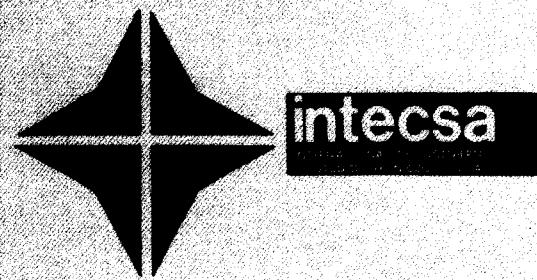


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

INFORMES COMPLEMENTARIOS
DE LA HOJA N° 21-17
ATIENZA



DICIEMBRE DE 1978.

INFORMES COMPLEMENTARIOS

- 1.- INTRODUCCION
- 2.- INFORME MACROPALEONTOLOGICO
- 3.- INFORME SEDIMENTOLOGICO
- 4.- INFORME PETROLOGICO
- 5.- INFORME PALEOGEOGRAFICO (HISTORIA SEDIMENTOLOGICA)
- 6.- MAPA DE SITUACION DE MUESTRAS Y COLUMNAS DE DETALLE.

1.- INTRODUCCION

Se exponen, en los siguientes apartados, los resultados de los estudios Sedimentológicos y Macropaleontológicos de las muestras recogidas en la presente hoja necesarias para la resolución de la estratigrafía y cartografía de la misma, así como para la redacción del informe Paleogeográfico.

Los estudios petrográficos de las muestras pertenecientes al Paleozoico, han sido realizados por GONZALEZ LODEIRO, F., la macrofauna Mesozoica ha sido estudiada por GOY GOY, A., y COMAS, M.J. mientras que la sedimentología del Permo-Trias corresponde a DELA PEÑA, J.A., y MARFIL, R., la del Jurásico y Cretácico a YEBENES, A. y la del Triásico y Cuaternario a DIAZ MOLINA, M.

2.- INFORME MACROPALEONTOLOGICO

Se exponen en este apartado, los resultados de las muestras recolectadas durante la ejecución de la hoja agrupados en función de la edad asignada. Para mayor información, se remite al lector a la consulta de las fichas Paleontológicas existentes, en el Instituto Geológico y Minero de España.

CRETACICO

21-17

PALEOZOICO

21-17

9300		INDIFERENCIADO
•		MOLDES INTERNOS DE BRACIOPODOS.
•		MOLDES INTERNOS DE LAMELIBRANQUIOS.
10300		WENLOCK SUP.
•		<i>CYRTOGRAPTUS CARRUTHERSI</i> LAPW.
•		<i>CYRTOGRAPTUS LUNDGRENII</i> TULLB.
•		<i>MONOGRAPTUS</i> SP.
•		<i>MONOGRAPTUS</i> ? SP.
•		<i>PISTIOGRAPTUS</i> ? SPL
•		<i>MONOGRAPTUS BALLAESUS</i> GORT.
•		<i>MONOGRAPTUS FLEMINGI</i> (SALT.).
•		<i>MONOGRAPTUS FLEMINGI</i> CF. <i>PRIMUS</i> ELLES WOOD.
•		<i>MONOGRAPTUS</i> CF. <i>LUSITANICUS</i> ROM.
•		<i>MONOGRAPTUS</i> CF. <i>PECTINIFORMIS</i> ROM.
•		<i>MONOGRAPTUS</i> AFF. <i>TEIXERAI</i> ROM.
•		<i>PISTIOGRAPTUS ANGULOSUS</i> ROM.
•		<i>PISTIOGRAPTUS NILSSONI</i> (BARR.).
•		<i>PISTIOGRAPTUS PSEUDODUBIUS</i> (BOUC.).
•		<i>PISTIOGRAPTUS SARDONS</i> (GORT.).
•		<i>PISTIOGRAPTUS VARSANS</i> P. WOOD.
•		<i>PISTIOGRAPTUS VULGARIS</i> WOOD.
•		<i>PISTIOGRAPTUS VULGARIS</i> AFF. <i>CURTUS</i> ELLES WOOD.
•		<i>COLONOGRAPTUS COLONUS</i> CF. <i>COMPACTUS</i> WOOD.

3.- INFORME SEDIMENTOLÓGICO

Los resultados obtenidos en los estudios sedimentológicos realizados en la presente hoja, corresponden a los entregados periódicamente al I.G.M.E. en sus respectivas fichas de rocas carbonatadas y terrígenas.

En el presente informe, se presentan los resultados de las distintas muestras recogidas en la hoja, agrupados en base a su edad.

UNIDAD CARTOGRAFICA. P11-12
EDAD. PERM[10]

Nº MUESTRAS	AMBIENTE																		
	TERRIGENOS																		
	ACCESORIOS																		
	ALQUIMICOS																		
	FRACCIONES																		
CUARZO	72	58	52	41	32	40	55	62	56	53	38	64	33	59	62	65	46	54	
FELDESPATO K	32	13	28	22	35	19	18	30	16	26	25	10	32	18	19	20	31	32	
FELDESPATO CaNa																			
FR. VOLCANICAS	3																		
FR. METAMORFICAS	5	3	5	3	1														
FR. CALIZAS																			
MICAS	3	2	1	3	1	3	6	3	1	3	5	1	2	2	2	1	1		
GLAUCONITA																			
TURMALINA	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	
OPACOS	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	
CIRCON	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	
INTROCLASTOS																			
OOLITOS																			
FOSILES																			
PELETS																			
MATRIZ CALCAR																			
" " CAOLINICA	8	3	1								5	8	3	1		1	2		
" " SERICITICA	7	2	13	4	2	20	6	7	3	3	4	9	11	7	12	9	8	10	
" " CLORITICA							3											7	
GRAVA	20						60												
ARENA	63	88	77	75	55	80	71	33	95	97	88	78	88	90	88	91	91	88	
LIMO	2				2		20		2		2	5		2	2				
ARCILLA	15	2	16	5	2	20	8	7	3	3	9	17	14	8	12	8	9	12	
C. CALCAREO																			
C. DOLOMITICO		7	20	41															
C. FERRUGINOSO	2	3	6		1	2	11	13	8	10	8	8	6	8	3	4	2	3	
C. SILICEO																			

HOJA N° 21-17
UNIDAD CARTOGRAFICA. Tg-Tg-3
EDAD. TRIASICO MEDIO-SUPERIOR

HOJA N° 21-17

HOJA N° 21-17
UNIDAD CARTOGRAFICA. C₂₂₋₂₃
EDAD. TURONIENSE-CONTACIENSE

- * 1- 1 - 10 %
- 2- 10 - 50 %
- 3- 50 - 90 %
- 4- 90 - 100 %

* * MUY FINA 1
FINA 2
MEDIA 3
GRUESA 4
MUY GRUESA 5

HOJA N° 21-17
UNIDAD CARTOGRAFICA. C₂₃₋₂₅
EDAD. SENONIENSE

Nº MUESTRA	1103	1104	1105	1106	1107	1108	1109	1110	1111	1112	1113	1114	1115	1116	1117	1118	1119	1120	1121	1122	1123	1124	1125	1158	1159	1160	1175	1176	1177	1178	1179	1180	
TERRIGENOS																																	
ALOQUIMICOS																																	
DEPOSITOS QUIMICOS	2	2	4	3	2	2	2	2	2	2	5	4	3	2	2	2	1	1	2	2	3	3	1	60	51	65	55	45					
RECRYSTALIZACION*	4	4	4	2	4	4	4	4	4	4	4	2	2	2	2	2	1	4	1	2	2				4			2	1				
DOLOMITIZACION*	1	1	3	1	1	1	4	1	1	1	3	4	3	3	3	3	4	1	4	3	3	4						3	3	4			
SILICIFICACION*																																	
TEXTURA **	32	3	32	3	3	3	3	3	34	3	3	43	2	3	3	21	3	3	3	3	3	3	2		2		3	2	2				
FRACCION	ARENA																																
	GRAVA																																
	LIMO																																
	CO ₃ Ca	95	98	87	12	81	92	90	92	96	97	88	43	4	32	43	31	37	9	96	5	36	28	98	95	95	98	85	13	44	8		
	(CO ₃)yCaMg	3	2	9	85	7	6	8	8	6	2	1	9	53	83	66	55	87	82	90	2	83	62	71			97	85	87	54	92		
AMBIENTE																																	
	PLATAFORMA INTERNA																																
	PLATAFORMA																																
	LITORAL																																
	SUBMOREALLITO.																																
	SUPROMOREAL.																																

* 1- 1 - 10 %
 2- 10-50 %
 3- 50-90 %
 4- 90-100 %

** MUY FINA 1
 FINA 2
 MEDIA 3
 GRUESA 4
 MUY GRUESA 5

4.- INFORME PETROLOGICO

Las rocas sedimentarias y volcánicas anteriores al Pérmico que afloran las hojas de Hiendelaencina (460), Atienza (22-17), Barahona (22-17) y Siguenza han sido afectadas por un proceso de metamorfismo regional progresivo de edad Hercinica.

En este informe vamos a tratar primero, de manera detallada los trabajos que se han realizado recientemente por diversos autores, ya que la mayor parte de los resultados obtenidos en este estudio son coincidentes con los expuestos en estos trabajos. Nos ha parecido importante por tanto realizar esta revisión bibliográfica que no solo recogerá los estudios realizados en concreto dentro del área que ocupan las hojas, sino también, de aquellos de carácter regional y que abarcan todo el sistema central y que de alguna manera hacen referencia a esta región. En segundo lugar expondremos los resultados obtenidos por nosotros.

El primer autor que realiza un estudio riguroso del metamorfismo en esta región es SCHAFER (1969). Según este autor estas rocas han sufrido un metamorfismo termodinámico de carácter regional de tipo "Barrow" en el que encuentra las subfacies siguientes:

- 1º - Cuarzo-albita-moscovita-clorita
- 2º - Cuarzo-albita-epidota-biotita
- 3º - Cuarzo-albita-epidota-almandino
- 4º - Estaurolita-almandino

Según este autor el grado de metamorfismo alcanzado por capas de la misma edad puede variar en tres subfacies como máximo, dependiendo esta de la posición con relación a los centros térmicos.

micos (en este caso el de Hiendelaencina y el Cardoso ya que este autor estudia la región situada más hacia el oeste, donde se sitúa el último centro térmico citado) y establece un gradiente comprendido entre 30 y 50°C.

BARD et al (1970) en su trabajo sobre la estratigrafía tectónica platonismo y metamorfismo y de las sierras de Gredos y Guadarrama, distinguen tres zonas A, B y C, teniendo solo en cuenta las rocas pelíticas, las cuales señalan el carácter progresivo del metamorfismo. Estas zonas, están separadas por las isogradas de la estaurolita (+) y moscovita (-).

La hoja, según estos autores estaría dentro de las zonas A y parte más alta de la B. La primera de ellas se caracterizaría por las asociaciones de facies esquistos verdes con moscovita-clorita ± biotita ± cloritoide ± Pyralespita.

La zona B en su parte más alta por: - moscovita-biotita-estaurolita y cloritoide.

Según estos autores las condiciones T/P del metamorfismo han oscilado en un intervalo correspondiente a los tipos intermedios de baja presión y el grado geotérmico medio deducido de las asociaciones de las zonas A y B serían del orden de $35 \pm 5^\circ$ C/km.
(1970)

FUSTER y GARCIA CACHO (1970) realizan un estudio del metamorfismo en una región situada inmediatamente al oeste de la hoja donde diferencian cinco zonas (zona de la clorita, cloritoide, estaurolita, distena y sillimanita) y establecen para la parte oriental del Guadarrama un metamorfismo regional del tipo distena-sillimanita, estando de acuerdo con SCHAFER (1969) en que el metamorfismo se ha realizado a gran profundidad y con desarrollo de gradientes geotérmicos mucho menos elevados que los que consideran BARD et al (1970)

tura a otro periodo de blastesis mineral con gradientes geotermicos altos y polifasico, dado que cada uno de estos dos periodos está relacionado con una fase de deformación. Por último realizan una correlación entre el metamorfismo-plutonismo.

(1970). Este trabajo es objeto de una replica por parte de BARD et al (1971) en la que insisten, en que el metamorfismo que afecta a esta región es intermedio de baja presión y probablemente próximo a los tipos con distena que ya se conocen en otros sectores del macizo Ibérico, Portugal WESTERVELD et al (1956) Badajoz Córdoba BARD (1969) y en Galicia CAPDEVILA (1969) y admiten que el gradiente puede ser algo menor al dado anteriormente, rebajan dolo a un valor del orden de unos 30° C/km.

Posteriormente FUSTER y GARCIA CACHO (1971) contestan está réplica y despues de una larga serie de argumentaciones concluyen que el metamorfismo del Guadarrama occidental al Este de Somosierra tiene grandes semejanzas con el metamorfismo de tipo Barrowiense, que el gradiente geotermico medio que puede deducirse como más probable es del orden de $25^{\circ} \pm 5^{\circ}$ C/km y que existen profundas diferencias entre el metamorfismo de este sector y el de otras - zonas del Sistema Central en donde no existe la distena como mineral estable y en las que aparecen la andalucita y cordierita ampliamente representadas en rocas de composición apropiada.

FUSTER et al (1974) publica otro trabajo titulado "Interacciones entre los metamorfismos pluviofaciales y polifasicos del Sistema Central Español".

Establecen estos autores una polaridad distributiva entre el Oeste y Este del Sistema Central, de los macizos graniticos. En el oeste y centro existen masas de rocas graníticas de dimensiones batolíticas donde flotan unidades metamórficas, mientras que en el Este existen fundamentalmente amplios sectores metamórficos - que rodean plutones graníticos y granodioríticos circunscritos - de dimensiones moderadas. Esta polaridad observada por estos autores coincide con diferencias importantes con el tipo de metamorfismo y distinguen tres tipos; uno condicionado por un gradiente geotermico bajo, en el cual la secuencia mineralógica -

más característica sería clorita - cloritoide - estauralita - distena-silimanita, y donde el gradiente sería del orden de $25 \pm 5^{\circ}\text{C}$. Este tipo de metamorfismo se localizaría entre la terminación oriental de la sierra del Guadarrama y el Meridiano que pasa por Somosierra, (dentro de este sector estarían las hojas estudiadas)

Los otros dos metamorfismos serían uno de gradiente geotérmico - intermedio con una sucesión progresiva de andalucita-silimanita-cordierita-feldespato potásico para las rocas pelíticas y con gradientes del orden de $50^{\circ} \pm 5^{\circ}\text{C.km}$ y otro estaría condicionado por un gradiente geotérmico muy alto (se localizaría en los macizos de Muñico, Mingorría, Sierra de Las Yemas y la Cañada Cebreros), con una sucesión de clorita-biotita-andalucita-cordierita-feldespato potásico-silimanita, para rocas de ascendencia pelítica y donde calculan gradientes de $80^{\circ} \pm 10^{\circ}\text{C.km}$ (macizo de la Cañada Cebreros).

Estudian estos autores las relaciones temporales entre los distintos tipos de metamorfismo a partir del análisis textural y microtextural de las relaciones blastesis-deformación y del estudio de la edad relativa de los diferentes minerales tipomorfos en las distintas zonas. Según esto, los minerales de alta presión, (cloritoide, estaurolita, distena y almandino) empiezan a crecer en el sector oriental antes de la primera fase de deformación, alcanzando su "Climax" en el periodo existente entre la 1^a y 2^a fase de deformación; seguido por un segundo proceso de blastesis de presión algo más baja en los niveles profundos. En los sectores centrales y occidentales las blastesis se han producido en relación con la segunda fase de deformación y que da lugar a la esquistosidad principal.

A partir de todo esto concluyen el metamorfismo, se le puede calificar de plurifacial ya que un periodo de cristalización metámorfica con gradientes geotérmicos bajos ha evolucionado sin rup-

LOPEZ RUIZ et al. (1.975). Realizan un estudio sobre el metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, estableciendo las zonas de estabilidad de los diferentes minerales indices y la influencia del metamorfismo y quimismo de la roca huesped sobre la composición de granates y biotitas según estos autores y a partir de la zonación que presentan los granates, tanto en el sector oriental, central y occidental, establecen que el metamorfismo se realizó en dos etapas. La primera comienza un poco antes de la F_1 y alcanza su máximo desarrollo en el período interfase, originando un metamorfismo de "presión intermedia" y afectó con mayor o menor intensidad a todo el conjunto metamórfico. La segunda tiene lugar durante e inmediatamente después de la segunda fase y desarrolla un metamorfismo de baja presión que afecta a todo el conjunto salvo, a los niveles epi-mesozonales del sector oriental (sector donde están enclavadas las hojas que nos ocupan).

Dentro de este sector y más concretamente con respecto a las hojas estudiadas, estos autores dan una serie de mapas esquemáticos, donde se representan las zonas de aparición de los distintos minerales de metamorfismo, isogradas, isotermas e isobaras. Con respecto a las primeras están representadas en orden creciente la clorita, moscovita, biotita y feldespato, no existiendo las zonas de cloritoide, estaurolita, distena y sillimanita.

Las isogradas representadas son la de la clorita, biotita y feldespato potásico. Las tres presentan un trazado más o menos paralelo y la primera de ellas corresponde más o menos al límite Ordovicico, Precámbrico-Cambrico. Las isotermas trazadas son las de $450 \pm 50^\circ\text{C}$ y $550 \pm 50^\circ\text{C}$, la primera de ellas viene a coincidir con la isograda de la clorita y la segunda queda restringida a una pequeña zona próxima al pueblo de Angón. Las isobaras, señaladas y cuya situación coincide con la de las isotermas son las de 4 y 4,5 Kbar. El gradiente de metamorfismo que admiten estos autores es de $25 \pm 5^\circ\text{C}$ estando la presión ($P_{\text{Total}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$) comprendida entre 4 y 6 Kbar.

A continuación expondremos los resultados obtenido en nuestro trabajo. Estos resultados harán referencia al conjunto de las cuatro hojas.

De manera esquematica podemos decir que la intensidad del metamorfismo crece a medida que nos acercamos hacia los domos neisicos (Domo de Hiendelaencina y La Bodera). En la figura (1) se han representado la epizona que corresponde a la zona de la clorita y la mesozona donde estan las zonas comprendidas entre la de la biotita y de la sillimanita, la cual no llega a aparecer en ningún punto de la región.

Las zonas que se pueden definir dentro de la región son:

- Zona de la clorita
- Zona de la biotita
- Zona del granate
- Zona de la estavrolita

las cuales estan separadas por sus correspondientes isogradas (figura 2). Las isogradas de la biotita y granate son faciles de trazar ya que este grado de metaforfismo se alcanza en materiales donde la fracción pelitica es abundante, por el contrario la isograda de la estaurolita plantea algunos problemas ya que se alcanza dentro de las series neisicas, cuya composición no es favorable para dar este mineral y encontrandose solamente en las intercalaciones que existen dentro de esta serie.

A continuación expondremos cada una de las asociaciones encontradas en cada una de las zonas, para las rocas pelíticas ya que en los neises, compuestos fundamentalmente por una matriz de neoformación, y cristales de cuarzo y feldespato anteriores al metamorfismo, va ha producir una homogeneización que aumenta con el grado de metamorfismo y da lugar al crecimiento progresivo de los minerales de la matriz y destrucción de los -- cristales anteriores a el.

Sobre el origen y petrología de estos neises no trataremos -- aquí, ya han sido ampliamente estudiados recientemente desde el punto de vista petrologico y geoquímico por otros autores. NAVIDAD (1.978), BISCHOFF, (1.978), APARICIO et al (1.975) -- PARGA PONDAL et al (1.964).

Zona de la clorita.

- Las asociaciones observadas son las siguientes:

Cuarzo - moscovita

Cuarzo - moscovita-clorita

Cuarzo - moscovita-clorita-cloritoide

Cuarzo - moscovita-clorita-albita

La aparición del cloritoide esta en función de la composición de la roca y es especialmente abundante en los niveles amelíticos del Silurico.

Zona de la biotita

- Las asociaciones observadas son las siguientes:

Cuarzo - moscovita-clorita-biotita

Cuarzo - moscovita-clorita-biotita-albita

Cuarzo - moscovita-biotita

Cuarzo - moscovita-biotita-albita

Zona del granate

- Las asociaciones observadas son las siguientes:

Cuarzo - moscovita-clorita-biotita-granate

Cuarzo - clorita-biotita

Cuarzo - moscovita-clorita-biotita

Cuarzo - moscovita-biotita

Cuarzo - moscovita-clorita-biotita-granate-albita

Zona de estaurolita

- Las asociaciones observadas son las siguientes:

Cuarzo - biotita clorita moscovita plagioclasa-estaurolita-granate.

Cuarzo - biotita-clorita-moscovita-estaurolita-granate

Cuarzo - biotita-clorita-moscovita-plagioclasa-granate

Cuarzo - biotita-clorita-moscovita-plagioclasa-estaurolita-distena-granate.

Cuarzo - biotita-moscovita-plagioclasa-granate

Cuarzo - biotita-moscovita-plagioclasa

Cuarzo - biotita-moscovita-granate

Cuarzo - biotita-moscovita-plagioclasa-estaurolita-granate

Cuarzo - biotita-moscovita.

Cuarzo - biotita-moscovita-plagioclasa-estaurolita-granate
distena

La evolución del metamorfismo en las rocas con alto contenido en calcio y calizas presenta varias dificultades para ser estudiadas en esta región. Una de ellas y quizas la más importante es el aparecer solamente en la zona de la estaurolita en su límite con la del granate, salvo en el caso de los lentejones de calizas dolomíticas y dolomias que existen intercaladas en el ordovicico, y en donde dada la pureza de estas y el grado bajo de metamorfismo que les ha afectado a dado solamente lugar a la formación de moscovita. Otra causa tambien importante que hace por el momento difícil el estudio es el que afloren en lentejones con extensión lateral y espesor - pequeño, que presentan variaciones importantes de composición de un punto a otro dentro de la región. No obstante, - a continuación damos las asociaciones encontradas.

- Piroxeno monoclinico - anfibol - zoisita-esfena.

El piroxeno es de la serie diopsido - hedenbergita, proximo al termino diopsido. El anfibol es de la serie actinolita - tremolita y esta proximo al termino tremolita.

- Cuarzo - granate - horblanda verde - biotita - plagioclasa - esfena - epidota.
- Cuarzo - horblanda verde - plagioclasa - esfena - apatito
- Cuarzo - piroxeno monoclinico - anfibol - plagioclasa - esfena - epidota - carbonatos.

El piroxeno provablemente corresponde a un diopsido y el anfibol a un termino proximo a la tremolita.

- Cuarzo - anfibol - plagioclasa - mica blanca - esfena - epidota.

El anfibol posiblemente corresponde a una actinota

A partir de todos estos datos y junto con los datos obtenidos por otros autores hemos establecido una serie de conclusiones sobre el carácter del metamorfismo. A continuación expondremos estas conclusiones y discutiremos los datos que en nuestra -- opinión no concuerdan con los expuestos por los autores citados en la revisión bibliográfica.

a) El metamorfismo que ha afectado a los materiales paleozóicos prepermíticos está caracterizado por la sucesión zonográfica siguiente:

- clorita - biotita - granate (almandino) - estaurolita --

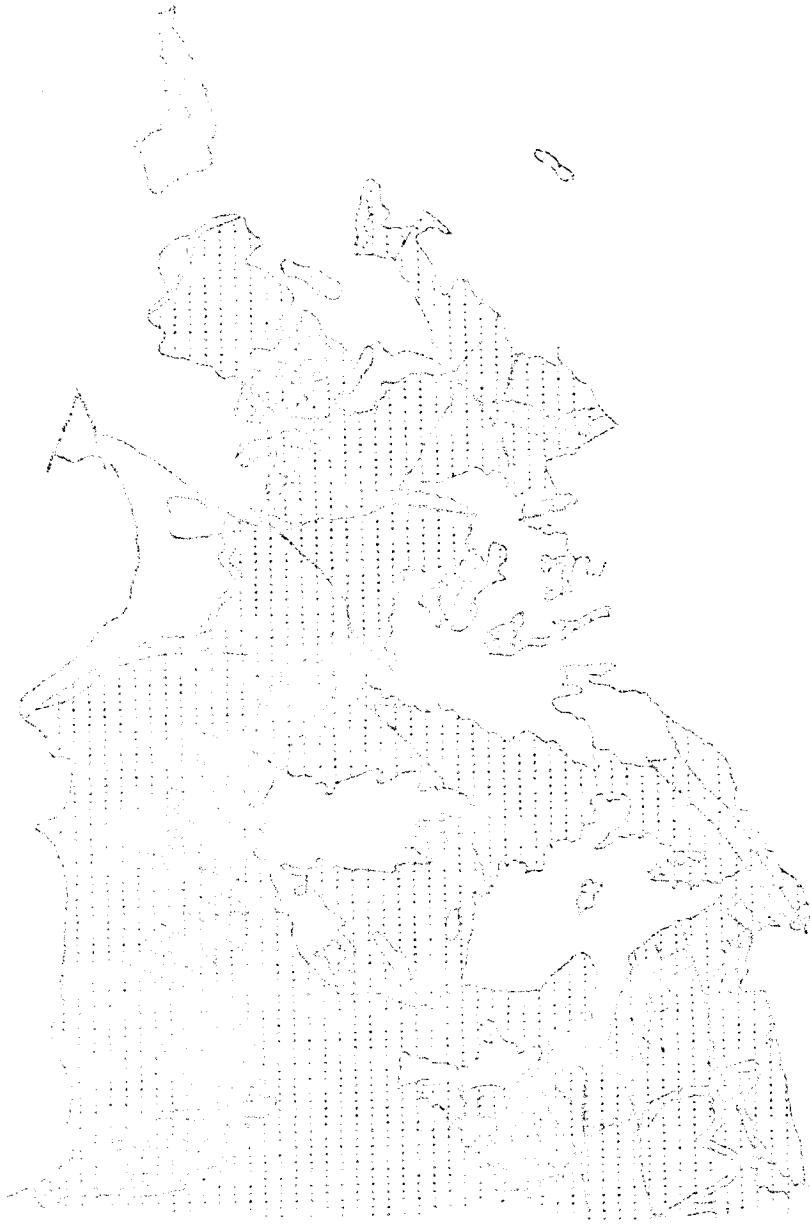
Con respecto a esta conclusión no ha sido encontrada la - zona del feldespato potásico, como señalaba LOPEZ RUIZ -- et al (1.975), y los feldespatos que se observan dentro de las series neisicas son en nuestra opinión anteriores al - metamorfismo y en ningún caso debido a él, como se puede - demostrar a partir de las relaciones de estos cristales con la deformación.

En segundo lugar la zona de la biotita tiene una extensión mayor que la dada por estos autores, siendo por el contrario la de la clorita mucho más restringida.

- b) La presencia de **distena** y la ausencia de andalucita.
- c) Un gradiente de metamorfismo que puede oscilar entre los 25°C. km. a 30°C. km.

Con respecto a las relaciones blastesis - deformación se encuentran criterios, por los cuales el crecimiento de cristales se inicia antes de la primera fase de deformación y se continua hasta despues de la segunda fase, alcanzado su máximo en la interfase. La isogradas en la actualidad estan afectadas por la tercera fase de deformación, como puede observarse en la figura (2).

MAPA DE LOS ESTADOS UNIDOS



LEGENDA

ESTADOS UNIDOS
ESTADOS UNIDOS

MEXICO
MEXICO

ESTADOS UNIDOS
ESTADOS UNIDOS

FIGURA N° 2

DISTRIBUCIÓN ESQUEMATICA DE LAS ZONAS
DE FABOREMOSO



LEYENDA

■ ZONA DE LA CLORITA.

■ ZONA DE LA BIOTITA

■ ZONA DEL GRANATE.

■ ZONA DE LA ESTANEQUITA.

APARICIO A. GARCIA CACHOL PEINADOM (1.975).

Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central Español. Bol. Geol. Min. T 86-IV, pp. 416-427.

BARD, J.P. (1.969).

Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment Sud-Iberique. These Montpellier, p. 398.

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. (1.970).

Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et platoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama.

C.R. Acad Sc. Paris, t. 270, pp. 2.630-2.633.

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. (1.971).

Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama Oriental (Sistema Central español).

Acta Geológica Hispanica, t. VI nº 2, pp. 46-48.

BISCHOFF (1.978).

Geoquímische und geochronologische Untersuchungen an Metavulkaniten und Orthogneisen der "oriental Sierra de Guadarrama" (Spanien).

N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 155.3, pp. 275-299.

CAPDEVILA (1.969).

Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NO. de L'Espagne). These Montpellier, p. 430.

FUSTER, J.M.; GARCIA CACHO, L. (1.970).

Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama -- Oriental (Sistema Central Español)

Est. Geol. 26.3, pp. 327-329.

FUSTER, J.M.; GARCIA CACHO, L. (1.971).

Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama oriental (Sistema Central Español).

Acta Geológica Hispanica, t. VI nº 5, pp. 123-130.

FUSTER, J.M; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A.; PEINADO, M. (1.974).

Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español.

Bol. Geol y Min., t. 85-v., pp. 595-600.

LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A.; GARCIA CACHOL (1.975).

El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español.

Mem. I.G.M.E., t. 85, pp. 127.

NAVIDAD, M. (1.978).

Significado petrológico y geoquímico de las Formaciones glandulares en el Norte y Centro del Macizo Ibérico.

Tesis Univ. Madrid, p. 235.

PARGA PONDAL, I. CAPDEVILA, R. MATTE, Ph. (1.964).

Introduction à la géologie de "L'Ollo de Sapo" Formation porphyroïde du nord ouest de l'Espagne".

Not. y Com. Inst. Geol. Min. de España, nº 76, pp. 119-154.

WESTERVELD, J. et al. (1.956).

Roches eruptives, gîtes métallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal.

Geol. Mijmb., pp. 94-105.

5.- INFORME PALEOGEOGRAFICO

La Paleogeografía de esta hoja será una recopilación de los datos que se han obtenido durante la realización de las distintas hojas geológicas en el transcurso del año 1978 (Hoja nº 21-17, Atienza; Hoja nº 22-17, Barahona; Hoja nº 21-18, Hiendelaencina; Hoja nº 22-18 Sigüenza; Hoja nº 23-18, Maranchón; Hoja 24-18 Milmarcos).

Este capítulo será tratado seguidamente y se diferenciará en - distintos apartados, el ciclo Hercínico del Alpino, siendo la exposición del segundo común para todas las hojas mencionadas - en el párrafo anterior.

Ciclo Hercínico

Los materiales más antiguos que afloran en la región corresponden a una serie fundamentalmente detrítica, con niveles conglomeráticos y niveles lentejonares de calizas sobre los que descansan un conjunto de neises glandulares que han sido interpretados como rocas de origen volcánico, posiblemente riolitas por diversos autores SCHAFER (1.969) y NAVIDAD (1.978). Sobre estos se encuentra un conjunto poco potente de cuarcitas, calizas y micacitas sobre el que descansa otro conjunto de neises glandulares, en donde se intercalan niveles de cuarcitas cuarcitas feldespáticas y micacitas.

El origen y el medio en que se depositaron estos materiales y su edad es difícil de precisar dado el grado de metamorfismo a que han sido sometidas estas rocas y el no haber encontrado ningún tipo de fauna que permitiera datarlas. Con respecto a las series de cuarcitas, calizas y micacitas se han encontrado restos de estructura primaria, (laminación cruzada, gradada y paralela) que parece apuntar hacia un medio de plataforma somera. La naturaleza de los neises glandulares ha sido discutida por diversos autores. En los trabajos recientes PARGA PONDAL et al. (1.964), SCHAFER (1.969), FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1.975), y NAVIDAD (1.977, 1.978) se precisa que tienen un origen volcánico-sedimentario. Otros por el contrario GARCIA CEDRO (1.971), LOPEZ RUIZ et al. (1.975) opinan que se ha originado a partir de rocas sedimentarias que han sufrido un proceso intenso de metamorfismo en el que se habrían originado los megacristales de feldespato por blastesis. Con respecto a la edad, los primeros autores citados se inclinan por una edad Precámbrico, mientras que los segundos piensan en una edad Cámbrico.

Tanto unos autores como otros argumentan estas edades a partir de las correlaciones, que establecen con series similares y que se encuentran en la Cadena Hercínica. - Sobre estas series descansa un conjunto de materiales - detríticos de edad Ordovícico. El contado de estos materiales y los anteriores se realiza por medio de una discordancia cartográfica como puede observarse en la hoja de Hiendelaencina. Los movimientos que dieron lugar a esta discordancia son probablemente los "sárdicos", los cuales han sido puestos de manifiesto por distintos autores en la zona centro Ibérica JULIVERT et al. (1.974) entre el Ordovícico y su sustrato.

La serie Ordovícica se inicia por una trasgresión dando lugar a la deposición de sedimentos de una plataforma somera. Estas condiciones marinas permanecen hasta el Devónico inferior, por lo menos con algunas oscilaciones, sin que se haya encontrado ninguna interrupción importante.

En la Orogenia Hercínica estos materiales sufren procesos de metamorfismo y son plegados y fracturados por varias fases.

Ciclo Alpino

Los relieves originados durante la Orogenia Hercínica - sufren un proceso de erosión a partir de la finalización de la misma. Durante el Pérmico y pre-Pérmico comienza la denudación de los relieves hercínicos cuyos productos se depositan en las cuencas continentales muy restringidas que están controladas por las fracturas tardihercínicas. (Hojas de Atienza, Hiendelaencina y Maranchón. Sincrónicamente con estas, se producen emisiones volcánicas y subvolcánicas de tipo fisural, en forma de coladas, diques y materiales piroclásticos, generalmente de naturaleza ácida dominante. Estas emisiones, al menos en la hoja de Atienza, se producen en los primeros estadios de la sedimentación pérmica, como lo prueba el hecho de encontrarlos directamente sobre los materiales hercínicos. No obstante hay que hacer constar que parece existir también emisiones más tardías, intercaladas dentro de los materiales pérmicos (MARFIL Y PEREZ GONZALEZ, 1977 y HERNANDO - 1977).

Durante la sedimentación de estos materiales post-hercinos existieron amplias zonas con falta de sedimentación, como lo demuestran los suelos alterados sobre materiales hercínicos y bajo los depósitos con facies Buntsandstein, en zonas donde el Pérmico no ha sido depositado.

Los depósitos continentales en facies Buntsandstein del Triásico inferior-medio, se depositan sobre materiales hercínicos, generalmente, y sobre los detríticos pérmicos siempre con una clara discordancia, ya sea angular o cartográfica. Se trata de sedimentos de origen fluvial con una importante variación de espesores y facies.

En conjunto parece existir una secuencia positiva y presencia de umbrales, que ya han sido puesto de manifiesto por diversos autores. Será únicamente mediante la determinación de los medios sedimentarios de los diversos tramos y sus cambios laterales como podrá ser posible llegar a interpretaciones objetivas de estas facies detriticas.

Finalizando la sedimentación de estas facies fluviales comienza una etapa transgresiva con la formación de sedimentos carbonatados depositados en aguas someras, con claras diferencias de espesor de zonas más distales a las proximales (hojas más orientales) y que caracterizan el Triásico medio-superior en la zona de estudio.

A escala regional dentro y fuera del contexto de la zona de estudio, aparecen sedimentos arcillosos y yesíferos que caracterizan una cuenca de carácter transicional (tipo sebkha) de marcado carácter evaporítico, donde también y de forma esporádica se depositan finos niveles calcodolomíticos.

A continuación, todavía durante el Triásico se instalan unas condiciones marinas litorales (dolomías tableadas - de Imón) pero que no son definitivas, ni enlazan con la sedimentación del Jurásico, ya que antes de la deposición de la Formación Carniolas de Cortas de Tajuña, vuelven a aparecer condiciones continentales como lo demuestra la recurrencia de facies arcillosas, por encima de las dolomías tableadas.

El paso Triásico-Jurásico se debe producir durante la deposición de las Carniolas de Cortas de Tajuña en un ambiente perimareal hipersalino, pudiendo interpretar las

características litológicas primitivas de esta formación como un conjunto de dolomías con intercalaciones de evaporitas que, al menos la parte inferior de la formación, dan como resultado una brecha de colapsamiento producida por la disolución de dichos niveles evaporíticos.

La sedimentación de la formación calizas y dolomías de Cuevas Labradas se produce en un ambiente submareal o supramareal aumentando la energía del medio en la última parte de la unidad. La aparición de margas verdes con microesporas y polen en el tercio superior de esta formación indicaría influencias continentales (YEBENES et al., 1978). La deposición de las formaciones superiores ("margas grises de Cerro del Pez", "calizas bioclásticas de Barahona" y "margas y calizas de Turmiel") debe producirse en un medio marino de plataforma, con una salinidad normal, dada la frecuente presencia de ammonites. Estas condiciones de deposición se mantienen constantes de forma general, no obstante se producen una serie de pulsaciones con aporte de detriticos finos como lo demuestra las facies de la formación "margas grises del Cerro del Pez" y los miembros inferior y superior de "margas y calizas de Turmiel". También es de resaltar que durante este período, es decir del Pleisbachense al Toarcieno, se produce la formación de dos superficies ferruginosas, una en el techo de la "Formacion dolomías y calizas de Cuevas Labradas" y otra por encima de la "Formación calizas bioclásticas de Barahona", lo que demuestra que existió interrupción en la sedimentación al menos en dos ocasiones.

Culmina el Jurásico en la zona de estudio con un tramo calcáreo bien representado en la zona oriental (hoja de Milmarcos). En general se produce una disminución en los aportes detriticos finos y una tendencia a la semerización. Culmina con la aparición de niveles oolíticos y dolomías.

En la zona de estudio los depósitos del Cretácico en facies Utrillas descansan indistintamente sobre los térmicos jurásicos y sobre las arcillas y yesos en facies Keuper del Triásico superior. Este hecho indica claramente un proceso erosivo, que pudo estar conjugado en algún punto con una ausencia de la sedimentación. Es decir durante el Jurásico terminal y Cretácico inferior debido a las principales fases Neoquimericas, la zona se presenta emergida, observándose una orientación preferente de bloques hundidos y levantados según una dirección Ibérica.

A partir del Cenomanense superior se generaliza dentro de la zona de estudio un régimen de sedimentación marina somera produciéndose la deposición de una potente serie calcodolomítica, con intercalaciones margosas, que se continua hasta el Cretácico terminal. No obstante en algunas etapas de este intervalo de tiempo se debe dar condiciones de mar abierto como por ejemplo en el Turonense, donde a las facies calcomargosas se asocia fauna de ammonites.