



IGME

897

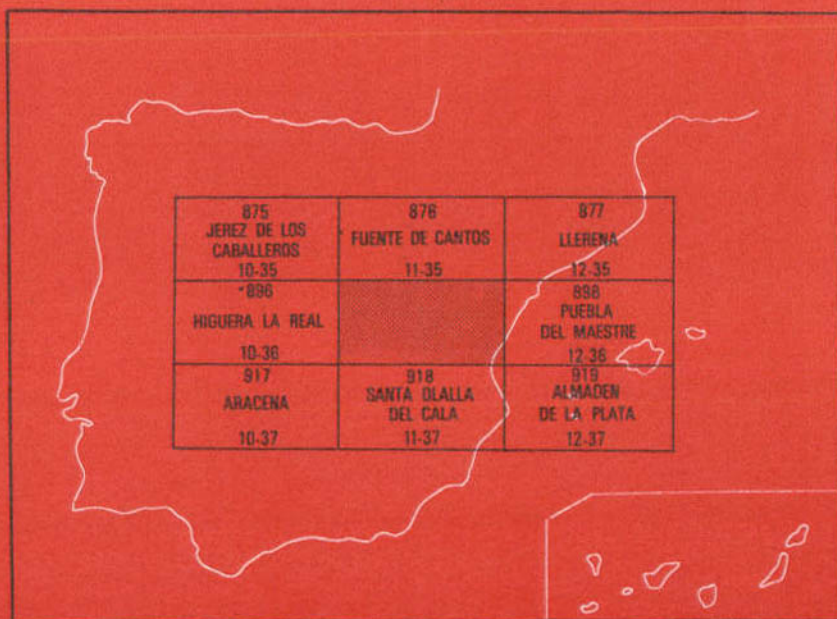
11-36

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

MONESTERIO

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MONESTERIO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La Hoja de MONESTERIO, adjudicada a IMINSA, ha sido realizada por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S. A., y un equipo de los departamentos de Geotectónica y Geología de la UNIVERSIDAD DE BILBAO. Las normas, dirección y supervisión han sido del IGME.

Ha intervenido en la ejecución de la Hoja el siguiente equipo de trabajo:

Cartografía geológica: LUIS EGUILUZ ALARCON (Departamento de Geotectónica, Universidad de Bilbao); JESUS FERNANDEZ CARRASCO (C.G.S.); JUAN LEON CULLAUT SAENZ DE SICILIA (C.G.S.); ANGEL GARROTE RUIZ (Departamento de Geología, Universidad de Bilbao).

Petrología: LUIS EGUILUZ ALARCON, ANGEL GARROTE RUIZ y JESUS FERNANDEZ CARRASCO.

Memoria: LUIS EGUILUZ ALARCON, JESUS FERNANDEZ CARRASCO y ANGEL GARROTE RUIZ.

Paleontología: ELADIO LIÑAN GUIJARRO (Universidad de Zaragoza) y ANTONIO PEREJON RINCON (C.S.I.C., Madrid).

Estudio de acritarcos: TEODORO PALACIOS MEDRANO (Universidad de Extremadura).

Laboratorios: UNIVERSIDAD DE BILBAO, COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS y UNIVERSIDAD DE EXTREMADURA.

Supervisión, coordinación y

dirección del IGME:

CECILIO QUESADA OCHOA y
LUCAS A. CUETO PASCUAL.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-35.069-1.983

Tirada: Gráficas JAPETOS Humanes (Madrid)

INDICE

Páginas

	<u>Páginas</u>
1.2. DOMINIO DE ALCONERA-ARROYOMOLINOS . .	17
1.2.1. Unidad de Arroyomolinos	18
1.2.1.1. Sucesión de pizarras y metagrauvacas vulcano- clásticas de Tentudía	18
1.2.1.1.1. Metagrauvacas y Pizarras (38)	18
1.2.1.1.2. Metatobas cristalinas (33)	19
1.2.1.1.3. Metacineritas (35)	20
1.2.1.1.4. Cuarzitas negras (37)	20
1.2.1.1.5. Materiales carbonatados (34)	21
1.2.1.1.6. Anfibolitas	21
1.2.1.1.7. Metabasitas (Metadiabasas) (32)	22
1.2.1.1.8. Metavulcanitas (31)	22
1.2.1.2. Sucesión de cineritas grises y tobas cristalinas	23
1.2.1.2.1. Tobas cristalinas (43)	24
1.2.1.2.2. Metatobas de grano fino y metacineritas grises (42)	25
1.2.1.2.3. Riolitas orbiculares (41)	25
1.2.1.2.4. Riolitas fluidales (40)	25
1.2.1.2.5. Intercalaciones carbonatadas (39)	26
1.2.1.3. Formación carbonatada (44, 45)	26
1.2.1.4. Niveles de pizarras nodulosas (46)	27
1.2.1.5. Pórfidos riolíticos (Pórfidos de Cala) (47) . .	27
1.2.1.6. Pizarras grises (48)	27
1.2.1.7. Esquistos y tobas ferruginosos. Niveles carbo- natados (49)	28
1.2.1.8. Areniscas mal estratificadas, pizarras y tobas (50)	28
1.2.1.9. Pizarras versicolores (51, 52, 53)	28
1.2.1.10. Tramo de pizarras laminadas con frecuentes bioturbaciones (54)	29
1.2.1.11. Areniscas y tobas de coloración beige a violá- ceo (55)	29
1.2.1.12. Espilitas y tobas espilíticas y queratofídicas (56)	30
1.2.2. Unidad de Herrerías	30
1.2.2.1. Mármoles calcodolomíticos (Formación car- bonatada) (57, 58)	30
1.2.2.2. Pórfidos graníticos (59)	31
1.2.2.3. Pizarras con nódulos carbonatados (60)	31
1.2.2.4. Pizarras violáceas y verdes (61)	32

	<u>Páginas</u>
1.3. MATERIALES POSTOROGENICOS (63, 64, 65) . .	33
2. TECTONICA	33
2.1. ZONA SEPTENTRIONAL	34
2.2. ZONA CENTRAL	35
2.3. ZONA MERIDIONAL	39
2.4. FRACTURAS.	40
2.5. EDAD DE LAS DEFORMACIONES.	40
3. PETROLOGIA	42
3.1. ROCAS IGNEAS LIGADAS A LA ANATEXIA . . .	42
3.1.1. Granodiorita de Monesterio (17)	42
3.1.2. Leucogranitos (18, 19 y 20)	44
3.2. GRANITOIDES	45
3.2.1. Granito de Calera (2)	45
3.2.2. Granito de La Tablada (4, 3)	46
3.2.3. Granito del Castillo (5, 6, 7 y 8)	46
3.2.4. Tonalita del Culebrín (11, 10)	47
3.3. ROCAS FILONIANAS.	48
3.3.1. Rocas ácidas (12, 13 y 16)	48
3.3.2. Rocas básicas (15, 14)	49
3.4. METAMORFISMO REGIONAL.	49
3.4.1. Zona Septentrional	50
3.4.2. Zona Central	52
3.4.3. Zona Meridional	53
3.5. METAMORFISMO DE CONTACTO.	54
4. HISTORIA GEOLOGICA	54
5. GEOLOGIA ECONOMICA	58
5.1. MINERIA	59
5.2. CANTERAS.	61
5.3. HIDROGEOLOGIA.	61
6. BIBLIOGRAFIA	62

0. INTRODUCCION

La Hoja de Monesterio se sitúa en el Sur de la provincia de Badajoz y Norte de la de Huelva, correspondiendo a esta última provincia algo menos del cuadrante Suroeste.

Orográficamente se sitúa en la parte occidental de Sierra Morena, quedando dentro de la Hoja la cota más elevada de esta parte de la Sierra (Tentudía, 1.104 metros).

La alineación montañosa a la que pertenece la cota Tentudía, de dirección Noreste-Suroeste, divide a la red hidrográfica, de forma que algo más de la mitad Norte de la superficie de la Hoja pertenece a la cuenca del Guadiana y el resto a la del Guadalquivir.

Los ríos son poco importantes debido a que su nacimiento lo tienen en dicha alineación y, por tanto, su recorrido por la Hoja es escaso. Tienen un régimen estacional, llegando ocasionalmente a secarse en época de estiaje. Los principales son Ardila y Bodión, en la cuenca del Guadiana y Viar en la cuenca del Guadalquivir.

Los núcleos de población más importantes son Monesterio, Montemolín, Cabeza de Vaca, Calera de León y Arroyomolinos de León.

Geológicamente la Hoja pertenece a la zona de Ossa Morena, según la división del Macizo Ibérico realizada por LOTZE (1.945) y comprende una

transversal casi completa del denominado anticlinorio Olivenza-Monesterio (ALIA, 1.963). Otras denominaciones de esta misma megaestructura han sido utilizadas por BARD (1.965 y 1.969): (Burguillos del Cerro-Monesterio), VEGAS (1.970): (Monesterio-Burguillos del Cerro-Barcarrota), GUTIERREZ ELORZA et al. (1.971): (Barcarrota), etc.

En los límites de la Hoja aflora el núcleo del "anticlinorio" y, en el cuadrante SW, materiales paleozoicos tradicionalmente considerados como el flanco SW del mismo.

De la observación de la cartografía se deduce la presencia en la Hoja de tres zonas:

- a) Al NE (Zona Septentrional) un conjunto metamórfico de grado alto y medio compuesto por un núcleo migmatítico, con granitoides anatócticos, y una sucesión de esquistos y anfibolitas (Sucesión de Montemolín).
- b) En el Centro (Zona Central) una extensa y potente sucesión de grauwacas, pizarras y tobas con metamorfismo de grado muy bajo-bajo (Sucesión de Tentudía).
- c) Al SW (Zona Meridional) materiales sedimentarios paleozoicos sin metamorfismo apreciable (grado muy bajo).

En las zonas Septentrional y Central se han emplazado un amplio número de granitoides de diferentes edades y petrografía.

Entre los trabajos previos que de alguna forma hacen referencia al área de Monesterio o a los problemas allí planteados se pueden citar los de MACPHERSON (1.878), GONZALO y TARIN (1.879), MALLADA (1.880), SCHNEIDER (1.939), FRICKE (1.951), HERNANDEZ-ENRILE (1.971), GUTIERREZ-ELORZA et al. (1.971), GARCIA MONZON et al. (1.974), VAZQUEZ y FERNANDEZ-POMPA (1.975), MUELAS (1.976), MUELAS y SOUBRIER (1.977), QUESADA (1.975), COULLAUT et al. (1.980).

1. ESTRATIGRAFIA

El estudio de las características de los materiales aflorantes en la Hoja, así como la información recogida de las Hojas adyacentes y consideraciones de carácter regional, nos ha llevado a diferenciar dentro de la Hoja dos dominios independientes. El primero que incluye la zona septentrional ha sido denominado "Dominio Zafra-Monesterio" y el segundo que engloba las zonas central y meridional "Dominio Alconera-Arroyomolinos", estando separadas por un contacto mecánico de gran envergadura.

Dada la independencia entre ambos los describiremos de manera separada, no sin antes enumerar los principales argumentos que nos han conducido a esta diferenciación.

Al analizar la sucesión estratigráfica a uno y otro flanco de la antiforma de Burguillos-Monesterio observamos una acusada diferencia.

En el flanco Sur, sobre una serie de metagrauvacas y pizarras con cuarcitas negras y aportes volcánicos (Sucesión de Tentudía), se dispone un conjunto vulcano-sedimentario de cineritas, riolitas y tobas porfídicas (porfiroides) con carácter ácido neto, cuyas relaciones no se observan con claridad en ningún punto. Encima encontramos el Paleozoico con un importante tramo carbonatado y una serie detrítica con notables aportes volcánicos y una acusada variabilidad de facies.

En el flanco Norte se reconoce una sucesión con metamorfismo progresivo (migmatitas y Sucesión de Montemolín), en la zona más profunda. Sobre una serie de metagrauvacas y pizarras con cuarcitas negras, correlacionable con la Sucesión de Tentudía, se coloca en clara discordancia una formación vulcano-sedimentaria con tobas andesíticas y lechos de conglomerados poligénicos con cantos de cuarcitas negras deformadas, claramente correlacionable con la Formación Malcocinado (FRICKE, 1.941), ampliamente representada en la región. Encima y en discordancia erosiva, aparece una formación detrítica constituida fundamentalmente por arcosas con lechos de opacos que es correlacionable con la Formación de Torreárboles. Miembro inferior.

A través del Miembro superior de esta Formación pasamos al Paleozoico que tienen un importante tramo carbonatado, aunque de características muy diferentes al de la zona meridional. Tanto los caracteres sedimentológicos como bioestratigráficos atestiguan que se depositaron en ambientes muy desiguales y separados posiblemente por centenas de kilómetros (LIÑAN Com. Pers.).

Otros argumentos que refuerzan nuestra hipótesis es la diferencia de grado metamórfico y estilo de deformación. Así, mientras el dominio del Norte alcanza un alto grado de metamorfismo con generación de granitos anatócticos, el meridional solo alcanza un metamorfismo de grado bajo. La desigual distribución de los distintos tipos de granitoides guarda, igualmente, relación con la separación de dominios.

Para terminar indicaremos que la diferencia en el estilo de deformación es constatable entre los dos dominios. De esta forma, mientras que en el Dominio de Zafra-Monesterio hay un marcado paralelismo de las fases principales y el Paleozoico muestra una deformación poco intensa, en el de Alconera-Aroyomolinos se constata la oblicuidad de las principales fases, que se refleja en la cartografía, existiendo además una importante tectónica en el Paleozoico con estructuras tangenciales de gran envergadura (mantos y cabalgamientos kilométricos).

Estos son de forma sucinta los argumentos más claros que sustentan nuestra interpretación.

A continuación se describen, independientemente, las características estratigráficas de cada uno de los dominios.

1.1. DOMINIO DE ZAFRA-MONESTERIO

Los principales conjuntos litológicos aflorantes, que engloban materiales con distinto grado de metamorfismo, son de más antiguo a más moderno:

- Migmatitas.
- Esquistos y anfibolitas de Montemolín.
- Grauvacas y pizarras vulcanoclásticas.

1.1.1. Migmatitas y rocas asociadas

Constituyen los materiales más profundos que afloran en el área estudiada; sin embargo no corresponden a un único tramo ya que hay pruebas de que el límite del área migmatítica corta a S_0 . Por tanto las migmatitas tienen un doble sentido estratigráfico-metamórfico. Se han separado del resto atendiendo a criterios metamórficos y suponiendo que son los materiales más profundos los que han alcanzado el mayor grado metamórfico.

En el conjunto migmatítico se encuentran además de las migmatitas, gneises y esquistos migmatíticos, esquistos biotíticos, anfibolitas, restos de rocas carbonatadas y cuarcitas negras. Por otro lado, en la parte basal de las migmatitas, se sitúa, en paso transicional, una granodiorita cordierítica y, en todo el núcleo, diferentes tipos de granitoides aplíticos gneisificados, relacionados igualmente con la anatexia.

Las migmatitas y las rocas asociadas afloran en una banda alargada de dirección NW-SE, con una longitud de 23 km. y una anchura de unos 5 km. El límite SW corresponde a un cabalgamiento que hace que las migmatitas contacten con materiales poco metamórficos de la Sucesión de Tentudía. El contacto Norte es transicional con la Sucesión de Montemolín y el límite se ha hecho coincidir con los afloramientos más externos de leucogranitos asociados a las migmatitas.

1.1.1.1. *Migmatitas, gneises y esquistos migmatíticos y esquistos biotíticos (24)*

Forman un conjunto en el cual se distribuyen las pequeñas intercalaciones de las otras litologías y las intrusiones. En cartografía no se han separado, ya que se encuentran entremezclados con pasos graduales.

Las migmatitas presentan estructuras del tipo flebético, estromático, ptigmático, etc.

En lámina delgada están caracterizadas por una textura granolepidoblástica, frecuentemente con tendencia granoblástica, definida por un mosaico de cristales de cuarzo y feldespatos entre los que se disponen de una forma más o menos orientada cristales tabulares de biotita rojiza con abundantes inclusiones de circones que producen halos pleocróicos.

La composición mineralógica comprende cuarzo, biotita, moscovita, sillimanita (fibrolita), andalucita, cordierita (pinnitizada), feldespato potásico y plagioclasa como minerales principales.

Estas rocas derivan de materiales pelíticos con aportes de materia orgánica.

En todos los casos se observan abundantes diferenciados cuarzo-feldespáticos y crecimientos mirmequíticos.

A las dos primeras fases de deformación observables se asocia migmatización y con posterioridad se producen 2 fases a más baja temperatura con esquistosidad espaciada y granulación-recristalización.

Los gneises y esquistos migmatíticos son rocas con contenidos variables en biotita, aunque siempre elevados. Están íntimamente ligados entre ellos y con las migmatitas.

Al microscopio presentan textura gneísica o gneísica bandeada con alternancia de lechos cuarzo-feldespáticos y biotíticos, o granolepidoblástica con tendencia lepidoblástica cuando las micas son muy abundantes.

La mineralogía es similar a la observable en las migmatitas aunque existen variaciones en las proporciones de los distintos minerales. Así, en los gneises, el feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo constituyen los minerales predominantes, quedando biotita y silicatos de Al como fases subordinadas, mientras que en los esquistos es la biotita la que predomina, quedando subordinados los feldespatos y silicatos de aluminio.

Ambos tipos de rocas contienen diferenciados cuarzo-feldespáticos, con tamaño de grano mayor que el resto de la roca.

