitas de la Serie de Porto replegadas por las fases III y IV.
Carretera de La Canda a Porto, km. 17 (Zamora)*

Migmatitas de la Serie de Porto: afloran en la carretera del río Vivey entre Villanueva de la Sierra y el Km. 22 (unos 4 Km. antes de Porto). Las migmatitas de la Serie de Porto no son tan evolucionadas como las del núcleo de Ribadelago, quizás también debido a la diferencia de materiales afectados.

Las migmatitas de la Serie de Porto han sido debidas al metamorfismo regional; se presentan generalmente en bandas más o menos regulares, leucocráticas y melanocráticas (fig. 16), mostrando una concentración de minerales melanocráticos, principalmente biotita, en los bordes de las diferenciaciones leucocráticas, las cuales son de composición granitoide. Se han formado exclusivamente a partir de aquellas rocas en cuya composición original existían feldespatos, volcánicos probablemente, como hemos dicho anteriormente, ya que las rocas esquistosas en que no existe feldespato, no se observa diferenciación alguna, a pesar de haber sufrido idénticas condiciones de metamorfismo. El que la migmatización sea regional y no de contacto, se puede demostrar por el alejamiento de las masas graníticas y por poderse observar su anterioridad a la intrusión de las grandes masas graníticas hercinianas.

En el afloramiento, la anisotropía de la roca se marca por la existencia de bandas alternantes de color claro y oscuro. Las bandas de color claro no son generalmente continuas, desapareciendo lateralmente para dar paso en relevo a otras de las mismas características (fig. 16). Se observan dos tipos de bandas de color claro. Unas no presentan orientación definida de los minerales constituyentes, mientras que en otras existe una marcada foliación. En ambas se encuentra cuarzo, feldespato y mica, pero en las segundas la mica es mucho más abundante y el grano más fino en general. Las primeras tienen un aire pegmatoide mientras que las segundas lo presentan aplítico. La foliación de las migmatitas se encuentra fuertemente replegada según pliegues de plano axial muy tumbado visibles en las diferenciaciones aplíticas.

Las bandas pegmatoides que no presentan orientación definida, muestran bandas de biotita en las proximidades del contacto con el melanosoma, paralelas aproximadamente al mismo y constituyendo una foliación heredada del paleosoma o introducida mecánicamente en el leucosoma. El resto de los cristales de mica existentes en el seno del leucosoma no muestran una orientación definida, por lo que podemos concluir que la migmatización o formación de bandas de leucosoma ha tenido lugar después de la formación del paleosoma, ya que de no haber sido así, el aspecto de las mismas sería completamente gneísico debido al intenso metamorfismo. Es por tanto evidente que la cristalización del material cuarzo-feldespático concentrado en las bandas de leucosoma ha tenido lugar posteriormente a la deformación que dio lugar a la foliación principal. Según MEHNERT (1969), este suele ser el caso más frecuente.

Por último, en el afloramiento, las bandas de leucosoma pegmatoide están afectadas por un plegamiento posterior que da lugar a pliegues vergentes hacia el NE (fig. 16). A veces se observa la existencia de micas (principalmente moscovita) cristalizadas paralelamente al plano axial de esta formación. Se puede datar así la migmatización como ocurrida después del plegamiento que dio lugar a la foliación principal (fase II) y antes o simultáneamente a la deformación de los pliegues de plano axial inclinado hacia el NE (fase III). Ambas fases son consideradas como de edad herciniana.

Con respecto al comportamiento mecánico, leucosoma y melanosoma son algo diferentes, ya que la fase IV, que se traduce en el segundo en un replegamiento milimétrico a centimétrico de plano axial más inclinado que los de la fase III, da lugar a pliegues mayores en el leucosoma.

Los leucosomas pegmatoides están constituidos por cuarzo, plagioclasa y mica, con escasos accesorios. Las plagioclasas suelen ser alrededor de An_{24} y en cristales muy grandes que a veces presentan una ligera zonación. El paleosoma es un gneis biotítico-moscovítico. Sus componentes son cuarzo, plagioclasa (An_{25-35}), biotita, moscovita, circón, rutilo, apatito y óxidos de hierro. A veces es frecuente la turmalina y también aparecen raros granates esqueléticos (almandino). Suelen observarse también agujas de sillimanita replegadas (fig. 7) y el granate alterado a biotita y óxidos de hierro. Es muy posible que tanto los granates como la sillimanita sean restos del primer metamorfismo.

En cuanto a las bandas leucocráticas gneísicas de aspecto aplítico a que nos hemos referido anteriormente, muestran una mayor abundancia de moscovita. Los cristales son de pequeño tamaño y las plagioclasas presentan zonación con núcleos de An_{35} y bordes de An_{20} . Interpretamos estas bandas como intrusiones magmáticas aplíticas anteriores al segundo metamorfismo por las siguientes razones: existencia de marcada zonación directa en las plagioclasas, brusquedad del contacto con el gneis, sin acumulación de melanocratas, uniformidad de su geometría y tamaño de grano y composición mineralógica. Estas bandas pueden estar ligadas genéticamente con el Ortogneis de San Sebastián, que se encuentra próximo y que fue introducido antes de la fase II de deformación.

Las migmatitas descritas son metatexitas según la definición de SCHEUMANN (1937), en sentido descriptivo. Es difícil asegurar que haya tenido lugar la fusión parcial de los materiales primitivos, aunque es del todo posible, ya que la proporción cuarzo-feldespatos es aproximadamente de 1/3, siendo la composición de los feldespatos entre An_{25-35} . Según TUTTLE & BOWEN (1958), el eutéctico entre el cuarzo y la albita en el sistema Q-Ab-H₂O se encuentra situado en un 40 % de cuarzo a 2 Kb de presión y a 35 % de cuarzo a 4 Kb, por lo que las proporciones descritas por nosotros entran dentro del campo

de fusión a presión moderada. Podemos concluir que los leucosomas pegmatoides se encuentran *in situ*, siendo el origen de las metatexitas, *venítico* (formado por la diferenciación *in situ* de la roca originaria). Esto es apoyado por la concentración de biotita en los bordes del leucosoma formando el melanosoma y por la semejanza existente entre los componentes mineralógicos del leucosoma y paleosoma. Por otra parte, sumando los porcentajes de félicos y leucocráticos de leucosoma y melanosoma, obtenemos la composición del paleosoma, o sea del gneis biotítico que constituye el material afectado por la migmatización.

Migmatitas del núcleo de Ribadelago: Se encuentra esta zona en los alrededores de Ribadelago, junto al lago de San Martín o de Sanabria y se extiende río Tera arriba hacia el NW unos 4 Km. penetrando en la provincia de Orense. Por el S llega hasta los alrededores de Requejo, al N de la gran falla de Padornelo-La Canda.

En ella se encuentran rocas mucho menos definidas que las anteriormente descritas, con contactos difusos en grande y pequeña escala, tanto en el afloramiento como en la muestra de mano e incluso en lámina delgada. La sillimanita es más abundante que en la zona anterior y puede presentar cristales de varios mm. de sección, aunque la que más abunda es la fibrolita. Todo ello mezclado con varios tipos de granitos (s. lat.) que serán descritos posteriormente.

Efectuando el corte desde la formación Ollo de sapo, que aflora en las cercanías de Galende, se observa el tránsito de los gneises glandulares normales que lo constituyen a otros con grandes feldespatos muy difuminados y que se encuentran en contacto difuso con granitos. Se observa la presencia de un granito porfídico alternando con capas de otro más oscuro y de gneis. También existen, antes de Ribadelago, rocas de tipo diatexitico, mezcladas con gneises glandulares y granitos.

En Ribadelago se pueden observar rocas agmatíticas con grandes fragmentos de una diorita oscura englobadas en granodioritas más claras (fig. 17). En general se observan diferenciaciones difusas de uno a otro, encontrándose restos del gneis glandular casi digeridos y desmenuzados en el interior de estas masas de aspecto nebulítico. En conjunto parece que nos encontramos en una zona de migmatización avanzada, complicada por la introducción de diversas rocas graníticas. La mayor parte de estas rocas muestra una marcada orientación y señales de haber sufrido una deformación relativamente intensa después de su introducción.

La característica principal de los gneises que afloran en Ribadelago es la casi total desaparición de la plagioclasea con respecto a los gneises que constituyen la Serie de Porto y la formación Ollo de sapo, que son indudable-



FIG. 17

Rocas agmatíticas cortadas por un dique pegmatítico. A la izquierda aparecen restos digeridos del Olla de sapo gneísico. Los grandes bloques rectangulares están constituidos por dioritas biotíticas (G_c). Ribadelago (Zamora)

mente los que han sido afectados por la migmatización. Por otra parte aumenta considerablemente el feldespato potásico, como si realmente existiera un *frente potásico* de varios Km. alrededor de Ribadelago. Se observa la existencia de numerosos restos de cristales de plagioclasa parcialmente sustituidos por microclina. Sobre el origen de estos cristales se puede decir que por la cantidad de biotita y cuarzo que engloban, parecen ser metablásticos, existiendo algunos que parecen haberse formado por la unión de otros varios. Se observa también que la plagioclasa engloba sillimanita. Las micas son biotita y moscovita y, en muchos casos, la primera se encuentra alterada a clorita. La moscovita es de formación tardía y no suele guardar relación con la foliación principal marcada por la biotita y clorita. La sillimanita se encuentra replegada dentro de la foliación principal (fig. 38) indicando la existencia de una deformación anterior. Se observa asimismo la existencia de agregados de sericita y moscovita, a veces en forma fibrosa, que probablemente proceden de la transformación de silicatos alumínicos, como sillimanita o distena. También existen cristales de sillimanita englobados en apatito. La sillimanita se encuentra en proporción elevada, sobre todo asociada a las bandas melanocráticas, junto con moscovita, biotita, apatito y circón en grandes cantidades. Estas bandas suelen rodear a los metablastos de plagioclasa con macla en damero. El feldespato potásico forma casi siempre

cristales xenoblásticos de 3-5 mm., aunque también se presenta en grandes glándulas de varios cm., probablemente sustituyendo a plagioclasas. Se trata de microclina y algo de ortoclasa.

Conclusiones sobre la migmatización

Existe una migmatización como consecuencia de un metamorfismo regional intenso. Las migmatitas se disponen principalmente en dos zonas paralelas y de dirección NW-SE. En la situada más al N (zona de Ribadelago), las migmatitas son más evolucionadas (agmatitas, diatexitas, nebulitas) que en la zona de Porto (flebitas y metatexitas). La migmatización ha tenido lugar al final de la fase II de plegamiento y antes de la fase III, dentro del ciclo herciniano. Esta migmatización ha afectado a rocas sedimentarias y volcánicas, así como a algunas ígneas y se caracteriza por un metasomatismo potásico. Las rocas afectadas son de edad cámbrica y precámbrica.

ORDOVÍCIO

Comienza por la denominada *formación Puebla* (MARTÍNEZ GARCÍA 1971), formación monótona constituida por esquistos en su casi totalidad con algunas intercalaciones de cuarcitas en la parte inferior. El tránsito desde la formación Ollo de sapo es gradual. Los esquistos están constituidos por cuarzo, moscovita, biotita, circón y óxidos de hierro. A veces se observa la presencia de cloritoide anterior a la deformación principal. Las paragénesis encontradas son:

cuarzo-moscovita-sericita-biotita-clorita-circón
 cuarzo-moscovita-cloritoide-clorita
 cuarzo-moscovita-biotita
 cuarzo-sericita-clorita.

En las rocas cuarcíticas se encuentra, además de cuarzo, sericita, moscovita y clorita. Como accesorios, circón y turmalina.

La serie estratigráfica se puede establecer de la siguiente forma: de abajo arriba

Muro: vulcanitas ácidas de grano fino.

50 m.—Pizarras grises o azul oscuro con filoncillos de cuarzo. Intercalaciones muy delgadas de cuarcitas blancas de grano fino (0,50 a 0,20 m.) de espesor.

100 m.—Esquistos azul oscuro con intercalaciones de cuarcitas blancas de 0,50 a 1,00 m. de espesor. En la parte superior existen varios tramos cuarcíticos de 2-4 m. de espesor (Fig. 32), asociados a tramos ferruginosos. En este tramo se han encontrado *Vexillum halli* y *Cruzianas*. MATTE (1968) cita también la presencia de *Cruzianas*.

350 m.—Esquistos de diversas coloraciones, desde amarillentas en la base hasta rojizas y verdosas, violáceas y grises, con algunas intercalaciones cuarcíticas delgadas. Las pizarras grises de esta formación suelen presentar con frecuencia huecos paralelepípedicos teñidos de hierro por alteración de cristales de pirita (Peña Trevinca, Cional).

La formación Culebra

Se trata de cuarcitas de color gris claro, casi completamente constituidas por cuarzo, con menos de 5 % de sericita y moscovita orientadas. El espesor total se encuentra entre 30 y 50 m., con alguna intercalación pizarrosa. Se encuentran en ella numerosos ejemplares de *Cruzianas*, *Scolithus* y *Vexillum*. En la parte superior de la cuarcita se encuentra una capa de hierro sedimentario que ha dado origen a numerosas calicatas en la zona de San Pedro de las Herrerías.

El tránsito al Silúrico datado

Entre la cuarcita de la Culebra y los materiales con fósiles silúricos, se encuentra una serie pelítica, fundamentalmente monótona que no ha suministrado restos que permitan su datación. Esta serie ha sido denominada formación *San Pedro de las Herrerías*:

300 m.—Esquistos deleznales de color rosado o "salmón" (lie-de-vin, borra de vinho), muy micáceas, con abundancia de sericita y clorita, nódulos ferruginosos y filoncillos de cuarzo y óxidos de hierro. En ella se encuentran algunas capas de hierro sedimentario.

400 m.—Esquistos de color gris o azul oscuro, con marcada esquistosidad. Asimismo presentan intercalaciones de hierro sedimentario.

250 m.—Pizarras silíceas y areniscas micáceas de grano fino, fractura irregular, color amarillento o verdoso.

Conclusiones sobre el Ordovícico

Las formaciones Puebla y Culebra, se encuentran perfectamente datadas como de edad Ordovícico inferior (Arenig). La formación San Pedro de las Herrerías puede ser asimilada en su parte inferior al Llanvirn-Llandeilo, por comparación con zonas próximas en que ha sido datado (RIEMER 1966). La parte superior, más detrítica, podría ser Caradoc, también detrítico en la zona citada. No obstante, es preferible considerar al conjunto como probable Ordovícico, sin especificar.

SILÚRICO

Se han encontrado graptolites en dos localidades, que han permitido la determinación con seguridad de la existencia de Silúrico en la zona estudiada. El primer yacimiento había sido citado anteriormente por ROMARIZ (1969), en Mahide, siendo citadas 13 especies del Wenlock superior. Los materiales silúricos son muy variados y han sido agrupados en la Serie de San Vitero, objeto de una reciente publicación (MARTÍNEZ GARCÍA 1972) y que reposa en discordancia angular sobre el Ordovícico indiferenciado descrito anteriormente.

La Serie de San Vitero

La parte inferior se encuentra junto a la localidad de Mahide (Zamora) y está constituida por conglomerados de grano fino, esquistos arenosos, ampelitas con *Monograptus*, liditas, calizas con crinoides y rocas volcánicas ácidas tobáceas, todos ellos de espesor variable entre 1 y 10 m. Son materiales más o menos lenticulares y no siempre se encuentran todos en el mismo afloramiento. Por su interés, tanto estratigráfico como tectónico, describiremos someramente cada uno de sus componentes:

ampelitas: en capas de poco espesor intercalados en la serie basal y en los que se han recogido graptolites cuya determinación ha sido efectuada por el Prof. PHILIPPOT (Universidad de Rennes)

<i>Monograptus flemingi</i> SALTER	zona 30-31
<i>Monograptus latus</i> MCCOY	zona 29-31
<i>Monograptus cf. armoricanus</i> PHILIPPOT	zona 30-31
<i>Cyrtograptus cf. perneri</i> BOUCEK	zona 29-31

del Wenlock superior.

conglomerados: son niveles delgados en la base y de extensión variable. Están constituidos por fragmentos de diversos tipos de roca, cuyos tamaños varían entre 0,2 mm. y 5 mm. por lo general, aunque a veces se encuentran de mayor tamaño, pero siempre por debajo de 1 cm. de diámetro mayor. Las rocas que entran en su composición son: calizas, esquistos moscovíticos, micacitas, cuarcitas y rocas volcánicas ácidas e intermedias (fig. 18). La mayor parte de los fragmentos son de rocas metamórficas, lo cual indica la existencia de un metamorfismo preherciniano (MARTÍNEZ GARCÍA 1972). El cemento está constituido por calcita, sericita, materia orgánica y óxidos de hierro. También existen trozos de biotita deformada y alterada que aparentan ser heredados, fragmentos de gneises, feldespato potásico, plagioclasa, liditas y cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran turmalina y circón, así como cristales idiomórficos de pirlita.

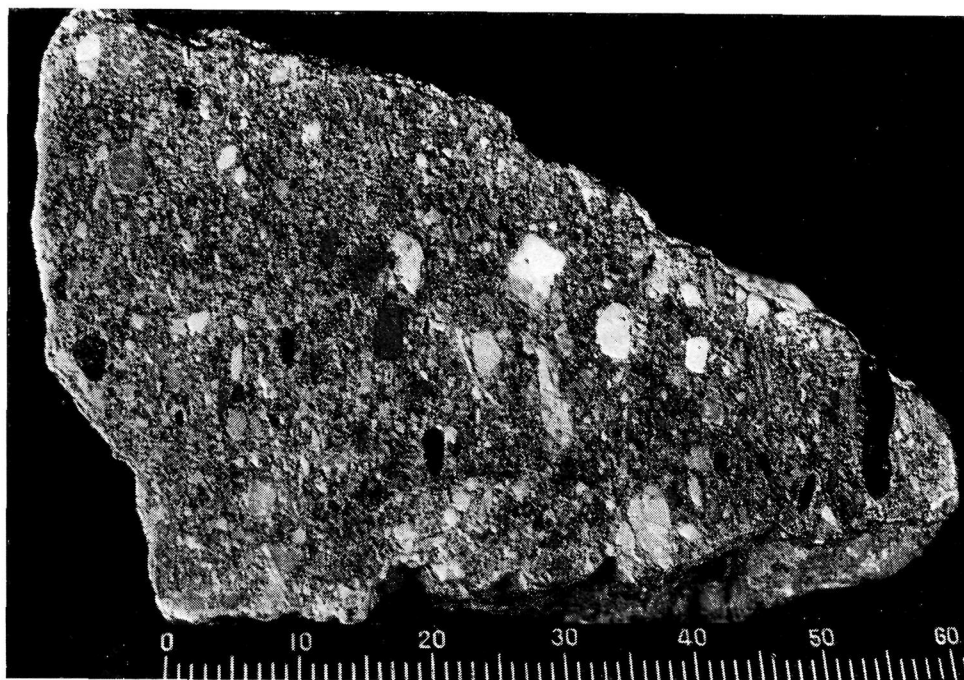


FIG. 18

Conglomerado silúrico de la Serie de San Vitero. Carretera de Alcañices a Villardecervos, km. 30 (Zamora)

Liditas: existen dos niveles principales. El inferior es masivo, con liditas sobre todo de color negro y de unos 15-30 m. de espesor. El superior, es también de unos 10-20 m. de espesor, pero en niveles de 5 cm. entre los que predominan los de color marrón claro o grisáceo. Al microscopio se observan constituidas por chert microcristalino con abundante materia orgánica, en que hay zonas recrystalizadas y con filones de cuarzo de neoformación y otras en las que ha tenido lugar la desaparición de la materia orgánica. Se observan abundantes restos de microorganismos (acritarcos y quitinozoos). En las liditas superiores se encontró un yacimiento de graptolites del Wenlock superior que ha sido determinado por el Prof. PHILIPPOT (Universidad de Rennes).

Retiolites (Glaaiograptus) geinitzianus BARROIS zona 26

Monograptus cf. armoricanus PHILIPPOT zona 26

del Wenlock superior.

Calizas: pueden estar asociadas a capas de liditas masivas, como en el Poyo. Son de espesor variable entre 1 y 10 m. Contienen crinoides y otros organismos, entre ellos lamelibranquios. Suelen tener grano fino y gran cantidad de restos orgánicos. Al disolverlas se muestran innumerables cristalitos de 0,1-0,5 mm., completamente idiomórficos, de piritita. La caliza puede estar sustituida por barita lo cual ha originado los yacimientos de Fonfría y San



FIG. 19

Vulcanitas ácidas de Figueruela. Carretera de Mahide a Riomanzanas (Zamora) (x 15)

Blas. En casos excepcionales, como en Fonfría pueden ser capas hasta de 15 m. de espesor y más de 8 Km. de recorrido lineal, aunque la variación de espesor sea grande.

Rocas volcánicas: Los denominamos "Porfidos de Figueruela", por aflorar cerca de esta localidad (MARTÍNEZ GARCÍA 1972). PUIG Y LARRAZ (1883) los llamó "Porfidos de Moldones". También se observan en Mahide. En Figueruela, constituyen una roca dura y de aspecto porfídico, de color gris verdoso. Al microscopio (fig. 19) se observa una mesostasis sericítica de grano muy fino sobre la que destacan grandes fenocristales de cuarzo corroído y feldespato con maclas en damero, así como rutilo en grandes cristales. Los feldespatos son ortoclasa y plagioclasa. También existen moscovitas que proceden de la baueritización de la biotita. En el rutilo se observan núcleos de esfena. También existe circón. El rutilo fue probablemente dado por PUIG Y LARRAZ (1883, p. 387), como granate.

En Mahide, las rocas son más tobáceas (fig. 20), el cuarzo menos abundante y la plagioclasa mucho más, como ocurre asimismo en Pozuelo de Tábara, donde contienen una enorme cantidad de hierro que da terrenos de alteración rojizos. Esto mismo se observa en las Tobas de Quintanilla (Sinclinal de Truchas) en la zona norte del mapa. Estas tobas, descritas por LLOPIS LLADO Y FONTBOTE (1959) y MATTE (1964) como de edad ordovícica, son idénticas a las descritas por nosotros, por lo que las hemos considerado asi-

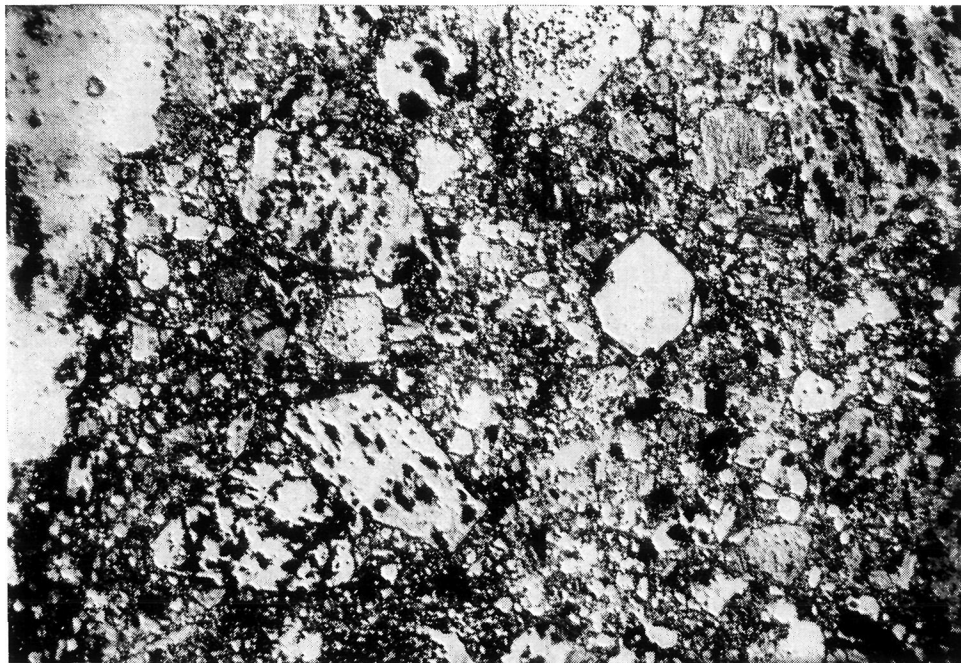


FIG. 20

Tobas ácidas conglomeráticas de Mahide. Carretera de Alcañices a Villardeciervos, km. 22,5 (Zamora) (x 15)

mismo de edad Wenlock superior. En Quintanilla se encuentran también asociadas a calizas, que están en forma de fragmentos en el seno de la roca volcánica y muestran restos orgánicos.

Grauvacas: constituyen la mayor parte de la serie (unos 700 m.) y se encuentran en bancos cuyo espesor varía entre 10 cm. y varios metros, siendo muy frecuentes los de 0,5 m. a 2 m. Están intercaladas con rocas pelíticas cloríticas. Son rocas de grano fino a medio, aumentando hacia la parte superior, donde llegan a conglomerados. El grano es de 0,1 mm. a 1,0 mm. por lo general. La composición mineralógica es muy parecida a la de los conglomerados basales anteriormente descritos. Disminuye el contenido en calizas y es más difícil de determinar el origen del cuarzo. Contienen numerosos fragmentos de feldespatos, cuarzo, cuarcitas, rocas volcánicas, lilitas, etc., y un cemento con calcita y filosilicatos, sobre todo clorita y sericita.

En estas grauvacas se han encontrado numerosos fragmentos de vegetales, principalmente tallos y raíces (fig. 21), por lo que no ha sido posible la datación o identificación de los mismos. El hallazgo de restos semejantes ha inducido a otros autores (RIEMER 1966, MATTE 1968, etc.) a considerar materiales similares, en una estructura parecida situada inmediatamente al N del Sinclinal de Truchas, como carboníferos, y datar la primera fase de deformación como anteviseense.

En la parte superior de la serie, se llega a conglomerados de 1-3 cm. de diámetro medio que son los materiales más modernos encontrados en la zona de Sanabria.

Conclusiones sobre la Serie de San Vitero

Es una serie discordante sobre su sustrato (probablemente Ordovícico medio-superior), de edad Wenlock superior casi en su totalidad (aunque de los 300 m. superiores no se dispone de datos). De todas formas se puede su-

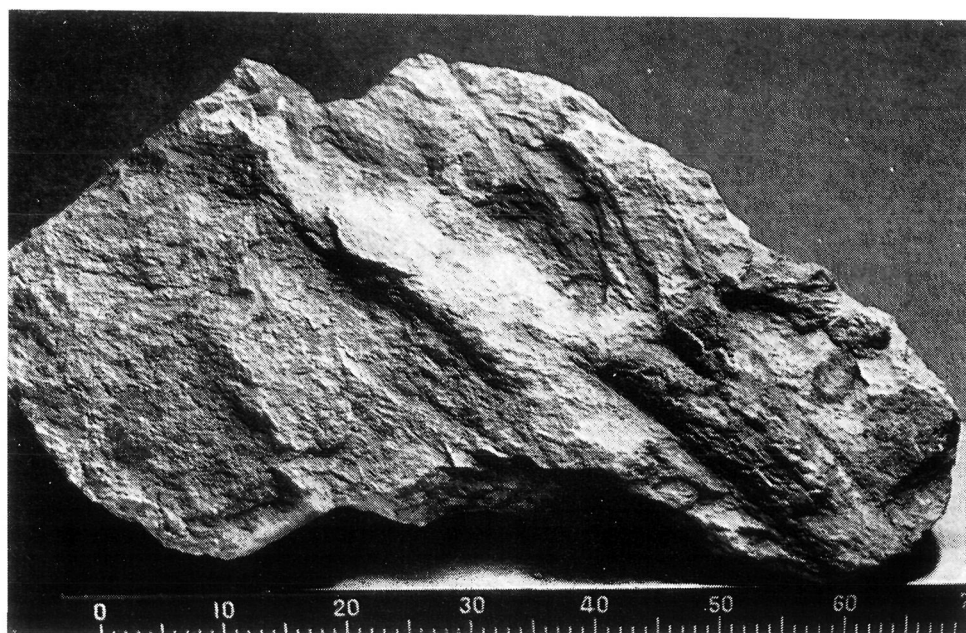


FIG. 21

*Restos vegetales en las grauvas silúricas de la Serie de San Vitero.
Carretera de Alcañices a Villardeciervos, km. 27,7 (Zamora)*

poner la misma edad por ser un sedimento de depósito rápido. Podemos considerar esta serie pues como una serie molásica típica, en que la discordancia basal ha sido disimulada por la intensidad de las deformaciones posteriores (MARTÍNEZ GARCÍA 1972). Se trata de sedimentos post-orogénicos de la primera fase de deformación en la zona de Sanabria. Sería esta una fase de edad Wenlock de gran intensidad y metamorfismo asociado cuyos productos se pueden observar en los sedimentos molásicos. La presencia de plantas es un dato importante. En Portugal ha sido citados hace poco por TEIXEIRA (1971). La existencia de plantas ha servido también para correlacionar esta serie silúrica con otras que habían sido consideradas como de edad carbonífera.

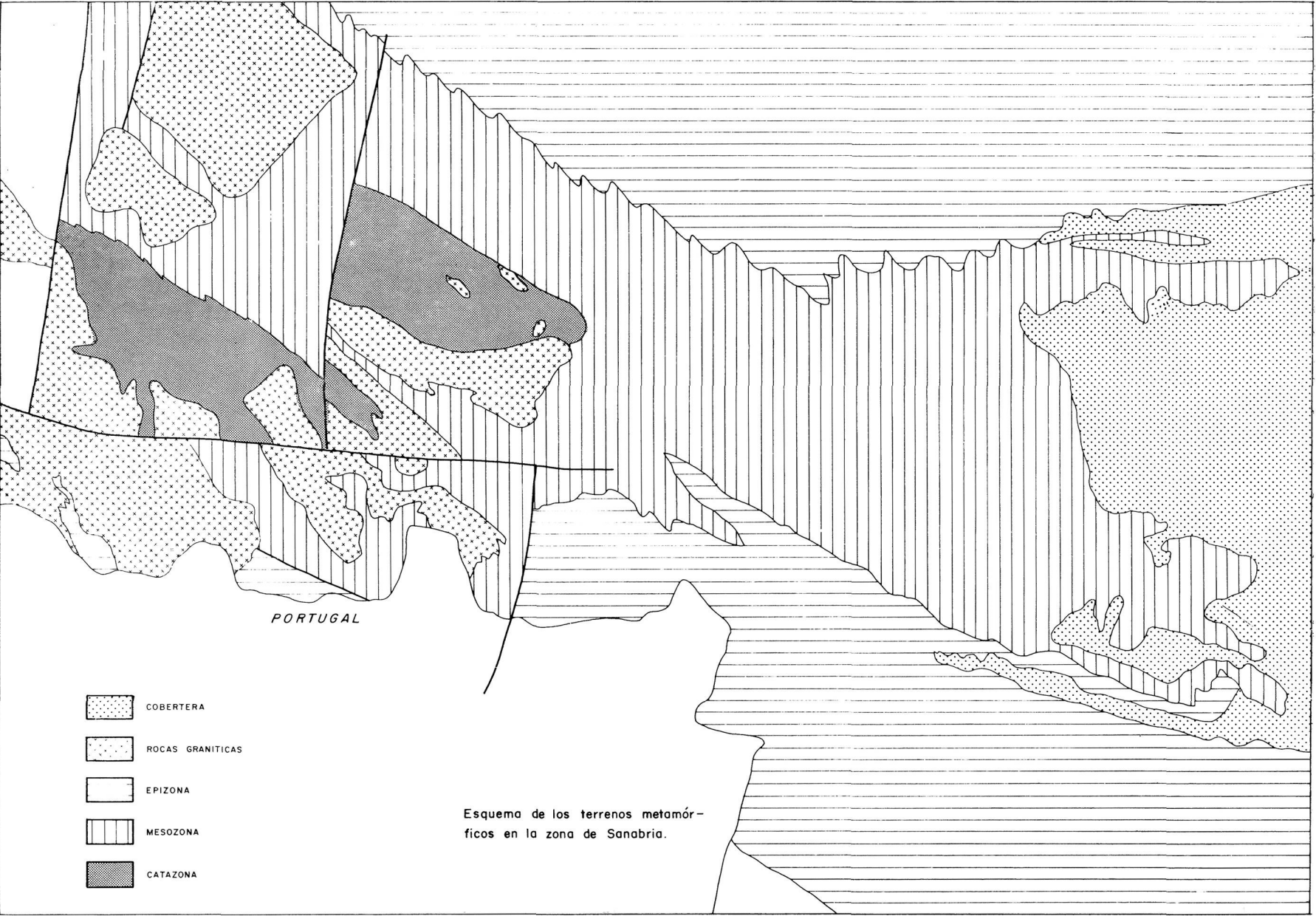


FIG. 22

Esquema de las zonas de metamorfismo durante la fase II en la Sanabria

EL METAMORFISMO REGIONAL

Introducción: En Galicia Occidental, la escuela de Leiden ha llegado a la conclusión de que existe un metamorfismo de alta presión atribuido al Precámbrico, al que se superpone otro herciniano que puede ser de baja presión (FLOOR 1966), barroviense (WARNAARS 1967) o intermedio (VOGEL 1967). Por su parte ZWART (1967) propone la diferenciación entre las diversas orogénesis de Europa mediante los tipos de metamorfismo. En su esquema general, caracteriza la orogénesis caledoniana europea por un metamorfismo intermedio de alta presión, la herciniana por un metamorfismo de alta temperatura y baja presión y la alpina por un metamorfismo de alta presión.

En el norte de Portugal, FERREIRA (1965), encuentra dos metamorfismos superpuestos, ambos de tipo barroviense. CAPDEVILA (1969), en Galicia Oriental, llega a la conclusión de que existen tres "suites" de subfacies intermedias de baja presión, comprendidas entre el tipo "Canigou" (GUITARD 1965) y el Barroviense s. str. Sería un metamorfismo en "mosaico". MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE (1970) al estudiar el metamorfismo de la Serie de Porto, llegan a la conclusión de que existen dos metamorfismos superpuestos, uno preherciniano con distena y otro herciniano de presión más baja.

Facies metamórficas: Las zonas de metamorfismo definidas (fig. 22) son solamente indicativas, ya que el estudio efectuado lo ha sido a gran escala. Por existir superposición de varias etapas solamente se han representado las zonas de la fase de mayor intensidad (M_2).

facies esquistos verdes: las muestras estudiadas pertenecen sobre todo a los terrenos situados por encima de la formación Ollo de sapo. Por el estudio de las paragénesis se puede deducir que la mayor parte de ellas se encontró, durante el tiempo que media entre el primer metamorfismo y el segundo, dentro de la zona de la biotita, la cual ha sido posteriormente transformada en clorita. Por tanto, aunque en el segundo metamorfismo, la zona comprendida sea relativamente grande, no lo era en el primer metamorfismo. Durante el tercer metamorfismo, sin embargo, la mayor parte de la zona se encontraba en la zona de la clorita, como lo muestran las paragénesis de clorita, cloritoide y moscovita. A pesar de ello, en los núcleos de los anticlinales llegó a formarse biotita.

facies anfibolitas con epidota: probablemente ocupase la mayor parte de la zona durante el primer metamorfismo, como lo indican las frecuentes asociaciones de minerales que representan un retrometamorfismo. Casi toda la zona oriental, hasta el denominado Ollo de sapo con megacrístales, y una banda más estrecha al N y S de la zona occidental. En el segundo metamorfismo se extendió mucho más, a casi toda la zona oriental y zona occidental excepto el centro de la misma.

facies anfibolitas con almandino: en el metamorfismo primero, afectaba toda la zona central de NW a SE, comprendiendo la formación Ollo de sapo en su facies de megacrystales y los gneises de la serie de Porto. Durante el metamorfismo M₂, queda restringida a los núcleos de migmatización anteriormente descritos (fig. 22).

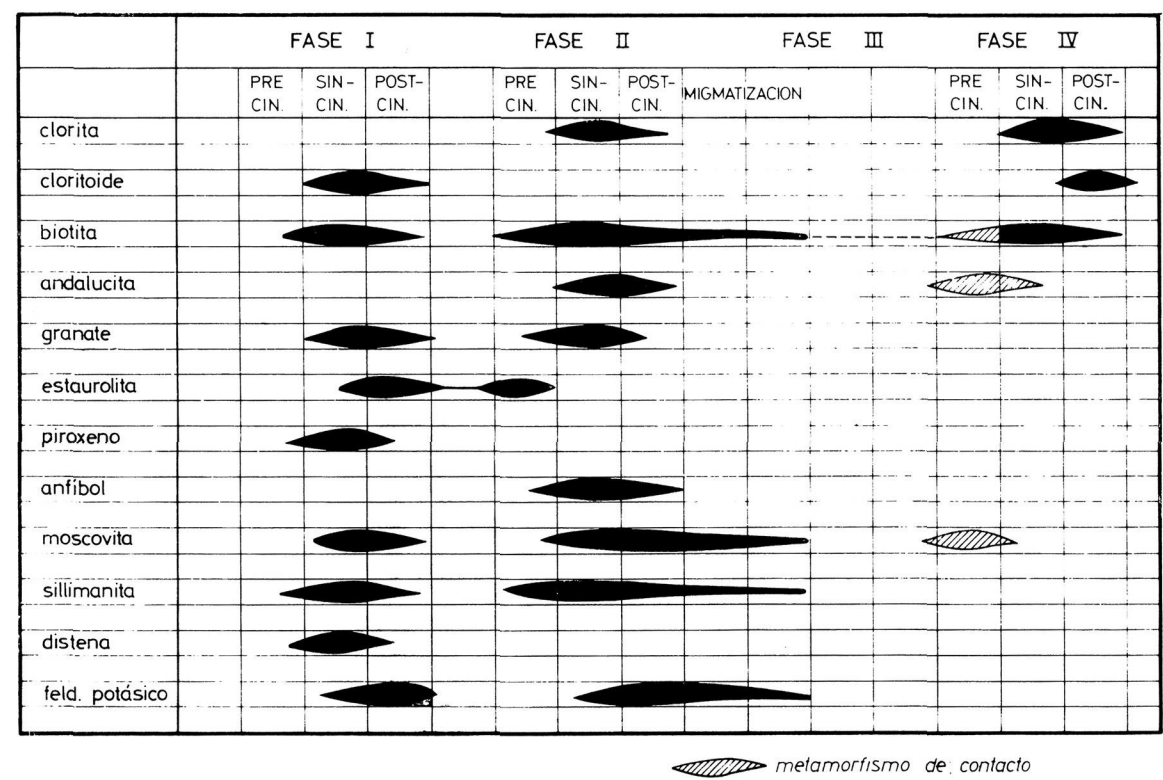


FIG. 23

Esquema de la cristalización de minerales de metamorfismo en relación con las fases de plegamiento en la Sanabria

Conclusiones

La zona ha sido afectada por tres etapas de metamorfismo, asociadas a otras tantas deformaciones, como veremos más adelante. La cristalización de los diferentes minerales se representa en la fig. 23. La primera etapa de metamorfismo M₁, de presión relativamente elevada por los pocos indicios que quedan en la actualidad, afecta a la zona hasta la facies anfibolitas almandínicas en una gran extensión. Este metamorfismo M₁ está asociado a la primera deformación o fase I que será descrita posteriormente. El segundo metamorfismo M₂ asociado a la fase II de deformación, es de presión más baja a intermedia y afecta a toda la zona, aunque sólo llega a la facies anfibolitas con almandino en áreas reducidas. Posteriormente se producen intrusiones

graníticas con metamorfismo de contacto y una tercera etapa M_3 epizonal en toda el área, asociada a la fase IV de deformación.

Las isogradas de las tres etapas de metamorfismo deben de ser aproximadamente paralelas, ya que las dos primeras son fases de deformación isoclinales y de pliegues tumbados o mantos de corrimiento y la tercera pliega la esquistosidad de la segunda en anticlinales y sinclinales de gran radio y de ejes más o menos paralelos a los de la fase II.

ROCAS GRANÍTICAS

MAC PHERSON (*in* PUIG Y LARRAZ 1883, p. 458 s.), efectúa una somera descripción de los granitos de Zamora y distingue tres tipos:

- 1.—Granitos de Sayago, grano grueso, predominio de biotita y grandes cristales de feldespato.
- 2.—Granito de la sierra Segundera, grano fino, cuarzo "granulítico" y gran cantidad de mica magnesia.
- 3.—Granito de Losacio, grano fino y gran predominio de mica blanca.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA & LOBATO (1955) estudian algunas muestras de los alrededores del lago de San Martín y describen diversos tipos de rocas granodioríticas y dioríticas, anfibolitas y un canto rodado de augitita. ARRIBAS (1967) considera dos grupos:

- 1.—Granitos de Sayago, granodiorita biotítica frecuentemente porfídica y con gabarros orientados en la misma dirección que los feldespatos.
- 2.—Granitos de Requejo, cuarzomonzonitas moscovíticas, color claro y grano medio, orientados, con textura gneísica frecuente.

CAPDEVILA & FLOOR (1970) efectúan una clasificación general de los granitos hercinianos del NW de España, considerando que en la Sierra Segundera (NW de Zamora), solamente se encuentran granitos de dos tipos: granitos de dos micas (G_2) y granodioritas tardías (G_4). Los primeros son granitos introducidos en la segunda etapa de deformación herciniana, por lo que se encuentran frecuentemente orientados, y los segundos son posteriores a todas las deformaciones.

DISTRIBUCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE LOS GRANITOS

La zona estudiada se caracteriza por una irregular distribución de las masas graníticas. Hacia el S y el E se encuentran muy escasos afloramientos de hasta unos pocos Km^2 . El mayor de ellos es el de Losacio, situado en un núcleo antiformal. Se encuentra también una pequeña apófisis en Figueruela.

El afloramiento de Losacio atraviesa terrenos del Ordovícico inferior (formación Puebla), mientras que el de Figueruela llega hasta el Silúrico. La zona con mayor concentración de rocas intrusivas se encuentra al N y al W de Puebla de Sanabria, formando la Sierra Segundera y sus estribaciones hasta Galicia y Portugal. Por aquí pasa el límite establecido por CAPDEVILA & FLOOR (1970) como exterior de los granitos G_1 y G_2 . En esta zona se pueden distinguir ya extensas manchas graníticas entre las que destacan cuatro bastante grandes y que hemos denominado granitos de Calabor, Quintana, La Gudiña y Jares. Un afloramiento más pequeño existente en el río Vivey (Cabezo Grande) es del mismo tipo que el Granito de La Gudiña.

En el núcleo de Ribadelago, descrito en el apartado de migmatitas, se encuentran mezclados diversos tipos de rocas graníticas en afloramientos muy pequeños y que acusan en general mayor basicidad. Es imposible aquí la separación cartográfica de los diversos tipos.

Por último tenemos que mencionar la existencia de dos tipos de gneises que hemos descrito como "ortogneises", o sea, como antiguas rocas ígneas deformadas de origen granítico. Uno de ellos es el Ortogneis de San Sebastián (MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE 1970), posiblemente un granito prehercyniano, que aflora en la Serie de Porto y el otro un granito muy deformado que llamamos Gneis de Hermisende, que se encuentra en el seno de la Serie de Porto y junto al Granito de Calabor.

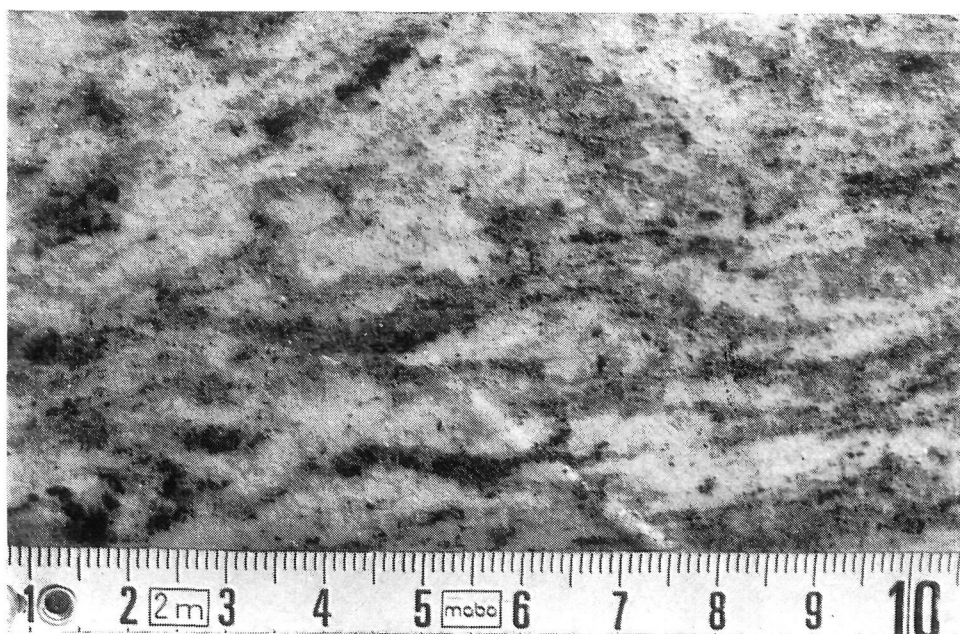


FIG. 24

Foliación metamórfica en el Ortogneis de San Sebastián. Carretera de La Canda a Porto, km. 14 (Zamora)

GRANITOS PREHERCINIANOS

Ortogneis de San Sebastián: aflora en la carretera de La Canda a los embalse de Moncabril en la Sierra Segundera. Presenta una marcada foliación con fenoblastos de feldespato potásico aplastados según ella. La foliación se marca por la orientación de minerales hojosos (fig. 24) como moscovita o biotita y por la orientación de los fenoblastos de microclina (fig. 25). Se caracteriza por la homogeneidad que presenta en todos los afloramientos, variando solamente la proporción relativa de biotita y moscovita, pero siempre es una roca leucocrática y de gran dureza. Es un granito de tendencia alcalina de dos micas. El cuarzo entra en proporción del 25-30 %, en cristales xenoblásticos de 1-2 mm., con algunas formas de alta temperatura englobadas en feldespato. Tiene extinción ondulante, bordes suturados y marcada orientación según la foliación. El feldespato potásico se encuentra en forma de ortoclasa o microclina, con mayor abundancia de la primera que parece ser sustituida por la segunda. Los cristales son xenoblásticos, entre 1-4 mm. Los fenoblastos de microclina engloban numerosas inclusiones de cuarzo, plagioclasa, mica y accesorios. En conjunto constituye entre el 50 y el 60 % de la roca, y la plagioclasa alrededor del 10 %. Esta indica según las medidas efectuadas con la platina universal, que contiene entre el 17 y el 22 % de anortita. Está algo zonada y es sustituida en parte por el feldespato potásico,



FIG. 25

Ortogneis de San Sebastián con porfidoblastos de microclina y foliación replegada por la fase III. Carretera de La Canda a Porto, km. 13,5 (Zamora)

constituyendo pertitas de sustitución. La biotita es casi siempre de color marrón oscuro, en cristales alargados entre 1-3 mm. de longitud. Generalmente no sobrepasa el 3 % aunque puede llegar hasta el 10 %. La moscovita suele ser más abundante, en cristales alargados de 1-3 mm. y llegando a constituir entre el 15 y el 20 % de la roca. Se presentan también dos generaciones y con frecuencia en simplectitas. Como accesorios se encuentran apatito predominante en cristales relativamente grandes, circón en cristales redondeados y prismas aciculares idiomórficos, sillimanita en pequeñas agujitas, granates corroidos y cloritizados. La monacita forma halos pleocroicos en la biotita.

El carácter granítico de esta roca se debe a su homogeneidad en los afloramientos, carácter leucocrático, composición mineralógica, minerales accesorios típicos y plagioclasas zonadas.

Gneis de Hermisende: Solamente hemos observado un afloramiento en la zona de Hermisende, cerca de la frontera de Portugal, ya que el resto debe haber sido englobado por el Granito de Calabor. La roca muestra una acusada deformación (fig. 26). Es de gran dureza, grano fino a medio y aspecto leucocrático con bandas oscuras irregulares. Contiene una gran proporción de feldespato potásico (50-60 %). El cuarzo está entre el 25-35 %, la plagioclasa menos del 10 %. La mica predominante es la moscovita (5-10 %) y la clorita (5 %).

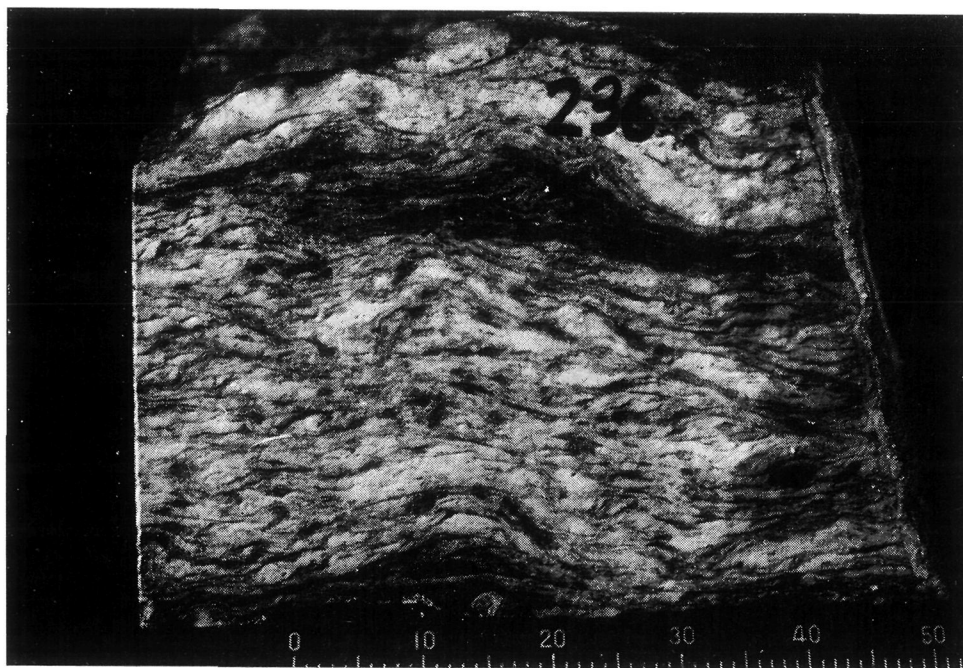


FIG. 26

*Gneis de Hermisende en el que se aprecia una intensa tectonización.
Carretera de Lubián a Hermisende, km. 10,5 (Zamora)*

La característica más destacada de la roca es la cataclasis que ha sufrido. La textura es típica en mortero y todos los minerales están deformados o granulados. Las micas están completamente dobladas y algunas presentan kink-bands bien desarrollados. La cataclasis ha dado lugar a la formación de bandas de deformación diferente de la foliación metamórfica (fig. 26), con cierto parecido a la filonitización pero de mayor intensidad. La recrystalización ha sido intensa, observándose sobre todo en los feldespatos, en que todas las roturas han quedado cicatrizadas y la masa rota ha tomado el aspecto de una agrupación de cristales hipidioblásticos. Esto también se observa en el cuarzo, con textura en mortero. La recrystalización de los minerales indica que no se trata de un proceso tardío, sino que probablemente ha tenido lugar antes del tercer metamorfismo (M_3). La semejanza de composición mineralógica del Gneis de Hermisende con el Ortogneis de San Sebastián y, por otra parte, con el Granito de Calabor, plantea el problema de su correlación con ellos. La cataclasis que ha sufrido, ha podido borrar completamente los caracteres de ortogneis del primero de ellos y por otra parte tal cataclasis, podría haber dado una roca muy parecida a partir del granito de Calabor. Sin embargo, estos dos últimos se encuentran en contacto sin que el segundo presente las características del primero, sino simplemente una orientación observable en la muestra. Tampoco se parecen las milonitas formadas por fallas tardías en el Granito de Calabor. Por otra parte, en el Gneis de Hermisende se encuentra sillimanita en abundancia y la cataclasis se parece a la que presentan algunas rocas de la Serie de Porto. Al estar el Gneis de Hermisende junto al contacto anormal del Cámbrico (Serie de Porto) sobre el Cambro-Silúrico del N de Portugal, pensamos que la cataclasis ha sido causada por este contacto, que, como veremos más adelante, suponemos originado durante la fase II de deformación. Por todo ello, concluimos que el Gneis de Hermisende debe de ser un granito anterior a la fase II y por tanto un granito preherciniano.

GRANITOS HERCINIANOS

a) *zona de Sanabria*: comprende las variedades llamadas de Calabor-Losacio, Quintana, La Gudiña-Cabezo Grande y Jares.

Granito de Calabor: forma una gran masa alargada en dirección NW-SE que aflora desde las cercanías de Requejo hacia el W, al NW de Puebla de Sanabria. A simple vista se observa la orientación de los minerales, tanto de las micas como del cuarzo y feldespatos. Esta se efectúa según planos que buzan netamente hacia el S o SW, entre 45° y 70° . No presentan por lo general fenocristales. El tamaño de grano varía entre medio y grueso. Está ligado a un cortejo filoniano relativamente importante: filones con grandes cristales de turmalina, pegmatitas turmaliníferas, esmeralditas, silexitas, filones de

cuarzo, etc. Junto a la frontera portuguesa existen asociadas al mismo unas importantes explotaciones de estaño. Produce a veces turmalinización en rocas encajantes. También es de notar la presencia ocasional de schlieren y de agujitas de sillimanita que hacen pensar en un origen anatético. El componente más importante es la plagioclasa, una oligoclasa-andesina ácida (40 %), seguida por el feldespato potásico (25-30 %), cuarzo (20 %) y micas (15-20 %), predominando la moscovita. Se trata pues de una *granodiorita moscovítica*. Las plagioclasas suelen presentar zonación oscilatoria (8-15 % An) en cristales de 1-4 mm. y englobar cristales de moscovita y clorita. El feldespato potásico es sobre todo microclina. Sustituye a la plagioclasa con frecuencia y engloba otros minerales. A veces se encuentra biotita en cristales pequeños que engloba circón y xenotima. Como accesorios se encuentran el circón y apatito, en cristales grandes e idiomórficos éste y aquél en cristales aciculares bien formados. La turmalina suele estar frecuentemente.

Comparando con los granitos de CAPDEVILA & FLOOR (1970), se corresponden con los llamados granitos alcalinos de dos micas (G_2), teniendo en cuenta que el Granito de Calabor presenta en general mayor basicidad.

Granito de Losacio: ya descrito por PUIG Y LARRAZ (1883) en relación con filones de plomo, estaño, y antimonio. Es un granito leucocrático de grano fino, con gran cantidad de moscovita que muestra una fuerte orientación. Como en el de Calabor se encuentran pequeños cristalitos de sillimanita que hacen pensar en un origen anatético removilizado. La composición y características son idénticas a las del de Calabor.

Granito de Quintana: es una roca leucocrática en que predomina la biotita sobre la moscovita, porfídica a veces, con cristales de feldespato tabulares de 1-6 cm. y de 0,5 a 1 cm. de ancho, con orientación marcada en algunos afloramientos. Se presenta en masas grandes y alargadas en dirección NW-SE o en pequeños afloramientos dentro del núcleo de Ribadelago. El cuarzo constituye un 20 % de la roca. La plagioclasa entre el 35-40 %, es una andesina con 24 % An, aunque en los núcleos de cristales zonados puede llegar a An_{30} . La zonación es frecuente y los cristales idiomórficos. El feldespato potásico se encuentra representado por ortoclasa y microclina, esta última sustituyendo a la primera en multitud de ocasiones. Es pertítica, casi siempre con pertitas en "cordón", paralelas entre sí y con la deformación (por ejemplo, con la extinción ondulante del cuarzo). También existen pertitas en sustitución de plagioclasas. Los cristales de feldespato potásico son grandes (6-10 mm.) y tardíos, con aspecto irregular y englobando el resto de los minerales existentes en la roca. Las plagioclasas englobadas en él, suelen ser en cristales pequeños e idiomórficos con un borde albítico. La proporción del feldespato potásico es del 35 %. Son abundantes las mirmequitas

sobre todo en los bordes de los cristales de feldespato potásico, cuando estos se encuentran en contacto con plagioclasas.

La biotita es la mica más abundante, en cristales grandes y alargados con inclusiones de circón y rutilo. Presentan una cierta orientación aunque no siempre. Es frecuente, sin embargo, que se encuentren deformadas, con flexuras y kink-bands de dirección aproximadamente paralela a las pertitas anteriormente descritas. La moscovita puede ser abundante, observándose que muchas veces sustituye a la biotita. Otras veces se presenta en forma simplectítica. Como accesorios existe apatito abundante y circón en granos redondeados o aciculares.

Con relación a los granitos del NW, no tienen equivalente por haber sido estos intruidos posteriormente a la fase II pero antes de la fase III (posiblemente como consecuencia de la migmatización).

Granito de La Gudiña y Cabezo Grande: Se encuentran en la parte NW de la zona estudiada. No presentan fenocristales ni orientación marcada. Son de grano grueso, equigranulares y con biotita y moscovita. El feldespato potásico se encuentra en un 20 % aproximadamente. Las plagioclasas son zonadas, cuarzo (30 %) y plagioclasas (40 %). Son pues granodioritas moscovíticas predominantemente. Serían equivalentes a los G₃ de CAPDEVILA & FLOOR (1970).

Granito de Jares: forma una gran intrusión en el NW de la zona estudiada. Presenta megacristales con frecuencia y la biotita es la mica predominante. Asimismo se observan numerosos precursores básicos. Muestra a veces facies rosadas. El cuarzo forma un 10 % de la roca en cristales pequeños irregulares (0,5-2 mm.). La plagioclasa es una oligoclasa en proporción del 40 %, sin tener en cuenta los megacristales. Están zonadas con frecuencia y algo alteradas a sericita y moscovita. El feldespato potásico es microclina y puede llegar a constituir el 30 % de la roca. Se presenta en cristales relativamente grandes (5 mm.) o en megacristales (5-10 mm.), con una zonación marcada por la alineación de cristales de cuarzo de alta temperatura. Estos megacristales son postmagmáticos y engloban gran cantidad de cristales de mica, feldespato y cuarzo.

La mica dominante es la biotita, en cristales grandes (2-4 mm.). Es de color marrón oscuro y cloritizada en ocasiones. La moscovita es poco frecuente y en cristales pequeños. Como accesorios se encuentra circón y apatito. Las mirquequitas son frecuentes. Presentan analogías con los G₄ de CAPDEVILA & FLOOR (1970).

b) *zona de Ribadelago:* se encuentran mezclados con diversos tipos de rocas graníticas básicas y metamórficas, con contactos a veces difusos. Las rocas graníticas son de dos tipos: unas melanocráticas, de grano fino, a ve-

ces orientadas marcadamente, y otras, leucocráticas e irregularmente distribuidas, con contactos no muy claros con gneises y rocas melanocráticas (fig. 17). Del estudio de estas rocas se deduce que se trata de rocas dioríticas y granodioríticas en que las segundas son posteriores a las primeras.

Dioritas de Ribadelago: afloran en la localidad de este nombre junto al Lago de San Martín, donde aparecen constituyendo el melanosoma de una roca agmatítica (fig. 17) en que el leucosoma es una granodiorita similar al Granito de Quintana anteriormente descrito. Por lo demás se las encuentra en afloramientos de unos cientos de m² en la zona de Ribadelago, sobre todo en la zona de las lagunas glaciares de la Sierra Segundera. Los contactos de estas rocas con el Olló de sapo son paralelos a la foliación herciniana. Otras veces muestran un aspecto schliérico, inhomogéneo, como de rocas que han sufrido un metamorfismo profundo y diferenciación. Se trata en realidad de cuarzdioritas con anfíbol o con biotita. Las más abundantes son las segundas.

Las cuarzdioritas biotíticas suelen ser de grano fino a medio, entre 0,5 mm. y 5 mm. La mayor parte de la roca está formada por plagioclasas relativamente básicas (An₂₇₋₃₅) y en cristales idiomórficos, casi todos con marcada zonación y sinneusis de dos o más cristales. Se trata de una roca equigranular casi siempre con una marcada orientación fluidal. El cuarzo es intersticial y fuertemente deformado. La biotita es muy abundante, en cristales irregulares y de diferentes tamaños, entre 0,1 y 2 mm. Los minerales accesorios son sobre todo epidota y allanita automorfa, zonada y con aureola de epidota. Existe moscovita tardía en grandes cristales poiquiloblásticos. El circón suele ser acicular y con terminaciones perfectas. También existe apatito en cristales pequeños.

Las cuarzdioritas anfibólicas abundan en la Sierra Segundera y son similares a las anteriores aunque con notable proporción de anfíbol (hornblenda) en cristales idiomórficos a hipidiomórficos. Este anfíbol parece derivar de la biotita, aunque también parece que los cristales de hornblenda se nuclean alrededor de ésta. A veces existe también moscovita tardía.

En conjunto puede decirse que en cuanto a la presentación y composición mineralógicas presentan ciertas analogías con las G₁ de CAPDEVILA & FLOOR (1970).

Granodioritas de Ribadelago: son idénticas a las granodioritas de Quintana anteriormente descritas. En Ribadelago muestran una mayor confusión con las rocas metamórficas y aspecto diatexítico. Parecen haberse formado al final de la fase II, después de la migmatización regional.

Conclusiones sobre los granitos de Sanabria y Ribadelago

Se encuentran representados en esta zona, varios tipos de granitos comunes en el NW de España, aunque presentan diferencias con respecto a los de Galicia oriental. Los granitos de tendencia alcalina aparecen solamente entre los prehercinianos, siendo los hercinianos francamente calcoalcalinos. Respecto a la edad relativa podemos efectuar la siguiente clasificación provisional:

- G_a—Granitos de tendencia alcalina. Introducidos antes de la fase I. Ortogneis de San Sebastián.
- G_b—Granitos de tendencia alcalina. ¿Anterior a la fase II? Gneis de Hermisende.
- (G₁) G_c—Dioritas y cuarzodioritas. Anteriores a la fase II o al final de la misma. Dioritas de Ribadelago.
- G_d—Granodioritas biotíticas. Emplazadas probablemente antes de la fase III o simultáneamente. Granodiorita de Quintana.
- (G₂) G_e—Granodioritas moscovíticas. Emplazadas durante la fase IV, orientación marcada. Granodioritas de Calabor y Losacio.
- (G₃) G_f—Granodioritas de dos micas. Introducidos posteriormente a la fase IV y antes de las fases tardías. Granodioritas de La Gudiña y Cabezo Grande.
- (G₄) G_g—Granodioritas biotíticas con megacrístales. Posteriores a la fase IV. Granodiorita de Jares.



FIG. 27

Andalucita sincinemática con la fase II. Arroyo Requejo, al otro lado del túnel de La Canda (Zamora) (x 10)

EL METAMORFISMO DE CONTACTO

PUIG Y LARRAZ (1883, p. 199 s.), indica ya la existencia de un metamorfismo de contacto. En la zona estudiada hemos efectuado un estudio microscópico del mismo para poder datar con exactitud la edad de los granitos en que se presenta. Esto sólo es posible con los granitos epizonales o los emplazados en rocas pelíticas. (Calabor y Losacio).

En los esquistos afectados por el emplazamiento del Granito de Calabor se observa la existencia de dos generaciones de andalucita. La andalucita I (fig. 27) se formó antes del final de la deformación que originó la esquistosidad principal (S_2), por lo que está relacionada con el metamorfismo de presión intermedia (acompañada de estaurolita y almandino) que afectó a estas rocas durante la fase II. La andalucita II se diferencia notablemente de la I (fig. 28) y se encuentra en cristales idioblásticos de gran tamaño, con inclusiones carbonosas y englobando completamente la esquistosidad (S_2). A su vez, esta andalucita idiomórfica (fig. 29) parece ser contemporánea o ligeramente anterior a la crenulación de la fase IV. Por ello tanto en Calabor como en Losacio el metamorfismo de contacto es anterior o simultáneo con la fase IV, lo que indica que los granitos se introducen durante la fase IV de deformación. Este hecho se observa por la coincidencia de orientación de los planos de foliación en el granito con los planos S_4 de strain-slip.

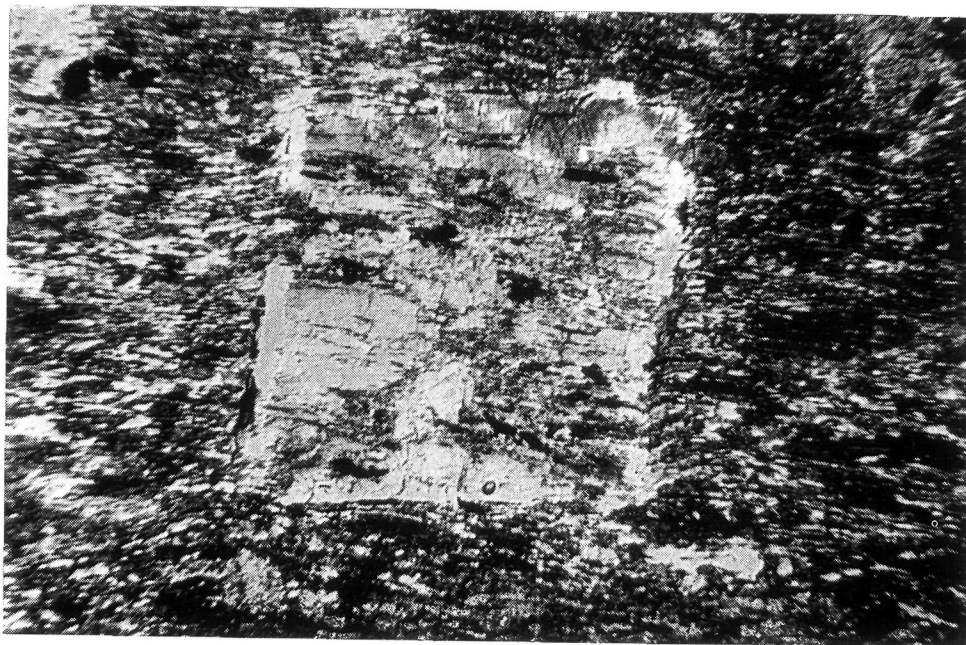


FIG. 28

*Andalucita postcinemática. Metamorfismo de contacto del Granito de Calabor. Carretera de Puebla de Sanabria a Orense, km. 397 (Zamora)
(x 10)*



FIG. 29

Andalucita de metamorfismo de contacto del granito de Calabor afectada por la crenulación de la fase IV. Carretera de Puebla de Sanabria a Orense, km. 395 (Zamora) (x 30)

TECTONICA

Introducción: El estudio más completo sobre la tectónica de la zona que nos ocupa, ha sido hasta la actualidad el de MATTE (1968), que distingue dos fases principales de plegamiento, las dos hercinianas, una de ellas que da lugar a una esquistosidad de flujo y la otra a una crenulación. Posteriormente hemos determinado la existencia de una fase preherciniana (MARTÍNEZ GARCÍA 1971, 1972) a la que se asocia un metamorfismo de presión elevada (MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE 1970). A continuación resumiremos los resultados a que hemos llegado sobre la tectónica de la región de Sanabria y sus relaciones con el metamorfismo, después de un estudio regional.

DEFORMACIONES ANTECÁMBRICAS

No se han observado en la zona estudiada, así como tampoco con seguridad la existencia de Precámbrico. Puede ser debido a que, o no existen, o han sido borradas por las deformaciones y metamorfismo posteriores. En general, del estudio de la importancia de las deformaciones en el Macizo Hespérico, se deduce que no son muy intensas, aunque produzcan discordancias angulares en algunos casos (JULIVERT & MARTÍNEZ GARCÍA 1967).

DEFORMACIONES ANTEORDOVÍICAS (SÁRDICAS)

Ya hemos indicado anteriormente que estas deformaciones no se traducen en la zona estudiada de manera directa mediante discordancias de algún tipo o presencia de conglomerados, pero, como vimos al tratar de la Serie de Porto, no se puede descartar la posibilidad de que exista una etapa de epirogénesis, incluso con introducción de rocas graníticas (Ortogneis de San Sebastián) y con vulcanismo de tipo ácido e intermedio representado por la formación Ollo de sapo. Un poco más al S de la zona estudiada, aparecen conglomerados por debajo de la cuarcita armoricana, que hacia el SW y S, en Portugal, adquieren gran desarrollo (TEIXEIRA 1954, 1955), con gran cantidad de elementos volcánicos. CONDE (1970) encuentra en el centro de Portugal una potente serie volcánica discordante bajo la cuarcita ordovícica. No parece que la intensidad de esta fase llegase en ningún caso a ser tan grande como describe OEN ING SOEN (1970) en Portugal, con una fase de metamorfismo de presión elevada (quizás equivalente a la que colocamos nosotros en el Silúrico).

DEFORMACIONES INTRAORDOVÍICAS

No podemos establecer si existen por no haber encontrado restos fósiles del Ordovícico medio y superior en la zona estudiada. Sin embargo, por los estudios realizados en zonas vecinas (RIEMER 1966, WALTER 1968, MATTE 1968, etc.), parece deducirse que existen series ordovícicas continuas en toda Galicia oriental y que cuando falta algún término, es debido a la discordancia del Silúrico (Wenlock) sobre los terrenos infrayacentes. Por tanto, no parece existir prueba de movimientos importantes durante el Ordovícico ni Silúrico inferior.

DEFORMACIONES INTRASILÚRICAS

Como hemos dicho anteriormente, en casi todo el NW de España, donde existen series determinables, el Wenlock se halla discordante sobre su sustrato. Esto ocurre asimismo en la zona estudiada (MARTÍNEZ GARCÍA 1972), donde se puede observar la existencia de una discordancia angular, aunque enmascarada por las fases de deformación hercínicas. La presencia de conglomerados y grauvacas con cantos de rocas metamórficas en esta serie molásica del Wenlock superior, indica también la existencia de un metamorfismo preherciniano. Por último, las rocas del Silúrico muestran una deformación menos intensa que las infrayacentes, como había sido observado en otras zonas, aunque tomando erróneamente el Silúrico por un Carbonífero debido al hecho de la existencia de restos vegetales (RIEMER 1966, MATTE 1968, etc.).

Esta es la primera vez que se pone de manifiesto la existencia de una etapa de deformación preherciniana, de edad Wenlock en el noroeste de la Península Ibérica.

DEFORMACIONES HERCINIANAS

En la zona estudiada no se han encontrado terrenos postsilúricos ciertos (ni en general en las zonas cercanas del noroeste de la Península), por lo cual no se disponen de datos irrefutables para afirmar que existen fases de deformación hercinianas en la misma. Para ello nos valdremos, sin embargo, de correlaciones con otras zonas de sedimentación continua (zona Cantábrica) y de las edades absolutas obtenidas por otros autores para rocas ígneas de zonas similares o limítrofes. Mediante ellas llegamos a la conclusión de que existen al menos tres etapas de deformación herciniana, a las que se asocian dos metamorfismos.

A continuación describiremos las características más importantes de las fases de deformación observadas en la zona de Sanabria y de sus relaciones con otros acontecimientos, para llegar a la comprensión de su historia geológica y tratar de establecer un esquema tectónico coherente en relación con las unidades estructurales del noroeste de la Península Ibérica.

LAS DEFORMACIONES EN LA ZONA DE SANABRIA

LA FASE I.

Es difícil el establecimiento de la importancia de esta fase en la zona estudiada. Debido a la intensidad de la fase II, la fase I ha quedado casi borrada en la zona de nuestro estudio. Existen excepciones en que la deformación se ha conservado por la naturaleza litológica de los materiales (cuarcitas, calizas). Al microscopio puede ser reconocida en mayor número de ocasiones.

grandes estructuras: debido al fuerte replegamiento posterior y a las especiales características del plegamiento I y de la superposición posterior, no es posible reconocer grandes estructuras de la fase I. Por las estructuras menores observadas y por la intensidad de la deformación, se puede llegar a la conclusión de que dio lugar a grandes pliegues tumbados o mantos de corrimiento hacia el E o SE.

estructuras menores: con respecto a los pliegues se observan diversos ejemplos en el corte del río Vivey. Estos pliegues menores se distinguen por varias causas:

- 1.—por tener ejes de dirección N-NE o N-S
- 2.—por ser replegados por pliegues de la fase II.



FIG. 30

Charnela de un pliegue de la fase I en gneises anfibólicos. Carretera de La Canda a Porto, km. 11,5 (Zamora)

El primer caso se observa en unos gneises anfibólicos del tipo de los descritos anteriormente (fig. 30) en el Km. 11 de la carretera de La Canda a Porto. La charnela es de tipo isoclinal y el replegamiento repite numerosas veces el mismo nivel, que se encuentra afectado por dos fases más claramente visibles.

El caso 2 se observa en las intercalaciones cuarcíticas de la carretera de Porto (fig. 31) y en los niveles cuarcíticos de la formación Puebla en la sierra de la Culebra (fig. 32). En la figura 31, una meso-estructura de la fase IV repliega unos pliegues isoclinales de la fase II y estos a su vez afectan a otros pliegues isoclinales de menor escala. En la figura 32 se muestra el caso en que un pliegue parasítico de la fase I es cortado oblicuamente por otro isoclinal de plano axial casi horizontal (fase II) y éste es a su vez afectado por un pliegue más amplio de la fase III de plano axial inclinado hacia el SW.

En otras ocasiones se observan pliegues de eje vertical, marcados por diferencias litológicas. Tal como ha ocurrido la sucesión de deformaciones en la Sanabria, los únicos pliegues que pueden dar ejes verticales (salvo existencia de una discordancia angular no observada), son los de la fase I, en el caso de haber sido afectados posteriormente por pliegues de plano axial subvertical.

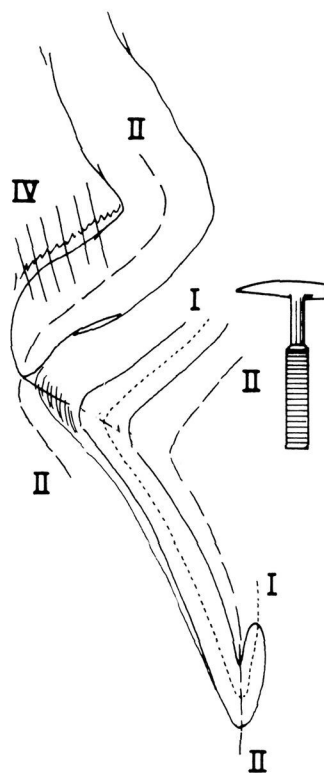
Con respecto a las lineaciones, se observan solamente en casos particulares. En la carretera de Pías a Barjacoba, Km. 1, existe una marcada linea-



a



b



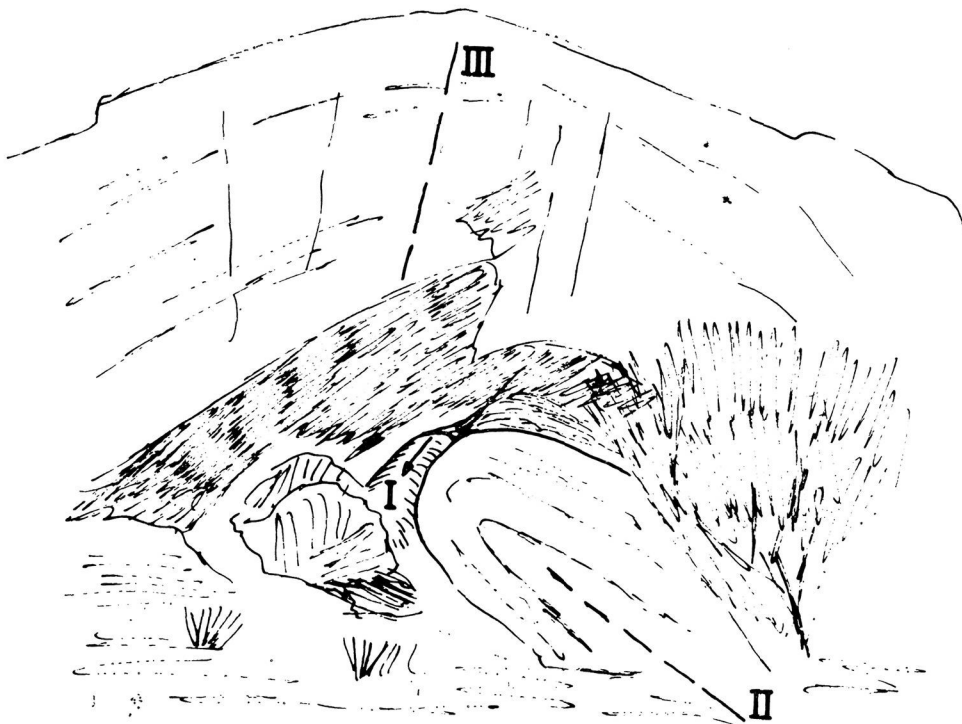
c

FIG. 31

- a) *Pliegue de la fase IV que repliega charnelas de la fase II.*
 b) *Detalle de la figura anterior en que se observan las charnelas de la fase II.*
 c) *Esquema de la fotografía anterior mostrando el replegamiento de una charnela de la fase I por otra de la fase II. Carretera de La Canda a Porto, km. 17,5 (Zamora)*



a



b

FIG. 32

- a) *Pliegue de la fase III en las cuarcitas de la base de la formación Puebla, en cuyo núcleo se observa una charnela de la fase II que repliega una pequeña charnela oblicua de la fase I.*
- b) *Esquema de la foto anterior en que se han representado los planos axiales de los pliegues II y III y la charnela de la fase I. Carretera de Alcañices a Villardeciervos, km. 8 (Zamora)*

ción de tipo B en rocas calcosilicatadas, completamente oblicua a la charnela de un pliegue de fase IV (fig. 33). Esta lineación tiene, una vez restituida, una dirección originaria NE-SW, por lo que la atribuimos a la fase I. Hay que tener en cuenta que la fase II es también muy intensa, y, en la zona estudiada, presenta siempre características homogéneas de dirección y forma geométrica, dato en el cual nos basamos para la atribución de los pliegues a fases diferentes solamente en base a su orientación.

Otras medidas de ejes de pliegues tomadas principalmente en cuarcitas se encuentran representadas en el diagrama de Schmidt de la figura 34a.

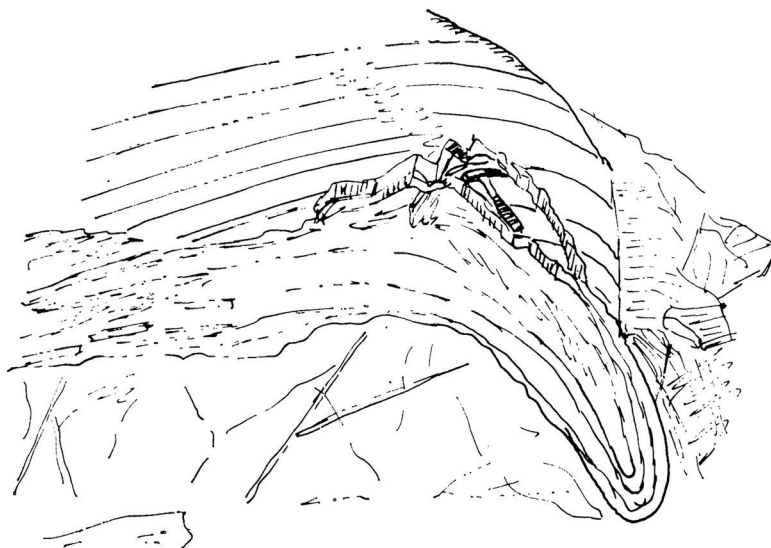


FIG. 33

Lineación tectónica B en rocas calcosilicatadas, oblicua respecto a la charnela de un pliegue de fase IV que dobla a otro de fase II. La dirección de la lineación es N-S. Carretera de Pías a Barjacoba, km. 1 (Zamora) (según foto)

estructuras microscópicas: quizás los argumentos más numerosos en pro de la existencia de una fase de deformación, anterior a la hasta ahora considerada como la primera y que origina la esquistosidad principal, sean de tipo microscópico, basados en las diversas relaciones existentes entre los minerales de metamorfismo, ya que la mayor parte de las rocas de la zona estudiada se encuentran por debajo de la isograda de la clorita y en gran parte por debajo de la de la biotita.

Es muy frecuente observar la existencia de una esquistosidad anterior a la visible en el afloramiento actualmente (S_2), en lámina delgada, así como la presencia de minerales metamórficos anteriores a la deformación causante de esta esquistosidad S_2 . Entre estos minerales se encuentran restos altera-

dos de distena englobada en plagioclasas del metamorfismo principal (MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE 1970). Asimismo restos de estaurolita también alterada, englobada por la esquistosidad principal y con inclusiones orientadas de una esquistosidad anterior (fig. 35). Es frecuente también la existencia de granate de las mismas características (fig. 36), de cloritoide claramente anterior a la fase principal (fig. 37) doblado por la misma, así como de innumerables casos de retrometamorfismo, en todas las rocas de la zona, tanto en la serie de Porto, como en la formación Ollo de sapo (fig. 14) en que se muestran nódulos de biotita, magnetita, clorita y epidota, que posiblemente proceden de la alteración de piroxenos o anfíboles.

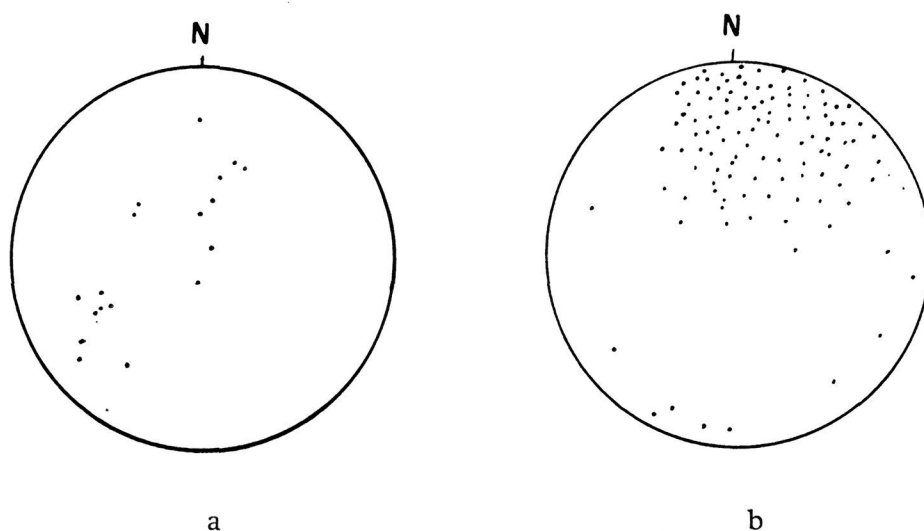


FIG. 34

- a) *Proyección estereográfica de los ejes de pliegues de fase I.*
 b) *Proyección estereográfica de los polos de la esquistosidad S_2 .*

Asimismo, la existencia de los innumerables feldespatos idiomórficos de la formación Ollo de sapo, englobados por la esquistosidad principal y englobando a su vez a diversos elementos de la matriz del Ollo de sapo (figuras 11 y 12) nos habla de una etapa de metamorfismo importante que debe haber sido acompañada por una fuerte deformación.

La esquistosidad anterior se marca igualmente en innumerables casos, como se ve en la figura 39 (moscovita) o en la 38 (sillimanita). En la figura 7 se puede incluso ver que la sillimanita se encuentra plegada y englobada en una plagioclasa del metamorfismo M_2 , siendo el plano axial del pliegue que la afecta paralelo a las biotitas crecidas durante este metamorfismo. La transposición es casi absoluta en la mayoría de los casos. En la figura 38 se observa que la sillimanita se encuentra en arcos muy agudos y que según los planos axiales ha cristalizado la biotita del metamorfismo M_2 o fase II.

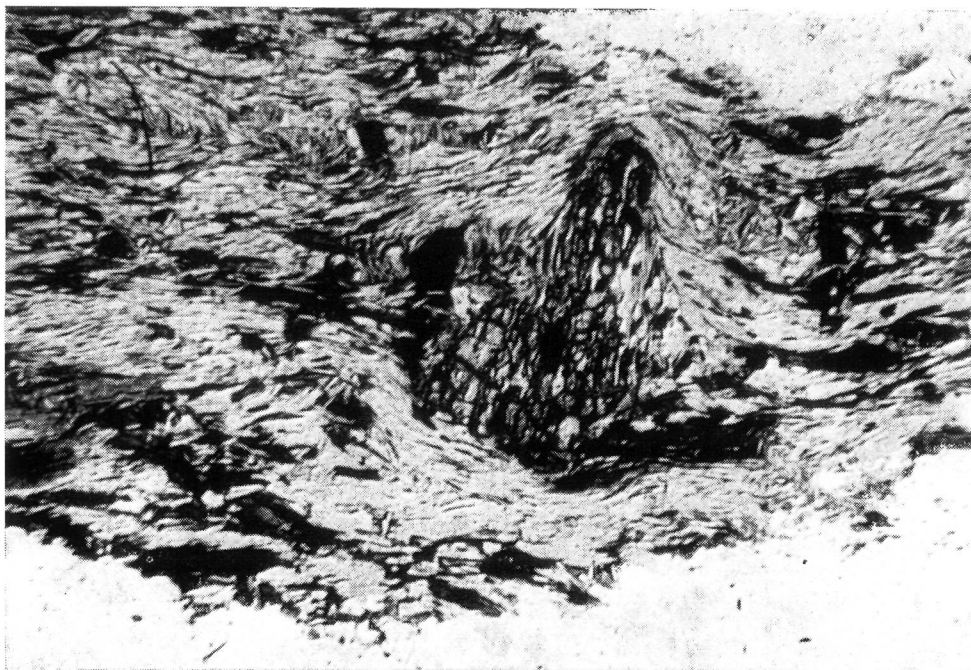


FIG. 35

Estaurolita precinemática respecto a la fase II. Esquistos con estaurolita y almandino. Carretera de Puebla de Sanabria a Orense, km. 398 (Zamora) (x 30)



FIG. 36

Granate precinemático respecto a la fase II, alterado a biotita. Carretera de Pías a Barjacoba, cuarcitas feldespáticas, km. 1 (Zamora) (x 42,5)

Otro indicio está constituido por los numerosos filones de cuarzo replegados isoclinalmente y con una esquistosidad de plano axial que es la esquistosidad S_2 o esquistosidad principal. A su vez, en una lámina delgada efectuada en esta zona axial se observa la transposición de una esquistosidad anterior (afectada a la vez por una crenulación suave de la fase IV en este caso) (fig. 39). Estos filones de cuarzo, que ya existían antes de la fase II, los interpretamos como originados por exudación metamórfica durante la fase I, dada su abundancia y similar comportamiento.



FIG. 37

Cloritoide precinemático respecto a la fase II, alterado a óxido de hierro, cuarzo y pennina. Se observa el cuarzo cristalizado como sombras de presión durante la fase II. Camino de Pedralba de la Pradería a Santa Cruz de los Cuérragos (Zamora) (x 30)

Otro argumento de tipo microscópico nos lo da la foliación del Ortogneis de San Sebastián (fig. 24). Esta foliación se observa replegada por pliegues de la fase II, lo que indica una etapa de deformación de gran intensidad anterior a la misma. El Ortogneis de San Sebastián es un granito de edad ordovícica probablemente, según datos obtenidos en el Laboratorio de Geología Isotópica de Amsterdam (la edad obtenida fue de 450 m.a. aproximadamente, aunque no ha podido ser dada como segura por haber dispuesto solamente de una muestra). De todas formas, todos los datos disponibles sobre esta roca indican una correspondencia con el plutonismo del Ordovícico superior tan frecuente en el NW y Centro de la Península Ibérica (PRIEM *et al.*, 1970).

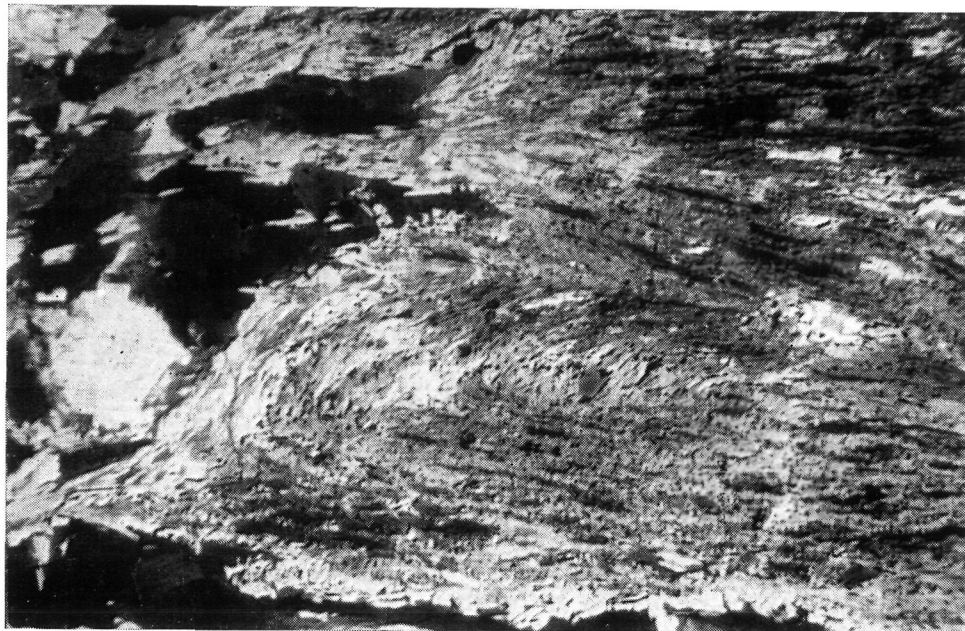


FIG. 38

- a) *Arcos poligonales de sillimanita con biotita cristalizada paralelamente a los planos axiales durante el metamorfismo M_2 . Gneis glandular. Río Tera, aguas arriba de Ribadelago (Zamora) (x 15)*



FIG. 39

Transposición de la esquistosidad de la fase I por la nueva de fase II. Ambas están afectadas por la crenulación de la fase IV. Carretera de Puebla de Sanabria a Castro de Sanabria, km. 1 (Zamora) (x 40)

Conclusiones

De lo anteriormente expuesto se deduce la existencia de una etapa de deformación intensa, acompañada por un metamorfismo de presión relativamente alta (distena + sillimanita), cuyos pliegues menores son isoclinales, de plano axial tumbado y con vergencia hacia el E o SE. Por ello deben de ser pliegues parásitos de una estructura mayor, pliegue tumbado o manto de corrimiento hacia el E. Posteriormente nos referiremos al mismo como argumento con que fundamentar la hipótesis de la traslación lateral.

La existencia de un conglomerado con cantos de rocas metamórficas de edad Silúrico superior en San Vitero (MARTÍNEZ GARCÍA 1972), nos hace atribuir este metamorfismo al observado en los materiales de las series de Porto y superiores, por lo que esta fase puede ser datada entre 450-400 m.a., por afectar a un granito de 450 m.a. y porque las rocas que lo sufrieron habían sido erosionadas hace 400 m.a.

Otros autores (FLOOR 1966, DEN TEX 1966, FERREIRA 1965, ANTHONIOZ 1969, OEN 1970, FERRAGNE 1968) han reconocido asimismo la existencia de un metamorfismo de alta presión preherciniano en el NW de España y Portugal, aunque asignándole diferentes edades (precámbrico los cuatro primeros, cámbrico el quinto y ordovícico el sexto).

LA FASE II.

Es una fase muy intensa y ha originado en todas las rocas de la zona una esquistosidad de flujo que es la que podemos observar en la actualidad. No había sido descrita con anterioridad en la Sanabria. LLOPIS LLADO (1964) había visto pliegues tumbados en Galicia oriental, pero para él, igual que para MATTE (1968), estos pliegues se verticalizaban hacia el E.

Como hemos dicho, esta fase da origen a una esquistosidad de flujo en todas las rocas pelíticas de la zona estudiada (y una fuerte orientación de los cristales de cuarzo en las cuarcitas de la parte superior, así como de los minerales micáceos), y una foliación metamórfica en las rocas mesozonales. Los pliegues formados son isoclinales y de gran envergadura. Su acción se observa en todos los materiales de la zona, incluido el Silúrico superior. No existen discordancias que permitan su datación.

La esquistosidad originada por la fase II (S_2) se encuentra replegada por varias fases posteriores, por lo que en la actualidad muestra diferentes inclinaciones, alrededor de los 30-50° comúnmente, aunque hacia el occidente se observa que está más tumbada. Esto puede ser debido a la diferencia del estilo de deformación (mayor profundidad y metamorfismo) y al efecto de basculamientos posteriores por grandes fallas (p. ej., Falla de Padornelo-La

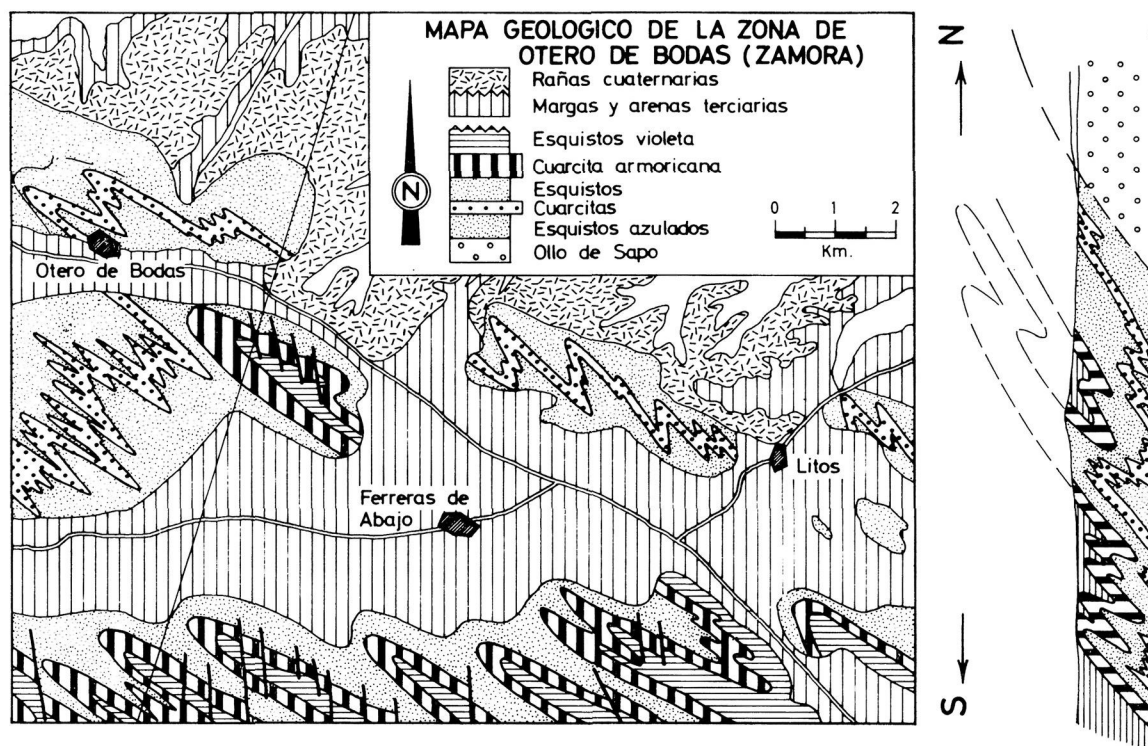


FIG. 40

Mapa geológico de la zona de Otero de Bodas (Zamora). La estructura dibujada por la cuarcita armoricana al SE de esta población es interpretada como un sinclinal parasítico del Manto de Sanabria (fase II), que ha sido replegado por la fase III, como se observa en el corte adjunto

Canda). Reconstruyendo la posición de la esquistosidad antes de las deformaciones posteriores, se llega a la conclusión de que se encontraba casi horizontal o ligeramente inclinada hacia el SW. Esto nos dice que debe de corresponder a una deformación semejante a la del Caurel (RIEMER 1966, MATTE 1968), con enormes pliegues tumbados hacia el NE.

Esta deformación se encuentra ligada a un metamorfismo de presión intermedia caracterizado por la coexistencia de andalucita y estaurolita.

grandes estructuras: dado el estilo de la deformación es difícil cartografiar grandes estructuras de esta fase II. Se puede interpretar como de esta fase la estructura dibujada por la cuarcita armoricana en Otero de Bodas (fig. 40), cuya interpretación se ve en el corte que la acompaña. Es un sinclinal tumbado en que la cuarcita que constituye la Sierra de la Culebra se incurva hacia el interior del núcleo del Ollo de Sapo. Ha sido replegado por la fase III y se han formado así unos pliegues replegados en forma de semiventana en cuyo interior se encuentran pizarras satinadas rosadas superiores a la cuarcita de la Culebra. Este pliegue tiene unos 2 Km. de envergadura y lo consideramos como un pliegue menor de otra gran estruc-

tura denominada *manto de Sanabria*, manto de corrimiento de primer orden con una envergadura superior a los 75 Km. El frente de este manto aparece cerca de Ponferrada. Su deducción se ha efectuado, además de por indicación de las estructuras de órdenes menores, por la gran diferencia existente entre la estratigrafía del Cámbrico en la zona de Sanabria y la de la zona de Ponferrada-Astorga-Lucillo (NOLLAU 1968). En esta zona, el vulcanismo ácido presente en el Cámbrico es de menor importancia, pero aún existen grandes semejanzas entre las respectivas partes basales.

El cabalgamiento de la zona del Olla de sapo sobre el sustrato se efectuó al final de la fase II. Hemos interpretado como el frente posterior del manto, la zona tectonizada situada al S de Hermisende y que ha afectado al Gneis de Hermisende. También se deben a este gran corrimiento, las blastomilonitas de la Serie de Porto, que han sido descritas anteriormente y que afloran relativamente lejos del frente posterior debido al replegamiento de la fase IV. Esta interpretación se halla explicada en el corte de la figura 59, en que se relaciona la zona de la sierra Segundera con los complejos básicos del norte de Portugal.

En la figura 34b se representan la proyección estereográfica de los polos de la esquistosidad de la fase II.

estructuras menores: se caracterizan los pliegues de la fase II por su isoclinalidad, tratándose de pliegues *rigurosamente paralelos* en las ocasiones en que ha sido posible observarlos en afloramiento. En su origen fueron tumbados y con esquistosidad de plano axial perfectamente desarrollada en todas las zonas, sea cual sea su profundidad. Los ejes de los pliegues de la fase II llevan una dirección NW-SE e inclinación variable entre NW y SE según la posición que ocupen respecto a los pliegues de la fase III y el flanco de los pliegues de la fase IV en que se encuentren. Esta inclinación axial, no suele sobrepasar, sin embargo, los 30°, en lo cual se diferencian también de los pliegues de la fase III, cuyos ejes no suelen pasar de 11° de inclinación.

La escala de estos pliegues es desde centimétrica (fig. 41) hasta de 100 m. o más de envergadura (fig. 42). La representación estereográfica de la proyección de ejes de pliegues de la fase II se encuentra en la figura 43a. En la Serie de Porto se suelen observar estos pliegues en capas de gneises anfibólicos, cuarcitas y rocas calcosilicatadas, generalmente replegadas por la fase IV. Igualmente se observan como hemos dicho, afectando al Ortogneis de San Sebastián y a los filones de cuarzo de segregación metamórfica de la fase I. Estos últimos son muy patentes en la formación Olla de sapo y en los esquistos de la formación Puebla.

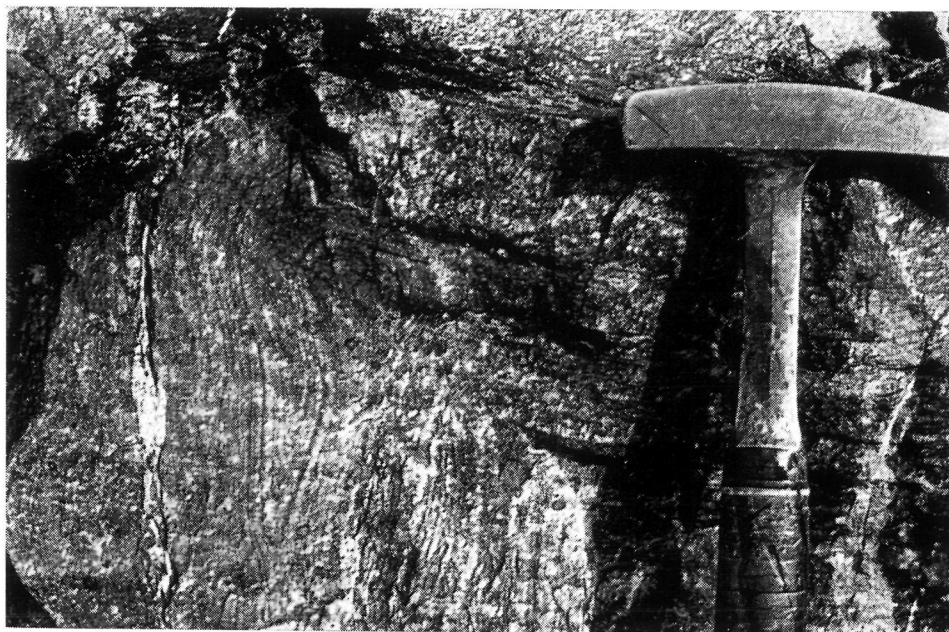


FIG. 41

Pliegue menor de la fase II replegado por la fase IV. El pliegue II afecta a una foliación metamórfica preexistente. Cuarzitas y esquistos de la Serie de Porto. Carretera de La Canda a Porto, km. 11,7 (Zamora)

En la sierra de la Culebra se encuentran representados los pliegues de la fase II por charnelas isoclinales en el núcleo de pliegues de la fase III (figs. 42 y 32). Si efectuamos la reconstrucción de la orientación del plano axial S_2 antes del plegamiento III, observamos que se hallaba horizontal, mientras que los planos axiales de los pliegues de la fase III están casi siempre inclinados hacia el SE.

estructuras microscópicas: al microscopio se observa en diversas ocasiones que la esquistosidad que parece primaria (de flujo, según la nomenclatura comúnmente empleada para distinguirla de la crenulación o fractura), es en realidad una transposición de otra anterior. Si queremos, se trata por tanto de una fortísima esquistosidad de crenulación en que las nuevas superficies están tan poco separadas que es casi imposible distinguirla de una esquistosidad primaria de flujo. La recrystalización y reorientación de los minerales anteriores ha sido casi absoluta, aunque, como es natural, quedan reliquias que nos servirán para deducir los acontecimientos. Entre ellas están las anteriormente descritas (figs. 7, 35, 36, 37, 38 y 39). En las zonas de menor metamorfismo, es patente aún en ocasiones la transposición efectuada por la fase II. En la figura 44 se observa una muestra en que la esquistosidad predominante es S_2 , y que al ser estudiada en lámina delgada deja ver que los pliegues agudos de la fase II, que se destacan por la alterancia de capas cuarcíticas y pelíticas, doblan a su vez una esquistosidad

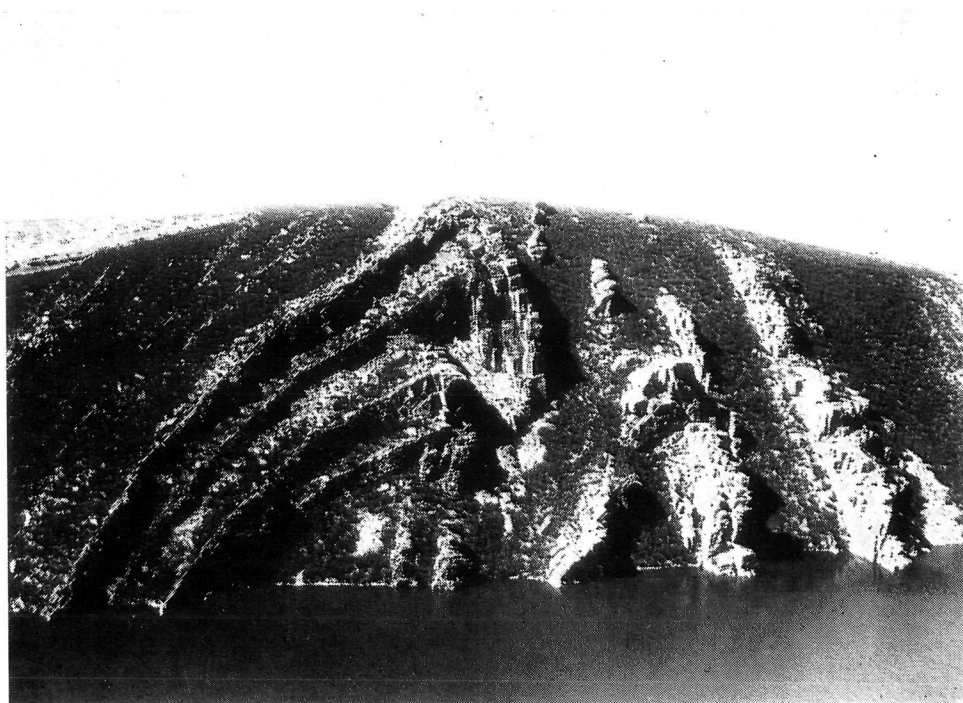


FIG. 42

Pliegue de fase III, de plano axial inclinado hacia el SW que pliega una charnela de la fase II de flancos paralelos. Embalse del Esla al NW de Montamarta (Zamora)

anterior S_1 marcada por láminas de moscovita. En este caso, la esquistosidad S_2 no es muy apretada debido a la litología del material.

En la figura 39 se observa la transposición de S_1 en S_2 en esquistos del Ordovícico inferior, por encima de la formación Ollo de sapo. Los pliegues

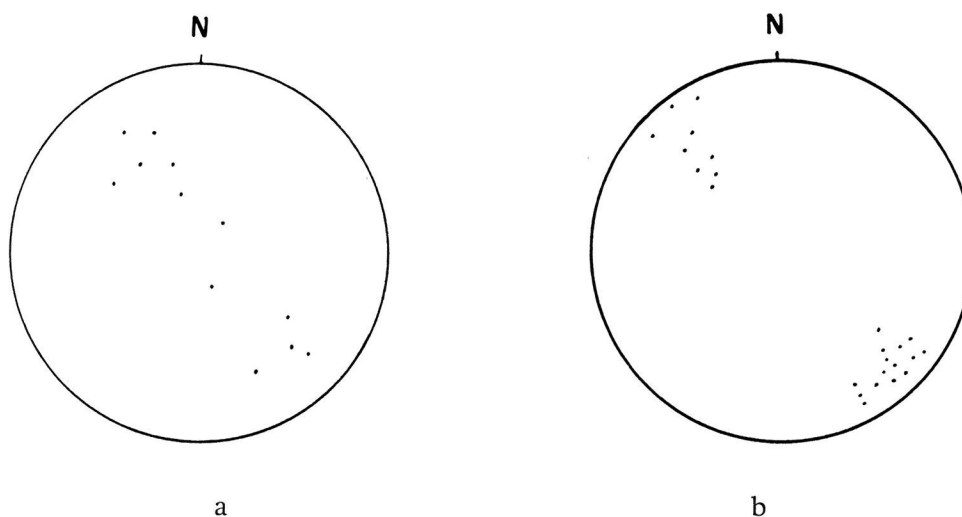


FIG. 43

- a) *Proyección estereográfica de ejes de pliegues de la fase II.*
- b) *Proyección estereográfica de los ejes de pliegues de la fase III.*

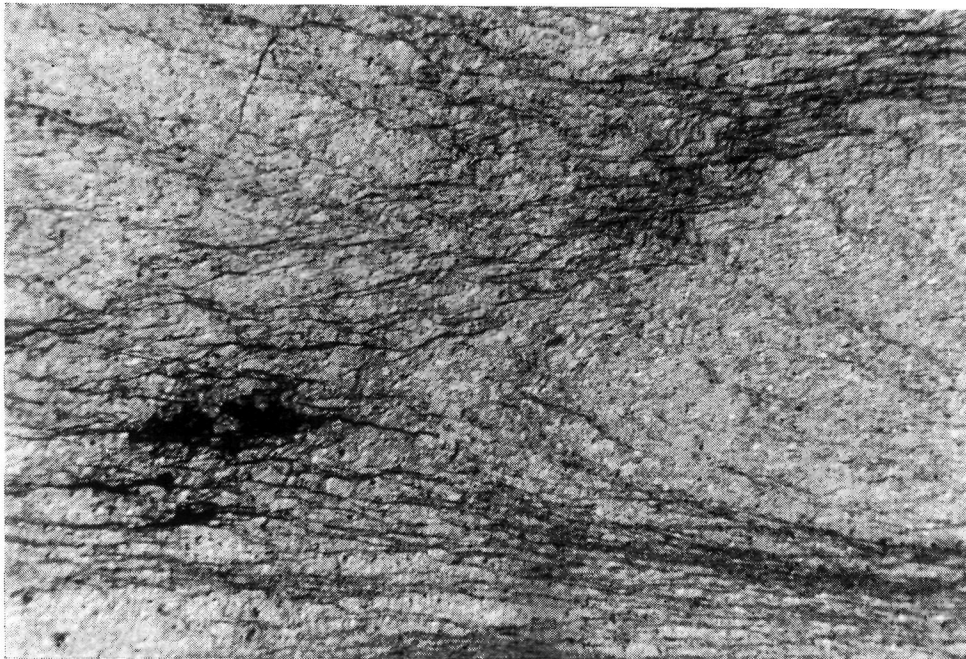


FIG. 44

Micropliegue de la fase II con esquistosidad de plano axial que traspone una esquistosidad preexistente. Carretera de Puebla de Sanabria a Orense, km. 424 (Zamora) (x 10)

de una capa cuarcítica (fig. 45) intercalada en estos esquistos, son típicos de la fase II y nos muestran que la nueva esquistosidad S_2 es de plano axial de los mismos. Estos pequeños pliegues son a veces tan apretados que han llegado a soldarse y formar fold-mullions en diversas ocasiones (figs. 46 y 47).

Con grandes aumentos, se observa también en las zonas de mayor metamorfismo, la existencia de arcos poligonales, sobre todo de moscovita, biotita y sillimanita. Los arcos de sillimanita son muy patentes y a veces de gran longitud (fig. 38), observándose la biotita de la generación II, cristalizar paralelamente a los planos axiales de los arcos.

En cuanto a las relaciones de los minerales del metamorfismo con la fase II, en la figura 35 se observa que en general, la estaurolita es precinemática o son restos del metamorfismo M_1 , ya que en muchos casos engloba una esquistosidad diferente y está casi completamente alterada y englobada en la esquistosidad S_2 .

El cloritoide es claramente precinemático o anterior (de la fase I), ya que se encuentra en el mismo caso que la estaurolita, siendo completamente englobado por la esquistosidad S_2 (fig. 37). Incluso se observa que los cristales bacilares de cloritoide se han alterado a unas barras de óxidos de hierro, clorita y cuarzo. Las barritas de óxidos de hierro están rodeadas por

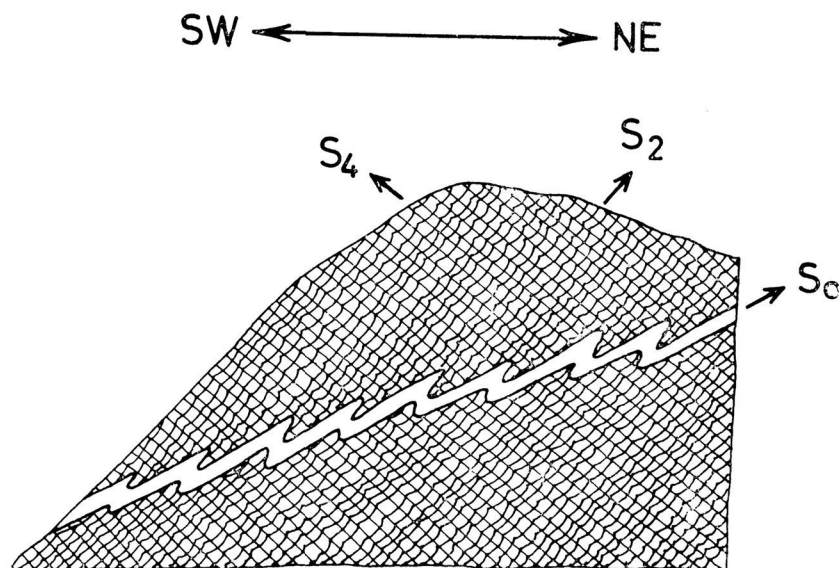


FIG. 45

Pliegues parasíticos de la fase II en una intercalación cuarcítica de la base de la formación Puebla. La esquistosidad de plano axial S_2 se encuentra a su vez crenulada y aparece una nueva esquistosidad de strain-slip (fase IV) inclinada hacia el NE. Camino de Cional a la sierra de la Culebra (Zamora)

la clorita (pennina) y el cuarzo ha cristalizado en forma de sombras de presión debidas a la fase II. Las barras de óxido de hierro han llegado a ser dobladas por la deformación II, hasta dar verdaderas eses, lo cual indica que el mineral se hallaba ya alterado cuando esta tuvo lugar.

El granate (almandino), es normalmente sincinemático con la fase II. Puede ser que derive de antiguo cloritoide o de estaurolita. En algunos casos, se observa que es post-cinemático, por su idiomorfismo (fig. 10), aunque está afectado por fracturas paralelas que indican una fase posterior (probablemente la fase IV). La enorme alteración sufrida por estos almandinos es sin duda debida a la acción de la intrusión de rocas graníticas cercanas (Granito de Calabor).

Aunque existen biotitas precinemáticas en grandes cristales, la mayor parte de las mismas es sincinemática, ya que se encuentra siempre orientada según los planos S_2 . Existen también cristales de biotita posteriores a la fase II, pero la mayor parte están relacionados con la intrusión de granitos o con el tercer metamorfismo (fase IV, fig. 52).

La andalucita es sincinemática tardía, ya que a veces engloba parte de la esquistosidad principal (fig. 27), pero se encuentra claramente englobada por ésta en cristales de formas ahusadas y sin pleocroísmo, que difieren completamente de los crecidos durante el metamorfismo de contacto (fig. 28).

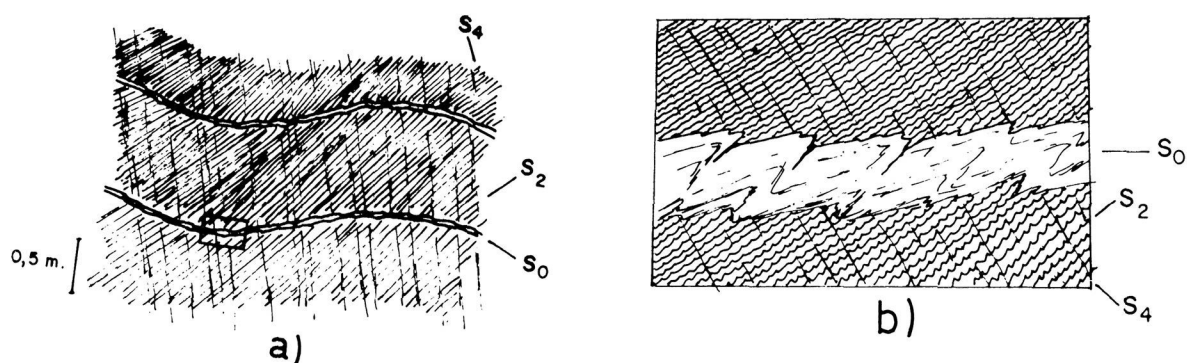


FIG. 46

- a) Relación entre estratificación aparente (capa tectónica), esquistosidad de flujo y esquistosidad de strain-slip en esquistos de la base del Ordovícico.
- b) Mullions formados en la capa tectónica de la figura anterior, por pliegues parasíticos de la fase II (fold-mullions) que tienen la esquistosidad S_2 de plano axial. Esta se encuentra a su vez afectada por superficies de strain-slip irregulares. Camino de Rioconejos a la sierra Cabrera Baja (Zamora).

La sillimanita aparenta ser precinemática o sincinemática en la mayor parte de los casos (fig. 38) aunque se puede pensar que en parte es mimética de otros minerales anteriores y que incluso cuando forma arcos poligonales, puede tratarse de un mimetismo de moscovita, biotita u otros minerales de la fase I que fueron doblados por la fase II.

La moscovita puede ser sincinemática o postcinemática, aunque este último caso, parece deberse a la influencia de la migmatización regional o a la intrusión de los granitos.

Conclusiones

Es una fase de gran intensidad, en la que ha tenido lugar la formación de una esquistosidad nueva, de plano axial, subhorizontal, y que ha llegado a borrar casi todas las características de la fase anterior. Los pliegues de esta fase son vergentes hacia el NE y muy apretados. Por comparación con zonas vecinas y por la intensidad del plegamiento, se puede concluir que da lugar a mantos de corrimiento, posiblemente evolucionados a partir de un pliegue tumbado (como el del Caurel) hacia el NE, cuya traslación es del orden de los 80 Km., suponiendo que el frente del manto se encuentre cerca de Ponferrada (fig. 1). Esta fase afecta a todos los terrenos existentes en la zona estudiada, con excepción de los terciarios. Da lugar a un metamorfismo M_2 de presión intermedia, que llega hasta la mesozona profunda-catazona superior. Durante la misma tiene lugar la intrusión de pequeños núcleos de dioritas y granodioritas (visibles en la zona de Ribadelago). Al final de la etapa tiene lugar una migmatización relativamente intensa.

LA FASE III.

Es la que da lugar a las estructuras más visibles. Los pliegues de la fase III pueden ser intensos, pero no tan apretados como los de la fase anterior. El plegamiento ha sido de tipo concéntrico y similar a la vez, pero generalmente sin formación de superficies penetrativas con excepción de alguna crenulación débil en algunas ocasiones. Se distinguen con facilidad de los anteriores porque doblan una esquistosidad de flujo. Los pliegues son vergentes asimismo hacia el NE y sus ejes llevan dirección NW-SE, como la fase II, aunque con una diferencia de unos 15° . Los pliegues se observan en los dos flancos de la antiforma del Olló de sapo con diferente inclinación axial, lo que como veremos, ha sido originado por el plegamiento de la fase IV. No parece haber tenido lugar metamorfismo durante esta fase. El plegamiento ha tenido casi las mismas características en las zonas de mayor metamorfismo que en las de poco. En las zonas de migmatización se distinguen por doblar las capas de leucosoma formadas durante la misma.

grandes estructuras: Las mayores estructuras observadas son los pliegues de la sierra de la Culebra (fig. 61). Probablemente el nombre de la misma se debe a estos pliegues, que se observan perfectamente desde los collados con apariencia de una enorme serpiente petrificada. Son pliegues de varios centenares de metros de envergadura y hasta de más de 1 Km. Aunque parece que doblan una sola capa de cuarcita (la cuarcita armoricana)

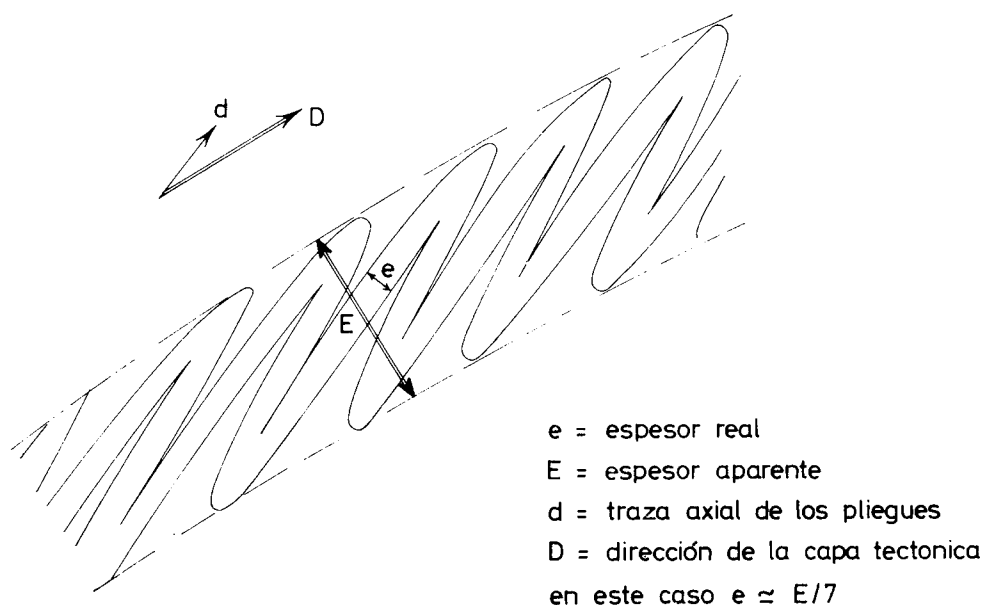


FIG. 47

Esquema de una capa tectónica

en la sierra de la Culebra, en realidad se trata de una *capa tectónica*, en que el espesor medio total es la suma de varias veces el espesor real de una capa repetida por el plegamiento anterior (fig. 47). Por ello se puede sacar la deducción de que el espesor real es casi la séptima parte del aparente (en este caso unos 250 m.), por lo que la cuarcita no debe de sobrepasar en realidad los 35 m. Estos grandes pliegues doblan a la esquistosidad de la fase II. A su vez, la cuarcita había sido ya plegada por la fase I, pero los pliegues de esta fase observados en la cuarcita son pequeños (fig. 32) y no podemos decir exactamente cuál ha sido la magnitud del acortamiento de la misma. lo tanto habrá que restar a la potencia aparente de la misma un factor, que puede incluso ser del 50 % si la intensidad de la primera fase ha sido comparable a la de la segunda. Esto nos induce a atribuir a la cuarcita de la Culebra un espesor entre 30 y 50 m. aproximadamente. La realidad de este hecho se observa incluso en la fotografía aérea, en que las capas duras de la cuarcita forman un ángulo débil, 10-15° con el muro y techo aparentes de la capa (o sea, con la envolvente de las charnelas) (fig. 47).

Estos pliegues grandes de la fase III tienen plano axial inclinado hacia el SW entre 45 y 75°, mostrando por tanto tanto una marcada vergencia hacia el NE, al igual que la fase anterior. Se observa que hacia el NW de la zona estudiada, el plano axial se tumba, quizás por la mayor profundidad de deformación o por el efecto de los basculamientos posteriores como indicamos anteriormente. Se caracterizan por su casi perfecto cilindrismo, ya que, al ser sus ejes casi horizontales (con una inclinación máxima de 11°), se puede caminar sobre una charnela casi durante 60 Km. hacia el SE (fig. 61). En la figura 42 se muestra uno de estos pliegues de plano axial subvertical, situado en el embalse del Esla, en el extremo SE de la zona, el cual repliega otro de la fase II. En la figura 32 se muestra otro pliegue de la fase III de menor envergadura en cuyo núcleo existe una charnela de la fase II que a su vez dobla otra de la fase I.

Por efecto de la fase IV, los pliegues de la fase III han sido doblados según un plano que forma ángulo de 15-25° con sus ejes, por lo cual muestran diferente inclinación axial al N y al S de la antiforma del Olló de sapo, que es una estructura de la fase IV. En la figura 43b se encuentran representadas las proyecciones estereográficas de algunos ejes de dichos pliegues, en las que se pueden observar que mientras en la sierra de la Culebra la inclinación axial es hacia el SE, en la sierra de la Cabrera, es hacia el NW. La inclinación axial disminuye hacia el S de la sierra de la Culebra, hasta llegar a ser casi horizontales al N de Zamora, en las sierras de las Carbas y Cantadores (fig. 61).

También en la Serie de Porto se observan estructuras de este orden, pero no se han traducido en la cartografía debido al mal afloramiento.

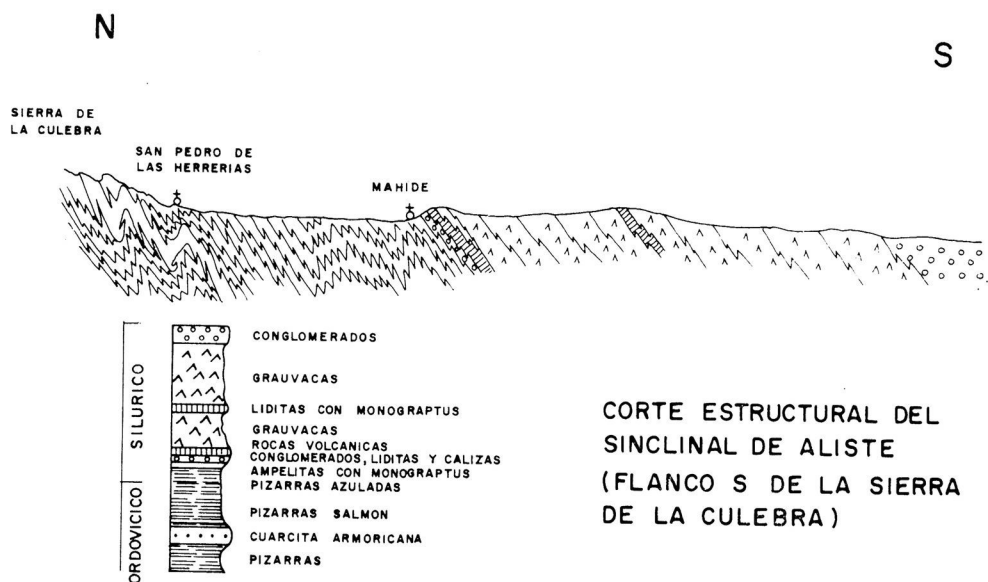


FIG. 48

Corte geológico del flanco S de la Antiforma de Sanabria (Zamora) en que se ha representado la esquistosidad principal S_2 replegada por la fase III

Por la vergencia de los pliegues, la esquistosidad principal S_2 se encuentra siempre o casi siempre, inclinada hacia el SW, como se observa en la figura 34b en que han sido representados los polos de esquistosidades S_2 . Este diagrama representa una foliación plegada y no una esquistosidad de abanico, como sería en el caso de que esta esquistosidad fuese de plano axial de los pliegues anteriormente descritos.

También se observa en el mapa la existencia de fallas paralelas al plano axial de los pliegues de la fase III, lo que nos dice de unas condiciones mecánicas de formación más superficiales que las anteriores. En la sierra de la Culebra se observa la existencia de varios de estos pliegues-falla sintectónicos (figs. 48 y 61).

estructuras menores: en toda la zona estudiada se observa la existencia de numerosos pliegues menores de la fase III que doblan a la esquistosidad de flujo de la fase II (fig. 51). A veces presentan una lineación tectónica de tipo B. Se observan sobre todo en la Serie de Porto, por las acusadas diferencias litológicas, primarias y debidas a la migmatización. Se caracterizan por deformar las capas de neosoma formadas al final de la fase II (fig. 16) y por doblar a los pliegues de la fase II. En la figura 32 se observa un pliegue de la fase III que dobla a otro de la fase II que a su vez dobla una charnela cuarcítica de la fase I.

Los pliegues de la fase III se observan también en la formación Ollo de sapo, aunque con mayor dificultad por causa de su homogeneidad litológica.

Un esquema de la superposición de las tres primeras fases de plegamiento se encuentra en la figura 49.

Conclusiones

Es una fase de gran intensidad en la zona estudiada, aunque menor que la anterior y de características más superficiales, sin formación de superficies penetrativas en los materiales afectados. Forma pliegues de vergencia NE, subhorizontales y con ejes de orientación NW-SE. Durante esta fase o antes de la misma se produce la intrusión de granodioritas en el NW de la zona (Granito de Quintana). Forma los pliegues más visibles de las sierras de la Culebra y de la Cabrera.

LA FASE IV.

Es una fase que no se presenta en todos los afloramientos con la misma intensidad. En general presenta características de mayor profundidad que

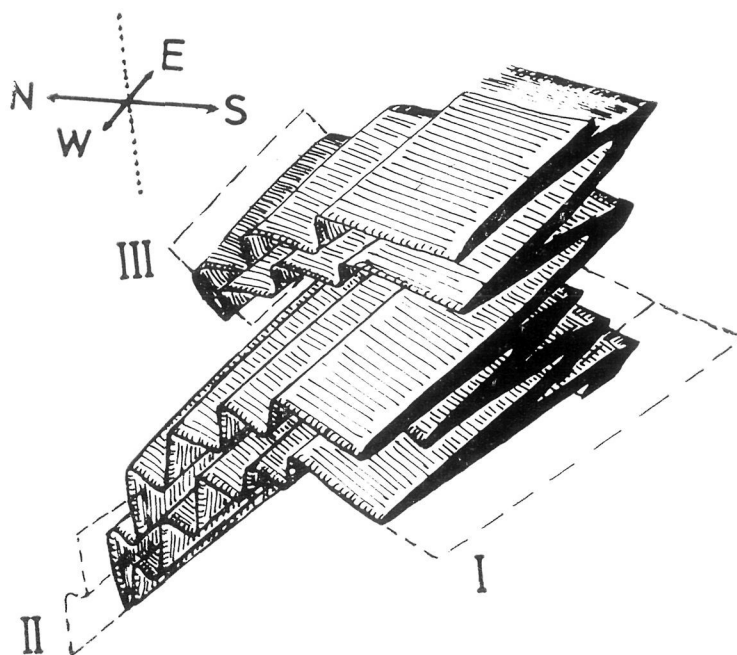


FIG. 49

Esquema de la superposición de las fases de plegamiento I, II y III

la anterior, pero de intensidad irregular. Ha dado lugar a las estructuras mayores de la zona y a la configuración general de los afloramientos. Su orientación no es siempre la misma, como discutiremos más adelante. Se caracteriza sobre todo por las estructuras microscópicas y las de grandes dimensiones. Origina un metamorfismo que llega hasta la zona de la biotita. Se reconoce en el afloramiento por las superficies penetrativas, inclinadas fuertemente hacia el NE. En la cartografía porque deforma las estructuras originadas en la fase III (ver mapa). A veces es difícil separar las superficies S_1 de las S_5 originadas en la primera de las fases tardías, aunque suelen estar menos espaciadas las primeras y si están juntas se observa la diferencia de orientación.

grandes estructuras: la mayor estructura observada es la llamada "antiforma del Olo de sapo" (fig. 57) originada al replegar el pliegue tumbado o manto de corrimiento de la Sanabria (fase II). La dirección general del eje de esta antiforma es WNW-ESE, formando un ángulo de 15-25° con la dirección de los pliegues de la fase III y de unos 10-15° con las direcciones de los ejes de la fase II. Es prácticamente perpendicular a la dirección de los pliegues de la fase I. Hacia el W se diferencian dos antiformas a partir de ésta (fig. 57). Otras dos grandes estructuras situadas respectivamente al N y S de la anterior, son las sinformas de Truchas y de Alcañices. Como hemos dicho antes, es la antiforma de Sanabria la que repliega los pliegues de la fase III y diversifica la inclinación axial (fig. 43b).

Pliegues de carácter intermedio se observan en los alrededores de Palacios de Sanabria (fig. 61), en que se observa su carácter poco apretado en general. La vergencia es hacia el SE.

estructuras menores: se encuentran replegando la esquistosidad principal S_2 y originando nuevas superficies S_4 de fractura o strain-slip sub-verticales o fuertemente inclinadas hacia el NE. En general, la característica fundamental de la fase IV es la formación de una *crenulación* marcada (fig. 50). Esta es un microplegamiento observable con lupa y a veces a simple vista. Los pliégulos son de 1 mm. de envergadura o algo menos en las zonas con menor metamorfismo. Este microplegamiento puede ir o no asociado a una esquistosidad de strain-slip cuyas superficies están separadas 1 mm. en la mayor parte de los casos. Otras veces la separación es algo mayor.

Es indudable que la fase que ha producido estas superficies penetrativas es la IV y no la III, ya que las vergencias son completamente diferentes. Tanto en el flanco N de la antiforma de la fase IV como en el S la inclinación de S_4 es siempre hacia el NE. El efecto de la fase IV se observa en todos los terrenos representados en la zona, exceptuando los terciarios.

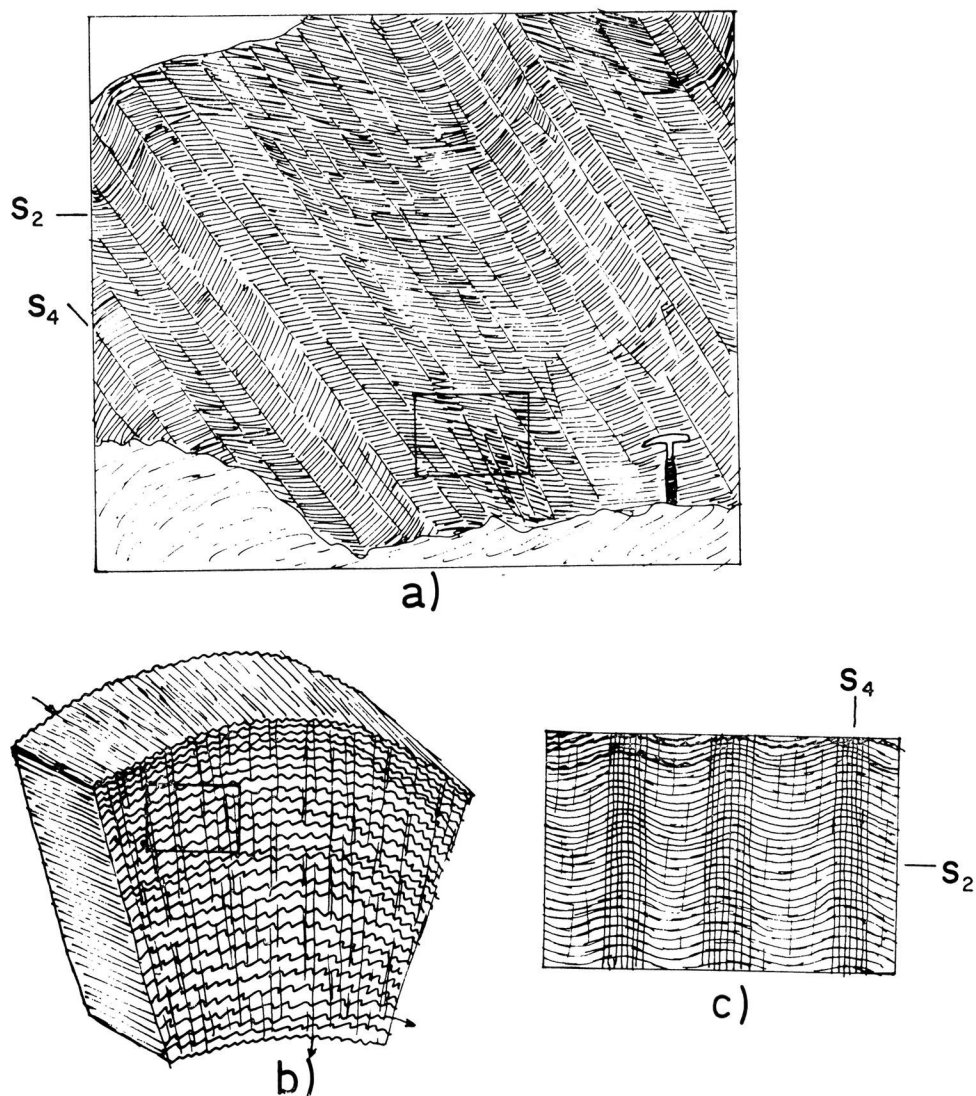


FIG. 50

- a) *Aspecto general del replegamiento de la fase IV, con las superficies de strain-slip inclinadas hacia el NE.*
- b) *Detalle de la figura anterior en que se observa que el replegamiento mayor va acompañado de un microplegamiento.*
- c) *Charnelas de los micropliegues con la posición de las superficies de strain-slip. Camino de Muelas de los Caballeros a Vega del Castillo (Zamora).*

En el NW de la zona estudiada se produce un cambio en la orientación de los planos axiales de los pliegues IV y asimismo deja de observarse la presencia de superficies continuas de trasposición (fig. 51). La inclinación ahora es hacia el SW, con una diferencia de 20-30° con respecto a la zona oriental. Esto es debido a la diferencia de profundidad de la deformación, así como al efecto de las basculaciones posteriores por la falla de Braganza-Requejo y otras más occidentales. El que no se encuentren aquí

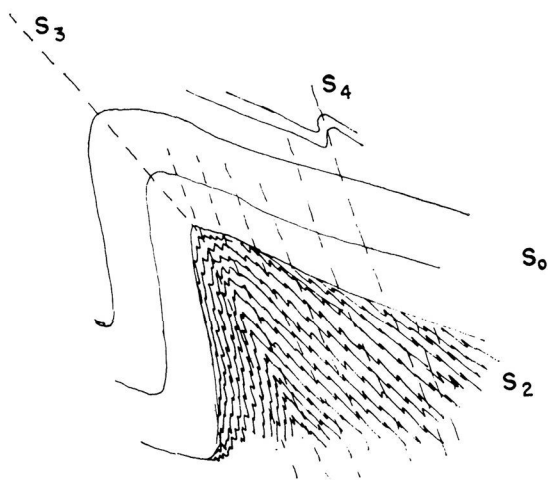


FIG. 51

Relación entre la estratificación, esquistosidad de flujo (S_2), pliegues de la fase III y crenulación de la fase IV en cuarcitas y esquistos de la Serie de Porto. Los planos axiales de los pliegues de las fases III y IV se encuentran inclinados hacia el SW. Carretera de La Canda a Porto, km. 11,8 (Zamora)

superficies similares a las de strain-slip quizás se deba a la mayor plasticidad de los materiales.

estructuras microscópicas: se pueden ver al microscopio diversos tipos de reorientación mecánica de los minerales micáceos en las rocas pelíticas por efecto de la crenulación de la fase IV. De todas formas no se llega en la zona estudiada a una trasposición como la efectuada por la esquistosidad S_2 , en que ya hay crecimiento de nuevos minerales según las superficies nuevas. En el caso de la deformación IV solamente hemos observado la formación de cristales de biotita en contadas ocasiones y de forma completamente discontinua (fig. 52).

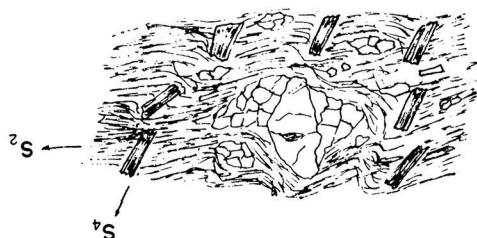


FIG. 52

Cristales de biotita crecidos paralelamente a los planos axiales de los pliegues de la crenulación IV. Olo de sapo de grano fino. Camino de Quintana de Sanabria a Galende (Zamora) ($\times 17,5$)

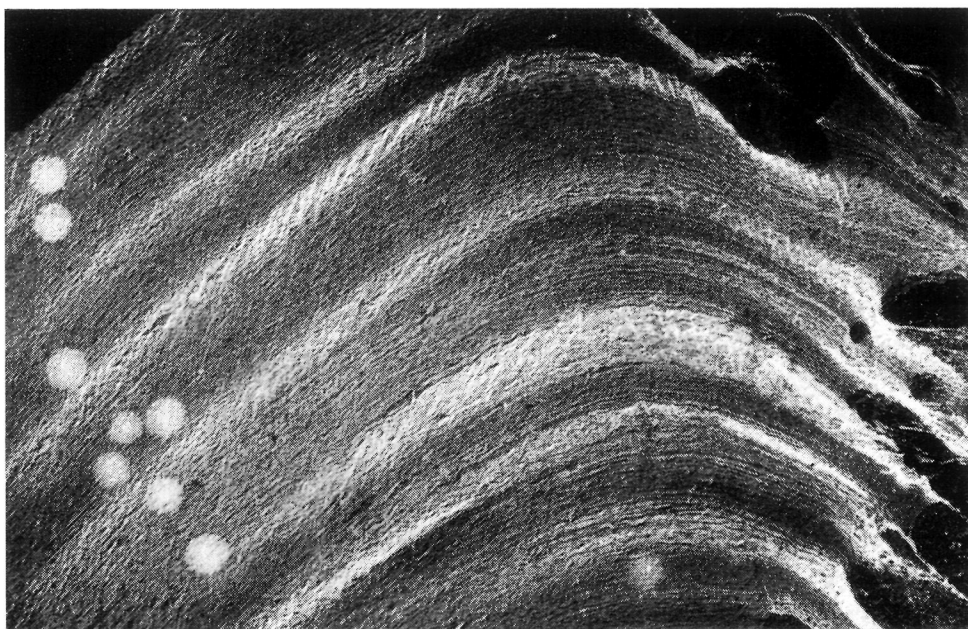


FIG. 53

Pliegue de la fase V en que se aprecia el giro de las superficies de crenulación en los flancos del mismo debido a su estilo concéntrico. Camino de Muelas de los Caballeros a Vega del Castillo (Zamora) (positivo directo de lámina delgada, x 4)

El metamorfismo asociado a la fase IV es relativamente débil en la zona estudiada, llegándose a observar solamente la formación de biotita y cloritoide. La primera con orientación y el segundo sin ella. La moscovita se presenta también sin orientación.

Como habíamos dicho antes, las relaciones entre la crenulación de la fase IV y los pliegues de la fase primera tardía (fase V) son confusas en diversas ocasiones, pero al microscopio se ve que los pliegues V afectan a la crenulación IV de modo concéntrico, de tal manera que la disposición final es como se observa en la figura 53. Mediante el estudio de las lineaciones de las fases IV y V, se puede llegar también a la conclusión de que no se trata de la misma fase. En la figura 54 se encuentran representadas ambas en el caso de oblicuidad. Otras veces, las lineaciones coinciden y hay que buscar las superficies axiales de las fases para establecer la sucesión de las mismas. En la figura 55a se representan estereográficamente los polos de las lineaciones de las fases IV y V, en la 55b la de los polos de la esquistosidad de strain-slip S_1 .

Conclusiones

Se trata de una deformación de desigual intensidad, pero que afecta a todos los terrenos presentes en la región. Da lugar a las grandes estruc-

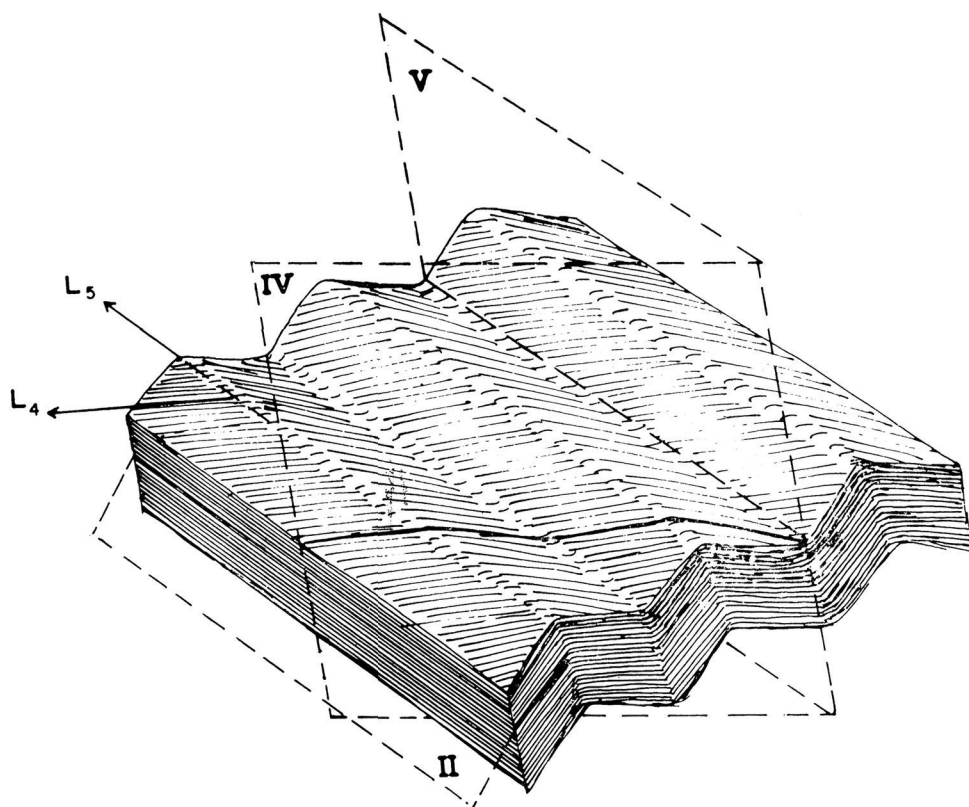


FIG. 54

Esquema de la relación existente entre la lineación marcada por el microplegamiento de la fase IV y las charnelas de los pliegues de la fase V. Camino de Muelas de los Caballeros a Vega del Castillo (Zamora)

turas que determinan la disposición actual, así como a un microplegamiento muy constante que afecta a las rocas pelíticas y determina según su intensidad la formación de superficies de reorientación mecánica de los minerales micáceos (strain-slip) más o menos continuas. A ella se asocia un metamorfismo débil, que llega a formar cristales de biotita y cloritoide, la primera sincinemática y el segundo postcinemático. La inclinación de las superficies S_4 es hacia el NE en la zona oriental y hacia el SW en la occidental, debido a la mayor profundidad de la deformación y a un basculamiento posterior.

LAS FASES TARDÍAS

Posteriormente a la fase IV se observan aún varias etapas de deformación de menor intensidad. Omnipresentes son las que denominamos V y VI, aunque no se trata de verdaderas etapas orogénicas, sino de fases “residuales”. La comparación de las características de las fases V y VI con las expuestas por otros autores que se han ocupado de zonas próximas, puede llevar a conclusiones erróneas. Según MATTE (1968), los “kniks” del occiden-

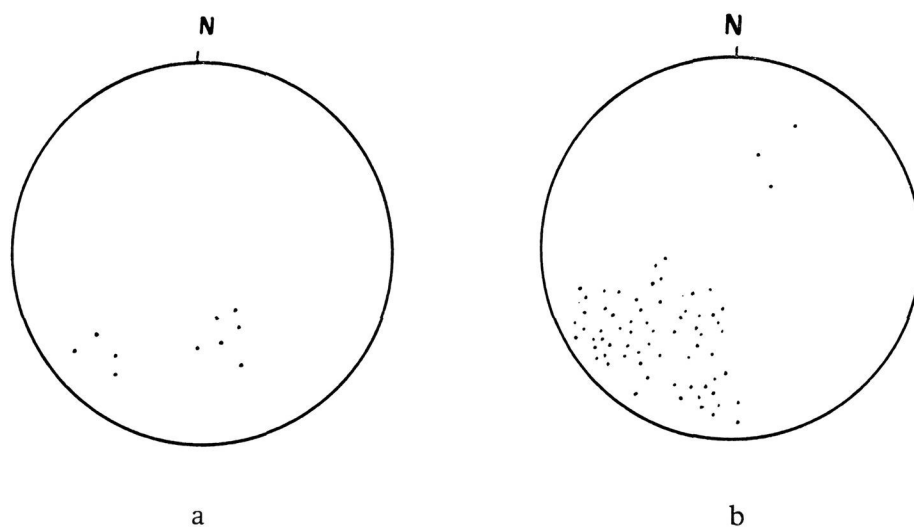


FIG. 55

- a) *Proyección estereográfica de las lineaciones de las fases IV y V.*
 b) *Proyección estereográfica de las superficies de strain-slip de la fase IV.*

te de Asturias pasan progresivamente desde bandas espaciadas hasta una verdadera esquistosidad de strain-slip. En la zona de Sanabria, sin embargo, no se pasa de una a la otra, sino que se trata de dos deformaciones diferentes que en ocasiones pueden tener orientaciones próximas.

LA FASE V.

Es difícil de definir las características de esta deformación, ya que no se trata de kink-bands ni de pliegues tipo chevron, sino de ondulaciones centimétricas de la esquistosidad principal (fig. 53). Mediante el examen microscópico se observa que el plegamiento sufrido es de tipo concéntrico, aunque con características de kink-folds (fig. 54). La diferencia esencial con los kink-folds o pliegues angulares estriba en que la zona de charnela no es aguda sino roma y el plano axial aparente.

Los planos axiales de las ondulaciones, son por lo general subhorizontales, inclinados entre 20 y 35° hacia el N. La intensidad de la fase es comparable en toda la Antiforma de Sanabria y Sinforma de Truchas, así como en la zona de La Canda. Sin embargo, no se observan superficies comparables en la Serie de Porto y rocas de mayor metamorfismo, quizás debido a su mayor rigidez. Puede ser que se hayan limitado a zonas subhorizontales de fracturación ocasionales.

Los pliegues de la fase V son por lo general muy regulares, con una longitud de onda de 5-6 cm. y altura de 3-4 cm. Al microscopio se observa que el estilo de plegamiento ha sido concéntrico por el tipo de deformación que

sufren las superficies de crenulación S_4 (fig. 53). En efecto, en los flancos de los pliegues, las superficies existentes, sufrirán una rotación inversa en cada uno de ellos. Si en uno son giradas hacia la derecha, en el otro lo serán al contrario, de tal manera que al final ambas convergerán hacia la charnela.

En la Sinforma de Truchas, esta fase V puede dar a veces lugar a kink-bands más acusados, que llegan a confundirse con la estratificación.

Conclusiones

Se trata de una fase tardía de deformación, de tipo concéntrico que ha afectado principalmente a los materiales pelíticos por encima del frente superior de la foliación metamórfica. Son ondulaciones centimétricas de la esquistosidad con planos axiales inclinados 20-35° hacia el N.

LA FASE DE KINKING

Se trata ya de una deformación típica de kink-bands, mejor o peor desarrollada. Como en la anterior, solamente afecta a los materiales pelíticos, con esquistosidad de flujo, aunque puede ser comparable con alguno de los sistemas de fractura observados en los terrenos metamórficos de la Serie de Porto. Por sus diferentes características incluso en afloramientos en que coexisten, no se trata de superficies conjugadas. Las diferencias fundamentales son las siguientes: el desarrollo de las S_6 es mucho menor que el de las S_5 . La regularidad de las superficies S_6 varía también mucho, mientras que las S_5 son constantes. S_6 tiene planos irregulares y discontinuos mientras que S_5 ocurre al contrario. El ángulo que forman es mayor de lo debido.

Casi siempre se presentan en forma de superficies de fractura, netas e irregulares y de inclinación muy próxima a la vertical. Son típicas bandas de kinking, según superficies muy próximas. La separación entre superficies suele ser de 1 a 5 cm., pero no de manera regular sino agrupadas de tres en tres y separadas entre sí por unos 20 cm. Las superficies S_6 suelen tener una dirección N o NE e inclinación entre 70 y 90°, tanto hacia el E como hacia el W.

En la Antiforma de Sanabria se observa que suele estar mejor desarrollada esta deformación en los flancos N y S que en el núcleo de la misma.

Al microscopio, aparecen las superficies separadas en dominios con los minerales orientados diferentemente. Son los planos de simetría del ángulo formado por las dos orientaciones diferentes sin que generalmente exista movimiento relativo. Entre las superficies principales se desarrollan en relevo otras secundarias.

Como conclusión diremos que esta fase es una deformación tardía que

produce superficies de desarrollo e intensidad irregular, sobre todo en rocas con esquistosidad de flujo. Son kinkings casi verticales y de dirección aproximada N-S.

Las etapas de fracturación

Las etapas de fracturación no han sido tratadas en detalle en Galicia en ningún trabajo efectuado hasta la fecha. Solamente algunas fallas han sido descritas en los estudios regionales. Se puede contar además con el estudio general de PARGA (1969a) sobre los sistemas tardihercínicos en la Península Ibérica.

Se pueden distinguir cinco etapas sucesivas de fracturación, tres de ellas con formación de numerosas diaclasas y dos con producción de fracturas importantes. Además, ya hemos descrito las fallas inversas producidas durante el plegamiento de la fase III.

Los sistemas de diaclasas: Existen tres lotes principales, como puede observarse en la figura 56a. Los tres tienen características similares en el afloramiento. Se trata de superficies de fractura separadas entre 20 y 40 cm. y de gran regularidad. Los lotes *a* y *b* parecen ser conjugados. No son exactamente diaclasas, ya que suele observarse la existencia de un pequeño desplazamiento relativo de ambos labios. Las superficies son netas y constantes. Los lotes *a* y *b* tienen dirección NE-SW aproximadamente y forman un ángulo entre sí de unos 30°, por lo que cabe la posibilidad de que sean conjugados. El lote *c* es diferente porque el desplazamiento relativo a

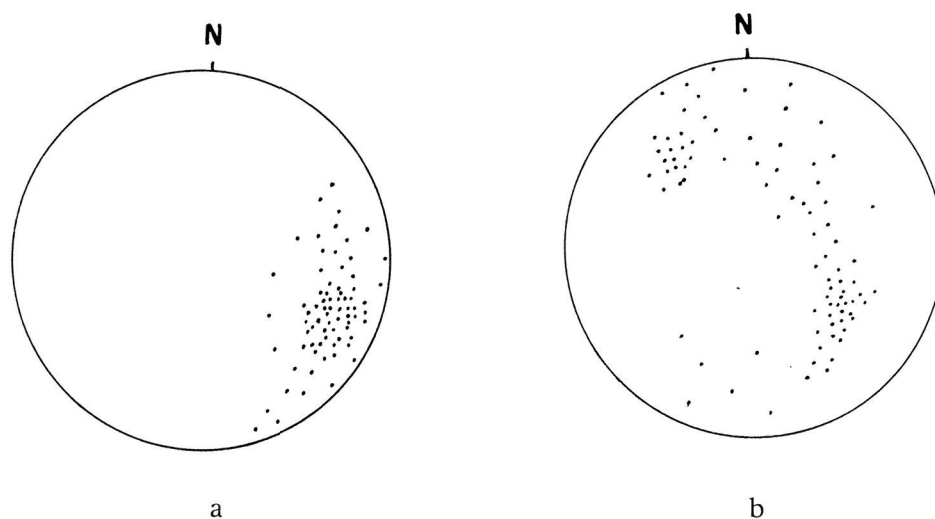


FIG. 56

- a) *Proyección estereográfica de las diaclasas del lote a.*
- b) *Proyección estereográfica de las diaclasas de los lotes b y c.*

lo largo del mismo es mayor, de hasta 15-20 cm. y porque desplaza a los anteriores, lo que indica su posterioridad. El lote *a* se encuentra mejor representado en la zona más metamórfica, mientras que los *b* y *c* lo están en las zonas de esquistosidad de flujo a causa de la diferencia de plasticidad.

También se observa una cierta dispersión en los diferentes lotes visibles en la figura 56b. La mayor dispersión aparece en el lote *a* que casi se divide en dos. Esto puede ser debido a un giro posterior de las estructuras según un eje situado ahora casi vertical con inclinación hacia el NW. Este eje puede corresponder a la deformación que da origen a fallas N-S y que produce flexuras de eje vertical en la esquistosidad principal S_2 , observables cerca de Puebla de Sanabria (fig. 61).

Se encuentra asimismo en la proyección estereográfica, la existencia de máximos o concentraciones subsidiarias a lo largo de las zonas de ejes inclinados hacia el S y NE respectivamente, sobre todo en la zona de eje 235/60. Esta dispersión puede ser debida al giro efectuado en las superficies por la basculación debida a las fallas de dirección E-W en la que la componente vertical es importante, aunque también exista horizontal, pero desigual según los puntos, por lo cual el eje de giro puede ser de componente SW.

La falla de Calabor-Braganza: Tiene gran importancia y es de dirección NNE-SSW. Solamente observamos la parte que penetra en Zamora desde Portugal, donde comienza al S de Braganza, con un recorrido total de alrededor de 100 Km. Penetra en España por Calabor y es cortada por la de Padornelo-La Canda a la altura de Requejo (Zamora). Su juego como decrochement ha sido ya descrito en otras ocasiones (ANTHONIOZ 1969, PARGA 1969a). En la parte portuguesa desplaza formaciones casi horizontales. En Zamora origina una flexura a la altura de Pedralba de la Pradería (ver mapa) debido a su juego levógiro. Posteriormente, sin embargo, ha tenido un juego vertical, con levantamiento del bloque occidental.

Esta falla origina importantes mineralizaciones de estaño y manganeso en Calabor y en la parte portuguesa, quizás debido a removilización de elementos procedentes originariamente del Granito de Calabor.

La falla de Padornelo-La Canda: Esta importante fractura tiene un recorrido de más de 70 Km. en la zona estudiada. Su dirección es E-W y su juego vertical principalmente. El bloque N ha bajado con respecto al S, poniendo en contacto migmatitas con esquistos (fig. 59). El salto se puede considerar del orden de unos 500 m. y la separación horizontal de unos 300 m.

La edad de esta falla sólo puede ser deducida relativamente. Sabemos que es posterior a la falla de Calabor porque la corta y también que es herciniana tardía por las siguientes consideraciones: a un lado y a otro de la falla, la

penillanura elevada de la sierra Segundera, se encuentra a la misma altitud (1.700 m.). Esto quiere decir que la falla era anterior a la penillanura. Según SOLE (1958) y LLOPIS LLADO & FONTBOTE (1959), esta penillanura sería de edad precretácica. Asimismo, estos últimos autores y VIDAL BOX (1943), indican que las principales fases de fracturación posthercinianas son de edad miocénica (fase *rodánica*). Por lo tanto, esta falla debe necesariamente haberse formado al final de la deformación herciniana, dada su importancia. Al elevarse el bloque S debió de jugar solidariamente la Falla de Calabor, delimitando entre las dos el bloque de Braganza, mientras que el bloque situado al este se hundió, conservándose los materiales del Silúrico superior. La continuación hacia el E del frente posterior del Manto de Sanabria habría que buscarla hacia el S.

Las fallas NE-SW de la Sierra de la Culebra: Son muy numerosas como puede observarse en la cartografía (ver mapa). Se trata de pequeñas fallas directas, de dirección aproximada NE-SW y pequeño desplazamiento. Deben pertenecer a una etapa de distensión, probablemente al final de las compresiones hercinianas.

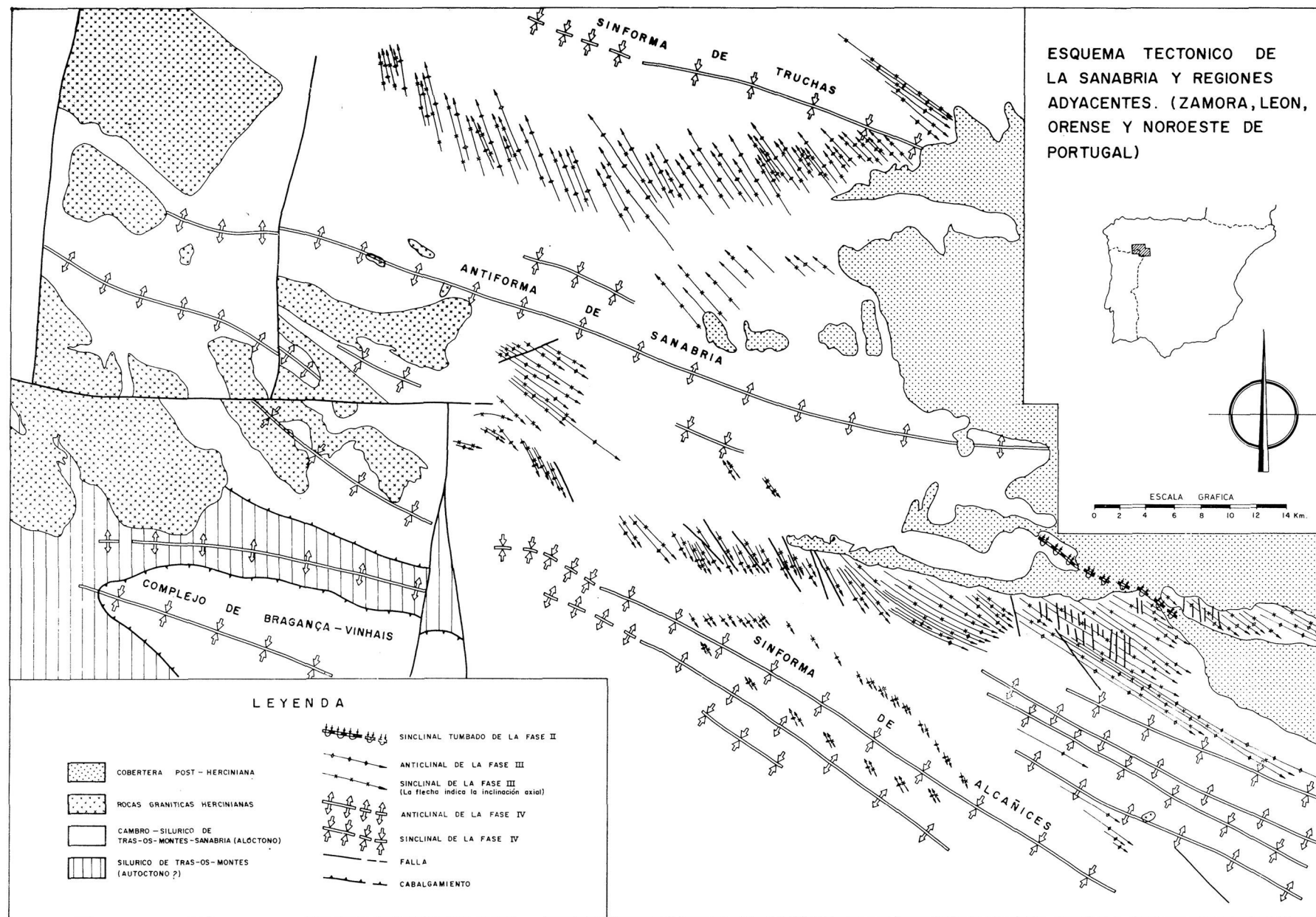
Otras fracturas: Por último podemos mencionar el hecho de la existencia de numerosos filones pegmatíticos con grandes cantidades de turmalina en la zona de la Portilla del Padornelo. Entre ellos los hay de orientación muy diferente, desde casi horizontal hasta casi vertical. Debido a la abundancia de turmalina y moscovita se puede suponer que existiera una zona de fracturación temprana, por la que escaparían los componentes neumatolíticos del granito de Calabor. Esta fracturación debería haber tenido lugar al final de la fase IV.

Conclusiones sobre la fracturación

Con excepción de las fallas originadas durante la fase III de deformación, el resto de las fracturas es posterior a la formación de los sistemas de pliegues superpuestos, una vez cratonizada el área. Existen dos importantes direcciones de fractura, la NE-SW (anterior) y la E-W (posterior), la primera con movimiento horizontal de decrochement y la segunda con movimiento principalmente vertical, simultáneo al rejuego de la falla de dirección NE-SW. La falla de dirección NE-SW de decrochement debe haberse formado, de acuerdo con PARGA (1969a), al ocurrir la separación o giro de la Península Ibérica con respecto a Francia y la segunda E-W, al cesar la acción de las compresiones. Posteriormente tiene lugar la formación del sistema de fallas directas de dirección N-S que afectan a la sierra de la Culebra.

Esquema estructural de la zona de Sanabria

FIG. 57



CONCLUSIONES SOBRE LA TECTÓNICA DE LA SANABRIA

Como hemos visto se suceden numerosas fases de plegamiento y fracturación que pueden resumirse de la siguiente manera:

1. Primera fase de plegamiento. Formación de pliegues isoclinales vergentes hacia el E y de plano axial muy inclinado o tumbado. Esquistosidad de flujo. Posiblemente formación de un manto de corrimiento importante.
2. Segunda fase de plegamiento. Formación de pliegues isoclinales vergentes hacia el NE y plano axial muy inclinado o tumbado. Esquistosidad de flujo que traspone a la anterior. Formación de un gran pliegue tumbado que evoluciona a manto de corrimiento.
3. Tercera fase de plegamiento. Pliegues de plano axial subvertical o muy inclinado. Vergentes hacia el NE. Fracturas sintectónicas que dan lugar a pliegues-falla. Sin esquistosidad apreciable.
4. Cuarta fase de plegamiento. Grandes estructuras vergentes hacia el SW. Crenulación con superficies de strain-slip, muy inclinada a subvertical.
5. Fase de ondulaciones centimétricas intermedias entre pliegues concéntricos y kink-bands. Superficies axiales inclinadas 30° hacia el N. Gran regularidad.
6. Fase tardía de kink-bands irregulares verticales y de dirección N-S.
7. Grandes fallas de dirección NNE-SSW, de decrochement con diaclasas asociadas. Formación de la flexura de eje vertical de Pedralba.
8. Grandes fallas de dirección E-W de juego vertical principalmente y re-juego de las fallas anteriores. Diaclasamiento asociado.
9. Formación de pequeñas fallas normales de dirección N-S.

PALEOGEOGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN EN RELACIÓN CON EL NW DE ESPAÑA

Anteriormente hemos dicho que la sedimentación en la zona de Sanabria difiere principalmente de las situadas al E y NE a partir del Cámbrico inferior. Podemos hacer un breve resumen:

Durante el Precámbrico superior (?) y Cámbrico inferior, la sedimentación varía poco entre la zona de Sanabria y la zona Cantábrica, situada en el extremo oriental. Existía probablemente un solo surco más o menos diversi-

ficado, pero con sedimentos comparables. Se trata de una sedimentación de mar somero, dada la abundancia de materiales detríticos, de precipitación química y rocas volcánicas. Antes del comienzo del Cámbrico tienen lugar en Asturias los movimientos de la fase *asíntica*, con la formación de una discordancia, descrita solamente en una zona limitada (DE SITTER 1961, JULIVERT & MARTÍNEZ GARCÍA 1967, etc.). Esta discordancia no se observa en la zona de Sanabria, aunque esto puede ser debido a una obliteración debida a la intensidad de las fases de deformación en la misma.

La parte superior del Cámbrico inferior ya presenta cambios importantes con respecto a las zonas limítrofes. Según parece tiene lugar una emersión o casi emersión y se depositan fundamentalmente materiales volcánicos o ácidos intermedios, con algo de aporte detrítico. El aporte volcánico provenía con toda seguridad del oeste o SW, ya que disminuye sensiblemente hacia el E y NE. La zona de Sanabria constituyó seguramente el surco donde la acumulación volcánica fue más importante, ya que hacia el S (Salamanca) vuelve a ser de menor espesor y aumenta de nuevo hacia el S de la Península (Badajoz).

Mientras, en la zona comprendida entre Sanabria y Asturias continúa la sedimentación de tipo eugeosinclinal, con predominio de rocas pelíticas e intercalaciones de calizas y areniscas, con una gran potencia en conjunto. El aporte volcánico llega hasta allí aunque en menor cantidad. También en el Cámbrico superior se observan diferencias semejantes. En Lugo es más pelítico y en Asturias occidental detrítico (zona más externa).

Durante el Ordovícico inferior vuelve a ser la sedimentación semejante en ambas áreas, aunque la cuarcita armoricana disminuye notablemente de espesor hacia la zona de Sanabria, donde no llega ni a la cuarta parte del espesor en Asturias occidental. Los sedimentos de Zamora son más de tipo eugeosinclinal, mientras que los de Asturias lo son de tipo miogeosinclinal. La zona de tránsito se encuentra en Asturias occidental y el E de Lugo (Serie de los Cabos).

El Ordovícico superior y el Silúrico inferior se encuentran en continuidad generalmente y son de sedimentos de tipo eugeosinclinal igualmente en Sanabria y de tránsito en la zona de Asturias occidental. En Asturias oriental existe una laguna entre el Ordovícico inferior y el Silúrico (Wenlock). Esta laguna debida a la erosión del Wenlock, es también muy frecuente en Asturias occidental y Galicia oriental.

En el Silúrico (a partir del Wenlock), se observa una gran diferencia con la sedimentación anterior. Se trata ahora de sedimentos detríticos, de tipo molásico, discordantes sobre el sustrato. En Sanabria es la Serie de San Vitero, con rocas volcánicas ácidas, rocas carbonatadas, liditas, conglomerados

dos, grauvacas con restos de plantas, etc. En Asturias son las típicas areniscas ferruginosas y pizarras ampelíticas que reposan directamente sobre la cuarcita del Arenig.

El único afloramiento de Devónico determinado hasta el momento (DROT & MATTE 1967), parece estar en concordancia con el Silúrico superior y es de escaso desarrollo. Con él termina la columna estratigráfica del Paleozoico, si no tenemos en cuenta los depósitos del Estefaniense B-C, ya discordantes y sin plegar, de Ponferrada.

EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Uno de los problemas fundamentales con que se enfrenta la geología del NW de España es la datación de las fases de plegamiento. Los autores que más han estudiado el Paleozoico y Precámbrico del NW mantienen opiniones generalmente diferentes. CAPDEVILA & VIALETTE (1970), mediante la datación isotópica del granito de Friol (Lugo), consideran que la segunda fase hercíniana ocurrió hace 310 millones de años, siendo por tanto intrawestfaliense.

Según los datos expuestos anteriormente, podemos determinar que la fase I es de edad Wenlock, ya que estos materiales de edad Wenlock superior, de características molásicas, no están afectados por ella y contienen conglomerados con cantos de rocas metamórficas (producidas por el metamorfismo asociado a esta fase). Posteriormente al Silúrico superior no se han depositado terrenos más modernos (con excepción del Estefaniense B-C horizontal de Ponferrada y el occidente de Asturias). Por tanto, para comprobar si las dataciones efectuadas por nosotros son correctas, podemos acudir al efecto que tales deformaciones puedan haber tenido en regiones próximas en que se encuentre representada la columna del Paleozoico completa. Estas condiciones se cumplen solamente en la zona Cantábrica (LOTZE 1945b). Las comparaciones serán por tanto efectuadas con Asturias por ser la región mejor conocida.

La fase I, que hemos datado como silúrica, produce en Asturias un efecto importante: existe una laguna que abarca el Ordovícico medio y superior y el Silúrico inferior. Los sedimentos del Silúrico en la zona Cantábrica muestran dos facies: una euxínica con graptolites, similar a otras encontradas en Zamora y Galicia oriental (ampelitas con graptolites) y otra facies molásica, de areniscas ferruginosas (Old Red Sandstone), comparables a las grauvacas de la Serie de San Vitero.

Si consideramos la edad obtenida por CAPDEVILA & VIALETTE (1970) para su fase segunda (equivalente a la segunda fase de plegamiento de MATTE (1968) y por lo tanto a la fase IV de la Sanabria), esta sería intrawestfaliense.

Cuadro esquemático de la historia geológica de la Sanabria

Fig. 58

SISTEMA	PISO	SEDIMENTACION	TECTONICA	METAMORFISMO	PLUTONISMO	VULCANISMO	E.GEOSINCLIN.	FASE
Triásico Pérmico	Autuniense	?	fracturas kink-bands		granodioritas biotíticas		↑	tardías
Carbonífero	Estefaniense	?	plegamiento SW	M ₃ met. contacto	granodioritas de dos micas		2º ciclo	IV
	Cantabriense				granodioritas moscovíticas			
	Westfaliense		plegamiento NE	migmatización	granodioritas porfídicas			III
	Namuriense Viseense				dioritas antibo- licas y biotíticas			II
Devónico	Fameniense Frasniense Cuvin. - Frasn. Ems. - Cuvin. Siegen. - Ems.	?	plegamiento y mantos de corrimiento NE	M ₂ presión inter- media	granitos alcalinos	vulcanismo ácido	↑	
Silúrico	Ludlow	ampelitas, lidi- tas, conglome- rados, r. volcáni- cas y grauvac.	plegamiento y mantos de corrimiento E (?)	M ₁ alta presión			↓	I
	Wenlock	discordancia					↑	
	Tarannon Llandovery	?			granitos alcalinos			
Ordovícico	Caradoc-Ashg. Llanvirn-LLlo. Arenig	esq arenosos esquistos sal- món y azules cuarcitas y es- quistos	epirogénesis ?					
Cámbrico	Potsdamiense	vulcanitas				vulcanismo ácido		1º ciclo
	Acadiense	?	epirogénesis ?					
	Georgiense	vulcanitas cuarcitas, es- quist., carbont.				vulcanismo básico (sui- te ofiolítica)		
Precámbrico		?					↓	

En tal caso, la fases II y III deberían haber tenido lugar entre el Wenlock y el Westfaliense. Acudiendo de nuevo a la zona Cantábrica, vemos que el único acontecimiento importante tiene lugar a finales del Devónico, durante el Fameniense (COMTE 1959). En efecto, la erosión que tiene lugar durante el Fameniense (PARGA 1969b), llega a hacer desaparecer todo el Devónico, de hasta 3.000 m. de espesor en algunos puntos, teniendo en cuenta la epiro-génesis. Por otra parte, los depósitos posteriores a esta etapa de erosión en la zona Cantábrica, son igualmente de tipo molásico, con conglomerados, areniscas ferruginosas y restos de plantas. Es lógico por consiguiente que asignemos una edad fameniense a la fase II de deformación en Sanabria.

En cuanto a la fase III ya hemos dicho que según los datos de CAPDEVILA & VIALETTE (1970), debe de ser anterior al westfaliense. En la zona Cantábrica, existen dos fases: la palentina y la leónica (WAGNER 1959, 1965) que pueden corresponder a ella. Por ahora es preferible no pronunciarse acerca de a cuál de ellas corresponde hasta disponer de nuevos datos.

La fase IV es de bastante importancia en la Sanabria. Con respecto a Asturias, podría corresponder a la fase leónica o astúrica. Respecto a las fases tardías podrían corresponder con la saalica y pfálcica. En la figura 58 se encuentra representada esquemáticamente la historia geológica de la región.

RELACIÓN DE LA SANABRIA CON EL NORTE DE PORTUGAL

Nos vamos a referir a las regiones situadas al S, SW y W de la Sanabria, por presentar problemas similares que pueden ayudarnos a comprender la tectónica general del NW de la Península Ibérica.

En el NE de Portugal (Tras-Os-Montes) y a muy poca distancia de la zona estudiada por nosotros (fig. 57), se encuentran los macizos básicos de Braganza y Morais, estudiados por FERREIRA (1965) y ANTHONIOZ (1969). MATTE & RIBEIRO (1967) afirman que se trata de grandes cilindros extruidos desde un zócalo precámbrico antiguo. Por su parte, ANTHONIOZ (1969) cree que se trata de rocas provenientes del NE, o sea, de la sierra Segundera (Sanabria), mediante un deslizamiento gravitatorio hacia el SW.

Los macizos básicos de Braganza y Morais presentan analogías con las rocas representadas en la Sanabria:

1. Son rocas de intenso metamorfismo, catazonal a veces.
2. Presencia de rocas blastomiloníticas.
3. Existencia de una serie sedimentaria pelítica y feldespática con gneises anfibólicos.
4. Existencia de polimetamorfismo.

5. Presencia de facies Ollo de sapo.
6. Estar afectadas de varias fases de deformación parecidas.
7. Estar situadas sobre rocas más modernas (Cambro-Silúrico de Tras-Os-Montes).

También existen puntos importantes de diferencia, como son la enorme cantidad de rocas ígneas básicas en los complejos del NE de Portugal y la zoneografía inversa de su metamorfismo (?). De todas formas, estas diferencias pueden ser salvadas y explicadas como veremos.

Por todas estas razones, así como por su posición tectónica, creemos que se trata de rocas de la misma edad y origen que las de Sanabria y que pertenecen en conjunto a un manto de corrimiento hacia el NE (evolución del pliegue tumbado de Sanabria como hemos dicho anteriormente) (fig. 59). En caso de ser cierta, la zoneografía inversa del metamorfismo en los macizos de Morais, se podría explicar por pertenecer todo él al flanco inverso del pliegue antedicho. También puede explicarse por la acción del manto de corrimiento o pliegue tumbado formado probablemente al final de la fase I, después del metamorfismo I. La edad de las rocas básicas podría ser entonces cámbrica u ordovícica. Como hemos visto anteriormente, en la Serie de Porto existían también rocas básicas de origen ígneo. Sin embargo, su proporción es bastante menor que en los macizos de Morais y Braganza. Esto es explicable por la distancia que separaría originariamente las dos zonas, cuyo acercamiento actual es puramente tectónico, debido al corrimiento. Por otra parte, en el geosinclinal, las rocas básicas de los complejos ofiolíticos se encuentran restringidas a zonas internas cuya extensión puede ser variable y que disminuyen lateralmente. Una zona lateral debe de ser la representada por la Serie de Porto.

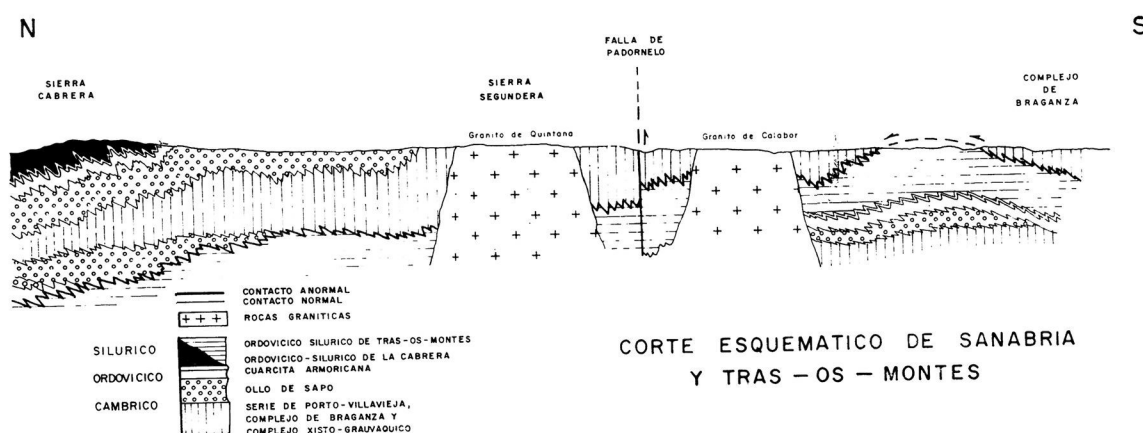


FIG. 59

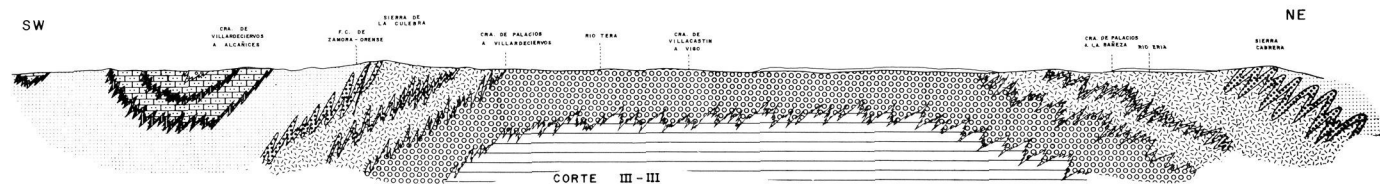
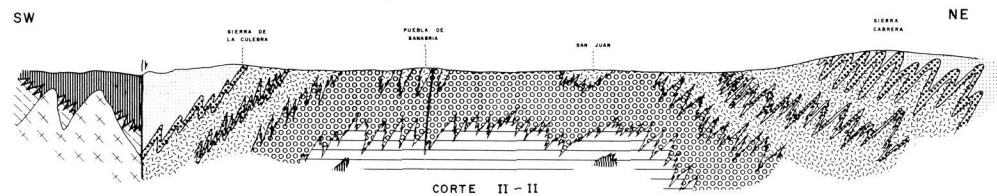
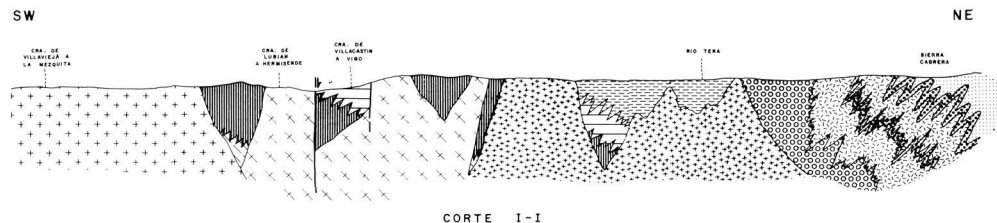
Corte esquemático mostrando la relación del manto de Sanabria con los macizos básicos de Braganza y Morais (Norte de Portugal)

El punto de origen de las rocas básicas, o sea, donde enraizarlas en caso de ser alóctonas, es otro problema a que nos enfrentamos y que ha llevado a diversos geólogos a imaginar la existencia de un zócalo precámbrico antiguo. Sin embargo, el enraizamiento puede efectuarse en la "fosa blastomilonítica" (DEN TEX & FLOOR 1967) teniendo en cuenta lo dicho en el párrafo anterior, o bien, si tenemos en consideración que han tenido lugar dos corrimientos importantes, la procedencia puede ser incluso de terrenos situados ahora al W de la costa del océano Atlántico. Por otra parte, al ser la vergencia del supuesto manto de corrimiento de la fase I hacia el E o SE, el origen de las rocas básicas habría que buscarlo, no hacia el SW como se ha venido haciendo hasta ahora, sino hacia el W o NW de Galicia.

Es muy probable que los complejos básicos representen por tanto el complejo ofiolítico del geosinclinal cuyo ciclo termina en el Wenlock superior. La fase I por tanto, cumple la mayor parte de las características atribuidas por ZWART (1967) a las deformaciones caledonianas; como son: metamorfismo de presión elevada, escasez de rocas graníticas, grandes mantos de corrimiento, elevación rápida de la cadena montañosa y por último, la existencia de complejos ofiolíticos importantes.

BIBLIOGRAFIA

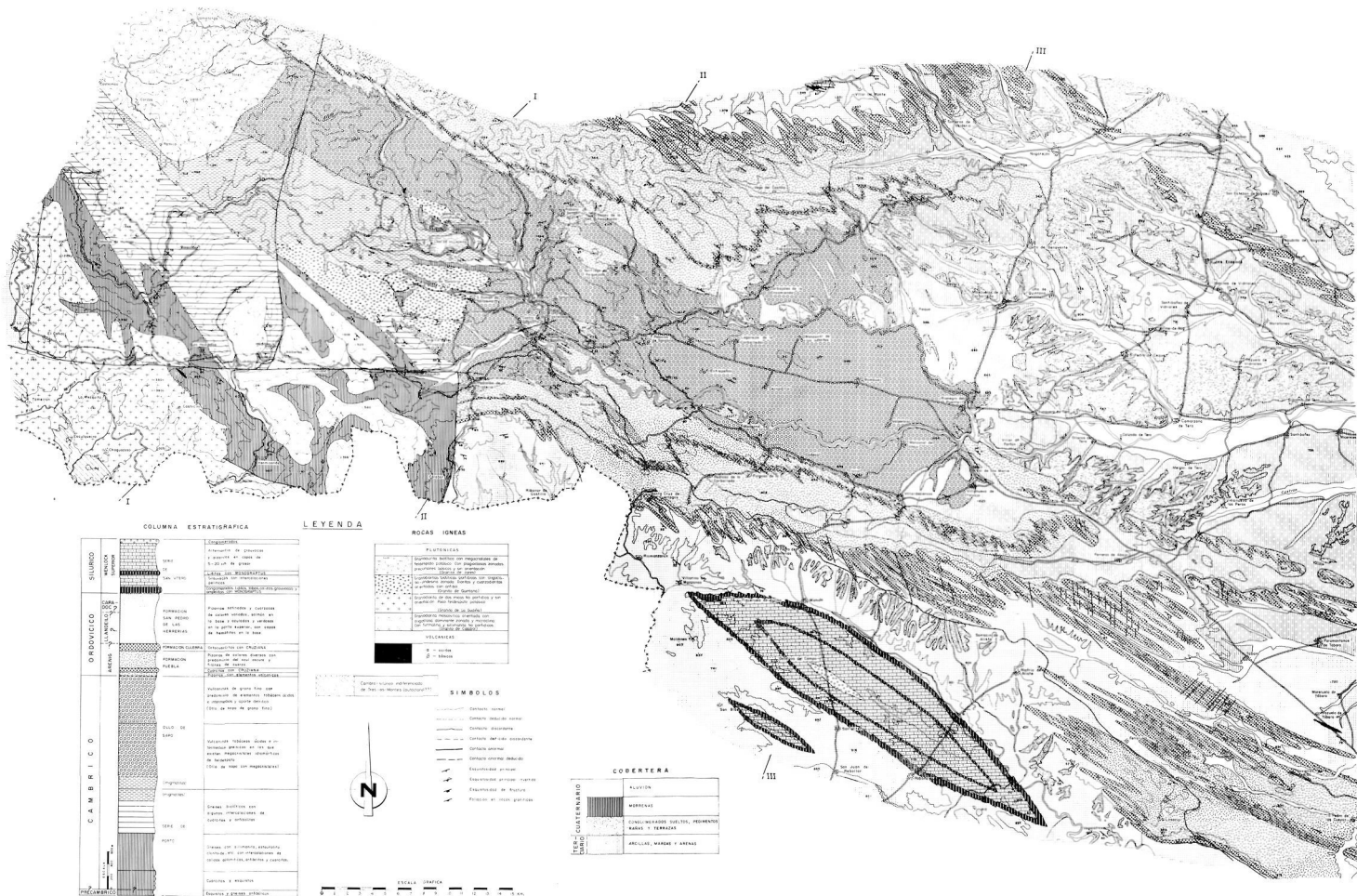
- ANTHONIOZ, P. M. (1966): *Géologie sommaire de l'Unité de Morais (ras-os-Montes, Portugal)*. Leidse Geol. Meded. Deel 36, pp. 301-304. Leiden.
- (1969): *Etude géologique des complexes basiques de Bragança et Morais (Tras-os-Montes, Portugal)*. These Univ. Poitiers.
- ANTHONIOZ, P. M. & FERRAGNE, A. (1967): *Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord-ouest de l'Espagne)*. C. R. Somm. Acad. Sc., Paris, n.º 265, pp. 848-851.
- (1969): *Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations oeillées dans le Nord-ouest de la Péninsule Ibérique*. C. R. Acad. Sc., Paris, T. 269, pp. 138-141.
- ARRIBAS, A. (1967): *Geología de la provincia de Zamora*. MAPA AGRONÓMICO NACIONAL, Mapa de suelos de la provincia de Zamora, Ministerio de Agricultura, Madrid, pp. 8-29.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (NW de l'Espagne)*. These Univ. Montpellier.
- CAPDEVILA, R. & FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., T. LXXXI, fasc. 2-3, pp. 215-225.



CORTES GEOLOGICOS DE LA SANABRIA Y REGIONES ADYACENTES

(Escala y leyenda como en el Mapa Geológico)

MAPA GEOLÓGICO DE LA SANABRIA Y REGIONES ADYACENTES (ZAMORA, LEÓN Y ORENSE)



- CAPDEVILA, R. & VIALETTE, Y. (1970): *Estimation radiométrique de l'age de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice Moyenne (Nord-ouest de l'Espagne)*. C. R. Acad. Sc., Paris, T. 270, pp. 2527-2530.
- COMTE, P. (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., T. LX, pp. 1-440. Madrid.
- CONDE, L. E. N. (1970): *Paleogeografia do Cambrico em Portugal*. Com. presentada en la I Reun. Geol. SW Pen. Ibérica, Badajoz, sept. 1970.
- CHAYES, F. (1955): *Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation*. Jour. Geol., vol. 63, pp. 75-82. Traducido con tit. *El feldespato potásico como subproducto de la transformación biotita-clorita*, 1955, Est. Geol., n.º 27-28, pp. 439-453. Madrid.
- DROT, J. & MATTE, Ph. (1967): *Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NW de España)*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 93, pp. 87-92.
- FERRAGNE, A. (1968): *Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice méridionale, Nord-ouest de l'Espagne)*. C. R. Acad. Sc., Paris, ser. D, n.º 266, pp. 2375-2379.
- FLOOR, P. (1966): *Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif. The Galiñeiro area and surrounding areas, Vigo, Spain*. Leidse Geol. Meded., 36, pp. 1-203.
- FERREIRA, M. R. P. (1965): *Geologia e petrologia da região de Rebordelo-Vinhais*. Rev. Fac. Cienc. Univ. Coimbra, vol. 36, pp. 1-287.
- FRIETSCH, R. (1957): *Determination of the composition of garnets without chemical analysis*. Geol. Fören., Förh., n.º 79, pp. 43-51.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1965): *Datos sobre las pizarras de Lugo*. Rev. Fac. Cienc. Univ. Oviedo, T. 6, n.º 1, pp. 131-143.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)*. Stvd. Geol. Univ. Salamanca, n.º III, pp. 33-41, Salamanca.
- GUITARD, G. (1965): *Associations minérales, subfacies et types de métamorfisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du Massif du Canigou (Pyrénées Orientales)*. Bull. Soc. Geol. France, v. 7, n.º 7, pp. 356-382.
- HALFERDAHL, L. (1961): *Chloritoid: its composition, X-Ray and optical properties, stability and occurrence*. J. Petrol., vol. 2, pp. 49-135.
- HILGEN, J. D. (1971): *The Lalín unit: a new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW Spain)*. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Proc. Ser. B, v. 74, n. 4, Amsterdam.
- HOSCHEK (1967): *Zur unteren stabilitätsgrenze von staurolith*. Naturwissenschaften Dtsch., vol. 57, n.º 8, p. 200.
- JULIVERT, M. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1967): *Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana*. Acta Geol. Hisp., n.º 5, pp. 107-110.

- LLOPIS LLADO, N. (1964): *Sur la paléotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique*. Brev. Geol. Ast., año VIII, n.º 1-4, pp. 91-140.
- LLOPIS LLADO, N. & FONTBOTE, J. (1959): *Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)*. Monogr. Geol., XIII, Inst. Geol. Apl., Oviedo.
- LOTZE, F. (1945a): *Einige Probleme der Iberischen Meseta*. Geotek. Forsch., n.º 6, pp. 1-12. Traducido con tit. *Algunos problemas de la Meseta Ibérica*, (1950). Publ. Extr. Geol. Esp., T. V, pp. 41-58.
- (1945b): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotek. Forsch., n.º 6, pp. 78-92, Berlín. Traducido con tit. *Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica* (1950), Publ. Extr. Geol. Esp., T. V, pp. 147-166.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1969): *Nota sobre la posición del Olo 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 Amer. Geol. Econ., Sec. I, T. I, pp. 273-286, Madrid.
- (1972): *El Silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica*. Acta Geol. Hisp., T. VII, n.º 4, pp. 104-108.
- (in litt): *Edad de la formación Olo de Sapo en la zona de Sanabria (NW de España)*. Real Soc. Esp. Hist. Nat., Tomo Centenario.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. & CORRETGE, L. G. (1970): *Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Zamora-Orense)*. Stvd. Geol. Univ. Salamanca, n.º 1, pp. 47-58.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. & NICOLAU, J. (in litt): *Los terrenos infraordovícicos de la Antiforma de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Geol. Min.
- MATTE, Ph. (1963): *Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra del Caurel (Nord-ouest de l'Espagne)*. C. R. Som. Soc. Geol. France, n.º 2, pp. 243-245.
- (1964): *Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (Nord-ouest de l'Espagne)*. C. R. Som. Soc. Geol. France, n.º 2, pp. 57-58.
- (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, T. 44, pp. 153-281.
- MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1967): *Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions?* C. R. Acad. Sci., ser. D, n.º 264, pp. 2268-2271.
- MEHNERT, K. R. (1969): *Migmatites*. Elsevier Pub. Co., Amsterdam.
- NOLLAU, G. (1968): *Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León in Nordwest Spanien zwischen Astorga und Ponferrada*. Geotek, Forsch., n.º 27, pp. 71-146.
- OENING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal*. Bol. Geol. Min., T. LXXXI, fasc. 2-3, pp. 271-298.
- PARGA, J. R. (1969a): *Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv*. Geol. Rundsch., v. 59, n. 1, pp. 323-336, Stuttgart.
- (1969b): *Consideraciones sobre la erosión fameniense en la Cordillera Cantábrica*. Brev. Geol. Ast., año XIII, n.º 4, pp. 46-48.

- (1970): *Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico*. Bol. Geol. Min., T. LXXXII, fasc. 3 y 4, pp. 18-22.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph. & CAPDEVILA, R. (1964): *Introduction a la geologie de l'Olla de sapo, formation porphyroïde antesilurienne du Nord-ouest de l'Espagne*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 76, pp. 119-153.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H. & VERDURMEN, E. A. Th. (1970): *Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula*, Eclog. Geol. Helv., vol. 63, n.º 1, pp. 255-274.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora*. Mem. Com. Mapa Geol. Esp., 1 vol., 488 pp.
- RIBEIRO, A. & REBELO, J. (1966): *Stratigraphie et structure de Tras-os-Montes oriental (Portugal)*. Leidse Geol. Meded., D. 36, pp. 293-300.
- RIEMER, W. (1966): *Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 81, pp. 7-20.
- ROMARIZ, C. (1969): *Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular*. Com. Serv. Geol. Port., T. LIII, pp. 107-156.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. & LOBATO, M. P. (1955): *Datos sobre la petrografía de los alrededores del Lago de Sanabria en la provincia de Zamora*. Est. Geol., Inst. Lucas Mallada, n.º 27-28, pp. 371-382.
- SCHEUMANN (1936): *Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine*. Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt. 48: 297-302.
- SDZUY, K. (1971): *Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica*. Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ., Sec. I, T. 2, pp. 753-768. Madrid.
- SITTER, L. U. de (1961): *Le Précambrien dans la Chaîne Cantabrique*. C. R. Som. Soc. Geol. France, n.º 9, pp. 253.
- (1962): *The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains*. Leidse Geol. Meded., vol. 226, pp. 255-264.
- SOLÉ, L. (1958): *Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora*. Brev. Geol. Ast., año II, n.º 1-2, pp. 3-8.
- TEIXEIRA, C. (1954): *Les conglomérats du complexe des schistes et grauwaques antéordovicien portugais*. Acad. das Ciencias de Lisboa, Classe de Ciencias, Sess. 1, Abril 1954.
- (1955): *Notas sobre a Geologia de Portugal: o Complexo xisto-grauvaquico anteordoviciano*. Lisboa, 1955, 50 pp.
- TEX, E. den (1966): *Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline*. Leidse Geol. Med., Deel 36, pp. 211-222.
- TEX, E. den & FLOOR, P. (1971): *A synopsis of the geology of western Galicia*. Hist. Struc. Golfe Gascogne, Symp. Inst. Fr. Petr. y C.N.E.O., Rueil-Malmaison, T. 1, pp. 1-3-1 a 1-3-13.
- TUTTLE & BOWEN (1958): *Origin of granite in light of experimental studies*. Mem. Geol. Soc. Amer. 74, 153 pp.

- VIDAL BOX, C. (1943): *Notas previas a un estudio morfológico y geológico de la alta cuenca del río Sil*. Rev. R. Acad. Cienc., Madrid, T. XXXVII, pp. 95-117.
- VOGEL, D. E. (1967): *Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain*. Leidse Geol. Med., Deel 40, pp. 121-213.
- WAGNER, R. H. (1959): *Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique "léonienne" d'âge westphalien dans le Nord-ouest de l'Espagne*. C. R. Acad. Sc. Paris, 249, pp. 2804-2806.
- (1965): *Paleobotanical dating of upper carboniferous folding phases in NW Spain*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., T. 66, pp. 5-169.
- WALTER, R. (1968): *Die Geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (NW Spanien)*. Geotek. Forsch., n.º 27, pp. 3-70.
- WARNAARS, F. W. (1966): *Las rocas básicas del Monte Castelo (La Coruña)*. Leidse Geol. Med., Deel 36, pp. 255-260.
- ZWART, H. J. (1967): *Orogenesis and metamorphic facies series in Europe*. Meded. Dansk Geol. For., b. 17, h. 4, pp. 504-516 (Bull. Soc. Geol. Denmark, vol. 17, n.º 4, pp. 504-516).

(Recibido el 26 - II - 73)