# GEOLOGIA DEL AREA GRANITICA Y METAMORFICA AL OESTE DE CIUDAD RODRIGO (Salamanca): I. EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO: ESTRATIGRAFIA, METAMORFISMO Y DEFORMACION \*

L. G. Corretgé\*\* M. López-Plaza\*\*

RESUMEN.—En este artículo se presenta una cartografía y una serie de nuevos datos geológicos del complejo esquisto-grauváquico en este área, haciendo hincapié en los aspectos más desconocidos. Se ha establecido una columna estratigráfica tipo de más de dos mil metros de potencia. Igualmente, se han estudiado los materiales metamórficos, en especial el metamorfismo de contacto en donde se ha podido reconocer una zonación completa en los niveles calcosilicatados.

Por último, se han podido deducir cuatro fases hercínicas principales de deformación (tres de ellas con esquistosidad asociada), pudiéndose demostrar que las más importantes estructuras cartografiadas corresponden a la fase I de deformación.

SUMMARY.—A mapping and a new series of geological data of the "esquistograuváquico" complex in this area, emphasizing the most unknown aspects, have been carried out.

A stratigraphic series over two thousand meters thick has been established. Similarly, the metamorphosed sediments, specially the thermal metamorphic rocks in which we have found a whole zonation in the calcareous levels, have been studied.

Finally, four different hercynian phases of deformation have been found (three of them with schistosity), showing that the most important cartographic structures belong to phase I.

# INTRODUCCION

La zona objeto de este estudio está situada al Oeste de la provincia de Salamanca, formando límite con Portugal y entre los paralelos  $40^{\circ}$   $32' - 40^{\circ}$  43'de latitud Norte y los meridianos  $3^{\circ}$   $09' - 2^{\circ}$  56', ocupando una superficie

\* Comunicación presentada en la VII Reunión del Oeste Peninsular.

\*\* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Salamanca.

aproximada de 300 Km<sup>2</sup>. Está comprendida dentro de las hojas topográficas I:50.000 n.º 525 de Ciudad Rodrigo y n.º 500 de Villar de Ciervo.

Hasta el momento, a pesar de que esta zona tiene indudable interés científico y económico, sólo algunos autores se han ocupado de aspectos generales de su estudio (GIL Y MAESTRE, 1880; SCHMIDT-THOME, 1945; TEIXEIRA, ME-DEIROS, PILAR, LOPES & ROCHA, 1959; ARRIBAS, 1962; GONÇALVES & TORRE DE ASSUNÇÃO, 1966; G. DE FIGUEROLA, 1970; F. MINGARRO, E. MINGARRO & LÓPEZ DE AZCONA, 1971<sup>a</sup> y 1971<sup>b</sup>).

El objeto de este trabajo ha sido realizar un estudio geológico abordando los aspectos más desconocidos o problemáticos del área, tales como estratigrafía y tectónica del complejo esquisto grauváquico y petrología general del batolito de Guarda en el área de Fuentes de Oñoro.

# GEOLOGIA GENERAL

En la zona estudiada se encuentran claramente diferenciados tres tipos de materiales geológicos:

- a) Materiales detríticos recientes.
- b) Rocas metasedimentarias.
- c) Rocas graníticas.

# MATERIALES DETRITICOS RECIENTES

Los podemos considerar agrupados en tres tipos:

- a) Aluviones.
- b) Depósitos plio-cuaternarios.
- c) Depósitos detríticos del Eoceno.

### **ALUVIONES**

122

Se trata de depósitos arcilloso-limosos situados en los valles y con espesor muy reducido dado el carácter esporádico de los cursos de agua y su pequeño potencial de transporte. Por esto, se trata más bien de verdaderos eluviones.

### DEPÓSITOS PLIO-CUATERNARIOS

El granito en esta zona ha sufrido una intensa edafización dando lugar a verdaderos regosuelos de naturaleza arcósica, textura arenoso-limosa y fre-

cuentemente con cantos subredondeados o subangulosos de cuarzo y cuarcita, lo que demuestra la existencia de un cierto transporte (estos materiales se denominan en Portugal "cascalheiras"). La arenitización en el granito se hace más patente en la altiplanicie de la zona, quedando allí preservada de la acción de las aguas de escorrentía.

Estos depósitos rañoides se extienden desde el Sur del granito de Fuentes de Oñoro hasta el granito de Peñaparda, varios kilómetros al sur del área estudiada, ocupando gran parte de la fosa del Occidente de Ciudad Rodrigo, donde se encuentran por encima de las areniscas eocenas.