A estas rocas le son aplicables, de modo general, todas las especificaciones realizadas en el caso de las migmatitas.

Los esquistos biotíticos son análogos a los existentes en la Sucesión Montemolín, que se describen de forma detallada en el apartado 1.1.2.1.

1.1.1.2. *Anfibolitas* (22)

Son rocas de color verde, grano fino, (localmente con fenocristales) que presentan frecuentemente un bandeo originado por la presencia de niveles ricos en plagioclasa y epidota dentro de la masa anfibólica.

Aparecen como una serie de masas de pequeño tamaño, más o menos alargadas, intercaladas concordantemente con las migmatitas. Llevan asociados algunos lechos monominerálicos de diópsido, que puede aparecer removilizado en fracturas, pudiendo alcanzar un grosor de 5 a 10 cm. Se han cartografiado las masas más importantes, aunque existen algunos afloramientos puntuales que no han sido representados dada su escasa entidad. Aparecen aproximadamente en la zona axial de la banda, aunque pueden desplazarse hacia uno y otro borde. La potencia, aunque difícil de estimar debido a la fuerte deformación, no debe ser superior a algunas decenas de metros en los niveles más potentes.

En lámina delgada presentan una textura granonematoblástica, con prismas cortos de anfíbol bien orientados en un entramado de plagioclasa, que, en ocasiones, desarrolla un bandeado milimétrico.

Los minerales principales son hornblenda verde-marrón, piroxeno (diópsido) y plagioclasa. Como minerales accesorios, no siempre presentes, hay cuarzo, esfena, opacos, biotita, anfíbol tremolítico.

Se aprecian al menos dos fases de deformación con blastesis de anfíbol y una posterior de micropliegues.

1.1.1.3. *Cuarcitas negras* (23)

Son rocas de grano fino, fractura concoide y color negro, aunque pueden presentar un bandeado milimétrico producido por la existencia de lechos de color blanco. Este bandeado es debido a la presencia de lechos con distinto contenido en minerales opacos, principalmente grafito.

Aparecen muy diseminados, en lechos que raramente sobrepasan una potencia de 2 a 3 metros, aunque suelen constituir afloramientos fusiformes.

El mayor afloramiento se encuentra en las proximidades del cortijo de la Romerita y se engloba en una alineación que se puede seguir de forma discontinua hasta que llega a salir de la zona de anatexia y entra en los esquistos superiores, dando una importante alineación en la sierra Gigonza.

Están fuertemente replegados y puede observarse la existencia, dentro de estos lechos, de pliegues isoclinales cuyos ejes coinciden con líneas de máxima pendiente.

Normalmente las cuarcitas negras, especialmente si están en bancos métricos, no sufren una transformación apreciable. Sin embargo, cuando aparecen en bancos decimétricos o menores, pueden quedar fuertemente transformadas por el metamorfismo. De esta forma, desaparece la textura bandeadada pasando a tener una textura gneísica con grandes blastos de feldespatos estirados en una masa de cuarzo de textura granoblástica a granoblástica elongada, en la que aparecen algunos cristales alargados de biotita. El grafito y los opacos se concentran en los lechos o zonas privilegiadas.

1.1.1.4. *Rocas calcosilicatadas (diopsiditas)* (21)

Solo se han visto en dos puntos próximos al cortijo del Campillo, siendo en un caso un afloramiento ovalado de 150-200 m. y en otro caso un lecho métrico de una longitud menor de 50 m. asociado a un nivel de cuarcitas negras y anfibolitas. De visu, se presentan como mármoles de colores claros y grano fino que en afloramiento presentan un bandeado producido por la presencia de lechos decimétricos ricos en silicatos.

Al microscopio son mármoles diopsídicos que en muchas zonas pasan a diopsiditas.

La textura es granoblástica y la mineralogía está formada por calcita, dolomita, talco, diópsido y tremolita como componentes principales, opacos, esfena y plagioclasa como accesorios y epidota, óxidos y sericita secundarios.

No se ha observado en ningún punto que exista tránsito a las rocas pelíticas, pero como hemos indicado, sí que están relacionadas a las cuarcitas negras.

La potencia del conjunto migmatítico es difícil de calcular dada su estructuración. Se puede suponer que supera los 500 m.

1.1.2. **Sucesión de esquistos y anfibolitas de Montemolín**

Es una sucesión monótona de esquistos, cuarzo-esquistos biotíticos y anfibolitas con finas intercalaciones de cuarcitas negras, materiales carbonatados y metabasitas.

Se pueden distinguir dos tramos: Uno inferior donde predominan los esquistos y cuarzo-esquistos y otro superior de anfibolitas y esquistos. Las demás litologías aparecen a distintos niveles, en ambos tramos, aunque podemos destacar que hay una mayor abundancia de cuarcitas negras en las proximidades de los contactos esquistos-anfibolitas, y que los materiales carbonatados guardan una estrecha relación con las cuarcitas negras.

Como ya hemos indicado, estos materiales pasan de forma insensible a las migmatitas, existiendo, dentro del complejo migmatítico, rocas exactamente iguales a las que estamos tratando.

Sin embargo, las relaciones con la Sucesión de Tentudía, bajo la que se encuentra, son más problemáticas. En la esquina NE el contacto con esta sucesión tiene un carácter mecánico.

De cualquier modo las relaciones entre estas dos sucesiones tendrán que aclararse con datos regionales de áreas en las que este contacto no esté mecanizado.

Los afloramientos de esta sucesión se limitan al cuadrante NE de la Hoja, desde el borde de la zona de anatexia hasta unos 2 km. al NE de la localidad de Montemolín. Forman una banda alargada, de dirección NW-SE, que puede

tener una anchura máxima, teniendo en cuenta su prolongación en la Hoja de Fuente de Cantos, próxima a 13 km.

1.1.2.1. *Esquistos y cuarzo-esquistos biotíticos* (29)

Son rocas de colores marrones a oscuros, con materiales clasificables como esquistos, cuarzo-esquistos y gneises biotíticos. Además intercalan algunos lechos de metacineritas, de colores claros raramente mayores de 20 cm., que no han sido diferenciados en cartografía, y cuarcitas negras, rocas carbonatadas, metabasitas y anfibolitas, reflejadas en cartografía, con frecuencia con sus potencias exageradas.

Los esquistos tienen textura granolepidoblástica que puede ser bandeada y con frecuencia microplegada.

La composición mineralógica cualitativa comprende, como minerales principales: Cuarzo, biotita de pleocroísmo marrón rojizo, moscovita (escasa) y plagioclasa (normalmente escasa). Clorita, feldespato potásico, grafito, opacos, circón, apatito, turmalina y esfena son accesorios y como minerales secundarios se encuentran sericita, epidota, clorita y óxidos.

En los esquistos se reconocen tres fases de deformación. Las dos primeras producen blastesis de biotita y la tercera, que suele ser de microplegado, origina una esquistosidad espaciada. En algunas muestras parece reconocerse otra esquistosidad que sería anterior a la que produce la primera blastesis.

Una característica destacable es la gran abundancia de diferenciados milimétricos, que suelen ser de cuarzo y/o feldespato y/o biotita, de un tamaño de grano mayor que el resto de la roca.

Asimismo, muchas muestras reflejan un avanzado proceso de diferenciación con alternancia de lechos ricos en cuarzo y otros biotíticos.

1.1.2.2. *Anfibolitas* (28)

Son rocas de color verde, grano fino, que suelen presentar un bandeado marcado por la presencia de lechos milimétricos ricos en plagioclasa y otros anfibólicos.

Textural y composicionalmente son muy monótonas y solo, esporádicamente, presentan facies con fenoblastos de varios milímetros.

Estas rocas se hacen dominantes en el tramo superior, llegando a constituir, dentro de la Hoja de Fuente de Cantos, una banda de gran anchura (varios kilómetros).

Al microscopio presentan una textura granonematoblástica o granonematoblástica bandeada, frecuentemente microplegada, en la que alternan lechos ricos en anfíboles y otros con tendencia granoblástica principalmente consti-

tuidos por plagioclasa con cuarzo y anfíbol subordinados. En algunas muestras aparecen, también, lechos con biotita.

La mineralogía está compuesta por: Anfíbol (Actinolita-hornblenda) y plagioclasa (oligoclasa) esencialmente. Cuarzo, biotita, opacos, esfena, grafito y feldespato potásico son accesorios y epidota, sericita, calcita y clorita secundarios.

Teniendo en cuenta la textura, composición mineralógica (presencia de cuarzo, grafito, biotita, etc.) las rocas originales debieron corresponder a materiales tobáceos de composición intermedia-básica, y posibles aportes sedimentarios, incluida la materia orgánica.

Son frecuentes los diferenciados granoblásticos de plagioclasas que pueden llevar asociados cuarzo y anfíbol, con un tamaño de grano mayor al del resto de la roca.

Se han reconocido tres fases de deformación. Las dos primeras llevan asociada blastesis de anfíbol y la tercera viene definida por una crenulación localmente muy intensa.

1.1.2.3. *Cuarcitas negras* (26)

Son rocas compactas con fracturas subconcoideas y con un bandeado característico producido por la presencia de lechos milimétricos claros en una masa de color oscuro. Localmente intercalan lechos centimétricos de calizas cremas y grises.

Afloran en bandas rectilíneas, de anchura métrica, que pueden seguirse de forma discontinua varios kilómetros. En contraste, están fuertemente plegadas de forma isoclinal pudiendo observarse lineaciones deformadas.

Los contactos son netos con las rocas en que se intercalan. En muchos casos llevan asociados esquistos grafitosos de color oscuro aunque su potencia es despreciable.

Al microscopio presentan siempre textura granoblástica bandeadada, siendo característica la alternancia de bandas ricas en grafito y opacos, de tamaño de grano muy fino y otros, sin opacos, de tamaño de grano fino. Esto debe de ser consecuencia de la presencia de grafito que actúa como inhibidor de la cristalización.

Además pueden presentar en ocasiones posiblemente como consecuencia de la contaminación por el encajante, cantidades apreciables de anfíbol verde pálido y biotita.

La mineralogía es simple, con cuarzo, opacos, grafito como minerales principales y anfíbol (tremolita), biotita, mica incolora y clorita como accesorios.

En lámina delgada es difícil observar más de dos fases de deformación pero en afloramientos se reconocen con facilidad al menos tres fases.

1.1.2.4. *Lechos carbonatados* (27)

Aparecen, como hemos indicado, intercalados entre las cuarcitas negras, aunque se ha representado un pequeño afloramiento de unos cuantos metros cuadrados, en cuya prolongación en la Hoja de Fuente de Cantos aparecen niveles de calizas muy recrystalizadas de potencia métrica.

Tienen una textura granoblástica y la mineralogía es: Calcita, dolomita, tremolita, talco, flogopita y cantidades menores de esfena, opacos y óxidos.

Proceden del metamorfismo de un material calizo-dolomítico con impurezas silíceas y lutíticas.

1.1.2.5. *Metabasitas* (25)

Son lechos de rocas básicas, normalmente diabasas, que están concordantes o subconcordantes con los esquistos y anfibolitas y que han sido metamorfozados junto con éstos. Se presentan como bancos tabulares de potencia reducida (1-3 m.) que pueden seguirse durante algunos centenares de metros. Son más fáciles de reconocer en los esquistos, donde llegan a favorecer algunos relieves, mientras que en las anfibolitas pueden pasar desapercibidas en muchas ocasiones. Los mejores afloramientos se encuentran en las proximidades del Barranco del Hocino.

Al microscopio presentan una textura blastofítica y están constituidos fundamentalmente por anfíbol (hornblenda verdosa) y plagioclasa con piroxeno, opacos, biotita y dipiro. Como minerales secundarios se encuentran sericita, clorita y epidota.

La biotita está en relación con la hornblenda y el dipiro proviene de la transformación de la plagioclasa. Se observa escasa estructuración y solo se reconocen superficies de esquistosidad muy discontinuas.

La potencia de los materiales de la Sucesión Montemolín, es difícil de calcular dado la fuerte deformación que presentan. De cualquier modo en muchas puede apreciarse una superficie subparalela a S_0 (que responde a la superposición de S_0 y S_1 , al menos) muy horizontalizada, especialmente en las anfibolitas. Asimismo las superficies penetrativas más antiguas de los esquistos, aunque replegadas en detalle, se disponen, a grandes rasgos, bastante horizontales. Además la última fase de deformación produce pliegues laxos de eje subhorizontal y plano axial subvertical. Teniendo en cuenta todo lo antedicho, pensamos que podemos evaluar para toda la sucesión potencias comprendidas entre 1.000 y 2.000 m.

1.1.3. *Grauvacas y pizarras vulcanoclásticas* (30)

Es una sucesión monótona de metagrauvacas y pizarras con claros aportes

volcánicos, que intercalan lechos de algunos decímetros de metatobas, metaandesitas porfídicas y otras rocas de origen volcánico que, dadas sus reducidas dimensiones, no han sido diferenciadas en cartografía.

Sus afloramientos, de extensión muy reducida, se limitan al ángulo NE de la Hoja. De cualquier modo, esta banda se prolonga dentro de las Hojas de Fuente de Cantos y Puebla del Maestre con una corrida de varios kilómetros, pudiendo observarse que, sobre esta sucesión, se disponen discordantemente las tobas andesíticas y conglomerados de la Formación Malcocinado.

Son rocas de colores oscuros y grano fino en las que destacan clastos milimétricos de feldespatos de origen volcánico. Se presentan como una alternancia de grauvacas y pizarras en lechos decimétricos con las intercalaciones ya mencionadas y esporádicos diferenciados de cuarzo microplegados.

Al microscopio muestran texturas blastopsamíticas o esquistas, a menudo con tendencia lepidoblástica, en función de la litología. Están definidos, por la presencia de cantos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de rocas cuarcíticas y volcánicas en una mesostasis de grano fino con cuarzo, clorita, biotita, mica incolora como constituyentes principales y opacos, grafito, circón, esfena, turmalina, moscovita y apatito como secundarios.

En cuanto a los delgados niveles de metaandesitas indicaremos únicamente que están constituidas por grandes porfirocristales de plagioclasa en una mesostasis con cuarzo y anfíbol como minerales principales y apatito, biotita, opacos, clorita, sericita, feldespato potásico y epidota, subordinados.

Estos materiales evidencian la presencia de dos fases de deformación; la primera sinquistosa con blastesis de filosilicatos y la segunda que micropliega a la primera produce una S más espaciada y un metamorfismo de grado bajo.

El conjunto es correlacionable con los tramos inferiores de la Sucesión Tentudía.

1.2. DOMINIO DE ALCONERA-ARROYOMOLINOS

Aparece en la mitad Sudoccidental de la Hoja, incluyendo las zonas central y meridional.

Están representados materiales detríticos finos del Precámbrico superior con un metamorfismo de grado bajo, un conjunto volcánico ácido de edad y posición problemáticas y una serie sedimentaria del Cámbrico inferior que, puede incluir al Vendense, con metamorfismo muy poco apreciable. En esta serie sedimentaria cámbrica se han diferenciado dos unidades separadas por un cabalgamiento. Estas unidades son:

- Unidad de Arroyomolinos.
- Unidad de Herrerías.

La unidad de Arroyomolinos comprende los materiales del Precámbrico superior, conjunto volcanoclástico y Vendiente-Cámbrico inferior. La unidad de Herrerías, situada al Sur de la anterior comprende a materiales del Cámbrico inferior.

1.2.1. UNIDAD DE ARROYOMOLINOS

1.2.1.1. Sucesión de pizarras y metagrauvas vulcanoclásticas de Tentudía

Está constituida por un conjunto monótono de metagrauvas y pizarras, indiferenciables a escala cartográfica, que ocupan una amplia banda de 12 km. de anchura que se sitúa al SW del núcleo migmatítico en dirección NW-SE y termina en las alineaciones de tobas cristalinas (porfiroides) del SW de Cabeza de Vaca.

En esta sucesión hay intercalaciones de niveles poco potentes de otros materiales entre los que destacan: metacineritas, metatobas, anfibolitas, cuarcitas negras, calizas marmóreas y metabasitas. Como denominador común todos estos materiales presentan una mayor o menor influencia volcánica, razón por la cual podemos considerar a la Sucesión de Tentudía como vulcanosedimentaria.

Todos los materiales evidencian cambios producidos por un metamorfismo de grado bajo o muy bajo.

1.2.1.1.1. *Metagrauvas y pizarras* (38)

Son los principales constituyentes de esta sucesión y representan netamente más del 90 % de los materiales aflorantes. Se encuentran generalmente en alternancias que van desde un bandeo milimétrico, hasta sucesiones de lechos métricos y, excepcionalmente, decamétricos.

No se han encontrado estructuras sedimentarias, excepción hecha de algunas granoselecciones muy mal desarrolladas. Los bancos son irregulares con una marcada tendencia a ser lenticulares. Además están muy deformados, lo que dificulta el reconocimiento de caracteres originales. De este modo la superficie más visible en el campo corresponde a una S_0 replegada y traspuesta por la primera fase de deformación, que en este caso apenas desarrolla una esquistosidad penetrativa, aunque provoque una recrystalización-neoformación mineral mejor desarrollada en los materiales más finos.

Al microscopio la textura es blastopsamítica o blastopsamítica-esquistosa con predominio de la textura esquistosa en las pizarras. Por otra parte, como hemos indicado con anterioridad, es muy frecuente encontrar rocas bandeadas en las que alternan lechos pizarrosos y grauváquicos.

