STVDIA GEOLOGICA

VII

UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1974

Toda clase de correspondencia científica debe dirigirse a:

Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA
SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias
Apartado 207
SALAMANCA (ESPAÑA)

———o———

Correspondence concerning scientific and editorial matters should be addressed to:

Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA
SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias
Apartado 207
SALAMANCA (SPAIN)

———o———

SUSCRIPCIONES E INTERCAMBIO:
SECRETARIADO DE PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD
Apartado 20
SALAMANCA (ESPAÑA)

STVDIA GEOLOGICA

VII

A C T A S A L M A N T I C E N S I A

IVSSV SENATVS VNIVERSITATIS EDITA

CIENCIAS

50

STVDIA GEOLOGICA

VII

UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1974

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES E INTERCAMBIO CIENTIFICO
DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

Depósito Legal: S. 355 - 1970 Printed in Spain

GRAFICESA.—Ronda de Sancti-Spíritus, 9.—Salamanca, 1974

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (7-39)

CARACTERISTICAS DE LA SEDIMENTACION DEL PALEOGENO EN LOS ALREDEDORES DE SALAMANCA *

ANGEL CORROCHANO SÁNCHEZ**

RESUMEN.—Se estudia la Estratigrafía y Sedimentología de los escarpes del Tormes comprendidos entre Salamanca y Aldealengua. Los sedimentos de estos escarpes son de edad Luteciense Medio-Ludiense.

Para ello, se ha hecho un estudio estratigráfico detallado, un estudio granulométrico, estadístico, se han comparado los datos mediante gráficas parámetro-espesor, así como un estudio mineralógico. Los resultados aportan algunas ideas sobre las características de estos sedimentos, su origen y el medio sedimentario en que se depositaron.

SUMMARY.—This paper deals with the stratigraphy and sedimentology of the Tormes section, between Salamanca and Aldealengua. These sediments are of Lutetian-Ludian age.

The granulometric analysis, the study of the parameter-thickness logs and the heavy mineral assemblages allow to draw some conclussions about the source area and the nature of the sedimentary envíronment.

INTRODUCCION

Los sedimentos estudiados pertenecen a los escarpes existentes en la margen derecha del Tormes, entre Salamanca y Aldealengua. Se han elegido estos materiales porque están claramente datados como Eoceno Medio (Luteciense Medio-Ludiense) mediante la fauna encontrada en el Teso de la Flecha (JIMÉNEZ, 1970), y que consta de Quelonios y Crocodileos.

Las series estudiadas, están próximas a las localidades de Cabrerizos y Aldealengua; se han elegido éstas, por su clara relación estratigráfica así como por su proximidad, lo que facilita la correlación entre ellas.

---

* Trabajo realizado dentro del Programa de Ayuda a la Investigación.

** Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Salamanca.

DESCRIPCION DE LAS SERIES

Serie Cabrerizos.—Está situada en frente del Km. 5 de la carretera Salamanca-Aldealengua. De muro a techo los tramos que presenta son los siguientes:

1.—1,10 m. de arenisca muy silícea de grano medio con estratificación cruzada.
2.—0,50 m. de arenas arcillosas.
3.—0,40 m. de arcillas.
4.—0,60 m. de microconglomerado de cantos heterométricos y angulosos.
5.—3,20 m. de arenas de grano fino.
6.—0,10 m. de arcillas que pasan lateralmente a arenas.
7.—0,90 m. de microconglomerado de cantos heterométricos y angulosos de cuarzo y cuarcita.
8.—0,50 m. de arenas de grano fino.
9.—3,20 m. de arenas de grano grueso que hacia el techo se van haciendo más finas.
10.—0,30 m. de limos.
11.—0,50 m. de arenisca micácea de grano fino.
12.—0,80 m. de arcillas.
13.—0,40 m. de microconglomerado.
14.—0,90 m. de arenas de grano fino-medio.
15.—0,20 m. de un microconglomerado de cantos de arcilla y con matriz arenosa.
16.—1,00 m. de arenas de grano fino.
17.—0,10 m. de arcillas.
18.—0,50 m. de microconglomerado de cantos de arcilla y matriz arenosa, con restos de quelonios indeterminables.
19.—0,50 m. de arenas de grano medio-grueso con paleocauces muy acusados.
20.—1,50 m. de microconglomerado de cantos de arcilla.
21.—1,65 m. de arenas de grano fino con algunos cantos gruesos.
22.—0,02 m. de arcillas.
23.—0,20 m. de arenas iguales al tramo 21.
24.—0,30 m. de arcillas.
25.—0,40 m. de arenas con estratificación cruzada.
26.—0,10 m. de arcillas.
27.—0,60 m. de arenas de grano medio-fino.
28.—0,15 m. de arcillas.
29.—0,50 m. de arenas muy arcillosas de grano muy fino.
30.—1,70 m. de arcillas.
31.—4,00 m. de arenas de grano muy fino.
32.—0,60 m. de arcillas.
33.—1,60 m. de arenas de grano muy fino, con intercalaciones de arcillas y lentejones de microconglomerado.
34.—1,20 m. de arcillas con lentejones de arenas.
35.—1,00 m. de arenas de grano fino.
36.—0,15 m. de microconglomerado.

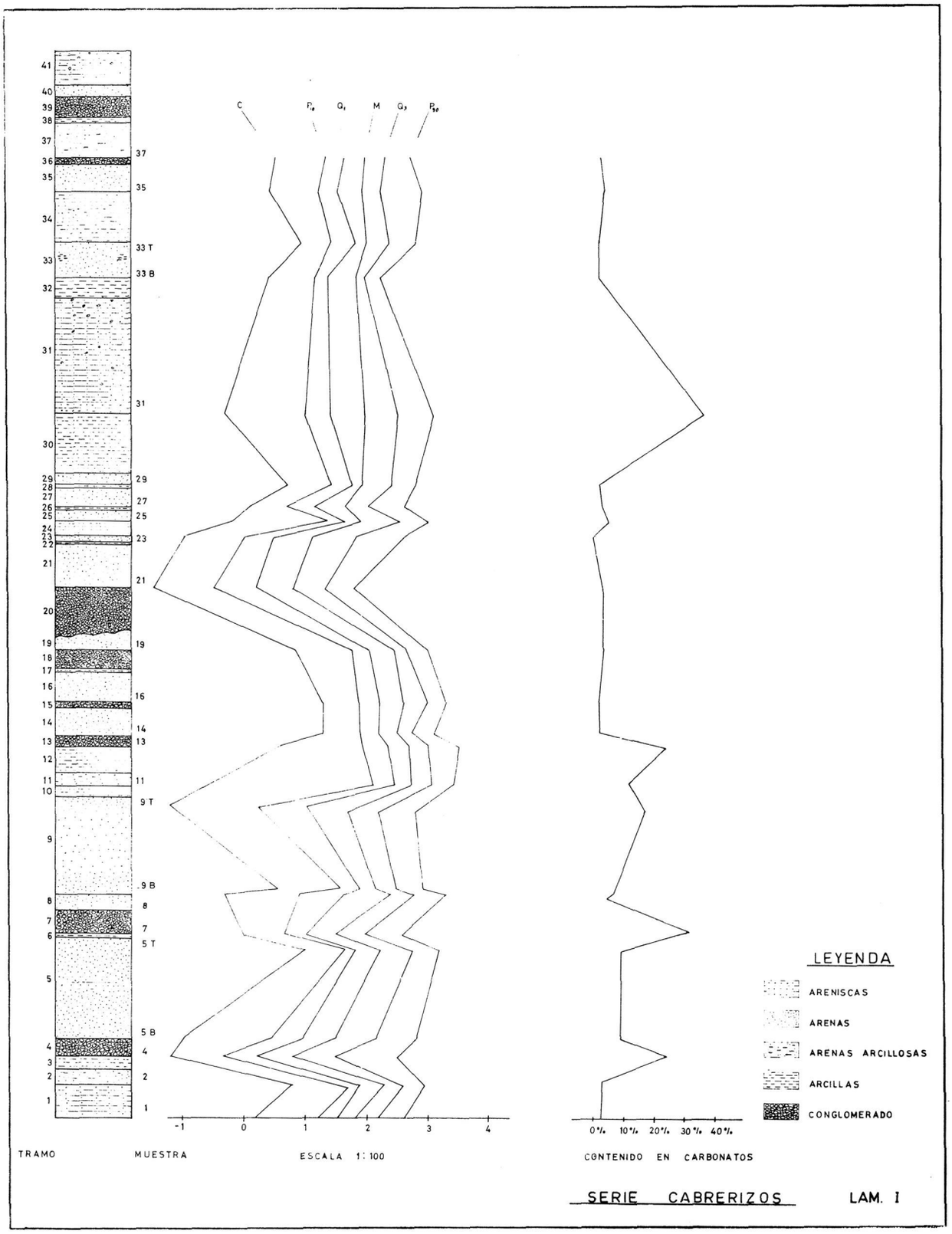

C
P_o
Q_1
M
Q_2
P_{so}
41
40
39
38
37
36
35
34
33
32
31
30
29
28
27
26
25
24
23
22
21
20
19
18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
37
35
33 T
33 B
31
29
27
25
23
21
19
16
14
13
11
9 T
9 B
8
7
5 T
5 B
4
2
1
-1
0
1
2
3
4
0 %
10 %
20 %
30 %
40 %
TRAMO
MUESTRA
ESCALA 1:100
CONTENIDO EN CARBONATOS
LEYENDA
ARENISCAS
ARENAS
ARENAS ARCILLOSAS
ARCILLAS
CONGLOMERADO
SERIE CABRERIZOS
LAM. I

FIG. 1

37.—1,20 m. de arenas arcillosas.
38.—0,20 m. de arcillas.
39.—0,70 m. de conglomerado de matriz arenosa y cemento calcáreo de cantos de arcilla, cantos pequeños de cuarzo y cuarcita.
40.—0,40 m. de arenas de grano fino.
41.—1,10 m. de arenas de grano muy fino con cantos grandes de cuarzo y cuarcita.

Las muestras tomadas en esta serie pertenecen generalmente a la base de los tramos y los puntos de muestreo están representados junto a la columna (Fig. 1).

Aldealengua.—El afloramiento estudiado (Fig. 10), presenta numerosos paleocauces y cambios laterales de facies, por lo que se ha preferido hacer un esquema del conjunto donde se aprecien estas anomalías. Por esto la descripción carece de espesores, aunque en los esquemas (Figs. 2 y 3) la potencia de los tramos se puede apreciar porque están hechos a escala.

Este afloramiento está situado en el Km. 8 de la carretera Salamanca-Aldealengua y la descripción de los tramos componentes del mismo es de muro a techo la siguiente:

1.—Arenas gruesa con estratificación cruzada de pequeña escala.
2.—Alternancia de capas de arcilla y arenas. Las arcillas contienen lentejones arenosos y entre las arenas hay arcillas como cantos. Estas pequeñas capas son onduladas.
3.—Arenas de grano muy fino que poseen estratificación cruzada, en la base suelen presentar fragmentos de arcillas. En algunos puntos, la estratificación cruzada pasa a laminación paralela.
4.—Arenas de grano fino. No se aprecian estructuras.
5.—Arenas de grano grueso con cantos. Es un relleno de paleocauce.
6.—Arena de grano fino que se hace de grano más fino hacia el techo.
7.—Arena de grano medio-fino. Es un relleno de paleocauce.
8.—Arcillas con estratificación cruzada debida a Ripples en la zona más arenosa, posee también estructuras de deslizamiento.
9.—Arenas de grano medio con grandes cantos de arcilla en la base. Posee estratificación cruzada y laminación paralela. Todo el tramo está cortado por pequeños paleocauces.
10.—Tramos arenosos separados por arcillas, la potencia de las capas disminuye hacia arriba. Presenta estratificación cruzada en la base, encima presenta estructuras de arrastre y deslizamiento (Fig. 11). En el resto del tramo, hacia arriba, encontramos laminación paralela. En algunas zonas este tramo presenta granoselección; continúa el tramo con una alternancia de capas de arena con finos lechos de arcilla en los que encontramos estratificación cruzada volcada (Fig. 12) y laminación ondulada (Fig. 13). Debajo hay laminación cruzada debido a migración de antidunas (Fig. 14).

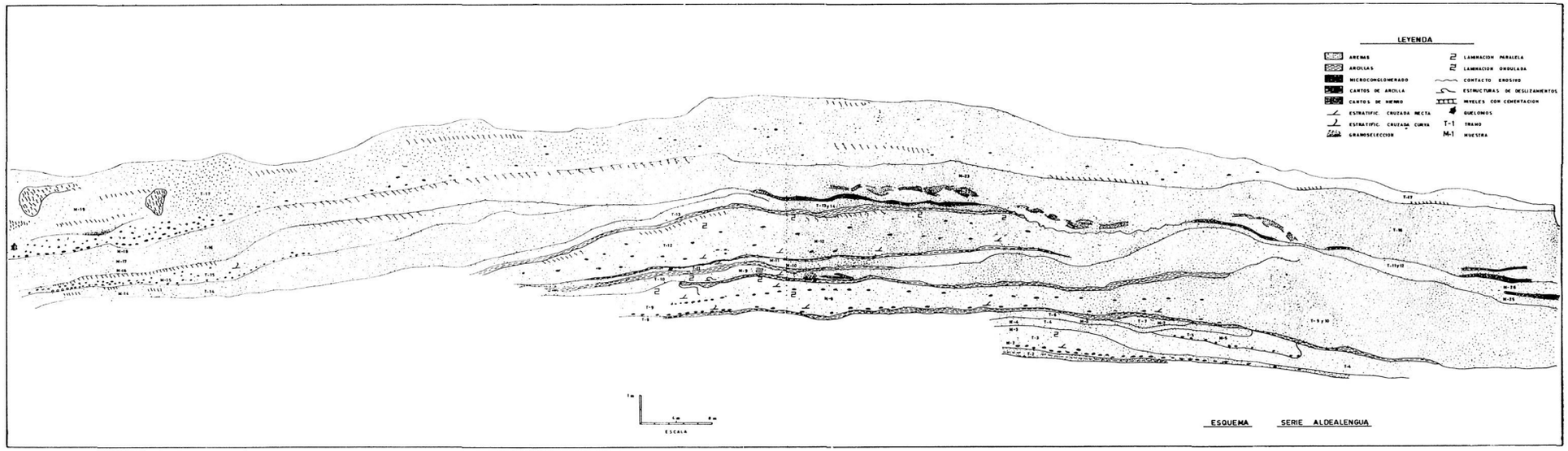

LEYENDA
ARENAS
ARCILLAS
MICROCONGLOMERADO
CANTOS DE ARCILLA
CANTOS DE HIERRO
ESTRATIFIC. CRUZADA RECTA
ESTRATIFIC. CRUZADA CURVA
GRANOSELECCION
LAMINACION PARALELA
LAMINACION ONDULADA
CONTACTO EROSIVO
ESTRUCTURAS DE DESLIZAMIENTOS
NIVELES CON CEMENTACION
GUELOMOS
T-1 TRAMO
M-1 MUESTRA
ESCALA
ESQUEMA SERIE ALDEALENGUA

FIG. 2

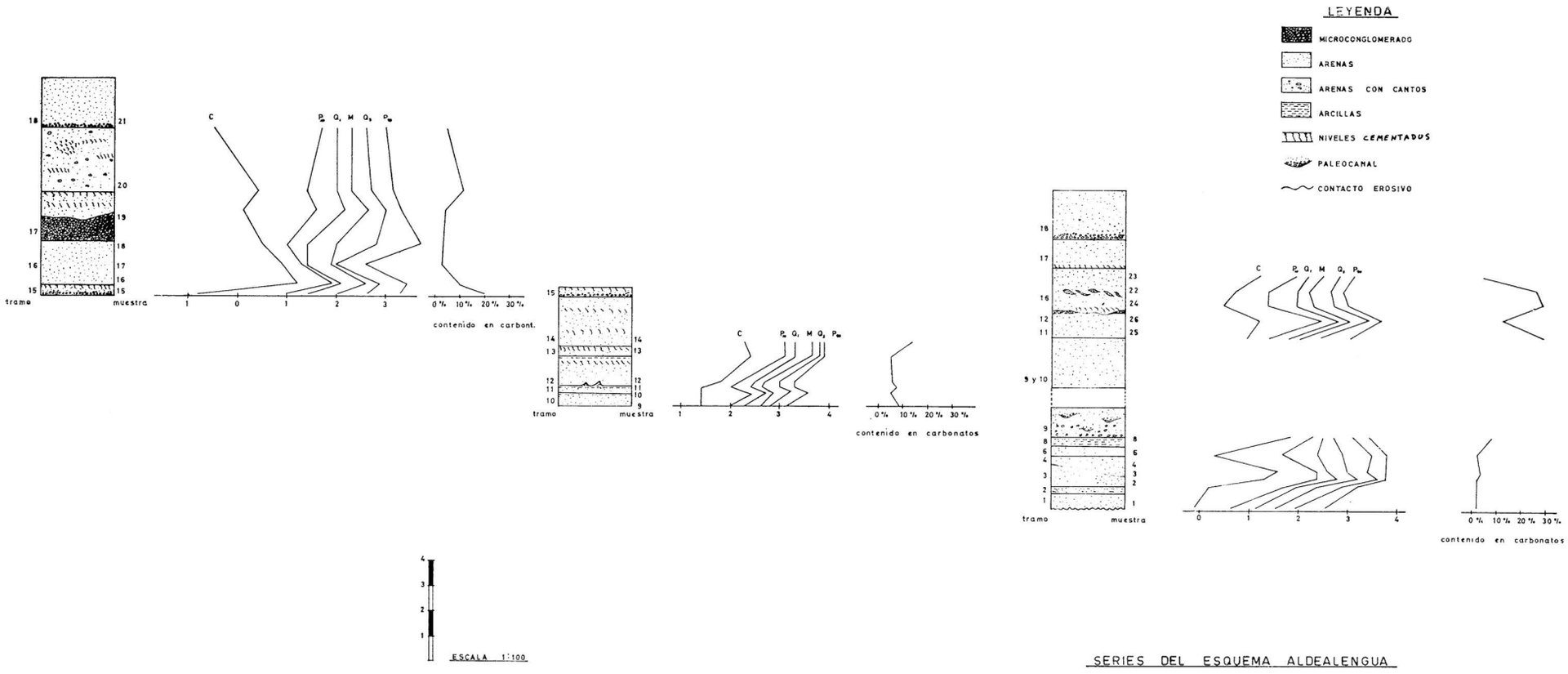

LEYENDA
MICROCONGLOMERADO
ARENAS
ARENAS CON CANTOS
ARCILLAS
NIVELES CEMENTADOS
PALEOCANAL
CONTACTO EROSIVO
tramo
muestra
contenido en carbonatos
ESCALA 1:100
SERIES DEL ESQUEMA ALDEALENGUA

FIG. 3

11.—Arenas de grano medio con muchas biotitas. Posee estratificación y laminación cruzada plana, remarcadas por lechos rojos.
12.—Arenas de grano medio con muchas biotitas, con algunos cantos blandos y laminación paralela en la base, que en algunos puntos es cruzada, hacia arriba se va haciendo paralela. Acaba el tramo con una capa de arcilla con estructuras Flameadas (Fig. 15).
13.—Arenas.
14.—Arenas muy finas, lateralmente se confunden con el tramo 13.
15.—Arenisca conglomerática con cantos no superiores a los 7 cm. ferruginosos. También hay cantos de cuarzo y feldespato de tamaño más pequeño. La matriz es arenosa. Presenta estratificación cruzada en surco debido a los paleocauces.
16.—Arenas; lateralmente en la base aparece un microconglomerado de cantos ferruginosos semejantes al del tramo 15. Hacia arriba la arena se hace más gruesa y con cantos de arcilla orientados formando estratificación cruzada. Encima de estas arenas existe una serie de paleocauces. Este tramo presenta numerosas estratificaciones cruzadas (Figs. 16 y 17).
17.—Arenas de grano fino. Comienza el tramo con un nivel conglomerático con restos de quelonios.
18.—Comienza el tramo con un microconglomerado de cantos de cuarzo subangulosos. Hacia arriba van disminuyendo los cantos y pasa a una arenisca de grano grueso muy compacta.

Estratigráficamente, estos materiales parecen estar por debajo de los de Cabrerizos.

ESTUDIO GRANULOMETRICO

El estudio granulométrico se ha realizado mediante la técnica de tamizado y los resultados se han representado en curvas de frecuencia y curvas acumuladas para su fácil comprensión.

Cabrerizos.—Para esta serie, las curvas de frecuencia (Fig. 4), corresponden al 2.º, 3.º y 4.º tipo de los citados por POMEROL (1951). Casi todas las curvas son del 3.º tipo, pertenecientes a depósitos de corrientes débiles o de decantación, excepto las 4,5B y 21 que son del 2.º tipo correspondientes a depósitos de corrientes constantes y las muestras 7,9T y 23 cuyas curvas son del 4.º tipo y que corresponden a depósitos típicos de arenas fluviales.

Las curvas acumuladas (Fig. 5), muestran sedimentos muy bien clasificados, como la muestra 11, curvas con fase fina importante, 33B, y curvas con una elevada fase gruesa, 4 y 21.

Resumiendo, en esta serie detrítica predomina el sedimento de grano medio a fino. Hasta el tramo 11, el grano es de tamaño grueso, del 11 al 21 se mantiene el tamaño dentro de los finos, del 21 al 33 el tamaño vuelve a ser grande para hacerse más fino del 33 en adelante. Estas variaciones del

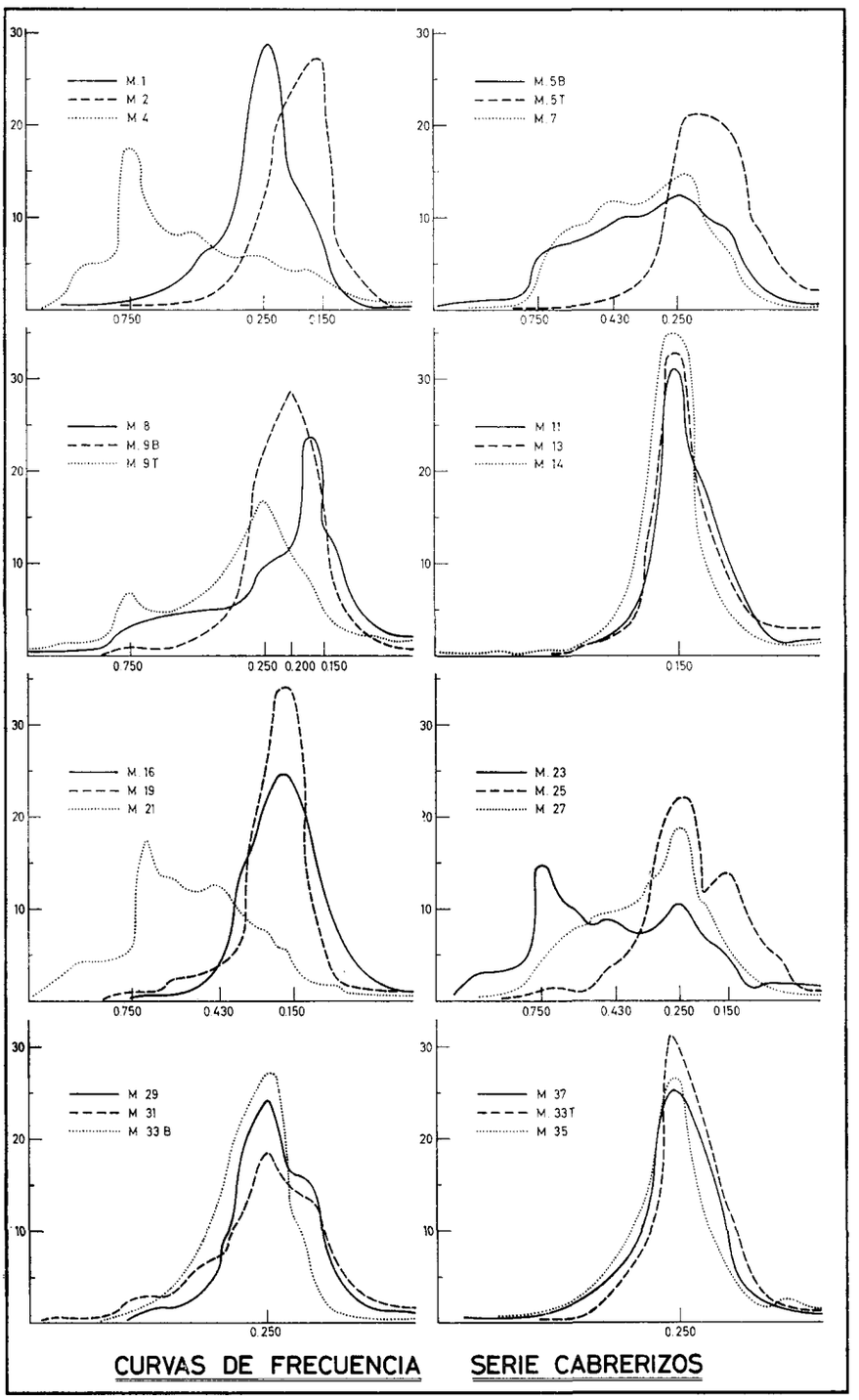


FIG. 4

tamaño se explican mediante fluctuaciones de la energía del agente de depósito.

Aldealengua.—Para estos sedimentos, la mayor parte de las curvas de frecuencia (Fig. 6), pertenecen al 3.° tipo de POMEROL (1951), son curvas con una fase gruesa nula, una media reducida y una fase fina importante. Las

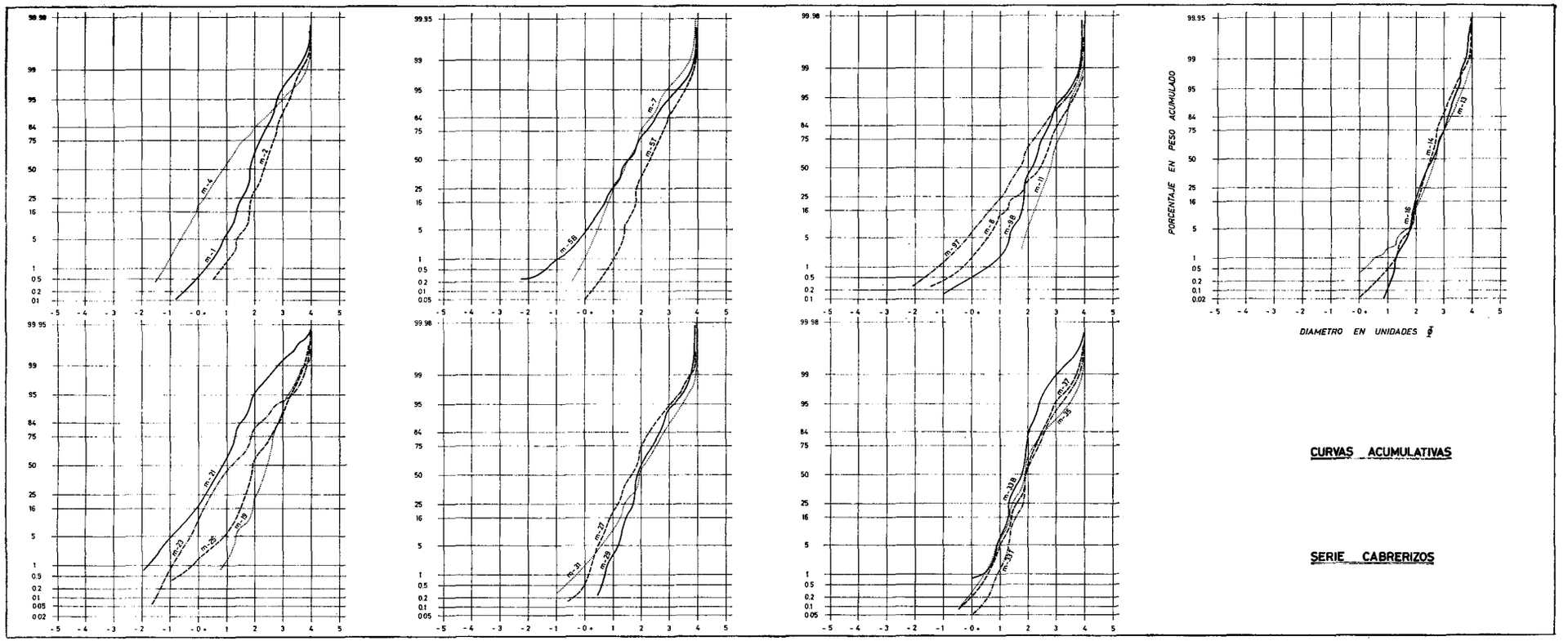

PORCENTAJE EN PESO ACUMULADO
DIAMETRO EN UNIDADES φ
CURVAS ACUMULATIVAS
SERIE CABRERIZOS

FIG. 5

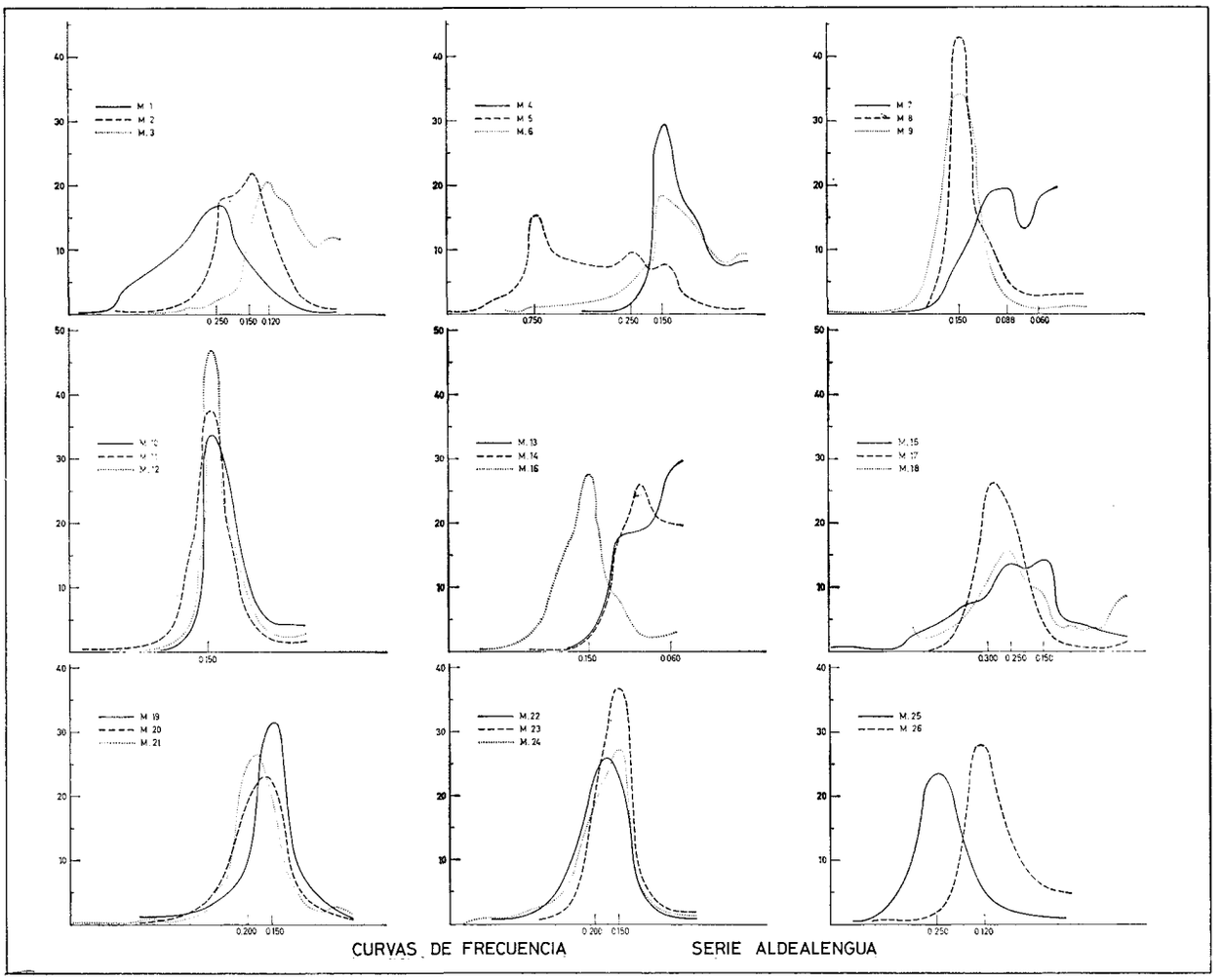


FIG. 6

muestras 5 y 15 pertenecen al 4.° tipo y son curvas con dos máximos, uno en la fase media y otro en la fina. Al 2.° tipo corresponde la muestra 1, es una curva con un máximo en la fase media.

Las curvas acumuladas (Fig. 7), nos muestran unos sedimentos muy bien clasificados, como por ejemplo los de las muestras 13 y 14.

En general se aprecia un tamaño de sedimento más fino que en Cabrerizos así como fluctuaciones más fuertes de la energía del medio en las inflexiones de las curvas. Estas inflexiones delimitan los campos de tracción y de suspensión, o mejor los de las distintas populaciones (Moss, 1972).

En Cabrerizos se han medido las inflexiones de las curvas (Tabla I), observándose que están situadas entre los valores —0,20 Ø y 1,70 Ø, esto quiere decir que una muestra que tenga la inflexión en el valor 1,30 Ø, por ejemplo, la energía cinética de la corriente era lo suficientemente fuerte como para transportar por tracción todos los tamaños mayores de 0,430 mm.

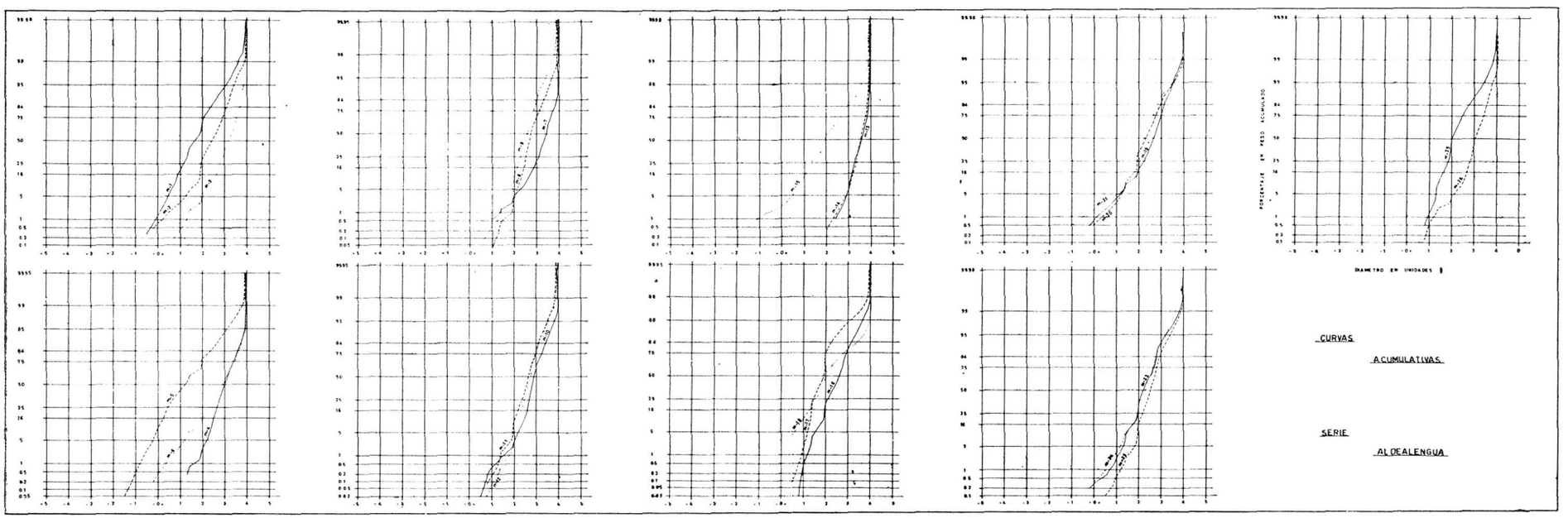

PORCENTAGEM EM PESO ACUMULADO
DIAMETRO EM UNIDADES Φ
CURVAS
ACUMULATIVAS
SERIE
ALCEALENGUA

FIG. 7

También se han calculado los porcentajes en que suceden esas inflexiones, resultando todos comprendidos entre un 0,5 % y un 6 % en general, aunque hay muestras como la 21 en la cual, el material transportado por tracción ocupa un 18 % del total de la muestra.

Para las muestras de Aldealengua, las inflexiones están por lo general comprendidas entre los valores 1,50 Ø y 2,50 Ø y entre los siguientes porcentajes 1,5 % y 14 %.

Comparando los datos granulométricos de ambas localidades, se aprecia un tamaño más fino de sedimento en Aldealengua observando los intervalos de las curvas acumuladas. La comparación de los valores de las inflexiones, indican que en Aldealengua, las inflexiones se dan en tamaños más pequeños y sus porcentajes son mayores, esto quiere decir que, material que por su diámetro pequeño en Cabrerizos iría transportado en suspensión, en Aldealengua ha sido transportado por tracción y en mayor cantidad.

TABLA I

CABRERIZOS			ALDEALENGUA		
	Ø inflexión	% inflexión		Ø inflexión	% inflexión
Muestra 1	0,80 Ø	4 %	Muestra 2	1,80 Ø	12 %
" 2	1,50 Ø	5 %	" 9	1,90 Ø	4 %
" 5B	0,20 Ø	3 %	" 10	1,90 Ø	1,5 %
" 5T	1,35 Ø	3 %	" 12	1,90 Ø	1,5 %
" 8	0,10 Ø	1 %	" 13	2,80 Ø	3 %
" 9B	1,30 Ø	2 %	" 14	2,80 Ø	3 %
" 9T	0,20 Ø	3 %	" 15	0,30 Ø	3 %
" 13	1,70 Ø	5 %	" 19	2,10 Ø	14 %
" 14	1,60 Ø	3,5 %	" 20	2,10 Ø	14 %
" 19	1,60 Ø	6 %	" 21	1,90 Ø	12 %
" 21	0,00 Ø	18 %	" 22	1,20 Ø	3 %
" 25	1,40 Ø	8 %	" 23	1,90 Ø	5 %
" 27	0,00 Ø	0,5 %	" 24	1,20 Ø	3 %
" 33T	0,50 Ø	1 %	" 26	2,50 Ø	8 %
" 33T	0,80 Ø	0,5 %			

ANALISIS ESTADISTICO

Medida de la tendencia central.—Para el cálculo de este valor, que en términos energéticos significa la energía cinética media del agente de depósito, se ha empleado la expresión de FOLK y WARD (1957), MASON y FOLK (1958) y SAHU (1964).

En Cabrerizos (Tabla II), los valores de la mediana y media se acercan bastante, llegando en algunos casos a coincidir, lo que indica una distribución simétrica y por tanto un sedimento muy bien clasificado. En Aldealengua (Tabla III), estos valores difieren bastante. En general son más pequeños que en Cabrerizos, es decir, el tamaño de grano es más fino.

Medida de la clasificación (Sorting).—Las tablas II y III indican como para Cabrerizos los valores del sorting están comprendidos entre 0,50 y 1,00, lo cual según FOLK y WARD (1957), corresponde a sedimentos moderadamente clasificados. En Aldealengua, sin embargo, estos valores son más bajos presentando el sedimento mejor clasificación.

Asimetría.—Los resultados de Asimetría (Tablas II y III), para cuyo cálculo se ha empleado la expresión de MASON y FOLK (1958) indican que para Cabrerizos la mayoría son positivas, esto es, la media se desplaza hacia los tamaños finos. Existen muestras como la 21 y y 9T, que dan un valor numérico de Asimetría negativo mientras que en las gráficas parámetro-espesor muestran una Asimetría positiva. Este contraste es debido a la bimodalidad de las curvas, definiendo el signo de la Asimetría la moda mayor.

En Aldealengua, la Asimetría es más positiva que en Cabrerizos, es decir, la media se desplaza hacia el lado más fino de la mediana. Algunas de las Asimetrías negativas, como las de las muestras 6, 7 y 14, están controladas por la bimodalidad de su distribución.

Kurtosis.—FOLK y WARD (1957), dependiendo del valor numérico de la agudeza de las curvas de frecuencia las clasifican en leptocúrticas, mesocúrticas y platicúrticas. Una curva es leptocúrtica cuando la parte central está mejor calibrada que las colas; si por el contrario son las coas las que están mejor calibradas, la curva se denomina platicúrtica. En general en Aldealengua (Tabla III) los valores de kurtosis son más bajos que en Cabrerizos (Tabla II), existiendo mayor número de curvas platicúrticas.

TABLA II

CABRERIZOS

Muestra	M	MØ	S_k	σ	K
1	0,2833 mm.	0,2774 mm.	0,06	0,54	1,14
2	0,2031 mm.	0,2045 mm.	—0,02	0,52	1,08
4	0,5744 mm.	0,5359 mm.	0,15	1,08	1,18
5B	0,3536 mm.	0,3368 mm.	0,11	0,93	1,10
5T	0,2103 mm.	0,1989 mm.	0,20	0,59	0,95
7	0,3536 mm.	0,3511 mm.	0,06	0,46	1,06
8	0,1895 mm.	0,2162 mm.	—0,26	0,89	1,06
9B	0,2253 mm.	0,2132 mm.	0,22	0,52	1,33
9T	0,3078 mm.	0,3221 mm.	—0,09	0,98	1,26
11	0,1487 mm.	0,1487 mm.	—0,015	0,50	1,13
13	0,1539 mm.	0,1528 mm.	0,02	0,58	1,26
14	0,1768 mm.	0,1793 mm.	0,03	0,47	1,19
16	0,1650 mm.	0,1673 mm.	0,005	0,53	0,87
19	0,1830 mm.	0,1895 mm.	—0,16	0,52	1,26
21	0,5744 mm.	0,2177 mm.	—0,32	0,85	1,11
23	0,4666 mm.	0,4475 mm.	0,16	1,04	1,11
25	0,2680 mm.	0,2365 mm.	0,28	0,69	1,09
27	0,3187 mm.	0,3280 mm.	0,005	0,72	1,20
29	0,2680 mm.	0,2625 mm.	0,29	0,61	1,26
31	0,2589 mm.	0,2483 mm.	0,099	0,80	1,08
33B	0,2872 mm.	0,3078 mm.	—0,31	0,39	1,02
33T	0,2500 mm.	0,2398 mm.	0,22	0,53	1,38
35	0,2680 mm.	0,2625 mm.	0,15	0,69	1,52
37	0,2589 mm.	0,2589 mm.	0,02	0,56	1,14

TABLA III

ALDEALENGUA

Muestra	M	MØ	S_k	σ	K
1	0,3078 mm.	0,3585 mm.	—0,05	0,75	1,33
2	0,1895 mm.	0,2117 mm.	0,04	0,59	0,95
3	0,1088 mm.	0,1286 mm.	—0,17	0,57	1,03
4	0,1250 mm.	0,1313 mm.	0,07	0,52	0,87
5	0,4353 mm.	0,4569 mm.	0,12	1,05	0,87
6	0,1340 mm.	0,1696 mm.	—0,18	0,40	1,00
7	0,0947 mm.	0,1096 mm.	—0,19	0,51	1,16
8	0,1539 mm.	0,1436 mm.	—0,29	0,46	1,09
9	0,1650 mm.	0,1732 mm.	0,01	0,43	1,04
10	0,1387 mm.	0,1426 mm.	0,31	0,44	1,31
11	0,1593 mm.	0,1696 mm.	0,04	0,45	1,06
12	0,1539 mm.	0,1650 mm.	0,06	0,40	1,22
13	0,0824 mm.	0,0908 mm.	—0,25	0,33	0,90
14	0,0824 mm.	0,0928 mm.	—0,32	0,31	0,86
15	0,2500 mm.	0,2813 mm.	0,04	0,93	0,94
16	0,1650 mm.	0,1882 mm.	—0,06	0,61	1,07
17	0,2680 mm.	0,2953 mm.	—0,01	0,49	1,30
18	0,2500 mm.	0,2500 mm.	0,26	1,01	1,05
19	0,1593 mm.	0,2017 mm.	—0,23	0,62	1,17
20	0,2031 mm.	0,2238 mm.	0,09	1,60	1,20
21	0,2031 mm.	0,2365 mm.	0,13	0,59	1,71
22	0,2177 mm.	0,2333 mm.	0,07	0,55	1,11
23	0,1768 mm.	0,1882 mm.	0,03	0,47	1,09
24	0,2031 mm.	0,2398 mm.	—0,10	0,59	1,17
25	0,2500 mm.	0,3121 mm.	0,31	0,59	1,23
26	0,1167 mm.	0,1331 mm.	—0,07	0,48	1,19

GRAFICAS PARAMETROS-ESPESOR

Son gráficas obtenidas a partir de los datos de las curvas acumuladas. Están construidas representando a lo largo de la columna estratigráfica, los valores del centil, decil, cuartiles, mediana y percentil, obtenidos a partir de las curvas acumuladas.

Estas gráficas están comentadas según las ideas establecidas por SÁNCHEZ DE LA TORRE et al. en la VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología de Granada (1972).

Cabrerizos (Fig. 1).—Estudiando la variación de los parámetros C-P_{90} se controla la variación del campo energético a lo largo de la columna. La energía es mayor durante la deposición de las muestras 4, 5B, 8, 9T, 21 y 31. La energía fue menor y por lo tanto los sedimentos están mejor clasificados en los estrangulamientos de las gráficas, como los de las muestras 9B, 11, 14, 29 y 33T.

Controlando la variación de los parámetros C-M, a lo largo de la serie, se puede estudiar cómo varía la energía máxima comparada con la media. Comienza aumentando el intervalo energético hasta el techo del tramo 5 en que disminuye, la energía aumenta de nuevo en los tramos 7 y 8 para disminuir en la base del 9. Vuelve a aumentar la capacidad de transporte del medio durante la sedimentación del techo del mismo tramo y de los tramos sucesivos hasta el 14 en el que se depositan tamaños gruesos por pérdida de energía. Aumenta la velocidad de nuevo hasta el tramo 23 manteniéndose hasta el depósito del tramo 25. Disminuye durante el depósito del 27 y 29 para aumentar progresivamente a partir del 30.

Si los que se controlan son los parámetros M-P_{90}, se compara la energía mínima con la media. Los tramos que se han depositado durante un predominio de energía mínima y por tanto tienen más material fino, son: 2, 5, 8, 9B, 11, 14, 19, 25, 27, 29 y 33B.

Controlando el desplazamiento de los cuartiles con respecto a la mediana, estudiamos la Asimetría. Una Asimetría positiva indica decantación, muestras 1, 4, 5, 8, 9T, 14, 21, 23, 27, 29 y 33, mientras que una Asimetría negativa indica un lavado. El resto de los tramos no citados anteriormente se depositaron predominando el lavado.

La Angulosidad se mide comparando si los Q_1 y Q_3 están más próximos a M que los P_{10} y P_{90} a los Q_1 y Q_3. Las muestras 5, 9B, 14 y 19 son curvas normales. Curvas angulosas son las pertenecientes a las muestras 2, 9T y 27. Una curva plana es la de la muestra 31.

Aldealengua (Fig. 3).—Las muestras 8, 12 y 16 señalan un descenso en la energía cinética máxima comparada con la media.

Los tramos que se han depositado durante un predominio de la energía mínima comparada con la media y por tanto tendrá un predominio de material fino, son: 4, 9, 10, 11, 12, 13, 14 y 16.

Las muestras 1, 3, 4, 10, 11, 12, 13, 15 y 17B, muestran una Asimetría positiva con predominio de la decantación, mientras que las muestras 11 y 17T, presentan una Asimetría negativa.

LIMOS Y ARCILLAS

Se ha calculado en las granulometrías el porcentaje de la porción menor de 0,062 mm. correspondiente a los limos y arcillas (Tabla IV). Se observa fácilmente que en Aldealengua existe mayor cantidad de esta fracción.

TABLA IV

CABRERIZOS		ALDEALENGUA	
Muestra	% Limos	Muestra	% Limos
1	0,454	1	7,381
2	6,384	2	13,359
4	5,111	3	41,572
5B	0,662	4	29,049
5T	10,899	5	2,387
7	7,156	6	38,599
8	13,173	7	77,199
9B	10,331	8	6,320
9T	10,454	9	9,763
11	5,547	10	9,616
13	23,234	11	7,350
14	11,387	12	10,098
16	8,574	13	48,007
19	0,878	14	53,450
21	——	15	18,736
23	2,431	16	9,234
25	5,217	17	3,455
27	3,276	18	5,000
29	13,351	19	20,113
31	0,359	20	9,981
33B	6,678	21	9,374
33T	4,614	22	6,611
35	7,276	23	7,924
37	4,472	24	——
		25	6,679
		26	14,934

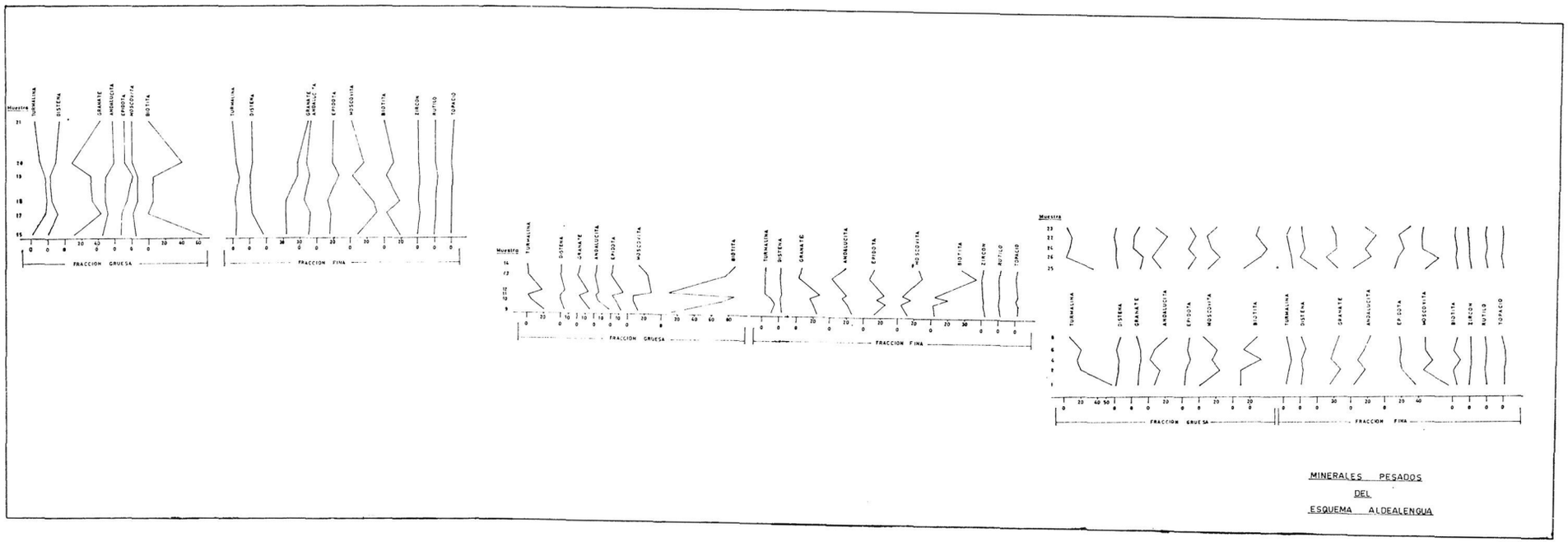

Muestra
TURMALINA
DISTENA
GRANATE
ANDALUCITA
EPIDOTA
MOSCOVITA
BIOTITA
ZIRCON
RUTILO
TOPACIO
FRACCION GRUESA
FRACCION FINA
MINERALES PESADOS
DEL
ESQUEMA ALDEALENGUA

FIG. 8

CARBONATOS

Los datos obtenidos del contenido en carbonatos de las muestras, mediante una sencilla volumetría (Tabla V), están representados junto a las columnas estratigráficas correspondientes (Figs. 1 y 3).