Es interesante hacer la observación de que estos materiales detríticos contienen como fracción pesada cantidades elevadas de casiterita e ilmenita en proporciones aproximadas de 1 a 3, respectivamente (ver TEIXEIRA y cols., op. cit.), siendo objeto de explotación en los últimos 40 años.

## Depósitos detríticos del eoceno

Se trata de arcosas y de areniscas de tonos ocres y rojizos con intercalaciones arcillosas y dispuestas horizontalmente. Se les ha asignado edad eocena por similitud con los niveles de *Palaeotherium cf. crassum* de la región de Coja en Portugal (GONÇALVES & TORRE DE ASSUNÇÃO, op. cit.) y por correlación con series análogas de Salamanca estudiadas por JIMÉNEZ FUENTES (1970).

En la representación cartográfica que se adjunta se ha evitado diferenciar estos tres tipos de materiales a fin de resaltar las características de las rocas graníticas y metamórficas, objeto exclusivo de este trabajo.

# ROCAS METASEDIMENTARIAS

## Estratigrafía

El estudio de estos materiales anteordovícicos del complejo esquisto-grauváquico (Esquistos de Beiras) en este área presenta evidentes dificultades debido fundamentalmente a las siguientes características, que hemos podido poner de manifiesto:

- a) Existencia de cuatro fases importantes de deformación, tres de ellas con esquistosidad asociada.
- b) Carencia de buenos niveles-guía.
- c) Frecuentes cambios laterales de facies.
- d) Frecuentes repeticiones litológicas de los niveles considerados, especialmente en los niveles pizarrosos.

Para realizar un estudio estratigráfico en este tipo de materiales afectados por la tectónica hercínica hemos realizado previamente una cartografía lo más exacta posible tratando de diferenciar todos los niveles significativos y considerando siempre los criterios de polaridad de techo y muro, así como la relación esquistosidad-estratificación.

Teniendo en cuenta lo expuesto, se ha levantado una columna estratigráfica a lo largo de la Ribera de Azaba en el flanco Este del sinclinal de Gallegos de Argañán. Además de las razones obvias de abundancia de afloramientos, la elección de este lugar obedece a las siguientes causas:

1.<sup>a</sup> La fase II no se manifiesta, o cuando lo hace es débil. Tampoco se observa la fase IV, por lo que sólo existe una esquistosidad que es de plano axial del gran sinclinal de 1.<sup>a</sup> fase, y al encontrarnos en el flanco Este la relación esquistosidad-estratificación nos indica siempre que no existe inversión estratigráfica. La fase III sí se manifiesta, pero no impide la medida de potencias reales ya que se trata de pliegues muy laxos o flexiones sin desarrollo de esquistosidad.

2.<sup>a</sup> Se encuentran representados en esta serie todos los niveles litológicos cartografiados.

3.<sup>a</sup> Se han podido ver con precisión criterios de polaridad de techo y muro en diversos niveles de la serie, tales como "ripple-marks", grano-selección, estratificación cruzada, indicándonos siempre que la serie está normal.

De techo a muro se han podido reconocer los siguientes términos (Fig. 1):

- 383 ms de pizarras arcillosas negras con alguna laminación clara pelítica. Presentan "ripple-marks" (Figs. 2 y 3).
- 37,5 ms de pizarras grisáceas, biotíticas, bandeadas y bastante arenosas especialmente en los niveles más claros donde se observa estratificación gradada. Presentan bancos de grauvacas intercalados de una potencia inferior a 1 m (Fig. 4).
- 82,5 ms de grauvacas oscuras en paquetes potentes con cristales milimétricos de cuarzo negro. Se observan "ripples" de interferencia (Fig. 5). El diaclasado que presentan es perpendicular a la estratificación (Fig. 6). Contienen alguna intercalación pelítica.
- 45 ms de pizarras azulado-grisáceas, laminadas. Frecuentemente están distorsionadas y presentan estructuras de colapso, haciéndose patente el carácter turbidítico. Se intercalan en este tramo bloques de conglomerado (Fig. 7).
- 5) 75 ms de conglomerado subarcósico. Los cantos son subredondeados y algunos son pelíticos. El tamaño de grano es variable, llegando a veces a ser un microconglomerado. En otros cortes se han observado en la base de estos materiales cicatrices de erosión (Fig. 8). Ocasionalmente puede pasar a brechas calcáreas de reducido espesor.









Columna estratigráfica de la Ribera de Azaba (Oeste de Carpio de Azaba)

6) 63 ms de pizarras samíticas claras que hacia el muro van pasando a pizarras bandeadas con alternancia de niveles claros (areniscosos) y oscuros (pelíticos).