Los clastos son de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca, menores en general de 1-2 mm., inmersos en una mesostasis de grano fino rica en cuarzo y micas, predominando micas incoloras y clorita.

En el caso de las pizarras, los clastos pasan a ser esporádicos, predominando muy ampliamente los componentes micáceos.

Cabe resaltar, por su interés e implicaciones, la aparición de fragmentos de rocas metamórficas que presentan, al menos, una esquistosidad manifiesta, y que muchos de los cantos tienen claras evidencias de un origen volcánico.

La mineralogía, aunque con variaciones cuantitativas, está formada por cuarzo, plagioclase (oligoclase), biotita verdosa o marrón verdosa, clorita y mica incolora como componentes mayoritarios y moscovita detrítica, feldespato potásico, opacos, grafito, esfena, circón, apatito, turmalina y epidota en menor cantidad.

Todos estos materiales han sufrido al menos dos fases de deformación; la primera con blastesis de filosilicatos, pero muy poco penetrativa y la segunda de microplegado que origina una esquistosidad de fractura espaciada e irregular, siempre desarrollada preferentemente en lechos pelíticos.

En algunos casos, y en muestras favorables, se ha podido reconocer una fase suplementaria con blastesis anterior a la fase de crenulación, con lo que estos materiales habrían sufrido 3 fases de deformación, una de las cuales solo se observa de forma local.

1.2.1.1.2. *Metatobas cristalinas* (33)

Son rocas de colores claros, de blanco lechoso a crema, que aparecen intercaladas entre las pizarras y grauvacas en lechos decimétricos o métricos. El paso entre una y otra es transicional. Tienen composición ácida a intermedia, apareciendo desde metatobas cineríticas-riolíticas y metatobas cristalinas dacíticas a tobas finas con fenocristales de afinidad andesítica, en forma esporádica.

Son rocas de carácter porfídico. La matriz puede variar, pudiendo estar constituida, en unos casos, por sericita como elemento predominante y, en otros, por clorita. En todos los casos son observables, en mayor o menor cuantía, fenocristales de plagioclase y/o cuarzo.

Al microscopio presentan una textura blastoporfídica con fenocristales idiomorfos en una mesostasis de grano fino. La mineralogía global es plagioclase, mica incolora, biotita, cuarzo y clorita con circón, apatito, opacos y esfena accesorios y sericita y óxidos de alteración.

Como otras rocas de esta misma sucesión evidencian al menos dos fases de deformación, siendo la segunda espaciada.

1.2.1.1.3. *Metacineritas* (35)

Son rocas compactas, de color crema, grano fino, que suelen presentar un bandeo milimétrico, y que se diferencian de las metatobas por la casi total ausencia de fenoclastos.

Se presentan al microscopio como rocas totalmente homogéneas con textura esquistosa o blastopélfica y con una mineralogía simple con cuarzo, sericita y accesorios como biotita, opacos, esfena, plagioclasa, feldespato potásico, apatito y circón.

Se localizan hacia las partes más altas de la sucesión, inmediatamente por debajo de los porfiroides y en proximidad a las cuarcitas negras. Se les ha observado una fase de deformación con blastesis de sericita y en algunos casos, como hemos indicado para otras rocas, una segunda de micropliegues angulares que produce una esquistosidad de fractura espaciada.

1.2.1.1.4. *Cuarcitas negras* (37)

Uno de los rasgos más característicos de la Sucesión Tentudía es la abundancia, al menos cartográfica, de cuarcitas negras y liditas. Son rocas de color negro, similares a las presentes en la Sucesión Montemolín, aunque está mucho menos desarrollado el bandeo y existen rocas microcristalinas ricas en grafito que responden a la definición de lidita. Suelen estar relacionadas con lechos cineríticos y, en otros casos, llevan asociadas niveles de esquistos grafitosos de potencia variable.

Como hemos indicado, se pueden diferenciar dos tipos litológicos: las liditas y cuarcitas negras, que corresponden a rocas con origen similar, solo que en las cuarcitas ha existido una recrystalización apreciable, perdiendo en parte los caracteres originales.

Al microscopio muestra una textura granoblástica, definida por una masa constituida por cuarzo y grafito, con un tamaño de grano submicroscópico, atravesada por pequeñas fracturas que individualizan formas angulosas, quedando los intersticios rellenos por cuarzo granoblástico de mayor tamaño. El cuarzo aparece, asimismo, en lechos irregulares cortando a los fragmentos antedichos.

La mineralogía es cuarzo y opacos (en gran parte grafito) con escasa mica incolora y calcita. Presentan al menos una esquistosidad definida por el alargamiento del cuarzo y el bandeo.

Afloran en lechos intercalados entre las grauvacas y las pizarras, que se pueden seguir de forma discontinua por varios kilómetros en el mejor de los casos, y cuya potencia solo rebasa los 5 m. de forma excepcional. Los afloramientos más importantes se encuentran en la Sierra Prieta al SE de Cabeza de Vaca.

Intercalados entre las cuarcitas negras aparecen niveles de color blanco y aspecto sacaroideo, que presentan una textura granoblástica elongada, con lechos de distinto tamaño de grano y restos de opacos limonitizados.

Existen dos tramos principales con desarrollo de cuarcitas: uno hacia el techo de la Sucesión, antes del paso a los materiales superiores, y otro, más bajo, que sería el mejor desarrollado, aflorante en el sector central.

1.2.1.1.5. *Materiales carbonatados* (34)

Son rocas de color gris o blanco cuyos principales afloramientos se encuentran en Calera de León y proximidades. Se trata de un lecho de unos 5-10 m. de potencia, que buza alrededor de 30° al NE, con una longitud escasamente superior al kilómetro y, que está estrechamente relacionada con cuarcitas negras.

Presentan un bandeado decimétrico debido a la presencia de lechos ricos en anfíboles y talco.

Al microscopio muestran una textura granoblástica de grano fino y con caracteres brechoides con dolomita, cuarzo, calcita, tremolita y talco. Opacos y moscovita son accesorios.

Pese a la poca calidad de afloramientos, parece existir un paso gradual entre estos materiales y las grauvacas y pizarras en que se intercalan. En afloramiento están muy replegadas, pudiéndose reconocer algunos pliegues con marcado carácter fluidal.

Existen dos afloramientos carbonatados: uno próximo a la Sierra de Juan Moreno y otro en las proximidades de Cabeza de Vaca, con unas características un poco diferentes del resto. En efecto, son calizas marmóreas de grano medio con aportes clásticos y con abundante material ferruginoso, que tiene mayores afinidades con las que aparecen en el Cámbrico que con las ya descritas. No obstante, dada la poca calidad de afloramientos, su atribución se hace problemática.

1.2.1.1.6. *Anfibolitas*

Afloran en las proximidades de Monesterio, según una banda que se alarga concordante con las direcciones regionales, desde el río Bodión hasta el SE de la Cruz del Puerto.

Son rocas de color verde y grano fino, que, en algunas zonas, presentan un marcado carácter porfídico con cristales que sobrepasan el centímetro. Normalmente presentan un bandeado producido por la presencia de lechos milimétricos ricos en plagioclasa. Están bordeados, de forma discontinua, por lechos métricos de cuarcitas negras y algunos niveles de metabasitas.

En lámina delgada presentan texturas de blastoporfídica a granonematoblástica y la mineralogía es: plagioclasas, actinolita, con cantidades menores de cuarzo, clorita, dolomita, opacos, biotita y esfena, además de sericita, óxidos, clorita, carbonatos, y epidota secundarios.

Representan a un material metamorfozado de origen ígneo, de composición básica y facies con fenocristales.

Se reconocen, al menos, dos fases de deformación; una con blastesis y otra de microplegado.

La potencia debe ser del orden de 50 a 100 m. en la zona central, acunándose rápidamente.

1.2.1.1.7. *Metabasitas (Metadiabasas) (32)*

Se disponen en lechos métricos intercalados entre las grauvacas y pizarras y que pueden alcanzar una longitud de algunos centenares de metros. Son de color verde oscuro y compactas. Afloran de forma esporádica, subconcordantes con las grauvacas y pizarras.

Al microscopio presentan texturas de blastoofíticas a esquistosas, aunque casi siempre son reconocibles restos de la antigua textura. La mineralogía es la correspondiente a las diabasas aunque con las modificaciones originadas por el metamorfismo de grado bajo.

Normalmente es difícil apreciar las deformaciones, aunque es fácil de reconocer una cierta orientación.

1.2.1.1.8. *Metavulcanitas (31)*

Por último se encuentran algunos lechos de colores rojizos y groseramente esquistosos, que pueden alcanzar varios metros de potencia y que, en la zona Sur, pueden tener más de dos km. de longitud.

Corresponden a intercalaciones de carácter volcánico y composición intermedia a básica, al menos localmente, pueden ser diferenciables.

Al microscopio presentan texturas esquistosas, aunque se reconocen restos de una textura fluidal definida por orientación de plagioclasas. La mineralogía viene dada por: Plagioclasa, biotita y opacos. Cuarzo y apatito son escasos. Clorita, calcita, epidota y sericita proceden de alteración.

Puede observarse al menos una esquistosidad definida por orientación de minerales.

Parece ser que existen todos los pasos intermedios entre estas rocas y las tobas con fenocristales, que hemos descrito con anterioridad.

Hacia la parte terminal de la Sucesión hay algunas rocas caracterizadas. Podemos citar como más representativas las grauvacas verdosas con diseminación de romboedros de carbonatos y como más característica del tramo,

una facies bandeada en la que alternan lechos milimétricos a centimétricos de grauvacas y pizarras que hacia el techo van conteniendo cantos con un carácter volcánico progresivamente más definido. Abundan los colores verdosos y la presencia de micropliegues que se ven favorecidos por la litología.

Según todo lo anterior, la Sucesión de Tentudía posee caracteres sedimentarios y volcánicos, razón por la cual podemos denominarla vulcanoclástica.

Por lo que se refiere a su potencia es realmente problemático aventurar cualquier valor. De todas maneras y teniendo en cuenta que aunque ocupa una banda cartográfica de más de 12 km. de anchura existen amplias zonas con débiles buzamientos y que han sufrido una primera fase de deformación de pliegues de carácter isoclinal. Por ello, pensamos que es improbable que la potencia sobrepase los 2 o 3.000 m.

Del medio sedimentario en que pudo tener lugar el depósito poco podemos decir, especialmente dada la falta casi absoluta de estructuras sedimentarias. Sin embargo el tipo de materiales y forma de yacimiento hacen pensar en un medio somero con importantes aportes volcánicos.

1.2.1.2. Sucesión de cineritas grises y tobas cristalinas

Constituye un conjunto de materiales con caracteres vulcanosedimentarios que se encuentra por encima de la Sucesión de Tentudía. Aunque el paso es bastante brusco, la existencia en la zona límite de un nivel de cuarcitas negras subparalelo al contacto con una importante continuidad y la ausencia de un contacto mecánico evidente o de una discordancia parecen apoyar un paso transicional y una concordancia entre las formaciones. Por el contrario el afloramiento del cerro Butrera, que parece cortar las estructuras, así como la situación en cotas superiores a los 750 m. de los afloramientos, parecen abogar por una discordancia. Además en el borde W de la Hoja de Puebla del Maestre cerca de la Sierra de Juan Moreno, unas tobas verdosas con romboedros de carbonatos de la base de esta sucesión se colocan sobre la Sucesión de Tentudía en clara discordancia cartográfica. Esto corroboraría la existencia de una discordancia, por la que nos inclinamos. No obstante y dada la falta de un criterio claro dentro de esta Hoja, nos ha inducido a dibujar la cartografía un contacto normal, a pesar de las anteriores especificaciones. Esperamos que datos futuros clarifiquen el problema.

Esta sucesión aflora según una banda, de anchura variable entre 1 y 3 km., que se alarga en sentido NW-SE siguiendo una línea de cerros que pasan por el puerto de la Media Legua y el Cerro Chocolatero y entran en la Hoja de Higuera la Real por el pueblo de Segura de León.

En la zona del Cerro Chocolatero adquieren el mayor desarrollo, reconociéndose una estructura sinclinal que hace aparecer una banda que se separa

de la dirección general y adquiere una dirección E-W prolongándose durante algunos kilómetros hasta terminar al N de Cabeza de Vaca. Esta extraña configuración geométrica en el caso de que exista la discordancia, podría explicarse como consecuencia de que la sedimentación de estos materiales ha sido condicionada por una estructuración previa.

Vuelven a aflorar estos materiales en el ángulo SE de la Hoja en las estratificaciones de la Sierra de Juan Moreno, donde se observa la terminación de una importante banda que se prolonga dentro de las Hojas de Puebla del Maestre y Almadén de la Plata.

Existen por último dos afloramientos aislados al S de Cabeza de Vaca: uno de alrededor de 2 km²., que ocupa los cerros de Butrera y Fontanilla y otro de menor importancia situado al SE del anterior.

HERNANDEZ-ENRILE (1.971) denominó "porfiroides de Bodonal-Cala" a esta sucesión.

Las rocas, todas de origen vulcanoclástico, corresponden a: tobas cristalinas de aspecto gneísico ("porfiroides") entre los que se reconocen facies con megacristales feldespáticos, tobas de grano fino y cinerita azuladas, niveles de riolitas orbiculares y masas de riolitas fluidales en las que se reconocen texturas y estructuras de probable origen ignimbrítico.

1.2.1.2.1. *Tobas cristalinas* (43)

Son rocas de aspecto gneísico marcado por fenoclastos de cuarzo azulado, feldespato potásico rosa y plagioclasa en una matriz de grano muy fino y colores blancos, verdosos o rosados.

Al microscopio presentan una textura blastoporfídica o con fenoclastos de 10-20 mm. englobados en una mesostasis rica en sericita y generalmente con cuarzo y plagioclasa de grano fino.

Todos los fenoclastos son de origen volcánico y es muy característica la presencia de fenoclastos estallados de cuarzo, con numerosos golfos de corrosión y formas idiomorfas.

La mineralogía más frecuente es: Cuarzo, sericita, feldespato potásico y plagioclasa; opacos, circón, apatito, turmalina, moscovita y esfena como accesorios.

Pueden observarse dos fases de deformación, la primera con blastesis y la segunda de micropliegues. De cualquier modo la intensidad de la deformación es menor que la que se observa en los materiales de la Sucesión Tentudía.

Estos materiales se encuentran hacia la base de esta unidad, bien en contacto directo con la Sucesión Tentudía o bien encima de un delgado tramo de cineritas grises. De cualquier forma hemos de reseñar que lateralmente se acunían en muchas zonas apareciendo en pequeños lentejones siempre próximos a la base.

1.2.1.2.2. *Metatobas de grano fino y metacineritas grises* (42)

Son rocas esquistosas de grano fino que presentan con frecuencia un bandeo centimétrico originado por la presencia de lechos detríticos de color rojizo ricos en óxidos. Pueden contener diseminaciones de opacos; en ocasiones con magnetita predominante.

En lámina delgada presentan una textura esquistosa-granolepidoblástica dependiendo de la proporción de clastos presentes.

La mineralogía viene dada por: Cuarzo, sericita, moscovita con cantidades menores de opacos (pirita, magnetita, etc.), biotita, plagioclasa, feldespato potásico, circón, turmalina, apatito, grafito y esfena.

Han sufrido dos fases de deformación una sinquistosa y sinmetamórfica y otra de microplegado.

Los opacos son, al menos en parte, primarios con zonas de sombras de presión, en donde queda favorecida la recristalización.

1.2.1.2.3. *Riolitas orbiculares* (41)

Es un nivel de algunos metros de potencia que aparece intercalado entre las cineritas en las proximidades del Cerro Chicolatero, pudiendo aparecer de forma esporádica en las proximidades del contacto con la Sucesión Tenuída.

Es una roca muy leucocrática, de aspecto gneísico, y grano fino.

Al microscopio presentan una textura esquistosa blastorbicular en la que se reconocen una textura orbicular deformada y estirada.

La mineralogía viene dada por: Cuarzo, feldespato potásico y sericita. Opacos y circón son accesorios.

Se observan dos fases de deformación la primera con blastesis y la segunda de microplegado poco neta.

1.2.1.2.4. *Riolitas fluidales* (40)

Se localizan en el Cerro Chicolatero y sus proximidades, pudiéndose diferenciar dos afloramientos principales.

Son rocas de grano fino, color rosado, compactas y con bandeo milimétrico producido por la existencia de lechos de tonos claros y oscuros, debido al diferente contenido en feldespato potásico y sericita. El bandeo corresponde a superficies de flujo, pudiéndose reconocer, repliegues y alabeamientos originales. En algunas rocas se reconocen, restos de vidrios volcánicos englobados en la masa lo que hace pensar en la posibilidad de que, al menos en parte, fueran tobas soldadas con carácter ignimbrítico.

Al microscopio la textura es fluidal-bandeada, con cuarzo y feldespato potásico (cristales de pequeño tamaño) y en menor cantidad plagioclasa, opacos, sericita, moscovita, biotita y turmalina. Hay sericita removilizada en fracturas.

Estas rocas están intercaladas entre las cineritas y su potencia es de 10 a 20 m.

Aunque cada una de las litologías tiene una potencia variable, la sucesión conserva una potencia bastante constante que puede evaluarse en unos 300 m.

1.2.1.2.5. *Intercalaciones carbonatadas* (39)

Intercaladas en la parte superior de las cineritas grises aparecen lentejones de calizas de potencia variable, raramente superior a 10 m. Son calizo-dolomías marmóreas de colores blancos o amarillentos, que pueden tener contenidos importantes de hierro adquiriendo en este caso tonos marrones oscuros y ocre. También aparecen niveles calcoesquistosos de colores ocre y grises. Estos niveles se sitúan en la parte alta de todo el conjunto vulcanosedimentario cuya base está constituida por el porfiroide de Bodonal, marcando una patente transición a la Formación carbonatada suprayacente que se describe a continuación.

1.2.1.3. **Formación carbonatada** (44, 45)

A techo de la sucesión de cineritas grises y tobas cristalinas aparece un potente tramo con predominio de calizas y dolomías sobre los niveles detríticos (de origen sedimentario y/o vulcanosedimentario) que se intercalan en aquéllas. La disposición sobre los materiales infrayacentes aparece en todos los puntos observados, como contacto normal (pasos transicionales y paralelizaciones de S_0). Esta formación se extiende desde el borde Oeste de la Hoja, en las proximidades de la carretera Santa Olalla-Fregenal (C-434), hasta el barranco de la Valdemadera. Figuran en la bibliografía más antigua de la zona como caliza de Cañuelo (SCHNEIDER, 1.941).

Los niveles detríticos intercalados (45) no presentan en la mayoría de los casos, gran continuidad lateral, sino que se acuñan en pocos metros, recordando en cierto modo a los depósitos biohermales del Suroeste de España, que ocupan una posición estratigráfica parecida. Estos niveles están constituidos por lutitas y areniscas de grano fino y tobas ácidas finas.

Los niveles carbonatados son dolomías (principalmente doloesparitas y, más raramente dolomicritas) de color beige y calizas (biomicritas y micritas) de color blanco.

Al microscopio aparecen fundamentalmente como mármoles micríticos con algunas zonas parcialmente esparfíticas. El contenido en detríticos es va-

riable. La textura es granoblástica con cierta orientación de los carbonatos según la esquistosidad principal. La potencia de la Formación es variable, pudiendo ser la máxima del orden de los 250 metros.

1.2.1.4. Niveles de pizarras nodulosas (46)

A techo de la Formación carbonatada aparecen calizas con niveles detríticos intercalados a escala centimétrica que le dan aspecto rizado. Sobre de estos niveles se disponen de forma discontinua pizarras grises y verdosas que en el contacto con materiales de la Formación carbonatada presentan nódulos centimétricos de material carbonatado. La potencia de este nivel es muy variable, llegando a faltar en muchos puntos, no llegando en ningún caso a sobrepasar los 20 m.

1.2.1.5. Pórfidos riolíticos (Pórfidos de Cala) (47)

Afloran en el borde Sur de la Hoja, en la zona del barranco de Valdemaquera. Presentan caracteres de chimenea, cortando materiales de la serie inferiores a la edad de aquéllos (se consideran coetáneos de las areniscas mal estratificadas, pizarras y tobas que más adelante se describen).

Estos afloramientos deben corresponder a zonas del aparato volcánico situados por debajo del nivel de emisión de lavas y material piroclástico. Estos niveles lávicos y piroclásticos afloran abundantemente más al Sureste, en la Hoja de Santa Olalla del Cala.

Las facies ígneas presentes son más parecidas, de visu, a una roca plutónica que a una volcánica, con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa de varios centímetros de envergadura y dentro de una matriz más fina de coloración beige a verdosa clara.

Al microscopio presentan textura porfídica a porfiroclástica con cuarzo, feldespato potásico (en pertitas, en muchos casos) y plagioclasa (albita-oligoclase), clastos lávicos desvitrificados. Los fenocristales exhiben bordes corroídos. Fenocristales de ferromagnesiano totalmente alterados a moscovita y después a clorita. Matriz formada por agregado fino de cuarzo, feldespato potásico y clorita-sericita.

1.2.1.6. Pizarras grises (48)

A techo del nivel anteriormente descrito, o bien sobre la formación carbonatada se dispone un tramo pizarroso, de potencia variable, entre unos 50 y 100 metros, en el que hacia el techo van apareciendo pasos milimétricos areníticos (grauváquicos en general).

1.2.1.7. Esquistos y tobas ferruginosos. Niveles carbonatados (49)

Se encuentran intercalados entre pizarras grises y areniscas. Constituyen una hilada de afloramientos poco potentes que aparecen en el borde Sur de la Hoja, en la finca de la Vicaria, limitados al Norte por la falla que interrumpe los afloramientos cámbricos con la Sucesión Tentudía.

Constituyen un episodio de origen vulcanosedimentario, constituido por tobas ácidas de color beige, con abundante diseminación de oligisto, que en algunos niveles llega a ser mayoritario. A este nivel se adosan pequeños lentejones carbonatados.

1.2.1.8. Areniscas mal estratificadas, pizarras y tobas (50)

A techo del tramo pizarroso fino anterior, en continuidad sedimentaria, aparece un tramo caracterizado por una granulometría más grosera (del orden de 0,5 mm.-1 mm. de grauvacas y arcosas predominantes sobre los niveles pizarrosos. También aparecen de forma esporádica niveles tobáceos finos, más o menos retrabajados. Las arcosas y grauvacas muestran elevada inmadurez, con clastos de cuarzo y redondez muy diversa y granulometría mal seleccionada. No se han observado estructuras sedimentarias, salvo alguna laminación tipo "flaser". Presentan una esquistosidad penetrativa con cristalización de sericita y clorita, con un grado de cristalinidad más que incipiente. Esta esquistosidad puede estar crenulada localmente.

1.2.1.9. Pizarras versicolores (51, 52, 53)

Sobre las areniscas anteriormente descritas, aparece una monótona sucesión de pizarras de colores violáceos, grises y verdosos que ocupan una amplia franja en el cuadrante Suroeste de la Hoja, al Sur de los niveles antes descritos.

Se encuentran afectadas por una esquistosidad, que, llega a borrar cualquier estructura sedimentaria.

Al microscopio presentan textura esquistosa con cuarzo, sericita y/o clorita y a veces opacos ferruginosos o materia orgánica en finas diseminaciones.

Las coloraciones violáceas se deben a una mayor o menor cantidad de material ferruginoso y los colores grises y verdosos a presencia de materia orgánica y a clorita, respectivamente.

Son frecuentes al techo de este tramo, laminaciones milimétricas, definidas por mayor o menor proporción de cuarzo, (acompañado generalmente de mica blanca detrítica) o de material arcilloso, transformado en sericita/clorita. Se observa a escala de lámina delgada, en estos niveles: S_0 , S_1 con orientación de clorita/sericita y S_2 de microcrenulación.

Intercalados en este tramo aparecen niveles métricos de tobas ácidas (52), de granulometría que puede llegar a 2 mm. y metabasitas (53) (probablemente provenientes de niveles espilíticos) de escasa potencia y desarrollo lateral limitado.

La potencia total del tramo podría estimarse en unos 300-400 metros.

1.2.1.10. Tramo de pizarras laminadas con frecuentes bioturbaciones (54)

Aparece sobre el tramo anterior y al Sur del mismo, llegando a quedar laminado hacia el Sureste por fallas paralelas a las estructuras más aparentes.

El paso entre las pizarras versicolores y este tramo se realiza de forma gradual, apareciendo al techo de aquellas laminaciones a escala milimétrica. Estas laminaciones son típicas en todo este tramo, a veces modificadas e incluso borradas por una intensa bioturbación (tubos verticales y horizontales, con predominio de éstos).

Al microscopio, las laminaciones están formadas por alternancia rítmica de lechos de 1 a 4 mm. de composición grauváquica (cuarzo, plagioclasa, mica blanca detrítica y matriz sericítica $> 15\%$) y otros formados por sericita/clorita y cuarzo muy fino (10μ). Los opacos ferruginosos finamente diseminados son frecuentes. También la materia orgánica, que confiere una coloración gris oscura a algunos niveles.

Se observa una esquistosidad subparalela a S_0 y una segunda esquistosidad de fractura que crenula a la anterior.

La potencia máxima del tramo debe ser del orden de los 150 metros.

En niveles oscuros situados a la base de este tramo se han tomado muestras para estudio de Acrítarcos que han dado una asociación de esferomorfos (Gen. *Protosphaeridium* y *Leiosphaeridium*), típica del Vendense, y de *Micristidium*, que señala el comienzo del Cámbrico. La edad de estos niveles estaría comprendida entre el Vendense y el Cámbrico inferior.

1.2.1.11. Areniscas y tobas de coloración beige a violáceo (55)

Representan un nivel poco potente (de unos 50 a 100 metros), que representa una transición entre las pizarras laminadas bioturbadas y las espilitas, pues se constituye fundamentalmente de niveles volcanoclásticos y tobas retrabajadas preludio del importante episodio espilítico suprayacente.

Los niveles volcanoclásticos son de composición cuarzoqueratofídica, con abundante diseminación de óxidos ferruginosos, o de afinidad espilítica, con abundancia de plagioclasa y matriz orientada de clorita. Las texturas observadas van desde las vitroclásticas hasta detríticas-esquistosadas, pasando por volcanoclásticas. Frecuentemente los opacos son fundamentales.

A todo este tramo detrítico y detrítico volcánico situado por *encima* de la formación carbonatada SCHNEIDER (1.941) le llama "capas abigarradas de Arroyomolinos", situándolas por *debajo* de la caliza de Cañuelo. En la elaboración de la presente Hoja se ha podido constatar que no es cierta la posición que da Schneider para estos materiales.

1.2.1.12. Espilitas y tobas espilíticas y queratofídicas (56)

Representan un importante episodio volcánico que se dispone sobre los materiales anteriormente descritos, constituyendo el tramo más moderno de la Unidad de Arroyomolinos.

Se sitúa este conjunto volcánico en un afloramiento extenso, al SO de la Hoja, que continúa hacia el Sureste, por una estrecha banda flanqueada por el cabalgamiento de la Unidad de Herrerías.

Macroscópicamente se diferencian coladas espilíticas con algunas estructuras de almohadillas que muy localmente se han observado; e intercalaciones minoritarias de tobas cuarzoqueratofídicas.

Al microscopio, las espilitas se presentan con texturas porfídico-vacuolares como más frecuentes, observándose también restos de texturas fluidales.

La composición mineral más común es de plagioclasa sódica, clorita y carbonatos (calcita y/o dolomita). Las vacuolas se encuentran aplastadas y rellenas de calcita, dolomita, mica blanca, clorita, etc. Se observan dos deformaciones, sobre todo en los niveles tobáceos: la primera definida por orientación de minerales planares y la segunda genera una esquistosidad y/o microplegado de crenulación.

1.2.2. UNIDAD DE HERRERIAS

Se sitúa al Sur de la anterior, ocupando la esquina Suroeste de la Hoja, desde la Sierra del Puerto, Sierra del Bujo y Sierra Ruar hacia el Sur.

El contacto entre la Unidad de Arroyomolinos y la Unidad de Herrerías es mecánico, de tipo cabalgante, constituyendo el autóctono (relativo?), la Unidad de Arroyomolinos. El cabalgamiento debió ser hacia el Suroeste aunque no hay datos en la zona para afirmar rotundamente esto. La edad del cabalgamiento, así como sus características, se describe en el capítulo de Tectónica.

1.2.2.1. Mármoles calcodolomíticos (Formación carbonatada) (57, 58)

Constituye el muro de esta unidad. Condiciona la alineación montañosa del Suroeste de la Hoja (sierras mencionadas anteriormente). Presenta una potencia variable, siendo la máxima del orden de los 250 metros. Son frecuentes

las intercalaciones detríticas de tipo limolítico (58), de coloraciones rojo-violetáceas, que no pasan de algunos metros de potencia. También aparecen intercalaciones tobáceas ácidas. Es característica la aparición de facies rizadas al techo, inmediatamente antes de las pizarras con nódulos carbonatados ("*Kramencelschisten*" de SCHNEIDER, 1.941).

La litología es de micritas y biomicritas, además de niveles dolomíticos de distribución lateral y vertical muy irregular.

Parece ser que el ambiente de depósito fue restringido. El depósito carbonatado estaría condicionado por la existencia de mallas de algas en el fondo marino.

Al Sur de la Sierra del Bujo han aparecido, en los niveles de calizas rizadas, algunos moldes de cálices de Arqueociatos: *Coscinocyathus* sp., *Aldanocyathus* sp.

Estos Arqueociatos son característicos del Ovetiense y el Marianiense inferior, por lo que es probable que la Formación Carbonatada comenzara a depositarse en el Ovetiense (o incluso llegaría al Vendiente?).

1.2.2.2. **Pórfidos graníticos (59)**

Aparecen en una estrecha banda al Norte de la alineación de calizas de la Sierra de El Bujo y Sierra Ruar y al Sur de las espilitas de la Unidad de Arroyomolinos.

A escala cartográfica el afloramiento aparece como concordante en general, excepto en su terminación occidental, donde el contacto es claramente mecánico, de tipo intrusivo. También aparece otro afloramiento de menores dimensiones, al WSW del anterior, en las proximidades de la casa del Rincón, donde intruye a calizas.

Se trata de pórfidos de color rosáceo a blanquecino, de grano fino, que, ocasionalmente, intercalan niveles volcanoclásticos ácidos. Ocasionalmente ocasionan débil metamorfismo de contacto en las calizas. No se ha observado metamorfismo en las espilitas con las que contacta, por lo que suponemos que se trata de un nivel subvolcánico (con características subaéreas-submarinas ocasionales) perteneciente a la unidad alóctona de Herrerías, situándose el contacto cabalgante entre pórfidos y espilitas.

Al microscopio presentan textura porfídica holocristalina brechificada. La composición más frecuente es de feldespato potásico/plagioclasa sódica, cuarzo. Son frecuentes los intercrecimientos gráficos y las pertitas.

1.2.2.3. **Pizarras con nódulos carbonatados (60)**

Se sitúan a techo de la Formación carbonatada representando una transición entre ésta y las pizarras inmediatamente superiores. Son muy continuas

en esta unidad, en contraste con la unidad de Arroyomolinos, aflorando de forma persistente por todo el Sur de la alineación de calizas antes descritas. Litológicamente se trata de pizarras limolíticas con nódulos carbonatados. Por efecto de la meteorización, éstos suelen estar disueltos en los afloramientos expuestos, quedando la pizarra con huecos tapizados de limonitas y, a veces, de clorita.

Los nódulos se encuentran aplastados según el plano de esquistosidad más patente.

1.2.2.4. Pizarras violáceas y verdes (61)

Ocupan el extremo Suroeste de la Hoja, disponiéndose en continuidad sedimentaria con el nivel de pizarras con nódulos carbonatados. Son los materiales que mayoritariamente ocupan el Sinclinal de Herrerías y corresponden a las llamadas "Margas de Herrerías" (SCHNEIDER, 1.941).

Son pizarras limolíticas, de color gris-verdoso a rojo-violáceo, entre las que aparecen niveles areníticos finos de potencia milimétrica a centimétrica. Se observan frecuentes laminaciones paralelas y, muy raramente, granoclasificaciones. La potencia de este tramo, puede estar comprendido entre 300 y 500 metros.

En un nivel situado a unos 40 metros por encima de las calizas ha aparecido abundante fauna de trilobites. Se trata del yacimiento clásico del Sur de la Cota el Bujo, en la carretera de Arroyomolinos a Cañaveral, descubierto por SCHNEIDER y reestudiado por SDZUY (1.962). Aquí se ha recogido fauna (LIÑAN y PEREJON, ver informe paleontológico) de:

Judomia? lotarei RICHTER.

Delgadella souzai (DELGADO, 1.904).

Triangulaspis fusca (SDZUY, 1.962).

Calodiscus schuterti ibericus (SDZUY, 1.962).

Gigantopygus cf. *bondoni* HUPE 1.953.

Hicksia hispánica RVD. y E. RICHTER, 1.941).

Atops. (?) calanus (RVD. y E. RICHTER, 1.941).

Strenuaeva sp.

Agnostimia indet.

Braquiópodos indet.

Iconofósiles del género *Gordia* sp. y *Planolites* sp.

Esta asociación caracteriza el Marianiense medio.

Por encima de estos niveles ha aparecido:

Hicksia sp.

Delgadella souzai (DELGADO, 1.910).
Triangulaspis fusca SDZUY 1.962.
Protaldonaia morenica SDZUY 1.961.
Braquiópodos e Hyolites.

Esta fauna supondría una transición al Marianiense superior.
A continuación se ha encontrado un nivel con una asociación típica del Marianiense superior.

Serrodiscus cf. *speciosus* (FORD 1.873).
Serrodiscus sp.
Triangulaspis sp.
Hyolites.
Braquiópodos.

1.3. MATERIALES POSTOROGENICOS (63, 64 y 65).

Solo están representados en la Hoja por afloramientos de escasa entidad de travertinos (63), coluviones (64) y aluviones (65). Los primeros afloran al Sur de la corrida de calizas de la Sierra de El Bujo, representando pequeños depósitos carbonatados a la salida de antiguas surgencias kársticas (Plioceno ?) se encuentran cortados por los aluviales, estando la cota de éstos unos 10-15 metros por debajo de la superficie superior de los travertinos.

Los coluviones (64) están representados por un pequeño afloramiento en la ladera Sur del Cerro Gigonza, al Noroeste de la Hoja. Se trata de un depósito de ladera de unos 2 a 3,5 metros de potencia en donde abundan los cantos de cuarcita negra.

Los aluviales (65) solo están representados al Suroeste de la Hoja. Constituyen ocasionales depósitos de cantos poligénicos, gravas, arenas y limos.

2. TECTONICA

Tratamos independientemente la tectónica de cada una de las tres zonas a fin de exponer con mayor claridad la problemática que se plantea dentro de la Hoja y las diversas posibilidades de interrelación entre los distintos materiales.

Los materiales aflorantes, excepción hecha de las rocas ígneas postectónicas, están afectadas por diversas fases de deformación, que muestran características diferentes según las zonas.

2.1. ZONA SEPTENTRIONAL

En la Sucesión de Montemolín se reconocen fácilmente dos esquistosidades con blastesis mineral y una tercera de fractura o crenulación. En algunos casos se ha podido observar que la superficie plegada por los primeros pliegues pudiera ser una esquistosidad, aunque se hace necesaria una comprobación definitiva.

La primera fase origina pliegues isoclinales con plano axial subhorizontal, de dirección 140-150 E y fuerte vergencia al SW. Se acompaña de una esquistosidad de flujo muy penetrativa, subparalela a la estratificación, con abundantes diferenciados de cuarzo asociados, que pueden quedar traspuestos en muchas ocasiones.

Aunque difíciles de encontrar, se han visto algunos buenos ejemplos de pliegues decimétricos.

Esta fase produce una lineación muy visible en los lechos de cuarcitas negras que están plegadas por las fases posteriores, especialmente la tercera.

Esta fase es la responsable de la principal etapa de metamorfismo que lleva asociada una migmatización generalizada en las zonas del núcleo migmatítico.

La segunda fase da pliegues angulares con tendencias isoclinales, plano axial subhorizontal, con importantes trasposiciones asociadas que pueden observarse con profusión al microscopio, y con generación de diferenciados de cuarzo paralelos a la esquistosidad y que pueden quedar traspuestos por ésta. No se observan pliegues microscópicos; no obstante se encuentran micropliegues homoaxiales que asimilamos a esta fase. Lleva asociado una segunda fase de metamorfismo de menor grado, con blastesis de biotita, según el plano axial.

La mayoría de los pliegues angulares, más o menos apretados observables en los esquistos biotíticos se deben a esta fase.

La tercera fase de deformación produce pliegues suaves con ejes subhorizontales en dirección aproximada 140, y con débil vergencia SW, que lleva asociada una esquistosidad de fractura de espaciado mili-centimétrico, la geometría es cilíndrica con cierta tendencia a similar.

Es la responsable de los principales rasgos cartográficos. En las anfibolitas tienden a preponderar los pliegues laxos de gran radio, mientras que en los esquistos están peor desarrollados produciendo una crenulación de las esquistosidades previas o más corrientemente aumentando el apretamiento de los pliegues anteriores, por lo que solo se reconocen con claridad cuando son muy oblicuos a las esquistosidades previas.

Estos pliegues se observan a todas las escalas y en gran abundancia en toda la zona, llegando a ser las únicas estructuras visibles en algunos puntos.

Los diagramas primero y segundo corresponden a diagramas esquiareales de superficies S_2 , plegadas por la tercera fase. Como puede observarse se disponen según un círculo máximo como corresponde a un pliegue concéntrico y se observa una disposición transversal de los máximos, probablemente debida a la influencia de la segunda fase. Asimismo se proyectan polos correspondientes a micropliegues y lineaciones de fase 1 y 3 observándose una cierta dispersión de las lineaciones de primera fase consecuencia de las deformaciones posteriores.

El diagrama 2 es similar al primero aunque con una menor dispersión de las medidas.

En el diagrama 3 puede observarse todo lo anterior referido a un único pliegue en cuarcitas negras, que se encuentra próximo a la localidad de Montemolín. En este caso la variación de la linealidad plegada, parece indicar una geometría de pliegues paralelos (*flexural slip*) originada por un proceso con predominio del aplastamiento.

Por último se observa una fase tardía, poco importante y bastante nortea-da que produce un suave alabeamiento en las charnelas de los pliegues de tercera fase. Podría llevar asociado un diaclasado que localmente puede ser importante, con dos juegos principales uno 20-40E y otro 60-80E.

2.2. ZONA CENTRAL

Aquí la deformación observable es mucho menos intensa y el metamorfismo asociado es de grado bajo o muy bajo. *La primera deformación* origina una esquistosidad sinmetamórfica, desarrollada predominantemente en lechos pizarrosos, acompañada en algunas ocasiones de pequeñas charnelas isoclinales traspuestas observables en lámina delgada. Sin embargo lleva asociados intensos fenómenos de trasposición, de forma que aunque lo que se observa en el campo es una alternancia litológica clara, ésta no corresponde, en nuestra opinión a S_0 propiamente dicha, sino a S_0 fuertemente traspuesta por S_1 . La dirección, aunque difícil de precisar, pensamos que debe ser ENE-WSW aproximadamente, siendo responsable de los rasgos cartográficos más groseros (dos grandes estructuras antiformes que parecen definir las cuarcitas), que son replegados por las fases posteriores originando figuras de interferencia a escala cartográfica. La más clara es observable junto a la carretera de Calera de León a Cabeza de Vaca, donde un anticlinal de fase 1 es plegado posteriormente, originando un gancho acusado.

La segunda fase se manifiesta por pliegues volcados con charnelas redondeadas aunque en micropliegues suelen tener tendencia isoclinal con pliegues decimétricos muy apretados. Tienen una dirección predominante N20 y vergencia al NW, pero como consecuencia de las interferencias con otras fases, en algunas zonas como la que muestra el diagrama 4 tienen direcciones próximas

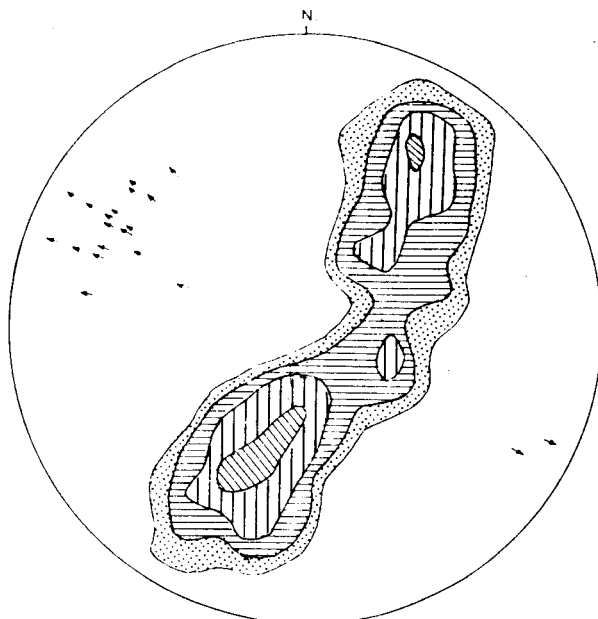


Diagrama 1.- 60 medidas S_2 . Ejes y lineaciones de F_1 y F_2 . Cortijo de Valdeolaorden. Contornos de 1, 3, 6 y 10%.

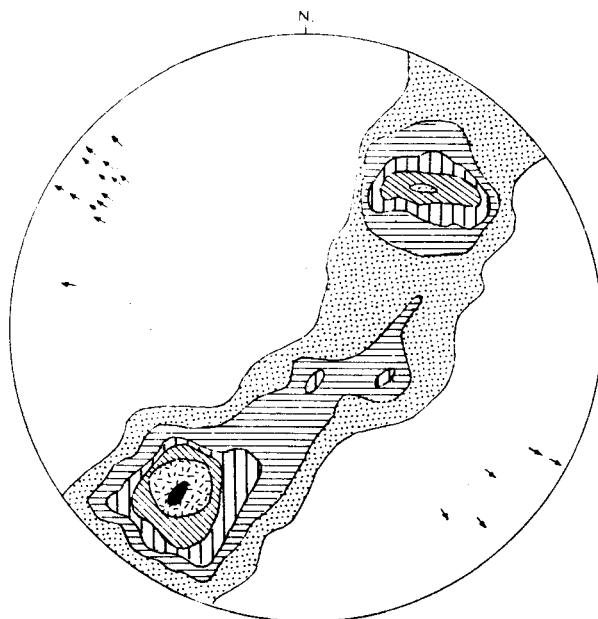


Diagrama 2.- 100 medidas de S_2 . Ejes y lineaciones de F_1 y F_2 . Alrededores de Montemolín. Contornos de 1, 3, 5, 7, 9 y 13%.

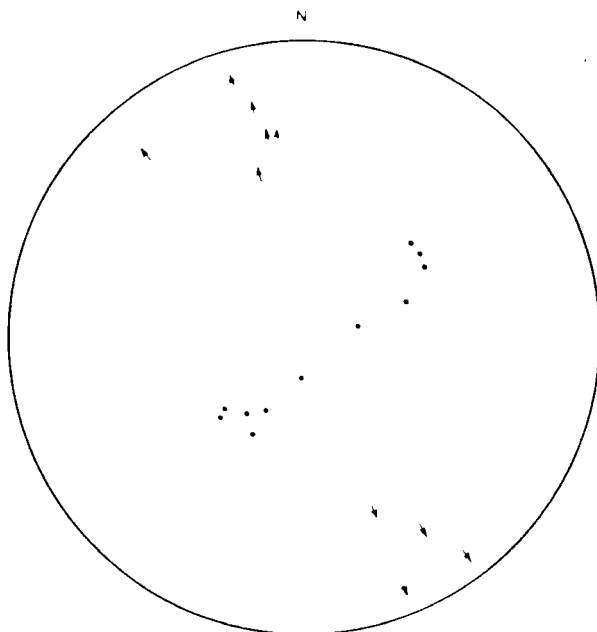


Diagrama 3.- Pliegue en cuarcitas negras en las proximidades de Montemolín

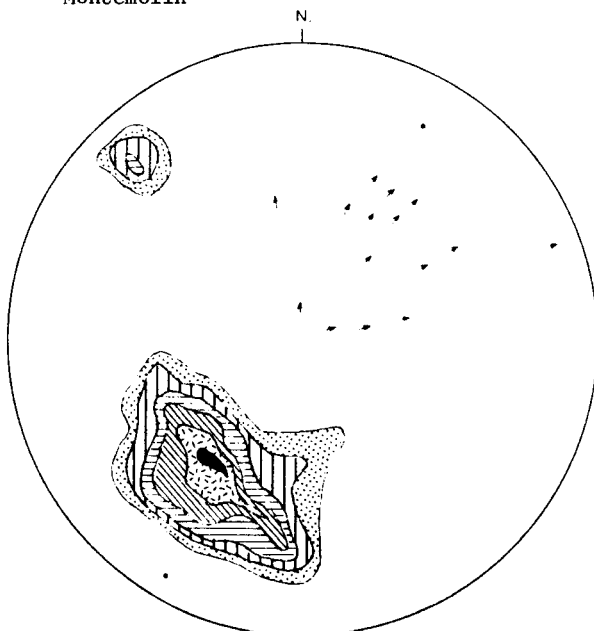


Diagrama 4.- 100 polos a S_1 y ejes de pliegue de fase 3. Sucesión Tentudía- (Arroyo del Moro). Contornos: 1, 2, 4, 8, 12%

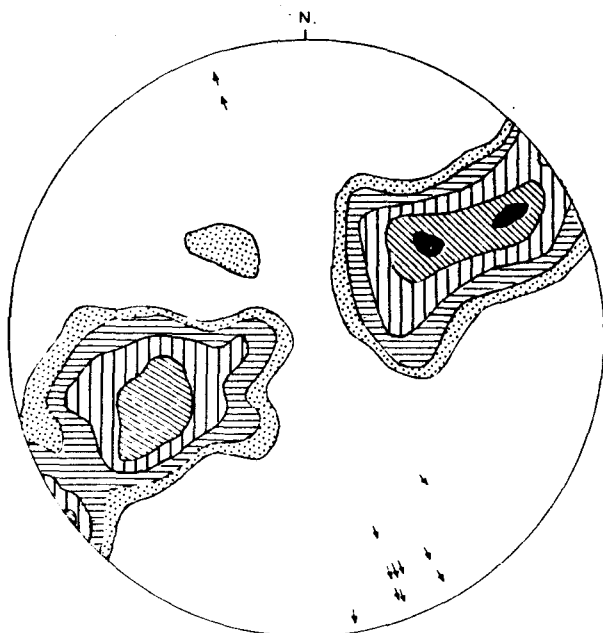


Diagrama 5.- 50 polos a S_1 y ejes de fase 2. Sucesión Tentudía. Proximidades de Monesterio. Contornos: 0,5, 1, 2, 3, 4,5 y 6%

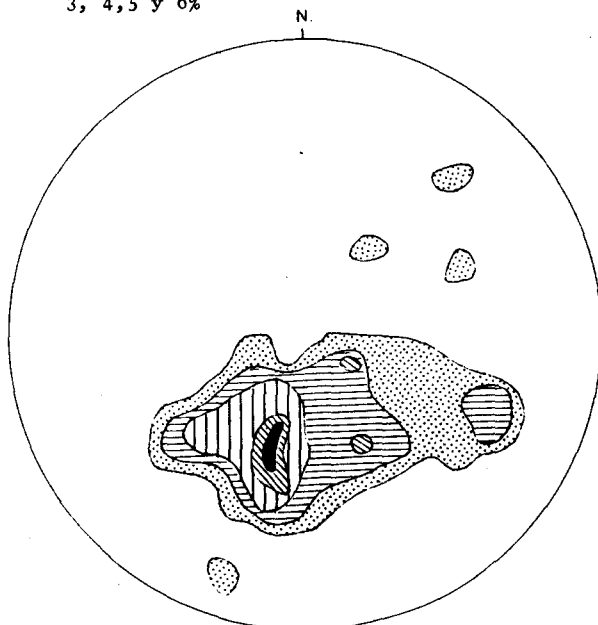


Diagrama 6.- 50' polos a S_1 en sucesión Tentudía. Proximidades del Cortijo de la Zarzadilla. Contornos: 0,5, 1, 2, 4 y 5%.

a N60. No producen esquistosidad, pero en algunas charnelas se observa un mulionamiento incipiente con planos de disyunción subhorizontales y una fracturación muy grosera, mal desarrollada y paralela a los anteriores. Estos pliegues son escasos, existiendo un ejemplo interesante bajo el puente de la carretera Calera-Cabeza de Vaca sobre el río Ardila. En algunos puntos se ven diferenciados de cuarzo de fase 1 replegados por la 2 originándose numerosas estructuras lineares. De cualquier modo la incidencia cartográfica es escasa, debido posiblemente a poca intensidad de la deformación durante esta fase.

La *tercera fase* de deformación está caracterizada por suaves pliegues de geometría cilíndrica, con cierta tendencia a similar. Tienen una dirección dominante 140-150, ejes subhorizontales y una vergencia SW generalizada. En los diagramas 5 y 6 se pueden reconocer sus efectos claramente.

Los pliegues de esta fase van acompañados de una esquistosidad de fractura de espaciado mili-centimétrico, mejor desarrollada en lechos pelíticos, que buza fuertemente hacia el NE, y que es paralela al plano axial de los pliegues. Alcanza un gran desarrollo pudiendo observarse en muchos lugares, siendo la superficie más fácilmente reconocible. Esto contrasta con la escasez de pliegues, que solo son abundantes de forma excepcional en el arroyo del Moro. Esta fase es la que produce la cataclasis del granito del Castillo.

Por último se observan alabeamientos suaves en las charnelas producidos por pliegues de dirección norteada con mínima significación cartográfica.

2.3. ZONA MERIDIONAL

En esta zona apenas se han producido transformaciones metamórficas constatándose sin embargo la existencia de una tectónica superficial importante.

Se reconocen 2 fases principales de deformación. La *primera* isoclinal con pliegues tumbados de vergencia SW que llevan asociados flancos inversos kilométricos que producen grandes mantos de estilo superficial con esquistosidad de plano axial asociada. Esta esquistosidad, en materiales pizarrosos, es continua, con sericita/clorita como minerales sincinemáticos. La dirección de esta fase es Noroeste-Sureste.

La *segunda fase* origina pliegues, que en el ámbito de la Hoja son poco apretados, pero en la Hoja de Santa Olalla son de tipo *flexural-slip*, con engrosamiento de charnelas. Los ejes son sensiblemente horizontales. Lleva asociada esta fase una esquistosidad del tipo *strain-slip*, que es la más patente en materiales del tipo de pizarras versicolores y pizarras y areniscas finas con bioturbaciones. Esta esquistosidad está representada en el mapa con el símbolo de la 3ª esquistosidad.

Además de estas dos fases más importantes parece haber una intermedia, que no genera esquistosidad, responsable de ciertas estructuras norteadas que se han detectado localmente en materiales del Paleozoico (*boudines* y pliegues hectométricos).

La superficie de cabalgamiento de los mantos asociados a la primera fase queda deformada por las fases posteriores.

2.4. FRACTURAS

Esencialmente existen dos sistemas de fracturas: paralelas y transversales a las estructuras de plegamiento.

Las primeras son las más antiguas, tienen una gran continuidad y están desplazadas por las segundas.

Separan conjuntos diferentes y el más importante es el que delimita por el Sur el núcleo migmatítico, que lleva asociado una zona con importante tectonización. De este mismo tipo es la falla que al NE de Montemolín separa anfibolitas de la Sucesión Montemolín y la Sucesión Tentudía, y la que hace cabalgar el granito del Castillo sobre la Sucesión Tentudía.

Con toda probabilidad deben existir otras que han pasado inadvertidas por la falta de elementos de referencia.

Las fallas del segundo sistema son de menor importancia, con componente horizontal y pertenecen a dos juegos de dirección N60-70 y N10-20. Se desarrolla preferentemente uno u otro juego dependiendo de las zonas y el segundo lleva asociadas diversas mineralizaciones. Estas fallas producen arrastres importantes y la de mayor salto limita por el E el núcleo migmatítico.

2.5. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

La edad y correlaciones de las deformaciones es muy problemática, especialmente entre los dos dominios definidos. Los datos de que disponemos son contradictorios hasta cierto punto. Se exponen a continuación las dos principales posibilidades de correlación entre las fases de deformación de las distintas zonas.

Tres son los hechos principales: 1º) Existencia en el flanco Norte de una discordancia entre una serie correlacionable con la Sucesión Tentudía y una formación vulcanosedimentaria con conglomerados poligénicos entre cuyos cantos existen rocas con al menos una fase de deformación previa. 2º) Presencia en el flanco Sur de una posible discordancia entre la Sucesión Tentudía y la sucesión de cineritas grises y tobas cristalinas. 3º) Existencia de fragmentos de rocas metamórficas como clastos de las grauvacas de la Sucesión Tentudía.

La sucesión y correlación de fases sería como sigue:

Primer supuesto:

- a).— Una posible fase F_0 solo observable en lámina delgada y cuya existencia, muy problemática, estaría restringida a los esquistos biotíticos y migmatitas. Esquistosidad y metamorfismo asociados.
- b).— F_1 : de carácter isoclinal, con dirección NW-SE, que produce pliegues isoclinales en la zona Norte, trasposiciones en el Centro y que lleva asociado un metamorfismo regional con anatexia y una esquistosidad con blastesis mineral. Su edad sería Precámbrico Superior.
- c).— F_2 : son pliegues angulares de tendencia isoclinal de dirección NW-SE en la zona Norte y en la zona Centro pliegues concéntricos de dirección N20, vergencia al SW con estructuras tipo Mulion, que no asocia esquistosidad propiamente dicha. Está acompañada por un metamorfismo, al menos de grado bajo-medio, en la zona septentrional. Su edad sería Precámbrico Terminal dado que afecta a la Formación Malcocinado, pero no a la Formación Torreárboles.
- d).— Desarrollo de una tectónica tangencial muy acusada en los materiales Paleozoicos, que al tener un carácter superficial no adquiere un desarrollo apreciable en los materiales infrayacentes. La edad probable sería Hercínica.
- e).— F_3 : origina pliegues suaves con débil vergencia al SW llevando asociada una esquistosidad de fractura espaciada. Está bien desarrollada en todas las zonas. Su edad sería Hercínica.
- f).— Fase Norteada poco importante que produce alabeamientos de charnelas.

Esta hipótesis está apoyada por las discordancias observadas y distribución del metamorfismo. Tropieza con el notable paralelismo de las estructuras cartográficas y la falta de claridad de la mayoría de los contactos entre distintos materiales.

Segundo supuesto:

- a).— F_1 : Pliegues isoclinales NW-SE, plano axial subhorizontal y vergencia SW. Lleva asociada una esquistosidad de flujo y un metamorfismo que produce en las zonas profundas una anatexia generalizada. Estructuras tangenciales (cabalgamientos y mantos) en zonas externas. Edad Hercínica.
- b).— F_2 : Pliegues tumbados con tendencia isoclinal de dirección NW-SE y vergencia SW en la zona Norte. Pliegues de dirección N20 y mulionamiento en zona Centro. Mal desarrollada en zona Sur. Esquistosidad y metamorfismo en partes profundas (Zona Norte). Edad Hercínica.

- c).— F_3 : Pliegues suaves con débil vergencia SW y esquistosidad de fractura espaciada. Representada en todas las zonas. Edad Hercínica.

Este supuesto está apoyado por los rasgos cartográficos generales y la constancia observable en la sucesión de distintos puntos dentro de un mismo flanco. Hace de difícil explicación la discordancia observable en el flanco Norte, la presencia de cantos deformados en los conglomerados de este flanco y la probable discordancia del flanco Sur en la base de las tobas cristalinas. Además hay que achacar a la casualidad la concordancia entre las isogradas metamórficas y los cambios de zonas.

Los autores se inclinan por la primera hipótesis, aunque la recogida de nuevos datos permitirá puntualizar muchos de los problemas que han quedado planteados.

3. PETROLOGIA

En la Hoja de Monesterio se comprueba la existencia de un metamorfismo generalizado que llega a producir anatexia.

Además se evidencian diversas manifestaciones ígneas espaciadas a lo largo del tiempo, que se inician con los materiales ligados a la anatexia y finalizan con el emplazamiento de diques de diversa composición en fracturas tensionales tardías.

Dadas sus claras diferencias tanto petrográficas como temporales realizaremos una descripción separada para cada tipo de roca indicando por último las posibles relaciones entre unos y otros.

Comenzaremos con la descripción de rocas ígneas, para ver a continuación las características del metamorfismo y terminar con el metamorfismo de contacto ligado a las distintas intrusiones.

3.1. ROCAS IGNEAS LIGADAS A LA ANATEXIA

En el capítulo de Estratigrafía se mencionó la existencia de un metamorfismo regional que en las zonas profundas (Complejo migmatítico) llega a producir una fusión generalizada que produce la aparición de 2 tipos de rocas ígneas: granodiorita de Monesterio y leucogranitos.

3.1.1. Granodiorita de Monesterio (17)

Este nombre fue utilizado por QUESADA (1.975) para referirse a las ro-

cas que afloran en las proximidades de Monesterio y sobre las que se asienta esta localidad.

Sus afloramientos son un conjunto de masas ahusadas de tamaño variable subconcordantes con las migmatitas. Son cuerpos autóctonos-paraautóctonos aunque en algunas zonas, como se aprecia en el caso de Berrocales, están desenraizados y sus contactos son netamente intrusivos.

La roca es de color oscuro, grano medio y con un claro carácter porfídico.

En lámina delgada presenta una textura gneílica, generalmente bien desarrollada, en la que aparecen fenocristales de feldespato potásico y plagioclasas zonadas alargadas en una mesostasis cuarzo-feldespática, en la que las micas estriradas y dobladas hacen más manifiestas las formas ocelares. La mineralogía más frecuente es: plagioclasa zonada (35-20 % An), cuarzo, feldespato potásico (ortosa y microclina perfiticas) y biotita. Opacos, circón, apatito, esfena y moscovita, allanita y hornblenda son minoritarios. Como minerales de metamorfismo se encuentran: sillimanita (fibrolita) y cordierita aunque de forma esporádica.

Son muy abundantes los crecimientos mirmekíticos, especialmente en los bordes de granos. Se observan siempre fenómenos de granulación y recristalización de cuarzo y deformación cristalina de todos los minerales.

Son visibles dos fases de deformación que producen esquistosidades con una pequeña diferencia angular.

En cuanto a su génesis es claro que son productos evolucionados de una fusión parcial generalizada, con procesos de diferenciación poco importantes. Así es posible observar como, tras una zona de migmatitas de grano fino, existe otra en la que empiezan a aparecer fenoblastos de plagioclasa, borrándose las estructuras migmatíticas para dar paso, aunque de una forma rápida a la granodiorita de Monesterio.

Su edad es la del metamorfismo regional aunque ligeramente tardía respecto a las fases de blastesis sintectónica más importantes. Las observaciones objetivas de esta relación son:

- a) Sus afloramientos están restringidos a la zona de anatexia.
- b) Como veremos posteriormente la anatexia está relacionada con la(s) primera(s) fase(s) tectono-metamórfica(s) observable(s).
- c) Ha sufrido dos fases de deformación al menos.

Con estos datos la única precisión posible es su edad antehercínica. En el apartado de metamorfismo se aportan nuevas precisiones.

3.1.2. Leucogranitos (18, 19, 20)

Al igual que la granodiorita de Monesterio son rocas asociadas a la anatexia, de la que deben ser productos más diferenciados en una fusión parcial incipiente en presencia de fluidos sobrecalentados. Esto les da una cierta capacidad de migración y les permite intruir como diques o pequeñas masas, tanto en migmatitas como localmente en la granodiorita de Monesterio. Esta mayor aloctonia hace que pequeñas masas pueden aparecer esporádicamente fuera de la zona de anatexia (zona perianatética).

Muestran una cierta variedad de facies petrográficas que abarcan desde aplitas y pegmatitas pasando por granitos s.l. que se presentan íntimamente mezclados entre ellos lo que hace problemática su diferenciación cartográfica. Sin embargo aparece una facies característica que ha podido ser diferenciada. Además se ha separado una serie de afloramientos donde los leucogranitos están fuertemente gneisificados.

Todos los leucogranitos son rocas de colores claros con grandes variaciones en el tamaño de grano tanto entre diversas masas como dentro de la misma. Afloran en forma de numerosos diques subconcordantes o masas de distinto tamaño y formas irregulares. Tienen una mineralogía similar aunque las proporciones de los distintos componentes especialmente la biotita puede ofrecer variaciones importantes.

De forma muy general podemos indicar que en las zonas más occidentales predominan los granitos con un cierto contenido en biotita mientras que hacia el Este están mejor representadas las facies aplitoides y pegmatoides leucocráticas.

Al microscopio presentan texturas granulares deformadas, a veces muy intensamente, constituyendo auténticos ortogneises con gran abundancia de texturas mirmekíticas.

La mineralogía contiene de forma característica varios minerales de metamorfismo. Como minerales principales hay cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico (ortosa y microclina perfiticas) y moscovita. Biotita, granate, cordierita, sillimanita, andalucita, opacos, apatito, circón y turmalina accesorios y sericita, clorita, epidota y óxidos secundarios.

Los minerales de metamorfismo tienden a concentrarse en facies aplitoides y pegmatoides. La aplita con nódulos o leucogranito cordierítico (18) es una facies particular caracterizada por la presencia de abundantes nódulos centimétricos de color marrón, ricos en biotita, clorita y sericita que corresponden a concentraciones de silicatos de aluminio, cordierita esencialmente, alterados, ocasionalmente pueden contener granate (19). Los leucogranitos gneisificados (20) afloran de forma discontinua en el borde Sur del núcleo migmatítico y con frecuencia se sitúan inmediatamente por encima de la Sucesión Tentudía. Son gneises moscovíticos de colores muy blancos que ha-

cia el techo pasan progresivamente a facies menos deformadas. Al microscopio presentan textura gneísica con ojos de feldespatos englobados en una mesostasis de grano fino rica en cuarzo y feldespato procedentes de trituración.

La mineralogía es análoga a la de los leucogranitos aunque la biotita está representada minoritariamente o no existe y el único silicato de aluminio reconocido es la cordierita, que está casi totalmente pinnitizada.

Todas estas rocas presentan una deformación que como hemos indicado puede variar de intensidad según las zonas y los materiales. De forma general podemos decir que se pueden reconocer dos fases de deformación que producen esquistosidad y que llevan asociados importantes fenómenos de cataclasis y deformación cristalina.

En cuanto a su edad son válidas las consideraciones hechas en el caso de la granodiorita de Monesterio aunque son más tardíos y en numerosos lugares puede apreciarse como intruyen a la granodiorita.

3.2. GRANITOIDES

3.2.1. Granito de Calera (2)

Es un pequeño stock ahusado que aflora inmediatamente al N de la localidad de Calera de León, intruido en la Sucesión Tentudía y cabalgado por el complejo migmatítico. En varios puntos entre el granito y las migmatitas hay pequeñas escamas de materiales de la Sucesión Tentudía.

La composición más frecuente es la granítica aunque se han diferenciado algunas zonas con composición tonalítica.

La facies común es un granito de grano fino de color rojizo y evidencia de deformación. Su composición mineralógica más generalizada es: cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico (microclina y ortosa perfiticas) y biotita (verde marrón). Otros componentes son circón, esfena y opacos. Entre los minerales secundarios hay sericita, óxidos y epidota.

La textura es granular cataclástica y se reconocen los efectos de una fase de deformación.

La facies tonalítica es una roca de colores claros, grano fino con pocas evidencias de deformación, pero que en algunos afloramientos puede presentar texturas granulares cataclásticas y su mineralogía está compuesta por cuarzo y plagioclasa (albita-oligoclasa) con cantidades menores de moscovita, opacos, apatito, circón y allanita. Clorita, sericita, epidota y leucoxeno son los productos de alteración más comunes.

Todas las rocas, en especial las tonalitas, presentan una importante alteración ligada a procesos postmagmáticos de carácter metasomático.

En la Sucesión Tentudía se observa un ligero metamorfismo de contacto.

En cuanto a su edad los datos objetivos son:

- Está intruido en materiales del Precámbrico superior a los que metamorfiza.
- Posee al menos una fase de deformación.

A falta de otros datos se le considera postprecámbrico y prehercínico.

3.2.2. Granito de La Tablada (4, 3)

Aflora en el extremo NW de la Hoja, prolongándose dentro de la Hoja de Fuente de Cantos donde se hallan la mayor parte de sus afloramientos. Es una masas alargada WNW-ESE, con orientación interna y con una facies leucocrática en el borde de desarrollo desigual, que puede tener una anchura de unos 300 metros.

Está encajado entre materiales de las sucesiones de Tentudía y Montemolín con evidencias de metamorfismo térmico.

La facies común es un granito de dos micas (4) de color gris claro y grano medio con una orientación tectónica de desarrollo desigual. A pesar de ello es un granito compacto habiéndose explotado canteras en puntos favorables.

Al microscopio ofrece una textura granular tectonizada débilmente heterométrica en la que son frecuentes las mirmekitas. Como minerales principales hay feldespato potásico (ortosa y microclina perfiticas), biotita, plagioclasa (oligoclasa), moscovita y cuarzo. Circón, apatito y opacos accesorios y sericita, epidota y clorita secundarios.

Las plagioclasas están zonadas y se observa granulación y recristalización de cuarzo así como fenómenos de deformación cristalina.

La facies leucocrática (3), pobre en biotita, es aplítica con algunas pegmatitas.

La mineralogía y características texturales son semejantes a la facies común salvo que las proporciones varían siendo mucho menos abundante la biotita y feldespato potásico y apareciendo de forma irregular el granate.

En la proximidad del granito aparecen algunas pequeñas masas de leucogranitos similares a los de la facies de borde encajadas en los esquistos biotíticos.

Las únicas precisiones que podemos hacer en cuanto a la edad de este granito es que, al menos, es anterior a la segunda fase de deformación hercínica. Además en la Hoja de Fuente de Cantos se observa como este granito es cortado por el stock de Valencia del Ventoso.

3.2.3. Granito del Castillo (5, 6, 7, 8)

Es un stock de unos 50 km² que aflora en el sector sudoriental de la Hoja de Monesterio y Norte de la de Santa Olalla de Cala, en las Sierras de Macha-

do y el Castillo, de donde se ha tomado el nombre, y en una llanura en la Hoja de Santa Olalla.

La facies común es un granito muy homogéneo en composición, de colores rojizos y que presenta una tectonización desigualmente repartida y una alteración superficial generalizada.

Se han individualizado cuatro subfacies. Un borde occidental de gneises bandeados (6) de grano fino que jalonan un cabalgamiento sobre la Sucesión Tentudía. Otra subfacies de granito orientado (7) con una superficie cataclásica neta; una subfacies donde la deformación es mucho menos importante (8) y además una subfacies sin deformación (9).

En el borde E se reconoce una estrecha banda (5), muy discontinua, con facies leucocráticas de grano medio a fino.

Las cuatro subfacies tienen una composición análoga y los criterios usados para su individualización son texturales y de campo. En los gneises la textura es gneílica o gneílica bandeadada y en las otras subfacies granular con diferente grado de cataclasis. El paso entre las subfacies es completamente gradual.

Los minerales principales en la facies común son: cuarzo, feldespato potásico (microlina y ortosa perfitica), plagioclasa (oligoclasa) y anfíbol (hornblenda marrón verdosa). Como minerales accesorios se encuentran biotita, allanita, opacos, circón y esfena. Sericita, epidota, clorita y óxidos son secundarios.

La facies de borde presenta una textura granular débilmente deformada y tiene una mineralogía semejante aunque están ausentes anfíbol y allanita y la biotita es poco abundante.

Este granito está intruido en la Sucesión de Tentudía, en la que produce algunos fenómenos térmicos, con anterioridad a la última fase de deformación hercínica que es la que hace cabalgar parcialmente sobre el encajante le produce la deformación observable. En su borde oriental contacta mecánicamente con la Tonalita de Culebrín.

Teniendo en cuenta su mineralogía y consideraciones de tipo regional parece corresponder con claridad a un granito hercínico intercinemático.

3.2.4. Tonalita del Culebrín (11, 10)

Es un pequeño stock situado al E del granito del Castillo con el que, como hemos indicado, contacta mecánicamente. Pueden observarse excelentes afloramientos a lo largo de la Carretera Nacional 630 entre las Ventas de Gómez y del Culebrín.

Es una roca masiva (11) de color gris, grano medio, poco o nada deformada y en la que destacan grandes placas de biotita que pueden alcanzar tamaño

centimétrico. Posee abundantes enclaves microgranudos de color oscuro y una estrecha zona de borde muy irregularmente desarrollada.

En lámina delgada muestran una textura granular homométrica, con una mineralogía muy constante formada por cuarzo, plagioclasa (andesina), hornblenda verde y biotita como minerales principales; feldespato potásico, apatito, circón y opacos, esfena y moscovita accesorios y sericita, epidota y clorita secundarios.

La facies de borde (10) es de carácter aplítico y grano fino y no contiene anfíbol ni biotita. El feldespato potásico pasa a ser constituyente principal.

Este stock está intruido, al igual que el granito del Castillo, en materiales de la Sucesión Tentudía, en los que produce débiles efectos de metamorfismo de contacto aunque en algunas zonas y siempre en las inmediaciones del contacto puede llegar a aparecer andalucita.

Dada la falta de deformación y su mineralogía asimilable a la de otros macizos de la zona (Santa Olalla) se puede encuadrar en el grupo de granitos posthercínicos.

3.3. ROCAS FILONIANAS

En toda la Hoja hay a favor de zonas tensionales manifestaciones filonianas, algunas se han descrito con las sucesiones metamórficas. Las que aquí se tratan son de carácter tardío.

De modo general podemos indicar que se trata de diques subverticales y en menor número subconcordantes cuyas potencias raramente sobrepasan los 5 m. y cuya longitud puede ser de algunos centenares de metros, aunque ocasionalmente puedan seguirse durante varios kilómetros.

Su composición es muy variable y se han distinguido dos grupos, fundamentados según su composición ácida o básica.

3.3.1. Rocas ácidas (12, 13, 16)

Afloran en tres zonas principales: a) en el extremo NE de la Hoja, al N de Montemolín, b) dentro del granito del Castillo y en una banda entre éste y el granito de Calera y c) en el extremo NW de la Hoja en las proximidades del granito de la Tablada. Existen otros diques que se enclavan de forma irregular en la Formación Tentudía.

Se han diferenciado 3 tipos petrográficos:

- Riolitas con fenocristales (13). Son rocas de color blanco o rosado porfídicas con fenocristales de cuarzo, feldespatos y moscovita en una matriz vítrea o microcristalina. La mineralogía la componen esencialmente: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita.

- Pórfidos graníticos (12). Son rocas de colores marrones que afloran predominantemente en el extremo NW. Al microscopio presentan texturas porfídicas y granofídicas observándose crecimientos gráficos, Q-feldespatos y micas radiales. La mineralogía es: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita y feldespato potásico con cantidades menores de opacos, esfena y rutilo.
- Otros diques ácidos (16). Son en general de grano muy fino o microcristalinos. Los de composición dacítica parecen dominantes. En este grupo estarían los que afloran en el extremo NE de la Hoja y los asociados a los granitos de Calera y Castillo.

En las proximidades de Calera, y en la franja de Sucesión Tentudía que queda entre el granito de Calera y las migmatitas afloran numerosos diques ácidos subconcordantes con el encajante. Responden a una composición dacítica y en muchos casos están deformados por las últimas fases, lo que obviamente indica una intrusión anterior a éstas, razón por la cual en algunos casos están fuertemente gneisificados y desarrollan una lineación muy marcada.

3.3.2. Rocas básicas (15, 14)

Se han diferenciado 2 tipos. Los diques de color verde oscuro y rojo-oscuro, microcristalinos o débilmente porfídicos que podrían denominarse genéricamente diabasas y una pequeña masa de tonalita porfídica que aflora en el cortijo de El Chaparral. Las diabasas (15) son de composición gabroídica o diorítica con texturas ofíticas o porfídicas, y su mineralogía más frecuente es: plagioclasa (andesina) y hornblenda verde, con cantidades menores de opacos, biotita, apatito, esfena, cuarzo y piroxeno. Clorita, epidota, sericita, leucoxeno, óxidos y calcita son secundarios. Los anfíboles derivan de una uralitización avanzada de antiguos piroxenos.

La tonalita porfídica (14) es de color verdoso con tonos rojizos, constituida fundamentalmente por cristales de plagioclasa que pueden alcanzar varios centímetros. En lámina delgada presentan una textura granuda heterométrica y la mineralogía es: plagioclasa (andesina-labradorita) y anfíbol con opacos, moscovita y cuarzo subordinados y óxidos, sericita y clorita secundarios.

Todas estas rocas filonianas son claramente posteriores a los últimos macizos graníticos, aunque se puede observar que algunos de los diques ácidos presentan síntomas de deformación.

3.4. METAMORFISMO REGIONAL

Una parte importante de las rocas aflorantes en la Hoja han sufrido un

metamorfismo regional progresivo que ha llegado a las condiciones de grado alto con migmatización y granitoides de origen anatéctico.

La mineralogía de las diferentes rocas ya ha sido expuesta en el Capítulo 1. Aquí se comenta la distribución del metamorfismo y las asociaciones minerales más comunes. Una descripción detallada de las relaciones blastesis-deformación y del tratamiento de los datos geoquímicos se incluye en el informe petrológico.

En conjunto, según los datos suministrados por las asociaciones de grado alto, dada la ausencia de minerales indicativos en las asociaciones de grado medio, bajo y muy bajo, el gradiente metamórfico es del tipo de bajas presiones.

En cuanto a la edad del metamorfismo se remite al lector a los apartados de Tectónica e Historia Geológica.

3.4.1. Zona Septentrional

El conjunto del núcleo migmatítico más la Sucesión de Montemolín son metamórficos. El metamorfismo aumenta del tramo superior de la Sucesión de Montemolín al núcleo migmatítico. En el núcleo migmatítico, el metamorfismo es de grado alto y en la Sucesión de Montemolín esencialmente de grado medio y hacia el NE medio-bajo.

En la zona de grado alto, las asociaciones minerales para las distintas litologías son las siguientes:

a) Migmatitas:

Cuarzo-biotita roja-feldespato potásico-plagioclasa.

Cuarzo-biotita roja-plagioclasa-feldespato potásico-andalucita-cordierita.

Cuarzo-biotita roja-sillimanita-cordierita-feldespato potásico-plagioclasa.

Cuarzo-biotita roja-feldespato potásico-plagioclasa-sillimanita-andalucita-cordierita-granate.

b) Anfibolitas:

Hornblenda verde, marrón-plagioclasa-cuarzo.

Hornblenda-diópsido-plagioclasa-cuarzo.

c) Cuarcitas negras:

Cuarzo-biotita roja-plagioclasa-feldespato potásico-grafito.

Cuarzo-grafito-biotita roja.

d) Rocas calcosilíceas:

Calcita-dolomita-diópsido.

Diópsido-tremolita-calcita.

La blastesis más importante se asocia a las dos primeras fases de deformación, siendo la primera la más intensa.

En la Sucesión de Montemolín, al menos parte del tramo inferior, se debe incluir en el grado medio ya que el contacto con el núcleo migmatítico es transicional, aunque en buena parte está jalonado por leucogranitos. No obstante los esquistos y cuarzo-esquistos biotíticos no contienen minerales indicativos salvo un afloramiento en el que se han encontrado blastos de andalucita.

Por criterios de cristalinidad y el tipo de pleocroismo de la biotita se ha hecho una subdivisión dentro de la Sucesión Montemolín. La zona más metamórfica (grado medio) comprende el tramo inferior y parte del tramo superior. Los esquistos se caracterizan por tener una avanzada recrystalización y la biotita pleocroismo marrón-rojizo. En la zona de menor metamorfismo (grado medio-bajo) la cristalinidad es menor y la biotita es marrón.

En la zona atribuida al grado medio las asociaciones minerales para las diferentes litologías son las siguientes:

a) Esquistos y cuarzo-esquistos biotíticos:

Cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa-biotita marrón rojiza.

Cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa-biotita marrón rojiza-moscovita.

Cuarzo-plagioclasa-biotita marrón rojiza-moscovita-clorita.

Cuarzo-plagioclasa-biotita marrón rojiza-moscovita-andalucita.

b) Anfibolitas:

Plagioclasa-clorita-actinolita-hornblenda.

Hornblenda-plagioclasa-biotita-cuarzo.

Actinolita-hornblenda-epidota-plagioclasa-cuarzo.

c) Cuarcitas negras:

Cuarzo-biotita-tremolita-grafito.

Cuarzo-grafito-biotita.

d) Niveles carbonatados:

Calcita-tremolita-talco.

Calcita-dolomita-tremolita-talco.

En la zona considerada de grado medio-bajo, las asociaciones minerales son:

- a) Esquistos y cuarzoesquistos biotíticos:
Cuarzo-plagioclasa-biotita marrón-moscovita.
Cuarzo-plagioclasa-biotita marrón[±]clorita[±]moscovita.
- b) Anfibolitas:
Actinolita-plagioclasa[±]cuarzo.
Actinolita-plagioclasa-epidota[±]biotita[±]clorita[±]cuarzo.
- c) Cuarcitas negras:
Cuarzo-grafito-biotita verdosa.
Cuarzo-grafito[±]biotita verdosa[±]tremolita.

En ambas zonas metamórficas las etapas de blastesis más importantes están asociadas a las dos primeras fases sin-esquistosas.

En la esquina NO de la Hoja y dentro de la denominada, a efectos de descripción, zona septentrional, hay un pequeño afloramiento de la Sucesión Tentudía en contacto mecánico con la Sucesión Montemolín. El metamorfismo de las metagrauvas y pizarras aflorantes es de grado bajo.

3.4.2. Zona Central

El metamorfismo regional es menos intenso, solo se ha llegado a la neoformación de biotita de pequeño tamaño, que aunque de desarrollo bastante extendido, representa una escasa proporción en la roca total. Por otra parte, la cristalinidad es bastante baja y las rocas conservan caracteres texturales originales.

Dentro de esta zona se ha intentado una subdivisión según criterios semejantes a los empleados para la Sucesión de Montemolín. En este caso las zonas metamórficas reconocidas corresponden a una zona con biotita de color marrón claro y pleocroismo en los mismos tonos y otra en la cual no se aprecia neoformación de biotita.

En la zona metamórfica con biotita se encuentran las siguientes asociaciones minerales:

- a) Pizarras y grauvas:
Cuarzo-plagioclasa-biotita-sericita.
Cuarzo-plagioclasa-biotita-clorita-feldespato potásico.
Cuarzo-moscovita-biotita-clorita-plagioclasa.

b) Anfibolitas (Esquistos verdes):
Actinolita-plagioclasa-calcita-epidota.
Plagioclasa-actinolita-epidota[±]clorita.

c) Cuarcitas negras:
Cuarzo-grafito-moscovita verdosa.

d) Lechos carbonatados:
Calcita-dolomita-talco-tremolita.

e) Metavulcanitas:
Biotita-plagioclasa-clorita-calcita.

Esta zona indica condiciones de grado bajo, a veces el inicio, y es destacable que en este caso la blastesis se asocia esencialmente a una sola fase de deformación.

En la zona sin biotita las asociaciones minerales encontradas son las siguientes:

a) Pizarras y grauvacas:
Cuarzo-plagioclasa-clorita-mica incolora.
Cuarzo-plagioclasa-sericita.
Cuarzo-plagioclasa-clorita.

b) Cuarcitas negras:
Cuarzo-grafito-mica incolora.

c) Lechos carbonatados:
Calcita-dolomita-cuarzo.

d) Metatobas y metacineritas:
Cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa-sericita[±]clorita.
Cuarzo-sericita-clorita.

Estas asociaciones se pueden incluir en el grado muy bajo de metamorfismo regional.

3.4.3. Zona Meridional

En esta zona el metamorfismo regional es incipiente y, en todos los casos, de grado muy bajo. Las asociaciones minerales más frecuentes son las siguientes:

- a) Pizarras versicolores:
Cuarzo-sericita-materia carbonosa.
Cuarzo-sericita-plagioclasa.
Cuarzo-sericita-clorita-plagioclasa.
Cuarzo-sericita-clorita-opacos ferruginosos.
- b) Espilitas:
Albita-clorita-calcita/dolomita-opacos.
Albita-clorita-sericita-calcita/dolomita-opacos.

3.5. METAMORFISMO DE CONTACTO

En relación con los granitoides del Castillo, Culebrín, Calera y La Tablada se encuentran rocas con evidencias de metamorfismo de contacto.

En el caso del granito de La Tablada, los efectos son poco apreciables aunque en sus proximidades se observan placas de moscovita.

En el granito de Calera los efectos térmicos son más netos aunque la aureola está muy poco desarrollada.

La aureola producida por el granito del Castillo, salvo en la zona donde el granito cabalga sobre la Sucesión de Tentudía, las asociaciones minerales observadas son esencialmente de grado bajo (corneanas de albita-epidota).

La tonalita del Culebrín presenta una aureola constante en la cual el metamorfismo térmico indica condiciones de grado bajo (corneanas de albita-epidota). Solo al Sur de Monesterio, en la zona que queda entre el granito del Castillo y la tonalita del Culebrín y próxima al borde de ésta, hay asociaciones de grado medio (corneanas hornbléndicas) con blastesis de andalucita.

En todos los casos las corneanas son rocas polimetamórficas afectadas con anterioridad por el metamorfismo regional. Este hecho dificulta en muchos casos la fijación exacta de la extensión de la aureola y la identificación de los minerales formados por la blastesis térmica.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Al tratar de ordenar en el tiempo, los fenómenos geológicos acaecidos dentro de la Hoja de Monesterio, es necesario tener en cuenta las diferencias de carácter sedimentario, tectónico y metamórfico que aparecen en los dos dominios en que queda dividida la Hoja.

Estas diferencias quedan enmarcadas, probablemente, a partir del Rifeense superior, que es la edad supuesta para el techo de la Sucesión Tentudía. Hasta este tiempo la historia de estos dos dominios debió sufrir acontecimien-

tos similares, por lo que el relato de acontecimientos geológicos será común para ambos, hasta el final del depósito de la Sucesión Tentudía.

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja corresponden a las migmatitas, que, parece ser que constituyen la parte más baja de la Sucesión Montemolín que queda afectada por un metamorfismo dinamo-térmico cuyas isogradas son oblicuas a S_0 . Los metasedimentos que aún se pueden reconocer en las migmatitas están representados en la Sucesión Montemolín.

Esta sucesión se debió depositar durante el Rifeense inferior-medio en una cuenca amplia relativamente poco profunda, subsidente, en donde las manifestaciones volcánicas ácidas y básicas/intermedias son frecuentes. Es probable que las condiciones físico-químicas originadas por este vulcanismo provocó del depósito de cuarcitas negras (quizá, liditas en un principio). Es de destacar que además del grafito que poseen estos niveles cuarcíticos, aparece un alto porcentaje de oligisto finamente diseminado, dispuesto intergranularmente. Oligisto de estas características se ha detectado en cuarzo y plagioclasas de origen volcánico, diseminado (con diseminaciones a veces muy ricas en banda) dentro de estos minerales, en metatobas de la Sucesión Tentudía.

Las condiciones sedimentarias son muy monótonas durante el depósito de la sucesión, apareciendo los niveles intercalados de carbonatos, cuarcitas y tobas ácidas intermedias por todo el conjunto. Unicamente las manifestaciones volcánicas que dieron lugar a lo que más tarde serían anfibolitas, parece que es el único fenómeno que perturba la monotonía sedimentaria de la cuenca. Este hecho, junto con la potencia elevada de la sucesión nos indica una cuenca uniforme y lentamente subsidente, y no demasiado profunda, como lo indica la frecuencia de lentejones carbonatados.

En la Sucesión Tentudía permanecen gran parte de los caracteres sedimentarios de la Sucesión Montemolín. Las diferencias fundamentales estriban en un mayor aporte volcanoclástico fino y una desaparición casi total del vulcanismo básico/intermedio que dio lugar a las anfibolitas. Estos materiales se debieron depositar en continuidad sedimentaria con los anteriores. Su edad probable es de un Rifeense medio-superior.

Hasta aquí la evolución geológica en los dominios de Zafrá-Monesterio y de Alconera-Arroyomolinos es similar.

A partir de la orogenia que afecta a estos materiales se acentúan las diferencias entre los dos dominios. Sobre la edad de la orogenia lo único que sabemos es que es anterior a la Formación Malcocinado (que aparece en la Hoja de Fuente de Cantos sobre la Sucesión Tentudía en discordancia angular y erosiva). Esta formación puede representar un episodio tarditectónico. Debido a que la Formación Malcocinado debe tener una edad comprendida entre un Rifeense superior (terminal?) y un Vendense superior, la orogenia que afecta a los materiales de las sucesiones Montemolín y Tentudía debe ser ligeramente anterior a los límites de este lapso de tiempo. Es decir podría tratarse de

una orogenia asimilable a la Asíntica, ligeramente anterior a la edad más aceptada para ésta.

En relación a esta orogenia se han detectado dos etapas tectonometamórficas, además de una anterior que quedaría prácticamente borrada por éstas y/o estaría limitada a un ámbito reducido.

De las dos fases bien establecidas la primera es más intensa y genera pliegues tumbados sinuquitosos y un metamorfismo regional que llega al grado alto con generación de granitoides de anatexia. La segunda fase es menos intensa, produciendo microcrenulaciones, transposiciones y esquistosidad menos penetrativa que la primera.

Después de estas fases orogénicas sucedería, probablemente una etapa distensiva con fracturación y división de la zona en bloques más o menos levantados. Con esta etapa puede estar relacionado el depósito de materiales de origen volcánico que aparecen en los dominios de Zafra-Monesterio, (Unidad de Zafra y de Cabeza Gorda, en la Hoja de Fuente de Cantos) y Dominio de Alconera-Arroyomolinos.

En la Unidad de Cabeza Gorda, que actualmente está situada al Noreste de las anteriores, la actividad vulcano-sedimentaria en esta época está más desarrollada que en las demás unidades. El volcanismo es de carácter intermedio, fundamentalmente. Esta actividad tiene un desarrollo progresivamente más importante hacia el Este de Ossa Morena, llegando a alcanzar los materiales de la Formación Malcocinado, fundamentalmente volcanoclásticos, una potencia de unos 3.000 metros al Norte de Posadas (Córdoba). Esta formación no está representada en el Dominio de Alconera-Arroyomolinos en el ámbito de las hojas de Monesterio y Fuente de Cantos, pero vuelve a aparecer en el flanco Norte del "anticlinorio", en esta misma unidad, más al Noroeste, en la Hoja de Burguillos del Cerro.

En el flanco Sur del "anticlinorio" en la Unidad de Arroyomolinos, no aparece la Formación Malcocinado. Aquí se sitúa sobre la Sucesión Tentudía un conjunto de materiales de origen predominantemente volcánico, pero de composición netamente ácida, que responden a aparatos de tipo fisural, cuyos materiales se instalan sobre estructuras preestablecidas sensiblemente paralelas a las principales estructuras de plegamiento ocasionadas por la orogenia precámbrica. Esta disposición y el carácter no conglomerático de este conjunto vulcano-sedimentario, ha podido impedir la observación clara de la discordancia que se observa con claridad en el flanco Norte del "anticlinorio". Tras esta actividad volcánica, de edad probable Rifeense terminal-Vendiense, en el Dominio de Zafra tiene lugar una etapa erosiva que da lugar a la desaparición, en algunos puntos, de la Formación Malcocinado. Esta etapa erosiva tiene más intensidad en la Unidad de Alconera que llega a afectar a materiales de la Sucesión Tentudía.

En la Unidad de Arroyomolinos al Sur de la Hoja de Monesterio no aparece este ciclo erosivo.

El ciclo de sedimentación cámbrica puede comenzar en el Vendense (superior?), con depósito de materiales detríticos en un medio de playa, y, probablemente también del tipo deltaico, que constituirá la Formación Torreárboles, en todo el flanco Norte del "anticlinorio" (unidades de Zafra, Cabeza Gorda y Alconera). Este ambiente va evolucionando hacia un medio más profundo: sublitoral en el Miembro Superior de Torreárboles, hasta un medio de plataforma de aguas someras en las Capas de Zafra, en donde se depositarían materiales detrítico-carbonatados.

En el flanco Sur del anticlinorio (Hoja de Monesterio, Unidad de Arroyomolinos) la sedimentación detrítica fina no está diferenciada de los fenómenos volcánicos (del Vendense?) y se continúa hasta el Cámbrico inferior en un ambiente somero, de plataforma, en general, que puede incluir episodios intermareales, pero que en general corresponde a un medio marino somero. En esta unidad, existe una importante actividad volcánica de carácter espilitico al final del Cámbrico inferior.

No aparecen en el área de las hojas de Fuente de Cantos y Monesterio materiales antehercínicos posteriores al Cámbrico inferior.

La Orogenia hercínica afecta de modo muy diferente a los materiales situados al Norte del anticlinorio, de los situados al Sur.

En el Norte, la tectónica que aparece en materiales cámbricos es de escaso acortamiento horizontal, con generación de pliegues del tipo *flexural-slip*, y desarrollo de esquistosidad de plano axial, poco vergentes. Aparecen otras deformaciones más suaves.

En el Sur la tectónica hercínica origina una primera fase de pliegues tumados sinquistosos, que lleva asociada una fase ligeramente posterior de cabalgamientos. Una segunda fase estaría escasamente representada por deformaciones de dirección N20E y una tercera fase sería la responsable de la configuración más aparente de la cartografía geológica actual.

La aproximación entre los diferentes dominios parece que se efectuó en la etapa de cabalgamientos ligada a la primera fase hercínica. La distancia entre ellos antes de la aproximación debió ser importante (al menos de decenas de kilómetros).

El hecho de que el stock de Valencia del Ventoso, en la Hoja de Fuente de Cantos, selle el accidente (cabalgamiento) que separa los dos dominios, y que se tengan datos de edades absolutas de aquél, nos permite plantear la edad de la primera deformación hercínica que debió ser Fameniese-Tournaisense.

Las manifestaciones ígneas más importantes (en cuanto a superficie de afloramientos) de la Hoja de Monesterio (como también ocurre en Fuente de

Cantos) están asociadas a la orogenia hercínica. De esta orogenia hay que excluir los granitoides de anatexia originados durante los procesos tectonometamórficos precámbricos y, probablemente al granito de Calera que puede ser antehercínico.

El granito de La Tablada puede considerarse hercínico precoz; el del Castillo hercínico intercinemático y la granodiorita del Culebrín, claramente hercínica tardicinemática.

Posteriormente a esta actividad ígnea y, probablemente tardihercínicas, son el resto de materiales ígneos intrusivos (diques de diabasas y microdioritas; y pequeños cuerpos y diques de composición granítica).

Sincrónicos y/o posteriores a estos diques son los sistemas de fracturas N40-N60, y N10-NO20E.

La Orogenia hercínica debió originar la emersión de la región, de forma que no hubo sedimentos hercínicos, exceptuando pequeñas cuencas interiores del carbonífero medio-superior, situadas fuera del ámbito de la Hoja.

La erosión debió de predominar a partir de esta época hasta llegar a una peneplanización de la región (probablemente en el Terciario). El clima en este tiempo debió ser fundamentalmente árido (según datos de la Hoja de Fuente de Cantos). Posteriormente (Plio-cuaternario) tiene lugar una etapa de erosión que conduce al encajamiento de la red hidrográfica, debido al descenso del nivel de base, que ha dado lugar al rejuvenecimiento del relieve, proceso que aún continúa.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

En la actualidad no existe dentro de la Hoja ninguna mina en explotación. No obstante, son numerosos los indicios y restos de antiguas labores, algunas de las cuales llegaron a ser importantes.

Los minerales beneficiados fueron, en la mayoría de los casos, los sulfuros de cobre y plomo, excepción hecha de una pequeña mina que benefició minerales de uranio y que trataremos con detalle más adelante.

En la zona septentrional se encuentran las tres minas más importantes de la Hoja, así como algunas labores de menor interés. En todos los casos son ya-

cimientos filonianos asentados en los juegos de fractura tardías, mucho mejor desarrollados en las fracturas de dirección más nordestada. Los indicios reconocidos tienen asociaciones con blenda-pirita-galena-calcopirita, con gangas de cuarzo y carbonatos. Las tres explotaciones más importantes son la mina de Macegoso o del Aguila, la mina de Algüera y la mina del río Ardila, que tienen una situación similar, alojados en fracturas de dirección N-S que cortan a los esquistos biotíticos. En la primera el mineral beneficiado fue galena argentífera con una ley en plata muy elevada. Los últimos trabajos datan de los años 1976, 77 y 78. Además, se aprecia la presencia de calcopirita en menor cantidad.

En la mina de la Algüera, quizás la más importante de todas, se benefició cobre como producto principal, pero en las escombreras y en la continuación del filón hacia el S se observan la presencia de calcopirita galena y blenda con una ganga abundante constituida, fundamentalmente, por cuarzo y carbonatos (siderita y calcita).

La mina del río Ardila es similar a las anteriores y parece ser que se explotó principalmente para beneficiar los minerales de cobre.

En todas estas explotaciones se observan minerales de alteración como carbonatos de cobre, óxidos de hierro, etc., en los que no insistimos debido a la falta de un estudio detallado.

Por último indicaremos que es frecuente la presencia de sulfuros, especialmente pirita, asociados a los niveles de cuarcitas negras y esquistos grafitosos, de origen claramente sinsedimentario y que da origen a numerosos azufres. Este tipo de materiales aunque con una riqueza extraordinaria en sulfuros, son visibles en la mina de San Luis o de la Bastiana, dentro de la Hoja de Almadén de la Plata (G. GARCIA MONZON y JEREZ MIR, 1974) y no es descartable que la mineralización explotada provenga de la removilización de la mineralización sinsedimentaria.

En esta zona aparece, ya dentro de la zona de anatexia y encajado en una masa de leucogranitos con algunos lechos de gneises migmatíticos plagioclásicos, al N del cortijo de la Cabra Baja, una pequeña mina de uranio que fue estudiada en detalle por ARRIBAS (1963). Según este autor la mineralización aprovecha una zona de fractura siendo el mineral principal la pechblenda y da el cuadro adjunto como resumen de los episodios uraníferos sucesivos.

	CUARZO				
R	PECHBLENDA				
R	NIQUELINA				
	ESMALTINA CLOANTITA				
	SAFFLORITA RAMMELSBERGITA				
	PIRITA				
R	CALCOPIRITA				
	CALCOSINA				
	CALCITA- DOLSIPERITA				
	MILLERITA				
	MARCASITA				
N	COVELLINA				
N	ERITRINA y ANNABERGITA				
		Fase Uranífera	Fase de Reemplazamiento	Fase de Oxidación	Fase supergénica

En la zona Central no existe ninguna explotación importante, aunque se han localizado varios registros y minas de poca entidad. Los de mayor tamaño se encuentran junto a la carretera N-630, a unos 3 km. de Monesterio en dirección a Sevilla y cerca de la Peña del Aguila, junto al granito del Castillo. También podemos citar dos pequeñas calicatas sitas en la ladera W del Monte Tentudía.

Todos los indicios reconocidos rellenan fracturas y muestran evidencias de la presencia de minerales de cobre. Indicaremos que existe una cierta relación con la proximidad de tobas finas, aunque es difícil de poner en evidencia una relación clara, debido a los deficientes afloramientos.

En las calizas de Calera se explotaron, durante la guerra mundial, asbestos, así como un skarn de reducidas dimensiones y sin ninguna importancia.

Por otra parte, dentro de la banda de tobas cristalinas riolíticas, aunque solo existen 1 o 2 labores reconocidas, se observan numerosas fracturitas rellenas de oligisto. En la explotación más importante, sita en unos niveles carbonatados intercalados en pizarras cineríticas grises, parece ser, aunque no se ha podido constatar en el campo, que se explotó en busca de plomo.

Podemos mencionar, además, la existencia de algunos indicios de barita, poco importantes.

En la zona Meridional solo aparecen pequeños indicios de hierro. Cabe señalar el aflorante en las proximidades del cortijo de la Sierpe, a unos 3 km.

al Noreste de Arroyomolinos, en donde se presenta una mineralización estratiforme, concordante, de oligisto, con una potencia de unos 80 cm. y una corrida de algunos metros. La roca encajante corresponde a las areniscas mal estratificadas, pizarras y tobas.

5.2. CANTERAS

Solo en la zona Meridional hay algunas canteras en las calizas del Cámbrico Inferior. La más importante se sitúa al Oeste de Arroyomolinos. Se ha explotado para áridos utilizados en la carretera Santa Olalla-Fregenal. Hoy se encuentra inactiva.

También mencionaremos algunas pequeñas labores de cantera realizadas en el granito de La Tablada.

5.3. HIDROGEOLOGIA

Tanto las características litológicas de los materiales aflorantes, como su estructuración, hacen muy improbable la existencia de acuíferos importantes. Por esto solo en condiciones muy favorables, y de modo local, es viable el aprovechamiento. Sin embargo existen multitud de captaciones, principalmente como pozos, distribuibles en toda la Hoja.

Los únicos puntos de cierta entidad existentes en la zona Central y Septentrional son aquéllos asociados a las fracturas más importantes y, en particular, los ligados a las fallas de la Mina de la Algüera y del cortijo de Valde-laorden.

En las tobas cristalinas, con una cierta porosidad, existen posibilidades de encontrar caudales de algún interés, como lo demuestra el hecho de la presencia de algunos manantiales de cierta entidad, como el de la Fuente de la Arena, donde se ha realizado una captación para el abastecimiento de la localidad de Cabeza de Vaca.

Hasta ahora el abastecimiento de las diversas localidades se ha realizado con ayuda de pozos de escasa profundidad lo que origina graves problemas de desabastecimiento en épocas de estiaje. La única solución parece ser la construcción de un embalse en la cabecera del río Bodión cuyas obras ya han sido aprobadas.

Los macizos graníticos, en especial el granito del Castillo, muy alterado en superficie, constituye un acuífero superficial, aunque muy somero, puesto que se encuentra la roca sana a profundidades inferiores normalmente a los 10 metros.

Sin embargo, en la zona Meridional, las calizas, muy fracturadas, constituyen materiales más idóneos para posibles captaciones y es en ellos de hecho, donde se observan los manantiales más importantes.

Efectivamente en la vertiente Sur de la alineación definida por la barra carbonatada, se encuentran numerosos manantiales que alimentan el arroyo de los Caños o del Cañuelo, donde se asientan numerosos molinos y huertos y de donde se abastece la localidad onubense de Arroyomolinos de León.

En resumen, salvo las calizas Cámbricas, el resto de los materiales de la zona podemos descartarlos con vistas a la obtención de caudales importantes de agua para abastecimiento de poblaciones o industrias, que solo podrán conseguirse mediante la construcción de embalses superficiales, como los previstos en las proximidades de Montemolín sobre el río Viar y el de Monesterio sobre el río Bodión.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALIA, M. (1.963).— Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Natural. (G.)*. Vol. 61. Páginas 247-262.
- ARRIBAS, A. (1.963).— Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Monesterio. *Not. y Com. del IGME*. nº 70. Madrid.
- BARD, J.P. (1.965).— Introduction a la Géologie de la Chaîne hercinienne dans la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Hypotheses sur les caracteres de l'évolution géotectonique de cette chaîne. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn. (2)*. VIII, fasc. 4, pp. 323-337. París.
- BARD, J.P. (1.969).— Le métamorphisme progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercinien sudibérique. *Thès. Doct. Université de Montpellier*.
- CHACON, J. (1.979).— Ensayo de subdivisión de las series Precámbricas del Sur del Macizo Ibérico. *Cuad. Geol. Univ. de Granada*. Vol. 8 y 9. Pgs. 5-18.
- CHACON, J. (1.979).— Estudio geológico del Sector Central del Anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional). *Tesis Doct. Univ. de Granada*.
- CHACON, J., y PASCUAL, E. (1.979).— El Anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centro Ibérica y Ossa Morena (sector SW del Macizo Ibérico). *Cuad. Geol. Univ. de Granada*. Vol. 8 y 9. Pgs. 18-31.
- CADAVID, S., GUTIERREZ, M. (1.971).— El Precámbrico de la Puebla del Maestre (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero*. Tomo 82. Pgs. 299-303.
- EGUILUZ, L., QUESADA, C. (1.981).— La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz). Nota preliminar. *Temas Geológico-Mineros*, nº 4, pp. 123-141.

- FRICKE, W. (1.941).— "Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura". *Diss. math-natu.* Fak. 88 pg. BERLIN.
- FRICKE, W. (1.951).— Idem. idem; *Z. Deutsch. Geol. bes.* t. 103-138. HANNOVER.
- GARCIA MONZON, y JEREZ MIR (1.974).— Hoja nº 12-37. Almadén de la Plata. MAGNA. *Instituto Geológico y Minero de España.*
- GONZALO y TARIN (1.879).— Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz. *Boletín de la Com. del Mapa Geol. de España.* Tomo 6. Pgs. 389-412.
- GUTIERREZ ELORZA, J., HERNANDEZ ENRILE, J. (1.971).— Rasgos del Sur de la provincia de Badajoz y Norte de Huelva. *Boletín Geológico y Minero.* Tomo 82. Vol. 304. Pgs. 269-273.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L., GUTIERREZ, M. (1.968).— Movimientos caledónicos fase Saláirica y Erica en Sierra Morena. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural.* Tomo 66. Vol. 1. Pgs. 21-28.
- LOTZE, F. (1.945).— Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekkt. Forsch. Geotectonische Forschungen.* Tomo 6. Pgs. 78-82.
- MACPHERSON, J. (1.878).— Sobre la existencia de la fauna primordial en la provincia de Sevilla. *B.C.M.G.* 10, 97-269.
- MUELAS, A., SOUBRIER, J. (1.975).— Hoja nº 10-34. Burguillos del Cerro. MAGNA. *Instituto Geológico y Minero de España.*
- QUESADA OCHOA, C. (1.975).— Geología de un sector de la parte central del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Alrededores de Monesterio (Badajoz). *Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.* 128 pgs. Inéd.
- RITCHER, R. y E. (1.941).— Die fauna des Unter-kambriums von Cala in Andalusien. *Abh. Seck. Natur. Ges.* 455, 1-90. FRANKFURT.
- SCHNEIDER, D. (1.941).— Das kambrium der Herrerías-Mulde bei Cala. *Abh. Seckenb. Nat. Ges.* 455.
- SDZUY, D. (1.962).— Trilobiten aus dem Unter-kambrium der Sierra Morena (S. Spanien). *Senck. leth.* T. 43. H. 3. pp. 181-229. FRANKFURT.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. y FERNANDEZ POMPA, F. (1.976).— Contribución al conocimiento geológico del suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas. *Memorias del IGME.* Vol. 89. Pgs. 1-130.
- VEGAS, R. (1.968).— Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geológicos.* Vol. 24. Pgs. 85-89.
- VEGAS, R. (1.970).— Formaciones Precámbricas de la Sierra Morena Occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres. *Estudios Geológicos.* Vol. 26. Pgs. 225-231.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS. 23 MADRID 3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA