



IGME

23

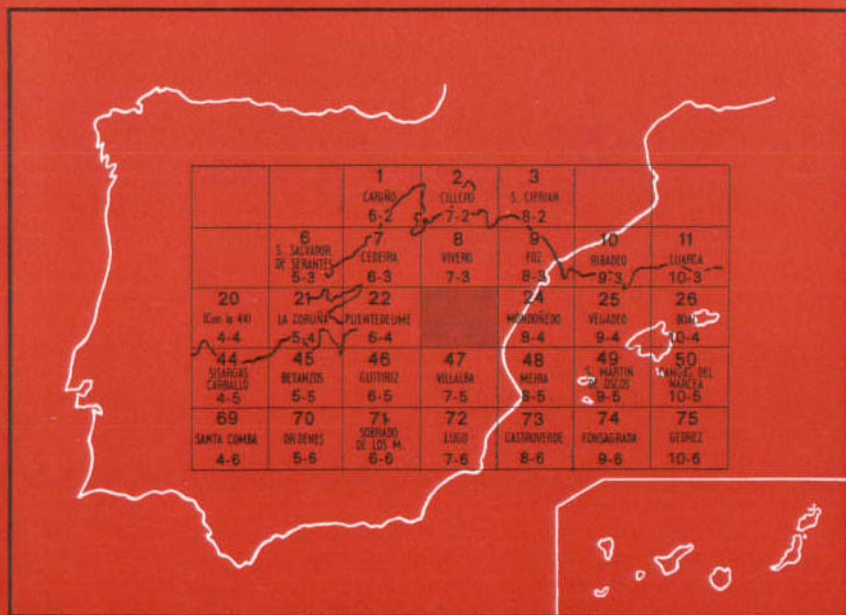
7-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PUENTES DE GARCIA RODRIGUEZ

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PUNTES DE GARCIA RODRIGUEZ

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por I. B. E. R. G. E. S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los licenciados en Ciencias Geológicas J. M. Arce Duarte y J. Fernández Tomás, y el ingeniero de Minas J. M. Alvarez Menéndez. El estudio de Petrología ha sido efectuado por la licenciada en Ciencias Geológicas M. J. López García; contando con la colaboración y asesoramiento del Doctor en Ciencias Naturales, por la Universidad de Montpellier, Raimond Capdevila.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 17.369 - 1975

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

1 INTRODUCCION

La zona estudiada está enmarcada en el límite de las provincias de La Coruña y Lugo en su región septentrional (NO. de España).

Geológicamente está situada en las zonas III y IV de MATTE (1968). En el área estudiada aparecen fundamentalmente materiales paleozoicos y precámbricos replegados, metamorfizados y fracturados por el ciclo orogénico hercínico.

Han sido plegados por dos fases sucesivas, entre las cuales ha tenido lugar un metamorfismo regional tenue o medio; posteriormente han sido fracturados por fases póstumas hercínicas y afectados por distintas intrusiones.

2 ESTRATIGRAFIA

Como se ha citado en el anterior apartado, este área, corresponde a las zonas III y IV de MATTE.

Estratigráficamente estas zonas equivalen, a grandes rasgos, a dos países muy diferentes, cuya correlación resulta irrealizable por la carencia de elementos comunes. Con arreglo a los anteriores trabajos realizados hemos denominado a las áreas de esos países: dominio del Domo de Lugo y dominio del Olló de Sapo.

2.1 DOMINIO DEL DOMO DE LUGO

2.1.1 PRECAMBRICO

Se ha distinguido una serie inferior a la serie de Villalba y se ha establecido el contacto entre ambas a partir de la aparición de los neises anfíbolicos con granate. Los anfíboles aparecen en gavillas (gerbe) que caracterizan a la serie de Villalba.

A esta serie inferior la hemos denominado serie de Trastoy.

2.1.1.1 Serie de Trastoy (PC)

En la Hoja ocupa una extensión de 120 km² aproximadamente. Litológicamente es muy heterogénea y está afectada por metamorfismo mesozonal en su mayor parte.

En los afloramientos occidentales presenta estructuras de estilo de la fase 2 y va variando hacia los dominios E. del Domo de Lugo con estructuras de tipo de domo y predominio de la fase 1.

Parece ser que los tramos más profundos de esta serie están situados en las estribaciones más al Norte, en los alrededores de Viveiró y Cauce Mauro. Este tramo está constituido por esquistos y neises pelíticos que soportan una fuerte granitización que trastoca sus estructuras y existe un enriquecimiento en feldespatos. A veces forma rocas mixtas con una parte de grano fino, rica en micas, que alterna con bandas de aspecto granítico leucocrático.

Continúa esta serie con un paquete de esquistos y neises bastante homogéneos, con concentraciones de biotita, sillimanita y moscovita que dan manchas oscuras que destacan de la masa esquistoneílica de color gris. Este paquete presenta intercalaciones de anfíbolitas oscuras.

Intercalados en esta serie existen unos niveles que se componen de un paquete de neises glandulares, de escasa potencia, 50 a 100 m. aproximadamente. Existen dos afloramientos en la Hoja: uno se halla situado en los alrededores de Campo da Fera, y el otro al N. de Villapedre, en Iglesiasario, donde pueden observarse claramente.

Estos neises microscópicamente presentan una esquistosidad bien definida. Son leucocráticos de grano fino con algún mineral más desarrollado, generalmente de feldespato o turmalina. Tienen matriz granoblástica de grano fino constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y micas orientadas (moscovita y también biotita muy escasa).

Fenocristales de tamaño medio de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Como accesorios: turmalina, circón y opacos.

El feldespato potásico parece sustituir a veces totalmente, otras sólo

en parte, la plagioclasa. Esta xenomorfa, maclada con inclusiones de cuarzo en gotas.

Cuarzo mono o policristalino, a veces recrystalizado y origina microbandeado.

En otras facies la ausencia de fenocristales es manifiesta, domina el cuarzo y abundante moscovita que determina esquistosidad bien desarrollada.

El feldespato potásico es mucho menos frecuente y no se observa plagioclasa.

Hacia el techo se encuentran unos niveles de cuarcita que están muy laminados, con intercalaciones micáceas y esquistositas a escala milimétrica y centimétrica. La hemos denominado «cuarcitas tableadas». Son bastante continuas, aunque faltan en ocasiones. Hacia las zonas del E. se hacen menos laminadas y de grano más grueso. Se suele encontrar solamente un nivel, aunque en otros puntos, como al este de Paidanella, existen varios niveles, separados por esquistos.

Próximos al nivel anterior se encuentran unos niveles de pelitas neisificadas con cristales gigantes de granate, estaurólita y sillimanita.

La serie sigue con un tramo de esquistos y neises pelíticos que insensiblemente pasan a la serie de Villalba, en que aparecen los neises anfibólicos con granate.

Los esquistos son el tipo de roca dominante en esta serie. De grano medio y de textura granolepidoblástica. Normalmente se observa una única esquistosidad, a veces crenulada, pero que de forma esporádica, hacia el SE. de la Hoja queda resumida en arcos poligonales o micropliegues de otra posterior que se hace microscópicamente dominante.

Cuarzo y micas (moscovita y/o biotita) son los minerales siempre presentes. La plagioclasa, en proporción muy variable, es oligoclasa (25-26 por 100 An, aproximadamente). Se presenta en cristales xenomorfos, generalmente maclados según leyes de albita y albita-Karlsbad, a veces suavemente zonada y con inclusiones de cuarzo en gotas. Como minerales índices de metamorfismo y en función de éste, hay granate, estaurólita, andalucita, cordierita y sillimanita.

El granate suele aparecer sincinemático a la esquistosidad, xenomorfo, criboso en cuarzo y elongado en el sentido de ésta. Hacia el SE., por el contrario, es frecuente observar cristales idiomorfos de contornos poligonales con lineaciones internas de cuarzo ortogonales a la segunda esquistosidad observable (poscinemático a la primera). En algunos casos es evidente la retromorfosis a un agregado de cuarzo, plagioclasa y biotita.

La estaurólita rara vez presenta contornos poligonales. Suele estar relacionada espacialmente con el granate y a veces incluida en él, en paragénesis oportunas. Incluye cuarzo con gran frecuencia, que se alinea concordante a la primera esquistosidad observable.

La andalucita crece en cristales xenomorfos, cribosas de cuarzo y biotita, sincinemáticos a la esquistosidad. En ocasiones contiene restos blindados de estauroilita.

La cordierita ($2V \alpha \approx 58$) es muy escasa. Se presenta en cristales casi nunca maclados, parcialmente alterados en pinnita.

La sillimanita se dispone en haces fibrosos, relacionados espacialmente a la biotita. Con frecuencia hay retromorfosis a moscovita que siempre la incluye.

Los accesorios usuales de estas rocas son la turmalina, apatito, circón, esfena, opacos y feldespato potásico.

Este último es la mayor parte de las veces secundario en fracturillas y venas, y tan sólo en los estadios más evolucionados de estas rocas se observó de forma esporádica y escasa su desarrollo metamórfico.

Anfibolitas con piroxeno y granate. En una matriz de cuarzo y plagioclasa destacan, con desarrollo más restringido que en la serie de Villalba, anfíboles (tipo hornblenda) y piroxeno (diópsido). Ambos aparecen relacionados espacialmente y definen orientación preferente en la roca.