FIG. 2 "Ripple-marks" en las pizarras negras (Ribera de Azaba)



FIG. 3 Detalle de la foto anterior



FIG. 4

Bancos de grauvacas intercalados en las pizarras (Ribera de Azaba)

- 7) 184 ms de pizarras negras muy semejantes a las descritas en primer lugar.
- 8) 29 ms de grauvacas muy similares a las descritas en tercer lugar.
- 9) 29 ms de grauvacas de tonos más claros.
- 10) 517 ms de pizarras negras bandeadas, muy micáceas y con alguna intercalación de pizarras samíticas claras.
- 11) 75 ms de pizarras claras laminadas con niveles pelíticos.
- 12) 30 ms de alternancia rítmica de niveles detríticos de 8-10 cms de espesor con niveles pelítico-arcillosos de tonos azulado-grisáceos de idéntico espesor y en los que se manifiesta más claramente la esquisto-sidad así como los porfiroblastos de cordierita en las zonas próximas al granito.

En los niveles más detríticos se observa una secuencia turbidítica: a) grano-selección, b) laminación y c) estratificación cruzada (ocasionalmente).

- 13) 35 ms de alternancia de pizarras y grauvacas.
- 14) 112 ms de alternancia rítmica de niveles muy semejantes al núm. 12.
- 15) 75 ms de pizarras negras similares a las descritas.



FIG. 5 "Ripples" de interferencia (Ribera de Azaba)



FIG. 6 Bancos potentes de grauvacas (Ribera de Azaba)



FIG. 7 Aspecto del conglomerado en las pizarras azulado-grisáceas con carácter turbidítico



Conglomerado subarcósico: obsérvese la cicatriz de erosión y la estratificación gradada (Saelices)

### L. G. CORRETGE Y M. LOPEZ-PLAZA

- 16) 20 ms de calizas con estructuras laminadas, "slumpings", colapso brechas, etc., así como tramos conglomeráticos calcáreos. En puntos cercanos a este corte se observan esporádicamente niveles de anfibolitas de reducida potencia, constituidos por hornblenda o por tremolita-actinolita.
- 17) 173 ms de pizarras listadas de tonos claros grisáceos, moscovíticas y con una esquistosidad muy manifiesta.
- 18) Más de 200 ms de pizarras negras con bancos intercalados de 0,5 ms de espesor de grauvacas oscuras.

El espesor total de la serie es de 2.259 ms.

### CORRELACIÓN

Es difícil correlacionar la serie del Oeste de Carpio de Azaba con otras series locales o generales establecidas en el Macizo Hespérico. Indudablemente se encuentra por debajo de los niveles datados del Cámbrico inferior de la Rinconada (G. DE FIGUEROLA & MARTÍNEZ GARCÍA, 1972). Es probable que ocupe una posición intermedia entre la serie de Cabezo y Bernoy definida en Salamanca (MARTÍNEZ GARCÍA & NICOLAU, 1973) y que sea similar a las del tránsito Precámbrico-Cámbrico del anticlinal de Valdelacasa (LOTZE, 1961), especialmente las series locales de Fuentes (MORENO, 1975) con una secuencia litológica muy similar a la descrita aquí.

## PETROLOGIA

#### GRAUVACAS

Se presentan generalmente en gruesos paquetes con diaclasado perpendicular a la estratificación y a veces con intercalaciones de pizarras negras. Suelen ser de tonos oscuros, a veces totalmente negras.

Frecuentemente son carbonatadas, estando entonces constituidas por cuarzo, clinozoisita, tremolita y biotita, y como minerales accesorios: calcita, plagioclasa, xenotima, monacita, biotita magnesiana, turmalina, granate, además de fragmentos de roca. Cuando la biotita se presenta abundantemente se manifiesta mejor el carácter grauváquico a juzgar por la cantidad de fragmentos de roca, que aumentan considerablemente, disminuyendo, sin embargo, los silicatos alumínico-cálcicos hasta llegar a desaparecer.

#### CONGLOMERADOS SUBARCÓSICOS

Presentan frecuentes segregaciones de cuarzo por lo que normalmente resaltan en la topografía. Su tamaño de grano es variable, el máximo es de 2 cm y la moda de 2-4 mms. Asimismo el grado de tectonización de los cantos es variable y son subredondeados. Están constituidos fundamentalmente de cuarzo y en mucha menor proporción de feldespato potásico pertitizado, llegando éste a desaparecer por completo. La matriz es cuarcítica, sericítica o clorítica. Presentan como minerales accesorios plagioclasa (An<sub>07</sub>), calcita, moscovita, xenotima y esfena.

#### CALIZAS

Generalmente son de tonos oscuros, bandeadas y con estructuras de "slumpings", colapso brechas, etc. Raramente son puras. Es frecuente la presencia de niveles claros conglomeráticos y carbonatados alternando con niveles oscuros algo dolomíticos. Ocasionalmente pueden contener algún fragmento de roca y vidrio volcánico.

Incluimos en este grupo también a los calcoesquistos biotíticos constituidos fundamentalmente por cuarzo, calcita y biotita.

#### ESQUISTOS HORNBLÉNDICOS

Existen pequeños niveles repartidos por todo el área estudiada de espesor inferior a 0,5 ms. Pueden contener algún nódulo centimétrico calcosilicatado.

#### ESQUISTOS MOSCOVÍTICOS, BIOTÍTICOS, SERICÍTICOS Y CLORÍTICOS

Son rocas con textura grano-lepidoblástica que presentan frecuentemente una crenulación que se atenúa considerablemente al aumentar la proporción de cuarzo, poniéndose de manifiesto entonces las bandas de estratificación.

Además de cuarzo y de la mica correspondiente, pueden contener circón, apatito, plagioclasa, turmalina, pennina, rutilo y granate, así como óxidos de hierro, pirita y grafito que les confiere un color negro característico.

#### ARENISCAS

Son rocas de tonos claros, a veces rosados si presentan mayor cantidad de feldespatos.

Además de cuarzo, tienen biotita, plagioclasa  $(An_{08}-An_{09})$ , clorita, feldespato potásico, moscovita y minerales secundarios como chamosita. En el cuarzo se pueden observar fenómenos de recristalización incipientes. Pueden presentar algún fragmento de roca.

### METAMORFISMO

#### REGIONAL

Se trata de un metamorfismo regional de grado débil con las siguientes paragénesis:

### Q-Albita-Clorita

La aparición de biotita es esporádica y suele coincidir con zonas de deformación más intensa en las que actúa la fase II.

En las rocas calcosilicatadas se observan paragénesis de:

Q- Tremolita Actinolita -Clinozoisita-Clorita

Ocasionalmente aparece hornblenda al aumentar ligeramente el grado me-

tamórfico desapareciendo la actinolita que es fase deficitaria en la paragénesis. La reacción de paso es:

# Actinolita + clinozoisita + clorita + cuarzo = hornblenda

con una estimación aproximada para esta reacción de 500°C (WINKLER, 1974).

De contacto

La aureola de contacto de pizarras mosqueadas alcanza una distancia en algunos casos superior a 1 km.; si bien, hay que hacer notar la existencia de fenómenos locales de metamorfismo puntual sin relación con masas graníticas, pero originados probablemente por la existencia de apófisis o "stocks" graníticos no aflorantes.

La cordierita que se desarrolla suele presentarse al microscopio sericitizada aunque a veces conserva su idiomorfismo.

La plagioclasa es del orden de  $An_{15}$  mientras que en zonas no afectadas por el metamorfismo de contacto es inferior a  $An_{09}$ .

En rocas carbonatadas se observan las siguientes paragénesis:

Q-Tremolita-Clinozoisita

Q-Feldes K-Clinozoisita-Diópsido-Granate

Q-Diópsido-Wollastonita

Partiendo de una zona marcada por la *tremolita* (metamorfismo regional de bajo grado) y teniendo en cuenta que el quimismo de los materiales carbonatados es sílico-cálcico-magnésico (salvo en las zonas más alumínicas en las que aparece el feldespato potásico, plagioclasa o granate) podríamos delimitar otras dos zonas, la primera de las cuales sería de una anchura de 800-850 m. y estaría representada por el *diópsido*, según la reacción:

1 Tremolita + 3 calcita + 2 cuarzo = 5 diópsido +  $3CO_2 + H_2O$ 

Dicha reacción es un buen indicador térmico ya que en condiciones de  $X_{co_2}$  comprendidas entre 0,2 y 0,8 la temperatura de equilibrio varía entre 490 y 525°C a  $P_1 = 2$  Kb (ver SLAUGHTER, KERRICK & WALL, 1975).

Por último, queda delimitada una tercera zona en las inmediaciones del granito representada por la *wollastonita* según la reacción:

 $CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2$  (I)

y persistiendo en ella el diópsido.

Este comportamiento en las paragénesis de los niveles calcáreos guarda cierta analogía con la zonación metamórfica en torno al granito Peak (MEL-

SON, 1966), si bien en la zona de nuestro estudio los granitos afectan ya a materiales previamente metamorfizados de bajo grado. Además, hemos de considerar aquí otras circunstancias geológicas que analizaremos a continuación.

A diferencia de la dolomita y magnesita que reaccionan con el cuarzo a bajo grado de metamorfismo es incuestionable que la calcita reacciona con requerimiento de mayores temperaturas, sin embargo, tanto el cuarzo como la calcita pueden ser constituyentes de una paragénesis de bajo o de alto grado.

Hay que hacer notar asimismo que a las más altas temperaturas alcanzadas en el metamorfismo regional son estables calcita + cuarzo. Así pues, para que se realice la reacción (I) se requieren unas condiciones, como afirma WINKLER (1965), que consisten en: a) que la fase fluida rica en  $CO_2$  fuera considerablemente diluida por agua, o b) que la presión del fluido rico en  $CO_2$ fuera baja en la estrecha zona térmica del metamorfismo de contacto. La primera condición puede cumplirse en nuestra zona ya que la aparición de wollastonita va ligada frecuentemente a niveles carbonatados de un espesor inferior a 1 m. y, por lo tanto, el agua de las rocas adyacentes con abundantes filosilicatos por el efecto térmico podría ser extraída de éstos e introducida en esos niveles carbonatados diluyendo así la fase fluida rica en  $CO_2$  y haciendo que el equilibrio se desplace a la derecha. Es decir, habría una considerable dilución de la fase fluida rica en  $CO_2$ . Este efecto vendría reflejado en el siguiente cuadro según GREENWOOD (1967):

TEMPERATURA °C		
X <sub>CO2</sub>	$P_f = 1000$ bares	$P_f = 2000$ bares
0,25	580	610
0,50	630	670
0,75	660	715
1,00	670	730

Teniendo en cuenta que probablemente el emplazamiento de los granitos del área estudiada está próximo a los 2 Kb (en prensa) la temperatura de este equilibrio variará considerablemente según  $X_{CO_2}$ . En las observaciones microscópicas realizadas no hemos observado paragénesis de granate con wollastonita que se originan a valores de  $X_{CO_2}$  menores de 0,20-0,22 (KERRICK, CRAWFORD & RANDAZZO, 1973; KERRICK, 1974). Por tanto, lo único que puede afirmarse es que la temperatura mínima para la formación de la wollastonita

# 134 L. G. CORRETGE Y M. LOPEZ-PLAZA

es de 610°C con valores de  $X_{co_2}$  superiores a 0,20. El límite superior no puede fijarse con certeza, pues no conocemos el valor exacto de  $X_{co_2}$  que, sin embargo, por los razonamientos anteriormente expuestos no debe ser elevado, posiblemente inferior a 0,5, lo cual nos daría una temperatura inferior a 670°C.

# TECTONICA

Existen en el área estudiada cuatro fases hercínicas importantes de deformación cuya intensidad y efectos no se manifiestan de un modo uniforme, sino que se hacen patentes variaciones apreciables en la intensidad de cada una de las fases en todo el dominio considerado.

Seguidamente analizaremos cada una de las fases tectónicas.

# 1.<sup>a</sup> FASE DE DEFORMACION

### MACROESTRUCTURAS

Se han puesto de manifiesto prácticamente en toda la zona estudiada. Particularmente importante es una macroestructura sinclinal bastante amplia que se extiende desde el SO de Carpio de Azaba y pasando por Gallegos de Argañán acaba al N del área estudiada, presentando una longitud mayor de 12 Kms.

La longitud de onda de estos pliegues es variable desde 3  $\circ$  4 Kms. en el centro y E hasta algunos centenares de metros en el O.

La vergencia es siempre hacia el E y NE (ver corte geológico, fig. 9) excepto en las zonas donde el efecto de la 2.ª fase es intenso, como al O de la zona cartografiada.

Estas macroestructuras llevan asociadas una esquistosidad de flujo S<sub>1</sub>.



FIG. 9 Corte geológico I-I' (ver mapa geológico)





### PLIEGUES MENORES

Existen una serie de pliegues métricos, algunas veces decimétricos y raramente decamétricos. Normalmente son vergentes al E o al NE e isoclinales excepto en los lugares que la deformación es menos intensa, conservándose su forma disimétrica (Figs. 10 y 11). Predominan los moderadamente inclinados y con débil cabeceo, según la clasificación de FLEUTY (1964), en las zonas donde sólo actúa la fase I.

En el mapa tectónico que se adjunta se pueden ver representados una serie de ejes de pliegues menores que en el sinclinal de Gallegos de Argañán están casi siempre buzando al sur, excepto en las zonas afectadas por basculamiento debido a las fracturas tardías. Los pliegues se hacen más apretados e isoclinales al O de esta gran estructura, poniéndose de manifiesto allí que el dominio estructural es más profundo.

### ESQUISTOSIDAD $S_1$

Es una esquistosidad de flujo que se dispone paralelamente a los planos axiales de los pliegues menores y mayores. Suele ser bastante penetrativa. Se observa muy bien en el sinclinal de Gallegos de Argañán.



FIG. 11

Pliegue de fase I vergente al E en el sinclinal de Gallegos de Argañán (Ribera de Azaba)

# ESTRUCTURAS LINEARES DE 1.ª FASE

EJES DE PLIEGUES MENORES: Como ya hemos hecho referencia, estos ejes definen un elemento linear, tal como está reflejado en la cartografía, que es paralelo a la traza axial de las macroestructuras de primera fase (Fig. 12).

LINEACIONES DE ALARGAMIENTO: Vienen definidas por el alargamiento de los minerales en distintas rocas, como el cuarzo y el feldespato en el conglomerado subarcósico, que tienden a disponerse paralelamente al eje B cinemático de los pliegues. El grado de tectonización de este conglomerado es variable, normalmente poco intenso. También en las rocas calcáreas puede observarse una orientación de los cantos de cuarzo y de dolomía según el eje B cinemático.

LINEACIONES DE INTERSECCIÓN: En la zona de Gallegos de Argañán se define bien esta lineación. Se han realizado medidas de lineación  $L_1$  en las zonas





Ejes de pliegues menores de fase I en el sinclinal de Gallegos de Argañán



Lineaciones L<sub>1</sub> en zonas de cierre del sinclinal de Gallegos de Argañán

# 138 L. G. CORRETGE Y M. LOPEZ-PLAZA

de cierre del sinclinal (Fig. 13), observándose que este elemento linear está en concordancia con los anteriores. El vector estadístico medio (suma de vectores en coordenadas polares) resulta ser 185/30 S, y podemos decir, por lo tanto, que el  $\sigma_1$  tiende a ser E-O.

# 2.ª FASE DE DEFORMACION

#### MACROESTRUCTURAS

Se ponen de manifiesto especialmente al O del área estudiada donde en la cartografía se observan una serie de pliegues cuya traza axial tiende a ser E-O. Tal como queda reflejado en la cartografía estos pliegues presentan una disarmonía progresiva siendo muy apretados en determinadas zonas del cierre para convertirse progresivamente en pliegues bastante laxos.

La vergencia de estas macroestructuras es al N y su longitud de onda aproximadamente de 1 Km.

#### PLIEGUES MENORES

Son métricos, vergentes al N y con tendencia a ser isoclinales. Llevan asociados una esquistosidad de plano axial  $S_2$ .

## $\mbox{Esquistosidad} \ \ S_2$

Está presente principalmente al oeste de la zona estudiada, aunque también aparece ocasionalmente al N y NE. Es variable en su intensidad, existiendo varios estadios en su evolución, desde esquistosidad de fractura, micropliegues, transposición de la  $S_1$  con bandeado tectónico hasta llegar a esquistosidad de flujo en algunas ocasiones. Es en la zona oeste donde con más intensidad se manifiesta dicha esquistosidad, siendo la única que se observa ya que la  $S_1$  está totalmente transpuesta y sólo al microscopio se pueden observar restos de ésta por medio de micas que forman arcos poligonales en el bandeado tectónico (Figs. 14, 15, 16 y 22).

### ESTRUCTURAS LINEARES

Además de los ejes de pliegues menores de 2.<sup>a</sup> fase existe la lineación  $L_2$ , intersección de  $S_1$  con  $S_2$ . A tenor de las lineaciones  $L_2$  representadas (Fig. 17) se puede decir que el  $\sigma_1$  del elipsoide de deformación es aproximadamente E-O, a pesar de que las trazas axiales tienden a llevar esa misma dirección,



Fig. 14

Esquistosidad de crenulación S<sub>2</sub> con bandeado tectónico (O de Gallegos de Argañán). L.N. × 20



FIG. 15

Esquistosidad de fase II  $S_2$  con porfiroblastesis de biotita (O de Alameda de Gardón). L.N.  $\times$  20



FIG. 16

Esquistosidad  $S_2$  -rutilos pre fase II- (Alameda de Gardón). L.N.  $\times$  20



Lineaciones L<sub>2</sub> (entre Gallegos de Argañán y Alameda de Gardón)

es decir, prácticamente homoaxial con el elipsoide de la fase I. Esto, sin embargo, hay que considerarlo con cautela puesto que anteriormente a la fase I el complejo esquisto-grauváquico ya estaba deformado, aunque sin esquistosidad, como puede demostrarse por la lineación de intersección  $S_0$  con  $S_1$  que suele estar verticalizada tal como se observa en ciertos puntos.

### 3.<sup>a</sup> FASE DE DEFORMACION

# MACROESTRUCTURAS

En la cartografía puede observarse una macroestructura de 3.<sup>a</sup> fase, aparentemente de antiforma, de dirección N 20 E - N 30 E, localizada al E de la zona estudiada y presentando una extensión aproximada de 9 Kms. Se trata de una flexión o un pliegue muy laxo que afecta también a los pliegues de 1.<sup>a</sup> fase cuya taza axial pasa de ser N-S a NO-SE. Asimismo existen varias macroestructuras en forma de pliegues laxos o flexiones frecuentemente localizados en las fallas cartografiadas, siendo particularmente notable la flexión producida por una falla al oeste de Carpio de Azaba.



FIG. 18

Esquistosidad S2. Contornos 5-10-15-20 % para el 1 % del área total



FIG. 19

Lineaciones L<sub>1</sub> (en el flanco E del sinclinal de Gallegos de Argañán)





Pliegues "chevron" de fase IV (carretera de Castillejo a Aldea del Obispo)

Estas fallas son de desgarre dextrógiras y con un desplazamiento máximo de 1 Km. y de dirección que oscila desde N55E hasta N67E. Frecuentemente están rellenas de cuarzo, en especial, cuando la distancia al granito no es muy grande, pudiendo llevar asociadas mineralizaciones de estaño. Además, existe otro sistema de fallas de desgarre de menor importancia que también produ-



Fig. 21

Esquistosidad  $S_3$  — fase IV—. Sección perpendicular a  $S_2$  y  $S_3$ . (Negativo de la lámina delgada. Los puntos blancos son biotita lepidoblástica). (Ribera de Gardón)



Fig. 22

Esquistosidad S<sub>2</sub>. Sección paralela a S<sub>3</sub> y perpendicular a S<sub>2</sub> (misma muestra que la anterior)

cen flexiones o pliegues laxos y de dirección N15E-N30E, probablemente conjugadas de las anteriores.

En la cartografía se observa también el efecto de esta tercera fase por las flexiones en la traza axial de los pliegues de 2.ª fase. Por otra parte, se han proyectado 41 polos de esquistosidad  $S_2$  (Fig. 18), poniéndose de manifiesto

la dispersión de los polos que definen una zona de dirección aproximada N20E, lo cual coincide con las flexiones de las macroestructuras.

Asimismo la proyección de lineaciones  $L_1$  en el flanco E del sinclinal de Gallegos de Argañán (Fig. 19), donde no actúa la fase II sino sólo las fases I y III, pone de manifiesto la dispersión de estas lineaciones.

Es importante hacer notar que, según nuestro criterio, las direcciones hercínicas aberrantes que se observaban en el área de Fuenteguinaldo (Salamanca), G. DE FIGUEROLA (op. cit.), se deben a flexiones kilométricas de la fase III que produce un efecto serpenteante en gran parte del orógeno hercínico.



FIG. 23

Micropliegues tipo "chevron" de la fase IV (Castillejo de Dos Casas)

# 4.ª FASE DE DEFORMACION

Se pone de manifiesto especialmente en la parte nor-occidental del área estudiada.

No origina macroestructuras, pero sí pliegues menores frecuentemente de tipo "chevron" (Fig. 20) y con una longitud de onda que oscila de 0,5 m. a 2 m. A veces los pliegues son laxos, pero siempre su plano axial tiende a ser subvertical.

Lleva asociada una esquistosidad de crenulación  $S_3$  que tiende a ser de dirección E-O. Vista al microscopio se presenta incipiente; su longitud de onda es de 3 a 4 mm. (Figs. 21 y 22), pero puede variar, observándose a veces micropliegues "chevron" de varios cms. (Fig. 23); otras veces, la separación de los planos de esquistosidad se reduce considerablemente al ser ésta de plano axial de pliegues mesoscópicos (Fig. 24).

Se han representado 43 polos de esquistosidad  $S_3$  (Fig. 25); se puede observar que la dispersión es mínima (compárese con la dispersión de la  $S_2$  en la figura 18). Luego cabe admitir que entre la fase II y IV existe una intermedia sin esquistosidad que afecta a la segunda, pero no a la cuarta.

El efecto que produce la 4.<sup>a</sup> fase de deformación es el de horizontalizar la esquistosidad  $S_2$  (véase corte en el esquema tectónico).

Posteriormente a la fase IV de deformación aparecen estructuras distensivas ("kink-bands") con direcciones variables, pero predominantemente E-O y buzando al norte 30-40°.

Por último, hay que hacer notar que las fallas de desgarre anteriormente descritas han rejugado posteriormente, afectando incluso a depósitos terciarios.

# RELACION DE LA INTRUSION GRANITICA CON LA TECTONICA

En las zonas próximas al granito se observa en los esquistos incipiente porfiroblastesis de biotita debido al influjo térmico. Esta biotita es posterior



FIG. 24

Pliegues de fase IV de plano axial subvertical con esquistosidad grosera (Castillejo de Dos Casas)



FIG. 25 Esquistosidad S<sub>3</sub>. Contornos 5-10-15-20 % para el 1 % del área total

a la esquistosidad  $S_2$  (Figs. 15 y 22), admitiéndose pues, que el granito es igualmente posterior a dicha fase.

Por otra parte, el granito está afectado por las fallas de desgarre relacionadas en algunos casos con las flexiones de la fase III, y asimismo las apófisis graníticas están afectadas por la fase IV. Cabe, pues, situarlo entre las fase II y III (con seguridad entre las fases II y IV).

# RELACION DEL METAMORFISMO REGIONAL CON LA TECTONICA

Los procesos de blastesis mineral manifestados principalmente por la biotita, granate y especialmente rutilo nos demuestran que la fase álgida metamórfica (que en esta zona pertenece a estadios débiles e intermedios) está situada en la interfase I y II, como parece poder demostrarse por los fenómenos de sombras de presión y los de aplastamiento en torno a estos minerales metamórficos. De todas formas, la blastesis mineral metamórfica comienza a actuar durante la fase I ya que las micas están orientadas según los planos de esquistosidad  $S_1$ .

AGRADECIMIENTOS: Damos las gracias al Prof. García de Figuerola, J. R. Martínez Catalán y F. González Lodeiro por sus sugerencias y comentarios.

#### BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1962): Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca. Est. Geol., 18, 155.
- FLEUTY, M. J. (1964): The description of folds. Geol. Assoc. Proc., 75, 461-492.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): La existencia de pliegues en el complejo esquistograuváquico. Act. Geol. Hisp., 5 (4).
- y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): El cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca). Stvd. Geol., 3, 33-41.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880): Descripción física y minera de la provincia de Salamanca. Mem. Com. Mapa Geol. España.
- GONÇALVES, F. y TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F. (1966): Carta Geológica de Portugal. Escala 1:50.000. Noticia explicativa da folha 18. Nave de Haver. Lisboa.
- GREENWOOD, H. J. (1967): Wollastonite: stability in H<sub>2</sub>O CO<sub>2</sub> mixtures and ocurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada. Am. Min. 52, 1669-1680.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1970): Estratigrafía y paleontología del borde Sur-Occidental de la cuenca del Duero. Tesis Doctoral, 325 pp. Univ. Salamanca.
- KERRICK, D. M. (1974): Review of Metamorphic Mixed-Volatile (H<sub>2</sub>O CO<sub>2</sub>) Equilibria. Am. Min., 59, 729-762.
- CRAWFORD, K. E. y RANDAZZO, A. F. (1973): Metamorphism of Calcareous Rocks in Three Roof Pendants in the Sierra Nevada, California. Jour. Petrol., 14(2), 303-325.
- LOTZE, F. y SDMUY, K. (1961): Das Kambrium Spaniens. Abh. Math-naturw. Klasse, 6. Part I: El Cámbrico de España, F. LOTZE. Trad. de GÓMEZ DE LLARENA, J. Mem. IGME. (1969).
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973): Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). Bol. Geol. Min., 84, 407-418.
- MELSON, W. G. (1966): Phase equilibria in calc-silicate hornfels, Lewis and Clark County, Montana. Am. Min., 51, 402-421.
- MINGARRO, F.; MINGARRO, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1971a): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 500. Villar de Ciervo. IGME. Madrid.
- (1971b): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 525. Ciudad Rodrigo. IGME. Madrid.

MORENO, F. (1975): Olistostromas, fangoconglomerados y slump folds. Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). Est. Geol., 31, 249-260.

- SCHMIDT-THOME, P. (1945): Paläzoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres). Geotekt Forschungen, 6, 37-77. Trad. esp. por Ríos, J. M. (1950). Publ. Extr. s. Geol. de España, t. V, 93-144. Madrid.
- SLAUGHTER, J.; KERRICK, D. M. y WALL, V. J. (1975): Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system CaO - MgO - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub>. Am. J. Sci., 275, 143-162.

- TEIXEIRA, C.; DE MEDEIROS, A. C.; PILAR, L.; LOPES, J. T. y ROCHA, A. T. (1959): Carta Geológica de Portugal. Escala 1:50.000. Noticia explicativa da folha 18 B, Almeida. Lisboa.
- WINKLER, H. (1965-1974): Petrogenesis of Metamorphic rocks. 3.<sup>a</sup> ed., Springer-Verlag. Berlin, 320 pp.
- (1974): Les réactions minéralogiques, indicateurs des conditions métamorphiques. Cent. Soc. Géol. Belgique. Géologie des domaines cristallins. Liege, 67-87.