Comparando estas curvas con las gráficas parámetro-espesor, destaca el hecho de que las muestras con alto contenido en carbonatos, son coincidentes con zonas de lavado nulo, esto puede indicar que el carbonato de esas muestras sea de origen primario. También otros máximos coinciden con zonas de intenso lavado, lo cual indica que podría tratarse de un carbonato secundario.

La gran diferencia existente en carbonatos entre algunas muestras, denuncian un clima húmedo y cálido con alternancias de épocas más cálidas. No basta un clima para explicar el contenido tan alto en carbonatos primarios, pero teniendo en cuenta que la región estaba afectada por los últimos movimientos Alpinos, es posible que variaciones en el relieve dieran un mayor aporte de calcio; esto y el clima sí pueden explicar ya ese contenido tan elevado de carbonatos de algunas muestras.

Las muestras cuyo carbonato es secundario, coinciden con zonas de Asimetría negativa; el sedimento es de mayor tamaño, por lo que hay mayor concentración de carbonatos rellenando los huecos del sedimento. Esta cementación posterior presenta un típico aspecto en el relieve (Fig. 19).

Existen unas concreciones (Fig. 19), colocadas estratigráficamente en el muro y en el techo de los estratos, que por su forma pudieran ser con-

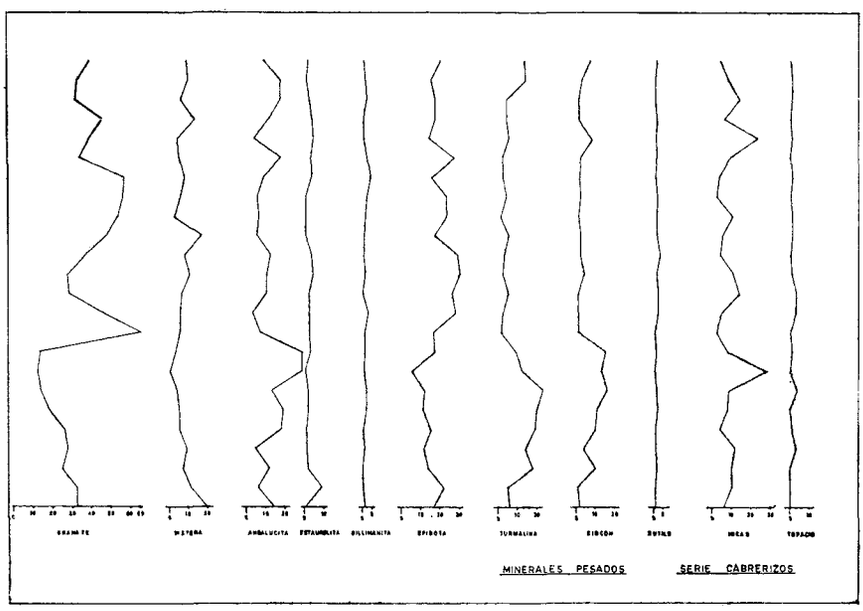


FIG. 9

tramoldes de raíces (JIMÉNEZ, 1972). Son del mismo material encajante pero de grano más grueso y más ricos en carbonatos por lo que probablemente sean producto de la cementación posterior.

TABLA V

CABRERIZOS		ALDEALENGUA	
Muestra	% Carbonatos	Muestra	% Carbonatos
1	2,36	1	2,45
2	2,99	2	2,45
4	25,42	3	2,36
5B	9,35	4	3,81
5T	9,53	5	13,32
7	31,32	6	2,36
8	4,54	7	1,63
9B	7,35	8	8,08
9T	17,34	9	8,94
11	11,84	10	5,17
13	24,06	11	7,46
14	2,45	12	6,01
16	2,36	13	5,28
19	2,81	14	13,36
21	2,99	15	21,36
23	——	16	9,67
25	5,28	17	2,45
27	3,81	18	
29	2,45	19	3,72
31	36,32	20	11,72
33B	2,45	21	4,33
33T	2,36	22	25,99
35	2,99	23	5,03
37	3,81	24	28,87
		25	28,87
		26	12,28

ESTUDIO MINERALOGICO

Se procedió mediante el empleo de bromoformo a una separación de minerales entre los tamaños 0,400 mm. y 0,060 mm. para las muestras de Cabrerizos, mientras que para las de Aldealengua se realizaron dos separaciones, una de la fracción comprendida entre los tamaños 0,400 mm. —0,150 mm., y otra de la fracción 0,150 mm. —0,060 mm. Esto permite conocer la frecuencia de los minerales según su tamaño.

Los porcentajes obtenidos en el recuento de las preparaciones (Tablas VI, VII y VIII), están representados en las gráficas de variación de minerales a lo largo de la columna estratigráfica (Figs. 8 y 9).

Para el estudio de la asociación mineralógica que prevalece en cada una de las series así como la posible correlación entre ellas, se ha utilizado un método de tipo analítico computando los datos. Así, si minerales de parecida estabilidad presentan una buena correlación numérica indicarán una misma procedencia.

Observando el cuadro de coeficientes de correlación para los minerales de Cabrerizos (Tabla IX), así como las gráficas (Fig. 8), y comparándolas entre sí se aprecia cómo la turmalina y el circón presentan una buena correlación tanto gráfica como analítica. Lo mismo sucede con la andalucita-circón, granate-circón, turmalina-granate y granate-andalucita. La epidota presenta unos coeficientes de correlación con los minerales de la asociación que, sin ser muy altos, sí son lo suficiente como para que se le considere como un mineral abundante en la zona. La asociación mineralógica para Cabrerizos es: turmalina, granate, circón y andalucita.

Como resultado de la comparación de las gráficas de Aldealengua (Fig. 9) y el cuadro de coeficientes de correlación para los minerales de diámetro fino de la misma (Tabla IX), la asociación mineralógica queda establecida como la formada por: biotita, granate, topacio y epidota. Para los minerales de tamaño grueso la asociación sería: distena, granate, biotita y epidota. La distena no presentará correlación con los minerales de la fracción fina a causa de su tamaño.

La comparación de los coeficientes con las gráficas ha ayudado a establecer el índice de correlación; en Cabrerizos, de acuerdo con la bibliografía al respecto, no hay problema en establecer como buena correlación aquella cuyo coeficiente sea mayor de 0,60. Sin embargo, no sucede igual en Aldealengua, por lo que de acuerdo con las gráficas se estableció como índices de buena correlación los coeficientes mayores de 0,50.

TABLA VI

CABRERIZOS

Muestra	Tr	Gr	Di	An	Bi	Ci	Ru	Ep	Mo	O-T	Otros
1	6	33	20	14	3	2	1	17	3	19	2
2	5	33	11	16	4	1	1	22	6	22	9
4	18	25	7	12	4	10	2	14	6	38	2
5B	14	28	9	4	2	4	1	12	10	32	16
5T	19	26	5	18	—	10	1	15	4	35	2
7	20	18	5	19	6	11	2	11	2	47	6
8	23	14	4	13	4	16	1	12	5	40	8
9B	12	12	—	29	14	13	—	5	14	39	1
9T	9	13	3	29	6	15	1	17	2	46	5
11	1	65	5	7	—	1	—	16	2	18	3
13	2	45	5	3	—	1	2	28	4	11	10
14	5	28	6	10	2	1	2	26	12	21	8
16	2	27	10	10	4	4	1	30	2	20	10
19	3	36	7	12	1	2	3	29	3	22	4
21	5	47	16	5	3	2	1	17	2	13	2
23	1	53	2	6	6	1	1	23	4	14	3
25	4	55	5	5	1	2	1	23	1	10	3
27	2	56	7	8	1	1	—	15	2	17	5
29	2	33	4	17	1	2	1	27	8	14	5
31	5	38	3	3	19	8	1	14	4	21	5
33B	4	45	12	11	2	1	1	17	4	12	3
33T	4	31	5	17	8	1	—	17	6	18	11
35	14	32	9	17	4	3	—	15	4	19	2
37	13	38	8	8	2	7	1	20	2	31	1

TABLA VII

GRUESOS DE ALDEALENGUA

Muestra	Tr	To	Di	Gr	An	Bi	Ep	Mo	O-T	Ci	Ru	Otros
1	58	11	1	8	7	11	3	1	36	—	—	2
2	20	2	5	9	14	11	5	25	29	1	—	8
4	16	—	6	11	1	34	10	16	28	—	—	5
6	21	1	3	11	7	13	7	22	31	1	2	11
7	12	1	1	6	15	30	1	29	26	2	—	4
8	6	3	8	6	22	30	10	5	25	—	—	1
9	21	—	5	15	19	12	12	12	42	1	—	2
10	5	1	—	6	4	71	6	6	24	1	—	1
11	1	—	—	2	2	87	1	6	9	—	—	1
12	9	3	5	13	5	10	14	28	42	—	—	15
13	1	—	—	—	1	75	—	23	—	—	—	1
14	—	—	—	2	—	86	1	11	3	—	—	1
15	2	1	1	11	5	65	7	5	37	1	—	1
17	18	—	12	44	12	—	9	2	23	1	—	2
18	19	—	5	33	9	5	15	7	37	1	—	3
19	17	6	2	31	9	5	21	6	29	1	1	1
20	11	—	9	8	18	40	12	—	27	—	—	2
21	6	—	14	43	17	—	11	—	13	—	1	8
22	10	—	—	4	23	29	17	10	48	—	—	7
23	5	5	2	11	9	32	10	22	28	2	—	3
24	7	3	2	3	12	41	8	15	28	—	—	8
25	35	—	4	11	15	13	7	11	31	—	—	6
26	4	2	—	14	5	33	16	25	54	1	—	—

TABLA VIII

FINOS DE ALDEALENGUA

Muestra	Ci	Tr	Bi	Mo	Di	Gr	Ru	Ep	To	An	O-T	Otros
1	1	4	7	38	2	16	2	39	3	4	31	3
2	3	7	3	7	4	29	—	22	3	18	35	4
4	4	10	12	18	2	17	1	19	4	9	29	4
6	4	8	3	10	7	21	2	21	3	17	29	7
7	1	—	6	51	1	6	—	5	1	27	10	1
8	3	4	7	10	2	27	1	18	1	24	22	3
9	4	10	4	12	3	24	2	12	2	26	37	4
10	1	14	2	4	2	19	—	25	3	20	40	10
11	2	8	19	16	2	15	—	15	1	14	22	6
12	1	3	4	6	3	27	1	24	3	20	36	5
13	—	3	53	29	1	2	—	6	—	2	28	4
14	1	3	35	24	1	5	1	11	1	18	37	1
15	—	4	20	8	17	24	—	15	—	10	37	4
17	2	5	3	32	3	23	2	16	1	13	16	—
18	1	3	19	28	2	23	2	13	1	5	26	4
19	2	7	3	3	1	37	4	26	2	12	24	3
20	1	4	12	16	3	37	1	18	—	7	23	1
21	1	—	1	2	3	50	2	20	3	13	14	5
22	1	5	5	7	3	23	1	18	1	31	37	5
23	1	9	7	9	3	18	2	32	2	18	38	3
24	2	7	8	6	6	24	3	24	2	18	32	1
25	4	12	8	10	20	25	3	13	2	3	40	—
26	2	10	6	26	—	11	1	17	—	25	31	2

TABLA IX

CORRELACIONES ANALITICAS

CABRERIZOS

Tr	0,67	0,12	0,38	0,08	0,77	0,09	—0,62	0,14
	Gr	0,17	0,69	0,34	0,74	0,18	0,32	0,44
		Di	0,29	0,34	0,41	0,05	0,11	0,27
			An	0,24	0,59	0,17	0,38	0,26
				Bi	0,40	0,22	0,45	0,27
					Ci	0,04	—0,57	0,10
						Ru	0,46	0,05
							Ep	0,22
								Mo

GRUESOS DE ALDEALENGUA

Tr	0,53	0,09	0,14	0,17	—0,58	—0,01	—0,18	—0,06
	To	—0,29	—0,05	—0,07	—0,27	0,07	—0,04	0,08
		Di	0,68	0,46	—0,57	0,26	—0,37	—0,16
			Gr	0,18	—0,65	0,49	—0,36	0,21
				An	—0,52	0,36	—0,22	0,01
					Bi	—0,55	0,00	—0,19
						Ep	—0,13	0,06
							Mo	0,36
								Ci

FINOS DE ALDEALENGUA

Ci	0,55	0,41	0,22	0,20	0,14	0,34	0,10	0,45	0,12
	Tr	0,27	0,38	0,22	0,09	0,15	0,24	0,30	0,06
		Bi	0,30	—0,05	—0,56	—0,35	—0,48	—0,50	—0,43
			Mo	—0,30	—0,63	—0,23	—0,33	—0,33	—0,13
				Di	0,19	0,16	—0,09	0,03	—0,32
					Gr	0,43	0,33	0,28	—0,11
						Ru	0,36	0,26	—0,20
							Ep	0,55	—0,07
								To	—0,01
									An

CONCLUSIONES

Como ya vimos en los apartados anteriores dedicados al estudio granulométrico y estadístico, el sedimento es de grano más fino en Aldealengua, presentando también mejor clasificación.

Las gráficas parámetro-espesor indican los importantes cambios sufridos en la energía del medio en ambas series, así como por lo menos siete ciclos mayores. Cada uno de estos ciclos coincide con la serie virtual detrítica dada por JIMÉNEZ (1972) para los sedimentos de los escarpes del Tormes, y que consta de conglomerados, areniscas gruesas, areniscas finas, limos arenosos y arcillas.

Las estructuras sedimentarias son típicas de un medio muy hidroplástico. Aunque no se ha hecho un estudio de direcciones de estructuras, los paleocauces en general parecen presentar dirección Norte-Sur.

La gran cantidad de material fino, así como la energía que demuestran las gráficas parámetro-espesor, el tipo de estructuras sedimentarias, y todo lo anteriormente dicho a lo largo de este trabajo, indica que estas formaciones son abanicos aluviales superpuestos.

Observando las asociaciones mineralógicas, vemos que son diferentes en Cabrerizos y en Aldealengua, lo cual hace pensar en distintas áreas fuentes. La asociación de Aldealengua es de más alto metamorfismo que la de Cabrerizos. Dado que actualmente en el posible área fuente de estos sedimentos no existen distenas, puede ser que estén cubiertas por sedimentos Paleógenos. Los abanicos son entonces ligeramente diacrónicos, siendo el de Aldealengua, por poseer distenas, anterior al de Cabrerizos.

Como ya indicamos anteriormente, el alto contenido en carbonatos denuncia un clima húmedo y cálido, semejante al existente actualmente en algunas zonas tropicales.

RECONOCIMIENTO

Quiero expresar mi gratitud a cuantos han colaborado con total entrega y eficacia en la realización de este trabajo. En especial a la Profesora Dra. Inmaculada Corrales y al Dr. Luis Sánchez de la Torre, sin cuyos consejos este trabajo habría sido imposible. También agradezco su colaboración a todo el personal del Departamento de Petrología de esta Universidad por su inestimable cooperación.

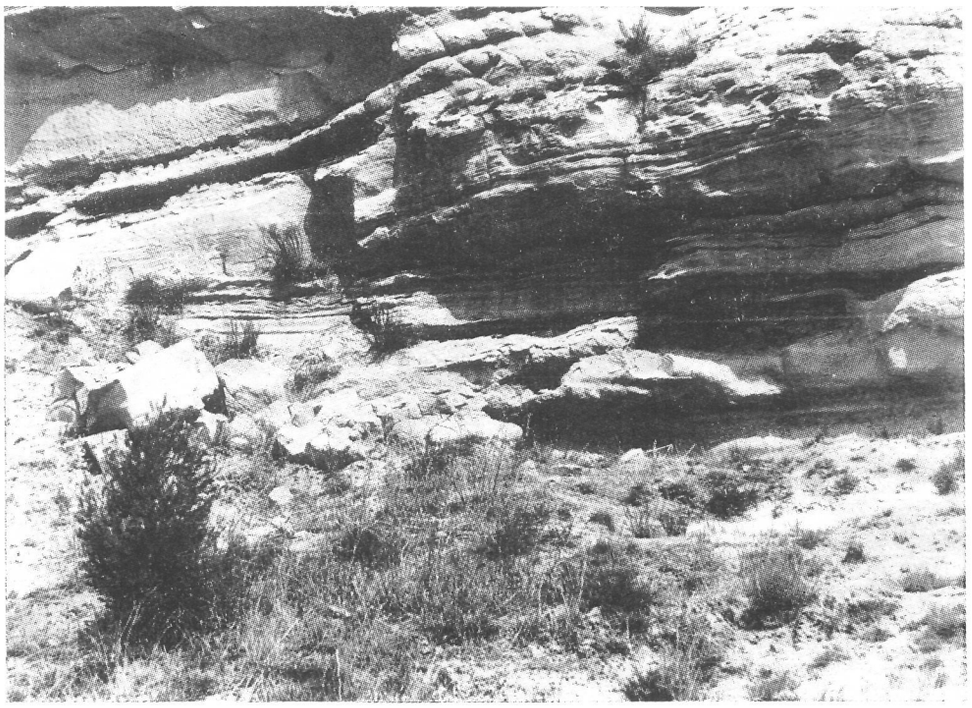


FIG. 10

Vista parcial del escarpe. Obsérvese los paleocauces, así como los adelgazamientos de las capas



FIG. 11

Estructuras de deslizamiento

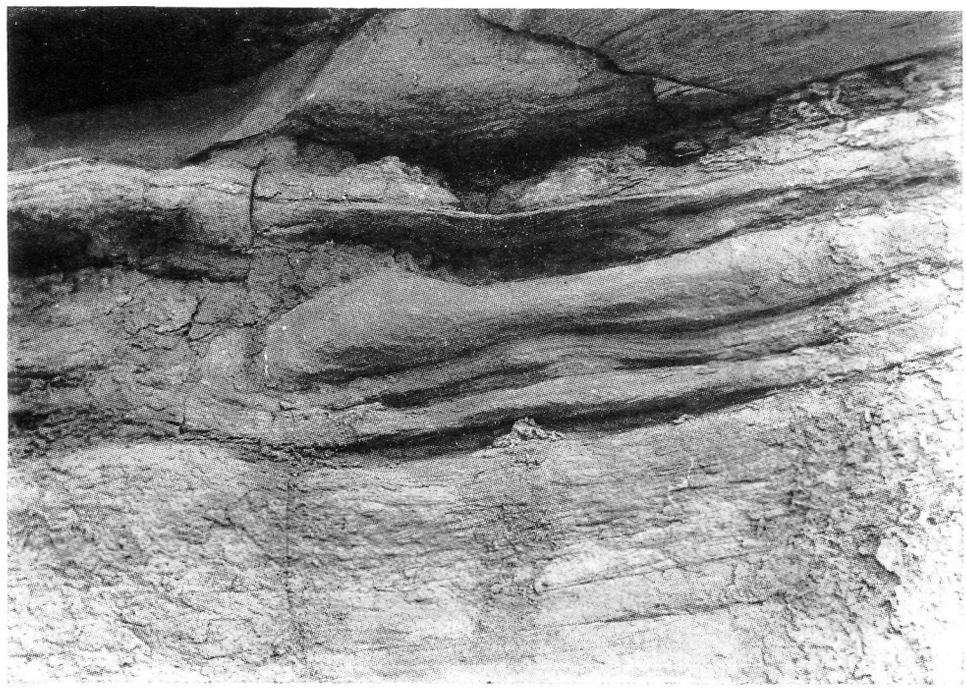


FIG. 12

Estratificación cruzada volcada

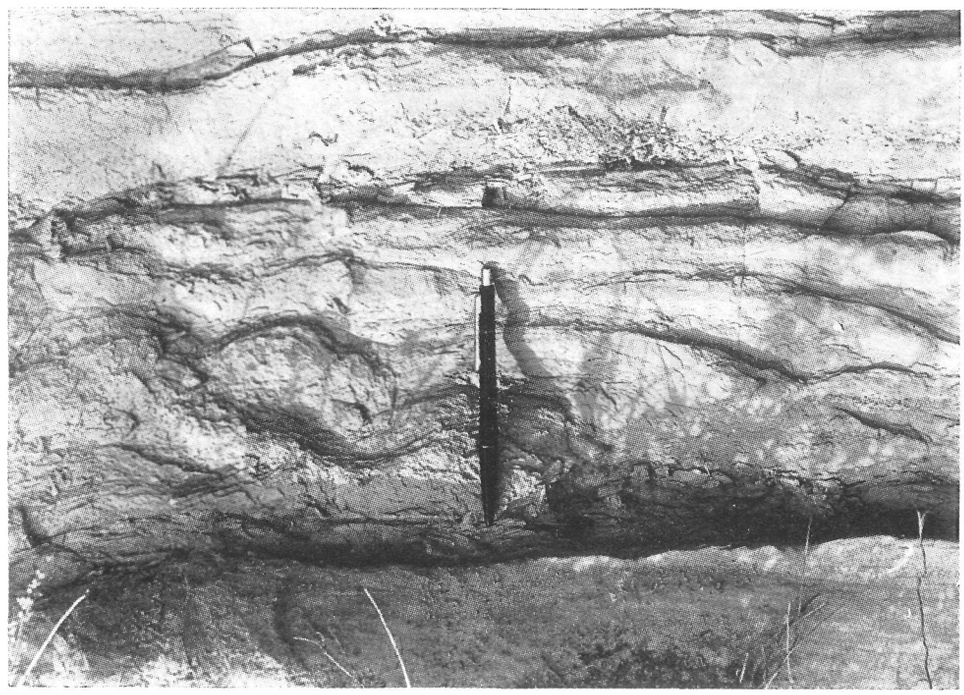


FIG. 13

Laminación ondulada



FIG. 14

Estratificación cruzada debida a migración de antidunas

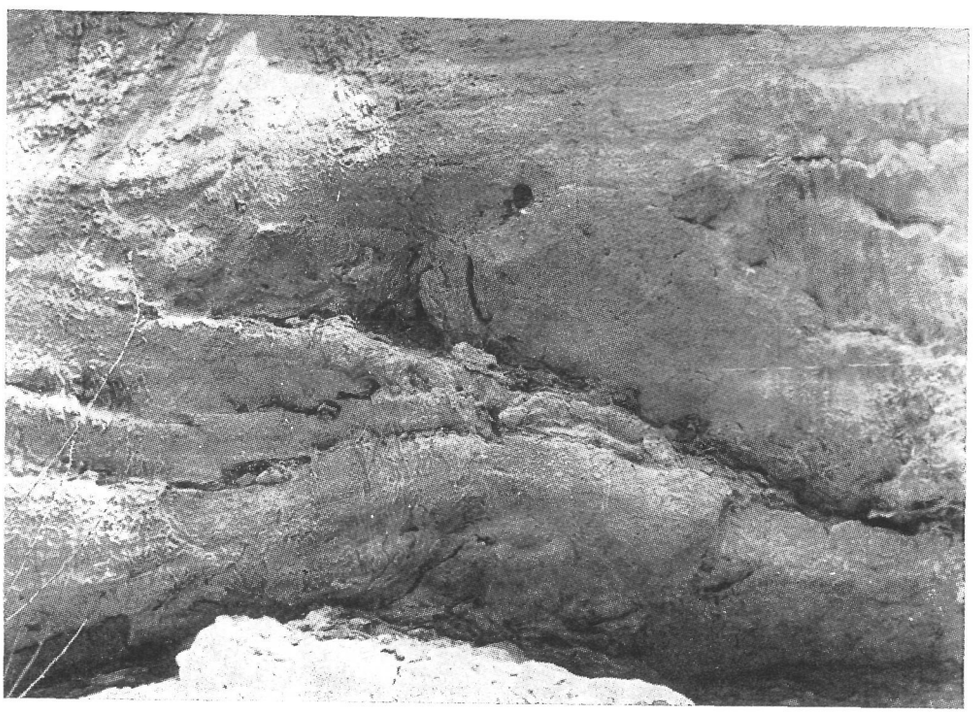


FIG. 15

Estructuras Flameadas



FIG. 16

Estratificación cruzada tipo "NU" de ALLEN



FIG. 17

Estratificación cruzada tipo "THETA" de ALLEN



FIG. 18

Cementación. Aspecto que presenta en el paisaje

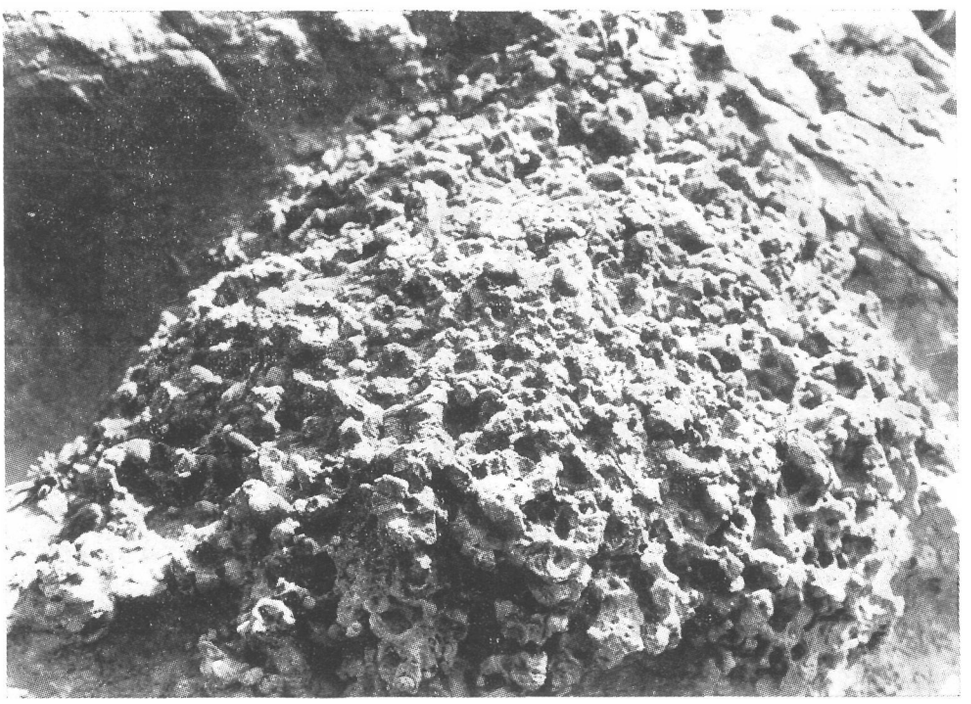


FIG. 19

Fenómenos de cementación posterior que pueden ser confundidos con contramoldes de raíces

BIBLIOGRAFIA

ALLEN, J. R. L. (1963): *The classification of cross-stratified units with notes on their origin.* Sedimentology, 2 (2), 93-114.

— (1968): *Current ripples.* North-Holland Publ. Co., Amsterdam.

— (1969a): *On the geometry of current ripples in relation to stability of fluid flow.* Geografiska Ann., 51 A (1-2), 61-96.

— (1969b): *Some recent advances in the physics of sedimentation.* Proc. Geol. Ass., 80 (1), 1-42.

— (1970): *Physical processes of sedimentation.* Earth sci., ser. I. Unwin Univ. Books.

— (1972): *Intensity of deposition from avalanches and the loose packing of avalanche deposits.* Sedimentology, 18 (1-2), 105-111.

CARVER, R. E. (1971): *Procedures in Sedimentary Petrology.* Wiley-Interscience. New York.

COSCARON, H. (1969): *Estudio Granulométrico del Terciario inferior del Tormes.* Tesis de licenciatura, Univ. Salamanca.

DENNY, Ch. S. (1965): *Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 446, 1-62.

FOLK, R. L. (1965): *Sedimentary Petrology.* Univ. Menfis, Austin, Texas.

FOLK, R. L. y WARD, W. C. (1957): *Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters.* J. Sediment. Petrol., 27 (1), 3-26.

FRIEDMAN, G. M. (1958): *Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary petrological structures.* Jour. Geol., 66, 394-416.

GRIMALDI, F. S.; SHAFIRO, L. y SCIHNEPFE, M. (1965): *Determination of carbon dioxide in limestone and dolomite by acid-base titration.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 550 B, 186-188.

HOOKE, R. L. (1966): *Processes on arid region alluvial fans.* J. Geol., 438-466.

JIMÉNEZ, E. (1968): *Stereogenys Salmanticensis nov. sp., quelonio eocénico del valle del Duero.* Est. Geol., 24, 191-203.

— (1970): *Estratigrafía y Paleontología del borde Sur-Occidental de la Cuenca del Duero.* Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.

— (1972): *El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I. Los escarpes del Tormes.* Stvd. Geol., 3, 67-111.

KRUMBEIN, W. C. (1934): *The probable error of sampling sediments for mechanical analysis.* J. Sediment. Petrol., 2, 89-124.

MASON, C. C. y FOLK, R. L. (1958): *Diferentiation of beach, dune and eolian flat enviroment by size analysis, Mustang Island. Texas.* J. Sediment. Petrol., 28, 211-226.

MAUREL. P. (1969): *Corrélations générales dans les roches argileuses.* Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallog., 92, 369-395.

MELTON, M. A. (1965): *The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in Southern Arizona.* J. Geol., 73, 1-38.

MOSS, A. J. (1972): *Bed-Load sediments.* Sedimentology, 18 (34), 159-220.

MULLER, G. (1969): *Methods in Sedimentary Petrology.* Translated by Hans Ulrrich Schmincke, E. Schweizer barts Verlag., Stuttgart, 280 págs.

PETTIJHOHN, F. J. y POTTER, P. E. (1964): *Atlas and glossary of primary sedimentary structures.* Springer-Verlag, 360 págs.

PETTIJHOHN, F. J.; POTTER, P. E. y SIEVER, R. (1972): *Sand and sandstone.* Springer-Verlag, 600 págs.

RUKHIN, L. B. (1961): *Bases de la lithologie. Etude des formations sédimentaires.* Gostoptekhizdat, 780 págs., 294 figs.

SAAVEDRA, J. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1972): *Método rápido de determinación de elementos mayores, menores y trazas en rocas y suelos.* Anal. de Edaf. y Agrob., 31 (7-8), 650-673.

SAHU, B. K. (1964): *Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments.* J. Sediment. Petrol., 34 (1), 73-83.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. et al. (1972): *Interpretación de datos granulométricos.* VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Granada.

UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio Petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres).* Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.

VATAN, A. (1967): *Manuel de Sédimentologie.* Technip.

VISHER, G. S. (1965): *Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits.* Soc. Ecom. Paleont. Min., Su. Publ. n.º 12.

VISTELIUS, A. B. (1967): *Studies in Mathematical Geology.* A. spec. Res. Deport. Translated from Russian Consultants Bureau.

(Recibido el 30 - X - 73)

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (41-61)

MATERIALES METAMORFICOS Y PLUTONICOS PRESENTES EN LA REGION DE PIEDRAHITA - BARCO DE AVILA - BEJAR

R. B. BABIN VICH*

RESUMEN.—En el presente trabajo se establece, por vez primera, una serie cámbrica situada en el afloramiento metamórfico de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar. En la base de esta serie, aparece un conjunto metamórfico migmatizado, que posiblemente pertenezca, al menos en parte, al Precámbrico.

Además de la litoestratigrafía, se estudian los distintos cuerpos graníticos aflorantes en la región, así como el metamorfismo sufrido por los materiales aflorantes en la zona.

SUMMARY.—In this paper a Cambrian sequence characteristic of the metamorphic outcrop of Piedrahita-Barco de Avila-Béjar is described for the first time. At the base of the sequence appears a migmatized metamorphic unit that possibly belongs, at least in part, to the Precambrian.

The lithostratigraphy of the sequence is studied and the granitic bodies and regional metamorphism of the area are described.

INTRODUCCION

El área investigada está situada en la Sierra de Gredos, y hasta el presente existen muy pocos trabajos específicos referentes a ella. Unicamente ha sido estudiada desde el punto de vista morfológico, dejando aparte temas tan interesantes como pueden ser la estratigrafía, tectónica y petrología de esta región del Macizo Hespérico. En este sentido, pretendemos dar un avance sobre los temas estratigráfico y petrológico, dejando el tema tectónico para una próxima publicación.

Desde el punto de vista geológico, la región estudiada queda enclavada en el Macizo Hespérico, y dentro de él, según la división de LOTZE (1945), está situada en el Tronco Galaico-Castellano. El citado Tronco está definido, como una banda continua que va desde el Cámbrico hasta el Devónico, que ha sufrido un fuerte metamorfismo y plegamiento hercínicos, de edad com-

* Cátedra de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias. Universidad Complutense de Madrid.

prendida entre Devónico Inferior y Estefaniense. En nuestro caso, y como se verá más adelante, la zona de estudio está situada en las partes internas de la Cadena Hercínica Española, y en un piso estructural profundo. Debido a esto, las rocas granitoides alcanzan gran extensión de afloramiento y las rocas metamórficas quedan desconectadas entre sí. Nuestro trabajo se ha centrado en estas últimas, estudiando los granitos circundantes de forma más somera.

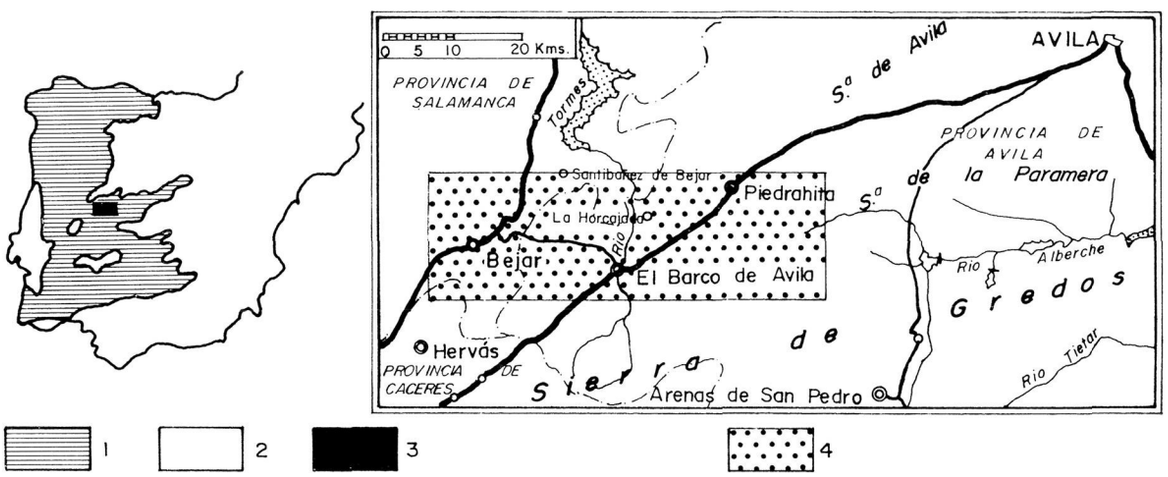


FIG. 1

Esquema de situación de la zona estudiada. 1: *Terrenos hercínicos.* 2: *Terrenos posthercínicos.* 3: *Area investigada.* 4: *Situación geográfica de la zona estudiada*

MATERIALES

La mayor parte de la zona está formada por rocas granitoides de distintos tipos, que se pueden resumir en los siguientes apartados:

1. Granito porfídico.
2. Granito aplítico con núceos de máficos.

y además afloran otra serie de materiales que agrupamos bajo el nombre de:

3. Materiales metamórficos.

1. GRANITO PORFÍDICO

Fue recocido como el más moderno por SCHMIDT-THOMÉ (1950), que le llamó "granito joven porfídico" y posteriormente por GARCÍA DE FIGUEROLA

(1959), que le dio el nombre de "granito leucocrático". Es el que presenta mayor extensión de afloramiento, formando grandes sierras. En general, está poco diaclasado, y la posición de los feldespatos con respecto a la matriz es al azar, aunque existen zonas en las que éstos presentan una marcada orientación, al tiempo que el granito se presenta bandeado, con disposición en bandas claras y oscuras, respectivamente de grano grueso y grano fino (Fig. 2).

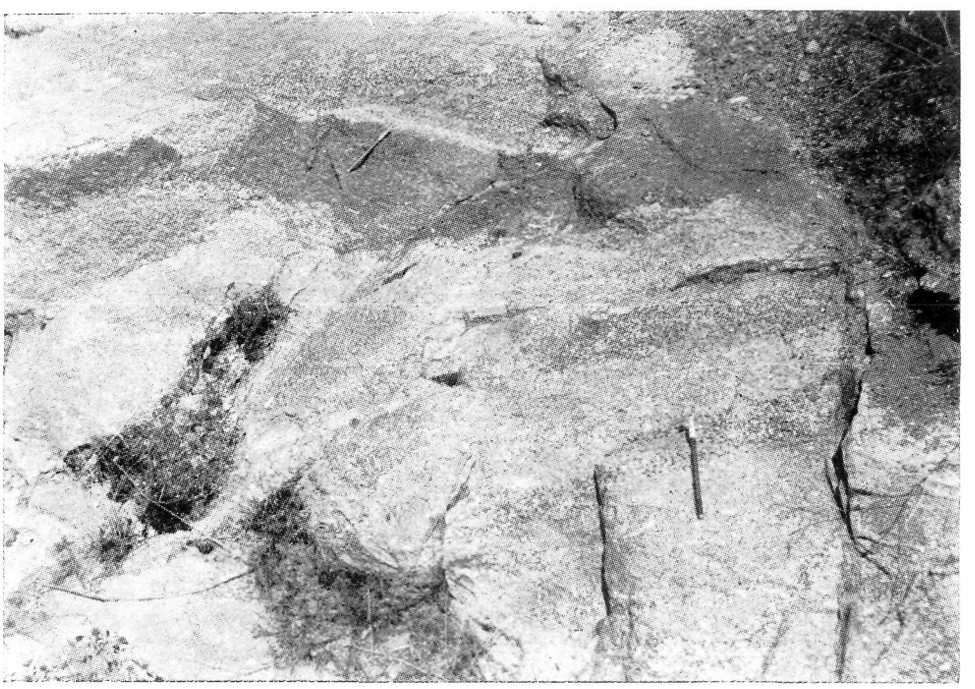


FIG. 2

Granito porfídico de Santibáñez de Béjar, con orientación de los feldespatos en bandeado de distinto color y tamaño de grano

Los minerales constituyentes principales son: cuarzo, feldespato potásico que es en su mayor parte microclina, y está pertitizada, siendo frecuente en ella la presencia de inclusiones micáceas, plagioclasas zonadas y micas, moscovita y biotita. Como accesorios presenta circón y apatito, así como sillimanita, granate y turmalina en menor proporción. En ocasiones existen cristales de cordierita totalmente alterados a pinnita.

Los únicos signos tectónicos que se observan en él, son un diaclasado espaciado y la orientación en bandas de distinto color y tamaño de grano, acompañada de orientación de los feldespatos en algunas zonas localizadas. Por este motivo, pensamos que este granito es postectónico, aunque es posible que comenzara su intrusión al final de la última fase de deformación.

El tamaño de grano, así como el de los fenocristales, es muy variable. Es frecuente encontrar en estos un tamaño medio de 5-7 cm., y existen en mayor cantidad en cotas altas.

En algunos lugares se encuentran pequeños filones de cuarzo de claro origen tectónico, ligados a fracturas poco importantes, que se presentan formando dos sistemas ortogonales. Son de mayor importancia los diques de pórfidos, que aunque no muy abundantes, tienen un mayor recorrido. Presentan una matriz rica en cuarzo, con fenocristales de cuarzo con golfos de corrosión y feldespato potásico que suele ser microclina, pertitizada y maclada.

Podemos asimilar este granito a una verdadera granodiorita, si no tenemos en cuenta el feldespato potásico, ya que éste únicamente se localiza en los fenocristales. Existen abundantes plagioclasas zonales, de claro origen magmático.

Es frecuente la presencia de enclaves, en su mayor parte en un grado bastante avanzado de asimilación. Cuando estos son de migmatitas, éstas son semejantes a las que aparecen en las Sierras de Villafranca y de La Alberca.

2. Granito aplítico con núcleos de máficos

Corresponde al designado por García de Figuerola (1959) como "granito aplítico mosqueado". Su aspecto en el afloramiento es muy característico, ya que se trata de una roca granitoide de color blanco, en la que destacan numerosos núcleos de color oscuro, formados por concentraciones de minerales máficos. Se presenta según bandas de igual dirección, relacionadas en ocasiones con zonas de falla.

El estudio microscópico, revela que los núcleos oscuros están formados principalmente por una pasta de alteración, generalmente sericítica, biotita en distintos grados de paso a clorita y cuarzo de forma globosa, muy limpio, sin inclusiones, claramente posterior. Como accesorios, son frecuentes la sillimanita y el granate. Por otra parte, el resto de la roca está constituida por cuarzo con abundantes inclusiones micáceas, feldespato potásico pertitizado y con extinción ondulante y plagioclasas en grado avanzado de alteración. Como accesorios existen minerales opacos y moscovitas secundarias. Estas últimas también aparecen en los núcleos oscuros, pero siempre en pequeña proporción.

Presenta una textura característica, con cristales muy idiomorfos, de forma casi poligonal, o bien interpenetrados entre sí, a veces con zonas de

reacción o bordes de crecimiento. En ocasiones se observan restos de andalucita pasando a sericita.

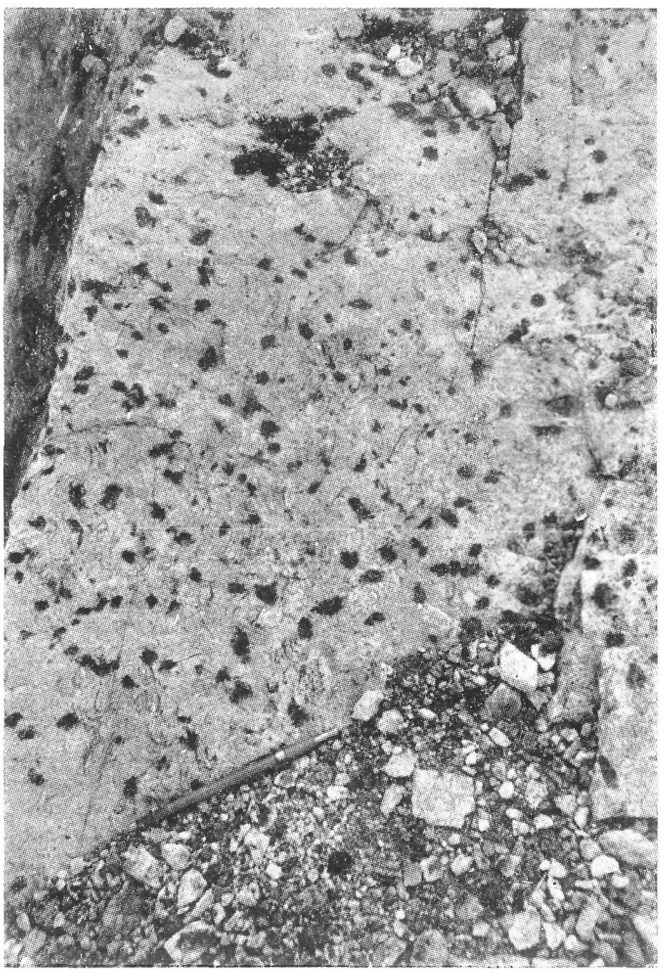


FIG. 3

Granito aplítico con núcleos de máficos, de Candelario, con foliación plegada anterior a los núcleos

Característica importante de este granito, desde el punto de vista tectónico, es la presencia de estructuras más o menos continuas, definidas por restos de una foliación plegada (Fig. 3). Puede observarse en el afloramiento, que esta foliación es anterior a los núcleos oscuros que aparecen en la roca. Este fenómeno es muy visible al E. de Candelario y al S. de Béjar. También es necesario mencionar la presencia de enclaves, todos ellos de tipo esquistoso, que aparecen dentro de esta formación. En ocasiones, son de gran tamaño, y presentan bordes muy nítidos, sin ninguna alteración (Fig. 4).

El hecho de que en algunos lugares exista foliación, su composición y textura, así como la existencia de un paso gradual a la serie migmatítica, hace

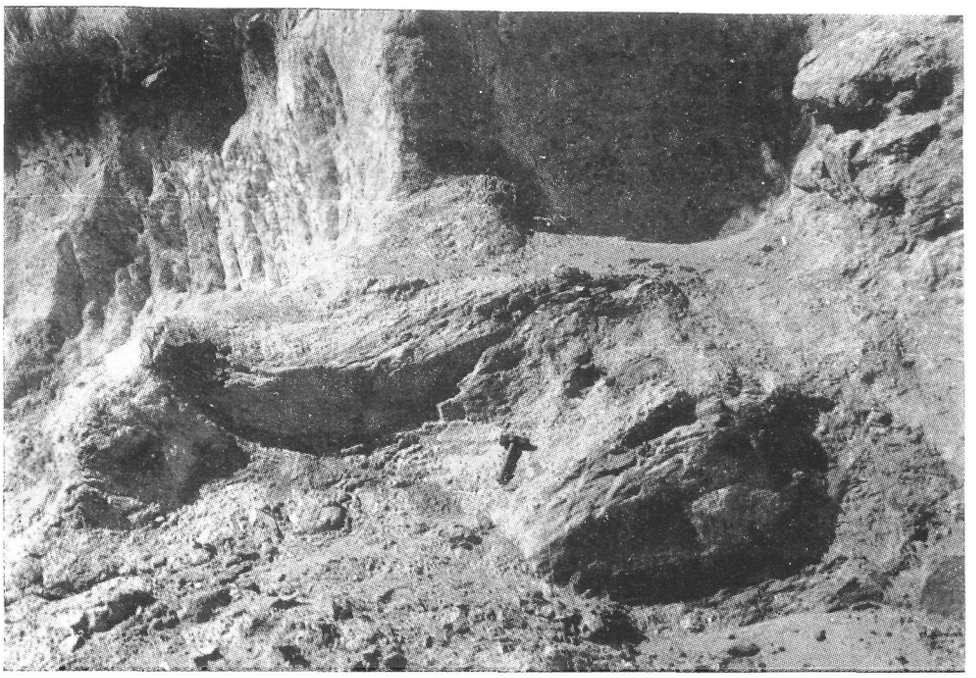


FIG. 4

Enclaves esquistosos dentro del granito aplítico con núcleos de máficos. Llano Alto. Béjar

pensar en la posibilidad de que este granito no sea tal, pudiendo corresponder a una roca metamórfica de tipo granulita, o quizás, a la parte leucocrática de una migmatita. De momento, no podemos decidirnos por ninguna de estas hipótesis, ya que aún no hemos obtenido los resultados de los análisis químicos, pero pensamos poder solucionar este problema, a partir de los nuevos datos.

En los bordes de esta formación, se observa un estiramiento de los núcleos oscuros, de tal forma que dan lugar a un bandeado, tomando la roca un aspecto migmatítico. Así, pasamos gradualmente a la serie migmatítica, sin que entre las dos se pueda trazar un contacto neto.

Con respecto al granito porfídico, no existe este tránsito gradual, y se puede trazar fácilmente el contacto entre los dos, de tal forma, que el granito porfídico corta a éste, siendo claramente posterior.

3. MATERIALES METAMÓRFICOS

a) Capas de Puente del Congosto y La Cabeza de Béjar.
b) Capas de Avellaneda.
c) Capas de Los Cuartos.
d) Migmatitas y neises glandulares.

a) *Capas de Puente del Congosto y La Cabeza de Béjar*

Existe una gran banda de materiales metamórficos constituida por cuarcitas, esquistos y calizas, que se extiende por la parte NE de la Hoja n.º 553 (Béjar), entre La Cabeza de Béjar y Puente del Congosto. El afloramiento no es continuo, ya que estas capas se presentan frecuentemente cortadas y desconectadas entre sí por el granito porfídico de última generación.

La serie visible de muro a techo comprendería, esquistos, cuarcitas y calizas, sin que podamos saber qué materiales se encontrarían encima de estas últimas, ya que no se ha visto ningún afloramiento que muestre sedimentos superiores a los ya citados.

Calizas.—Se presentan en afloramientos de muy poca potencia (1 ó 2 m.) y muy discontinuos, en forma de lentejones. El único corte visible está situado en el cerro a cuyo pie está el pueblo de Santibáñez de Béjar, donde se colocan directamente sobre las cuarcitas. Son rocas de color claro, casi blanco, en las que se observan frecuentes laminaciones paralelas a la estratificación y en algunos casos, laminación cruzada, como estructura sedimentaria anterior.

En cuanto a su composición, se trata de calizas microcristalinas bandeadas, con bandas formadas casi exclusivamente por calcita, alternando con otras más silíceas, que resaltan por erosión diferencial. Estas están consti-



FIG. 5

Laminación cruzada. Cuarcitas de Santibáñez de Béjar

tuidas por piroxenos y anfíboles monoclínicos, con cuarzo y calcita como minerales accesorios.

Cuarcitas.—Son los materiales más abundantes en esta unidad metamórfica. Su potencia es muy variable, desde 2 ó 3 m. en Santibáñez de Béjar hasta 20-25 m. en el cerro Fuente Encalada, al N. de Puente del Congosto. Es frecuente la intercalación de niveles esquistosos de poco espesor. En Santibáñez de Béjar alternan con pizarras mosqueadas, mientras que en el cerro Fuente Encalada, alternan con capas de pizarras silíceas, muy duras, que sólo se distinguen de las cuarcitas por el alto contenido en micas (Fig. 6).

Tanto las cuarcitas de Puente del Congosto como las de La Cabeza de Béjar (Cerro Carrasquera), presentan frecuentes huellas sedimentarias. Existe granuloclasificación y huellas de carga, que nos permiten reconocer la verdadera posición de los estratos, así como laminaciones, tanto paralelas como cruzadas (Fig. 5).

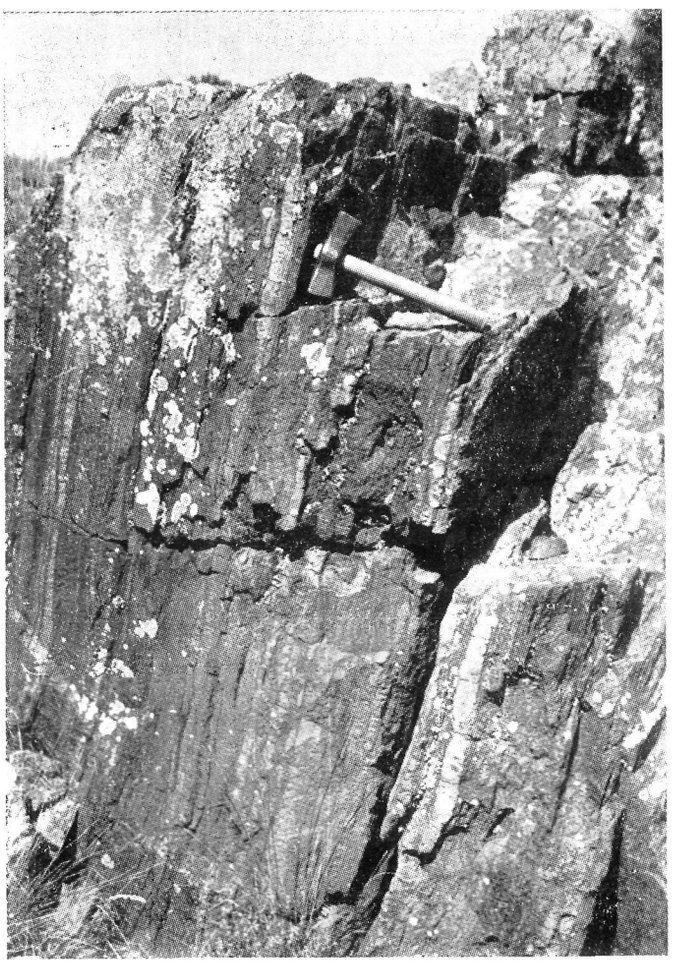


FIG. 6

Alternancia de cuarcitas y pizarras silíceas. Cerro Fuente Encalada

Esquistos.—En todos los afloramientos metamórficos que hemos encontrado en la zona, las capas cuarcíticas generalmente están asociadas a capas esquistosas, intercaladas entre ellas, de poco espesor, y en la base presentan capas de tipo micacítico, algo más potentes, aunque su potencia real es desconocida debido por una parte al intenso replegamiento y por otra a la acción del granito porfídico, que corta las estructuras y no nos deja ver la serie en su totalidad.

En Santibáñez de Béjar, encontramos alternando con las cuarcitas, delgados lechos de esquistos mosqueados, muy alterados y de muy poca potencia, en los que nos ha resultado imposible realizar un estudio de los minerales constituyentes, debido a la dificultad de confeccionar láminas delgadas.

En la zona comprendida entre Nava de Béjar y La Cabeza de Béjar, los pequeños cerros metamórficos aflorantes entre el granito, presentan debajo de las cuarcitas, areniscas y micacitas. Las primeras, no se distinguen en su composición de las cuarcitas, y en las segundas, es característica la presencia de feldespato, junto con biotitas y cloritas, lo que nos hace pensar que, en este lugar, las micacitas son en realidad neises feldespáticos.

El único sitio donde se encuentran estas micacitas, es en contacto con las cuarcitas de Puente del Congosto y de La Cabeza de Béjar (cerro Carrasquera), donde presentan una esquistosidad mimética con la estratificación. En Santibáñez de Béjar ya no aparecen. Unicamente afloran las pizarras mosqueadas intercaladas, a las que anteriormente hemos hecho referencia.

b) *Capas de Avellaneda*

Presentan la misma sucesión de esquistos, cuarcitas y calizas, aunque en este lugar las capas calizas aparecen desconectadas de las demás, con muy poco espesor y poca extensión de afloramiento, ya que se presentan limitadas por dos fallas en el cerro situado al S. de El Reoyo, y no se vuelven a encontrar en esta serie. Son muy semejantes a las citadas anteriormente, pero aquí no se observan laminaciones, sino abundantes micropliegues.

Como en el caso anterior, también presentan delgados niveles de composición anfibólica, compuestos por piroxenos y anfíboles monoclínicos. Estos minerales también se presentan en menor proporción en los niveles calizos, junto con calcita, cuarzo en poca cantidad y circón.

Las cuarcitas en general, son algo distintas de las anteriores, ya que en muy poco espesor de afloramiento, contienen abundantes intercalaciones de pizarras arenosas, areniscas y neises. Los niveles cuarcíticos más puros presentan cuarzo como mineral principal y como accesorios y en muy poca cantidad, microclina, plagioclasa, mica y algo de sillimanita. Las areniscas aparecen muy alteradas, sin ninguna orientación visible, con gran cantidad

de cordierita y cuarzo, y menor abundancia de biotita, moscovita y opacos. En ocasiones, tienen aspecto de rocas de metamorfismo de contacto.

Las intercalaciones neísicas son muy variables, presentándose en algunas zonas incluso migmatizadas y milonitizadas. Están constituidas por cuarzo, moscovita y biotita, feldespato potásico muy alterado, en ocasiones con paso a microclina o bien pertitizado, plagioclasas muy alteradas con inclusiones de cuarzo, mica y microclina, y como accesorios, apatito, granate y circón. Es frecuente el paso de biotita a clorita y se observan generalmente huellas de deformación, como curvamiento, flexión y kinking. También existen cristales de cordierita en proporción variable. Este tipo de rocas suele presentar una orientación muy marcada a microscopio, dada por la disposición de las micas en dos direcciones distintas.

Menos frecuentes son las intercalaciones de pizarras arenosas, muy alteradas, formadas por cuarzo, moscovita, biotita cloritizada y como accesorios, sillimanita y estaurolita. Son niveles muy delgados, discontinuos, pero su importancia radica en la presencia de estaurolita, muy escasa en la mayor parte de la zona.

En cuanto a los esquistos que en algunas zonas aparecen debajo de las cuarcitas, con mayor o menor potencia, aquí únicamente se presentan en el lugar llamado "Prado Marijuan", entre Navamuñana y Avellaneda, en el mismo afloramiento en que aparecen las calizas asociadas a las cuarcitas. Su potencia es escasa y están muy alterados, no pudiéndose reconocer en ellos el aspecto de micacitas que presentan en La Cabeza de Béjar. Los demás afloramientos de cuarcitas de esta serie, no presentan las calizas encima ni las micacitas debajo. En este lugar, los esquistos se caracterizan por su grano fino y esquistosidad de flujo bien visible. Los minerales constituyentes son cuarzo, biotita y moscovita, y en menor proporción, cordierita. No aparece en absoluto el feldespato potásico.

c) *Capas de Los Cuartos*

Con este nombre se quiere designar un afloramiento casi en su totalidad de cuarcitas, que quedan desconectadas entre sí, debido a las intrusiones del granito porfídico. Se presentan estas capas cuarcíticas, de S a N, desde La Lastra del Cano hasta cerca de La Horcajada, y a pesar de las intrusiones graníticas, las hemos considerado como un único conjunto, agrupándolas bajo la denominación de "Capas de Los Cuartos".

Aunque las capas predominantes son las cuarcíticas, se ha encontrado un nivel calizo, de muy poco espesor y muy alterado, cercano al pueblo de La Horcajada. A pesar de su alteración, se pueden reconocer los niveles anfibólicos intercalados, como en los casos anteriores, por lo que se puede

llegar a la conclusión de que se trata de las mismas calizas en lentejones, más o menos discontinuas. En otras ocasiones, y cerca del granito porfídico, se observan rocas muy silíceas, en las que aparecen con gran abundancia minerales como granates, anfíboles y piroxenos monoclínicos, biotita y opacos, que en la mayor parte de los casos se puede pensar que provienen de un skarn de calizas.

Con respecto a las cuarcitas, se presentan generalmente alternando con esquistos, en niveles de muy poco espesor, o en contacto con verdaderos neises en los que se observa una esquistosidad de flujo muy marcada. En general, todas ellas presentan cuarzo como único mineral principal, y cantidades variables de granate, moscovita y biotita, epidota, sillimanita, feldespato potásico y cordierita. En un caso aislado se han encontrado restos de cristales, muy alterados, de andalucita. En todas estas cuarcitas, los cuarzos están aplastados y estirados según una dirección, que es la misma que adoptan las láminas de mica y las fibras de sillimanita, dando lugar a una esquistosidad de flujo.

Intercaladas con estas cuarcitas, y en su base, se encuentran esquistos y pizarras, y a veces, verdaderos neises con foliación visible. Generalmente son de grano muy fino, con gran cantidad de cuarzo, formando glándulas aplastadas y estiradas según la esquistosidad, cuyos planos están definidos por minerales micáceos, moscovita y biotita. No hay presencia de feldespatos en estos esquistos. Los menos alterados son visibles en el término de Riofraguas y al S de La Lastra del Cano, cerca del granito porfídico.

d) *Migmatitas y neises glandulares*

Siguiendo la descripción de los materiales, hay que citar la presencia de zonas con gran extensión de migmatitas, así como un pequeño afloramiento de neis glandular, que también se encuentra migmatizado.

Este neis glandular aflora únicamente cerca de Piedrahita, y no se ha vuelto a encontrar en el resto de la zona. Su aspecto es muy característico (Fig. 7), con numerosos feldespatos de gran tamaño, de forma ovoide, en su mayor parte muy alterados. La migmatización da lugar a estiramiento en estos feldespatos, formando en ocasiones un acintado característico, que le da aspecto de neis bandeado (Fig. 8).

Sus minerales constituyentes son: cuarzo, que se presenta tanto en grandes cristales primarios con extinción ondulante como en pequeños cristales de formación posterior, que rellenan huecos. También se encuentra como inclusiones en los feldespatos y plagioclasas. Biotita muy ferrífera, sustituida en su mayor parte por clorita, dispuesta según bandas más o menos paralelas que dan lugar a una esquistosidad de flujo. Es importante la proporción



FIG. 7

Aspecto del neis glandular. Piedrahita



FIG. 8

Neis glandular migmatizado y replegado. Piedrahita

de plagioclasa, muy alterada y con frecuentes inclusiones de láminas de mica, así como la de feldespato potásico, que se presenta en forma de microclina muy fresca, sin huellas visibles de alteración. Como accesorios aparecen opacos, moscovita, apatito y cordierita, esta última muy alterada y casi irreconocible, con frecuentes inclusiones de mica, sobre todo moscovita.

Su aspecto en el afloramiento es el de un verdadero neis, con glándulas de feldespato rodeadas por la esquistosidad que forman las micas, y en las zonas de mayor migmatización presenta abundantes micropliegues, formados por el replegamiento de las bandas feldespáticas. En un caso, se ha visto un enclave muy claro, contra el que se estrella la foliación. Por tanto, se puede pensar que se trate de un ortoneis.

Su posición estratigráfica respecto a los materiales anteriormente citados no está clara, ya que entre ellos y el neis glandular aparece la serie migmatítico-metamórfica. Pensamos que puede estar situado por debajo de las series metamórficas por comparación con otras zonas del Sistema Central, donde se ha llegado a la conclusión de que corresponde a la base de la serie formada por cuarcitas, esquistos y calizas, atribuida al Cámbrico por diversos autores.

En cuanto a las migmatitas, debemos decir que la mayor parte de la zona se presenta con un grado avanzado de migmatización. Son muy espectaculares las de la Sierra de Villafranca y La Alberca, con una foliación muy marcada por la alternancia de bandas claras (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y sillimanita) y oscuras (biotita, granates, apatito, cordierita y epidota).

Dentro de estas migmatitas, se encuentran afloramientos pizarrosos, también migmatizados, en los que existe una esquistosidad muy marcada y un intenso replegamiento. Son de muy poca extensión, desconectados entre sí, y sin relación con el resto de los afloramientos metamórficos.

Además de este tipo de migmatitas, que en ocasiones parecen neises bandeados, debido a la alternancia de bandas de distintos color y composición, existen muchas otras dispersas por la zona, que presentan gran variedad de texturas migmatíticas, dependiendo del grado de migmatización y del tipo de roca afectada. Las que aparecen con mayor frecuencia, presentan estructuras de tipo embrechita y epibolita. También existen estructuras de tipo nebulita, en las que no es posible reconocer la existencia de paleosomas y neosomas.

La mayor extensión de migmatitas está representada en la zona por anatexitas (JUNG y ROQUES, 1936-1952). Se presentan como migmatitas con facies granítica, a veces homogénea, a menudo nebulítica. Son reconocibles en el campo por su aspecto de roca metamórfica, y por un color rojizo muy mar-

cado, originado por alteración. No da lugar al típico berrocal propio de países graníticos, ya que tiende a romperse según superficies netas, en fragmentos paralelepipédicos.

Su composición mineralógica no difiere en lo esencial de la de los granitos anteriores. Es muy abundante el cuarzo, tectonizado y en grado avanzado de alteración, con extinción ondulante, así como el feldespato potásico, a veces de gran tamaño y frecuentemente alterado a sericita. Cuando la alteración no es muy grande, se observa formación de pertitas, y numerosas inclusiones de cuarzo y mica, principalmente biotita. Esta es muy abundante en la roca, y generalmente presenta huellas de deformación, con curvamiento y desflecamiento de las láminas. Es frecuente en estas biotitas encontrar en epitaxia agujas de rutilo.

Mineral principal es también la plagioclasa, que en contacto con los cristales de cuarzo da lugar a la formación de myrmekitas. Asimismo, hay que resaltar la presencia de cordierita (Fig. 9) a veces totalmente fresca, aunque generalmente se presenta como pinnita. En ocasiones, aparece también sillimanita, aunque en pequeña cantidad, como mineral subordinado.

Entre los accesorios, es frecuente la presencia de apatito, granate, circón, opacos y moscovita. En algunos casos, se observa que ésta deriva de cristales de andalucita.

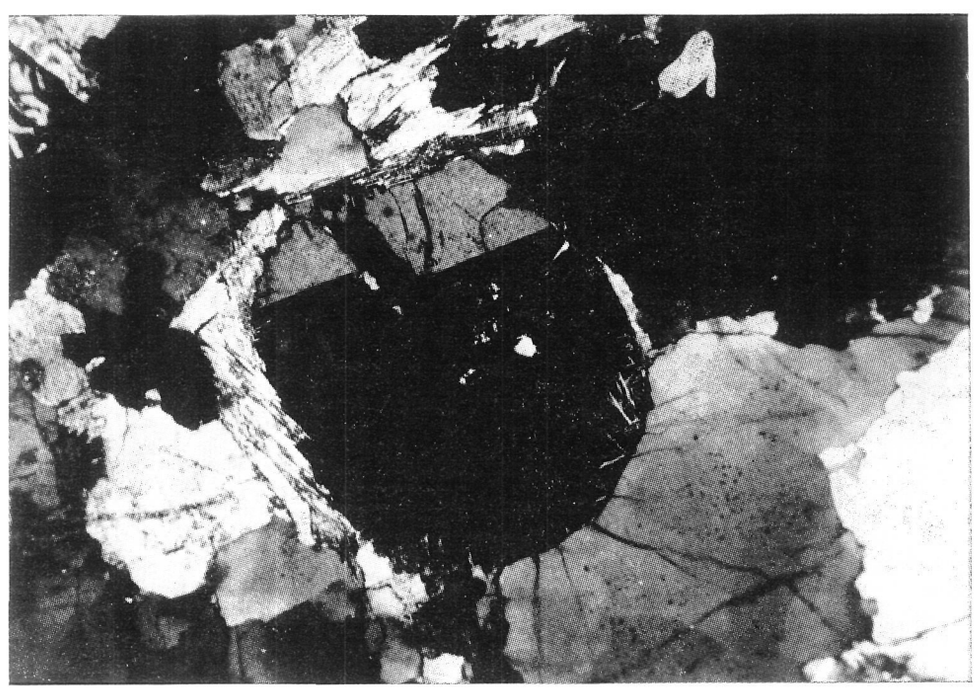


FIG. 9

Cristal de cordierita maclada. Anatexita. Las Navas

La microfábrica de estas migmatitas se puede reconocer macroscópicamente, en una muestra de mano. También en lámina delgada se observa un idiomorfismo de minerales grande o medio, con texturas de tipo panidiomórfica o hypidiomórfica. En muchas zonas existe esquistosidad de fractura, y más a menudo, esquistosidad de flujo, en cuyos microlitos aparecen minerales con esquistosidad interna anterior, girados helicíticamente (Fig. 10).



FIG. 10

Cristal con esquistosidad interna anterior, girado helicíticamente. Anatexita

Al estudiar la cartografía realizada en esta zona, se puede observar que dentro de la gran mancha metamórfica que representa en el mapa el afloramiento de anatexitas, se disponen más o menos ordenadamente las capas sedimentarias de calizas, cuarcitas, esquistos, neises, e incluso, de anfibolitas. Estas últimas, aparecen únicamente en relación con las anatexitas, y están constituidas principalmente por piroxenos y anfiboles monoclínicos, siendo los accesorios más frecuentes apatito, opacos y cuarzo.

Al comparar esta sucesión estratigráfica con las áreas vecinas, observamos las siguientes analogías:

R. CAPOTE y R. VEGAS (1968), dan una serie estratigráfica referida al Paleozoico de los alrededores de Avila. En ella, distinguen un Precámbrico

constituido por gneises fajeados y glandulares, con migmatitas y un Cámbrico inferior pizarroso, con delgadas capas de cuarcitas y calizas.

E. MARTÍNEZ GARCÍA (1973), da una columna estratigráfica de la zona de Sanabria, en cuya base coloca un posible Precámbrico neísico, y un Cámbrico constituido por areniscas, cuarcitas, esquistos y neises, con gran cantidad de anfibolitas, neises anfibólicos y calizas dolomíticas. Encima de esta serie, sitúa el "Ollo de Sapo".

R. CAPDEVILA (1969), da una serie para el domo de Lugo, en cuya base coloca un Precámbrico constituido por esquistos y neises con anfibolitas, al que sigue un Cámbrico inferior con cuarcitas, esquistos y dolomías.

Al hacer un estudio de las dos primeras series citadas, en el campo, hemos visto la gran semejanza que existe entre ellas y la por nosotros descrita, con la diferencia de que en nuestra zona la migmatización ha sido mucho mayor, por lo cual sólo vemos aquellas capas más resistentes (cuarcitas, anfibolitas, etc.), mientras que el conjunto esquistoso, neísico, tan claro en las zonas antes descritas, aquí aparece completamente migmatizado, siendo la gran mancha de anatexitas cartografiada, su correspondiente estratigráfico. A esto se debe, que dentro de ella encontremos restos de capas esquistosas, cuarcíticas, neísicas, etc., todas ellas migmatizadas, que antes de la migmatización, formarían una serie continua semejante a las citadas por los autores precedentes.

Partiendo de esta base, y por correlación con estas series conocidas, podemos en principio asignarle a este tramo migmatítico-sedimentario una edad Cámbrico inferior, sin excluir la posibilidad de que exista un posible Precámbrico superior.. Con respecto al neis glandular, no podemos saber si está colocado en la base de la serie, o bien, como afirma E. MARTÍNEZ (1973), estaría situada en el techo, con lo cual su edad sería Precámbrica en el primer caso, o bien Cámbrica, si la segunda hipótesis es cierta.

Como un grupo aparte, y además de todos los materiales citados, es importante exponer sucintamente la gran variedad y extensión de afloramiento que alcanza los diques dentro de la zona. El más importante de todos ellos, debido a su gran recorrido, es el dique diabásico que penetra por la esquina NE de la Hoja de Piedrahita y sigue con ligeras interrupciones hasta Santiago del Collado, donde aparece en una cantera cercana a la carretera. A partir de aquí, y hacia el SW, apenas aflora, salvo en algún punto, con muy poca extensión, pero suficiente para suponer que se continúa por debajo de los materiales aflorantes. Presenta una típica textura diabásica y está formado casi exclusivamente por piroxeno monoclínico y plagioclasa. Quizás pudiera ser la continuación hacia el N del dique diabásico de Alentejo-Plasencia.

Son muy abundantes los diques sieníticos, de muy poca potencia y extensión, con rocas formadas por feldespato, plagioclasa y clorita, y como accesorios, apatito, opacos y granate. También es frecuente la presencia de aplitas, generalmente localizadas en zonas de falla, con abundancia de cuarzo, microclina, biotita y plagioclasa, y como accesorios, opacos, circón y clorita.

También se encuentran, aunque en menor proporción, diques de rocas básicas, que en el afloramiento recuerdan a las aplitas, pero en lámina delgada se observa que no existe cuarzo, estando la roca formada únicamente por feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Diques de apariencia semejante son los de microgranitos, que en general presentan cierta orientación. Tienen gran cantidad de cuarzo y microclina, con apatito, plagioclasa y biotita cloritizada, con pequeños granates dentro de ella.

También hay que citar los diques de rocas porfiroides, con aspecto volcánico o subvolcánico, con porfidoblastos de plagioclasa y microclina, y una pasta formada por cuarzo y algo de moscovita. El cuarzo presenta generalmente golfos de corrosión magmática.

METAMORFISMO

En esta amplia zona, el metamorfismo regional más importante sufrido por los materiales es de edad hercínica. Comienza al mismo tiempo que la primera fase de plegamiento, y termina con una migmatización extensible a toda la zona, en ocasiones contemporánea, y en general algo posterior a la última fase de plegamiento.

En toda la región estudiada, nos encontramos por debajo de la isograda de la estaurolita, siendo las asociaciones minerales más frecuentes cuarzo-moscovita-sillimanita, generalmente acompañados de granate y cordierita. Es un metamorfismo cuyas condiciones de P y T oscilan en un intervalo correspondiente a los tipos intermedios de baja presión.

La migmatización alcanza un gran desarrollo, y está generalizada en la mayor parte de la zona. Los extensos afloramientos de rocas granitoides, presentan asociaciones de tipo cuarzo-ortosa-biotita-sillimanita-cordierita-granate, como se ha explicado anteriormente.

Además de este intenso metamorfismo, todas estas rocas fueron anteriormente afectadas por otro metamorfismo regional sufrido en una etapa preherciniana. Hemos encontrado huellas de este metamorfismo anterior en diversos puntos, y su característica más importante es la presencia de cristales

de cianita, que nos hacen pensar en un metamorfismo de presión elevada, a diferencia de la etapa de metamorfismo herciniana, que corresponde a una presión intermedia. La existencia de estos dos metamorfismos, ha sido ya citada por otros autores para áreas semejantes a la nuestra, en zonas vecinas (MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGÉ, 1970).

Después de estas dos etapas de metamorfismo, se inicia un proceso metamórfico regresivo, con formación de minerales estables en las nuevas condiciones, y existencia de restos de minerales que todavía no han alcanzado este grado de estabilidad. Se encuentran plagioclasas alteradas, con núcleos internos oscuros, casi isótropos, fromados por minerales de hierro y dentro de ellas, minerales de tipo actinolita o escapolita. Este proceso, junto con los demás, se puede interpretar como un cambio metamórfico regresivo.

Con respecto al metamorfismo de contacto, ya se ha indicado en la descripción de materiales, la presencia de pizarras mosqueadas y de skarns de calizas, localizados en distintos puntos. Sin embargo, la aureola de contacto más importante se encuentra situada al N. de Béjar, casi fuera de nuestra zona de estudio, presentando en su totalidad, afloramientos de pizarras mosqueadas, semejantes a las ya descritas. Este metamorfismo ha afectado a las pizarras arcillosas y a la serie pelítica, dando lugar a cristales de andalucita y cordierita. Cuando las rocas afectadas son cuarcíticas, el metamorfismo disminuye rápidamente (Fig. 11).

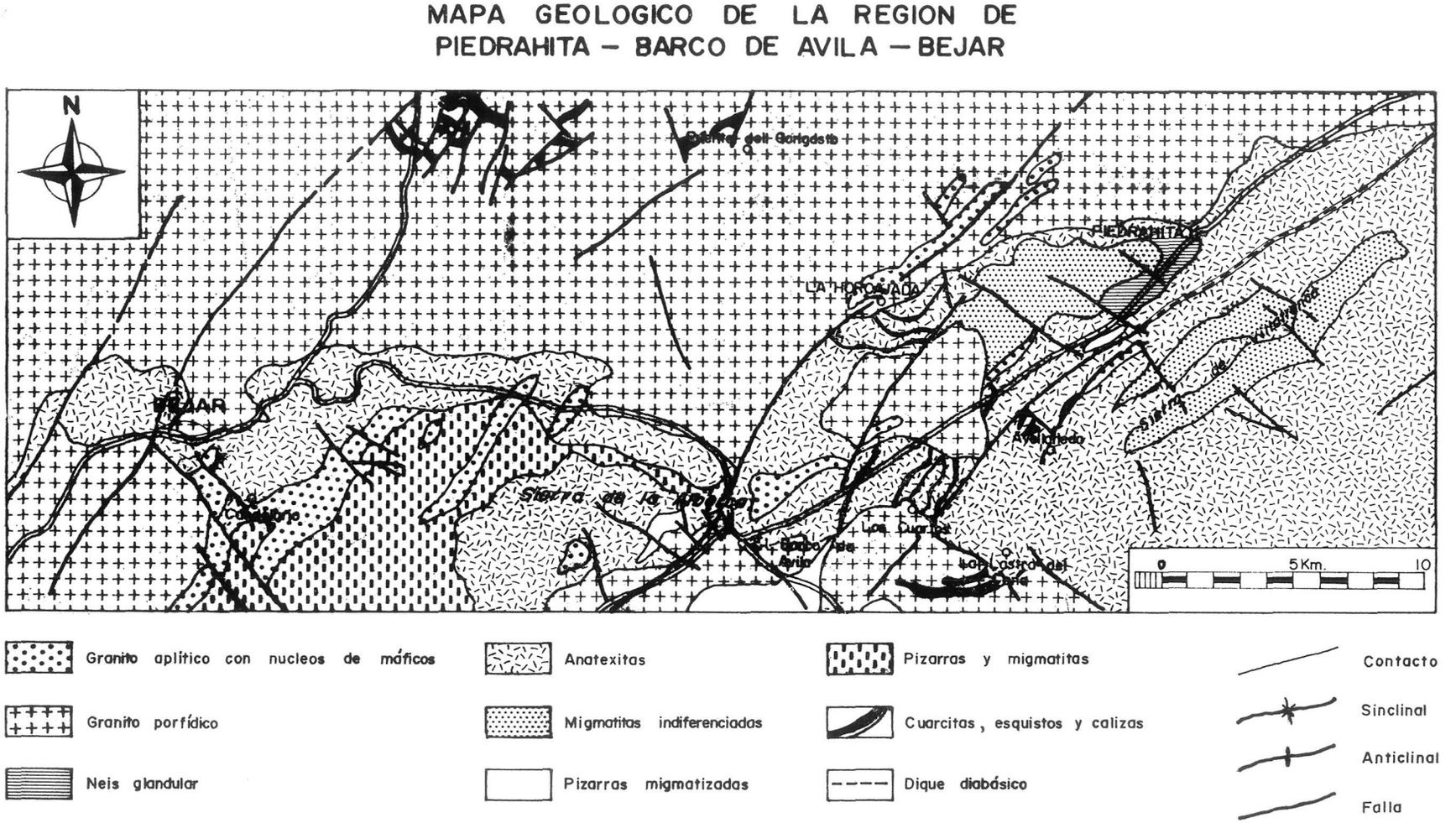


FIG. 11

Mapa geológico, en el que se distinguen las principales unidades cartografiables de la zona

BIBLIOGRAFIA

ACCORDI, B. (1955): *El Cámbrico de Salamanca y su serie de cobertera.* Est. Geol., 27-28, 383-397.

BARD, J. CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970): *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama.* C. R. Ac. Sc., 270, 2630-2633.

CAPOTE, R. (1972): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila.* Tesis Doctoral. Madrid.

FUSTER, J. y MORA PEÑA, A. (1970): *El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central Español).* Est. Geol., 26, 317-321.

GARCÍA DE FIGUEROLA, C. y MARÍN BENAVENTE, C. (1959): *Tres granitos diferentes al E. de Béjar.* Est. Geol., 15 (41-44), 181-187.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1963): *El dique diabásico del norte de Extremadura.* Not. y Com. I. G. M.E., 69, 129-164.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central).* Stvd. Geol. 5, 33-41.

GONZÁLEZ UBANELL, A. (1971): *Estudio geológico del sector occidental de la Sierra de Ojos Albos (Sistema Central Español).* Tesina. Facultad de Ciencias. Inédito.

HEIM, R. C. (1952): *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama.* Tesis. Univ. Utrech.

HIETANEN, A. (1967): *On the facies series in various types of metamorphism.* Journ. Geol., 75, 187-214.

Livret-Guide de l'excursion C_I (Gredos). Inqua, V Congr. Int. (1957).

LOTZE, F. (1960): *El Precámbrico en España.* Not. y Com. I. G. M. E., 60, 227-239.

— (1961): *Sobre la estratigrafía del Cámbrico español.* Not. y Com. I. G. M. E., 61, 131-164.

MARTÍN ESCORZA, C. (1971): *Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de S. Pedro (Prov. de Avila-Toledo).* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 69, 303-327.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria.* Stvd. Geol., 5, 7-106.

MEHNERT, K. R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks.* Elsevier publ. Co. Amsterdam.

PARGA, J. R. (1971): *Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el macizo Hespérico.* Bol. Geol. Min., 82, 234-238.

PEINADO MORENO, M. (1970): *Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico El Escorial - Villa del Prado (Sistema Central Español).* Est. Geol., 16, 323-326.

RAGUIN, E. (1957): *Géologie du granite.* Ed. Masson, 2.ª ed. Paris.

TEIXEIRA, C. (1969): *Les terrains anté-ordoviciens portugais.* Com. Serv. Geol. Portugal, 53, 158-164.

TURNER, F. J. y VERHOOGEN, J. (1965): *Petrología ígnea y metamórfica.* Ed. Omega. Barcelona.

UGIDOS MEANA, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar - Plasencia (Salamanca-Cáceres).* Tesis. Univ. Salamanca. Inédito.

WINKLER, H. G. F. (1965): *La genèse des roches metamorphiques.* Ed. Ophrys. Berlín.

(Recibido el 12 - XI - 73)

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (63-86)

GRANITOS DE DOS MICAS Y MOSCOVITICOS EN LA REGION DE BARCO DE AVILA - PLASENCIA Y AREAS ADYACENTES (AVILA - CACERES)

J. M. UGIDOS*

RESUMEN.—Se estudian distintos tipos graníticos, de dos micas y moscovíticos, llegándose a la conclusión de que pertenecen a una misma "suit". Esta idea está favorecida por datos petrográficos, químicos y de campo. La comparación con granitos biotíticos próximos (Ugidos, in litt.) permite establecer dos series, alcalina y calcoalcalina para las rocas graníticas de este área, consideradas como "younger".

SUMMARY.—Two-micas and muscovite-bearing granites of the Barco de Avila-Plasencia area are studied, with the conclusion that they belong to the same petrographic "suite". Petrographic, chemical and field data favour this opinion. Comparison of these granites with neighbouring biotite granites allows to establish two series, respectively alcaline and cal-alcaline for granitic rocks considered as "younger" in this area.

INTRODUCCION

En la región granítica estudiada se han diferenciado varios tipos de granitos de dos micas y moscovíticos, que se consideran conjuntamente debido a que sus relaciones espaciales, mineralógicas y químicas revelan una serie de características similares que hacen pensar en la posibilidad de un origen común.

Estos tipos graníticos son los siguientes:

— Granitos biotíticos ± moscovita de Plasencia-Montehermoso.

— Granitos moscovíticos ± biotita de Navalonguilla (S de Béjar) y Pantano de Gargüera (SW de Torremenga).

— Granito de dos micas, equigranular, de Torremenga.

de cada uno de los cuales se expondrán, a continuación, las principales características.

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

Granitos de Plasencia-Montehermoso

Se disponen en aparente concordancia con las estructuras encajantes, especialmente donde el granito es menos alóctono como ocurre en la zona al E de Plasencia, en la que el estudio del metamorfismo ha revelado condiciones de alto grado, migmatítico-anatécticas (UGIDOS, 1973). Al oeste de la citada localidad, el grado de concordancia va haciéndose menor hasta ser totalmente discordantes en las proximidades de Montehermoso.

Estos granitos se encuentran parcialmente enraizados en su borde N pasando gradualmente a granitos heterogéneos de anatexia y rocas de tipo nebulítico *, mientras que en el borde S estas relaciones no son patentes y se encuentran en contacto con rocas de bajo grado metamórfico sobre las que desarrollan cornubianitas en las que son frecuentes asociaciones mineralógicas integradas por cordierita, andalucita, biotita y moscovita. En esta disposición estructural de los granitos ha debido intervenir de un modo importante el juego de los principales accidentes tectónicos de la zona: la fractura del Jerte y la fractura responsable de la banda neisico-milonítica, si bien por el momento no se dispone de datos suficientes para realizar una interpretación adecuada.

Pueden considerarse dentro del conjunto granítico varias facies:

— Facies porfídicas con variable cantidad de megacristales feldespáticos.

— Facies inequigranulares sin megacristales.

— Facies de grano fino.

— Facies moscovítica marginal.

En ninguno de los casos existe una separación neta entre unas facies y otras sino que se da un paso gradual entre ellas según referencia al tamaño de grano y presencia o ausencia de megacristales feldespáticos.

Asimismo y tanto a escala macroscópica como microscópica son relativamente frecuentes, en todas las facies, enclaves de tipo migmatítico o relictos de rocas anteriores.

Características mineralógicas generales

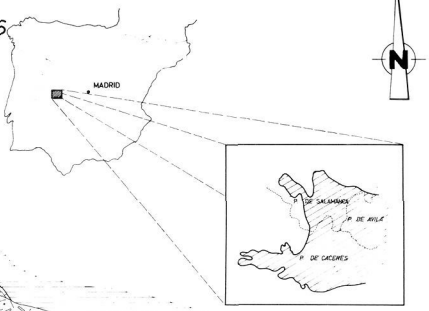
A fin de evitar repeticiones en el estudio de la mineralogía de las distintas facies se expondrán primeramente los aspectos comunes, estableciendo después en cada caso particular los puntos en que se diferencian.

---

* En un trabajo posterior se expondrán las principales características de estos granitos, así como su significado en cuanto a la génesis general de los granitos de dos micas.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA REGION GRANITICA DE BEJAR - PLASENCIA Y AREAS ADYACENTES

J. M. UGIDOS, 1973





L E Y E N D A

- Sedimentos Recientes
- Pizarras, Cuarcitas — Ordovicico - Silúrico (?)
- Calizas — Cámbrico
- Complejo esquisto - grauváquico. Nivel de conglomerados
- Banda Neisico - milonitica
- Cornubianitas. K - Pizarras con quiastolita
- Migmatitas
- Granitos heterogeneos ± Sill. ± Cord.
- Granitos moscoviticos ± biotita
- Granito de nódulos

GRANITOS DE PLASENCIA - MONTEHERMOSO (biotiticos ± moscovita)

- Facies porfídicas
- Facies no porfídicas
- Facies de grano fino
- Facies moscovitica marginal (± biotita)
- Granito de dos micas de Torremenga

GRANITOS BIOTITICOS Y ROCAS ASOCIADAS

- Facies porfídicas
- " " " cordieríticas
- Facies aplítica
- Cuarzodioritas biotitica ± Anfíboles ± piroxenos
- Granitos Rosa
- diques de cuarzo
- diques básicos
- fracturas
- Esquistosidad
- Fractura del Jerte



K

BEJAR

BARCO DE AVILA

MONTEHERMOSO

PLASENCIA

Torremenga

A

B

Biotita

Se presenta en agregados laminares de tendencia subhedral, con frecuentes fenómenos de corrosión que han determinado la presencia de entrantes rellenos posteriormente por cristales de cuarzo, plagioclasas, etc., de cristalización más tardía.

Sus características ópticas responden a la siguiente fórmula:

$$n\alpha = n\beta = \text{marrón claro}$$
$$n\gamma = \text{amarillo pálido}$$
$$2Vx = 5 \pm 0{,}5^{\circ}$$

Como inclusiones más frecuentes presentan circones con halo pleocroico, apatito generalmente de hábito prismático hexagonal, ilmenita-esfena y xenotima.

Afectada a veces por procesos de cloritización con formación de pennina y rutilo en disposición sagenítica visible en las secciones (001), presenta pasos intermedios de decoloración hacia tonos pardo verdosos. En cualquier caso, éste, no es un fenómeno muy frecuente y en general está asociado a facies graníticas de tendencia pegmatítica.

Paragenéticamente es el mineral que primero comienza a cristalizar con excepción de los accesorios que incluye.

Se presenta, además, otro tipo de biotita asociada normalmente a fibrolita, cuyo conjunto tiene carácter residual heredado de rocas anatécticas cuya fusión u homogeneización no han sido totales. Este carácter residual se patentiza no sólo por la relación sillimanita-biotita que es idéntica a la que se presenta en migmatitas próximas (UGIDOS, 1974), sino también por el hecho de que ambos minerales están afectados por deformaciones que no se presentan en otros tipos de biotitas ni en el resto de la mineralogía de las rocas graníticas.

Plagioclasas

Es variado su hábito, pudiendo encontrarse ejemplares que van de anhedrales a euhedrales, si bien las formas más frecuentes son de tipo subhedral. El tamaño es, asimismo, muy variable, oscilando desde 2 mm. a 8 mm., siendo muy poco frecuentes tamaños superiores.

Es el mineral cuya secuencia de cristalización ha sido más larga y también más compleja. Generalmente presentan un zonado muy difuso y siempre directo, que oscila entre valores próximos al 30 % de An en las zonas cen-

trales a un 8 % en las zonas periféricas. El valor estadísticamente más frecuente es de 22 a 25 % de An. Los valores extremos máximos corresponden a zonas centrales de contornos irregulares y lo mismo ocurre con los valores mínimos que forman una corona alrededor de los individuos con contenido de 22-25 % de An cuya tendencia es, por el contrario, euhedral.

En los casos donde se presentan valores extremos de An existe una ruptura neta en el zonado, de tal forma que, si bien el paso de An hasta un 22-25 % tiene lugar de un modo gradual, la zona más externa de 6-8 % de An presenta un cambio brusco. En todo caso los valores extremos son poco frecuentes y el contenido en anortita de la mayor parte de las plagioclasas es de 22 $\pm$ 2 % de An y en caso de zonación del 26 al 20 %.

Como inclusiones presentan biotita, circón, cuarzo, sillimanita y andalucita. Menos frecuente como inclusión es la cordierita que puede considerarse como mineral accidental.

Sillimanita

Componente mineralógico muy frecuente en los granitos de dos micas bajo la forma de fibrolita y en menor proporción en prismas de tamaños variables. La relación paragenética respecto al resto de la mineralogía revela que su formación ha sido anterior a la de las plagioclasas, que frecuentemente la incluyen.

Los tipos de sillimanita presentes son semejantes en todas sus características a los considerados para rocas metamórfico-anatécticas (UGIDOS, op. cit.) próximas a los granitos, con las que en algunos casos existe relación de continuidad. Por esta razón no parece oportuno atribuir a la sillimanita un origen magmático, al menos para la mayor parte de la misma, aunque un pequeño porcentaje pueda haberse formado a partir de fluidos hiperalumínicos producidos durante la anatexia o en la evolución de los productos resultantes de la misma.

Andalucita

Mineral poco frecuente en los granitos si se exceptúa en la zona al oeste de Plasencia, próxima a Montehermoso. Es decir, en el área más occidental de los granitos porfídicos, donde éstos tienen un carácter más alóctono.

Generalmente en granos anhedrales, puede ocasionalmente presentar tendencia euhedral. El tamaño de grano no es superior a 0,5 mm. y con frecuencia pueden apreciarse varios granos a modo de sinneusis, estando el conjunto enmarcado por moscovita. Aparentemente es anterior a las plagioclasas, en las que a veces está incluida. En cualquier caso está más o menos transformada en moscovita al igual que ocurre con la sillimanita.

Feldespato potásico

Generalmente en cristales de tendencia euhedral, de tamaños que llegan en algunas facies a 8-10 cmts., si bien lo más normal es que no pasen de 4-5 cmts. Maclados según Karlsbad, el plano es, a veces, irregular. Frecuente como microclina o en vías de microclinización.

Incluye plagioclasas, biotita, sillimanita, cordierita y no es observable un efecto importante de corrosión sobre otros minerales. En el caso concreto de las plagioclasas, cuando están incluidas en el feldespato potásico permanecen con hábito euhedral y no se da en ellas un efecto de corrosión.

Si bien la génesis de los megacristales feldespáticos ha sido y es un problema muy debatido, en los tipos graníticos que aquí se consideran parece más adecuada una solución magmática, al menos para la mayor parte del citado mineral, dada la rareza de fenómenos blásticos, que no tienen una representación cuantitativa importante.

Por otra parte, la disposición alineada de la plagioclasas que incluye (principalmente según (010)) en las caras del feldespato potásico (010) y (001) así como de biotita (según (001)) en estas mismas caras, es un factor importante que desde los estudios de FRASL (1954) ha sido interpretado como señal de cristalización en condiciones magmáticas. HIBBARD (1965) insiste, asimismo, en esta solución.

Respecto a la pertitización, el tipo de pertita más abundante es el "vein pertite" dispuesto generalmente oblicuo a (010) con ángulos variables.

Otro tipo de pertita menos frecuente es el "patch pertite" relacionado, a veces, con la anterior. Llega a alcanzar notable desarrollo, de tal forma, que en ocasiones parece el resultado de un efecto blástico del feldespato potásico sobre las plagioclasas. No obstante, la presencia conjunta de plagioclasas idiomórficas zonadas (hasta un 24 % de An), con albita de la "patch pertite" (An 3 %) parece excluir esta posibilidad.

Cuarzo

Pueden considerarse varios tipos:

a) Cuarzo de tendencia euhedral, incluido generalmente en plagioclasas representa un estadio temprano de cristalización del mismo.

b) Cuarzo principal, generalmente con extinción ondulante, formas irregulares y tamaños variables que pueden llegar a 6-7 mm.

c) Cuarzo "net like" que se dispone en los planos cristalográficos de plagioclasas y feldespato potásico.

d) Cuarzo mirmequítico, presente únicamente en casos donde plagioclasas y feldespato potásico se encuentran en contacto.

e) Cuarzo asociado a moscovita, con la que se dispone de un modo anastomosado formando parte de los productos de inestabilidad del feldespato potásico.

Moscovita

En tamaños no superiores a los 4-6 mm. en los granitos de Plasencia-Montehermoso, alcanza tamaños superiores en los granitos moscovíticos. Su génesis puede estar en relación con procesos de transformación de otros minerales o bien con procesos de cristalización magmáticos tardíos o post-magmáticos.

El valor de 2V que presenta es prácticamente constante en todos los granitos: $2Vx = 30 \pm 0{,}5°$.

Cordierita

Representada por un pequeño número de individuos, está completamente transformada en pinnita y otros productos, conservándose el idiomorfismo original. Su formación es anterior a las plagioclasas en las que se encuentra, a veces, incluida.

Calcita

Sólo en escasas ocasiones ha sido determinada. A veces asociada a epidota, ambos minerales guardan relación con la alteración de plagioclasas. En algún caso la calcita forma una pequeña vena a lo largo de fracturas en la plagioclasa.

Rutilo

Procedente de la alteración de la biotita se dispone sageníticamente en los planos (001) de la misma, en forma de agujas de tonos pardo-oscuro.

Turmalina

De tonos que varían de pardos verdosos a azulados. Presenta a veces, zonación. Es, en general, irregular y tiene carácter intersticial.

Esfena

En relación con procesos de transformación de la biotita, se presenta en forma de pequeños granos de contorno redondeado dispuestos generalmente, en los planos de exfoliación del primero.

Apatito

Incluido con frecuencia en biotita. Cristaliza en granos de pequeño desarrollo, casi equidimensionales.

Circón

En su mayor parte incluido en biotita, sobre la que desarrolla halo pleocroico.

Facies de grano fino

Constituyen masas graníticas de pequeña extensión pero fácilmente distinguibles del resto del contorno granítico de dos micas por un tamaño de grano no superior a 5 mm., ausencia total de megacristales feldespáticos y tonalidad de color gris azulado.

La relación espacial de estos granitos con los que se disponen a su alrededor no se manifiesta de una forma neta, sino que tiene lugar una transición gradual por simple aumento de tamaño de grano y paulatino desarrollo de megacristales feldespáticos. La facies intermedia entre la de grano fino y la de megacristales tiene un incipiente carácter porfídico y es, en conjunto, poco homogénea en cuanto al tamaño de grano.

Microscópicamente no hay una diferencia notable entre unas facies y otras, si se exceptúa que en la facies de grano fino se da una orientación primaria de feldespatos y biotita, apreciable sólo en algunas ocasiones.

Tienen la misma mineralogía: cuarzo, feldespato potásico, biotita, moscovita, plagioclasas, sillimanita y más raramente cordierita.

Las plagioclasas presentan un contenido en anortita del 22 al 26 % con un débil zonado directo y con menor importancia cuantitativa se presentan algunos ejemplares cuyo contenido oscila del 16 a 8 % de An.

El feldespato potásico se presenta como microclina siempre euhedral. No se dan fenómenos blásticos y muy raramente pertitizado de forma visible. Una pequeña proporción del feldespato tiene carácter intersticial de cristalización más tardía.

Facies marginal moscovítica

Se encuentra situada en la zona más occidental del granito de Plasencia-Montehermoso.

En general, las características son similares a las del resto del granito con el que macroscópicamente guarda una relación de continuidad y tránsito gradual por desaparición paulatina de los megacristales feldespáticos hacia términos más moscovíticos y de grano más homogéneo.

Esta facies se caracteriza, microscópicamente, por el predominio de la moscovita sobre la biotita, que cuando está presente es bajo la forma de láminas en mayor o menor grado de cloritización.

El feldespato potásico es intersticial y con frecuencia está transformado en moscovita y cuarzo.

Las plagioclasas son anhedrales y su contenido en anortita llega al 12-15% como máximo, siendo más frecuentes valores del 4-7 %.

Un mineral relativamente abundante es la turmalina, de tonos pardo azulados y formas irregulares.

El resto de los componentes mineralógicos no guarda diferencias notables con las otras facies graníticas, si bien desde un punto de vista textural en las facies moscovíticas existe una menor complejidad, no siendo clara una secuencia de cristalización definida.

Faltan por completo minerales alumínicos como sillimanita y andalucita.

Las rocas encajantes correspondientes a la facies moscovítica son prácticamente las únicas de todo el encajante de los granitos de Plasencia-Montehermoso, que presentan abundancia de diques aplíticos y pegmatíticos, así como de cuarzo, que se encuentran también en el propio granito. Se pone, así, de relieve la importancia que han debido tener los fluidos hidrotermales en la formación de esta facies.

Análisis químicos * *y diagrama de diferenciación*

La representación de los análisis (Tablas I y II) en un diagrama Larsen (Fig. 1), elegido por facilitar una mayor dispersión respecto a otros diagramas, pone de manifiesto que no existe un proceso continuo de diferenciación entre las facies principales de los granitos de Plasencia-Montehermoso. Este dato junto con el hecho de que las facies de megacristales se sitúan predominantemente en las áreas marginales (v. esquema geológico) y de techo, permite pensar que se trata de un cuerpo granítico zonado por efecto de una concentración de volátiles en las áreas más externas del mismo, de tal forma que se ha favorecido, así, el desarrollo de un mayor tamaño de grano en los minerales integrantes.

La causa de que la concentración en volátiles se haya realizado sin variación química está, probablemente, en que estos granitos se encuentran parcialmente asociados a sus niveles de anatexia y el tipo de columna mag-

---

* Análisis realizados por Fernando Bea, en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias. Salamanca.

mática producida entre estos niveles y los niveles epizonales, más altos, a los que ha llegado el magma granítico, no tiene una componente vertical suficientemente desarrollada como para permitir la formación de gradientes químicos importantes responsables de posibles migraciones iónicas.

En consecuencia, la única concentración notable que ha tenido lugar en las zonas marginales del granito ha sido la de agua, fundamentalmente (aparte de otros posibles componentes volátiles) debido a su migración a zonas de menor energía libre, lo cual condicionó temperaturas de cristalización más bajas y un mayor desarrollo en el tamaño de los cristales.

TABLA I

GRANITOS DE PLASENCIA MONTEHERMOSO. FACIES DE GRANO FINO

	NUMEROS			
	264	264-A	257	269
SiO_2	68,12	70,24	70,00	68,35
Al_2O_3	14,98	13,40	14,45	16,57
Fe_2O_3	1,71	1,28	0,73	1,66
FeO	1,69	1,33	0,71	1,66
CaO	1,09	0,99	1,00	1,42
MgO	2,26	1,92	1,56	1,45
Na_2O	3,54	3,61	3,96	2,99
K_2O	4,73	5,48	5,78	4,50
TiO_2	0,30	0,54	0,49	0,22
MnO	0,06	0,06	0,05	0,05
P_2O_5	0,19	0,19	0,30	0,13
P. F.	1,20	0,91	0,92	0,53
	99,87	99,95	99,95	99,53
si	302,70	336,37	340,25	312,87
al	39,22	37,81	41,38	44,69
fm	26,95	23,63	16,85	21,96
c	5,19	5,08	5,21	6,96
alk	28,64	33,48	36,56	26,39
mg	0,55	0,58	0,67	0,45

TABLA II

GRANITOS DE PLASENCIA-MONTEHERMOSO. FACIES INEQUIGRANULAR Y PORFIDICA

	NUMEROS									
	265	268	272	273	276	277	280	286	337	348
SiO_2	68,96	68,75	69,97	70,04	69,54	70,62	70,18	68,73	67,89	68,34
Al_2O_3.....	15,18	14,58	14,83	15,88	16,28	15,06	15,15	14,62	15,63	14,81
Fe_2O_3.....	1,86	1,83	1,09	1,33	1,43	1,56	1,70	1,70	1,20	1,16
FeO	1,84	1,78	1,13	1,52	1,43	1,52	1,75	1,69	1,15	1,14
CaO	0,93	0,97	0,88	0,97	0,88	1,05	0,98	0,91	0,99	1,11
MgO	1,12	1,23	0,82	0,93	0,97	1,28	1,08	2,41	2,87	1,99
Na_2O	3,05	3,05	2,72	3,22	3,15	3,58	3,14	4,11	3,28	3,81
K_2O	4,88	4,63	5,03	4,71	4,88	4,16	5,03	4,21	5,52	5,16
TiO_2	0,79	0,47	0,93	0,38	0,31	0,84	0,43	0,67	0,59	0,29
MnO	0,05	0,10	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05
P_2O_5	0,19	0,37	0,24	0,17	0,31	0,25	0,13	0.23	0,31	0,49
P. F.	1,17	1,23	2,20	0,37	0,69	0,92	1,03	0,38	0,82	1,31
	99,75	98,99	99,91	99,57	99,93	100,89	100,65	99,72	100,32	99,66
si	333,25	339,79	378,04	347,18	340,65	345,01	341,09	304,98	293,82	315,14
al	43,39	42,46	47,21	46,38	46,28	43,35	43,38	38,22	39,85	40,24
fm	22,35	23,21	16,13	18,12	18,20	21,25	21,14	27,87	26,57	22,09
c	4,83	5,13	5,09	5,15	4,62	5,49	5,10	4,32	4,59	5,48
alk.....	29,43	29,20	31,57	30,35	30,19	29,90	30,37	29,58	28,99	32,19
mg.....	0,36	0,39	0,41	0,38	0,39	0,44	0,37	0,57	0,70	0,62

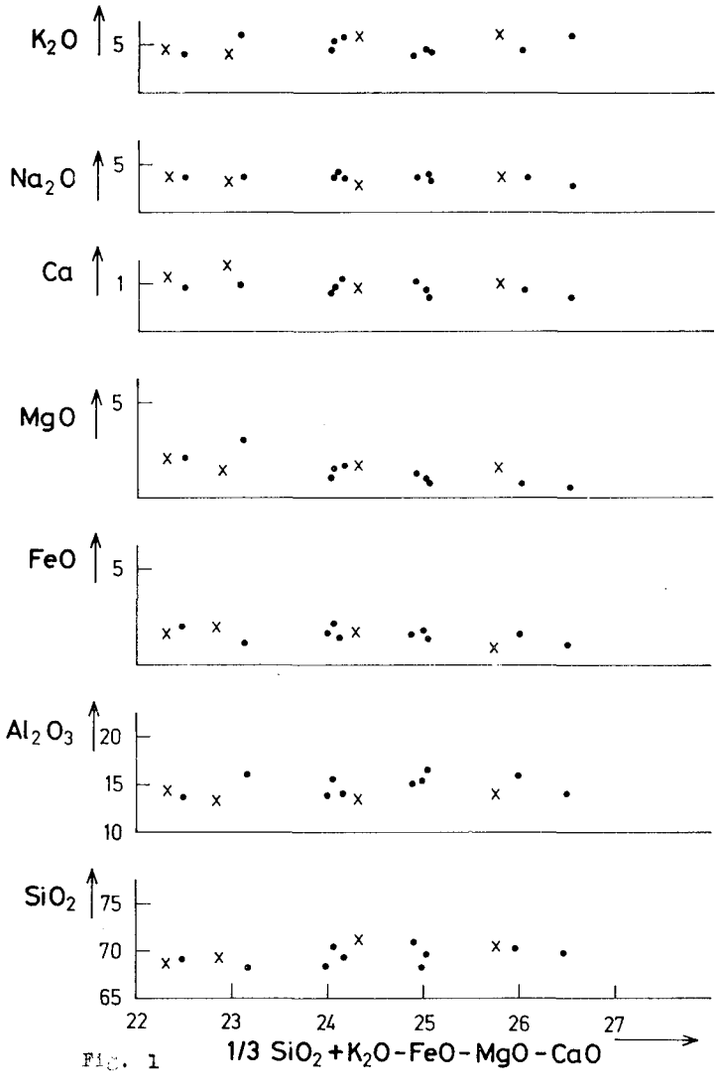


FIG. 1

Diagrama de Larsen para los granitos de Plasencia-Montehermoso

x *facies de grano fino* • *facies inequigranular*

Granito moscovítico ± biotita, de Navalonguilla (S de Barco de Avila)

Ocupa una pequeña extensión al S de Barco de Avila y su disposición de emplazamiento responde a las características de un batolito circunscrito encajado en niveles epizonales. Es homogéneo en su petrografía y presenta únicamente ligeras variaciones marginales en cuanto a tamaño de grano y composición mineralógica. Así, en las zonas de borde es moscovítico exclusivamente, mientras que en las zonas internas, si bien predomina la moscovita, presenta también biotita y ocasionalmente cordierita.

Con la excepción de los bordes, que muestran una tendencia aplítica, puede considerarse como un granito equigranular de grano grueso y leuco-

crático. Se encuentra encajado en rocas de tipo micacítico sobre las que no desarrolla aureola metamórfica importante.

Mineralógicamente está constituido por cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y moscovita fundamentalmente, a los que siguen en importancia cuantitativa la biotita. Menos frecuentes son: circón, rutilo, esfena, y cordierita, mineral este último de carácter accidental.

Características petrográficas

Cuarzo

De contornos irregulares, presenta extinción ondulante y su cristalización ha tenido lugar, en general, en apretado mosaico. Es muy frecuente el efecto de corrosión sobre otros minerales, especialmente en el caso de las plagioclasas.

Este tipo de cuarzo incluye, a veces, biotita. Otro tipo de cuarzo menos abundante está relacionado con procesos de alteración de feldespato potásico y subsecuente formación de moscovita.

Feldespato potásico

Es, después del cuarzo, el componente mineralógico más importante desde un punto de vista cuantitativo. Se presenta en formas anhedrales con el enrejado típico de la microclina y siempre pertitizado. Su cristalización es tardía respecto a los demás minerales, a los que incluye.

Plagioclasas

De tendencia subhedral, se encuentran muy corroídas por cuarzo y feldespato potásico.

Tienen mayor importancia cuantitativa en las áreas internas del batolito donde, además, presentan una ligera zonación difusa y alteración a sericita en los núcleos. El tipo de macla más frecuente es la albita.

La composición de las plagioclasas varía entre el 7 y el 12 % de An, siendo frecuente el primer valor en las zonas marginales del batolito y el segundo en las áreas centrales.

Biotita

Paragenéticamente es el primer mineral en formarse, o mejor, el único que ya está cristalizado cuando comienza la formación de los demás. Quiere expresarse con esto, que tiene, en cierto modo, aspecto de mineral relicto, presentando una serie de características que evidencian su anterioridad e

inestabilidad respecto a la mineralogía del conjunto. Se encuentra muy corroída, incluida en todos los otros minerales y es frecuente su transformación a clorita (pennina y vermiculita principalmente) con formación de esfena y rutilo.

Es el único mineral que incluye circones, ausentes del resto de los componentes petrográficos. En las zonas marginales del batolito falta por completo la biotita, que va haciéndose más frecuente hacia las zonas centrales, aunque siempre es minoritaria respecto a la moscovita.

Topacio

Su presencia es en general tardía en relación con la mayor parte de los otros minerales y su formación está ligada, probablemente, a procesos de tipo hidrotermal.

Cordierita

Se encuentra únicamente en las zonas internas del batolito y llega a alcanzar tamaños de 1 cm. según prismas euhedrales completamente transformados en productos pinníticos y cloríticos.

Granito moscovítico del Pantano de Gargüera (SW de Torremenga)

Constituye, al igual que el caso anterior, un conjunto granítico de pequeña extensión y características petrográficas semejantes.

Respecto a su emplazamiento, se encuentra situado en niveles más profundos y parcialmente enraizado, con lo que ofrece un menor grado de aloctonía que el caso del granito de Navalonguilla. Estructuralmente se dispone concordante con los materiales encajantes.

Se trata de un cuerpo granítico de menor homogeneidad que el anterior y presenta facies mineralógica y texturalmente semejantes a él, aunque en general con un menor tamaño de grano. Por otra parte se da, en este caso, un tipo petrográfico en el que es frecuente la sillimanita y más abundante la biotita que la moscovita, conservándose, incluso macroscópicamente, estructuras palimpsésticas definidas fundamentalmente por los dos minerales citados cuyas relaciones son semejantes a las señaladas para las rocas encajantes (UGIDOS, 1973) con las cuales suele presentar una transición gradual en su borde norte.

Entre las facies menos evolucionadas, con palimpsestos, y las facies con moscovita predominante hay todo un paso gradual marcado por la desaparición de las texturas residuales de la biotita y sillimanita y por el aumento

de porcentaje en el contenido en moscovita. Ocasionalmente puede presentar también facies aplíticas de borde.

El contenido en An de las plagioclasas oscila entre el 10 y 12 % An como valores más frecuentes.

Resumiendo conjuntamente los principales aspectos de estos dos granitos pueden deducirse los siguientes puntos:

a) Existe entre ambos una continuidad petrográfica notable que guarda paralelismo con su posición estructural. Así, las facies evolucionadas hacia términos más moscovíticos (Navalonguilla) son más alóctonas y homogéneas que las facies de mayor relación con las rocas encajantes metamórfico-anatécticas, con las que en ocasiones se da un tránsito gradual.

b) De las relaciones mineralógicas, texturales y estructurales, se deduce que se trata de dos tipos graníticos muy próximos entre sí, con toda probabilidad del mismo origen y las ligeras diferencias entre uno y otro vienen condicionadas por su nivel de emplazamiento y grado evolutivo.

Granito de dos micas de Torremenga

Se trata de un granito de facies equigranular situado próximo a niveles de alto grado metamórfico, en los que se dispone en dirección E-O, de acuerdo con las estructuras generales de los materiales encajantes. Se encuentra ligeramente tectonizado por efecto del mismo accidente que ha determinado la banda neisica, especialmente en el área próxima a la misma.

Mineralógicamente está constituido por cuarzo, biotita, moscovita, feldespato potásico y plagioclasas. Minerales accesorios importantes son sillimanita y con menor frecuencia cordierita.

Apenas presenta diferencia con el resto de los granitos de dos micas y en todo caso se trata de distintas relaciones de los componetes mineralógicos.

Dado que la mayor parte de las características mineralógicas de granitos de dos micas han sido ya consideradas se expondrán únicamente las diferencias de este granito con los anteriores.

Respecto a los granitos de Plasencia-Montehermoso son de destacar los siguientes aspectos:

a) Carece de megacristales feldespáticos, por lo que es muy similar a las facies no porfídicas de los anteriores, y es más moscovítico.

b) Tiene un menor contenido en An en las plagioclasas, 10 $\pm$ 2 de An siendo muy raros los casos con valores de 20-22 % An predominantes en los primeros.

En relación con los granitos de Navalonguilla y Pantano de Gargüera:

a) Presenta un mayor contenido en biotita.

b) Plagioclasas con un contenido en An ligeramente superior.

c) Cuarzo mirmequítico, ausente en los granitos moscovíticos.

d) Tamaño de grano más fino.

e) Mayor porcentaje de plagioclasas como componente mineralógico y menor de feldespato potásico.

El granito de Torremenga se encuentra, por tanto, desde un punto de vista petrográfico, más próximo a los granitos de Plasencia-Montehermoso, que a los granitos moscovíticos.

Datos químicos. Conclusiones

Los análisis químicos (Tablas I a V) de todos los granitos considerados en conjunto permiten establecer por medio de la representación gráfica de los parámetros de Niggli, al, alk y c (Fig. 2) un campo de situación semejante al obtenido por BRINK (1960) para los granitos de dos micas "older" del N de Portugal y por CORRETGÉ (1971) para los granitos de dos micas del batolito de Cabeza Araya, si bien estos últimos no son equivalentes en el tiempo a los granitos "older".

Por otra parte, el contexto regional metamórfico al que se encuentran asociados, los sitúa en unas condiciones de todo punto semejantes a las de los citados granitos alcalinos del NW de la Península, estableciéndose así un paralelismo entre las series alcalina y calcoalcalina de estas zonas con los granitos aquí considerados ya que por una parte se dan también granitos calcoalcalinos (Béjar y áreas adyacentes, UGIDOS, in litt.) cuyas condiciones de formación no son las de los actuales niveles de emplazamiento y granitos alcalinos netamente asociados a fenómenos de anatexia próximos.

Las relaciones espaciales entre los granitos de dos micas de Plasencia-Montehermoso con granitos heterogéneos de anatexia a los que se encuentran parcialmente enraizados, así como la ausencia de continuidad entre granitos biotíticos de Béjar y los de dos micas hacen que en el presente caso la diferencia sea tan neta que no parece posible aceptar una interpretación basada en la idea de que los granitos de dos micas proceden de la diferenciación de los granitos biotíticos.

A modo de resumen se exponen los principales criterios que se han tenido en cuenta (Tabla VI) para establecer las dos series, según la línea seguida por el grupo de geólogos del NO de la Península Ibérica en la III reunión (1970).

TABLA III

GRANITO DE TORREMENGA

	NUMEROS			
	S-46	K-9	K-8	289
SiO_2	71,96	69,71	70,21	70,63
Al_2O_3	13,63	14,27	14,12	13,81
Fe_2O_3	0,70	1,13	1,26	1,14
FeO	1,67	1,40	1,28	1,48
CaO	0,84	1,01	1,00	0,96
MgO	0,69	0,82	0,94	0,73
Na_2O	3,09	3,57	3,85	3,88
K_2O	5,46	5,49	5,01	4,89
TiO_2	0,45	0,41	0,31	0,29
MnO	0,05	0,07	0,08	0,09
P_2O_5	0,05	0,35	0,26	0,30
P. F.	1,29	1,18	1,31	1,27
	99,88	99,41	99,63	99,47
si	392,03	354,03	355,80	367,41
al	43,75	42,70	42,16	42,32
fm	16,07	16,46	17,32	16,55
c	4,90	5,49	5,43	5,35
alk	35,28	35,34	35,09	35,77
mg	0,35	0,38	0,41	0,34

TABLA IV

GRANITO DE NAVALONGUILLA

	NUMEROS			
	K-2	K-5	M-55	M-57
SiO_2	73,99	74,00	73,60	73,17
Al_2O_3	13,76	13,62	13,23	13,35
Fe_2O_3	0,90	1,42	1,04	1,17
FeO	0,11	0,13	0,24	0,12
CaO	0,54	0,62	0,71	0,50
MgO	0,16	1,05	0,25	0,23
Na_2O	3,83	3,44	3,52	2,43
K_2O	4,17	4,54	5,53	6,27
TiO_2	0,09	0,15	0,13	0,14
MnO	0,05	0,02	0,01	0,03
P_2O_5	0,29	0,10	0,06	0,15
P. F.	1,57	1,18	1,18	2,30
	99,46	100,27	99,50	100,31
si	460,65	419,10	436,88	455,15
al	50,47	45,45	46,27	48,93
fm	6,27	15,52	8,05	8,23
c	3,60	3,76	4,51	3,33
alk	39,66	35,27	41,17	39,51
mg	0,24	0,57	0,27	0,26

TABLA V

GRANITO DEL PANTANO DE GARGÜERA

	NUMEROS		
	283	K-10	K-11
SiO_2	73,42	73,90	73,20
Al_2O_3	14,19	13,99	15,68
Fe_2O_3	0,69	1,34	1,17
FeO	0,07	0,12	0,10
CaO	0,94	0,97	0,55
MgO	0,55	0,79	0,69
Na_2O	3,94	3,61	2,24
K_2O	5,07	4,31	4,78
TiO_2	0,18	0,13	0,17
MnO	0,03	0,03	0,04
P_2O_5	0,06	0,12	0,20
P. F.	0,99	0,86	1,27
	100,13	100,17	100,09
si	412,15	414,89	429,66
al	46,93	46,27	54,22
fm	7,84	12,83	11,69
c	5,65	5,83	3,45
alk	39,58	35,06	30,63
mg	0,59	0,51	0,52

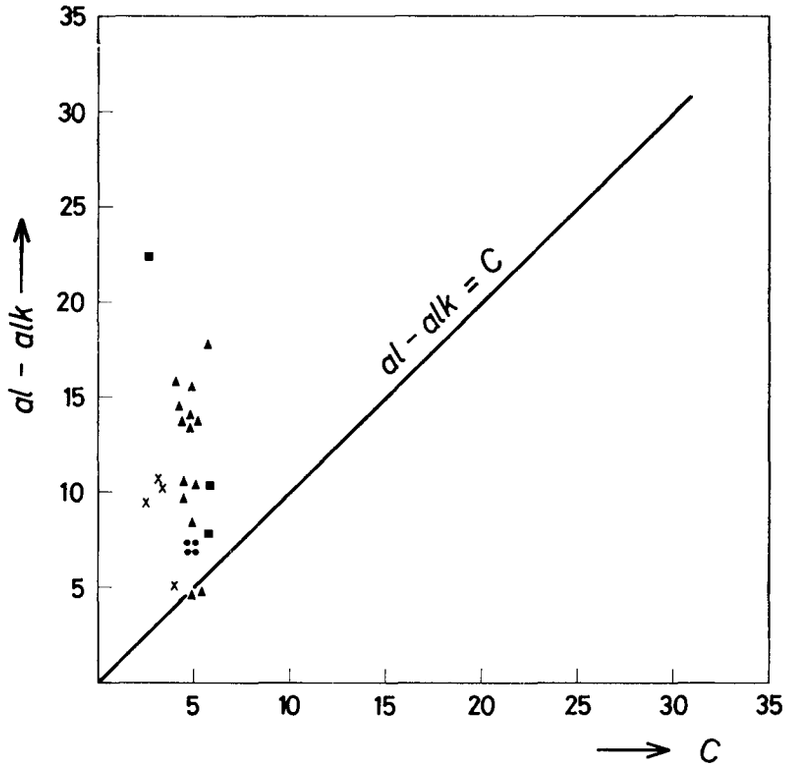


Fig. 2.- Diagrama (al-alk)/C

▲ Granitos Plasencia - Montehermoso
• Granito de Torremenga
x Granito de Navalonguilla
■ Granito de Ptno. de Gargüera

La comparación de los resultados obtenidos en los granitos aquí estudiados con los obtenidos en la comparación de las series alcalinas y calcoalcalinas para el NO de la Península (v. volumen dedicado a la III reunión del NO) muestra una notable similitud entre ambos tipos de series en las dos áreas geográficas, manifestándose, asimismo, la validez de los criterios seguidos tanto para el caso de los granitos calcoalcalinos como alcalinos.

Se concluye por lo tanto que puede admitirse para los granitos "younger" la existencia de dos series genéticamente diferentes, alcalina y calcoalcalina, tal como se deduce del estudio de las áreas de Béjar-Barco de Avila-Plasencia, sin que esto quiera decir que se correspondan, necesariamente, con las mismas series de otras regiones graníticas.

Los granitos de Navalonguilla y Pantano de Gargüera están más próximos a tipos alcalinos que los de Plasencia-Montehermoso y no hay datos que permitan establecer que los dos primeros proceden de la diferenciación de los segundos. Es mucho más aceptable pensar que se trata de granitos

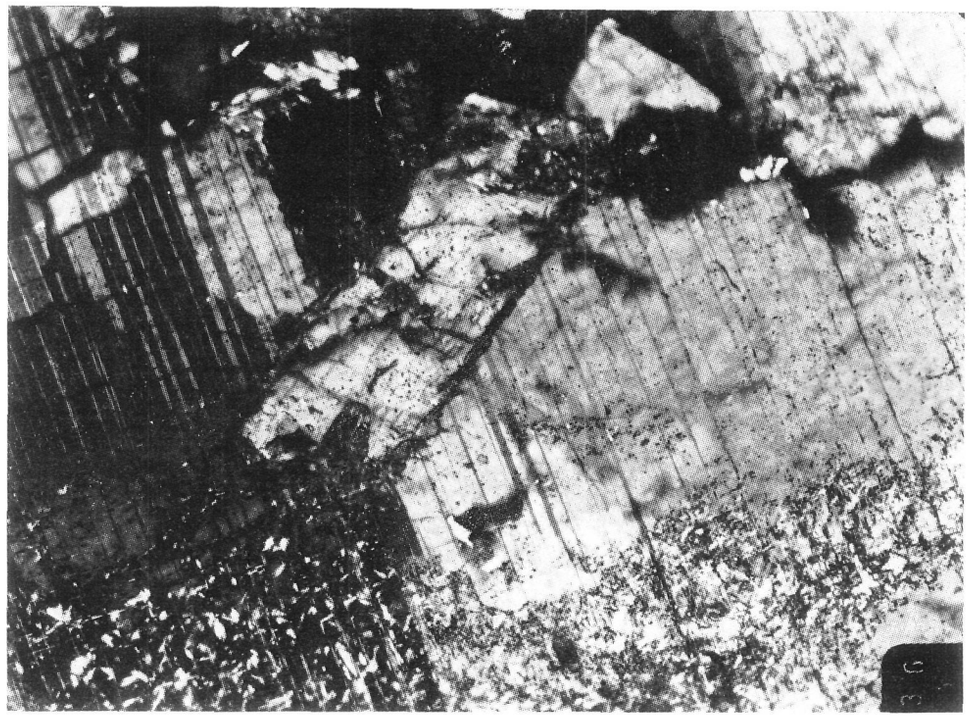


FIG. 3

Andalucita incluida en plagioclasa. Granito de Plasencia-Montehermoso. x 140, N. C.



FIG. 4

Prismas de sillimanita parcialmente incluidos en plagioclasa. Granito de Plasencia-Montehermoso. x 140, N. C.

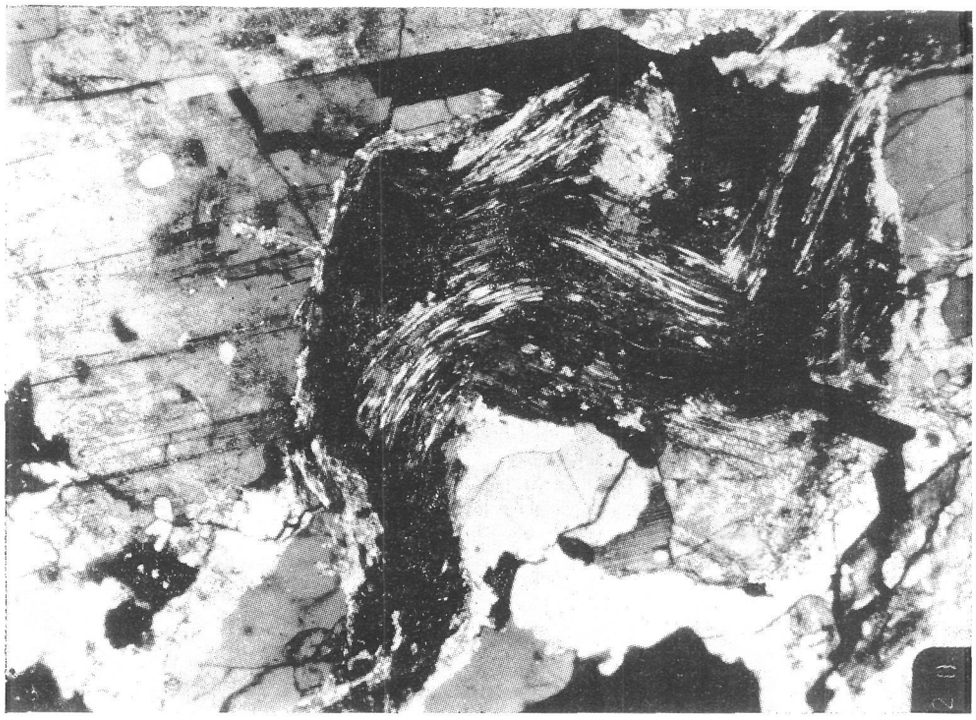


FIG. 5

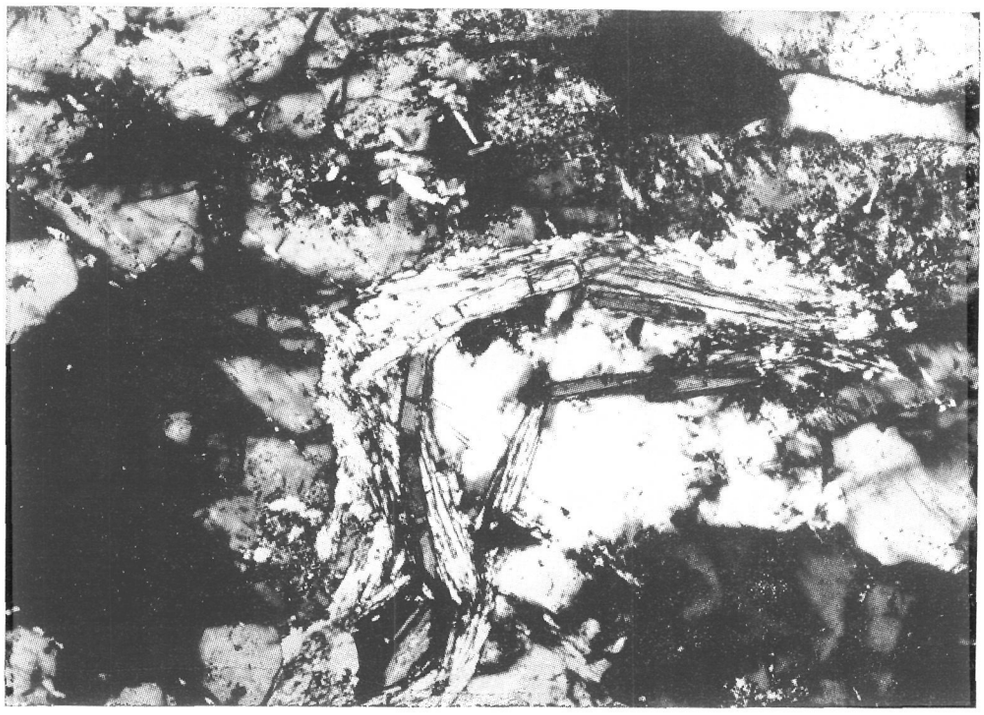


FIG. 6

Palimpsestos de sillimanita en los granitos de Ptno. de Gargüera y Plasencia-Montehermoso respectivamente. x 40 y 140, N. C.

TABLA VI

	Granitos de dos micas	Granitos biotíticos
Relación con metamorfismo	Facies anatécticas.	— —
Relación con deformaciones principales	Posteriores.	Posteriores.
Tipo de enclaves	Micacítico-migmatíticos.	Cuarzo-dioríticos.
Diques básicos	— —	+
Facies anfibólicas	— —	+
Facies rosa	— —	+ +
Feldespato potásico	Microclima frecuente.	Microclima rara.
Microenclaves	Biotítico-sillimaníticos.	Cuarzo-plagioclásicos.
Silicatos alumínicos	Sill. ± And. ± Cord. (rara).	Cord. muy abundante en facies marginales. And. en facies evolucionadas.
Plagioclasas	Albita. Oligoclasa intermedia	Andesina intermedia-ácida.
Zonado plagioclasas	Difuso.	Muy neto. A veces oscilatorio.
Carácter químico	CaO, menor o igual a 1 %. Siempre hiperalumínicos.	Superior a 1 % (1,5 — 2,5). Facies marginales hiperalumínicas.

formados en distintos niveles, si bien causados por el mismo fenómeno general, los cuales han evolucionado independientemente.

La base de esta afirmación está sobre todo en el hecho de las relaciones de todos ellos con rocas anatécticas y en que es común a todos la presencia de relictos (a escala mineral o de textura) semejantes a los componentes de las rocas metamórficas, variando únicamente su proporción en función del grado de evolución de los granitos.

Por otra parte, si bien en el caso de los granitos de Plasencia parece clara la no dependencia con los de Béjar, calcoalcalinos, el hecho de que químicamente estos últimos puedan evolucionar por asimilación de rocas encajantes (UGIDOS, in litt.) hacia términos de tendencia alcalina plantea un problema en los casos en que los granitos no están directamente asociados a

sus rocas de origen; es decir, que granitos de diferentes "suit" iniciales pueden converger químicamente por posterior evolución.

Pueden establecerse como posibles, los siguientes casos de convergencia:

1) Granitos calcoalcalinos que por evolución interna derivan hacia términos de afinidad alcalina.
2) Granitos calcoalcalinos que por asimilación de niveles encajantes pueden evolucionar según una línea semejante, hacia términos alcalinos-hiperalumínicos (caso de los granitos de Béjar).
3) Granitos de anatexia, sobrecalentados, capaces de migrar a niveles superiores y que presentan una composición intermedia entre calcoalcalinos y alcalinos s. str. (caso de los granitos de Plasencia-Montehermoso).

En los granitos que aquí se consideran, las relaciones de dependencia son suficientemente claras como para establecer la serie a la que pertenece cada granito. Sin embargo, los posibles tipos resultantes de estas líneas de evolución pueden presentar características semejantes, en determinados niveles, de tal forma que es muy difícil poder atribuirles uno u otro origen. Así, los granitos pertenecientes a los grupos II y III de OEN (1970) tienen notables semejanzas con los granitos de dos micas de Plasencia-Montehermoso, si bien se encuentran emplazados en niveles estructurales superiores y también con los granitos correspondientes al grupo IV (granito de Dao; OEN, op. cit.), netamente calcoalcalinos.

Una posible vía para la solución de la problemática expuesta esta, probablemente, en un estudio exaustivo de los elementos trazas de los granitos, así como en el valor que pueda concederse al significado de la presencia de algunos minerales como son cordierita, andalucita y sillimanita, en los mismos.

BIBLIOGRAFIA

BRNIK, A. H. (1960): *Petrology and Ore Geology of the Vila Real Sabrosa - Vila Pouca de Aguiar Region, Northern Portugal.* Com. Serv. Geol. Portugal, 43, 1-144.

CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres).* Tesis. Salamanca.

Contribuciones a la III Reunión sobre Geología del NW de la Península Ibérica (1969). Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 1970.

— CAPDEVILA R, y FLOOR, P.: *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne.*

— FLOOR, P.; KISCH, H. J. y OEN ING SOEN: *Essai de Corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal.*

— FLOOR, P.: *Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques dans le nord-ouest péninsulaire.*
— OEN ING SOEN: *Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal.*

FRASL, G. (1954): *Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porphygranite.* Jahrb. Geol. Bund. Wien, 47, 71-131.

HIBBARD, M. J. (1965): *Origin of some alkali feldspars phenocryst and their bearing on petrogenesis.* Am. J. Sc., 263 (3), 245-261.

UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres).* Tesis. Salamanca.
— in litt.: *Los granitos biotíticos ± cordierita de Béjar y áreas adyacentes.*
— (1974): *Características del metamorfismo en el área Béjar-Plasencia.* Bol. Geol. y Min. de Esp., 85-86, 73-81.

(Recibido el 29 - XI - 73)

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (87-106)

SIGNIFICADO GEOTECTONICO DE LA FORMACION GNEISES DE LA MORCUERA

M. J. FERNÁNDEZ CASALS*

RESUMEN.—En el Guadarrama Oriental (Sistema Central, España) aflora una formación gneísica, los Gneises de La Morcuera, sobre la que se apoya una serie metasedimentaria preordovícica, la Formación Buitrago, de probable edad cámbrica.

Dentro de los Gneises de La Morcuera se puede distinguir un complejo basal de augengneises recubierto por una sucesión, menos potente, de diversos tipos de gneises procedentes de rocas volcánicas y sedimentarias.

Se estudian los caracteres petrográficos, estratigráficos, tectónicos y químicos de los Gneises de La Morcuera y se determina la existencia de ortogneises derivados de viejos granitos porfídicos, discutiéndose su posible significado geotectónico.

SUMMARY.—In the Eastern Guadarrama (Sistema Central, Spain) crops out a gneissic formation, the Morcuera Gneiss, under metasedimentary preordovician terrains of the Buitrago Formation, probably Cambriam in age. The Morcuera Gneiss is made up of a basal augengneiss complex covered by a succession of several types of gneiss derived from volcanic and sedimentary rocks.

In this paper are studied the petrographic, stratigraphic, tectonic and chemical features of Morcuera Gneiss. The existence of ortogneiss derived from old porphyritic granites is ascertained and the tectonic signification of Morcuera Gneiss is finally discussed.

INTRODUCCION

La formación "Gneises de La Morcuera", que se extiende principalmente al Oeste de Buitrago del Lozoya, constituye la más baja y sobre la que se apoyan el resto de las formaciones preordovícicas aflorantes en la parte oriental del Guadarrama y los materiales paleozoicos de Somosierra que se superponen a aquellas por el Este. Integrada fundamentalmente por augengneises, fue definida y estudiada por nosotros en dos publicaciones anteriores (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971). Concretamente en 1971 des-

* Cátedra de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid.

cribíamos sus características y discutíamos su posición estratigráfica y posible correlación con formaciones similares del Sistema Central, Galicia y Zamora.

Desde comienzos de junio de 1972 a finales de mayo de 1973 la "Fundación Juan March" nos concedió una beca para el estudio de la estructura tectónica y el significado de esta misma formación de Gneises de La Morcuera. En esta publicación queremos exponer los datos nuevos y conclusiones obtenidos en el citado trabajo de beca, así como adelantar nuestra opinión actual respecto a este complejo basal de la Sierra del Guadarrama.

Agradecemos a la citada "Fundación Juan March" la subvención del trabajo, así como las facilidades prestadas para la publicación de esta nota.

ANTECEDENTES

Dos son, fundamentalmente, los aspectos que han preocupado a los diferentes autores que han tratado estos gneises: su posición estratigráfica y su origen.

La formación que estudiamos o sus equivalentes en otros macizos del Sistema Central ha sido muy diversamente considerada en lo que respecta a su posición estratigráfica. Aunque anteriormente, y siguiendo las ideas de MACPHERSON (1883), los terrenos antiguos en los que se incluyen los que ahora nos ocupan habían sido considerados como arcaicos, los trabajos de LOTZE (1929) y SCHRÖDER (1930) atribuyeron al Paleozoico Inferior todas las formaciones metamórficas que afloran en el Guadarrama Oriental. Más concretamente, LOTZE dató como silúricos s. l. a los gneises de La Bodera, que en nuestra opinión pueden representar los equivalentes más orientales de los Gneises de La Morcuera. Esta misma datación han mantenido otros autores de la escuela de Münster, como SOMMER (1965). En cambio, para SCHÄFER (1969), los gneises de Hiendelaencina serían de edad preordovícica sin mayor precisión y estarían situados por debajo de los Esquistos de Constante, que él considera de probable edad Cámbrico Superior.

Los autores españoles que realizaron la cartografía geológica de diversas hojas 1/50000 del Guadarrama (DE LA CONCHA, 1962; FEBREL, FUSTER y DE PEDRO, 1958; FUSTER y FEBREL, 1959), atribuyeron al Paleozoico Inferior todo el conjunto gneísico que aflora en estas sierras.

En 1968 CAPOTE y VEGAS hicieron una primera seriación estratigráfica en la región de Avila, equiparando al "Ollo de Sapo" de Galicia (PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA, 1964) a unos gneises, similares a los nuestros, que encontraban por debajo de una formación posiblemente cámbrica. BARD, CAPDEVILA y MATTE (1970) generalizaron esta idea para todo el Sistema Cen-

tral, considerando estas formaciones porfiroides como del Precámbrico Superior. De la misma manera son consideradas en la publicación que, junto con A. RIBEIRO, realizan en 1972.

En 1970, FUSTER y GARCÍA CACHO, que estudian la zona de Riaza-La Puebla, dan como preordovícicas a las formaciones que encuentran bajo las cuarcitas de facies armoricana, señalando que no existen datos para precisar si existe sólo Cámbrico o si se halla representado algo de Infracámbrico.

Por nuestra parte (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971), en la región de Buitrago del Lozoya, situamos a los Gneises de La Morcuera por debajo de una formación que asimilamos al Cámbrico Inferior, considerándolos por ello como del Precámbrico.

Posteriormente, CAPOTE (1972) describe, bajo los esquistos y cuarcitas del Ordovícico Inferior, una serie de formaciones, con calizas intercaladas de habitus cámbrico, que sitúa en el Cámbrico Inferior, dudando si pueda encontrarse representado algo de Cámbrico Medio. Considera las formaciones inferiores glandulares como precámbricas.

En el mismo año E. SOERS publica su tesis, en la cual hace un estudio estratigráfico y estructural de la parte oriental del Sistema Central. Para este autor, los gneises de las formaciones de Hiendelaencina y de La Bodera son de edad Precámbrico Superior y sobre ellos se apoyan las capas microconglomeráticas y esquistoarenosas de la formación del Bornova, que atribuye al Cámbrico Superior.

Hemos de señalar, por último, los trabajos de GARCÍA CACHO (1973) y PEINADO MORENO (1973) en el sector oriental del Sistema Central y en el Macizo El Escorial-Villa del Prado, respectivamente. Aunque ambos en principio no parecen decidirse por la edad de sus materiales preordovícicos se inclinan, finalmente, por incluir a todos ellos en el Cámbrico.

Resumiendo, podemos decir que si bien todos los autores modernos están de acuerdo en considerar a los Gneises de La Morcuera o sus equivalentes como anteordovícicos, hay diversidad de opiniones respecto a la posición estratigráfica precisa de los mismos.

En lo que se refiere al origen de los Gneises de La Morcuera o sus equivalentes en el Sistema Central han sido también muy diversas las opiniones emitidas. Para LOTZE (1929), SCHRÖDER (1930) y SOMMER (1965), los gneises glandulares de La Bodera y Hiendelaencina provendrían de rocas sedimentarias afectadas no sólo por metamorfismo regional hercínico, sino también por el metamorfismo de contacto producido por un granito sintectónico.

En cambio, DE WAARD (1950) considera como ortogneises a los gneises glandulares de los macizos de Peñalara y Miraflores, por observar contactos intrusivos entre éstos y los paragneises más pelíticos. Para este autor los

ortogneises corresponderían a intrusiones hercínicas precoces, afectadas y deformadas luego por la fase paroxismal de la misma orogenia.

SCHÄFER (1969) y SOERS (1972) suponen un origen volcano-sedimentario (tobas y lavas riolíticas, con intercalaciones más o menos detríticas) a los gneises de La Bodera y de Hiendelaencina, de forma similar a lo que piensa RIEMER (1965) respecto del porfiroide "Ollo de Sapo" de Galicia.

BARD et al. (1970 y 1972) consideran a los gneises basales del Sistema Central como metagrauvacas feldespáticas, aunque piensan que algunos gneises de Santa María de la Alameda podrían ser ortoderivados.

En nuestras anteriores publicaciones (1970 y 1971) respecto a los Gneises de La Morcuera no nos decidimos por la existencia o no de ortogneises dentro de esa formación intensamente metamorfizada y migmatizada, aunque señalamos la existencia de caracteres ortoderivados en los gneises del Oeste de Lozoyuela.

CAPOTE (1972) en la región de Avila ve, dentro del complejo gneísico basal, caracteres que recuerdan a granitos gneisificados, pero por otra parte observa intercalaciones rítmicas que podrían apuntar más bien hacia un conjunto estratificado. Piensa por ello en la posibilidad de que dentro del mismo complejo se encuentren materiales volcano-sedimentarios apoyados sobre un zócalo granítico.

GARCÍA CACHO (1973) y PEINADO MORENO (1973), al igual que los autores de varias hojas 1/50000 (DE LA CONCHA, 1962; FEBREL, FUSTER y DE PEDRO, 1958; FUSTER y FEBREL, 1959), consideran que todos los materiales preordovícicos tienen su origen en formaciones sedimentarias metamorfizadas, si bien PEINADO MORENO no descarta la posibilidad de que existan materiales ortoderivados dentro de los de mayor grado metamórfico.

CARACTERES ESTRATIGRAFICOS Y PETROGRAFICOS

Las formaciones gneísicas de La Morcuera se encuentran situadas por debajo de los materiales ordovícicos que, hacia el Este y formando un amplio sinclinorio, constituyen las sierras de las inmediaciones de El Atazar (Fig. 1). Forma la base de dicho Ordovícico un tramo de unos 100 metros de cuarcitas blancas y grises en las que se han encontrado Cruzianas y que se continúan por el Norte y Este con las llamadas Cuarcitas de Alto Rey por SCHÄFER (1969), razones por las cuales han sido atribuidas al Ordovícico Inferior (Skiddawiense).

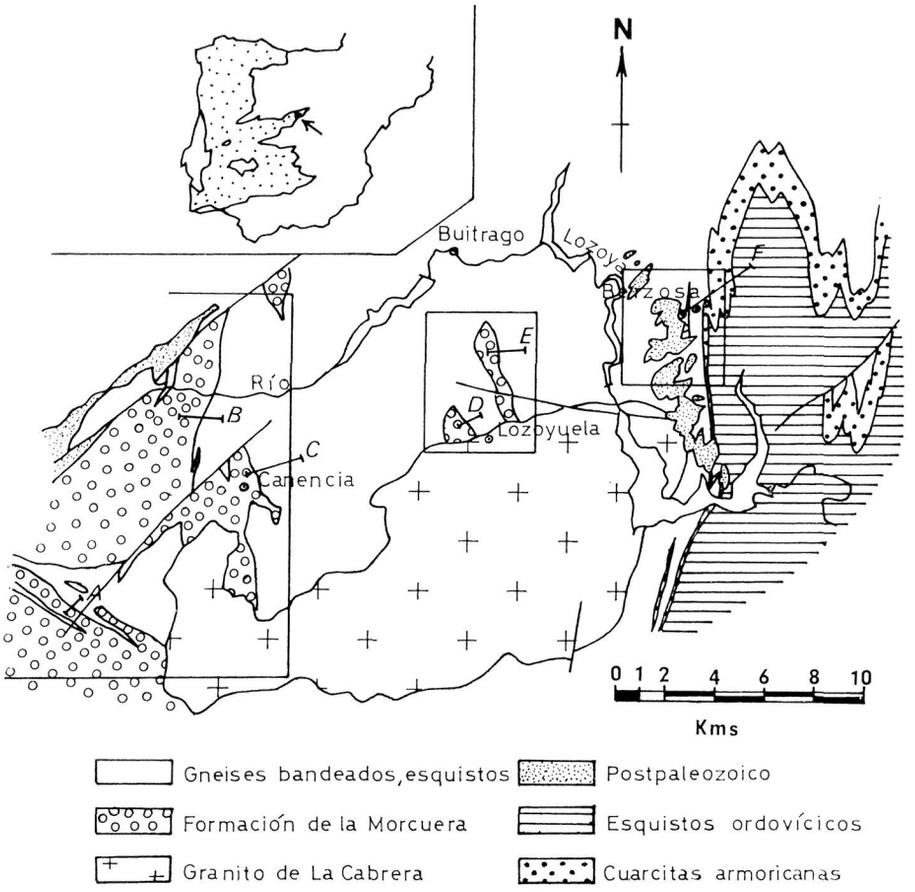


FIG. 1

Afloramientos de la formación Gneises de La Morcuera en la región de Buitrago del Lozoya y situación de ésta dentro del Macizo Hespérico. Las áreas recuadradas corresponden a las de la Figura 2. Los segmentos A, B, C, D, E y F indican la posición de las columnas esquemáticas de la Figura 3

Entre las cuarcitas ordovícicas y los augengneises de La Morcuera aparece una formación, progresivamente más metamórfica hacia el Oeste, de esquistos con cuarcitas y alguna intercalación de samitas feldespáticas y, todavía por debajo, paragneises biotíticos bandeados con capas discontinuas de anfibolitas. HEIM (1952) describe estas anfibolitas al Sur de Paredes y las considera paraderivadas, a partir de calizas dolomíticas, citando incluso la presencia de una capa de 30 cms. de mármol. FEBREL, FUSTER y DE PEDRO (1958) consideran también a estas rocas como paraanfibolitas.

Al Este de Prádena hemos encontrado entre las micacitas una intercalación de un gneis leptinítico de facies microglandular, semejante por su aspecto a algunas de las rocas que se encuentran en el techo de la formación de La Morcuera. Como más adelante veremos, este gneis podría interpretarse como derivado de una roca volcánica ácida.

Esta formación preordovícica, a la que en adelante nos referiremos como "Formación Buitrago" y cuyo espesor puede estimarse entre unos 700 y 1000 metros, está pues constituida por una sucesión metamorfizada de rocas pelíticas y samíticas en menor proporción con intercalaciones de rocas calcáreas y de algún posible nivel volcánico ácido.

La equiparación de las paraanfibolitas con las capas calcáreas del Cámbrico Inferior y la correlación con otros sectores de la Península nos hacen dar a esta formación en conjunto una edad cámbrica (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971).

La Formación Buitrago debe ser equivalente a la que, conteniendo capas de calizas fuertemente metamórficas, aflora en El Escorial-Villa del Prado (PEINADO MORENO, 1973). En la región de Avila (CAPOTE y VEGAS, 1968 y CAPOTE, 1972) parte de estas formaciones con calizas aparecen en zonas de menor intensidad metamórfica, mostrando entonces una facies muy similar a la del Cámbrico Inferior del centro de la Península. Dicha facies es semejante a la de las formaciones cámbricas de Salamanca en las que GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972) han encontrado fauna de Trilobites del Cámbrico Inferior. Por todo ello pensamos que en la Formación Buitrago se incluye el Cámbrico Inferior.

Como puede verse en el esquema de la figura 1, los esquistos y paragneises bandeados afloran desde el meridiano de Canencia hacia el Este, hasta las cuarcitas ordovícicas. Se encuentran únicamente interrumpidos por tres pequeños afloramientos de la formación inferior augengneísica, el grueso de la cual, y distribuido en otros tres afloramientos de mayores dimensiones, aparece al Oeste del citado meridiano de Canencia.

La formación de La Morcuera está constituida en su mayor parte por *gneises ocelares gruesos* (augengneises), con megacristales de feldespato potásico de hasta 8-10 cms. englobados en una mesostasia cuarzofeldespática y con foliación marcada por bandas irregulares micáceas. (Para una descripción más detallada ver FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1971). Los fenocristales varían de subidiomorfos a redondeados y siempre están rodeados por la foliación, con sombras de presión desarrolladas y, a veces, huellas claras de tectonización. Como indicábamos en 1971, consideramos a la mayor parte de estos megacristales feldespáticos heredados.

Dentro de los augengneises se encuentran escasas intercalaciones decimétricas de otros gneises de grano fino y de textura granoblástica.

En el extremo sudoccidental de nuestra zona de estudio (Fig. 2) aparecen tres afloramientos de gneises bandeados entre los augengneises. Los dos meridionales están formados por gneises de caracteres similares a los que se sitúan por encima de la formación glandular, encontrándose incluso en ellos intercalaciones de anfibolitas. El afloramiento más sententrional está cons-

tituido por unos gneises bandeados finos, muy oscuros y esquistosos, con grandes cristales de biotita y otros esqueléticos de granate destacando sobre los demás, y sin anfibolitas. Pensamos que su localización obedece a causas estructurales, correspondiendo a sinclinales, como los de La Morcuera y Los Hoyos.

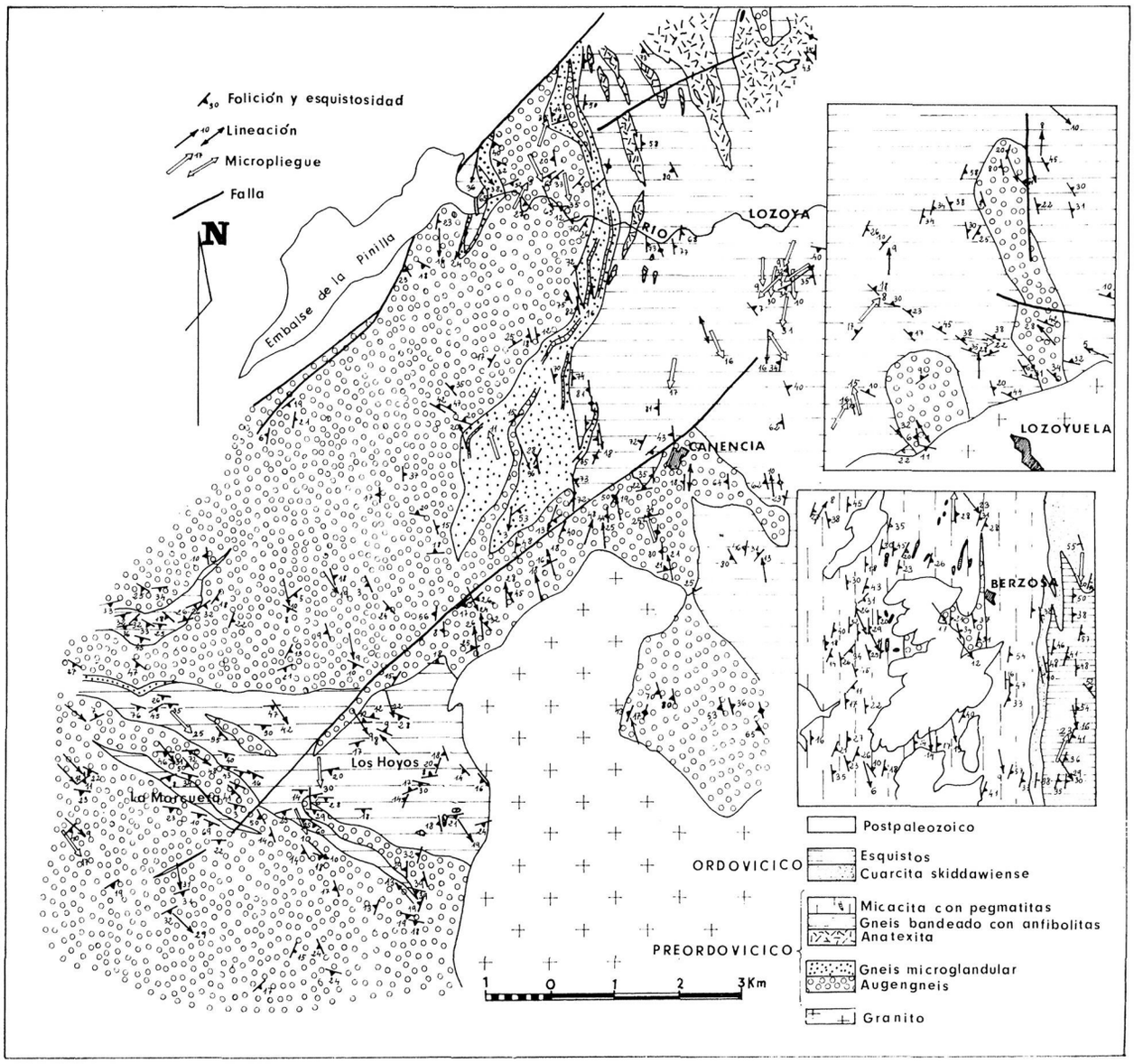


FIG. 2

Mapa geológico de los afloramientos de Gneises de La Morcuera estudiados

Puede afirmarse que la potencia de la formación macroglandular, aun cuando no pueda establecerse en su totalidad por no llegarse a ver nunca otra inferior, supera los 1000 metros.

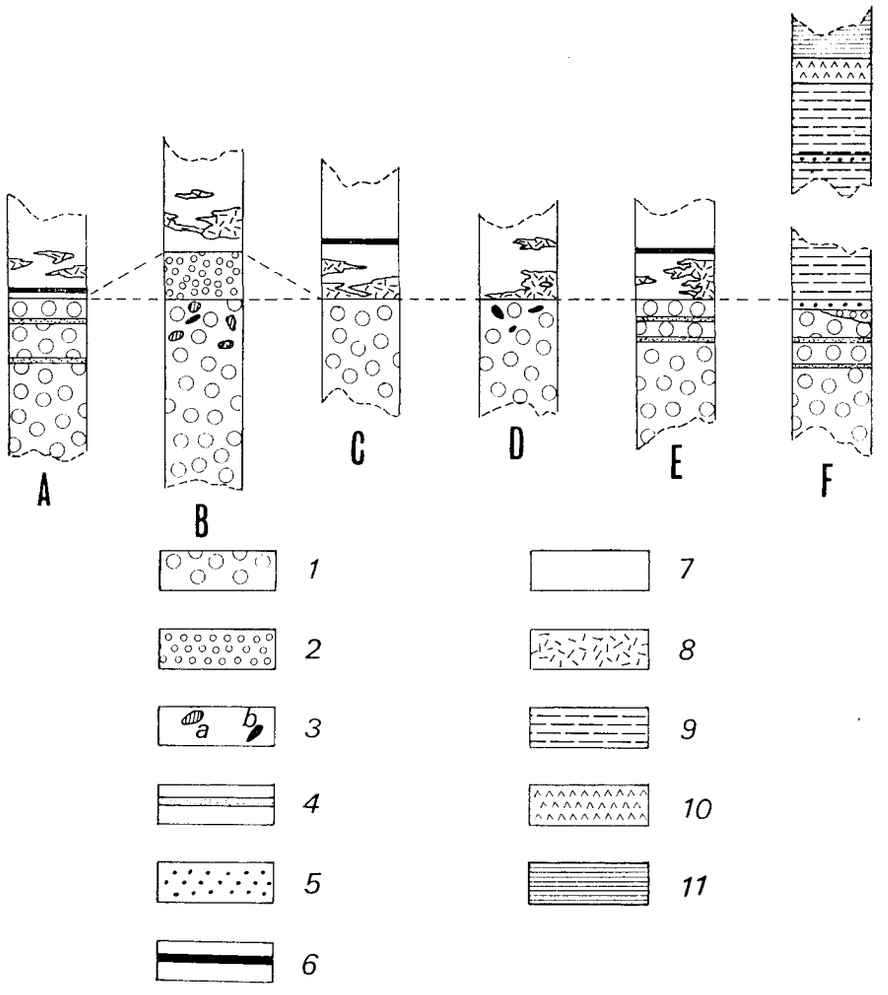


FIG. 3

Columnas estratigráficas esquemáticas mostrando los elementos más destacables de los Gneises de La Morcuera, así como sus relaciones con las formaciones que se le superponen. 1, *augengneis grueso.* 2, *alternancia de gneis microglandular, gneis bandeado y algo de augengneis grueso.* 3, *enclaves dentro de los augengneises*; a, *samitas feldespáticas*; b, *mesócratos.* 4, *intercalaciones granoblásticas.* 5, *gneises leptiníticos microglandulares.* 6, *anfibolitas.* 7, *paragneises bandeados.* 8, *anatexitas.* 9, *serie fundamentalmente esquistosa.* 10, *cuarcita skiddawiense.* 11, *esquistos azulados del Ordovícico Medio. La situación de las columnas se indica en la Figura 1*

Un hecho que interesa destacar, con vistas a su posterior interpretación, es el haber hallado enclaves dentro de los augengneises, enclaves que son de dos tipos principales: Mesócratos y de samitas feldespáticas. Los primeros están constituidos por una roca oscura, fina, bastante micácea, compuesta fundamentalmente por cuarzo y biotita y con marcada esquistosidad de flujo. Han sido vistos hasta el momento al SE de Navarredonda y en el pequeño afloramiento situado al Oeste de Lozoyuela (Figs. 2 y 3). Son de forma ovalada o redondeada y están aplanados según la foliación del gneis.

Sus dimensiones según este plano oscilan entre varios centímetros y 2 dms. (Fig. 4).



FIG. 4

Aspecto, en el afloramiento, de los enclaves mesócratos en los augengneises de la Formación de La Morcuera. Junto al Km. 5,300 de la carretera de Gargantilla del Lozoya a San Mamés

El segundo tipo de enclaves se caracteriza por poseer, además de cuarzo y biotita, cristales equigranulares de plagioclasa de pequeño tamaño. Presentan una esquistosidad que a veces aparece cruzada respecto a la foliación del gneis encajante. Se han encontrado junto al río Lozoya, cerca de 1 km. aguas abajo de la presa de La Pinilla.

Sobre la formación ocelar gruesa y flanqueándola por el Este (Figs. 2 y 3) existe una banda, de unos 8 ó 9 kms. de largo, en la que aparece una formación compleja constituida fundamentalmente por gneises microglandulares, gneises bandeados migmatíticos y alguna hilada de gneis macroglandular. Los *gneises bandeados* son en todo semejantes a los de la formación superior. Los *microglandulares* se caracterizan por poseer, destacando sobre la matriz de grano muy fino, glándulas monominerales de cuarzo y de feldespato cuyo tamaño varía, por término medio, entre unos milímetros y 1 cm.

La formación microglandular debe tener una potencia del orden de unos 200 metros. No puede precisarse este espesor debido a que, como en el

resto de la serie, aparecen señales de gran estiramiento según la foliación, la cual, además, está fuertemente plegada.

En los gneises de facies microglandular las glándulas no son sólo de feldespato potásico, como ocurre en los ocelares gruesos normalmente, sino que las hay también de plagioclasa y de cuarzo. Todos estos cristales, según revela el análisis microtextural, son anteriores a la primera foliación visible, puesto que ésta los rodea, existen sombras de presión, muestran señales de tectonización y no aparecen restos de otra esquistosidad o foliación dentro de ella. Estos datos texturales nos llevan a pensar que se trata de cristales premetamórficos heredados. Algunos de los cristales de cuarzo muestran incluso, perfectamente visibles, golfos de corrosión (Fig. 5) y pueden ser interpretados como cristales magmáticos, probablemente volcánicos.

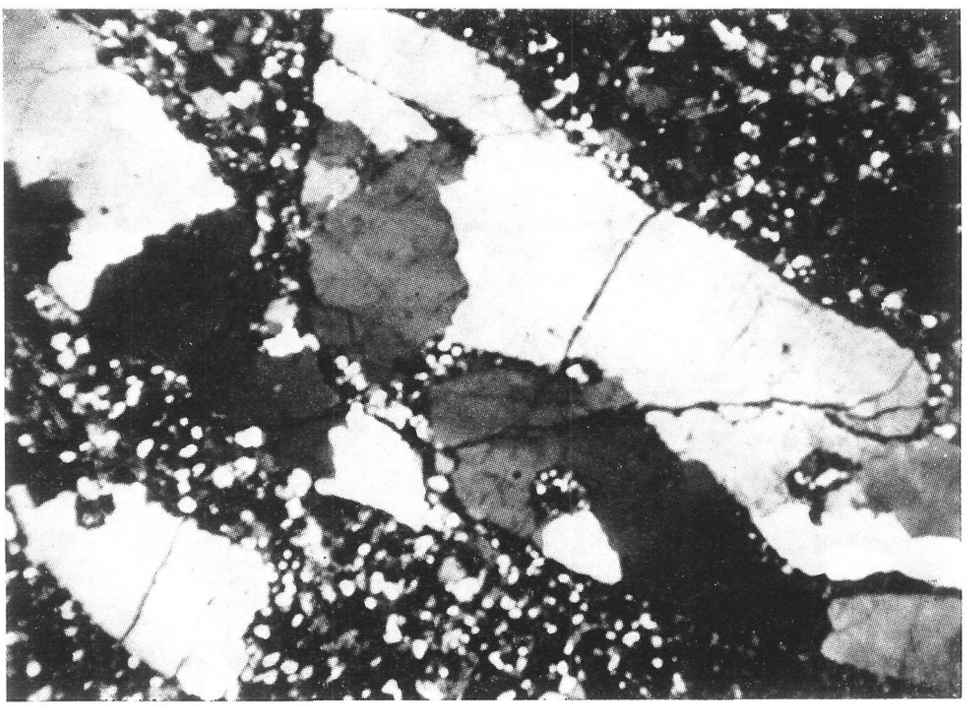


FIG. 5

Cristales proterógenos de cuarzo con huellas de tectonización y golfos y pozos de corrosión magmática. Gneis microglandular, al Sur de la carretera de Lozoyuela a El Paular, a la altura del Km. 12

El estudio microscópico pone de manifiesto que, desde el punto de vista mineralógico, los distintos tipos de gneis de la formación poseen, en proporciones algo variables de uno a otro, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita como minerales principales. Esta composición mineralógica se encuentra en todos los afloramientos de augengneises ex-

cepto en el más oriental, en el que aparece moscovita y no se encuentra sillimanita. En los afloramientos más extensos del Oeste los gneises poseen, además, cordierita, en general bastante pinnitizada. Como minerales accesorios tienen apatito, circón, turmalina y opacos principalmente.

Tanto la formación de La Morcuera como la de paragneises bandeados que se le superpone están, en sus partes más profundas, afectadas por una fuerte migmatización, apareciendo ampliamente difundidas las facies embrechíticas y epibolíticas, con leucosomas de carácter pegmatítico y granítico. Son también frecuentes las masas anatexíticas de carácter leucócrato, las cuales forman cuerpos de dimensiones considerables, como puede apreciarse en la figura 2.

CARACTERES TECTONICOS

Todas las formaciones de este sector se encuentran afectadas por una tectónica compleja de edad hercínica. La deformación se realizó en varias fases superpuestas de plegamiento, las cuales generaron diversas familias de micro y macroestructuras. Dichas fases son de edad postdevónico inferior y preestefanienses, dado que en la región oriental del Sistema Central las últimas capas afectadas por ellas son los Esquistos y Calizas de Cercadillo del Devónico Inferior (BULTYNCK y SOERS, 1971; CARLS, 1969; SOERS, 1972), mientras que las más antiguas capas postorogénicas, atribuidas al Estefaniense, son unas series detríticas con carbón que afloran en Retiendas y Tamajón (PÉREZ COSSIO, 1920; DE LA CONCHA, 1962).

La formación que estudiamos se deformó según mecanismos y estilos propios del nivel estructural inferior. Salvo en el afloramiento más oriental, situado ya en la parte más externa del complejo de migmatitas, con sólo migmatitas heterogéneas (leucosomas pegmatoides aislados en el paleosoma) y por encima de la isograda de la sillimanita, en los demás afloramientos de los Gneises de La Morcuera el fuerte metamorfismo y migmatización acompañante provocaron que la resistencia a la deformación fuera muy baja, por lo que ésta es principalmente de tipo fluidal.

En las áreas donde la formación de La Morcuera aflora bajo la isograda de la sillimanita, es decir, en los afloramientos de Lozoyuela y en los del Oeste, el elemento microtectónico más importante es la foliación, que afecta a todas las rocas. Está marcada por la presencia de bandas claras granudas cuarzofeldespáticas alternantes con otras más ricas en biotita y sillimanita.

En los cristales anteriores a la foliación, rodeados siempre por ella y con sombras de presión, se aprecian abundantes señales de deformación mecánica: aplastamiento, microfisuración, extinción ondulante en el cuarzo, per-

titización según bandas orientadas en el feldespato potásico, etc. Estos hechos indican un aplastamiento generalizado perpendicularmente al plano de foliación y un estiramiento según una dirección dentro del mismo.

Esta deformación penetrante es contemporánea con el proceso metamórfico aunque cesó antes que él, dado que se reconocen recristalizaciones posteriores incluso a los pliegues que afectan a la foliación.

La posición de esta foliación es variable como resultado, por una parte, del carácter inhomogéneo de la deformación en estas zonas profundas, realizada con un mecanismo de flujo, y debido por otra al efecto de plegamientos posteriores. En la figura 6A, la foliación lleva una posición media de 114°-20° S, pero hacia el Norte gira en un amplio periclinal y adopta una disposición general submeridiana, a la vez que se extienden los polos (Fi-

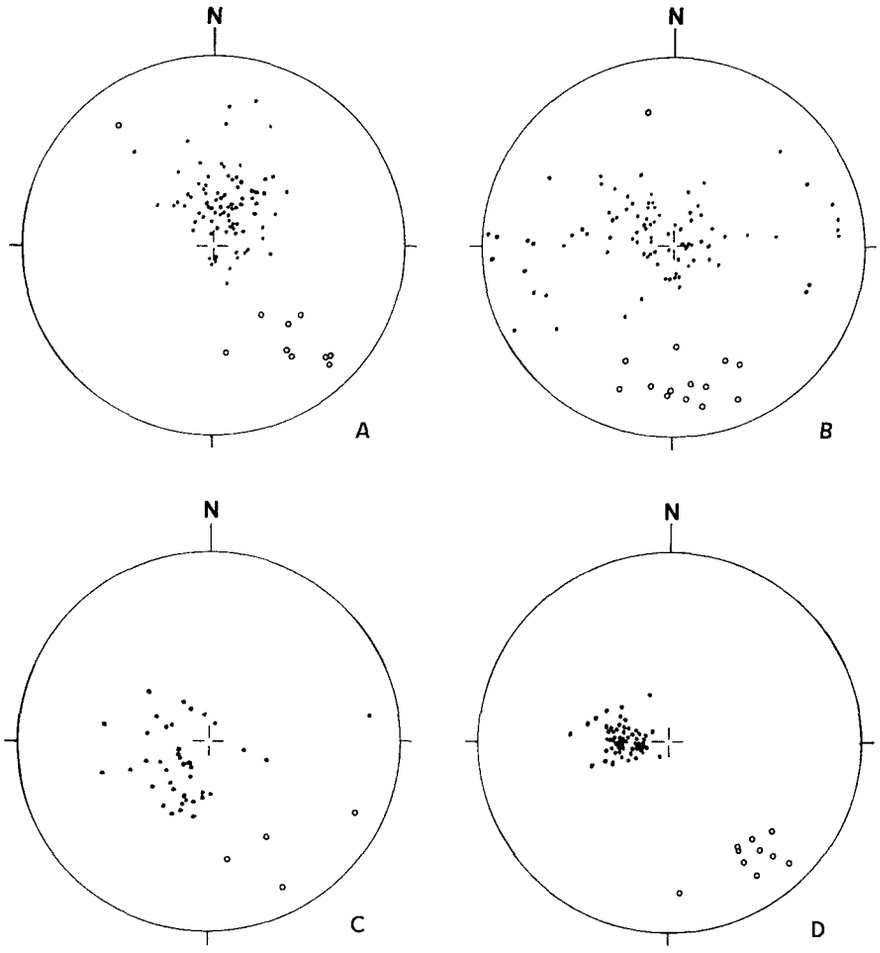


FIG. 6

Diagramas estereográficos indicando la posición de la foliación y lineaciones en distintos sectores del área estudiada. A, *afloramientos occidentales, al Sur del sinclinal de gneis bandeado de Los Hoyos.* B, *afloramientos occidentales al Norte del mismo sinclinal.* C, *afloramientos de las inmediaciones de Lozoyuela.* D, *afloramiento de Berzosa.* Puntos, *polos de foliación.* Círculos abiertos, *lineación*

gura 6B) según una corona, la cual muestra claramente los efectos de un plegamiento posterior a la foliación dominante. Las lineaciones minerales varían sólo ligeramente de posición. En las inmediaciones de Lozoyuela la foliación buza hacia el NE (Fig. 6C) y, como en la parte más occidental ya mencionada, se muestra claramente plegada.

Se reconocen dos tipos fundamentales de micropliegues, pertenecientes a fases postfoliación principal, puesto que ambos afectan a ésta. Unos tienden a ser isoclinales, con plano axial acostado en general y direcciones cambiantes. La dirección de alargamiento de las lineaciones minerales visibles parece coincidir con la de estos micropliegues (ver figura 2).

El segundo tipo de micropliegues presenta su plano axial más erguido que los anteriores e inclinado hacia el Este. Su geometría varía desde kink-folds asimétricos a pliegues abiertos con zona de charnela suavemente curvada. Poseen dirección submeridiana.

En lo que a las macroestructuras se refiere, ninguna de las cartografiadas puede atribuirse a la fase que generó la foliación, puesto que ésta siempre gira en los periclinales. En cambio, se reconocen diversas sinformas y antiformas cuya posición y geometría parece coincidir con las fases que generaron los dos tipos de micropliegues descritos.

En el afloramiento de augengneises de Berzosa la deformación, realizada principalmente por aplastamiento, es más homogénea y la dispersión de los polos de foliación y lineaciones es menor (Fig. 6D). No sólo se reconoce una foliación dominante que buza al Este y está plegada, sino que se aprecia la existencia de otra foliación. Ambas son visibles dentro de los augengneises al SW de Berzosa. La primera es más tendida que la segunda y ambas se encuentran más hacia el Este tanto en los materiales preordovícicos como en los esquistos ordovícicos, marcadas como esquistosidad de flujo y esquistosidad de crenulación (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970).

No es objeto de este trabajo la determinación de las relaciones exactas que existen entre las esquistosidades y micropliegues de estos niveles menos metamórficos y la foliación y micropliegues de las zonas más profundas, puesto que el estudio tectónico de este área constituye el objeto de nuestra tesis doctoral de próxima presentación, pero queremos hacer destacar el hecho de que las deformaciones descritas que observamos en los augengneises de La Morcuera son las mismas que se encuentran en el resto de las formaciones preordovícicas y en las ordovícicas de más al Este. Todas ellas en conjunto han sido igualmente afectadas por la orogenia hercínica, no encontrándose restos de deformaciones anteriores en los augengneises. Las variaciones que pueden apreciarse en el estilo de las estructuras corresponden únicamente a variación del tipo de la deformación, el cual, hacia el Oeste, pasa a ser el propio de las zonas profundas. Los Gneises de La Mor-

cuera, pues, forman parte de la infraestructura hercínica y se encuentran deformados solidariamente junto con los metasedimentos paleozoicos.

DATOS DE COMPOSICION QUIMICA

Dados los caracteres expuestos, en la formación de La Morcuera se pueden distinguir dos conjuntos de diferente significado: el inferior, de augengneises, y el superior, en el que se encuentran las facies microglandulares. Este último conjunto puede ser interpretado como una alternancia de rocas pelíticas y otras más feldespáticas con participación volcánica (lavas o tobas ácidas), como demuestra la presencia de cuarzos con huellas de corrosión magmática en los gneises microglandulares. Esta serie volcano-sedimentaria superior se apoya sobre el potente conjunto de augengneises inferiores, pero en muchos casos falta, de tal manera que los gneises ocelares gruesos se ponen directamente en contacto con los paragneises bandeados de la Formación Buitrago.

La morfología, tamaño, distribución homogénea y carácter heredado de los megacristales feldespáticos de los augengneises, así como la presencia de enclaves mesócratos totalmente similares a los que se encuentran en las rocas graníticas, permiten reconocer entre los Gneises de La Morcuera la existencia de ortogneises. Dichos ortogneises derivarían de granitos porfídicos, de indudable edad prehercínica, con enclaves.

Aunque sería importante la realización de más detallados estudios petrográficos y mineralógicos de estas rocas para comprobar su posible origen ortoderivado, hemos tratado por nuestra parte de averiguar si su composición química es compatible con dicho origen. Hemos realizado varios análisis químicos tanto de los posibles ortogneises como de los paragneises bandeados y otros tipos de rocas, para compararlos entre ellos y con los resultados de GUITARD (1970) respecto a la separación entre rocas de origen granítico y rocas paraderivadas. Según este autor, la línea G-D señalada sobre el diagrama de la figura 7 separa, a la izquierda, el dominio de las rocas graníticas del de las no graníticas, que se sitúa a la derecha.

A partir de los porcentajes en peso de óxidos obtenidos en los análisis químicos que se presentan en la Tabla I, hemos calculado los índices Si, Fe+Mg+Mn, Na+K+Ca y proyectado sobre el diagrama triangular de GUITARD (Fig. 7). Según puede apreciarse, todos los gneises bandeados (5, 6 y 8) se proyectan dentro del campo de los paragneises. Los macroglandulares 1, 2, 10 y 11 caen en el dominio de las rocas graníticas, excepto el 7, que lo hace en el de las no graníticas. Los gneises microglandulares se sitúan bien a la derecha (3) bien a la izquierda (9) del límite G-D, al igual que

TABLA I

Oxidos	PORCENTAJES EN PESO											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	74,26	70,80	66,48	77,37	66,64	66,36	69,06	59,54	75,86	69,20	72,94	76,04
Al_2O_3	13,00	15,02	16,51	11,16	15,98	16,91	16.14	19,12	12,03	16,00	14,83	13,48
Fe_2O_3	1,24	1,28	1,54	0,93	1,28	3,32	1,57	1,75	0,56	1,62	1,84	1,60
FeO	1,42	1,98	3,55	1,44	4,22	2,13	2,43	6,41	1,71	1,27	0,42	0,27
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,11	0,04	0,16	0,00	0,00	0,06	0,07
MgO	0,22	0,10	1,32	0,00	1,78	1,42	1,22	2,38	0,11	0,53	0,03	0,00
CaO	0,00	0,12	0,98	0,00	0,90	1,06	0,80	0,51	0,06	0,52	0,15	0,00
Na_2O	2,68	3,04	2,91	2,21	2,74	3,18	2,78	1,97	3,75	3,01	2,75	3,00
K_2O	4,57	5,34	3,60	5,53	4,26	3,42	3,61	3,88	4,54	5,02	4,72	4,53
TiO_2	0,14	0,22	0,32	0,12	0,46	0,40	0,28	0,64	0,08	0,18	0,07	0,00
P_2O_5	0,23	0,22	0,20	0,13	0,12	0,09	0,01	0,15	0,11	0,24	0,16	0,13
H_2O+	2,11	1,88	2,46	1,09	1,41	1,54	2,00	2,79	0,87	2,37	1,89	0,79
$H_2O—$	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,02	0,00	0,11	0,06

1 y 2. Augengneises de los Altos de La Morcuera.
3. Gneis microglandular, Sur del Km. 12 de la carretera Lozoyuela-El Paular.
4. Gneis granoblástico de los Altos de La Morcuera.
5, 6 y 8. Gneises bandeados de la Formación Buitrago.
7. Augengneis de El Picazuelo (NE de Lozoyuela).
9. Gneis microglandular de Berzosa.
10. Augengneis de Berzosa.
11. Augengneis del Oeste de Lozoyuela.
12. Gneis leptinítico intercalado en la Formación Buitrago, al Este de Prádena del Rincón.

ocurre con el gneis leptinítico 12. Por último, el gneis granoblástico (4) se proyecta también dentro del dominio de las rocas ortoderivadas.

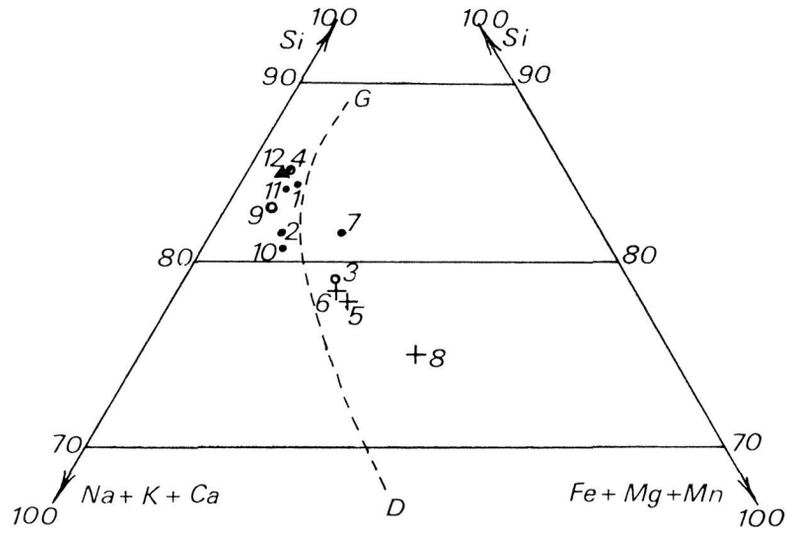


FIG. 7

Diagrama Si, Na+K+Ca, Fe+Mg+Mn. La curva a trazos (G-D) separa el dominio de los granitos (a la izquierda) del dominio de las rocas no graníticas (a la derecha). Puntos, gneises microglandulares. Círculos abiertos, augengneises gruesos. Círculos abiertos con punto central, gneises granoblásticos. Triángulos, gneises leptiníticos. Cruces, gneises bandeados

Como según GUITARD las rocas de composición arcósica pueden pasar a la derecha de la línea G-D, mientras que las riolitas pueden desbordarla hacia la izquierda, los resultados de los análisis químicos están de acuerdo con nuestra idea de un origen híbrido, volcanosedimentario, para la formación microglandular.

En lo que a los gneises ocelares gruesos se refiere los resultados confirman también la participación de rocas ígneas graníticas que habíamos supuesto en la formación inferior de La Morcuera. La determinación de la cuantía de dicha participación deberá obtenerse a partir de un más exhaustivo estudio geoquímico de la formación. Como parece indicar el resultado del análisis 7, dentro del conjunto inferior existen también rocas paraderivadas. Puede tratarse de un nivel que provenga directamente de la alteración in situ de un granito porfídico o bien de una toba con mayor o menor participación sedimentaria.

El resultado obtenido para el gneis granoblástico y el gneis leptinítico podría explicarse suponiendo que el primero derivase de un dique de com-

posición aplítica encajado dentro del granito porfídico del que proceden los augengneises y que el gneis leptinítico, al igual que alguno de los gneises microglandulares, fuera de origen riolítico.

INTERPRETACION Y CONCLUSIONES

Parece quedar claro, dados los caracteres petrográficos y de composición química, que dentro de la formación que denominamos Gneises de La Morcuera existen representados unos ortogneises derivados de granitos porfídicos con algunos enclaves y diques aplíticos. Como ya hemos mencionado, para una interpretación más precisa serían necesarios, además de una mayor cantidad de datos geoquímicos y petrográficos (para ver si toda la serie augengneísica proviene de estos granitos o si, por el contrario, se trata sólo de afloramientos aislados dentro del resto de la formación), datos de determinación de edad absoluta de dichos ortogneises.

En efecto, aunque la homogeneidad petrográfica de los augengneises parece avalar un idéntico origen para todo el conjunto, debemos volver a destacar que uno de los análisis de augengneises cae en el dominio no granítico.

Si todos los augengneises de La Morcuera son granitos y parte de sus productos de erosión poco transportados, resulta de primera importancia para su interpretación el hecho de que se superponga sobre ellos el tramo de gneises microglandulares en algunos afloramientos.

Fuera de este área, en el macizo de El Vellón (BABIN VICH, 1970), se encuentra esta misma disposición: Sobre un complejo de augengneises muy migmatizados, en el que hemos encontrado también enclaves mesócratos microgranudos, se apoya una formación microglandular de facies similar a la descrita por nosotros. Parece, pues, que a los viejos granitos porfídicos les recubría, de manera discontinua dado que hay afloramientos donde no los hemos encontrado, una formación volcanosedimentaria. La interpretación de esta disposición puede ser similar a la que GUITARD (1970) da para los gneises G_2 del Canigou, en el Pirineo.

En la región de Buitrago los Augengneises de La Morcuera representarían un basamento precámbrico constituido por granitos porfídicos con diques aplíticos y el tramo con gneis microglandular la envuelta de sus productos de erosión, acompañada por rocas volcánicas ácidas, tobas principalmente. La Formación Buitrago representaría a los sedimentos cámbricos con los que aquí se inicia la deposición de la pila sedimentaria hercínica.

Faltan las formaciones pelítico arenosas del Precámbrico Superior que se encuentran en las ramas Nord-Ibérica (domo de Lugo, anticlinal del Narcea) y Sud-Ibérica (anticlinal de Valdelacasa, anticlinal de Trujillo), por lo

que se ha de admitir que dicho zócalo constituiría un umbral, el cual probablemente se prolongó hacia el NW, hasta Galicia (BARD et al., 1972; PARGA y VEGAS, 1971).

La ausencia de vulcanismo básico en las restantes formaciones paleozoicas del Sistema Central está de acuerdo con este carácter siálico de la corteza sobre la que se apoya la sedimentación hercínica en este sector.

Otra interpretación alternativa se puede discutir en el supuesto de que no toda la formación de augengneises fuera derivada de granitos. Dichos granitos podrían ser intrusiones dentro de un complejo de lavas y tobas porfídicas gruesas, del cual derivarían los restantes augengneises (que se proyectarían en el campo de los paragneises, mientras que los derivados de las intrusiones graníticas caerían en el dominio de los granitos), recubierto por tobas finas y sedimentos. En este caso, las intrusiones graníticas podían no estar sólo confinadas al complejo volcánico sedimentario, sino que podrían haber intruido en los sedimentos de los que deriva la Formación Buitrago. Ya en 1970 (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE) suponíamos que el augengneis del Oeste de Lozoyuela podía ser un granito prehercínico intruido entre las rocas cámbricas. Esto explicaría la ausencia de los gneises microglandulares entre los augengneises y los paragneises bandeados en algunos afloramientos. Esta disposición premetamórfica del complejo del que derivan los Gneises de La Morcuera es similar a la que se encuentra en los arcos islas volcánicos (MITCHELL y READING, 1971), esto es, un complejo lávico de base, una corteza piroclástica y de productos de erosión y una serie de intrusiones graníticas posteriores. Dado que los augengneises se prolongan según una banda hasta Galicia, dicha banda podría representar el arco isla, el cual sería de edad precámbrica por ser recubierto posteriormente por el Cámbrico.

En el estado actual de conocimientos nos inclinamos por la primera solución, es decir, la del zócalo granítico, si bien no descartamos la existencia de intrusiones prehercínicas posteriores que alcanzarían hasta la Formación Buitrago.

En cualquier caso, los granitos porfídicos de la Formación de La Morcuera están deformados por los plegamientos hercínicos, e incluidos en la infraestructura migmatítica de este sector de la cadena hercínica.

BIBLIOGRAFIA

ANTHONIOZ, P. M. y FERRAGNE, A. (1969): *Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations oeillées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique*. C. R. Acad. Sc. Paris, 269, 136-141.

BABIN VICH, R. (1971): *Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 69, 5-27, Madrid.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970): *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Central).* C. R. Acad. Sc. Paris, 270, 2630-2633.

— (1971): *La structure de la chaîne hercynienne de la Méséta Ibérique: Comparaison avec les segments voisins.* "Histoire structurale du Golfe de Gascogne". Pub. Inst. Fr. Petr., 22, 1, 14.1-14.68.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1972): *Le Précambrien de la Méséta Ibérique.* Notes M. Serv. géol. Maroc., 236, 315-335.

BISCHOFF, L. (1972): *Das variszische Orogen des Kastilischen Hauptscheidegebirges (Zentralspanien). III Regionale Geologie.* Zbl. Geol. Palaönt., I (9/10), 708-746. Stuttgart.

BULTYNCK, P. y SOERS, S. E. (1971): *Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Première partie: stratigraphie et tectonique.* Bull. Inst. R. Sc. Nat. Belg., 47 (1), 1.22. Bruxelles.

CAPOTE, R. (1972): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila.* Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 289 pgs.

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1971): *Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos Albos-La Cañada (prov. de Avila).* Com. Pres. I Centenario R. Soc. Española Hist. Nat. Madrid.

CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968): *El Paleozoico de los alrededores de Avila.* Est. Geol., 24, 181-189. Madrid.

CARANDELL, J. (1914): *Las calizas cristalinas del Guadarrama.* Trab. Mus. Nac. C. Nat. Serv. Geol., 8, 69 pgs., Madrid.

CARLS, P. (1969): *Zur Einstufung des Devon der östlichen Guadarrama (Spanien).* Senck. leth., 50 (1), 67-79, Frankfurt.

DE LA CONCHA, S. (1962): *Explicación de la hoja n.º 485, Valdepeñas de la Sierra (Madrid-Guadalajara).* Inst. Geol. y Min. de Esp., Madrid.

FEBREL, T.; FUSTER, J. M. y DE PEDRO, F. (1958): *Explicación de la hoja n.º 484, Buitrago de Lozoya (Madrid-Segovia).* Inst. Geol. y Min. de Esp., Madrid.

FERNÁNDEZ CASALS, M. J. y CAPOTE, R. (1970): *La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya.* Bol. Geol. y Min., 81 (6), 562-568, Madrid.

— (1971): *Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental.* Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 60 (1), 69-80, Madrid.

FONTEILLES, M. y GUITARD, G. (1964): *L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées.* C. R. Acad. Sc. Paris., 258, 4299-4302.

FUSTER, J. M. y FEBREL, T. (1959): *Explicación de la hoja n.º 509, Torrelaguna (Madrid).* Inst. Geol. y Min. de Esp., Madrid.

FUSTER, J. M. y GARCÍA CACHO, L. (1970): *Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español).* Est. Geol., 26, 327-329, Madrid.

GARCÍA CACHO, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español.* Tesis. Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 319 pgs.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico Inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central).* Stvd. Geol., 3, 33-41, Salamanca.

GUITARD, G. (1970): *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales).* Mém. B. R. G. M., 63, 350 pgs. Paris.

HEIM, R.C. (1952): *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama.* Tesis Univ. Utrecht, 69 pgs.

LOTZE, F. (1956): *Das Präkambrium Spaniens.* N. Jb. Geol. Palaönt., 8, 373-380, Stuttgart.

MACPHERSON, J. (1883): *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos en España.* Anal. Soc. Española Hist. Nat., 12, 341-378, Madrid.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria.* Stvd. Geol., 5, 7-106, Salamanca.

MITCHELL, A. H. y READING, H. G. (1971): *Evolution of Island arcs.* Journ. Geol., 79 (3), 253-284, Chicago.

PARGA PONDAL, J.; MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1964): *Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroide antésilurienne du nord-ouest de l'Espagne.* Not. Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., 76, 119-154, Madrid.

PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1971): *Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula).* Geol. Rundschau, 61 (1), 44-69, Stuttgart.

PEINADO MORENO, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español).* Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 199 pgs.

PÉREZ COSSÍO, L. (1920): *El terreno carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos, en la provincia de Guadalajara.* Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., 1, Madrid.

RIEMER, W. (1966): *Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia.* Not. Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., 81, 7-20, Madrid.

SCHÄFER, G. (1969): *Geologie und Petrographie in östlichen Kastilichen Haupt. Scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien).* Geol Palaönt., 10, 1075, Münster.

SCHRÖDER, E. (1930): *Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien).* Sond. Agh. d. Gess. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys.-Kl., 16 (3), 689-748, Berlin.

SOERS, E. (1972): *Stratigraphie et Géologie Structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale).* Stvd. Geol., 4, 7-94, Salamanca.

SOMMER, W. (1965): *Stratigraphie und Tektonik im östlichen Guadarrama Gebirge (Spanien).* Geol. Palönt., 1, Münster.

WAARD, D. DE (1950): *Palingenetic structures in augengneis of the Sierra de Guadarrama, Spain.* Bull. Com. Geol. Finlande, 150, 23, Helsinki.

(Recibido el 9-I-74)

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (107-121)

EL METAMORFISMO EN EL LIMITE DE LAS PROVINCIAS DE SALAMANCA Y AVILA (NW DE PIEDRAHITA)

R. M. RODRÍGUEZ*
L. LOBATO**

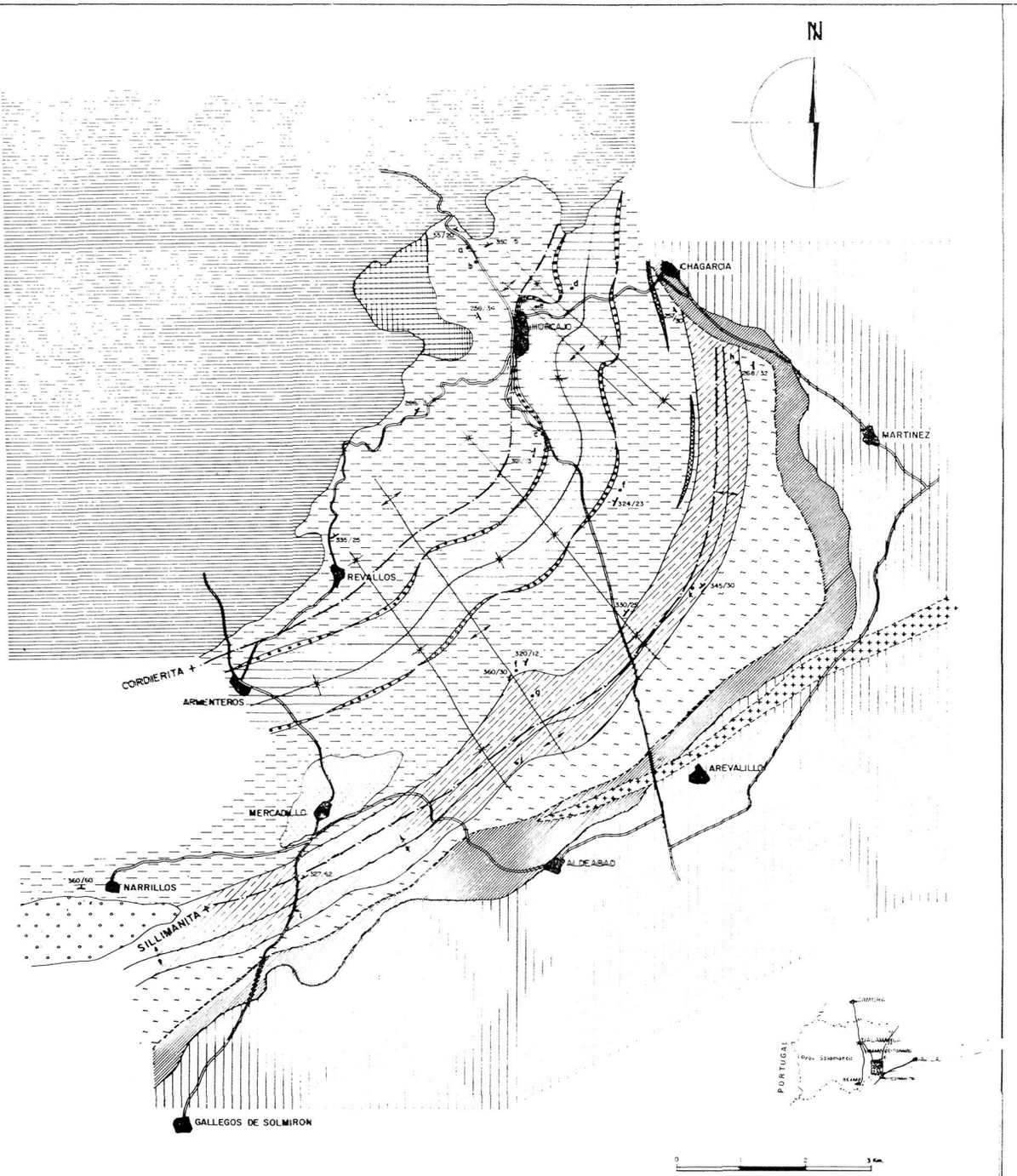
RESUMEN.—Se estudia un afloramiento metamórfico situado entre los materiales detríticos del Terciario de la Meseta Castellana y los granitos de Avila. La zona metamórfica ha sido afectada por las dos primeras fases de deformación hercínicas. Existe un metamorfismo regional de baja presión asociado a la primera fase hercínica y un metamorfismo regional incipiente relacionado con la segunda fase. También se observa una cristalización de minerales metamórficos con anterioridad a la primera fase hercínica.

SUMMARY.—A metamorphic outcrop bounded by Tertiary sedimentary terrains of the Meseta on the N and the Avila granites on the E is studied. The metamorphic terrains have been mainly affected by two phases probably of the Hercynian orogeny, the first and most important one having been accompanied by a low pressure orogenic metamorphism. There is a low grade orogenic metamorphism related to the latter phase. The crystallization of some metamorphic minerals before the occurrence of the first folding phase is remarkable.

INTRODUCCION

Este trabajo se enfoca hacia la Petrología de las formaciones metamórficas situadas en la mitad W de la hoja número 529 (Santa María del Berrocal) del Mapa Nacional a E: 1/50.000. Estos materiales afloran entre el Terciario detrítico de la Meseta por el N y NW, y los granitos, gneises y migmatitas por el E y S. Hacia el SW los gneises y migmatitas constituyen la Sierra de Narrillos, según aparecen indicados en la cartografía realizada por SCHMIDT THOME (1950), o citados en diversos trabajos, entre ellos el de GARCÍA DE FIGUEROLA y J. R. PARGA (1968), pero cuya terminación por el NW y el tránsito hacia otras formaciones metamórficas era desconocido.

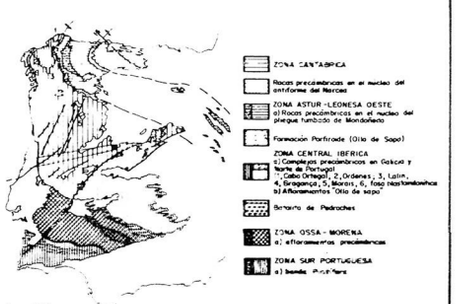
* Dpto. de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.
** Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Oviedo.



ESQUEMA DEL METAMORFISMO EN EL LIMITE DE LAS PROVINCIAS DE SALAMANCA Y AVILA (NW DE PIEDRAHITA)

R.M. Rodriguez — L. Lobato
1.973

- Terciario indiferenciado
- Cuarcita ordovícica ?
- Esquistos claros cuarzo – feldespáticos
- Niveles conglomeráticos
- Micacitas
- Bancos de cuarcita
- Neises
- Migmatitas
- Ortoneis sintectónico
- Granito aplítico
- Zona de contacto
- Granodiorita tardía
- Isograda metamórfica
- Pórfido



DESCRIPCION DE MATERIALES

La cobertera detrítica del Terciario y Cuaternario es de poca potencia en esta zona, aunque hacia el N crece con gran rapidez y posiblemente fosilice algún escarpe bastante grande. Aquí es un reborde sedimentario sobre un basamento poco accidentado que está siendo puesto al descubierto por la erosión actual. Así, es necesario advertir la posibilidad de que existan mínimos afloramientos del basamento dentro del área cartografiada como terciaria y también hay que señalar la existencia de algunos retazos pertenecientes al Terciario y Cuaternario dentro de la zona metamórfica, que no han sido señalados con el objeto de simplificar nuestro esquema de metamorfismo.

Independientemente de esta cobertera se pueden distinguir en el campo tres unidades fundamentales:

a) *Materiales pertenecientes al Complejo Esquistograuwácquico.*—Se encuentran intensamente metamorfizados en gran parte y llegan a formar verdaderas migmatitas.

Existe en esta zona un nivel conglomerático de poca potencia (1, 5-4 m.), muy característico dentro del Complejo. Está formado por cantos de Cuarzo y Feldespato, alargados y de pequeño tamaño (máx. 5 mm. de diámetro por 2-3 cms. de longitud) (Fig. 1). Entre estos cantos se encuentran otros de pi-

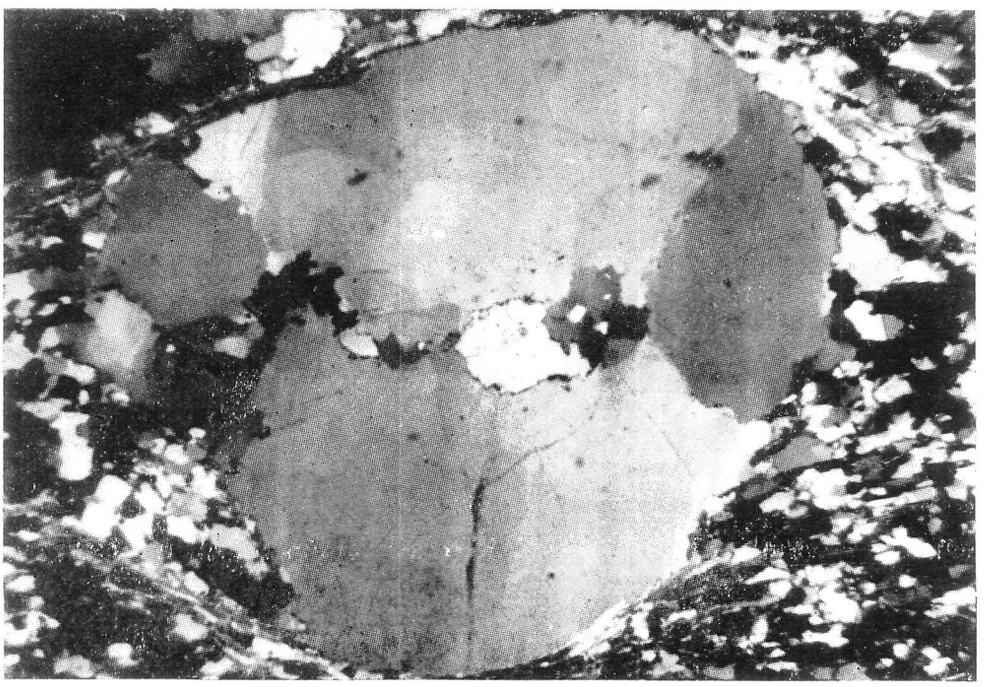


FIG. 1

Canto de cuarzo entre una matriz cuarcítica en la que hay algunas micas de pequeño tamaño. x 33, Nic. X



FIG. 2

Niveles de cantos cuarcíticos separados por otros más finos de composición micácea. x 33, Nic. X

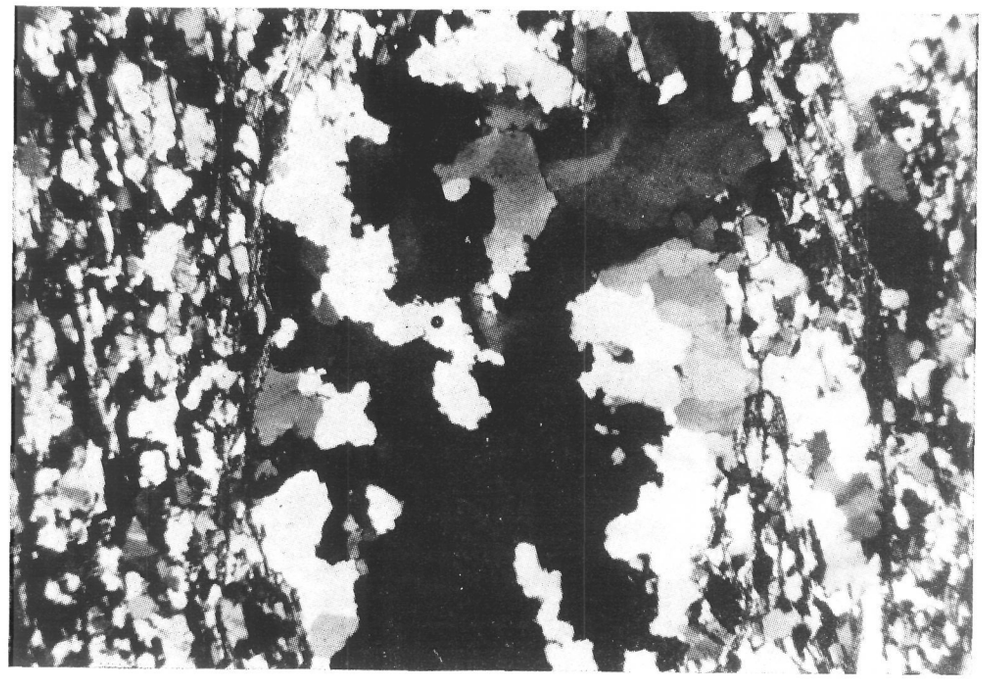


FIG. 3

Niveles de cantos de cuarzo separados por otros más finos de micas. Nótese que el contenido en micas de la matriz aumenta algo respecto a los de las figs. 1 y 2. x 33, Nic. X

zarra mucho más alargados. El conjunto de cantos está incluido en una matriz cuarzosa y suele disponerse en delgados niveles, separados por otros más finos constituidos por micas (Figs. 2 y 3).

Dentro del Complejo Esquistograuwácquico se han citado conglomerados parecidos en muchas partes, tanto en España como en Portugal y algunas veces con dirección no hercínica, como acontece con los relativamente próximos de Fuenteguinaldo, GARCÍA DE FIGUEROLA (1970), y en gran parte, con los presentes en esta zona.

Hacia el techo, estos cantos se hacen aún menores, hasta llegar al tamaño de la matriz, a la vez que la proporción de micas va aumentando.

Sobre este nivel conglomerático aparecen unos esquistos de colores claros, de composición cuarzofeldespática, que presentan algunos niveles finos, ricos en filosilicatos y de color violáceo o algo amarillento. Por debajo se sitúan micacitas impuras de color rojizo.

Hacia el S y el E el Complejo está fuertemente metamorfizado, apareciendo una banda de gneises y migmatitas que se combinan con los gneises de la Sierra de Narrillos.

b) *La cuarcita de Horcajo.*—Aflora formando una elevación de unos 90 m. de altitud sobre el curso actual de las aguas, al W del pueblo de Horcajo Medianero y se sitúa en el núcleo de un sinclinal cuyo eje tiene una dirección NW. Por el NW desaparece bajo el Terciario y por el SE queda colgada sobre las micacitas, presentando en su base niveles erosivos de cantos. Está constituida por bancos de Cuarcita masiva y no ha proporcionado fósiles, pero su aspecto es el típico de los niveles más inferiores de la Cuarcita Armoricana. Esta Cuarcita se sitúa de manera discordante sobre los materiales del Complejo Esquistograuwácquico. Esta discordancia ya ha sido citada por otros autores en zonas más o menos próximas como la de La Rinconada, GARCÍA DE FIGUEROLA y E. MARTÍNEZ-GARCÍA (1972), si bien la discordancia indicada por estos autores se sitúa entre un Cámbrico calizo y el Ordovícico, mientras que aquí no existen calizas.

c) *Materiales graníticos.*—Existen una serie de diques de granito entre las migmatitas que son concordantes con las estructuras. Son granitos leucocráticos con fenocristales de Feldespato K y están evidentemente relacionados con los fenómenos de migmatización.

La Sierra de Narrillos está constituida por un granito orientado según la dirección de flujo impuesta por la esquistosidad S_1 que afecta a toda la zona metamórfica. El flanco N de este granito presenta un contacto completamente normal con dicha zona metamórfica. Se trata de un granito con fenocristales de Feldespato K con orientación muy marcada, de dos micas y con porfidoblastos de Turmalina posteriores a S_1. Teniendo en cuenta que

la esquistosidad de flujo es consecuencia de la primera deformación aparente que afecta la zona y ésta, según se indica más adelante, se incluye en la primera fase hercínica, este granito sería comparable a los granitos gneísicos de OEN ING SOEN (1970), de edad Devónico superior.

En las inmediaciones del pueblo de Mercadillo existe un granito pegmatítico que por su posición y dirección, así como por su composición, parece estar relacionado con unos diques graníticos que se intruyen en los materiales metamórficos situados cerca del Km. 30 de la carretera de Alba de Tormes-Piedrahita, los cuales no han sido cartografiados debido a sus pequeñas dimensiones.

El granito que constituye la mayor masa dentro de nuestro esquema tiene una composición mineralógica a base de plagioclasas, Feldespato K en fenocristales, Cuarzo y Biotita. Se trata pues de una granodiorita y su edad es tectónica tardía o postectónica ya que no presenta orientación alguna. Probablemente se trata del Granito G_4 de OEN ING SOEN (1970) y de CAPDEVILA (1969).

El contacto de este granito con la roca regional tiene lugar dentro de una franja en la que existen gran cantidad de diques graníticos intruidos en la roca metamórfica sin una dirección determinada. Dentro de esta franja, principalmente en sus partes centro y Sur del esquema, existe una intensa fracturación que origina la milonitización de la roca regional (Fig. 4). Al NE del

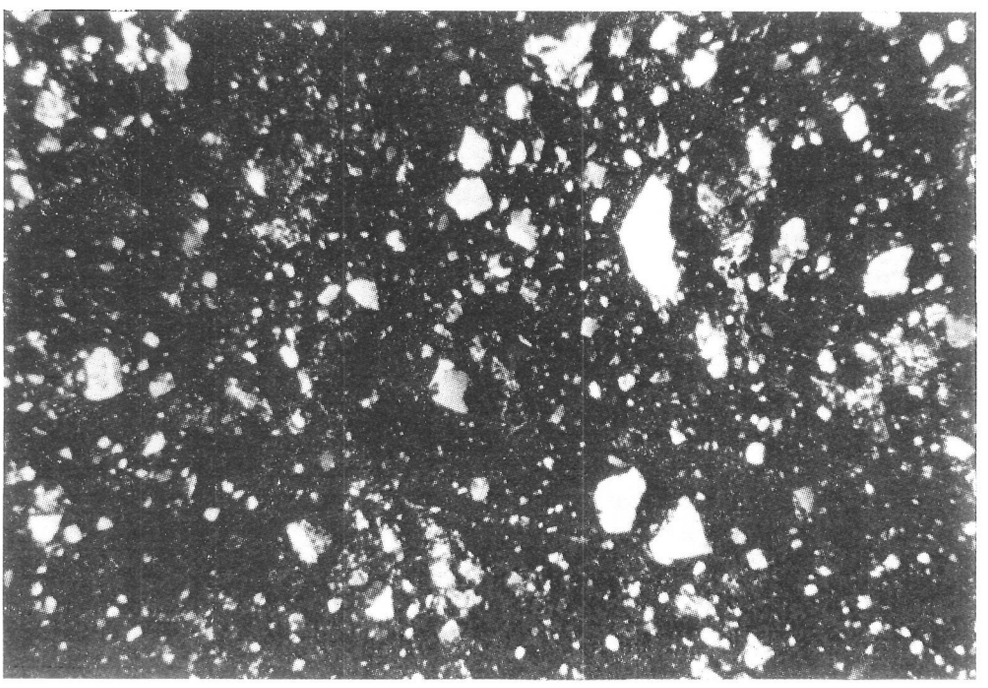


FIG. 4

Milonita situada en la franja de contacto metamórfico-granito. x 33. Nic. X

esquema, el contacto entre la granodiorita y el metamórfico se realiza mediante un dique pegmatítico, con gran abundancia de Turmalina.

Es importante destacar la presencia de un dique porfídico (ver esquema) que forma un resalte en el relieve. Su potencia es de unos 20 m. medida en la carretera de Alba de Tormes-Piedrahita, pero hacia el E se ensancha considerablemente. Contiene gran cantidad de Plagioclasas y en la zona de borde es de grano fino. A pocos metros de distancia hay un dique aplítico relacionado con el anterior. La dirección de ambos es: 60°240° y marcan el contacto del metamórfico y el granito en parte de su recorrido.

DEFORMACIONES

La deformación más antigua observada en los materiales de la zona consiste en grandes pliegues de eje subhorizontal, vergentes hacia el cuadrante SE y asociados a una esquistosidad de flujo (S_1) de plano axial (Fig. 5). Estos pliegues y la esquistosidad han sido deformados posteriormente por lo que su dirección describe un arco convexo hacia el SE, pasando de ser E-W en la parte SW del esquema, para hacerse N-S en la NE. En términos generales, los planos axiales de estos pliegues (y la S_1) son subhorizontales o poco inclinados (buz. menor de 35°) en la parte central del mapa, adquiriendo inclinaciones mayores (máximo de 60°) hacia el SW y NE.

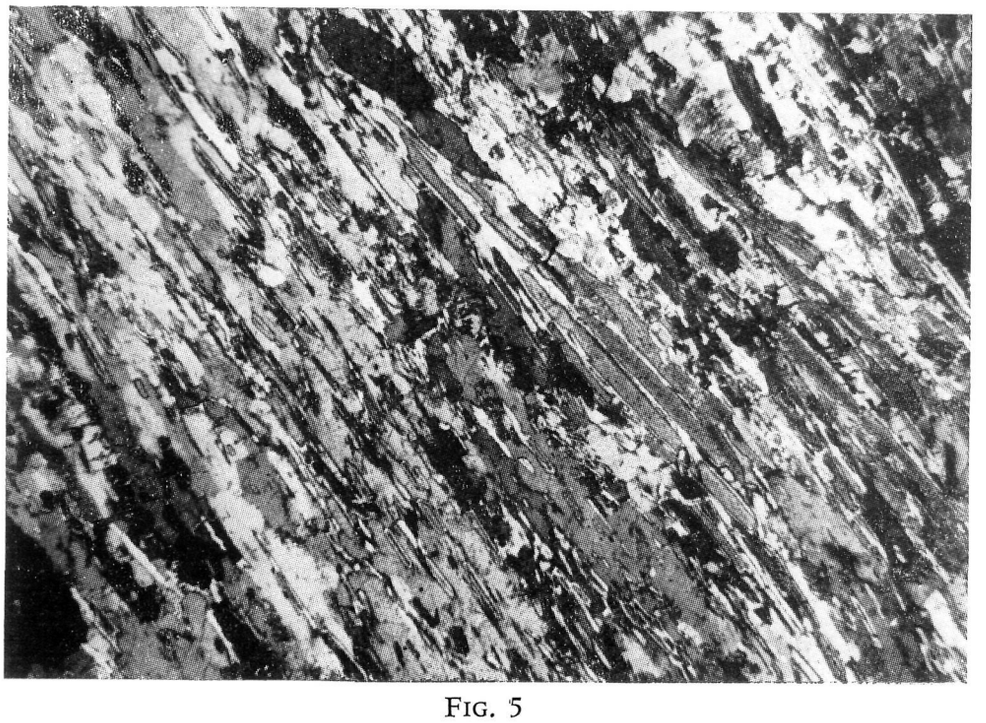


FIG. 5

Orientación de los minerales según la esquistosidad de flujo. x 33. Nic. X

Una segunda deformación se pone de manifiesto por una esquistosidad S_2, subvertical y de dirección aproximada NW-SE. Esta S_2 es, en general, una esquistosidad de crenulación (Fig. 6) y da lugar a un plegamiento de las superficies de estratificación y de S_1 en pliegues cuyos ejes llevan la dirección NW-SE, subhorizontales o ligeramente inclinados hacia el NW, y de planos axiales subverticales con la misma dirección.

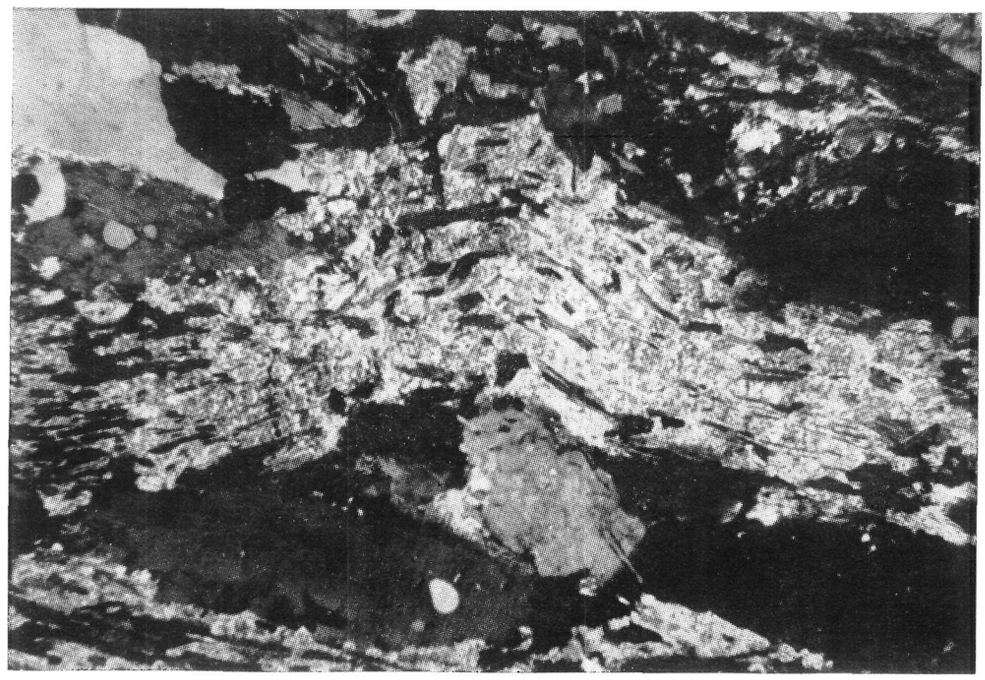


FIG. 6

Micropliegue producido por interferencia de S_1 y S_2. x 33. Nic. X

Asimismo existe una esquistosidad S_3, subvertical y de dirección también aproximadamente NW-SE. El ángulo entre S_2 y S_3 suele ser del orden de 15 ó 20° y la lineación de su intersección con S_1 de 320°. Esta S_3 suele presentarse como una esquistosidad de fractura, aunque a veces y dependiendo de la litología de la roca afectada, presenta características de crenulación. Es posible que S_2 y S_3 sean esquistosidades conjugadas ya que suelen presentarse asociadas. Un estudio más amplio y detallado de microtectónica podría aclarar si efectivamente ambas esquistosidades son conjugadas o si por el contrario S_3 es la respuesta a una nueva fase de deformación.

En algunos afloramientos puede observarse la existencia de Kinkbands subverticales. Sólo es observable localmente y no parece tener la categoría tectónica de una nueva fase de deformación. Por su posición y características parece una deformación conjugada con S_3.

Por tanto, en esta zona se habrían producido dos deformaciones principales, o dos fases de deformación, que llamaremos F_1 y F_2, y una tercera deformación más débil F_3, que consideraremos asociada a F_2.

En cuanto a la edad de estas deformaciones, no nos es posible hacer afirmaciones categóricas por carecer de datos paleontológicos de edad relativa, o radiométricos de edad absoluta de los materiales existentes en la zona. Pero por las características de la F_1, estilo de plegamiento, esquistosidad de flujo y su asociación a un determinado tipo de metamorfismo, etc., nos inclinamos a considerar esta F_1 como la primera fase hercínica, aun cuando en esta zona y particularmente en la mitad N del esquema, la dirección de las estructuras sea anómala respecto a la comúnmente admitida regionalmente para dicha fase.

La segunda fase de deformación hercínica daría lugar a las S_2 y S_3 conjugadas, así como a sus estructuras asociadas.

DATOS DE LABORATORIO

El estudio de un centenar de preparaciones en lámina delgada, tomadas en los puntos con más diferencias petrográficas de la zona, nos ha llevado a la conclusión de que en ella existe un metamorfismo regional relacionado con la primera fase de deformación y un metamorfismo regional de más bajo grado relacionado con la segunda fase de deformación.

Hemos encontrado asociaciones mineralógicas pertenecientes a las facies de los Esquistos Verdes y de las Anfibolitas. Dentro de las facies de los Esquistos Verdes encontramos las subfacies: Cuarzo-Andalucita-Plagioclasas-Clorita. En las facies de las Anfibolitas se han encontrado asociaciones pertenecientes a las subfacies: Andalucita-Cordierita-Moscovita; Silimanita-Cordierita-Ortosa-Almandino.

PETROGRAFIA

Atendiendo a la textura y estructura, así como a la composición de las rocas de la zona, se las puede clasificar como Fillitas, Micacitas y Esquistos de composición grauwacquica, que pasan a gneises y migmatitas en las zonas de metamorfismo más elevado.

Biotita.—Existe una generación de Biotita que se origina como consecuencia del metamorfismo regional. Tiene textura lepidoblástica y se orienta en la dirección de las líneas de flujo de la deformación (Fig. 5). Su génesis respecto al máximo en intensidad del metamorfismo es temprana pues se pre-

senta incluida con cierta orientación en otros minerales sintectónicos. Esta Biotita se flexiona alrededor de los cristales granulares por efecto de la esquistosidad de flujo y quedan en los extremos de éstos sombras de presión (Fig. 7).



FIG. 7

Nódulo de Cordierita pinnitizado. Las líneas de flujo marcadas por la Biotita se flexionan alrededor de dicho nódulo. x 33, Nic. X

En muchas preparaciones se observan efectos de un retrometamorfismo mediante el cual la Biotita se transforma en una mica blanca por pérdida de hierro, originándose así Limonita que amarillea las preparaciones. La transformación más común es aquella en la que la Biotita pasa a Clorita. A veces esta transformación es total y sólo en el caso de que la Clorita contenga agujas de Rutilo se puede reconocer su precedencia de la Biotita.

Hay otra generación de Biotita posterior y desligada de la primera deformación. Dicha Biotita es muy oscura, tiene una orientación diferente de la primera Biotita (Fig. 8) y se formaría por efecto del metamorfismo posterior, más débil.

Cordierita.—Se presenta en nódulos que aparecen rodeados de micas orientadas. Estos nódulos están con frecuencia pinnitizados. Esta Cordierita se habría formado con anterioridad al metamorfismo regional (Fig. 7).

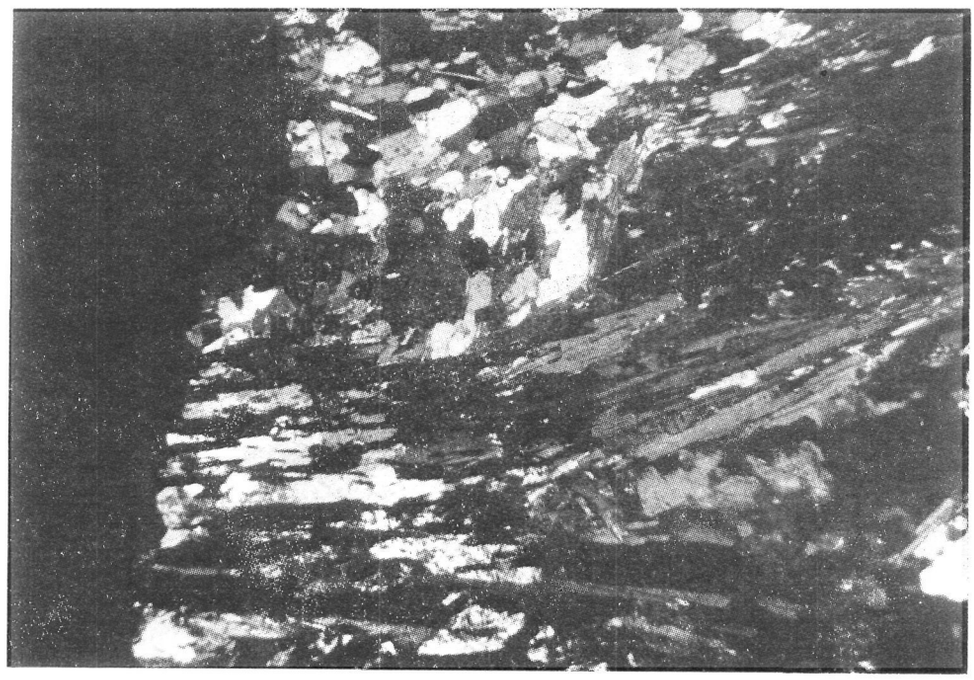


FIG. 8

Biotita alargada, orientada según la esquistosidad de flujo, a la que se superpone otra generación de Biotita posterior, equidimensional. x 33, Nic. X

Otros cristales de Cordierita presentan inclusiones sigmoidales, principalmente de Biotita. Se trata pues de una generación de Cordierita sintectónica (Fig. 9). También aparece este mineral formando poiquiloblastos que incluyen Cuarzo y micas completamente orientadas según la esquistosidad de flujo. Dicha Cordierita se encuentra inalterada.

Silimanita.—Se presenta en la variedad de Fibrolita. En casi todos los casos aparece relacionada con la Biotita, la cual va palideciendo progresivamente pasando a formar la Fibrolita (Fig. 10). La Fibrolita así formada aparece también incluida en cristales de Cordierita y Cuarzo (Figs. 11 y 12).

Hay otro tipo de Silimanita que aparece cortando las líneas de flujo de la deformación principal marcadas por la orientación mineral; su formación habría tenido lugar con posterioridad al momento de máxima deformación.

Moscovita.—En cristales de pequeño tamaño, más equidimensionales en sección que los de Biotita. Sólo es estable en la zona de metamorfismo más bajo dentro de este área. En el comienzo de la facies de las Anfibolitas disminuye su proporción, llegando a desaparecer totalmente en las facies de más alto grado.

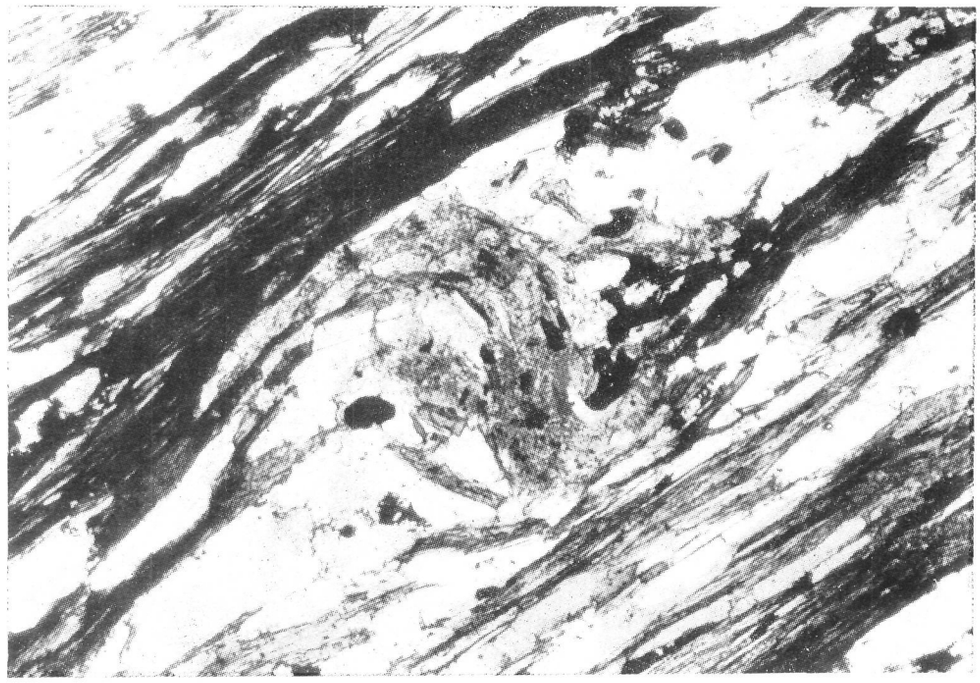


FIG. 9

Cristal de Cordierita con inclusiones sigmoidales de micas. x 33, Nic. X

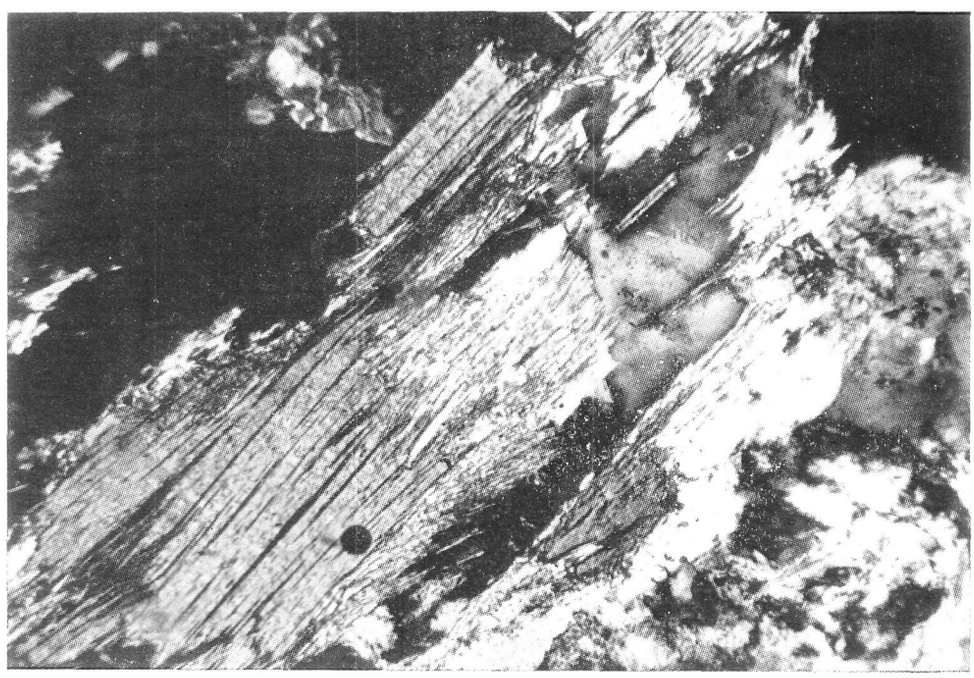


FIG. 10

Transformación de la Biotita en Fibrolita. x 125, Nic. X

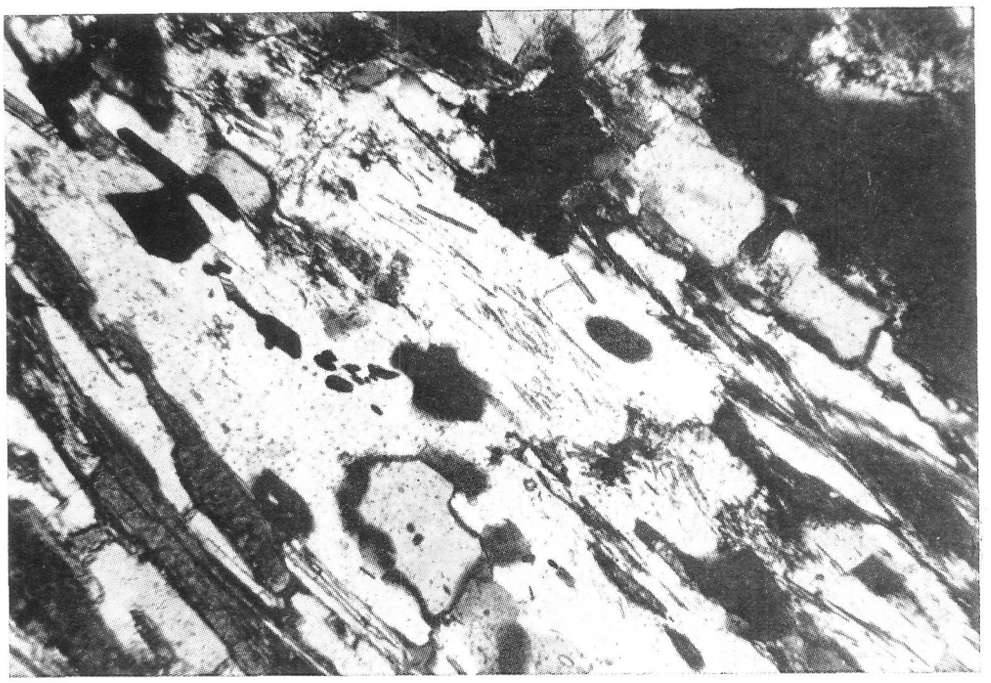


FIG. 11

Fibrolita orientada, incluida en Cordierita. x 125, Nic. X

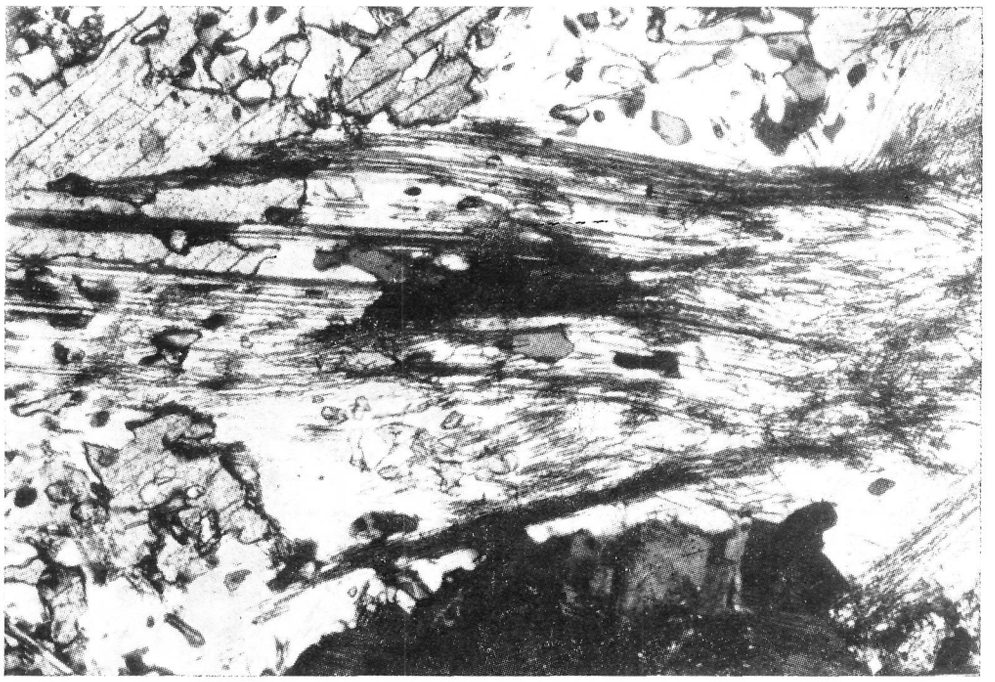


FIG. 12

Fibrolita incluida en Cordierita y porfidoblasto de Andalucita. x 33, Nic. X

Andalucita.—Se presenta de manera habitual en porfidoblastos posteriores a la esquistosidad de flujo. A veces engloba Cordierita y Silimanita (Figura 12). Se presenta en muy escasa proporción, siendo más abundante en las zonas situadas en contacto con los materiales graníticos.

Feldespato K.—Aparece principalmente en forma pertítica. En las migmatitas existen fenocristales de Ortosa incluidos en una pasta de Cuarzo y Feldespatos. Dichos fenocristales aparecen muchas veces sericitizados y también los Feldespatos de la pasta sufren esta transformación a Sericita. La transformación del cemento feldespático se observa más frecuentemente en las zonas afectadas por la esquistosidad de crenulación.

EL METAMORFISMO REGIONAL EN RELACION CON LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Las isogradas del metamorfismo coinciden de manera bastante exacta con los planos de esquistosidad S_1. Es evidente que el metamorfismo está relacionado con esta primera fase de deformación. Dicho metamorfismo sería sintectónico o algo posterior a la primera deformación y en el esquema puede observarse cómo las formaciones estratigráficas experimentan un aumento sucesivo en el grado de metamorfismo. El incremento del metamorfismo tiene una dirección perpendicular a las superficies S_1, lo cual implica que el Complejo ya se estaba plegando en el momento en que tuvieron lugar las condiciones de presión y temperatura que originaron la cristalización de los minerales característicos del metamorfismo.

La existencia de Cordierita pretectónica parece indicar una cristalización de minerales metamórficos con anterioridad a la primera fase de deformación. Esta cristalización pudo haber sido ocasionada por un metamorfismo de contacto anterior a la primera fase, y en este caso parece que habría sido producida por las intrusiones graníticas pretectónicas que se sitúan al N de esta zona. También se puede invocar la presencia de un foco térmico, anterior a la primera fase de deformación, que hubiera producido temperaturas lo suficientemente elevadas para ocasionar la formación de la Cordierita. Dicho foco térmico podría estar relacionado con las causas que originaron el metamorfismo regional y la deformación primera, o ser independiente de ellas.

El máximo de temperatura estaría retrasado en el tiempo respecto de la máxima deformación, como parece indicar la formación de la segunda generación de Silimanita.

Para la determinación de las condiciones de presión y temperatura que tuvieron lugar en el metamorfismo hemos recurrido a los datos experimen-

tales aportados por WINKLER (1967) y DEN TEX (1971). Así, hemos deducido unas temperaturas máximas de 600-700°C y presiones de unos 4-6 Kb., lo cual nos sitúa este metamorfismo dentro del tipo de los intermedios de baja presión, WINKLER (1967).

Comparando este metamorfismo con la serie de metamorfismos intermedios de baja presión encontrados por BARD (1969) en la Sierra de Aracena, hemos observado que el que afecta a esta zona se produciría en condiciones semejantes al del tipo Bosost, que es el de más baja presión y mayor gradiente geotérmico dentro del grupo.

Relacionado con la segunda fase de deformación, habría tenido lugar un segundo metamorfismo regional de facies de bajo grado (se llega hasta la cristalización de Biotita y Cordierita).

BIBLIOGRAFIA

BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercinien sub-Iberique.* Tesis Univ. Montpellier.

CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NM de l'Espagne).* Tesis Fac. Cienc. Montpellier.

CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres).* Tesis Univ. Salamanca.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): *La existencia de pliegues en el Complejo Esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca.* Acta Geol. Hisp., 5 (4), 105-108.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1968): *Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica.* Acta Geol. Hisp., 3 (3), 69-72.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central).* Stvd. Geol., 3, 33-41, Salamanca.

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares.* I.G.M.E., Madrid.

OEN ING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal.* Bol. Geol. y Min., 81 (2/3), 271-298.

SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): *Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres).* Publ. Extr. s. Geol. de España, 5, 91-146.

TEX, E. DEN (1971): *Grupos de Facies y Series de Facies. Su relación con las condiciones físicas de la corteza terrestre.* Bol. Real Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.), 69 (4), 333-353, Madrid.

WINKLER, H. G. F. (1967): *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer-Verlag, New York, Inst. Library of Congress Catalog. Number 67-28357.

(Recibido el 11 - I - 74)

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (123-130)

LA DISCORDANCIA PALEOZOICO - TERCIARIA AL SW DE ZAMORA *

ANGEL CORROCHANO**
J. LUIS QUIROGA***

RESUMEN.—La cobertera sedimentaria de los alrededores de Zamora reposa sobre formaciones paleozoicas tectonizadas de dirección NW-SE. En la parte inferior se encuentra una zona ferruginosa de espesor variable seguida por facies rojas detríticas. La parte superior está constituida por areniscas y conglomerados con frecuentes paleocauces.

Esta cobertera está más o menos horizontal y ha sido intensamente fracturada durante la orogénesis Alpina. Su edad es Pre-Luteciense según JIMÉNEZ (1970).

SUMMARY.—The Tertiary sedimentary cover in the surroundings of Zamora rests on tectonized paleozoic terrains striking NW-SE. In the lowermost part an iron rich zone of variable thickness is overlain by a terrigenous red facies. The upper part is made up of sandstones and conglomerates with abundant erosion channels.

This cover is more or less horizontal and has been strongly fractured in the alpine orogeny. Its age is pre-Lutetian after JIMÉNEZ (1970).

INTRODUCCION

Dada la escasa bibliografía existente sobre el contacto Paleozoico-Terciario de los alrededores de Zamora, y por considerar interesantes sus características litológicas, exponemos algunas observaciones realizadas en el curso de los trabajos de campo de los autores.

PALEOZOICO

Aparece muy tectonizado y afectado por un metamorfismo cuya intensidad crece hacia el Sur; debido a esto y a su poca extensión en el presente trabajo, no se presenta una columna estratigráfica detallada del mismo.

---

* Trabajo realizado bajo el Programa la Ayuda a la Investigación.
** Departamento de Estratigrafía, Universidad de Salamanca.
*** Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Salamanca.

En un corte de norte a sur aparecen los siguientes materiales:

Al norte predominan pizarras azul-negras, finas, satinadas (Carrascal), a las que suceden pizarras micáceas muy ferruginosas, con abundantes filones de cuarzo, que pasan a alternancia de pizarras silíceas con niveles de cuarcitas poco potentes y de grano fino.

Hacia el sur, como ya se ha dicho, aumenta el metamorfismo y la serie se hace bastante monótona, a base de micacitas, esquistos y gneises.

El Paleozoico está cortado por una granodiorita biotítica de grano grueso que presenta grandes cristales de feldespato.

TERCIARIO

En toda la zona de estudio, el Terciario se encuentra discordante con el Paleozoico, excepto al Sur de Las Enillas en donde se apoya directamente sobre el granito, siendo un lehm, prácticamente inalterado, la base de los materiales terciarios.

Corte I. Cerro El Juncal (Figs. 1 y 2)

Discordante sobre un Paleozoico plegado, y de muro a techo, la serie terciaria que se encuentra es la siguiente:

1.—0,10 m. de arcillas blancas con aspecto caolinítico muy compactas.

2.—0,15 m. de arcillas de color rojo, muy compactas y con granos de cuarzo.

3.—0,25 m. de arcillas de color pardo.

4.—2 m. de arenas de colores ocres y rojizos, muy poco consolidadas, de grano grueso de cuarzo, con cantos heterométricos y subangulosos. No se observan estructuras.

5.—0,80 m. de arenas con cantos de hasta 3,6 cm. de largo y 2,8 cm. de ancho; los cantos son todos de cuarzo y existen todos los tamaños intermedios hasta la fracción arena; son subredondeados y están orientados en algunas zonas. Hacia arriba disminuye el tamaño de los cantos y su número.

6.—1,20 m. de arenas con cantos, de hasta 4 cm., de cuarzo; son heterométricos y subredondeados. En los últimos 20 cm. la arenisca es muy compacta, de grano muy fino y colores pardos y ocres.

7.—1,80 m. de un nivel más compacto, con cemento carbonatado. Es de cantos de cuarzo de igual tamaño en el techo y en el muro, aunque existe variedad de tamaños. A los 70 cm. de la base es de grano más fino. A 20 cm. por encima, y durante unos 30 cm. de espesor, aparecen cantos de hasta 6 cm., de cuarzo y muy poco redondeados. Encima hay una arenisca de grano fino cuyo tamaño disminuye hacia el techo.

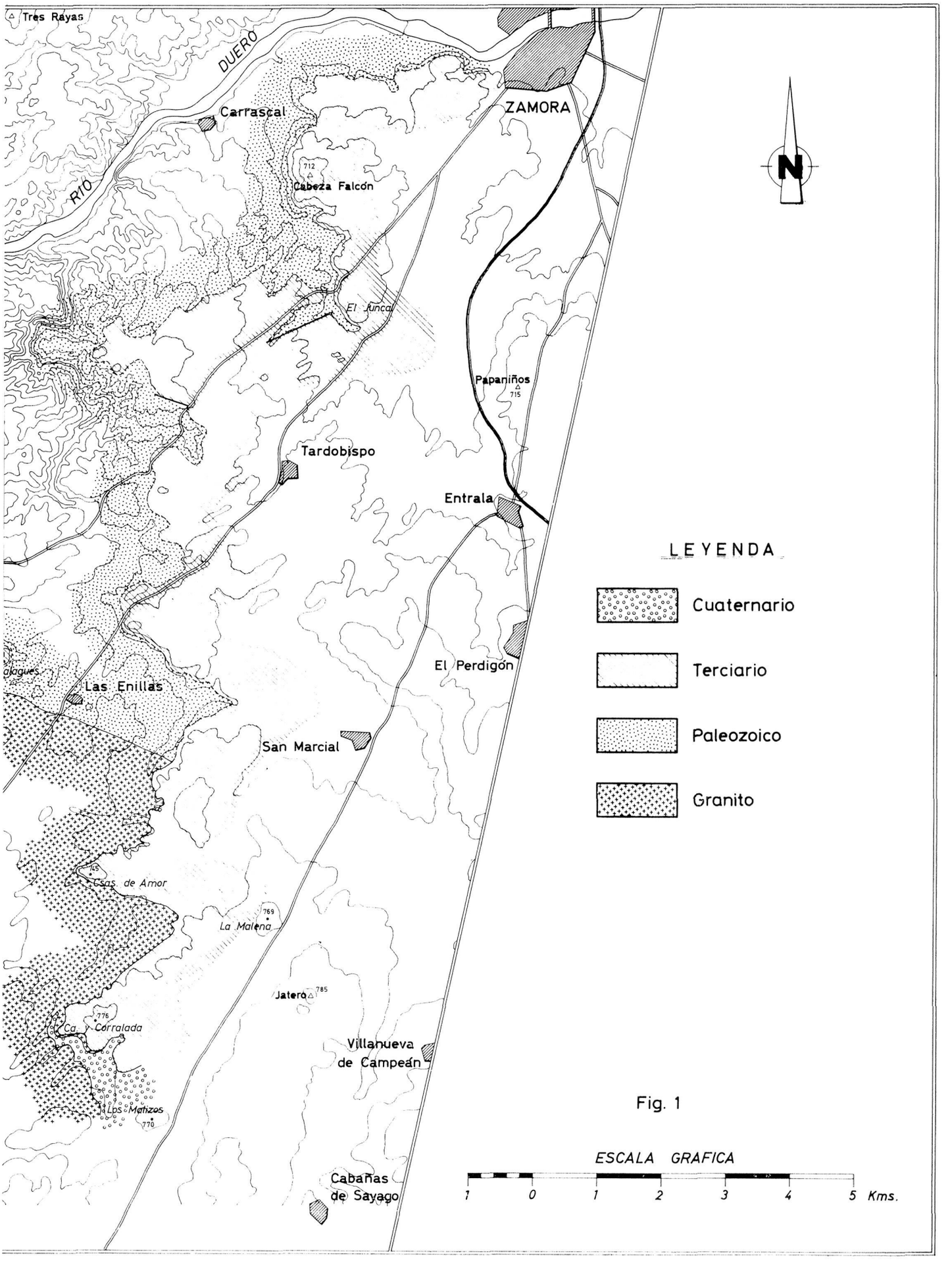

Tres Rayas
DUERO
RIO
Carrascal
ZAMORA
712
Cabeza Falcón
El Junca
Papaniños
715
Tardobispo
Entrala
El Perdigón
Las Enillas
San Marcial
Casas de Amor
769
La Malena
Jatero
785
776
Corralada
Los Matizos
770
Villanueva
de Campean
Cabañas
de Sayago
N
LEYENDA
Cuaternario
Terciario
Paleozoico
Granito
ESCALA GRAFICA
1 0 1 2 3 4 5 Kms.

Fig. 1

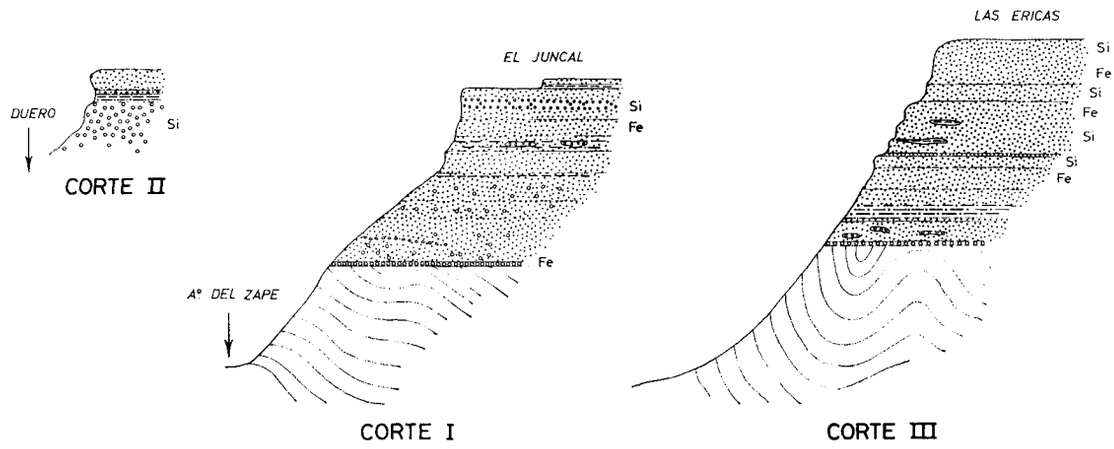


Fig. 2

8.—2 m. de arenisca de color rojizo, grano grueso, con cantos y pequeñas costras de carbonatos. Hacia arriba va disminuyendo la cantidad de cantos y se va compactando el tramo.

9.—1 m. de arenisca de color rojizo con cantos grueso. Hacia el techo (30 cm.) pasa a una arena arcillosa.

10.—2,70 m. de arenas de grano grueso y color blanco, cementadas por carbonato; los granos son de cuarzo, heterométricos y angulosos. Hacia el techo y parcialmente el color se torna pardo debido a cemento ferruginoso; en estas zonas el tamaño de los cantos es ligeramente mayor. El techo es mucho más ferruginoso y de grano más fino.

11.—1,30 m. de arcillas compactas de color rojizo con intercalaciones de arenas.

12.—1,80 m. de arenas con colores ocres, de grano medio a grueso, que se hacen muy compactas y muy ferruginosas hacia el techo.

13.—Nivel muy silicificado. En una cantera próxima al lugar donde se ha hecho la serie se distinguen los siguientes tramos:

a) 0,40 m., visibles, de una arenisca de grano muy grueso con cantos pequeños.

b) 0,40 m. de arenisca de grano muy fino. El espesor decrece, a 3,5 m. hacia el sur, hasta 9 cm., y hacia el norte aumenta hasta 70 cm. Va pasando paulatinamente a

c) 0,35 m. de conglomerado de cantos de hasta 3,5 cm.; en 20 cm. hacia el norte la potencia aumenta hasta 70 cm. Pasa paulatinamente a

d) 1,10 m. de arenisca de grano muy fino, semejante a *b*). En este tramo aparecen zonas donde hay coloración rojiza debida a mayor concentración de cemento ferruginoso. En algunas zonas el color rojizo afecta al conglomerado. Este tramo presenta laminaciones remarcadas por lechos rojizos y estratificaciones cruzadas puestas de manifiesto por la orientación de los cantos. Llega a alcanzar hasta los dos metros de espesor.

14.—0,30 m. de arcillas de color rojizo.

15.—0,70 m. de areniscas de color pardo.

Corte II. Carretera de Zamora a Carrascal (Fig. 2)

Este corte se ha hecho a 5 kilómetros del anterior, al norte de El Juncal, en la carretera de Zamora a Carrascal, y estratigráficamente está situado inmediatamente encima del anterior. De muro a techo los materiales observados son los siguientes:

1.—2 m., visibles, de conglomerados silicificados, cuyos cantos son de hasta 10 cm.

2.—0,80 m. de limos de colores rojizos y pardos, con cantos pequeños de cuarzo y niveles muy finos de ópalo.

3.—0,06 m. de arcillas blancas con cantos pequeños de cuarzo.

4.—0,36 m. de arenisca de color blanco con cantos de cuarzo y cemento carbonatado.

5.—0,05 m. de arenas de grano muy fino, muy sueltas, con cantos de tamaño medio y pequeñas láminas de carbonato.

6.—2 m. de arenas blancas con cantos, muy cementadas; tienen pequeños niveles de ópalo en la base.

Corte III. Teso de Las Ericas (Fig. 2)

Este corte está hecho 6 kilómetros más al sur que el de El Juncal. De muro a techo la sucesión de materiales a partir de la discordancia es la siguiente:

1.—0,50 m. de arcillas blancas de aspecto caolinítico.

2.—4 m. de arenas de color blanco con cemento calcáreo, son de grano grueso, y están constituidas por cuarzo heterométricos y subangulosos. Localmente hay concentración de cemento ferruginoso dando el aspecto de costra laterítica. Hacia el techo se va haciendo de grano más fino.

3.—0,50 m. de arenisca de grano medio a grueso con cemento calcáreo; los granos son heterométricos y angulosos.

4.—2,70 m. de limo arenoso con pequeños cantos de cuarzo heterométricos y angulosos; va aumentando el tamaño de grano hacia el techo y adquiriendo colores abigarrados debido a mayor concentración de cemento ferruginoso.

5.—2,20 m. de arenas de grano grueso y colores abigarrados; los granos son de cuarzo, heterométricos y angulosos.

6.—1 m. de arenisca de grano muy fino, muy cementada, de colores rojizos, con gran proporción de cemento silíceo y con cantos de cuarzo que son heterométricos y angulosos.

7.—0,30 m. de arenisca de tonalidades abigarradas, menos cementada que la anterior, de grano más fino y con cantos pequeños de cuarzo.

8.—5,20 m. de arenisca de grano muy grueso; los granos son de cuarzo, heterométricos y angulosos; tiene cemento carbonatado y localmente silíceo. Hacia el techo presenta tonalidades ferruginosas. A los 90 cms. de la base se hace más compacta y de grano más grueso. A 4 m. de la base presenta intercalaciones de material más fino, y también se hace la propia arenisca de grano más fino.

9.—1,60 m. de arenisca de color rojo, de grano medio. Presenta niveles de ópalo.

10.—4,50 m. de alternancia de arenisca con pequeños lechos arcillosos. La arenisca es de grano muy fino con cantos de cuarzo, heterométricos y subredondeados. Hacia el techo desaparece el cemento ferruginoso y aparece el silíceo.

ESTUDIO DEL CONTACTO

El Terciario se presenta subhorizontal sobre un Paleozoico inferior peniplanizado, vergente hacia el NE unos 40° y de dirección NW-SE muy tectonizado.

El contacto es muy festoneado debido a la erosión y aparece continuo, excepto un cerro aislado (Calagués) al W de Las Enillas.

Ha sido afectado por la tectónica Alpina que lo ha fracturado intensamente y que ha dado lugar a una serie de bloques basculados hacia el NE.

En algún punto el contacto Paleozoico-Terciario es por falla normal, como ocurre en el Km. 8,5 de la carretera Zamora-Fermoselle no siendo el salto muy importante.

En casi toda la zona de estudio e inmediatamente encima del paleozoico y discordante con él, aparece una costra ferruginosa (Fig. 3) cuyo espesor varía mucho.

Encima de esta costra y discordante con ella se presenta una facies detrítica roja.



FIG. 3

Discordancia entre el Paleozoico y la cobertera sedimentaria (costra ferruginosa). Carretera Zamora a Carrascal

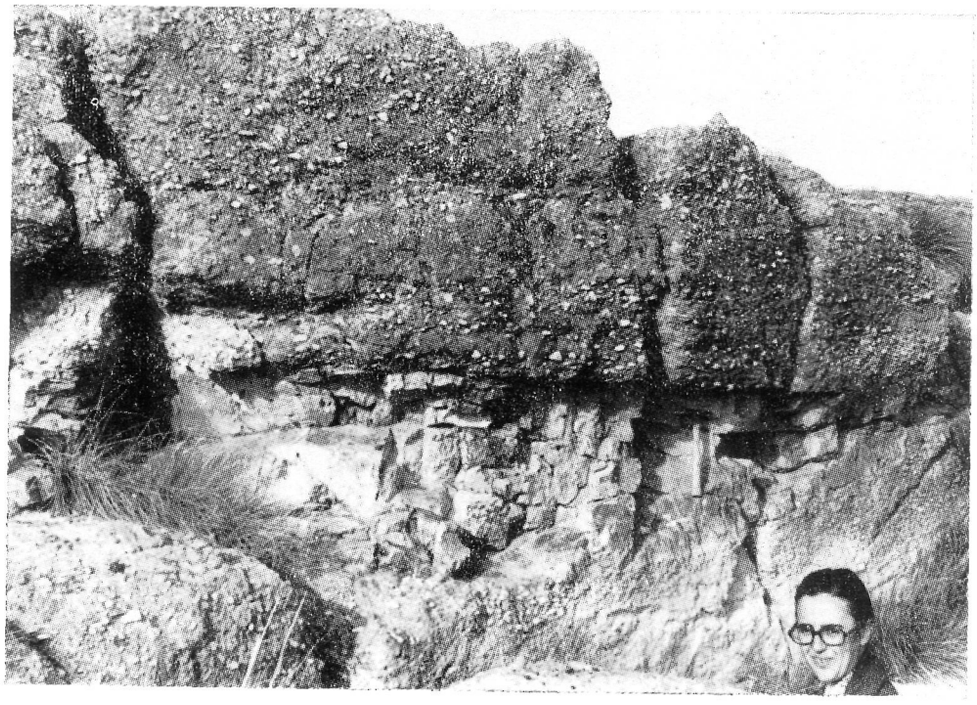


FIG. 4

Tramo silíceo con un paleocauce. Zamora

Los tramos superiores son los niveles fuertemente silicificados, cuya textura varía mucho; al norte de Zamora es un conglomerado con cantos de hasta 10 cms., y frecuentes paleocauces rellenos por material de grano más fino (Fig. 4), mientras que al sur es una arenisca.

Por encima de Las Enillas, el Terciario se apoya directamente sobre el granito, siendo un lehm la base de los materiales terciarios.

La edad de estos materiales es Pre-Luteciense (JIMÉNEZ, 1970).

BIBLIOGRAFIA

AERO SERVICE LTD. (1967): *Mapa Geológico de la Cuenca del Duero. E=1:250.000.* Inst. Nac. Colonización e Inst. Geol. Min. de España.

ARRIBAS, A. y JIMÉNEZ, E. (1967): *Mapa Geológico de la provincia de Zamora a E=1:400.000.* Map. Agron. Nac., Mapa Provin. de Suelos. Zamora.

— (1971): *Mapa Geológico de España a E=1:200.000. Síntesis de la Cartografía Existente, Hoja 29 (Valladolid).* Inst. Geol. Min. de España.

JIMÉNEZ, E. (1970): *Estratigrafía y Paleontología del borde Sur-Occidental de la Cuenca del Duero.* Tesis Fac. Ciencias, Univ. Salamanca.

PUIG Y LARRAZ, G. (1883): *Descripción física y geológica de la provincia de Zamora.* Mem. Com. Mapa. Geol. España.

(Recibido el 15 - I - 74)

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (131-158)

THE RELATION BETWEEN GEOSYNCLINAL FOLDING PHASES AND FORELAND MOVEMENTS IN NORTHWEST SPAIN

R. H. WAGNER*
E. MARTÍNEZ-GARCÍA**

SUMMARY.—The Palaeozoic in NW Spain is discussed in terms of palaeogeographic zones as distinguished by LOTZE (1945). These are from west to east: the Galician-Castilian Zone, the West Asturian-Leonese Zone, and the Cantabrian Zone. The latter represents a foreland spur around which successive folds have been molded in an arcuate structure. The first two zones mentioned represent the internal parts of a geosynclinal complex which terminates and fuses in the western part of the Iberian Peninsula and which strikes eastwards under the Mesozoic and Tertiary cover.

The evidence is examined for tectonic movements in different parts of the orogen, and it is concluded that these occurred in seven major phases which can be correlated from one part of the orogen to another, although the intensity differs in the different areas. The older tectonic phases deformed strongly the more internal parts of the geosynclinal complex, while producing uplift on the foreland. Later phases hardly affected the cratonised internal parts but folded quite strongly the tardigeosynclinal basins which became established on the former foreland area.

RESUMEN.—El Paleozoico del NW de España se divide en zonas paleogeográficas descritas por LOTZE (1945). Son, de oeste a este: Zona Galaico-Castellana, Zona de Asturias Occidental-Leonesa, Zona Cantábrica. Esta última representa la terminación occidental de un antepaís al que se amoldaron los haces de pliegues sucesivos en una estructura general arqueada. Las dos zonas primeramente mencionadas representan la parte terminal y unión de los geosinclinales de rumbo W-E que lindan con el antepaís y pasan por debajo de la cobertera mesozoica y terciaria hacia el este.

Examinando los datos sobre los movimientos tectónicos más importantes en las diferentes zonas del orógeno, se llega a la conclusión de que tuvieron lugar en siete fases cuyos efectos se hicieron notar en todo el NW de España, aunque en grado diferente en las distintas zonas. Las fases más antiguas deformaron intensamente la parte interna del complejo geosinclinal, mientras que su efecto se limitó a levantamientos en la zona del antepaís. Las fases más modernas no tuvieron mucha influencia sobre las zonas internas, cratonizadas, sino que deformaron los sedimentos depositados en las cuencas tardigeosinclinales establecidas sobre el área del antiguo antepaís.

* Department of Geology, The University. St. George's Square, Sheffield S1 3JD England, U. K.
** Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, España.

INTRODUCTION

The area under consideration in the present paper comprises most of NW Spain and impinges a little upon northern Portugal. It extends from eastern Asturias in the Cantabrian Cordillera to the Atlantic Ocean west of Galicia, all in the north-western part of the Iberian Peninsula. It has been the subject of numerous recent studies, in particular by geologists from the universities of Amsterdam, Leiden, Montpellier, Münster, Oviedo, Salamanca and Sheffield. Several general tectonic interpretations of this area have been made, some of the most recent being those of BARD *et al.* (1971, 1973) and MARTÍNEZ-GARCÍA (1973).

Three different major palaeogeographic regions have been recognised after LOTZE (1945). These are, from east to west (Figs. 1-2): Cantabrian Zone, West-Asturian/Leonese Zone, and Galician/Castilian Zone. The first one is characterised by an incomplete sequence of Lower Palaeozoic strata, showing a large stratigraphic gap after the Lower Ordovician (Armorican Quartzite), which is followed by Upper Silurian and Devonian deposits. The Lower Carboniferous is condensed and somewhat incomplete, but the Upper Carboniferous shows the greatest thickness of deposits in this area, containing, as it does, several basin fill successions separated by angular unconformities related to folding phases. The Cantabrian Zone is further characterised by high level tectonics, a general lack of metamorphic rocks and the absence of cleavage, despite the fact that the rocks have been closely compressed and great thicknesses are represented. It also has an abundance of well preserved fossils allowing the accurate dating of tectonic events.

The West-Asturian/Leonese Zone is separated from the Cantabrian Zone by the so-called Narcea Anticlinorium, an area of Precambrian slates and volcanics. In the West-Asturian/Leonese Zone there is a full succession of Lower Palaeozoic strata, consisting of slates and quartzites with subordinate limestones and abundant vulcanites. These terrigenous clastics are developed in great thickness, and the sequence is both more complete and vastly thicker than that found in the Cantabrian Zone. Beyond the Wenlockian no undisputable record of the stratigraphic sequence exists in this area until a practically unfolded succession of unconformable late Stephanian strata is reached. The Lower Palaeozoics of the West-Asturian/Leonese Zone are cleaved and folded into large, highly compressed structures.

The Galician/Castilian Zone is rather similar to the adjacent West-Asturian/Leonese Zone in regard to the sedimentary sequence, but it is much more metamorphic and contains extensive igneous intrusions which are mainly of silicic character. There are also several basic complexes of a very particular nature that have been explained in various ways.

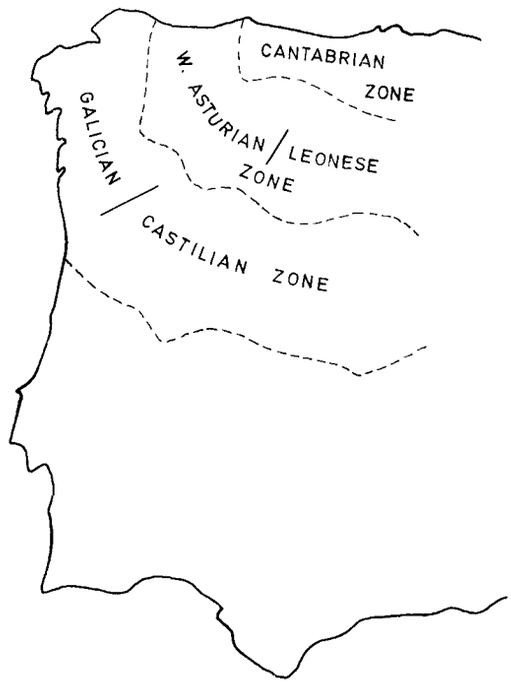


Fig. 1

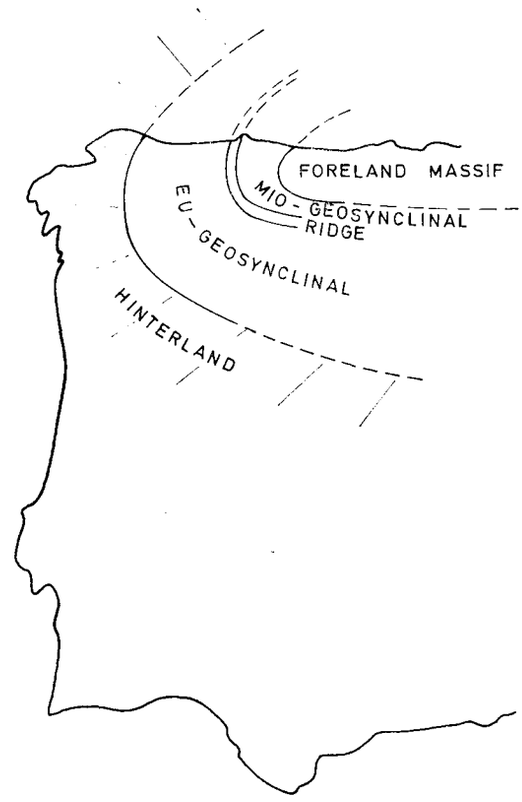


Fig. 2

FIG. 1. *General palaeogeographic zones in the Palaeozoic rocks of NW Spain (after* LOTZE *1945).*

FIG. 2. *Interpretation of the palaeogeographic units in the geosynclinal complex of NW Spain. The situation depicted is mainly that corresponding to Cambrian to Lower Carboniferous times. During the later stages in the development of this region, in Upper Carboniferous and Permian times, the foreland area was encroached upon by the miogeosyncline and tardi-geosynclinal basins, and the hinterland area also advanced in this direction. In detail, the situation was a good deal more complex.*

These three palaeogeographic zones are presently disposed as arcuate belts of folded rocks verging towards the central part of the Cantabrian Zone which appears to have been a tectonic foreland massif during most of its Palaeozoic history. The general disposition may be explained in terms of a conventional geosynclinal couple as described by AUBOUIN (1965). The miogeosynclinal and foreland areas would coincide with the Cantabrian Zone, east of the Narcea Anticlinorium. West of this anticlinorium a Lower Palaeozoic eugeosynclinal belt would be found in the West-Asturian/Leonese Zone which borders onto the Galician/Castilian Zone, coincident with the internal part of the eugeosyncline and partly geanticlinal. The arcuate eugeosynclinal region swings eastwards both south and north of the Cantabrian Zone which can only be explained as representing the western termi-

nation of a foreland extending eastwards into an area which is presently covered by unrelated Mesozoic and Tertiary rocks of the mountains of Santander and the Basque country. It is possible that this foreland area re-emerges in the western and central Pyrenees where the stratigraphic sequence resembles that of the central Cantabrian Mountains and where a rather incomplete and relatively thin succession of Devonian and Carboniferous rocks is recorded. This area may well be interpreted as an intermediate foreland *sensu* AUBOUIN, and this means that E-W striking geosynclinal areas existed both north and south of this foreland. The West-Asturian/Leonese Zone, as exposed at present, would merely represent the coalesced terminal part of both geosynclines in their area of union, and the general N-S strike in this zone would be due to the general termination of the E-W striking geosynclinal complex together with the western end of the intermediate foreland massif (Fig. 2).

Within the coalesced geosynclinal area of a general N-S strike it may be that the Narcea Anticlinorium represented the miogeanticlinal ridge, as suggested by PARGA (1970), and there is little doubt that the eugeosynclinal development is found west of this ridge in the West-Asturian/Leonese Zone and in part of the Galician/Castilian Zone. The eugeanticlinal ridge probably lay to the west and coincided, at least partly, with western Galicia. This geanticline apparently extended south-eastwards into central Spain, and separated the geosynclinal complex of northern Spain from that of the southwest. There has been a certain amount of speculation about its links across the Atlantic, but the position is by no means clear.

In the following chapters we will describe the main features associated with the successive folding phases observed in the different palaeogeographic areas discussed. There appears to be a direct relationship between diastrophic events in the early Palaeozoic eugeosynclinal region (West-Asturian/Leonese Zone and part of the Galician/Castilian Zone) and uplifts of the contemporaneous foreland area (Cantabrian Zone). Later on, during the late Palaeozoic, the foreland was encroached upon by the miogeosyncline and a number of relatively small tardigeosynclinal successor basins became established in the Cantabrian Zone which became folded and thrust during Upper Carboniferous and Permian times.

FIG. 3. *Diagrammatic sections for the different palaeogeographic units in NW Spain. Data for the Galician/Castilian Zone from* MARTÍNEZ-GARCÍA *(1973) and* WALTER *(1965), for the West-Asturian/Leonese Zone from* WALTER *(1965),* MARCOS *(1970),* MATTE *(1968) and* MARTÍNEZ-GARCÍA *(1971), for the Cantabrian Zone from many sources (see References) compiled by* WAGNER. *The Lower Ordovician 'Armorican Quartzite' has been used as a correlatable horizon across the different zones, and this is probably justified in consideration of the large scale of the diagram* →

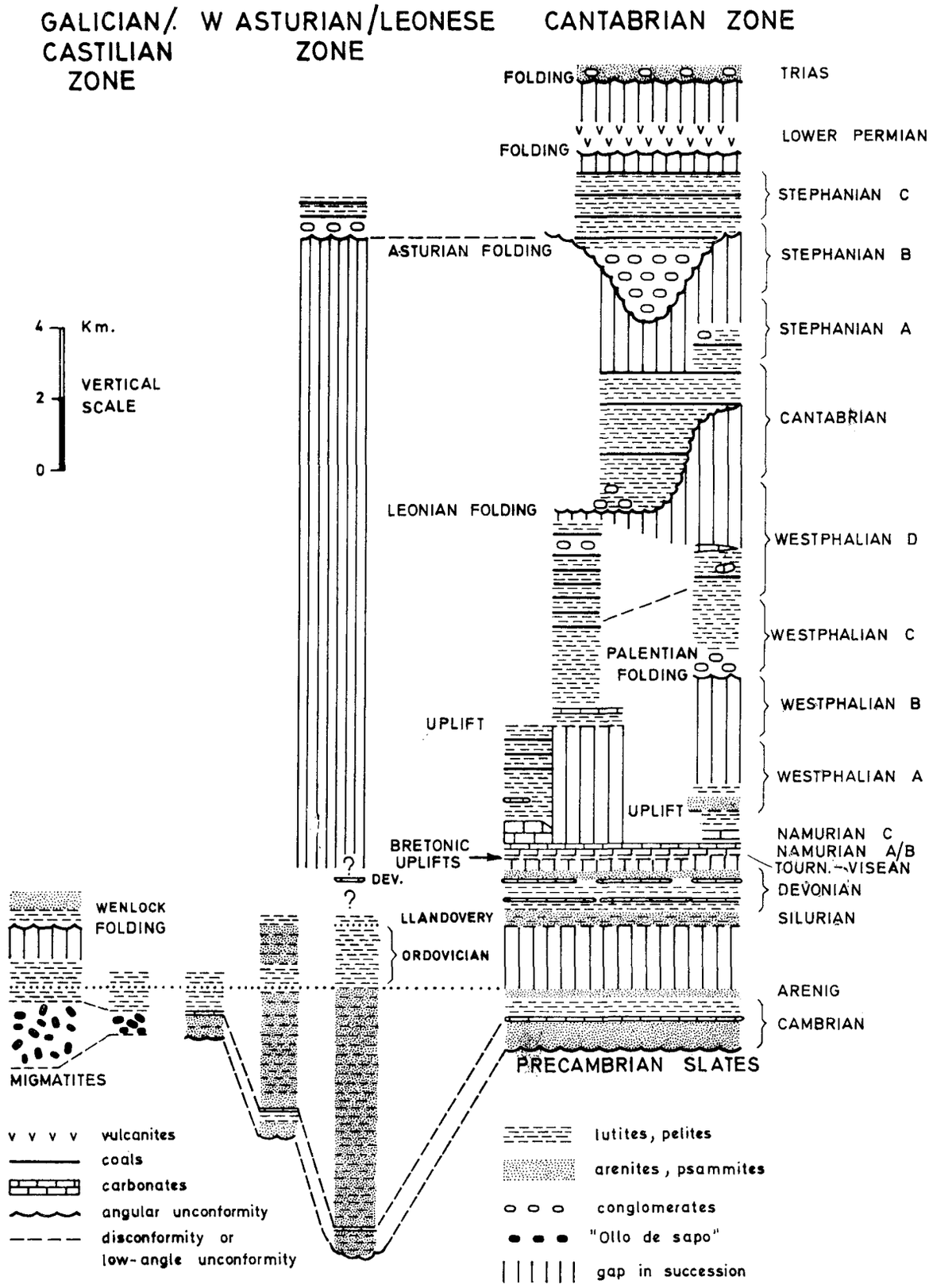

GALICIAN/ CASTILIAN ZONE
W ASTURIAN/LEONESE ZONE
CANTABRIAN ZONE
FOLDING
TRIAS
FOLDING
LOWER PERMIAN
STEPHANIAN C
ASTURIAN FOLDING
STEPHANIAN B
STEPHANIAN A
4
Km.
2
VERTICAL SCALE
0
CANTABRIAN
LEONIAN FOLDING
WESTPHALIAN D
WESTPHALIAN C
PALENTIAN FOLDING
WESTPHALIAN B
UPLIFT
WESTPHALIAN A
UPLIFT
NAMURIAN C
NAMURIAN A/B
BRETONIC UPLIFTS
TOURN.-VISEAN
DEV.
DEVONIAN
WENLOCK FOLDING
LLANDOVERY
SILURIAN
ORDOVICIAN
ARENIG
CAMBRIAN
MIGMATITES
PRECAMBRIAN SLATES
vulcanites
coals
carbonates
angular unconformity
disconformity or low-angle unconformity
lutites, pelites
arenites, psammites
conglomerates
"Ollo de sapo"
gap in succession

FIG. 3

FIRST FOLDING PHASE: WENLOCKIAN

A continuous sequence of Cambrian and Ordovician strata has been recorded for the West-Asturian/Leonese Zone as well as for the Cantabrian Zone (Fig. 3). The difference between these two zones is found in the much thicker succession developed in the former, i.e. at least 4,000 m according to MARCOS (1970) and perhaps even as much as 12,000 m (BARD *et al.* 1971), as against some 1,600 m in the latter (COMTE 1959). This is an appreciable difference which is accompanied by a different development of facies. The West-Asturian/Leonese Zone contains a large development of turbidites (MATTE 1968) which are conspicuously absent in the Cantabrian Zone. These turbidites are common in the basal part of the Cambrian sequence and in the higher Ordovician (MARCOS 1970). The highest strata recorded in the continuous succession of Lower Palaeozoic rocks in the West-Asturian/Leonese Zone belong to the Llandoverian (WALTER 1965), Wenlockian (NOLLAU 1968) or Caradocian (MARCOS 1970). This may be compared with the Llanvirnian recorded by PELLO & PHILIPPOT (1966) and the Llanvirnian with Llandeilian found by JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT & HENRY (1968) below an important disconformity of pre-Valentian (Llandoverian/Wenlockian) age recorded in the Cantabrian Zone (compare RADIG 1962). This disconformity, due to a major uplift of the foreland, may be compared with the important pre- upper Wenlockian unconformity found in north-western Zamora by MARTÍNEZ-GARCÍA (1971, 1972, 1973). In this area tectonised, rather poorly dated Ordovician rocks are overlain with a strongly angular unconformity by graptolite-bearing upper Wenlockian strata. It is noted that the latest pre-tectonic deposits of the continuous sequence of Lower Palaeozoic rocks in the West-Asturian/Leonese Zone are not much earlier in age than the unconformable upper Wenlockian strata in Zamora. The movements of uplift in the Cantabrian Zone are somewhat in advance of tectonism in the West-Asturian/Leonese Zone, since the earliest disconformable Silurian rocks of the foreland area have been dated as late Llandoverian by COMTE (1959) and middle Llandoverian by VILAS (1971).

With regard to the Galician/Castilian Zone, the existence of the pre-upper Wenlockian folding phase recorded by MARTÍNEZ-GARCÍA (1971-1973) shows that an important tectonic phase preceded the movements of MATTE's Phase 1 (MATTE 1968), of a later age (Fig. 4). The Wenlockian phase is characterised by strongly isoclinal folds with N-S to NNE-SSW trending axes (Fig. 5). The associated axial plane cleavage has been almost obliterated by the second phase cleavage and can usually be recognised only in thin section. Nevertheless, there are instances in which this first phase schisto-

sity has been preserved in the outcrop and can be seen to have been penetrated and transposed by the main, second phase cleavage.

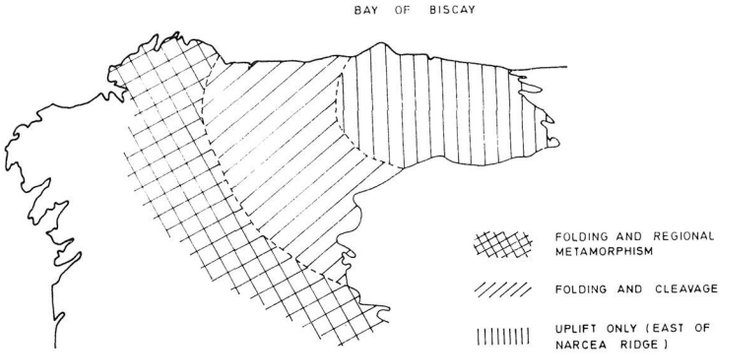


FIG. 4

Wenlockian tectonic phase: different effects of this first tectonic phase in the different palaeogeographic units

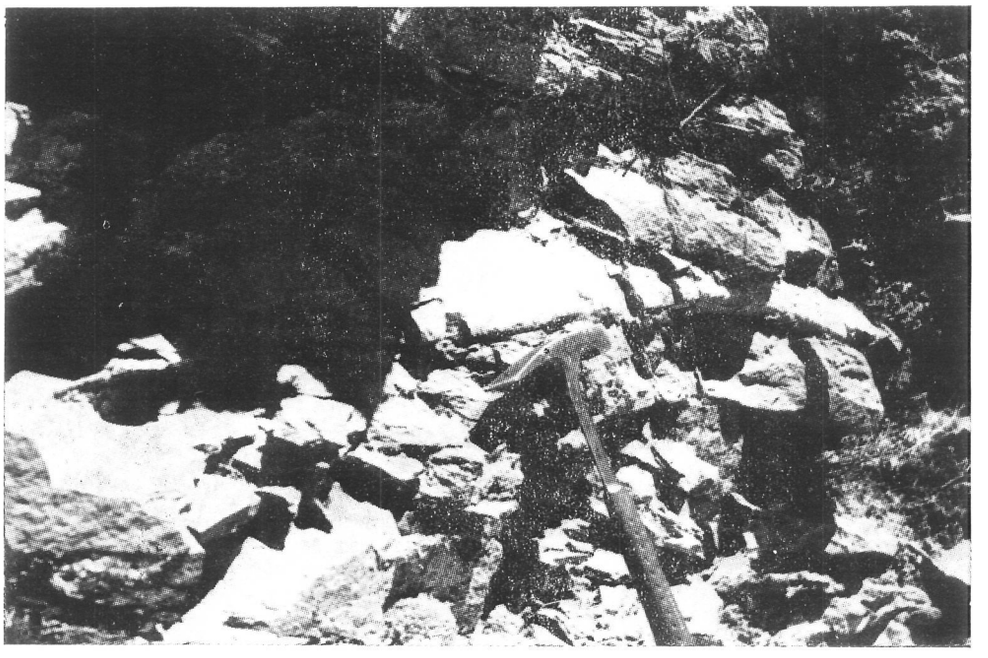


FIG. 5

Example of a first phase fold (of Wenlockian age) with a N-S trending axis; Sanabria region of the Galician/Castilian Zone

There are also criteria based on the growth of metamorphic minerals which contribute to the reconstruction of the features engendered by the

first phase of deformation. Amongst these is the growth of the big feldspar megacrystals in the Ollo de Sapo Formation, taking place before the second phase schistosity. The fact that these large feldspar crystals were formed before the first folding phase of MATTE (1968) gave rise to the idea that they would have been inherited from eroded, pre-existing porphyroid granites, which remained undiscovered (e.g. MATTE 1968, CAPDEVILA 1969). This idea, supported by several authors, does no longer seem to be acceptable.

Some relics of relatively high pressure metamorphism have been discovered in relation to the first tectonic phase (MARTÍNEZ-GARCÍA & CORRETGÉ 1970). Such minerals as kyanite and chloritoid are mainly found in supposedly Palaeozoic rocks, together with strong evidence of retrometamorphism by the second phase metamorphism in the Ollo de Sapo Formation.

One is reminded that only uplift took place during the late Silurian in the Cantabrian Zone which was clearly a foreland massif at this time. However, the dating of these first movements interrupting a continuous sequence of Lower Palaeozoic strata (from Lower Cambrian upwards - see LOTZE 1961) is so strikingly coincident with that established for the first diastrophic phase in the Galician-Castilian Zone (and probably also in the West Asturian - Leonese Zone), that a direct link is suspected. Apparently, the foreland massif was uplifted at approximately the same time as the eugeosyncline was being compressed.

SECOND FOLDING PHASE: LATE FAMENNIAN

In the West-Asturian/Leonese Zone, any conclusion to be drawn from the stratigraphic succession is necessarily hampered by the incompleteness of the sequence found in this area (Fig. 3). Apart from the unconformable late Stephanian, it does not reach beyond some Devonian strata which were recorded by DROT & MATTE (1967) from a succession reported to contain also the immediately preceding Wenlockian and ¿Ludlovian strata. The latter are separated by a stratigraphic (and tectonic?) break from the earlier Silurian and Ordovician rocks. Since this is the only find of Devonian strata in the West-Asturian/Leonese Zone, the stratigraphic record is very incomplete indeed in this area.

On the contrary, in the Cantabrian Zone the record is continuous from the upper Silurian onwards into the Devonian which is almost completely developed (Fig. 3). The first break in this area is at the level of the upper Famennian. In late Famennian times the central part of the Cantabrian Zone was uplifted to the extent of removing the entire Devonian and Silurian succession, with a probable (estimated) thickness of *ca.* 3,000 m. The shape

of the uplift shows a proper dome, the outline of which is marked by the progressively more complete sequence of upper Silurian and Devonian rocks being preserved on the flanks of this dome. The post-tectonic transgressive beds belong to the Ermita Formation of COMTE (1938, 1959), who was the first to describe the amount and extent of updoming. The facies of the transgressive Ermita Formation is littoral, with calcarenites and quartzarenites which may locally include conglomerates. This formation shows gradual onlap onto the dome which commenced to be transgressed in late Famennian times but which was not finally covered until the Tournaisian was in progress. The western and southern limits of this dome were traced fairly accurately by COMTE (1959), VAN DEN BOSCH (1969) and VILAS (1971), and there are a number of general reconstructions showing these limits. Eastwards, however, the sedimentation was continuous from the Middle Devonian into Upper Devonian and Lower Carboniferous (SCHINDEWOLF & KULLMANN 1958), and it appears that the doming effect was restricted to the western part of the central Cantabrian Zone. The exact shape of the uplifted regions may eventually prove to be more complex than the simple dome postulated by COMTE, but a discussion of these features would be both premature and outside the scope of the present paper. A crescent-shaped pattern as drawn by PARGA (1969) appears to be the most likely for the time being.

Extremely condensed deposits of Lower Carboniferous and early Namurian ages throughout the Cantabrian Zone mark this area as a submerged massif, the Cantabrian Block. The size of this block diminished during Namurian times as Namurian B flysch deposits came in from the south in the region of La Robla, on the southern edge of the Palaeozoic of northern León (WAGNER & FERNÁNDEZ-GARCÍA 1971). Carbonate deposits continued to be laid down on the block at the same time (WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING 1971).

The almost complete disappearance of Devonian strata west of the Narcea Anticlinorium is probably due to tectonic causes, since both the facies of the fully developed Devonian of the Cantabrian Zone and the presence of some Devonian sediments in the area south-west of this anticlinorium (DROT & MATTE 1967) suggest that Devonian strata were probably deposited. The large scale eastward thrusting, which is known to have happened in this area, may well have been instrumental in bringing areas of different stratigraphic development in close proximity. Thus, a combination of folding and thrusting with relatively uplift may have produced the general absence of Devonian strata in the West-Asturian/Leonese Zone (west of the Narcea Anticlinorium) whereas, on the other hand, *ca.* 1,500 m of Devonian sediments were deposited in the Cantabrian Zone south of the uplifted dome (Fig. 6).

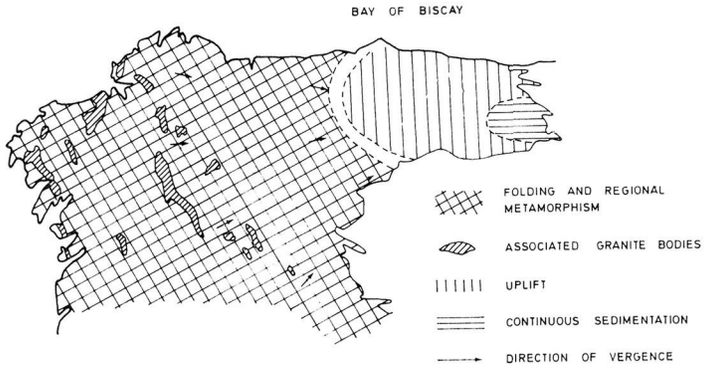


FIG. 6

Late Famennian tectonic phase: different effects of this second tectonic phase in different parts of NW Spain

In the Galician/Castilian Zone, a Bretonic folding phase has been described by MATTE (1968) but this record cannot be maintained since the attribution was based on a tentative dating of plant-bearing strata as Carboniferous whereas, in fact, these rocks proved to be Silurian in age (MARTÍNEZ-GARCÍA 1972).

The second phase of folding in the Galician/Castilian Zone is characterised by isoclinal folds trending NW-SE, and which are at an angle of some 45° to 60° to the earlier, first phase folds which are also isoclinal. The second phase folds possess a strong axial plane cleavage which penetrates and almost obliterates that of the earlier fold structures. The folds verge to the north-east (Fig. 7). Sometimes, the inverted limbs of some of the more recumbent folds (e.g. that of the Sierra del Caurel) are several kilometres wide. These second phase folds and the associated cleavage show up clearly in the upper Wenlockian sediments which are free from the transposition of an earlier foliation as found in the rocks deformed by the first, Silurian folding phase. At the end of the second folding phase some important overthrusts to the north-east were produced, and these show an associated blastomilonitisation of metamorphic rocks. There is also an associated regional metamorphism of the intermediate high pressure type, which produced chlorite, andalusite, garnet, staurolite and sillimanite. Some regional migmatisation also occurred and several granitic intrusions happened near the end or immediately after the tectonic phase. These consist of early diorites and later granodiorites.

The structures of the second folding phase are intruded by the Friol Granite which, according to CAPDEVILA & VIALETTE (1970), dates as middle Westphalian. This indicates, at the latest, an early Westphalian age for these second phase structures.

In the West-Asturian/Leonese Zone, this phase (phase I of MATTE 1968) produced mainly folds with an eastward vergence and some associated thrust faults.

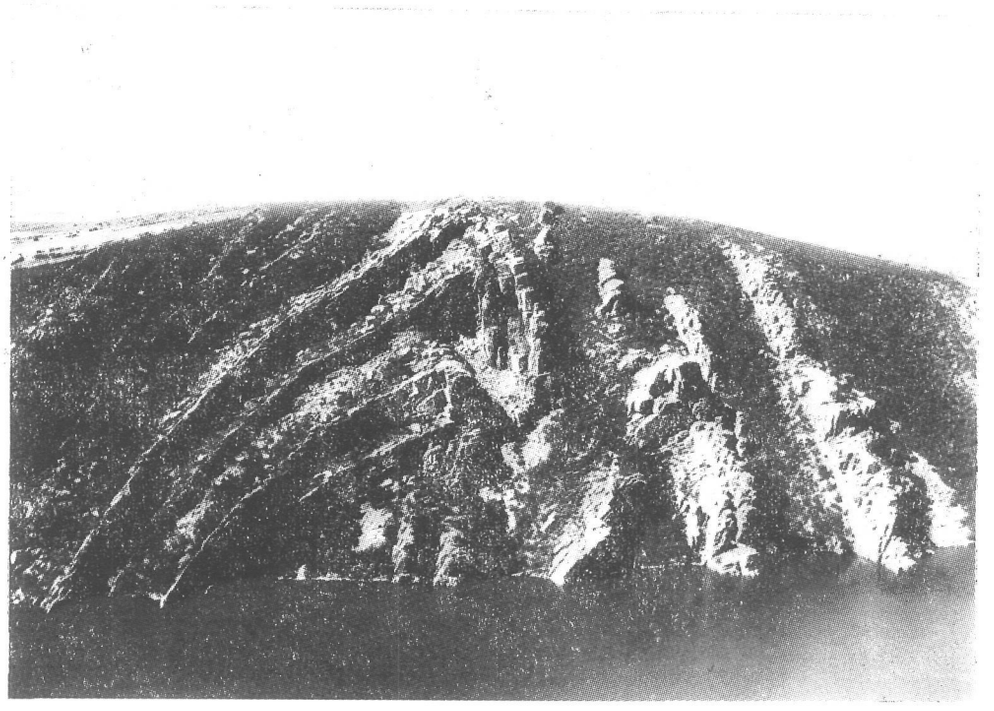


FIG. 7

A recumbent fold of the second tectonic phase (of late Famennian age) folded by a third phase fold (province of Zamora) (after MARTÍNEZ-GARCÍA *1973)*

THIRD FOLDING PHASE: LOWER TO MIDDLE WESTPHALIAN

In south-eastern Galicia this phase has been described by MARTÍNEZ-GARCÍA (1973) as a relatively strong folding phase without associated cleavage (Fig. 8), and with SE dipping axial planes which become shallower with increasing depth. This phase affected some of the granitic bodies intruded at the end of the migmatisation process which took place at the end of the second phase (Fig. 9).

In the Cantabrian Zone there is a strongly marked angular unconformity between folded Lower Palaeozoic, Devonian and early Carboniferous rocks (including Bashkirian-Westphalian A? deposits) and post-tectonic conglomeratic strata which have been dated as lower? and middle Westphalian. This unconformity is well developed in the province of Palencia, in the south-eastern part of the Cantabrian Cordillera, and the corresponding tectonic phase has been named the Palentian Phase (Fig. 9). Post-tectonic conglomeratic strata, at least 500 m thick, have yielded upper Westphalian B floras. Earlier conglomerates also occur, and these are associated with a probable Westphalian A flora, but the main unconformity appears to be below the

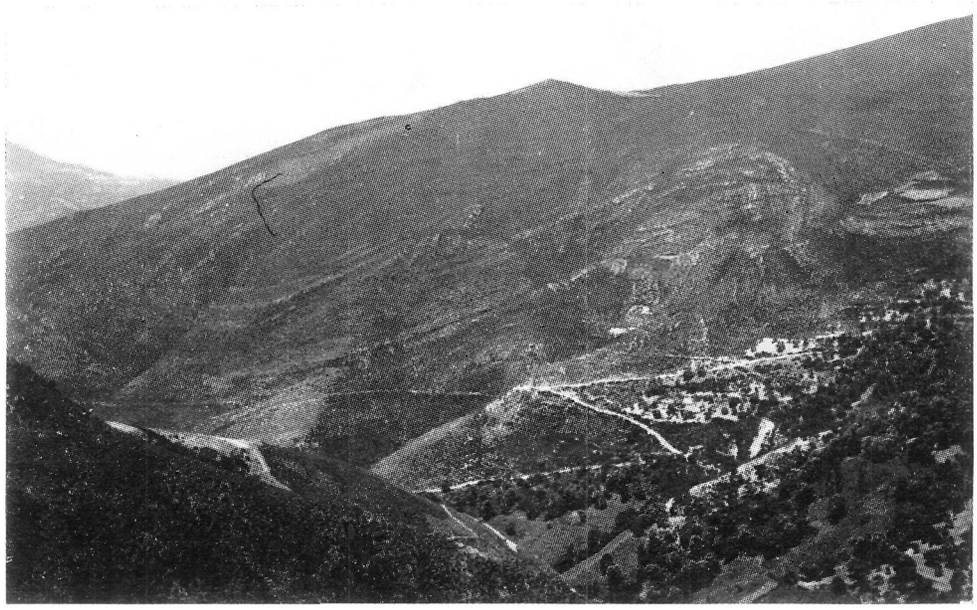


FIG. 8

Example of folding due to the third tectonic phase (of early to middle Westphalian age) (province of Orense)

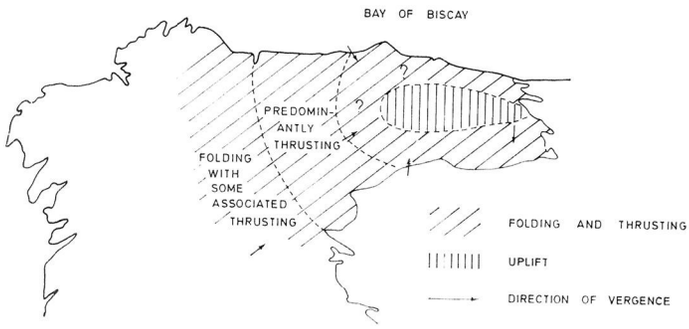


FIG. 9

Early to middle Westphalian (Palentian) tectonic phase: different effects of this third tectonic phase in different areas of NW Spain

upper Westphalian B deposits. The presence of either one or two early Westphalian folding phases in northern Palencia is subject to discussion. However, it is clear that there was at least one strongly diastrophic tectonic phase at some time during the first half of the Westphalian in the south-eastern part of the Cantabrian Zone. The area affected by the Palentian folding phase extends some 120 km eastwards into the Sierra de la Demanda (Burgos/Logroño) where a strongly angular unconformity has been recorded between conglomeratic lower Westphalian C strata and Lower Palaeozoic

rocks which were strongly folded (COLCHEN 1971). The movements of the Palentian Phase may also have extended westwards from Palencia into northern León, where the fold structures are apparently continuous. Northwestwards, however, in the Asturias and in part of northern León, there is only a stratigraphic gap with disconformity at the level of Westphalian A. Westphalian B and C strata were deposited here in a continuous sequence. In the region of Villamanín, in northern León, this disconformity has been dated accurately as lying between basal Westphalian A and basal Westphalian B deposits (MOORE *et al.* 1971). On the other hand, the region east of the central Asturian coalfield shows a more important stratigraphic gap which includes the higher Namurian and the Westphalian A (VAN GINKEL 1965, SJERP 1967). It may well be that part of the central Cantabrian Zone which was doming upwards in late Famennian times, moved again in the same way during the Westphalian A.

It is interesting to observe that the important fold movements of the Palentian Phase in northern Palencia and in the Sierra de la Demanda found their counterpart in the uplift of an area in the centre of the Cantabrian Zone. Thus, the important hinterland movements were apparently accompanied by uplift in the foreland area. During Namurian and early Westphalian times the hinterland apparently moved more closely towards the Cantabrian Zone. The area of uplift is fairly closely circumscribed and its western boundary, in particular, has been clearly delimited in northern León where the Villamanín region shows the Westphalian A to have been eliminated by uplift whereas the San Emiliano region, only some 60 km westwards, shows an apparently continuous succession of Namurian and lower Westphalian strata (VAN DEN BOSCH 1969).

There is generally no cleavage associated with the Palentian fold structures in the Cantabrian Zone, despite the fact that the deformation was fairly intensive. Isoclinal and recumbent folds as well as some small nappe structures were formed in northern Palencia. Apparently, the Cantabrian Zone, obtaining its first fold structures in early to middle Westphalian times, retained some foreland characteristics in the absence of a cleavage and in the lack of intrusive activity associated with this folding phase. On the other hand, there was diminished tectonic activity in the Galician/Castilian Zone which may have served as an area of runoff for the increasingly important amount of deposition taking place in the Cantabrian Zone during Namurian and early Westphalian times (and this includes turbiditic deposits in the southernmost exposures of the Cantabrian Chain - e.g. near La Robla).

With regard to the West Asturian/Leonese Zone, this tectonic phase produced, according to MARCOS (1971), overthrusts with associated crenulation. These structures show verging to the east.

FOURTH FOLDING PHASE: LATE WESTPHALIAN D

In south-eastern Galicia this phase is more important than the preceding one (MARTÍNEZ-GARCÍA 1973), as it produced a crenulation of the main (second phase) cleavage with an associated strain-slip cleavage (Fig. 10), the latter being sometimes very well developed with continuous S-surfaces dipping NE-wards. This feature separates the effects of the fourth tectonic phase from those of the third phase, since the folds formed by both phases are characterised by nearly vertical axial planes. Furthermore, the axial planes of the fourth phase folds also diminish their steepness of dip with increasing depth in the north-western part of the Galician/Castilian Zone. The fourth folding phase seems to have given birth to the largest fold structures found in the Galician/Castilian Zone. These are comparable (though not necessarily correlatable) to the huge antiforms and synforms in the Ordovician quartzites (i.e. the so-called Armorican Quartzite) elsewhere in the Iberian Peninsula.

The fourth folding phase, as defined here, has been described as a second folding phase by MATTE (1968), CAPDEVILA (1969) and others working in the same area. Its age has been ascertained through the study of the Friol Granite

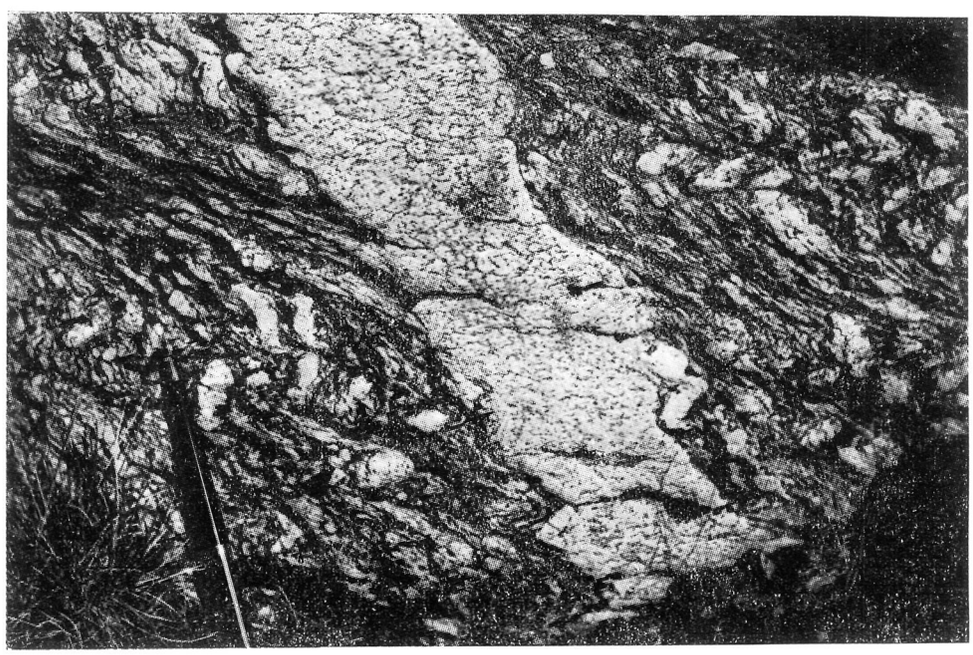


FIG. 10

Strain-slip cleavage associated with the fourth tectonic phase (of late Westphalian D age) in the Galician/Castilian Zone; see the orientation produced in an aplite vein (province of Orense)

(CAPDEVILA & VIALETTE 1970). This middle Westphalian granite was found to have been affected by the strain-slip cleavage which characterises the fourth folding phase. The Friol Granite was dated by means of the rubidium-strontium method, giving a total age of *ca.* 310 m. y.

In the West-Asturian/Leonese Zone, this folding phase (which is the third one of MARCOS 1971) caused open W verging folds with an associated crenulation cleavage.

In may be that the fourth folding phase of the Galician/Castilian Zone is represented by the late Westphalian D movements of the Leonian Phase in the Cantabrian Zone (Fig. 11). This tectonic phase may well have affected the total area of the Cantabrian Zone, producing cross-folds on earlier structures in northern León (Fig. 12), and being most likely responsible for the first folding of strata of Westphalian C and D ages in and around the central Asturian coalfield. This coalfield occupies a central position in the Cantabrian Zone. It corresponds to an area which was only subject to uplift during the earlier movements, corresponding to the Westphalian A. In Palencia the Leonian Phase produced no folding but a widespread disconformity which corresponds to a short-lived uplift and erosion within the Westphalian D sequence. The uplift was combined with some normal faulting which lasted throughout late Westphalian D and early Cantabrian times and which produced a syn-sedimentary fault separating the basin from a stable platform in the eastern part of the area. It is likely that this platform was the remnant of the Cantabrian Block which, at an earlier time of the geological history of the Cantabrian Mountains, occupied most of the Cantabrian Zone. This platform retreated further eastwards at a later stage in the development of the post-Leonian basin, when the syn-sedimentary fault at the western boundary of the platform ceased to be active, and the tilted platform was gradually transgressed by early Stephanian (Cantabrian) deposits.

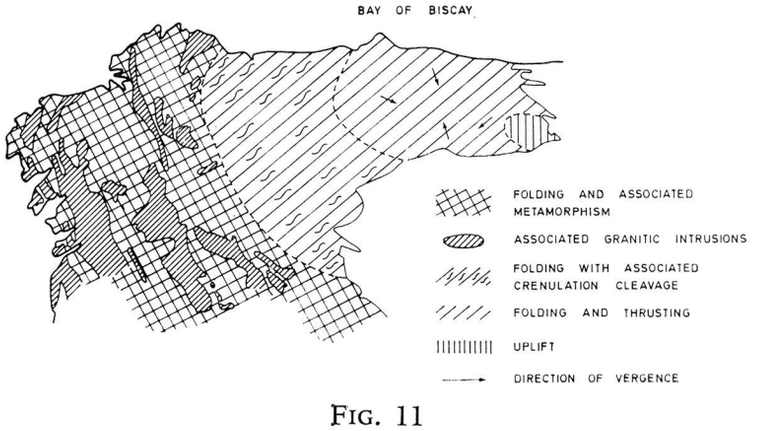


FIG. 11

Late Westphalian D (Leonian) tectonic phase: different effects of this fourth tectonic phase in different areas of NW Spain

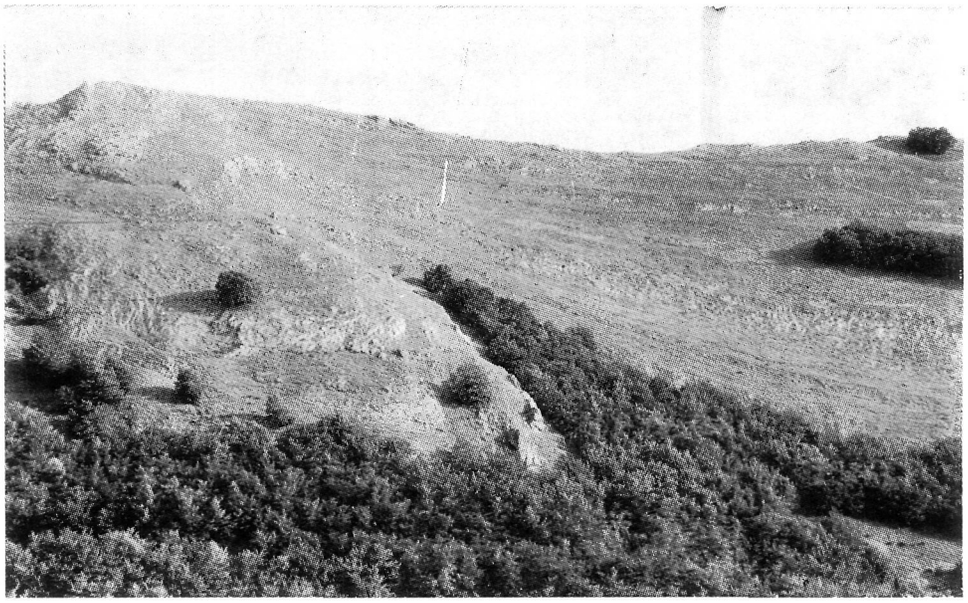


FIG. 12

Cross-fold of the Leonian phase superimposed on the flank of a much larger isoclinal fold produced by the earlier Palentian phase; Cantabrian Zone. The cross-fold is in Devonian limestone of the Santa Lucía Formation south-east of La Vid, in northern León. Cross-fold trending NW-SE, as against an E-W trend of the earlier, isoclinal fold

The Leonian Phase movements mainly affected northern León and central Asturias (Fig. 11). The style of folding in these regions is similar to that produced by the earlier Palentian Phase in northern Palencia. It is characterised by large isoclinal folds in the areas not affected by the Palentian folding, and by rather small cross-folds where there is a superposition of Leonian structures on the Palentian folds. The cross-folding pattern is particularly clear in north-eastern León where the Leonian Phase movements were very active and where there is a strongly angular unconformity associated with these movements. The immediately post-orogenic deposits in north-eastern León are valley fills fossilising a mountainous relief of some 150 to 300 metres depth (WAGNER 1970, pl. I, p. 440).

Although the Leonian Phase is clearly separated in time from the earlier Palentian fold movements, its effects can only be separated satisfactorily where Leonian cross-folds are superimposed on the Palentian structures (Fig. 12). In other pars of the Cantabrian Zone, where the two folding phases are not clearly superimposed, similar structures were formed at different times. They show identical trends which are adapted to the so-called Asturian arc or kneefold formed as the result of verging towards the foreland termination (i.e. the Cantabrian Block of RADIG 1962).

The general style of folding of the Leonian structures is that of thrust isoclines, without cleavage. Thrusting is quite intensive and an imbricate structure of rather steeply inclined thrust sheets is commonly developed. Some of the more important overthrusts can be followed along the strike over distances of 60 to 80 km. Their displacement cannot always be calculated but it is not likely to have been in excess of a few kilometres in most cases. In a few instances, however, a displacement of some ten kilometres across the strike has been recorded (RUPKE 1965). JULIVERT (1971), following DE SITTER (1962), regarded these thrust isoclines developing into thrust sheets as nappe structures, but although small nappes are undoubtedly present in the Cantabrian Cordillera (WAGNER 1971), there appears to be no need to invoke large scale nappe structures. Lateral transitions from relatively undisturbed isoclinal synclines and anticlines to thrust isoclines forming imbricate structures can be observed, and it is significant that there is no apparent disruption of the relative position of facies belts. This seems to preclude the existence of large scale movements. JULIVERT (1971) further interpreted these structures as having been provoked by large scale decollements from the basement, but the latter is never apparent and where local decollements have been observed they are rather small in extent and do not involve the basement. The presence of a preferred horizon of thrusting at the level of incompetent Middle Cambrian strata occurring between two major quartzite formations, has been observed and stressed by both DE SITTER and JULIVERT, but there are also numerous instances of thrusting having taken place at different horizons in the stratigraphic succession.

FIFTH FOLDING PHASE: STEPHANIAN A

In the Sanabria region of the Galician/Castilian Zone this tectonic phase is represented by intermediate concentric-kink folds of small amplitude and with axial planes dipping some 30° to 40° NE.

A late phase of kinking is also described by MATTE (1968) in the West-Asturian/Leonese Zone (Fig. 13).

In the Cantabrian Zone the Leonian Phase movements were succeeded by the formation of a basin collecting well over 5,000 m of marine and continental strata (WAGNER & VARKER 1971, BOUROZ *et al.* 1972). This post-Leonian basin extended from north-eastern León into northern Palencia and was apparently *ca.* 60 km wide in the early stages of its existence when its eastern limit was determined by a syn-sedimentary fault contact with a platform to the east. The latter was slowly transgressed eastwards at a later stage in the development of the basin. The position and history of the post-

Leonian basin shows clearly the much reduced character of the foreland massif (Cantabrian Block) which retreated eastwards while a substantial part of the Cantabrian Zone became subject to subsidence and accumulated a thick pile of sediments. Although the thickness of this sedimentary sequence is quite considerable, the areal extent of the basin was rather limited. Eastward onlap is also recorded for the post-Leonian basin in eastern Asturias (MARTÍNEZ-GARCÍA & WAGNER 1971), where the sedimentary sequence appears to be much thinner. This area may or may not have been in direct communication with the more important basin in north-eastern León and Palencia. These small basins are tardi-geosynclinal in AUBOUIN's terminology and occupy a position near the foreland.

The post-Leonian deposits in the area of maximum sedimentation were folded into steep isoclines and large asymmetrical folds verging south- and south-westwards (Fig. 13). They trend E-W in northern León and in north-western Palencia, and NW-SE in north-eastern Palencia (Fig. 14). The folding has been dated as either late Stephanian A or early Stephanian B in northern Palencia where late Stephanian B deposits overlie Stephanian A with an almost right-angle unconformity (Fig. 15). This is the Asturian Folding Phase of STILLE (1920) which is generally marked by an important angular unconformity throughout the Cantabrian Cordillera, with Stephanian B and C coal-measures lying as an independent sequence on top of previously folded earlier Carboniferous, Devonian and Lower Palaeozoic strata. The widespread nature of this unconformity has given rise to the often expressed belief that the Asturian Folding Phase would represent the most important tectonic event in the Cantabrian Cordillera. However, this is not necessarily so, and may even be regarded as unlikely.

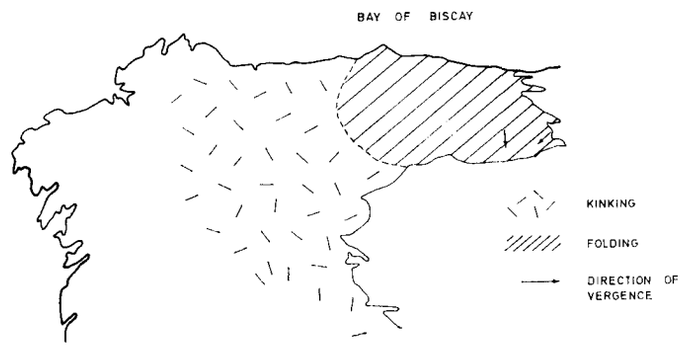


FIG. 13

Late Stephanian A (Asturian) tectonic phase: different effects of this fifth tectonic phase in different areas of NW Spain



FIG. 14

One of the smaller isoclinal folds formed by the Asturian phase in northern Palencia; Cantabrian Zone. This is the NW-SE trending Celada Syncline in upper Moscovian (Westphalian D) limestones

Although its effects are widespread, it is not clear that the Asturian Phase was active in eastern Asturias. In the Sierra de la Demanda, south-east of the Cantabrian Chain, its effects are marked only by a disconformity, as are those of the Leonian Phase (COLCHEN 1971).

In fact, the area of influence of the Asturian Phase is not clearly delimited and it is quite possible that only the eastern part of the Cantabrian Zone was affected by the isoclinal style of folding recorded for this tectonic phase in northern Palencia.

SIXTH FOLDING PHASE: LATE STEPHANIAN C OR EARLY PERMIAN

A late episode of kink bands occurred in the Sanabria region of the Galician/Castilian Zone. These show vertical planes and a N-S trend.

In the Cantabrian Zone the post-Asturian basin commenced to be formed in late Stephanian A times in the Sabero region of northern León, and it extended from this region both north-westwards and north-eastwards, with a gradual onlap. The basal deposits of the post-Asturian succession do in fact vary in age from late Stephanian A in Sabero to early Stephanian C



FIG. 15

Outcrop of the Asturian unconformity in the mountains north-west of Barruelo de Santullán in the province of Palencia; Cantabrian Zone. The drawn line marks the base of post-orogenic conglomerates of Stephanian B age which form a small anticlinal structure. They are strongly unconformable to steeply dipping earlier Upper Carboniferous rocks participating in an isoclinal structure which also contains strata of Stephanian A age. The boulders in the unconformable conglomerate are commonly up to 10 or even 15 cm in diameter

in Cangas del Narcea and Tineo (Asturias), and the onlap is therefore clearly expressed. The latest post-Asturian strata extended into the West-Asturian/Leonese Zone. They are widely developed in the region of El Bierzo, south-west of the Narcea Anticlinorium.

The total sequence of post-Asturian sediments reached a thickness of *ca.* 4,500 m but the full succession was only developed where the basin commenced, i.e. in the Sabero area, and here the top part of the sequence is taken off by erosion. Away from the initial basin the sequence is gradually less as the sedimentation started at later times with the onlap in NW and NE directions. The shape of the post-Asturian basin appears to have been unrelated to the pattern of the earlier geosynclinal and tardi-geosynclinal basins in NW Spain. On the other hand, the subsequent folding, either late Stephanian C or early Permian in age, produced folds and thrusts similar in trend and style to those formed by the earlier folding phases in the Cantabrian Zone. These structures of Permian (?) age are adapted again to the Asturian arc or kneefold, and although there is no sign of the old foreland massif in the shape of the post-Asturian basin, it must have reasserted itself

again when the folding took place. The late Stephanian C or early Permian folds are asymmetrical, with steeply dipping axial planes. In some cases, they become nearly isoclinal. Small thrusts are associated and these verge towards the central part of the Cantabrian Zone, similarly to those formed in earlier tectonic phases. It is likely that this folding phase produced the refolding found in the area of thrust slices east of the central Asturian coalfield (JULIVERT 1971).

The dating of this folding phase is somewhat ambiguous, since there is no direct unconformable contact between Stephanian B and C strata in the post-Asturian coalfields and the sporadic Lower Permian (Autunian) deposits which are poorly represented in NW Spain. However, there is one undisputable record of Autunian strata near Pola de Siero, in the Asturias (PATAC 1920), and this small sequence is quite different in facies to the known Stephanian C rocks of Tineo and Villablino. Within the confines of the central Asturian coalfield, near Mieres, there is a succession of strata which are apparently unconformable on steeply dipping upper Westphalian coal-measures and which have recently yielded a flora of either late Stephanian C or Autunian age (unpublished investigation made in collaboration with J. P. LAVEINE). These strata, which are being studied by M. GERVILLA (pers. comm.), are strongly influenced by volcanics (ALMELA & RÍOS 1962). A strongly angular unconformity is also recorded below some probable lower Permian strata in northern Palencia (MAAS in DE JONG 1971) where they overlie folded Moscovian sediments (Fig. 17). The latter were deformed during the Asturian Phase. The unconformable Lower Permian (?) strata of northern Palencia are separated by a low angle unconformity from Triassic strata which are overlapping to the extent that they rest immeditely upon highly unconformable Stephanian B rocks a few kilometres further along the strike. This appears to date the movements connected with the angular unconformity as either late Stephanian or, more likely, early Permian.

The area affected by this early Permian (?) folding phase is apparently limited to the Cantabrian Zone (Fig. 16), because the Stephanian C of the El Bierzo region, in the West-Asturian/Leonese Zone, is essentially unfolded, although affected by faulting.

SEVENTH FOLDING PHASE: PERMIAN

The Autunian strata of Pola de Siero are steeply folded and covered unconformably by Cretaceous rocks. On the other hand, MAAS (in DE JONG 1971), in Palencia and Santander (Fig. 17), only records a low angle unconformity with little angularity between the lower Permian (?) deposits and the

overlying Triassic. The effect of the corresponding tectonic phase was therefore rather limited in area, in as far as folding is involved. On the other hand, it is quite likely that this phase of movements produced some of the large strike-slip faults in the Cantabrian Cordillera, e.g. the León Fault of DE SITTER (compare MARCOS 1968) and the Cantabrian Fault of MARTÍNEZ ALVAREZ (1968).

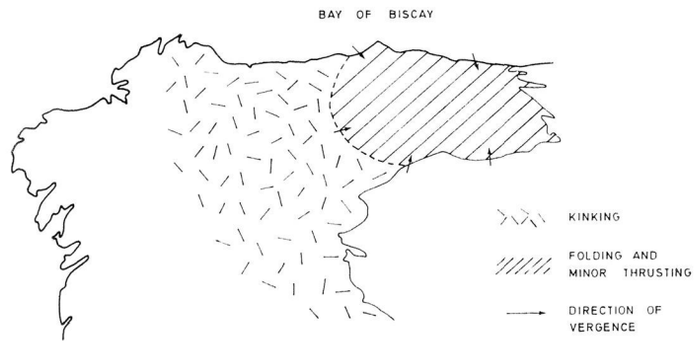


FIG. 16

Late Stephanian C or early Permian tectonic phase: different effects of this sixth tectonic phase which folded the Stephanian B and C coal-measures in the Cantabrian Zone



FIG. 17

Early Permian and Triassic strata, mutually separated by a low-angle unconformity, and together forming a strikingly unconformable sequence with regard to underlying limestones and mudstones of the upper Moscovian. The mountain scarp in predominantly Triassic strata (conglomerates and sandstones) is that of Peña Labra on the boundary of the provinces of Palencia and Santander; Cantabrian Zone

In the Galician/Castilian Zone there are fractures with E-W and NNE-SSW trends, found in southern Galicia, and which may be ascribed to this late tectonic phase.

After this phase, the post-geosynclinal basin of Burgos and Santander developed during the full length of Mesozoic time. The general palaeogeographic configuration became rather different and the eventual tectonic structure of these Mesozoic strata also shows little relation to that of the Palaeozoic rocks in the Cantabrian Cordillera and in the Sierra de la Demanda. They apparently represent a different part of the geological history of northern Spain.

CONCLUSIONS

Despite the different palaeogeographic units, with a different tectonic, igneous, metamorphic and sedimentary development, the Palaeozoic geology of NW Spain shows an overall pattern which indicates the fundamental unity of this area. The palaeogeographic units distinguished by LOTZE (1945) have stood the test of time, and appear to correspond to different parts of a geosynclinal complex which lasted from the early Cambrian (or late Precambrian) into the Permian. The main geanticline may have corresponded to the western part of the Galician/Castilian Zone, and the early Palaeozoic eugeosyncline to the eastern part of this zone and to the adjacent West-Asturian/Leonese Zone. The latter was apparently separated from the miogeosyncline and foreland by a miogeanticline corresponding to the Narcea Anticlinorium of Precambrian rocks in northern León and Asturias. The Cantabrian Zone, corresponding generally to the Cantabrian Cordillera of the present day, mainly represents a foreland area which was progressively encroached upon by the miogeosyncline. This foreland massif terminated westwards and also shows southern and northern borders which were emphasized further by the successive folding phases which moved tectonic structures onto the massif. These structures are perfectly adapted to the western termination of this foreland massif (the Cantabrian Block of RADIG 1962), and this produced the so-called Asturian arc or kneefold structure. The foreland present in the Cantabrian Zone was probably an intermediate foreland *sensu* AUBOUIN (1965), with geosynclinal areas both south and north of the massif. These geosynclinal areas, with a general E-W trend, coalesced west of the intermediate foreland spur in the Cantabrian Cordillera, and thus formed a single geosynclinal unit with a general N-S trend in the West-Asturian/Leonese Zone. The eastern continuation of the foreland spur, representing the main development of the intermediate foreland, may well coincide with the area of the western and central Pyrenees.

Both the sedimentary and the tectonic history of the Palaeozoic rocks in NW Spain fit a general pattern which is recognisably similar until the tardi- and post-geosynclinal basins became established in late Carboniferous and Permian times. It is the writers' contention that the sedimentary history of the geosynclinal complex of NW Spain was interrupted at certain, fairly short-lived intervals by tectonic phases which acted with different degrees of intensity upon the different palaeogeographic zones, but which were discernible throughout the entire area.

The earliest of these tectonic phases produced folding and cleavage in the internal part of the geosyncline in the Galician/Castilian and West-Asturian/Leonese zones during Wenlockian times. It is likely that these movements were provoked by the hinterland which may have been situated in the western part of the Galician/Castilian Zone. In the foreland area of the Cantabrian Zone, the Wenlockian movements produced an extensive uplift, recognisable throughout the Cantabrian Cordillera, which eliminated upper Ordovician and lower Silurian strata in the area east of the Narcea Anticlinorium. Similarly, a later tectonic phase, of late Famennian age, produced a further uplift in the central part of the Cantabrian Zone, but it is noted that the latter uplift was apparently more restricted in area than the Silurian one. This uplift may have occurred at approximately the same time as the second folding phase recorded in the eastern part of the Galician/Castilian Zone.

The sedimentary development of the foreland area with the adjoining miogeosyncline shows a general and progressive restriction of the foreland region, i.e. of the Cantabrian Block. The whole of the Cantabrian Zone was situated within the foreland region during Lower Palaeozoic and Devonian times, and including the Lower Carboniferous which is characterised by condensed sediments laid down on a platform far from the land. Flysch deposits reached the Cantabrian Zone during middle Namurian times and this marked the first occasion when the Cantabrian Block did not wholly coincide with the present-day mountains of the Cordillera Cantábrica. Folding of the miogeosyncline occurred in early to middle Westphalian times, but this folding phase affected only a part of the Cantabrian Zone. The block, in the central part of this zone, reacted again by uplifting. This tectonic phase is also detected in the earlier geosynclinal area of the Galician/Castilian Zone which, at this time, may well have become incorporated partly with the geanticlinal hinterland. It was also subjected to granitic intrusions (e.g. the Friol Granite which was dated as being of approximate middle Westphalian age).

Late Westphalian D movements extended further onto those parts of the old foreland massif which had become incorporated with the miogeosyncline form middle Westphalian times onwards and which had accumulated an

important load of upper Westphalian sediments (as represented, particularly, in the central Asturian coalfield). The folds formed during this Leonian Phase complement those of the earlier Palentian Phase (early to middle Westphalian) and are difficult to distinguish in those areas where there is no superposition of fold structures.

After the Leonian Phase only small tardi-geosynclinal basins became established. The Cantabrian Block was further reduced in size and was clearly retreating eastwards as the post-Leonian basin advanced upon its foreland which was tilted at its margin and which temporarily became a supplier of sediment.

The later, Asturian Phase of folding, of late Stephanian A age, produced the same style of folds and attendant overthrusts as the earlier tectonic phases, but in some areas the vergence was different. The post-Asturian basin may also be classed as tardi-geosynclinal, but its shape was no longer conforming the earlier palaeogeographic configuration. However, the subsequent folding, of either late Stephanian or early Permian age, closely followed the lines established by the earlier fold phases and its structures molded themselves clearly around the old Cantabrian Block which reasserted its role as a foreland massif, albeit for the last time.

The Palentian, Leonian and Asturian phases had a steadily diminishing effect on the area of the earlier eugeosyncline of the Lower Palaeozoic (West-Asturian/Leonese Zone, primarily), and it appears that this area became progressively cratonised from late Devonian times onwards. The upper Stephanian deposits, which were fairly strongly compressed in the Cantabrian Zone, remained practically unfolded in the West-Asturian/Leonese Zone west of the Narcea Anticlinorium.

Finally, the Permian movements which occurred prior to the establishment of the Mesozoic basin of Burgos and Santander, east of the Cantabrian Cordillera, produced some late wrench faulting and other fractures in the now fully cratonised geosynclinal complex of NW Spain.

The general shift in area which is reflected by the different intensity of tectonic movements of the same phases in different palaeogeographic zones, can also be observed in the distribution of thickness of sedimentary sequence. The eugeosynclinal area of the West-Asturian/Leonese Zone (and the eastern part of the Galician/Castilian Zone) accumulated a great thickness of Lower Palaeozoic strata, which is vastly in excess of that deposited on the foreland massif in the Cantabrian Zone. The latter became subjected to increasingly important subsidence during the late Palaeozoic when the miogeosyncline encroached progressively upon the foreland. Upper Carboniferous tardi-geosynclinal basins in the Cantabrian Zone accumulated vast thicknesses of sediment, of the order of 5,000 m for each post-orogenic sequen-

ce, but the areas of sedimentation had become much more restricted. The changing role of the Cantabrian Zone is reflected most markedly in the Upper Carboniferous successions which show gradually increasing thicknesses of sediment for similar lengths of time in the same general area. This explains the vast development of Stephanian rocks in the Cantabrian Chain, with a cumulative thickness of up to 8,000 m of sediments, which is more than anywhere else in the world.

REFERENCES

ALMELA, A. & RÍOS, J. M. (1962): *Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la Costa Cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto).* E. N. Adaro Invest. Min., 1-171, figs. 1-59, láms. I-VII, mapa.

AUBOUIN, J. (1965): *Geosynclines.* Developments in Geotectonics, 1, 1-355, figs. 1-67, Elsevier Publ. Co.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. & MATTE, Ph. (1971): *La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins,* in "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", 1 (4), 1.68, figs. 1-18, Publ. Inst. franç. Pétrole.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1973): *Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen.* Nature (Phys. Sci.), 241, 50-52.

BOSCH, W. J. VAN DEN (1969): *Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain).* Leidse Geol. Meded., 44, 137-225, figs. 1-116, geol, map and sections.

BOUROZ, A.; KNIGHT, J. A.; WAGNER, R. H. & WINKLER PRINS, C. F. (1972): *Sur la limite Westphalien-Stéphanien et sur les subdivisions du Stéphanien inférieur 'sensu lato'.* C. R. 7e Congrès Carbonifère, Krefeld 1971, 1, 241-261, figs. 1-3.

CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne).* Thèse Univ. Montpellier, 430 pp., figs. 1.104, carte géol. et coupes.

CAPDEVILA, R. & VIALETTE, Y. (1970): *Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (nord-ouest de l'Espagne).* C. R. Acad. Sci., Paris, (D), 270, 2527-30.

COLCHEN, M. (1971): *Les formations carbonifères de la Sierra de la Demanda: comparaison avec celles de l'ensemble cantabro-asturien,* in "The Carboniferous of Northwest Spain", Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 3, 53-68, figs. 1-4.

COMTE, P. (1938): *La transgression du Famennien supérieur dans la Cordillère Cantabrique.* C. R. Acad. Sci., Paris, 206, 1741-43.

— (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Contabrique.* Mem. Inst. Geol. Min. España, 60, 1-440, geol. map and sections.

DROT, J. & MATTE, Ph. (1967): *Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NW de España).* Notas y Comuns. Inst. Geol. Min. España, 93, 87-92, figs. 1-2.

GINKEL, A. C. VAN (1965): *Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains.* Leidse Geol. Meded., 34, 1-225, text-figs. 1-13, pls. I-LII, maps and sections.

JONG, J. D. DE (1971): *Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators.* Geologie en Mijnbouw, 50 (3), 399-416, figs. 1-5, photos 1-8.

JULIVERT, M. (1971): *Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain.* Amer. Jl. Sci., 270, 1-29, figs. 1-7.

JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A. & HENRY, J. L. (1968): *Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E de la cuenca carbonífera central de Asturias.* Breviora Geol. Astúrica, 12 (4), 1-4, fig. 1.

KNIGHT, J. A. (1971): *The sequence and stratigraphy of the eastern end of the Sabero coalfield (León, NW Spain),* in "The Carboniferous of Northwest Spain". Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 3, 193-229, text-figs. 1-5, pls. 1-6.

LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta.* Geotektonische Forsch., 6, 78-92, Abb. 1.

— (1961): *Das Kambrium Spaniens,* Teil I: *Stratigraphie.* Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturwiss. Kl., 1961 (Nr. 6), 283-498, Abb. 1-48.

MAAS, K. (1974): *The geology of Liébana, Cantabrian Mountains, Spain; deposition and deformation in a flysch area.* Leidse Geol. Meded., 49, 379-465, text-figs. 1-9, pls. 1-55, maps and sections.

MARCOS, A. (1968a): *Nota sobre el significado de la 'León Line'.* Breviora Geol. Astúrica, 12 (3), 1-5, fig. 1.

— (1968b): *La tectónica de la unidad de La Sobia-Bodón.* Trabajos de Geología, 2, 59-87, figs. 1-11, 2 mapas.

— (1970): *Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias (NW de España).* Breviora Geol. Astúrica, 14 (2), 13-28, figs. 1-18.

— (1971): *Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España).* Breviora Geol. Astúrica, 14 (4), 59-64, figs. 1-5.

MARTÍNEZ-ALVAREZ, J. A. (1968): *Consideraciones respecto a la zona de fractura ("Falla Cantábrica") que se desarrolla desde Avilés (Asturias) hasta Cervera de Pisuerga (Palencia).* Acta Geol. Hispanica, 3 (5), 142-144, fig. 1.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1971): *Esquema geológico del Noroeste de la provincia de Zamora (NW de España).* Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ., Sección I, vol. I, 273-286.

— (1972): *El Silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica.* Acta Geol. Hispánica, 7 (4), 104-108, figs. 1-3.

— (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (NW de España).* Stvdia Geol., Univ. Salamanca, 5, 7-106, figs. 1-59, mapa geol. y cortes.

MARTÍNEZ-GARCÍA, E. & CORRETGÉ, L. C. (1970): *Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Provincias de Zamora y Orense).* Studia Geol., Univ. Salamanca, 1, 47-58, figs. 1-4.

MARTÍNEZ-GARCÍA, E. & WAGNER, R. H. (1971): *Marine and continental deposits of Stephanian age in eastern Asturias (NW Spain),* in "The Carboniferous of Northwest Spain". Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 3, 285-305, text-figs. 1-6, pls. 1-5.

MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne).* Trav. Lab. Géol. Fac. Ci., Grenoble, 44, 1-128, figs. 1-128, carte et coupes géol.

MOORE, L. R.; NEVES, R.; WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1971): *The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain,* in "The Carboniferous of Northwest Spain", Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 3, 307-363, text-figs. 1-7, pls. 1-8.

NOLLAU, G. (1968): *Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest-Spanien.* Geotektonische Forsch., 27, 71-146.

PARGA, J. R. (1969): *Consideraciones sobre la Erosión Fameniense en la Cordillera Cantábrica.* Breviora Geol. Astúrica, 13 (4), 46-48, 1 fig.

— (1970): *Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas.* Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 115-143, figs. 1-11.

PATAC, I. (1920): *La Formación Uraliense Asturiana.* Gijón, Artes Gráficas, S. A., 1-50, fotos y cortes.

PELLO, J. & PHILIPPOT, A. (1967): *Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Asturies, NW de l'Espagne).* C. R. somm. Soc. géol. France, 1967 (4), 156.

RADIG, F. (1962): *Ordovizium/Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien.* Geol. Rundschau, 52, 346-357, Abb. 1.

RUPKE, J. (1965): *The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain).* Leidse Geol. Meded., 32, 1-74, figs. 1.34, geol. map and sections.

SCHINDEWOLF, O. H. & KULLMANN, J. (1958): *Cephalopoden-führendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien).* Neues Jahrb. Geol. Paläont., Mh. 1958 (1), 12-20, 1 Karte.

SITTER, L. U. DE (1962): *The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. Explanation of a geological map with section (scale 1:100,000)* Leidse Geol. Meded., 26, 255-264, geol. map and sections.

SJERP, N. (1967): *The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain).* Leidse Geol. Meded., 39, 55-128, text-figs. 1-62, geol. map and sections.

STILLE, H. (1920): *Über Alter und Art der Phasen variscischer Gebirgsbildung.* Nachrichten K. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., 218-224.

VILAS, L. (1971): *El Paleozoico inferior y medio de la Cordillera cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga.* Mem. Inst. Geol. Min. España, 80, 1-169, figs. 1-17, 2 láms.

WAGNER, R. H. (1970): *An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest Spain.* Congr. Coll. Univ. Liège, 55, 429-463, text-figs. 1-3, pl. 1.

— (1971): *Carboniferous nappe structures in north-eastern Palencia (Spain),* in "The Carboniferous of Northwest Spain", Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 4, 431-459, text-figs. 1-5, pls. 1-7.

WAGNER, R. H. & FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1971): *The Lower Carboniferous and Namurian rocks north of La Robla (León),* in "The Carboniferous of Northwest Spain", Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 4, 507-531, text-figs. 1-6, pl. 1.

WAGNER, R. H. & VARKER, W. J. (1971): *The distribution and development of post-Leonian strata (upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in northern Palencia, Spain,* in "The Carboniferous of Northwest Spain", Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 4, 533-601, text-figs. 1-13, pls. 1-2.

WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F. & RIDING, R. E. (1971): *Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain,* in "The Carboniferous of Northwest Spain", Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 4, 603-663, text-figs. 1-10, pls. 1-3.

WALTER, R. (1965): *Die unterschiedliche Entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und westlich des Kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest Spanien).* Neues Jahrb. Geol. Paläont., Mh. 1965 (12), 740-753, Abb. 1-3.

(Recibido el 14 - I - 74)

VARIA

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (161-165)

MICROANALYSIS OF ZEOLITES

ANNA G. LOSCHI GHITTONI*
ELIO PASSAGLIA*

RIASSUNTO.—Viene descritto un metodo per la determinazione degli elementi alcalino e alcalino terrosi, del ferro e manganese su piccole quantità di materiale (10 mg o meno) mediante spettrofotometro ad assorbimento atomico. Il metodo è valido per i silicati poveri in ferro e magnesio (zeoliti, feldspati e feldspatoidi). I risultati delle determinazioni su 4 rocce standard (3 graniti e una tonalite) e su 2 zeoliti, rispettivamente ricche in Ba e Sr, sono confrontati con i rispettivi dati della letteratura.

SUMMARY.—A method for the determination of the alkalies, alkaline earths, iron and manganese on very small amounts of material (10 mg even 5 mg) by atomic absorption spectrophotometer is described. The method is suitable for the silicate minerals poor in Fe and Mg (zeolites, feldspars and feldspathoids). The results of the determinations on four standard rocks (3 granites and 1 tonalite) and on two zeolites, respectively rich in Ba and Sr, are compared with the data of literature.

INTRODUCTION

There is in literature a rich bibliography about the procedures on the determination of the most common elements of a silicate rock by atomic absorption spectroscopy [ALLAN (1962); TRENT and SLAVIN (1964); SLAVIN (1965); FARRAR (1966); ALTHAUS (1966); SIGHINOLFI (1969); etc.].

The need of making analyses on small amounts of natural zeolites, has led us to set up a microanalytical method to determine the following cations: Na, K, Ca, Mg, Sr, Ba, Fe, Mn. This method is suitable for the silicate minerals poor in Fe and Mg like zeolites, feldspars and feldspathoids.

Considering both the average cation content of a zeolite or an acid rock and the average value in ppm of the optimum working range for each cation, Table 1 shows clearly that the minimum amount of material that we need for the determination appears to be about 5 mg. As the cation content of the sample can go remarkably down the average values reported in Table 1, appears advisable, when possible, to use 10 mg of material.

* Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Univertità di Modena, Italy.

TABLE 1

Element	Average concentration of element in the solution to be examined	Average concentration of element in the minerals to be analyzed	μg of mineral required to get in 1 ml the concentration given in the first column
	ppm	percent	μg
Na	6	4	150
K	6	4	150
Mg	0.5	0.1	500
Ca	7	4	175
Sr	7	1	700
Ba	7	1	700
Fe	10	1	1.000
Mn	8	0.1	800
			Sum... 4.175 μg ~ 5 mg

STANDARD ROCK SAMPLES AND OVERALL ANALYTICAL PRODEDURES

The following standards have been analyzed:

GH granite.

GA acid granite (Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques de l'Université, Nancy).

GR granite.

T1 Msusule tonalite (Geological Survey of Tanganika, Dodoma).

Harmotome (zeolite) from Andreasberg, Germany.

Chabazite (zeolite) from Vallerano, Roma, Italy.

The granites and the tonalite have been used as standards for the determination of: Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn; the Harmotome from Andreasberg for the Ba determination and the Chabazite from Vallerano for the Sr determination.

The standard stock solutions were obtained by dissolving stoichiometric quantities of chlorides or carbonates of the various elements in distilled deionized water, as hinted by the Perkin-Elmer Analytical methods book.

A Perkin-Elmer mod. 303 spectrophotometer was used and the standard instrumental settings and the special adjustments for the various elements are those reported in Table 2.

TABLE 2

Instrument settings and adjustments

Element	Wavelength	Slit	Lamp current	Pressure of fuel (acetylene)	Pressure of Oxider	Optimum working range (ppm)	Burner
Na	VIS 295	4	10 mA	6	5	0.5—10	b
K	VIS 383	4	700 mA	9	9	0.5—10	a
Mg	VIS 211	5	20 mA	9	8.5	0.2— 2	a
Ca	UV 285	4	20 mA	9	8.5	1.0—15	a
Sr	VIS 230	4	20 mA	9	8.5	0.5— 8	a
Ba	VIS 277	3	25 mA	>15	7	0.5— 8	c
Mn	UV 279	4	20 mA	9	9	0.5— 8	a
Fe	UV 248	4	30 mA	9	9	0.5—20	a

a) 10 cm long acetylene — air burner head.
b) 5 cm long acetylene — air burner head.
c) Acetylene-nitroux oxide burner head.

All the acids used are Suprapur Merck products.

The drawings for the various dilutions have been made by Marburg-Eppendorf micropipettes.

EXPERIMENTAL PROCEDURES

Weigh with a microanalytical balance about 10 mg of material in a 10 ml platinum crucible. Wet with deionized water and add; 0.5 ml of HF ,concentrated), 0.3 ml of HNO_3 (1:1) anl 0.3 ml of $HClO_4$ (1:3). After leaving for 12h on a water bath, dry almost completely by an ironclad plate; then add 0.1 ml of $HClO_4$ (1:3) and dry again; at last add 0.3 ml of HCl (concentrated) and deionized water. When the solution is clear, transfer it to a 10 ml volumetric flask and fill to the mark.

From this solution we determine the various elements as follows:

Sodium and Potassium

Transfer 2 ml of solution to a 25 ml volumetric flask, add 3 ml of a 1% Cs_2O solution and fill to the mark. With this procedure the optimum determination range is from 0.5 to 10% of Na_2O and K_2O.

Calcium, Magnesium and Strontium

Transfer 2 ml of solution to a 25 ml volumetric flask, add 4 ml of a 5% lantantum solution and fill to the mark. This procedure allows the determination of CaO in the range from 1 to 15%, that of MgO from 0.2 to 2% and that of SrO from 0.5 to 15%.

Barium

Transfer 2 ml of solution to a 25 ml volumetric flask, add 4 ml of a 1% K_2O solution and fill to the mark. With this procedure the optimum determination range is from 0.5 to 8% of BaO.

Iron and manganese

As the content in iron and manganese of zeolites and acid rocks is very small these are directly determined on the starting solution.

In this way the optimum determination range for Fe_2O_3 is from 0.1 to 2% and for MnO from 0.05 to 0.8%.

The above mentioned dilutions are of course only indicative and therefore the most suitable dilutions for determining the various cations will be chosen by the analyst according to the presumable cation content of the analyzed material.

ANALYTICAL RESULTS AND PRECISION AND ACCURACY CEEKS

The results of the analyses on the six standards examined and reported in Table 3, are the average of 5 determinations made on different solutions carried out at long intervals, sometimes months.

TABLE 3

Analytical results and standard deviation σ

Standard		Na_2O	K_2O	MgO	CaO	SrO	BaO	Total Fe as Fe_2O_3	MnO
	σ	0.16	0.05		0.04			0.05	0.005
GH	this work	3.85	4.89	n.d.	0.72			1.38	0.05
	a)	3.83	4.78	0.07	0.68			1.30	0.05
	σ	0.15	0.12	0.07	0.06			0.14	0.005
GA	this work	3.62	4.10	0.95	2.51			2.78	0.085
	a)	3.57	4.03	0.99	2.48			2.77	0.09
	σ	0.14	0.10	0.07	0.11			0.09	0.005
GR	this work	3.79	4.61	2.31	2.41			4.02	0.06
	a)	3.80	4.50	2.40	2.50			4.05	0.06
	σ	0.10	0.05	0.10	0.10			0.12	0.005
T1	this work	4.35	1.24	1.82	4.96			5.79	0.10
	b)	4.37	1.26	1.83	5.22			5.95	0.10
	σ					0.08			
Chabazite	this work					3.92			
Vallerano	c)					3.78			
	σ						0.60		
Harmotome	this work						20.14		
Andreasberg	d)						20.16		

a) ROUBAULT, DE LA ROCHE et GOVINDARAJU (1966).
b) SIGHINOLFI (1969).
c) PASSAGLIA (1970).
d) RINALDI [(personal communication): average value from the wet chemical analysis (20.18) and from the X-ray fluorescence analysis (20.14)].

In the same Table, there are the calculated standard deviation σ and the comparison with the values reported in literature.

In the GH standard the content in Mg has not been determined, since it is too low to be determined with this method. From the data of Table 2 we can observe that the method allows a good determination of all the elements and that the determinations made in different times never shift from the average value more than 3%.

CONCLUSIONS

The procedure above described is suitable for the analysis of silicates with a low content in Fe and Mg (zeolites, feldspars, feldspathoids) when we can get little material: if one can have at his disposal only a Perkin-Elmer mod 303 spectrophotometer an analysis with an amount of material less than that here advised is so far impossible.

If we consider the amounts of material needed for this analysis (10 mg or even only 5 mg), that required for the complete analysis can be restricted to only 20 mg when we dispose of TGA apparatus and X-ray fluorescence. In fact with the last one the Si/Al ratio on 20 mg of sample can be determined indestructively; these 20 mg of sample can be used further, a part for the H_2O determination with TGA and the other one for the cation determination with the method here described. To check the reliability of the analysis, remember that in the framework silicates the Al content can also be calculated from the content in alkalies in alkaline earths.

REFERENCES

ALLAN, J. E. (1962): *A review of recent work in atomic absorption spectroscopy.* Spectrochim. Acta, 18, 605-612.

ALTHAUS, E. (1966): *Die Atom-Absorption-Spektralphotometrie ein neues Hilfsmittel zur Mineralanalyse.* Neues Jahrb. Mineral., Monatsh, 9, 259-280.

FARRAR, B. (1966): *Determination of calcium in ore and magnesium in rock samples.* Atomic Absorption Newsletter, 5 (3).

PASSAGLIA, E. (1970): *The crystal chemistry of chabazites.* Amer. Mineral., 55, 1278-1301.

ROUBAULT, M.; ROCHE, H. de la et GOVINDARAJU, K. (1966): *Rapport sur quatre roches etalons geochimique: granits GR, GA, GH et basalte BR.* Sci. Terre, 11, 105-121.

SIGHINOLFI, G. P. (1969): *Determination of some major and trace elements in new standard rock samples by atomic absorption spectroscopic routine analysis.* Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., 76, 312-325.

SLAVIN, W. (1965): *An atomic absorption bibliography for 1964 and index to references.* Atomic Absorption Newsletter, 4 (2), 194-211.

TRENT, D. and SLAVIN, W. (1964): *Determination of the major metals in granitic and diabasic rocks by atomic absorption spectrophotometry.* Atomic Absorption Newsletter, 3 (19).

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974 (167-170)

TESIS SOBRE EL MACIZO HESPERICO EN 1973

PEINADO MORENO, M.ª M.: *Evolución metamórfica en el Macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Facultad de Ciencias, Universidad de Madrid.

El Macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado es el más oriental de las dos unidades metamórficas mayores del Sistema Central que se encuentra dentro de la gran mancha granítica de Gredos-Guadarrama. Son desde luego fundamentales como puntos de conexión entre los fenómenos metamórficos del W y el correspondiente al extremo occidental de Guadarrama y de Somosierra. De aquí que los datos aportados por esta tesis, así como las consecuencias que de ellos obtiene su autora, han de considerarse de interés en el contexto general de la evolución del Macizo Hespérico.

De los 9 capítulos en que divide el trabajo, cabe resaltar como fundamentales el II (dedicado a los materiales), el III (sobre los rasgos estructurales) y el IV (carácter del metamorfismo) en el que cabría incluir también el V, dedicado a la blastesis-deformación. De los restantes, y dejando a un lado los dedicados a introducción problemática, etc., hay uno en el que se aborda la probable estratigrafía y litología de la serie metamorfizada, pero ya se comprende que con unidades de tan alto grado metamórfico como el que existe no se pueden sacar datos muy precisos. También tiene un capítulo dedicado a los granitos inmediatos, incluyendo algunos datos geoquímicos y le atribuye un emplazamiento palingenético o de granitización. Este hecho debe entenderse como local y no generalizado para la extensa área granítica. El pequeño macizo granitoide de Villa del Prado, viene a constituir un núcleo en torno al cual se localizan los gneises con plagioclasas y los esquistos moscovíticos en un juego de anticlinal y sinclinal curvado en torno al granito, que atribuye a una anatexia e incluido en una estructura de forma un tanto desenraizada. Es, pues, lógico considerar el sector meridional del Macizo metamórfico como de génesis diferente al resto.

Volviendo a los tres capítulos fundamentales citados antes deduce un metamorfismo de temperaturas comprendidas entre los 550 y 700 °C y presiones 2 a 5'5 Kbars, que significa un gradiante en torno a los 50 ± 5 °C. Este metamorfismo es de forma generalizada, simultáneo a la deformación principal con esquistosidad de flujo. Es interesante resaltar que la dirección general de la deformación es al N o al NE, salvo para la compleja estructura de Santa María de la Alameda, que es precisamente donde la autora determina que los bancos de calizas cristalinas (supuestos por comparación al Cámbrico inferior) constituyen dos unidades estratigráficas.

Encuentra indicios de una fase de deformación anterior, así como una fase de metamorfismo previo con gradiante geotécnico inferior al citado antes.

GARCÍA CACHO, L.: *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español.* Universidad Complutense de Madrid.

La zona estudiada en este trabajo comprende unos 900 Kms.^{2} del sector oriental del Sistema Central y su elección ha sido un acierto ya que en ella está representada una secuencia metamórfica bastante completa desde términos de baja intensidad a otros que alcanzan los niveles de las migmatitas con formaciones anatéxicas. Mediante el trabajo cartográfico (fundamentalmente petrográfico y tectónico), y el estudio de una buena cantidad de láminas delgadas, establece las isogradas que le permiten ir estudiando sucesivamente las distintas zonas metamórficas. En cada una de ellas incluye además un estudio sobre las relaciones entre el proceso metamórfico y las fases tectónicas.

Las zonas que establece son las siguientes: zona de la clorita; zona del cloritoide; zona de la estauralita; zona de la distena y zona de la sillimanita que se ordenan de Este a Oeste, según las hemos enumerado. A la última le dedica un mayor número de páginas sin duda porque presenta una mayor variabilidad petrográfica que incluso permite subdividirla en dos apartados grandes (con o sin moscovita). Pero las páginas dedicadas a las zonas de la distena y de la estaurolita han sido elaboradas con una mayor atención.

Las condiciones de P y T que deduce para las paragénesis estudiada las sintetiza en el cuadro siguiente:

Del cloritoide	$T = 450 \pm 50\,^{o}C$	$P = 4$ Kb
De la estauralita	$T = 550 \pm 50\,^{o}C$	$P = 4'5$ a $0'5$
De la distena	$T = 625 \pm 25\,^{o}C$	$P = 5$ a $5'5$
De la sillimanita (con moscovita)	$T = 650$ a $675\,^{o}C$	$P = 65$ a 6
De la sillimanita (sin moscovita)	$T \geqq 675$	$P \geqq 6$

Con un gradiento geoquímico de $25 \pm 5\,^{o}C$/Km. Todo ese metamorfismo se desarrollaría durante la orogenia hercínica y ligado a dos fases separadas por una interfase con descenso de la P y T.

Un problema interesante que plantea el autor, es el tránsito de este tipo de metamorfismo hacia otro similar al Abukuma existente en otras zonas occidentales de la cordillera.

Precisamente en el borde W del área estudiada, comienza a aparecer la cordierita, lo que unido a la inestabilidad del granate y a la presencia de wollastonita le permite al autor situar la zona de tránsito al borde de la zona que estudia. El metamorfismo occidental, sería posterior al otro, y en consecuencia habría que situarlo, en primera aproximación al final de la F_2, y quizás se haya producido por influencia térmica de los procesos anatécticos originados en la etapa Barroviense. Extrapolando a todo el Guadarrama, es evidente que en su parte occidental son más abundantes las masas graníticas al mismo tiempo que el metamorfismo dominante es el Abukuma. El mecanismo indicado por el autor, se parece al descrito por Miyashiro para su teoría de los "pares metamórficos" y sería interesante ahondar en esta interpretación una vez se conozcan las zonas inmediatas al área estudiada con el detalle que ha sido ésta por el Sr. Cacho.

UGIDOS MEANA, J. M.: *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca - Cáceres).* Universidad de Salamanca.

Los dos tipos de formaciones que aparecen en el área estudiada (unos 4.000 Kms.^{2}) corresponden a rocas metamórficas y formaciones plutónicas. A cada una de ellas dedica el autor una parte de su trabajo, comenzando con el metamorfismo en el que no se pueden establecer de una forma general isogradas sucesivas. Por esto lo divide en una zona micacítica y una zona de migmatitas y en general establece dos máximos térmicos que sitúa ante y post fase II, siendo este último de más importancia. Al mismo tiempo no se comporta isoquímicamente y es simultáneo a la génesis de los granitos. Las condiciones del metamorfismo, las sitúa en un habitat de T = 680 - 700 °C y Pc - 3'5 - 4 Kb con P_{H_2O} variable a lo largo del proceso.

Respecto a las rocas plutónicas establece ocho tipos diferentes, algunos de los cuales presentan facies locales. Los estudia por separado, tanto desde el punto de vista petrográfico, como geoquímico. Los tres tipos que llaman primero la atención, son los que denomina "granitos heterogéneos", "granito aplítico de módulos" y "granito rosa".

En los primeros incluye términos que van desde granitos de dos micas a migmatitas y granodioritas cordieríticas. El tránsito de las migmatitas cordieríticas a granitos de este tipo se origina por aporte K según la determinación que hace de la *t* de Student y atribuye la fuente de K a los inmediatos granitos biotíticos.

"El granito aplítico de módulos" ya había sido cartografiado y descrito con anterioridad con el nombre de granito aplítico mosqueado. Aparece también en otras áreas inmediatas a las estudiadas por el autor y siempre con una dirección SW - NE. Le atribuye un proceso genético por productos hidrotermales sobre rocas hipealumínicas.

También los "granitos rosa", han sido citados en zonas próximas, pero no en el área estudiada por el autor que los encuentra siempre relacionados con los biotíticos y con tendencia general a orientarse de SW - NE así como a presentar tránsito continuo con el encajante. Por la discripción mineralógica que efectúa, se deduce que el proceso genético tiende hacia una episienitización ya que disminuye descaradamente el contenido de cuarzo y el autor lo atribuye a soluciones hidrotermales enriquecidas en sodio.

Desde el punto de vista geoquímico establece dos series graníticas. Una es calcoalcalina y la otra asimismo calcoalcalina, pero de tendencia alcalina. La primera es comparable a los G - IV de Oen, si bien las facies cordieríticas se inclinan hacia las G II y G III en las que habría que incluir también las de tendencia alcalina. Todas serían posteriores a las F II, aunque se han emplazado mediante un cierto grado de control estructural.

MONTEIRO PENHA, H.: *Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos españoles.* Universidad de Salamanca.

Después de reseñar las características geológicas generales del Macizo Hespérico, la parte fundamental de esta tesis se centra en tres zonas uraníferas intragraníticas de España: Villar de Peralonso, Campo de Albalá y zona de Andújar-Venta de Cardeña,

que son los puntos en que las manifestaciones uraníferas filonianas han merecido labores mineras de alguna intensidad. Para cada uno de estos puntos aporta datos petrológicos, tectónicos y mineralógicos obtenidos directamente de su observación en el campo y estudios en el laboratorio, con abundantes determinaciones geoquímicas sobre las rocas inmediatas. De aquí que tenga un enfoque petrográfico muy apreciable. Hacia el final tiene un ensayo comparativo con los granitos fértiles de otras áreas hercínicas europeas encontrando una notable correspondencia petrográfica y geoquímica con las áreas francesas. Hay además cierta semejanza en yacimientos concretos por las paragénesis. Podrían compararse según los pares: Villar de Peralonso con Grury (Morvan), Albaiá con el de Heuriette (Crouzille) y la Virgen (Zona de Andújar), con algunos de la región de Forez.

Entre las consecuencias conviene resaltar que estos yacimientos se encuentran en granitos monzoníticos o granodioritas de tendencia alcaiina o claramente alcalinas. Geoquímicamente tienen tendencia silico-potásica con una notable albitización posterior. Esto es crucial, pues aunque no hay una clara evidencia por los análisis químicos, sí está bien representada petrográficamente y representa el "viraje sódico" descrito para muchos granitos fértiles.

Otro dato interesante es el control tectónico de la génesis del yacimiento tal cual lo vemos hoy y que supone ha pasado por una serie de fases entre las que tenemos: *a*) una concentración en pegmatoides mediante tectónica cuando la masa granítica aún no está consolidada; *b*) una cataclasis y mineralización de dichas zonas, y *c*) una falla de tensión con deposición de sulfuros y minerales no metálicos y posteriormente los minerales de uranio. Estas tectónicas sucesivas tienen una dirección dominante SW-NE y son consideradas en parte como tardihercínicas actuando repetidamente. En realidad tanto estas fracturas, como los granitos o los yacimientos uraníferos, no son producto de un hecho único en el tiempo. Como ha indicado Chauris, para los granitos del Macizo armoricano, más que una "edad" lo que tienen es una "historia". De todas formas y por datos geocronológicos que el autor aporta por primera vez para algunos granitos españoles y que compara con otros portugueses y españoles deduce que los plutones post-fase 2 presentan en el tiempo una migración de SE a NW de acuerdo con la hipótesis de Corretgé.

STVDIA GEOLOGICA, VII, 1974

INDICE

Págs.

A. CORROCHANO SÁNCHEZ: *Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca*... 7

R. B. BABIN VICH: *Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar* 41

J. M. UGIDOS: *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes (Avila-Cáceres)* 63

M. J. FERNÁNDEZ CASALS: *Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera*... 87

R. M. RODRÍGUEZ, L. LOBATO: *El metamorfismo en el límite de las provincias de Salamanca y Avila (NW de Piedrahita)* 107

A. CORROCHANO, J. L. QUIROGA: *La discordancia Paleozoico-Terciaria al SW de Zamora* 123

R. H. WAGNER, E. MARTÍNEZ-GARCÍA: *The relation between geosynclinal folding phases and foreland movements in Northwest Spain*... 131

VARIA:

Microanalysis of zeolites (Anna G. Loschi Ghittoni, Elio Passaglia)... 161

Tesis sobre el Macizo Hespérico en 1973 167

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los autores que remitan originales para su publicación en esta revista han de tener en cuenta las normas generales de todas las publicaciones científicas. Conviene, no obstante, hacer resaltar algunas.

La bibliografía se debe disponer en orden alfabético de apellidos, figurando, a continuación de las iniciales del nombre propio, el año de su publicación, añadiendo letras minúsculas, por orden alfabético, cuando aparezca más de un trabajo del mismo autor o autores en un solo año. Después se indicará el título del trabajo y la revista donde fue publicado, así como la primera y última página del mismo. Cuando se trate de libro, se pondrá el nombre de la editorial y lugar de la edición.

Las citas de autores dentro del texto se subrayarán con dos líneas, y a continuación, entre paréntesis, figurará el año.

Los mapas, dibujos, diagramas y fotografías habrán de ser originales, nunca copias de cualquier clase, y venir independientes del texto, pero indicando el punto en que habrán de intercalarse. Debido a los problemas de reducción, es preferible que los mapas tengan una escala gráfica. En la reducción se atenderá, dentro de lo posible, a las indicaciones que formule el autor marginalmente a los mapas, dibujos, etc.

Los trabajos podrán publicarse en español, portugués, francés, alemán e inglés. A continuación del nombre del autor o autores se indicará el centro u organización a los que pertenecen. El trabajo se comenzará con un corto resumen redactado en inglés y el idioma original.

Los autores recibirán gratuitamente 50 separatas de su trabajo. Si alguno desea un número mayor lo debe indicar en el propio original y abonar posteriormente su coste.

Por último, dados los fines de esta revista, se ruega a los autores sean breves, claros y concisos.

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

Authors sending originals to be published in this journal should comply with the general regulations governing all scientific publications. In particular they should be mindful of the following instructions:

The bibliography must be set out in alphabetical order of surnames, immediately followed by the initials of christian names and the year of publication, in that order. Next will come the title of the paper and the name of the journal in which it appeared, as well as the first and the last page of the contribution. Where more than one piece of work by the same author or authors is included for the same year, they should be listed and common letters of the alphabet used to enumerate them. In the case of a book, the name of the publishing-house should be indicated together with the place where it was published.

Quotations from other authors within the text must be doubly underlined and the year indicated immediately afterwards, in brackets. Maps, drawings, diagrams and photographs ought to be originals, and under no circumstances copies of any kind; they should be sent separate from the text but accompanied by instructions from the author showing where they are to be inserted. For reduction purposes, maps should preferably include a graph scale. As far as possible, care will be taken to respect the author's instructions, written in the margin of maps, drawings, etc., during the process of reduction.

The papers can be published in Spanish, Portuguese, French, German and English. Following the name of the author(s), the body or organisation to which he or they belong, will be stated. The work will be introduced by a short summary in English and the original language.

The authors will receive fifty free copies of their work. Anyone requiring more copies should indicate this on the original and remit the corresponding amount in due course.

Finally, given the aims of this journal, authors are requested to be brief, clear and concise.

INDICE

Págs.

A. CORROCHANO SÁNCHEZ: *Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca*... 7

R. B. BABIN VICH: *Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar* 41

J. M. UGIDOS: *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes (Avila-Cáceres)* 63

M. J. FERNÁNDEZ CASALS: *Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera*... 87

R. M. RODRÍGUEZ, L. LOBATO: *El metamorfismo en el límite de las provincias de Salamanca y Avila (NW de Piedrahita)* 107

A. CORROCHANO, J. L. QUIROGA: *La discordancia Paleozoico-Terciaria al SW de Zamora* 123

R. H. WAGNER, E. MARTÍNEZ-GARCÍA: *The relation between geosynclinal folding phases and foreland movements in Northwest Spain*... 131

VARIA:

Microanalysis of zeolites (Anna G. Loschi Ghittoni, Elio Passaglia)... 161

Tesis sobre el Macizo Hespérico en 1973 167