Granate en fenoblastos xenomorfos poiquilíticos del resto de los minerales.

Como accesorios hay esfena, apatito y circón.

Cuarzoesquistos con anfíbol. Queda englobada aquí toda una serie de variedades con el denominador común de su abundancia en cuarzo y textura esquistosa. El anfíbol suele constituir alternancias milimétricas con bandas de cuarzo y biotita.

En la zona de Viveiró, los neises que allí aparecen, como ya se dijo, presentan unas características diferentes al resto de la serie.

Son de grano fino y constituidos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita esencialmente. Es de destacar la heterometría de muchos granos de cuarzo y a veces también de plagioclasa que suele incluir cuarzo en gotas.

El feldespato potásico es microclina y aparece en agregados en mosaico o formando pequeñas bandas.

La moscovita suele estar orientada, y cuando no, incluye a veces restos de sillimanita.

La biotita es muy poco coloreada y en ocasiones se presenta con caracteres ópticos intermedios de moscovita.

Como accesorios hay opacos en cubos, como en los neises leucócratos (ver Petrología), y más raro turmalina.

Aparecen pequeñas bandas de neises anfibólicos en rocas anteriores. Cuarzo y plagioclasa presentan idénticas características morfológicas. El anfíbol tipo hornblenda proporciona un cierto carácter bandeado a la roca; junto a él, epidota y esfena como accesorios.

2.1.1.2 Serie de Villalba (PC $\xi + \xi$ A)

Abarca una extensión de 66 km² aproximadamente dentro de la Hoja, y se halla situada en el SE. y límite oriental.

Es una formación monótona de esquistos y neises pelíticos con intercalaciones de pequeños niveles (5-20 cm. de potencia) de neises anfibólicos con granate, con los anfíboles en gavillas.

Generalmente tiene buzamientos suaves menores de 45° y en varias ocasiones subhorizontales. Los buzamientos generalmente son hacia el S.-SE. Las direcciones varían sensiblemente, aunque podemos señalar como predominante la NE.-E. Esta variación la podemos achacar a los efectos de las posibles deformaciones de estructuras de domo.

La potencia se calcula de 500 a 800 m. aproximadamente. Se apoya sobre la serie de Trastoy concordantemente, y el paso, como ya se ha dicho, se verifica de una manera insensible.

Esta serie se halla afectada por un metamorfismo mesozonal, donde no se pueden apreciar signos de estratificación ni huellas, al igual como sucede en la serie de Trastoy.

Escasas y poco importantes son las diferencias observadas microscópicamente entre los esquistos de la serie de Trastoy y esta serie, y en su mayoría se deducen a partir de la zona metamórfica en que estén enclavados.

El carácter textural más destacable aquí es la disposición microbandeada de los minerales. Plagioclasa muy granulada junto con biotita alterna con otras finas banditas cuarcíticas.

En ocasiones este último mineral puede ser dominante en la roca.

Neises anfibólicos en gavillas (gerbe) con granate; al microscopio presentan los siguientes caracteres: matriz granoblástica de cuarzo y plagioclasa, en la que abunda asimismo la epidota (clinozoisita) en cristales de tamaño aproximadamente igual, definiendo planos de orientación. Fenoblastos de anfíbol (hornblenda) orientados respecto del resto y poiquilíticos de cuarzo que definen también esquistosidad. El granate en fenoblastos idio a subidiomorfo, con numerosas inclusiones de cuarzo mal orientadas, deforman la esquistosidad.

Como accesorios hay esfena, circón, apatito y opacos.

2.1.2 CAMBRICO

En la columna se ha significado el nivel de metaconglomerados, dentro de la importante formación de las cuarcitas.

2.1.2.1 Metaconglomerados (CA_{cg})

Al este del Campo da Feria y sobre los neises glandulares está situado un lentejón de conglomerado de cantos de cuarcita (con un tamaño máximo

de 7 cm.) y de turmalinita, que presenta estiramiento; cementados en una matriz silícea.

De análogas características son los conglomerados de Estreito, al este de Folgoso, que parecen hallarse intercalados en las cuarcitas. Estos niveles son de un centenar de metros de espesor máximo.

En lámina delgada se presentan como cuarcitas heterométricas, y los clastos policristalinos no se suelen individualizar bien de la matriz, también cuarcítica, debido a la fuerte recristalización.

2.1.2.2 Cuarcitas (CA γ)

Es una importante formación de cuarcitas que ocupa una gran extensión de la Hoja, 143 km² aproximadamente, y está situada en la franja central.

Está formando un gran arco que parte desde el borde sur de la Hoja y se va arqueando hacia el N.-NE.

En las zonas más occidentales de la formación las direcciones son de 10 a 20° hacia el Oeste (variando en la parte nororiental), hasta los 10° hacia el Este. Los buzamientos suelen ser hacia el Oeste de 30 hasta 60°.

Según nos desplazamos hacia las zonas sudorientales de la Hoja, los buzamientos se van suavizando hasta que llegan a ser horizontales, pasando a dar los buzamientos muy variados en las zonas orientales.

Es una formación azoica y apenas si posee huellas, estratificación cruzada, etc.

Intercalados se encuentran lentejones de grano más grosero que tienen escaso desarrollo. El lentejón de conglomerado que se halla intercalado en las cuarcitas es posible que esté hacia la base de la formación y aflore debido al plegamiento de la zona donde se encuentra.

Las cuarcitas son de color blanco, amarillento o rosado, debido a impregnaciones ferruginosas. Generalmente son compactas, aunque en ocasiones se hacen muy deleznable, dando arenas y lajándose con facilidad.

La textura es granoblástica y de grano medio a grueso, son en su mayor parte muy heterométricas. El cuarzo constituye cristales xenomorfos de bordes indentados, equidimensionales y sin extinción ondulante. Generalmente no presentan dirección preferente alguna.

Como accesorios más frecuentes hay biotita, moscovita, turmalina, esfena, feldespatos potásico y minerales opacos en cubos.

Algunas de estas rocas presentan un grado de recristalización considerable e incluyen moscovita y biotita en cuarzo.

El feldespatos potásico aparece intersticial.

El Cámbrico se asienta en su mayor parte en la serie de Trastoy, excepto en el borde NE., que lo hace sobre la serie de Villalba. Por lo tanto, el contacto debe ser discordante, aunque observado a nivel afloramiento casi siempre parece ser concordante. Hay que tener en cuenta que el Cámbrico y

el Precámbrico han sido plegados y metamorfizados en la orogenia Hercínica.

Su potencia estimada es de varios cientos de metros y no se puede fijar ya que en la Hoja no aparece el techo de esta formación.

Están afectados por intrusiones graníticas y el fuerte metamorfismo hercínico que produce planos de crucero en las cuarcitas, que cuando están alteradas se observan claramente.

2.2 DOMINIO DEL OLLO DE SAPO

Este dominio comprende un conjunto de metasedimentos, con foliación bien marcada.

Está limitado en su parte occidental por la serie de Ordenes y en su zona oriental por el dominio del Domo de Lugo. Constituye una ancha franja que cruza, describiendo un arco, toda Galicia, desde la isla de Coelleira hasta cerca de Zamora, donde desaparece bajo el Terciario de la meseta.

El núcleo de esta franja está formado por el Olló de Sapo s. s., que estructuralmente es un anticlinal. Los materiales de este núcleo son de edad anteordovícica, atribuidos al Precámbrico. Sobre él y en ambos flancos de esta estructura aparecen sedimentos pelíticos y samíticos con metamorfismo tenue que origina filitas, esquistos y cuarcitas. Estos sedimentos son paleozoicos: Ordovícico y Silúrico.

El dominio del Olló de Sapo en el área estudiada está situado en la zona occidental en contacto por falla con el dominio del Domo de Lugo.

2.2.1 PRECAMBRICO OLLO DE SAPO

En la presente Hoja se encuentra bien representado en el IV cuadrante por una franja de 1,5 km. aproximado de espesor, con dirección N. 25° E. y buzamiento de ambos flancos al NO. Aflora en otros puntos en pequeños afloramientos también en este IV cuadrante con dirección y buzamientos similares, y en el III cuadrante con dirección N. 10 E.

Comprende tres facies que trataremos por separado.

2.2.1.1 Facies de megacristales de feldespato (PC ζ)

Aparecen solamente dos pequeños afloramientos aislados y son el núcleo anticlinal dentro del afloramiento general del Olló de Sapo s. s. A nivel afloramiento aparecen como rocas muy esquistosas con grandes amígdalas de feldespato de 6-8 cm.

Estos nódulos están constituidos por un agregado de varios cristales de tamaño grueso de albita maclada en damero (probablemente antigua microclina). Incluyen cristales de plagioclasa maclada polisintéticamente, cuarzo

y rara vez biotita, apatito, turmalina y opacos. Hay grietas rellenas por cuarzo y moscovita de grano fino y a veces feldespato potásico.

La matriz es semejante a la descrita en el siguiente apartado.

2.2.1.2 Facies de esquistos porfiroides (PC ξ)

Los cristales de feldespato de la facies anterior van disminuyendo paulatinamente de tamaño, llegando a ser los de mayor desarrollo los de cuarzo azulado; a partir de este momento es cuando separamos esta facies, de aspecto esquistoso también y con cristales de cuarzo menores de 1 cm. Estratigráficamente está por encima de la facies de megacristales.

La mesostasis está constituida por una alternancia en bandas moscovíticas, y otras que forman un agregado granoblástico de cuarzo y plagioclasa, ésta más escasa, con algunas micas. Destacan fenocristales de cuarzo y plagioclasa de hasta 5 mm. en su dimensión mayor, que deforman en ocasiones suavemente la esquistosidad. La plagioclasa tiene bordes subredondeados, está maclada polisintéticamente de modo análogo a la mesostasis, suele incluir micas y a veces está parcialmente antipertitzada por feldespato potásico, componente que también está relleno de fisuras transversales a los planos de esquistosidad.

Los fenocristales de cuarzo están alargados en el sentido de la esquistosidad, tienen extinción ondulante como muchos de la mesostasis, e incluyen parcialmente a ésta.

A veces hay biotita o clorita en función del metamorfismo.

Los accesorios más frecuentes son: turmalina, circón, apatito y opacos.

2.2.1.3 Facies de metagrauvackas (PCw)

En esta facies, en las muestras de mano no se aprecian cristales de mayor desarrollo y la esquistosidad es menos fuerte. La roca en general tiene un aspecto arenoso polimineral; pasando de una forma insensible en el suprayacente a un nivel de cuarcitas feldespáticas en algunos casos, a niveles filíticos o a una alternancia de cuarcitas y filitas con predominio final de éstas.

Microscópicamente es semejante a la anterior, los fenocristales tienen un tamaño más reducido.

Hacia las zonas de borde desaparece la plagioclasa y los fenocristales son únicamente de cuarzo.

2.2.2 ORDOVICICO

Los flancos de los núcleos anticlinales de Olla de Sapo están ocupados por esquistos y filitas con algunos lentejones o bancos de cuarcitas; estas

cuarcitas aparecen regionalmente con pistas de edad ordovícica. En la presente Hoja las formaciones son todas azoicas; no obstante, parece claro que todos los materiales que están por debajo del nivel continuo de cuarcitas, Arenig, pertenecerán a esta edad, perteneciendo el resto de los materiales, entre ese nivel y el Silúrico, al Ordovícico Medio y Superior, ya que en la Hoja núm. 47, Villalba, se han encontrado restos de Crinoides del Ordovícico Superior.

Reposa el Ordovícico sobre el Olló de Sapo en contacto aparentemente concordante; sin embargo, dada la existencia de una laguna estratigráfica y el hecho de no observarse nunca la estratificación en estas series, hay que admitir la posibilidad de la existencia de una discordancia.

Este sistema normalmente comienza con filitas con niveles arenosos; no obstante, en algunos puntos entre las filitas y el Olló de Sapo s. s. aparece un nivel de cuarcitas feldespáticas.

No existe ninguna diferencia microscópica apreciable entre las filitas del Ordovícico Inferior, Medio y Superior. Por eso se describen conjuntamente.

La moscovita es el mineral dominante en todas ellas, impregnada de grafito, define esquistosidad planar, a menudo conjugada, que tan sólo en algunos casos se resuelve en crenulación de la más antigua. Clorita, cloritoide y biotita son los accesorios índices en el metamorfismo. Contienen, además: circón, turmalina y menos frecuentemente esfena, epidota y plagioclasa. El cloritoide en pequeños prismas idiomorfos transversos, a menudo aparece limitado por dos pequeñas placas de moscovita.

La clorita es usual verla en diminutos agregados ovoides ortogonales a la esquistosidad.

2.2.2.1 Ordovícico Inferior

2.2.2.1.1 *Cuarcitas feldespáticas lentejonares* (γ)

Estas cuarcitas son de grano fino, muy compactas y de color gris azulado; presentan niveles más esquistosos que hacia el techo se van haciendo más frecuentes. Se encuentran asociadas al Olló de Sapo s. s., siendo su paso insensible, a veces existe un tramo de filitas entre ambos niveles.

2.2.2.1.2 *Lentejones de cuarcita* [$O_{12}^1\gamma$]

Dentro de las filitas y esquistos del sistema aparecen discontinuos, en lentejones, en los flancos del Olló de Sapo s. s. En las muestras de mano son cuarcitas de grano medio y homogéneo, con color amarillento o rojizo. La cartografía representa los niveles más potentes y continuos, existiendo otros menos desarrollados.

Las filitas pasan gradualmente a cuarzoesquistos e incluso cuarcitas al

adquirir mayor importancia el cuarzo, que presentan en conjunto iguales características.

2.2.2.1.3 *Filitas y esquistos* (O_{12}^1)

El predominio de sedimentos en el Ordovícico es de pelitas. En la base suelen presentar intercalaciones de samitas teñidas de rojo.

En el Arenig son muy frecuentes las filitas con manchas rojas debidas posiblemente a oxidación de piritas que a menudo aparecen en dicha roca.

También se encuentran dentro de estas filitas y esquistos diques de cuarzo, que parecen ir asociados a fracturas y lentejones de cuarzo de exudación.

2.2.2.1.4 *Cuarcitas en bancos continuos* (O_{12}^2)

Este nivel de cuarcitas corresponde al de la arenisca armoricana; cruza la Hoja con dirección N.-S. en la parte occidental, el espesor es bastante continuo, oscilando entre 100 y 300 m. Contiene algunos niveles esquistosos y presenta frecuentes intrusiones de cuarzo asociado a fracturas.

El tamaño de grano es medio, con gran recristalización; el color de la roca blanco, a veces algo teñido de óxidos; son de textura granoblástica, equigranular y se caracterizan y diferencian del resto que aparece en este sistema por su pureza. El cuarzo constituye más del 95 por 100 del total. La mayor parte presenta orientación preferente debido a la elongación de los granos de cuarzo y pequeñas agujillas sericíticas orientadas. Son accesorios muy frecuentes el circón y esfena y más rara la turmalina y pequeños opacos.

2.2.2.2 **Ordovícico Medio y Superior** (O_{2-3})

Formado por esquistos y filitas solamente; a nivel afloramiento no existe diferencia con las filitas y esquistos del Arenig, si bien en esta formación son más abundantes los micaesquistos y allí las filitas.

2.2.3 SILURICO

Los materiales silúricos son pelíticos, en general semejantes a los ordovícicos, si bien aquí son más abundantes los niveles ampelíticos y no existen niveles detríticos más gruesos.

El contacto entre Ordovícico y Silúrico es concordante y con frecuencia, aunque no en esta Hoja, por medio de un nivel de ampelitas y liditas. Cuando estos niveles no existen, el paso de un sistema a otro no se aprecia. (Por ello en la cartografía está representado como contacto supuesto.)

2.2.3.1 Ampelitas y liditas (S ξ_v)

En la presente Hoja son escasos los afloramientos de ampelitas y liditas. Solamente se han observado el E. de Castiñeira, pasado el A.º Zapateiro (III cuadrante U.T.M.: x=266,4, y=982,6) y en Casavella (IV cuadrante U.T.M.: x=271,3, y=993,1). En Castiñeira aparecen las ampelitas con gran cantidad de grafito; presentan crenulación y pliegues de tipo «kink-band», debido a deformaciones póstumas.

En Casavella aparece un nivel de liditas en pequeños bancos (0,5 m. aproximadamente). Por su espesor y por su falta de continuidad no ha sido representado en la cartografía.

Están constituidas por cuarzo granoblástico normalmente equigranular y es característica en ellas la impregnación de grafito intersticial. Contienen turmalina (amarillo-verdosa), circón (pequeños cristallitos redondeados) y a veces esfena como accesorios. Es de destacar en algunas ocasiones la presencia de cloritoide como mineral índice en el metamorfismo, que suele disponerse en pequeños prismas maclados, a veces esbozando agregados radiales y normalmente concordantes a la elongación visible de los granos de cuarzo.

En la Hoja núm. 47 (Villalba) aparece fauna, en niveles ampelíticos, que pueden corresponder a éstos. Su clasificación da a aquellos materiales edad Llandovery Superior, Tarannon Inferior, zonas 21 y 22, y Ludlow Inferior. Así pues, el nivel de ampelitas, si estos datos son fidedignos, se trataría de un piso compresivo, y los niveles superiores pertenecerían al resto del Silúrico o posiblemente comprenderían el Devónico.

2.2.3.2 Esquistos y filitas (S)

Como anteriormente citamos, este nivel es similar a los niveles pelíticos anteriores, si bien aquí no aparecen facies de mayor granulometría y son más frecuentes los niveles ampelíticos, aunque de poco desarrollo.

Cronológicamente representan muy posiblemente el Ludlow Superior, aunque es probable que también aparezcan materiales devónicos.

La textura esquistosa definida por la moscovita, que generalmente constituye del 75 al 95 por 100 del total, es el resultado de la conjugación de al menos dos sistemas de esfuerzos en un medio de mayor plasticidad que el sistema anterior. Es frecuente observar microestructuras tales como crenulaciones, micropliegues (de charnela oblicua a la esquistosidad dominante), a veces muy heterogéneos e incluso «strain slip».

El cuarzo entra a formar parte de estas rocas en proporción variable, pero nunca muy importante. El grafito, común a todas, impregna las micas. Otros accesorios son el circón, turmalina, epidota y opacos. Como minera-

les índices del metamorfismo y en función de éste se encuentran la clorita, cloritoide (más frecuente hacia el norte de la Hoja), distena (prácticamente restringida a este nivel estratigráfico) y estaurólita. La clorita concordante con la esquistosidad crece íntimamente asociada a la moscovita.

De cloritoide se observan dos generaciones:

- a) Pequeños prismas idiomorfos que a veces forman agregados en roseta, transversos a la esquistosidad dominante. En los individuos aislados la lineación interna (de grafito) no suele coincidir con ella, pero sí cuando se presentan en rosetas.
- b) Prismas xenomorfos de mayor desarrollo, longitudinales a la esquistosidad dominante.

La distena oblicua se presenta en cristales de hábito prismático corto, de extinción ondulante, a veces combados.

La estaurólita contiene lineaciones internas sigmoides o rectas de grafito discordantes con la de la roca. Frecuentemente presenta microfracturas y a veces extinción ondulante y formas combadas, cuando con cloritoide está íntimamente relacionado con el segundo tipo b).

2.3 Terciario (T)

Repartida en la Hoja existe una serie de pequeñas cuencas aisladas, rellenas por depósitos sedimentarios, que son de características litológicas bastante heterogéneas entre ellas.

Para describirlas las podemos ajustar a tres tipos de una manera amplia.

El primer tipo se encuentra en las cuencas situadas próximas a las cuarcitas cámbricas. Generalmente se componen de varios niveles areno-arcillosos, de diversos colores y con intercalación de niveles de hierro sedimentario (goethita fundamentalmente). Son arenas de 0,2 a 0,7 mm. de Lm. de media, con diseminación de cantos de cuarzo y cuarcita de hasta 7 mm. de Lm., y varían de contenido en arcillas tanto lateral como verticalmente. Son afloramientos de escasa potencia; en la cuenca de Lousada la potencia del afloramiento no sobrepasa los 30 m., siendo la cuenca de mayor desarrollo de la Hoja.

Otro tipo de cuencas son eminentemente arenosas y muy escasas en arcillas, de características parecidas a las anteriores, pero que no tienen niveles ferruginosos, y si los tienen son insignificantes. Se ha observado estratificación cruzada en el pequeño afloramiento al S. de Casas Hermas. Los granos son de tamaño medio, 0,2 a 0,5 mm. de Lm., diseminación de cantos de cuarzo y cuarcita de hasta 6 mm. Lm. de tamaño máximo.

Por último, hay unas cuencas que son fundamentalmente arcillosas, de colores grises y verdosos. Contienen un bajo contenido en arenas que hacia el techo se va haciendo más abundante.

Todas estas cuencas están cubiertas de un tramo superior, de deposición cuaternaria areno-arcillosa con cantos de hasta 20 cm. de Lm. de cuarzo y cuarcita con una potencia máxima de 0,5 cm.

Todas estas cuencas están asociadas a zonas de fracturas, por lo que podemos pensar que se trata de fosas tectónicas que se originaron a causa de las últimas deformaciones, a favor de las zonas de mayor debilidad.

Es posible que estos depósitos pertenezcan al Terciario Alto o Pliocuatnario, dada la relación que puedan tener con la cuenca de Puentes de García Rodríguez en la Hoja de Puente deume.

2.4 QUATERNARIO (Q)

Existe un recubrimiento general en toda la Hoja de relativa importancia, para el que el proceso de deformación principal es el de remoción «in situ». Este, en la mayoría de los casos, ha sido omitido en cartografía.

Al N. de la fractura que pasa por Puentes de García Rodríguez, con dirección S.-SE., el relieve es más acusado que al S. de dicha fractura, la red fluvial está encajada y apenas si hay aportes. Por el contrario, el relieve al lado S. es más suave y existen depósitos fluviales con cantos de cuarzo y cuarcita empastados en una matriz areno-arcillosa, representan lechos de crecida actual.

Al NE. del área estudiada, en la formación de las cuarcitas del Gistral y en zonas altas topográficamente, aparece una serie de turberas. Aparentemente se han obtenido materiales de aquella zona, pero no tenemos conocimiento del objeto a que han sido destinados.

Aparecen en zonas planas, en que el agua por el escaso drenaje queda empantanada, desarrollando una espesa vegetación que originó la formación de la turbera. Estas llanuras altas están surcadas por profundos valles, donde tienen lugar formación de canchales y derrubios de ladera.

Todo ello nos lleva a la conclusión de que en la margen NO. de la falla de Puentes de García Rodríguez el relieve ha sido recientemente rejuvenecido.

La edad de esa llanura elevada podría datarse por medio de la base de esa turbera.

3 PETROLOGIA

3.1 CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO

El metamorfismo regional es progresivo en la Hoja de Puentes de García Rodríguez de oeste a este. Comprende estadios de epizona (metamorfismo de bajo grado de WINKLER, 1970); en el límite occidental se desarrolla hasta

la mesozona superior (grado medio del mismo autor), hacia el noroeste de la Hoja, caracterizada por la presencia esporádica de migmatitas poco evolucionadas (metatexitas de MENHERT, 1968).

Las dos grandes fallas que cruzan en dirección norte-sur y este-oeste aproximadamente, ponen de manifiesto mediante su juego los distintos estadios metamórficos en tres zonas con características propias, que son debidas tanto más a pequeñas fluctuaciones de las condiciones físicas del metamorfismo en tiempo y profundidad, que a la composición del material original (Fig. 1).

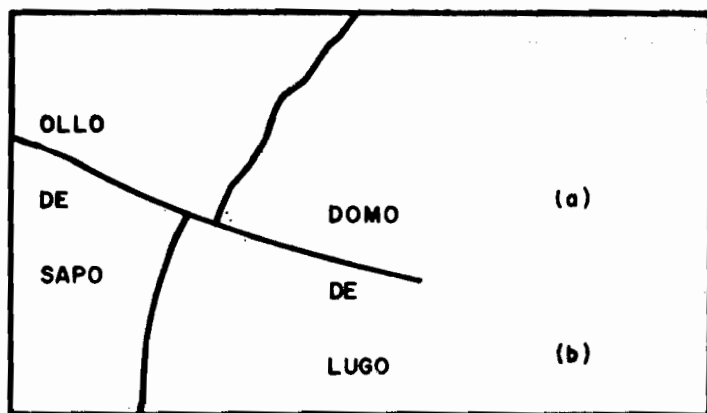


Fig. 1.—Zonas del metamorfismo.

La presencia a escala regional del cloritoide o estaurolita hacen suponer a éste rico en alúmina y hierro. Las paragénesis metamórficas que aparecen están entonces siempre influenciadas por este factor. Son las siguientes:

Zona de la clorita:

- Cuarzo-Moscovita.
- Cuarzo-Moscovita-Clorita.
- Cuarzo-Moscovita-Clorita-Cloritoide.

Zona de la biotita:

- Cuarzo-Moscovita-Clorita-Biotita.
- Cuarzo-Moscovita-Biotita.

Zona del granate:

- Cuarzo-Moscovita-Clorita-Distena.

Cuarzo-Moscovita-Cloritoide-Distena.
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Granate.
Cuarzo-Biotita-Granate.

Zona de la estaurolita:

Cuarzo-Moscovita-Estaurolita.
Cuarzo-Moscovita-Cloritoide-Estaurolita.
Cuarzo-Moscovita-Cloritoide-Estaurolita-Distena.
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Estaurolita.
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Granate-Estaurolita.

Zona de la andalucita:

Cuarzo-Moscovita-Biotita-Andalucita.
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Estaurolita-Andalucita.
Cuarzo-Biotita-Andalucita.
Cuarzo-Biotita-Granate-Estaurolita-Andalucita.

Zona de la sillimanita:

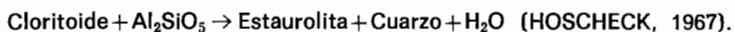
Cuarzo-Biotita-Sillimanita.
Cuarzo-Biotita-Granate-Sillimanita.
Cuarzo-Biotita-Estaurolita-Sillimanita.
Cuarzo-Biotita-Andalucita-Sillimanita.
Cuarzo-Biotita-Estaurolita-Andalucita-Sillimanita.
Cuarzo-Biotita-Estaurolita-Granate-Cordierita.
Cuarzo-Biotita-Cordierita.
Cuarzo-Biotita-Sillimanita-Cordierita.

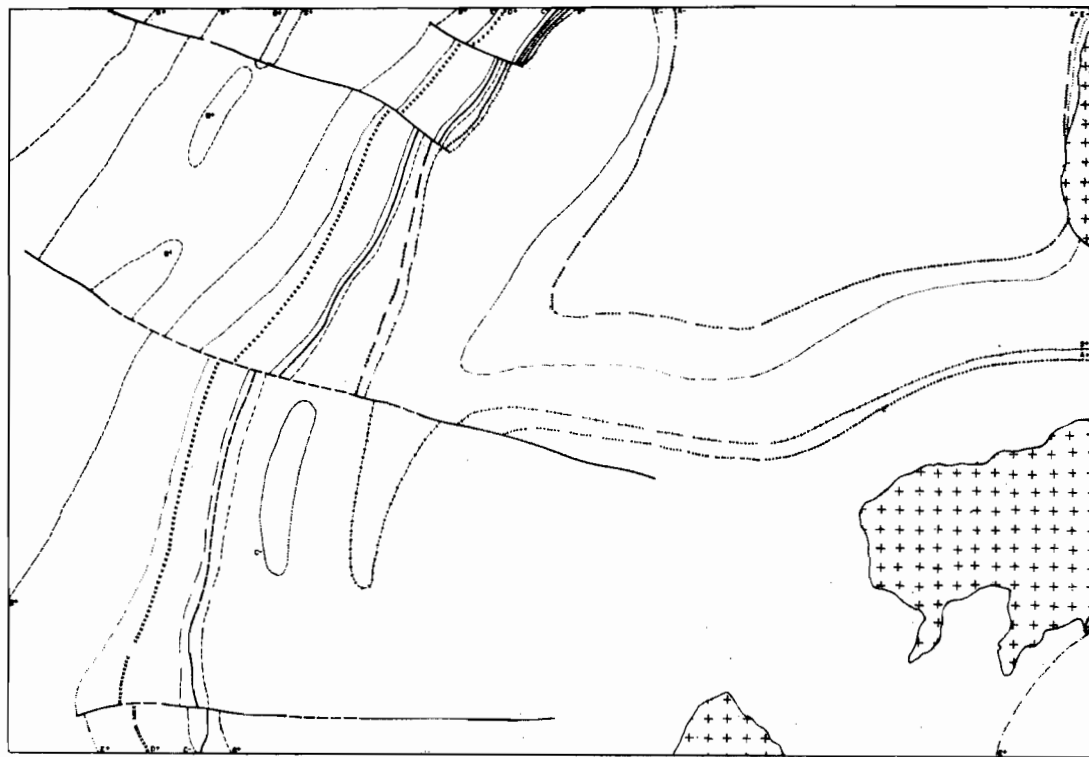
En el dominio occidental del Olló de Sapo es típico el desarrollo de cloritoide, y solamente en la formación Olló propiamente dicha, o muy escasa en el resto, aparece la biotita. Este hecho se debe a la incompatibilidad de ambos minerales en estados de bajo grado metamórfico (HOSCHECK, 1967).

La isograda de la biotita tiene, por tanto, un carácter tardío cuando con cloritoide, y en este caso no deben asignársele condiciones metamórficas idénticas que las que delimitan los anticlinales Olló de Sapo, de distinta composición (Fig. 2).

En la banda más oriental de este dominio aparecen ya estaurolita y distena e indican el comienzo del metamorfismo de grado medio (WINKLER, 1970).

Se observó la transformación de cloritoide en estaurolita, que tendría lugar según la reacción:





LEYENDA

Zona granítica	--- (B) Isograda de la biotita (E) Isograda de la sillimanita
	--- (B) Isograda del granato (C) Isograda del cloritoido
	--- (C) Isograda de la androsita (D) Isograda de la sillimanita
	--- (A) Isograda de la cordierita (E) Isograda de la sillimanita

Fig. 2.—Desarrollo de las isogradas de la Hoja de Puentes de García Rodríguez

Esto supone la aparición anterior en el tiempo de la distena, que como ya se ha dicho, es el polimorfo presente en este área, pero no se invoca en modo alguno este mecanismo como único en la formación de la estaurolita.

La evidencia petrográfica apoya un amplio campo temporal en el desarrollo de este mineral. La así formada corresponde a la etapa más tardía, inmediatamente anterior a la fase 2. El resto debe desarrollarse interfase 1-2, al igual que la distena.

El dominio del Domo de Lugo se ha subdividido en dos áreas principalmente, por la presencia de la andalucita en la mitad norte.

Es común a ambas y característico el granate, en un amplio campo de estabilidad, lo que indica que el metamorfismo alcanza aquí, al menos en las partes bajas, la zona de más alta temperatura en el metamorfismo de bajo grado de WINKLER (1970) y es más profundo que en el dominio del Olló.

Nunca está con cloritoide, debido a la incompatibilidad de carácter químico en rocas con relación $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ elevada y en el tipo de paragénesis observadas.

En el tiempo es asimismo muy constante (sinfase 1-prefase 2) y esboza un cierto gradiente tardío progresivo hacia el Este. Como se verá más adelante, su aparición se explica a partir de varias reacciones.

La estaurolita tiene también aquí un desarrollo regional amplio, igual que el granate, en el espacio y el tiempo, aunque algo más restringido que éste.

Se da la siguiente reacción:

Cloritoide + Moscovita \rightarrow Estaurolita + Almandino + H_2O (HOSCHECK, 1967) como responsable de su formación, aunque no hay evidencias petrográficas que lo apoyan, pero que además aclara la incompatibilidad cloritoide granate ya citada.

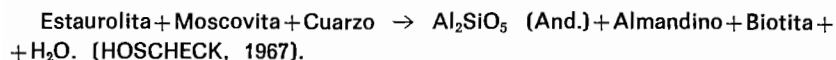
Con la aparición de la estaurolita comienza el metamorfismo de grado medio de WINKLER (1970).

Ya se señaló la ausencia de andalucita en la mitad meridional del dominio en cuestión como polimorfo estable de Al_2SiO_5 . Unido a que no se advierten fenómenos anatécticos en él y la presencia de moscovita en la roca más allá de la isograda Si^+ , hacen pensar en un tipo de P y T moderadas para el metamorfismo de esta región y que es intermedia en lo referente a la temperatura entre el dominio del Olló y la mitad norte del presente.

Este último presenta unos caracteres que indican una mayor influencia de la temperatura en el desarrollo del metamorfismo (andalucita, migmatitas).

La andalucita es la mayor parte de las veces sincinemática (fase 1), lo que además indicaría un mayor desarrollo de la temperatura hacia este pe-

río de tiempo. Incluye estaurolita (restos blindados), que se explica mediante la reacción:



La estaurolita se ha observado asimismo incluida a veces en el granate.

Por último, es de señalar en el dominio del Domo de Lugo la esporádica presencia de cordierita, siempre en el campo de la sillimanita.

Su aparente aparición tardía se podría explicar por incompatibilidad con la composición de la roca, cuando moscovita y estaurolita están presentes o en rocas de composición rica en Fe, pero parece más verosímil atribuirlo a las condiciones físicas del metamorfismo. A presión y temperatura cercanas al punto triple, la estabilidad de la cordierita se alcanza muy tarde. A fin de establecer aún más las características de este dominio y del metamorfismo en general, se debe considerar el hecho de que paragénesis con cordierita y granate (como alguna de las aquí observadas) indican una mayor influencia de la temperatura sobre la presión en su desarrollo.

Se puede concluir, por tanto, que el metamorfismo en la Hoja de Puentes de García Rodríguez es de tipo intermedio, presiones moderadas y temperatura suavemente oscilante en el tiempo. Esta alcanza su mayor importancia durante o inmediatamente después de la primera fase y da lugar a andalucita y cordierita en zonas apropiadas; posteriormente desciende durante la interfase y origina distena. Con respecto a éste, sobresale el hecho de su localización con respecto a una estrecha banda en el límite meridional del dominio Olló de Sapo y que hace suponer la intervención asimismo de un factor espacio en los caracteres del metamorfismo que se está considerando.

A partir de la segunda fase, la intensidad de éste desciende y no se constituyen minerales típicos de la mesozona, llegando incluso a retromorfismo de los mismos (véase granate).

3.2 NEISES LEUCOCRATOS (POSIBLES ORTONEISES) (ζ)

El afloramiento más importante es el que está situado al N. de Campo da Fera y existen otros de menor importancia.

Se tratan de posibles ortoneises leucocráticos de grano fino, con diseminación de magnetita. Son de color blanquecino, presentan una sola deformación de crucero que sigue las mismas direcciones de las rocas circundantes. Contiene filones de cuarzo con boudin que siguen la deformación.

Presentan textura en mosaico de grano fino heterogranular. Los contornos de los minerales tienden a la forma poligonal. El mineral dominante es el

feldespato potásico (microclina), que en cantidad variable llega a ser muy importante (95 por 100) en algunas ocasiones. Su distribución es irregular, en bandas o individualizando zonas con cuarzo y plagioclasa exclusivamente.

La plagioclasa está en cristales xenomorfos de tamaño medio sin zonar e incluyendo cuarzo en gotas o más pequeño, similar al feldespato potásico, y entonces suele presentar un borde más ácido, posiblemente albita.

El cuarzo se encuentra también en dos tamaños bien diferentes, similar a la plagioclasa.

En ocasiones se observaron concentraciones micáceas en bandas de biotita muy oscura y con fuerte pleocroísmo.

Es usual la aparición de pequeños cubos de magnetita como accesorios y también pequeñas moscovitas que deben ser secundarias.

Sus dimensiones en el campo y condiciones de emplazamiento conducen a considerarlo como un cuerpo diferente, de todas formas su problemática complicada abre campo para futuros estudios más detallados.

3.3 ROCAS INTRUSIVAS

3.3.1 METABASITAS (πb)

Aparecen en tres puntos distintos de la Hoja, en Bordelle, Villapedre y las situadas al N. de Garrona. Siempre están intruidas en cuarcitas cámblicas a modo de sills. Son de escasa potencia y poco desarrollo. En las zonas centrales de los afloramientos son de color verde oscuro, de gran compacidad, y presentan una ligera esquistosidad muy poco marcada. En los costados son de color verde claro y mucho menos compactas, dan un color rojizo de alteración bastante típico. En Garrona presentan una clara zonación de tamaño, siendo de grano fino en el margen E. y de grano grueso en el O. Tienen un quimismo próximo a rocas ultrabásicas, picritas y gabros melancratos (CAPDEVILA, 1969), fuertemente transformadas por el metamorfismo ulterior.

Hacia el núcleo se disponen tipos con textura ígnea residual:

a) Metaperidotitas: olivinos parcialmente transformados y corroídos, xenomorfos, en matriz de anfíbol (tremolita) y clorita no orientada. Como accesorios se encuentran opacos y pennina.

b) Metagabros: de textura subofítica residual, hay grandes plagioclasas zonadas y macladas y placas de anfíbol (actinolita). En algunas zonas se observan agregados cloríticos de transformación y siempre una acusada deformación mecánica de los minerales. Los accesorios presentes son esfena y opacos.

Hacia la periferia se distribuyen los dos tipos siguientes, que bien pueden ser transformación más completa de los ya descritos.

c) Esquistos actinolíticos: constituidos por anfíbol (actinolita-tremolita), y en menor proporción clorita, en textura nematoblástica heterogranular. El anfíbol constituye prismas a menudo deformados y la roca presenta esquistosidad semejante a la encajante. Hay epidota, calcita y minerales opacos como accesorios.

d) Neises anfibolíticos: megacrystales de anfíbol (tremolita y hornblenda) generalmente orientados se asientan en matriz de grano fino de plagioclasa (zonada y generalmente sin maclar) y pajuelas del mismo tipo de anfíbol. Los accesorios son: biotita, epidota, clorita y opacos.

3.3.2 ROCAS GRANITICAS

3.3.2.1 Diorita ^b (αη²)

Solamente hay un pequeño afloramiento al S. de Pereiro, en la carretera que sale de Puente de la Balsa hacia Viveiró. Son de color gris blanquecino, intrusivas, y el tipo de contacto no se puede apreciar claramente debido a que se halla recubierto.

De textura granuda y grano medio, están constituidas por plagioclasa muy zonada (55 por 100 An el núcleo, 20 por 100 en la periferia) y maclada, anfíbol (tipo hornblenda de pleocroísmo azulado) y biotita fuertemente pleocroica y oscura. El cuarzo es relativamente escaso.

Como accesorios hay: apatito, esfena y circón.

Este tipo de rocas normalmente está relacionado a granodioritas, aunque dadas las características de afloramiento no es posible asociarlas aquí a uno u otro tipo.

3.3.2.2 Granito de dos micas (dγ²)

Todo el dominio del Domo de Lugo contiene abundantes intrusiones de este granito, generalmente orientado tectónicamente.

En las series de Villalba y Trastoy existe gran cantidad de sills de este granito, de potencia de 20 a 30 cm., que se hacen muy abundantes en los alrededores del monte de Monseibán. También se hacen mucho más frecuentes más al N. de la Hoja. De este mismo tipo, pero de mayor desarrollo, existen varias intrusiones, como puede observarse claramente en las canteras situadas al O. de Tarrío, de las que extraían en lajas para la construcción.

En las cuarcitas del Cámbrico, en sus estribaciones más al Norte, las intrusiones de granito son muy frecuentes. Tienen el contacto neto y cortante; la mayoría de ellas son de muy poco desarrollo.

Los granitos, que están situados próximos a la falla que separa los dos dominios, están muy deformados y se ve gran orientación en las micas.

La deformación es menor a medida que nos alejamos hacia el Este. En los alrededores de Muras existen afloramientos en donde se pueden observar bastante bien los granitos deformados.

En el macizo de Monseibán el granito se presenta orientado en los bordes, y a medida que se avanza hacia el centro la orientación se va atenuando y llega a desaparecer. En la cima Monseibán vuelve a encontrarse orientado y con varios enclaves de esquistos y neises.

Monseibán y los granitos que afloran al norte de la Hoja presentan semejantes características al microscopio, aunque estos últimos siempre se presentan intensamente deformados. Por el contrario, Monseibán tan sólo presenta deformación tectónica en la periferia del macizo y siempre es menos acusada. Más hacia el interior tan sólo se aprecia orientación de micas y ligera fragmentación del cuarzo. En el núcleo el granito no está orientado.

La proporción de plagioclasa es en general mayor al feldespato potásico. Este en cristales xenomorfos, de pequeño tamaño, es microclina. La plagioclasa heterogranular se presenta maclada con ley de albíta principalmente y muy raro periclina o Karlsbad; es oligoclasa (26-28 por 100 An aproximadamente). En ocasiones la periferia es algo zonada (21 por 100 An).

El cuarzo constituye pequeños agregados redondeados de grano fino.

La moscovita es dominante entre las micas. La biotita a menudo crece relacionada con la anterior.

Los accesorios más frecuentes son el apatito y en ocasiones berilo, turmalina y circón.

3.3.2.3 La granodiorita con orientación de flujo (γ^b)

Un solo afloramiento de esta granodiorita hay en la Hoja, situado al SE. de Muras.

Es muy compacta, con orientación de flujo poco marcada, con gabarros que contienen diferenciaciones aún más melanocráticas.

Son de textura granuda, de grano medio, equigranular, hipidiomorfa.

El feldespato potásico, intersticial y poco abundante, es microclina, a veces con macla albíta-periclina, incluye pequeñas plagioclasas. La plagioclasa en prismas subautomorfos presenta acusada zonación (26-46 por 100 An) oscilante en muchos casos y asimétrica en torno a las maclas que tienen leyes de Karlsbad, albíta-karlsbad y periclina. Hay mirmequitas en contacto con el feldespato.

El cuarzo constituye agregados en mosaico. La biotita también en agregados presenta acusado pleocroísmo y color marrón oscuro. A veces está algo orientada.

Los accesorios más frecuentes son el circón, apatito y epidota.

3.3.2.4 Granodiorita tardía ($c \gamma \eta^2$)^b

3.3.2.4.1 Macizo de La Tojiza

Solamente una pequeña parte del macizo de La Tojiza está incluido en la Hoja, situado al borde NE. La intrusión de este granito es cortante y generalmente en los bordes se presenta tectonizado. Es de grano grueso y compacto, presentando disyunción en bolos que dan aspecto de berrocal.

La textura es granuda porfídica.

El feldespato potásico constituye fenocristales tabulares de 1 cm. aproximadamente de longitud, con mesoperfitas de plagioclasa y macla de Karlsbad.

La plagioclasa (oligoclasa) sin zonar y maclada polisintéticamente o en damero. Frecuentemente fracturada y con maclas secundarias de deformación.

El cuarzo intersticial y la biotita poco importante.

Pequeños agregados de epidota.

3.3.2.4.2 Pequeños afloramientos aislados

Existen varios pequeños afloramientos aislados que posiblemente sean cortejo en su mayor parte del gran macizo situado al NE. de la Hoja denominado La Tojiza.

Son de grano medio y generalmente son compactos, dando relieves muy característicos, con disyunción en grandes bolas muy redondeadas. Se diferencian bien de los granitos de dos micas por la escasez o ausencia de moscovita y el aspecto blanquecino. Los granates aparecen con gran frecuencia.

Presentan textura granuda de grano grueso, equigranular, hipidiomorfa. Varía localmente la composición, aunque en conjunto es granodiorítica.

El feldespato potásico es microclina, a veces algo perfitica y maclada albíta-periclina. Incluye con frecuencia plagioclasa y biotita, se constituye en cristales xenomorfos intersticiales. La plagioclasa es zonada y maclada polisintéticamente. Su composición es de oligoclasa. En ocasiones desarrolla crecimientos gráficos muy espectaculares.

El cuarzo en cristales individuales, generalmente con tendencia al idiomorfismo.

Es característica la biotita de color marrón verdoso muy oscuro y acusado pleocroísmo.

El granate tipo almandino está presente siempre como accesorio en pequeños cristallitos redondeados.

Otros accesorios son: circón, apatito y opacos. La moscovita se presenta muy esporádicamente.

Se considera estas rocas en general algo más evolucionadas que las típicas granodioritas.

4 TECTONICA

4.1 TECTONICA REGIONAL

Como en todo el NO. de la Península Ibérica, en el área estudiada la orogénesis hercínica ha afectado a los materiales precámbricos y paleozoicos. Esta tectónica hercínica está caracterizada por la presencia de dos fases orogénicas principales superpuestas.

El área estudiada se encuentra dentro de las zonas III y IV de MATTE; la zona III corresponde al pliegue tumbado de Mondoñedo (de 1.ª fase), apreciándose solamente una fase de deformación, mientras la zona IV corresponde al dominio del Olló de Sapo, en que aparecen claramente la 1.ª y 2.ª fases. En la división de MATTE: «La estructura de la virgination hercynienne de Galice (Espagne) 1968», la zona III está enmarcada dentro del dominio de los pliegues tumbados y replagados (por la segunda fase).

4.2 APRECIACIONES TECTONICAS DENTRO DE LA HOJA

4.2.1 DEFORMACIONES ANTEHERCINICAS

Si bien con carácter regional no han sido observadas orogenias antehercínicas, en la presente Hoja parece deducirse una clara discordancia entre el Precámbrico y el Cámbrico en el dominio del Domo de Lugo, esto es, entre el Precámbrico (series de Villalba y Trastoy) y la «cuarcita del Gistral».

Los criterios que conducen a esta decisión son:

- 1.º Infrayacente de la «cuarcita del Gistral» son indistintamente las series de Villalba y Trastoy.
- 2.º Choque de estructuras (o al menos de esquistosidad) entre la serie infrayacente y «cuarcitas del Gistral».
- 3.º Presencia de conglomerados, si no siempre en la base, próxima a ella.
- 4.º Dicha discordancia ha sido observada en otros puntos del NO., aunque haya sido con carácter local.

En el dominio del Olló de Sapo no se aprecia discordancia alguna, si bien ha tenido lugar sin duda una laguna estratigráfica entre el Precámbrico y Ordovícico que muy bien podría corresponder a movimientos epirogénicos consecuencia de la fase Sárdica o Cadómica.

Entre el Ordovícico y el Silúrico, como citábamos en el apartado de Estratigrafía, también es posible que exista laguna estratigráfica, aunque de corta duración.

4.2.2 FASES DEL PLEGAMIENTO HERCINICO

En el NO. de la Península Ibérica las fases del plegamiento hercínico no están bien datadas, ya que no existen los tramos superiores del Paleozoico. En los montes Cantábricos, por el contrario, es posible su datación, allí su edad es Namuriense-Westfaliense B (L. U. de SITTER, 1965), Westfaliense B (R. WARNER, 1965) para la fase 1, y Westfaliense Superior, Estefaniense (L. U. de SITTER), Estefaniense R (R. WAGNER) para la fase 2.

La zona estudiada, por tratarse de una zona interna de la cadena, se puede suponer que las fases de deformación, por lo menos la primera, fueron anteriores a las de las zonas externas, astur-leonesas.

La datación radiométrica de los granitos de Guitiriz y de Forgoselos permite fijar una edad intrawestfaliense para la segunda fase (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1970).

En la presente Hoja se encuentran dos dominios bien diferenciados (representados en el esquema tectónico):

1.º Zona o dominio con pliegues tumbados que posteriormente han sido replegados. Esta zona comprende la mayor parte de la Hoja (zona noroccidental). Incluye los dominios del Domo de Lugo y Olló de Sapo; presenta clara esquistosidad subvertical de la segunda fase, que hace más difusa la primera, por lo que no se aprecia claramente.

En esta zona existe una vergencia hacia el NE. Se encuentra dividida por una fractura de dirección aproximada N. 20° E. que separa los dominios del Domo de Lugo y Olló de Sapo; el resultado del juego de dicha falla es un salto en el metamorfismo. En este área la intensidad de la segunda fase decrece hacia el SE., dando paso a la más clara observación de la primera fase.

2.º Zona o dominio de pliegues tumbados con aparente vergencia al NO. Esta zona se presenta buzante hacia el SE.; no obstante, la verdadera vergencia debe tener lugar en este sentido, ya que se encuentra en la zona III de MATTE, en que los pliegues tumbados tienen vergencia hacia las zonas externas (orientales). Se trataría, pues, de pliegues tumbados cuyo plano axial ha rebasado la horizontalidad, dando una serie de asinformas (dada la estrecha relación de esta zona con Mondoñedo, se han realizado dos cortes tomando los datos de aquella zona para mejor comprensión del SE. de la Hoja).

La interpretación definitiva ha de realizarse en la Hoja colindante (Mondoñedo). Aquí hemos expuesto dos hipótesis posibles:

1.ª Que nos encontramos en el flanco normal, permaneciendo la serie

de Trastoy muy cubierta y nos aflora en falso sinclinal. El afloramiento de la serie de Villalba, al N. de Cova, sería un falso anticlinal (Fig. 3).

2.ª Que el área de Monseibán sea el flanco normal de pliegue tumbado de Mondoñedo, y el área de Outeiro el flanco invertido, apareciendo entre ambos el núcleo de la serie de Trastoy (Fig. 4).

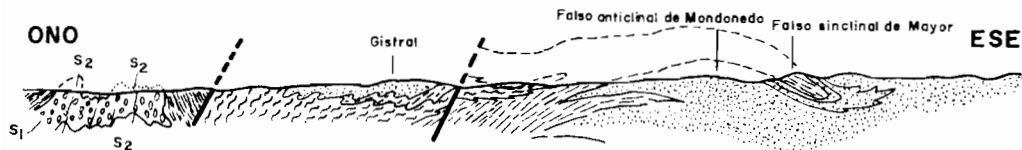


Fig. 3

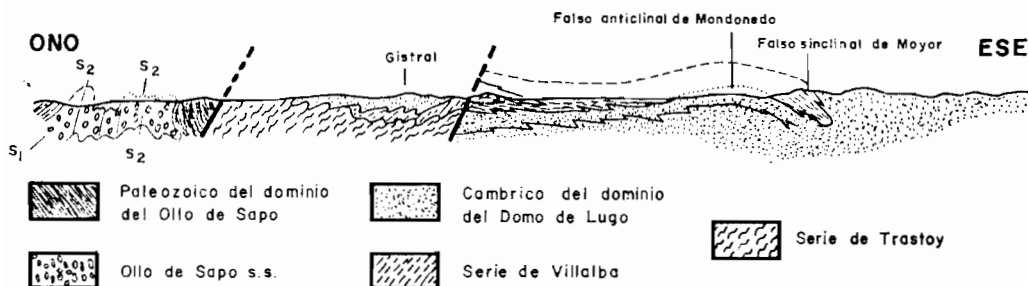


Fig. 4

En esta zona no se aprecia más que una sola esquistosidad a nivel afloramiento; no obstante, microscópicamente han sido observados arcos poligonales y estructuras relictas en los granates.

En el Silúrico, próximo a la falla longitudinal que separa los dominios del Domo de Lugo y Olló de Sapo, muy frecuentemente aparece una fuerte crenulación replegando la esquistosidad de 2.ª fase (se ha presentado en los cortes por S_3). Esta deformación tiene escaso desarrollo y podría estar ligada a movimientos de esa falla longitudinal cuando los materiales presentaban una cierta plasticidad.

Es frecuente encontrar «kink-bands» subhorizontales en Ordovícico y Silúrico pertenecientes a esta tercera deformación, su geometría es variada, apareciendo unas veces con poco ángulo y aislados, mientras en otras ocasiones son tipo pliegues en acordeón o «chevron».

Los últimos movimientos hercínicos observados son los que originan una gran red de fracturas de dirección general E.-O. (en el S.) ó N. 45° O. (en el N.) Dichas fracturas tienen, en su mayoría, desplazamiento en la horizontal exclusivamente; es decir, se trata de fallas de desplazamiento de rumbo («decrochements»). Asociada a estos movimientos se produce en las filitas del dominio del Olo de Sapo una serie de «kink-bands» (ejemplo, el situado en la carretera de Cabreiros a Moman, km. 10).

4.2.3 ULTIMAS DEFORMACIONES

Posteriormente en tiempos terciarios se produce un rejeugo de las fallas que proporciona una serie de pequeñas cuencas donde se han depositado los materiales terciarios, representados en las fallas de desplazamiento de rumbo. También la falla longitudinal que separa sufre una activación, originando la cuenca cuaternaria del río Trimaz.

5 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja está comprendida en la historia del NO. de la Península. Consta de gran período de sedimentación de carácter de geosinclinal, con escasas perturbaciones, que más tarde son afectadas por movimientos orogénicos y metamorfismos.

1) Precámbrico. Los materiales más antiguos que nos encontramos son la formación Olo de Sapo, la serie de Villalba y la serie de Trastoy. Este conjunto viene datado, según varios autores, como Precámbrico alto.

Las facies del Olo de Sapo son de un medio sedimentario próximo a la línea de costa, que posiblemente pasan lateralmente a unas facies más alejadas de la costa, fundamentalmente pelíticas, de la serie de Villalba y Trastoy. El paso del Olo de Sapo a las otras series no se puede apreciar en la Hoja, pues están interrumpidas por la gran falla que separa los dominios, de manera que podemos pensar en otras posibilidades de relacionarlas, pero siempre será dentro del campo de las hipótesis.

Durante esta sedimentación se puede suponer una gran estabilidad de la cuenca. Existe únicamente cambio de energía en el medio sedimentario que se refleja en intercalaciones de niveles de cuarcita incluidos en la serie de Trastoy.

Los materiales del Precámbrico pueden haber sufrido fases de deformación, metamorfismo débil o etapas erosivas debidas a simples movimientos epirogénicos durante el intervalo de tiempo predecesor a la deposición de las cuarcitas del Cámbrico. Estas deformaciones deben atribuirse a la fase Cadómica, aunque no hay evidencia de ello.

Los neises leucocráticos, en caso de tratarse realmente de ortoneises, probablemente intruyeron en tiempos prehercínicos. No se puede descartar, sin embargo, un origen «para», en cuyo caso se trataría de facies de metamorfismo probablemente más intenso dentro de la serie de Trastoy o bien de zonas estratigráficamente inferiores.

II) El Cámbrico comienza con una elevación general de toda la cuenca en el dominio del Domo de Lugo y una emersión del dominio del Olló de Sapo que forma parte del área continental. La línea de costa queda desdibujada, ya que la fractura que separa ambos dominios puede haber aproximado zonas que tal vez estaban separadas incluso algunos kilómetros. Las cuarcitas cámbricas son sedimentos poco evolucionados y de rápida decantación. Podría ocurrir que se depositaran en todo el área y posteriormente se erosionan, pero esta teoría parece poco probable.

Se apoya el Cámbrico discordante sobre el infrayacente. Esta discordancia no se aprecia a escala de afloramiento en la Hoja, pero pudo quedar difuminada debido a la intensa deformación y metamorfismo que más tarde han sufrido ambos sistemas.

Durante la sedimentación de las cuarcitas existe una etapa de estabilidad con pequeños incrementos de energía en el medio sedimentario, de poca duración.

III) El Ordovícico lo hallamos únicamente en el dominio del Olló de Sapo, donde se continúan las series, mientras que las cuarcitas del Cámbrico son el techo del dominio del Domo de Lugo para la presente Hoja.

Comienza el Ordovícico con una subsidencia de la cuenca, donde el dominio del Olló de Sapo vuelve a encontrarse sumergido.

El Ordovícico Inferior (O₁₂) comienza con un nivel de cuarcitas de deposición lentejonar que pasa a un paquete que es fundamentalmente pelítico (filitas), que contiene intercalaciones de lentejones de cuarcita. Todo esto nos indica una facies algo más profunda que para las cuarcitas cámbricas, pero que no está muy alejada de la línea de costa.

Durante esta sedimentación la cuenca ha recibido impulsos que han provocado una variación de energía capaz de transportar estos niveles más detríticos.

Se determina este tramo con las «cuarcitas en bancos de cruciana», que significa un gran aumento de energía y un ambiente sedimentario de plataforma.

El Ordovícico (O_{2,3}) se compone fundamentalmente de un paquete de pelitas con intercalación de ligeros niveles algo más detríticos. Es un ambiente sedimentario marino poco profundo, aunque algo más profundo y alejado que para el anterior.

IV) El Silúrico (S) en su base presenta en algunas ocasiones un nivel de cuarcita de grano fino con abundante feldespato. Otras veces aparecen niveles lentejonares de ampelitas con pequeños niveles de liditas, y se

continúa con un paquete de pelitas (esquistos y filitas) que apenas tiene variaciones. Como en el sistema anterior, estas facies son de mar poco profundo.

Durante la sedimentación desde el Cámbrico hasta el Silúrico vemos que se trata de una etapa sedimentaria bastante homogénea, con pocos movimientos, debidos a la evolución típica del geosinclinal.

V) La orogenia Hercínica es la que más tarde actúa sobre todos estos materiales, como ha sido expuesto en el apartado de Tectónica.

Entre la primera y segunda fases es donde sitúa la fase de metamorfismo que afecta a estos materiales.

VI) No se puede datar con fijeza dentro de la Hoja la edad de las intrusiones de las rocas básicas (anfíbolitas, metaperidotitas, metagabros). Únicamente puede fijarse en esta Hoja que las intrusiones son de edad poscámbrica y posiblemente a la fase 1.

Muy próximo o sincrónico a la primera fase se intruye el granito de dos micas (${}^d\gamma^2$) del tipo de los de monte de Monseibán, con las características que han sido expuestas en el apartado de Petrología.

Anterior o al tiempo del comienzo de la segunda fase se emplazan las granodioritas precoces (${}_i^b\gamma\eta^2$). Después de la fase 2 es cuando penetran las granodioritas tardías (${}_c^b\gamma\eta^2$).

Se han observado dos tipos distintos de deformaciones de fractura posteriores a dos fases fundamentales que no es posible datar dentro de la Hoja.

VII) Terciario. Como consecuencia de las últimas deformaciones se forma una serie de pequeñas cuencas de origen tectónico que se rellenan de un depósito de un posible Terciario. Se caracterizan por un medio ambiente lacustre-palustre, culminado por una etapa final de régimen fluvial. La evidencia del régimen lacustre viene representada por niveles arcillosos verdosos y grises típicos de un ambiente reductor.

VIII) Por último, durante el Cuaternario continúa la erosión de los relieves que han sido reactivados, dando un recubrimiento general y depósitos de régimen fluvial.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

Únicamente existen en esta Hoja explotaciones de mineral de hierro. El hierro es de origen sedimentario, que suele presentarse en forma de goethita —está interestratificado con los depósitos terciarios— que se explota a cielo abierto.

Otro tipo de yacimientos ferruginosos es el que está relleno de fracturas, y posiblemente se halla depositado debido a la percolación de aguas,

dando aspecto en ocasiones de tratarse de filones. En estos yacimientos el hierro está mezclado en mayor o menor grado con cantos de cuarzo y cuarcita que están poco evolucionados, muy angulosos, que le dan un aspecto de brecha cuyo cemento es ferruginoso.

Los yacimientos que tienen interés generalmente están situados en los bordes de las cuarcitas del Cámbrico.

Existe gran cantidad de canteras utilizadas para la construcción y para firmes de carreteras. Las principales explotaciones son las de cuarzo filoniano, cuarcita, granito (principalmente lajas que se extraen del granito de dos micas orientado), pizarras de techar y arenas. Todas estas canteras son de poca importancia y generalmente han sido utilizadas por los nativos, actualmente están casi todas abandonadas. Únicamente tienen mayor actividad las canteras de cuarzo.

Actualmente tiene importancia la explotación de arcillas del Terciario para ladrillería en general.

7 BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le NW. de la Peninsule Iberique». *Publ. del Inst. Geol. de la Universidad de Barcelona*, vol. 21, fas. 1, pp. 21-61.
- CAPDEVILA, R. (1965).—«La geologie du Precambrien et du Paleozoique dans la region de Lugo». *Not. y Com. del IGME*, fas. 80, pp. 157-174.
- (1969).—«Metam. reg. progressif et les granites dans le segment hercynienne du NE. de Galice». *Université de Montpellier*, These doctoral, pp. 1-426.
- (1970).—«Types de granites Herciniens et leur distribution NW. de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, fas. 2, pp. 101-111.
- DEN TEX, E. (1966).—«Aperçu petrologique et structural de la Galice cristalline». *Leidse Geologische Mededelingen*, fas. 36, pp. 211-222.
- FLOOR, P. (1970).—«Subdivision des roches granitiques dans le NW. peninsulaire». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, fas. 2, pp. 131-134.
- (1966).—«Los metasedimentos y neises graníticos antehercinianos». *Leidse Geologische Mededelingen*, pp. 223-234, fas. 36.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).—«Hierros de Galicia. Criaderos de hierro de España». *Mem. IGME*, t. 4, fas. 1, pp. 1-464.
- (1935).—«Hierros de Galicia. Criaderos de hierro de España». *Mem. del IGME*, t. 4, fas. 3, pp. 1-373, núm. 1.
- (1935).—«Hierros de Galicia. Criaderos de hierro de España». *Mem. del IGME*, t. 4, fas. 3, pp. 374-769, núm. 2.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M.; HERNANDEZ SAMPELAYO, P., y LIZAUR Y ROLDAN, J.—«Hoja geológica de La Coruña». *IGME*, pp. 5-101.

- MATTE, P. (1968).—«La structure de la virgination Hercynienne de Galice». *Thèse doctoral Lab. Geol. de la Fa. de Sciences de Grenoble*, fas. 44, pp. 1-123.
- MEDUS, J. (1965).—«L'évolution biostratigraphique d'une lagune neogene de Galice (Espagne)». *Pollen y Spores*, fas. 7, núm. 2, pp. 381-384.
- NONN, H. (1967).—«Representación de algunos depósitos superficiales en el occidente de Galicia». *Not. y Com. del IGME*, t. 95, pp. 89-105.
- OENING SOEN (1970).—«Granite intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, fas. 2, pp. 157-184.
- PARGA PONDAL, I., y otros (1967).—«Carte geologique du NW. de la Peninsule Iberique». *Serv. Geol. de Portugal*.
- PARGA PONDAL, I., y ALEIXANDRE, T. (1966).—«La arenisca ortocuarcítica del Gistral (Lugo)». *Not. y Com. del IGME*, t. 67, pp. 59-90.
- PARGA PONDAL, I. (1963).—«Mapa petrográfico-estructural de Galicia». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- RIEMER (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. del IGME*, fas. 81, pp. 7-20.
- VARIOS AUTORES (1971).—«Síntesis de la cartografía existente de la provincia de Lugo». *Mapa Geol. de España 1:200.000*, IGME, núm. 2.
- WINKLER, H. G. F. (1970).—«Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on isograds in Common Rocks». *N. Jb. M. Miner. MH. Jg.*, fas. 8, pp. 189-248.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA