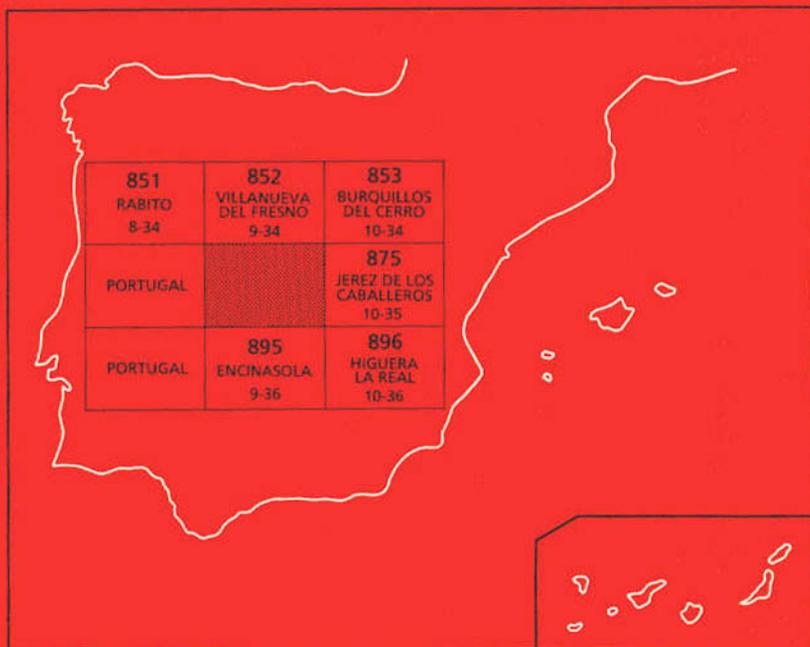




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



OLIVA DE LA FRONTERA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

OLIVA DE LA FRONTERA

Primera edición

MADRID, 1.990

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S.A.

Imprime: MAWIJO, S.A.

Depósito legal: M-24819-1990

NIPO: 232-90-005-1

La hoja de Oliva de la Frontera ha sido realizada por INGEMISA durante los años 1986-87, siguiendo las normas que para estos trabajos marca el IGME y bajo la dirección y supervisión de sus técnicos.

Las personas que han intervenido en su realización han sido:

Cartografía geológica

- Antonio Jorquera de Guindos (INGEMISA).
- Joaquín Delgado Pastor (INGEMISA).
- Octavio Apalategui Isasa (INGEMISA).

Petrología

- Antonio Jorquera de Guindos (INGEMISA).
- Joaquín Delgado Pastor (INGEMISA).
- Francisco Contreras Vázquez (INGEMISA).
- Luis Equiluz Alarcón (Universidad País Vasco).

Memoria

- Antonio Jorquera de Guindos.
- Joaquín Delgado Pastor.
- Octavio Apalategui Isasa.

Paleontología

- Eladio Liñán Guijarro (Universidad Zaragoza).
- Juan C. Gutiérrez Marco (Universidad Madrid).
- Rodolfo Gozalo (Universidad Zaragoza).

Sedimentología

- Cristino Dabrio González (Universidad Salamanca).

Dirección y supervisión

- Cecilio Quesada Ochoa (IGME).



INDICE

Páginas

1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES	7
1.1. Antecedentes	8
2. ESTRATIGRAFIA	8
2.1. Pizarras grises laminadas con areniscas y volcanitas (Alternancia de Cumbres).	9
2.2. Cuarцитas blancas (Cuarцитas de Cumbres)	10
2.3. Rocas efusivas y tobas (Espilitas de la Umbría-Pipeta)	11
2.4. Pizarras y esquistos arenosos con arcosas y vulcanitas (Formación Fatuquedo).	12
2.5. Pizarras y esquistos de grano fino (Esquistos de Barrancos)	13
2.6. Grauvacas, areniscas y cuarцитas (Grauvacas de Sierra Colorada)	15
2.7. Ampelitas y liditas	16
2.8. Pizarras oscuras laminadas y calizas (Esquistos rojos y Capas de Russianas) .	17
2.9. Pizarras, grauvacas y microconglomerados (Flysch Terena)	19
2.10. Rocas volcánicas y subvolcánicas con calizas	20
2.11. Materiales pliocuaternarios y cuaternarios	21
3. TECTONICA	21
3.1. Introducción	22
3.2. Fases de deformación hercínicas	22
3.2.1. Primera fase (F_1)	22
3.2.2. Mantos y/o cabalgamientos	23
3.2.3. Segunda fase (F_2)	24
3.2.4. Fallas	25

4. PETROLOGIA	25
4.1. Metamorfismo	25
4.2. Rocas ígneas	27
4.2.1. Diorita	27
4.2.2. Filones de cuarzo y óxidos	27
4.2.3. Diques de diabasa	28
4.3. Procesos de alteración neumatolítico-hidrotermales	28
5. HISTORIA GEOLOGICA	33
6. GEOLOGIA ECONOMICA	34
6.1. Minería Metálica	34
6.1.1. Filón de cuarzo de la fractura de Cabeza de Hierro	34
6.1.2. Niveles de óxidos de manganeso en Fatuquedo	35
6.1.3. Mineralizaciones filonianas de wolframio	35
6.1.4. Area de alteraciones neumatolítico-hidrotermales	36
6.2. Rocas industriales	36
6.3. Hidrogeología	37
7. BIBLIOGRAFIA	38

1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

La hoja de Oliva de la Frontera se ubica en el borde suroccidental de la provincia de Badajoz, en el límite con Portugal, con quien contacta en sus bordes suroccidental y occidental.

Orográficamente se trata de una zona relativamente llana, en la que se distinguen algunas alineaciones montañosas en su borde suroriental, donde destacan las Sierras de los Limones, y la Loma de la Era de Antequera, único punto de la hoja donde se sobrepasa la cota 500. Otras alineaciones son el Alto del Peñón y la Sierra del Oratorio, que se ubican al SE y SO de Oliva de la Frontera, respectivamente.

La orografía está controlada en parte por la litología de los materiales y por la historia geológica reciente; las elevaciones más destacables coinciden con alineaciones de rocas más duras (grauvacas, cuarcitas); hacia el Oeste el relieve es poco acusado y se observa cómo éste se encaja en una antigua superficie de cota 320 m, en la que quedan pequeños depósitos de materiales rañoides.

Existe una densa red hidrográfica, motivada por la alta impermeabilidad de los materiales aflorantes. Los ríos drenan la región de Oeste a Este, tienen régimen estacional y pertenecen a la Cuenca del Guadiana.

Los ríos mayores son el Godolid, el Zaos y el Ardila. Los dos primeros se unen en el extremo occidental de la hoja, y se reúnen las aguas del borde septentrional de la misma. El Ardila es el más caudaloso, recoge el resto de las aguas de la hoja y sirve de frontera natural entre España y Portugal a lo largo de una veintena de kilómetros.

Los únicos núcleos de población son Oliva de la Frontera, Zahinos y Valencia de Mombuey. Las actividades humanas se centran en la explotación de los recursos naturales, fundamentalmente agrícolas y ganaderos. La agricultura, muy precaria y extensiva, se centra fundamentalmente en las proximidades de Oliva de la Frontera, único punto donde se desarrollan buenos suelos a expensas de las espilitas. La ganadería es fundamentalmente extensiva, destaca por su importancia el ganado porcino y, en menor proporción, el ovino.

Otro de los recursos últimamente explotados es la leña de encina para la obtención de carbón vegetal, lo que está llevando a la tala abusiva y destrucción del conjunto arbóreo.

Las vías de comunicación son las carreteras locales que unen los núcleos de población de la hoja entre sí y con los pueblos vecinos de Encinasola, Jerez de los Caballeros y Villanueva del Fresno; por regla general, la hoja está bien comunicada y es relativamente fácil el acceso a cualquier punto de la misma.

Entre Oliva de la Frontera y Valencia de Mombuey, existe una finca comunal de este último pueblo, de unas 15.000 hectáreas, donde aún hoy en día existe una población diseminada dedicada a las tareas fundamentalmente ganaderas; las viviendas son chozos de piedra y paja propiedad del Ayuntamiento, que, junto con sus tierras adyacentes, son asignadas a los vecinos del pueblo para su explotación.

1.1. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos geológicos de cierta entidad, cuyos resultados se mantienen vigentes en la actualidad, son sin duda los realizados por N. DELGADO (1908), en las proximidades de Barrancos (Portugal), y durante los cuales se establece la estratigrafía de los materiales paleozoicos de la región.

Trabajos posteriores, aunque mucho más puntuales, son los de GONZALO-TARIN (1878), TEXEIRA (1961), etc. El primer trabajo cartográfico en la zona es el realizado durante el proyecto de Hierros del SO por VAZQUEZ GUZMAN y FERNANDEZ POMPA (1967). Trabajos posteriores son los de VAUCHEZ (1974), que suponen un avance sustancial en el conocimiento tectónico de la zona, y que ponen en evidencia la existencia de estructuras superpuestas en las proximidades de Oliva de la Frontera; en el año 1979 O. APALATEGUI prolonga este tipo de estructuras hasta el borde septentrional del flysch Terena.

Últimamente hay que destacar los trabajos de infraestructura realizados en la zona por el IGME para el Plan MAGNA, durante los cuales se han realizado algunas de las hojas limítrofes como las de Higuera la Real (896), Jerez de los Caballeros (875), Villanueva del Fresno (852), etcétera.

Por último, señalar los trabajos de doctorado realizados en el área por RUIZ ALMODOVAR (1985), centrados en el estudio de unas mineralizaciones de wolframita, que aparecen en las proximidades de Oliva de la Frontera.

2. ESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes en la hoja de Oliva de la Frontera son, en su práctica totalidad (salvo escasos afloramientos ígneos y neumatolíticos hidrotermales), rocas metasedimentarias, pertenecientes a la unidad tectónica de «Cumbres-Hinojales» (APALATEGUI y QUESADA, 1987).

Están constituidos por una sucesión de unidades litoestratigráficas de origen detrítico, que intercalan niveles volcánicos ácidos y básicos a distintas alturas de la serie, y esporádicamente lechos carbonatados.

Son materiales depositados en una cuenca marina, en la que existen diversas discontinuidades sedimentarias, y cuya edad abarca desde la parte superior del Cámbrico inferior, hasta el Devónico.

Sobre estos materiales, estructurados durante la Orogenia Hercínica, existe de forma puntual una delgada lámina de sedimentos pliocuaternarios, constituida por «Rañas» y aluviales.

2.1. PIZARRAS GRISES LAMINADAS CON ARENISCAS Y VOLCANITAS. (Alternancia de Cumbres)

Los materiales más bajos reconocidos en la hoja de Oliva de la Frontera son una secuencia de pizarras grises laminadas con intercalaciones de tramos de areniscas y rocas efusivas básicas de posible edad Cámbrico inferior.

Estos materiales afloran en el núcleo de dos estructuras anticlinales de primera fase, volcadas posteriormente hacia el Sur (cabezas buzantes), que se localizan en la esquina sureste de la hoja.

La sucesión la componen una alternancia decimétrica-métrica de niveles de arenas con otros más finos de composición limo-arcillosa. Entre estos materiales aparecen también rocas básicas granudas y/o porfídicas interestratificadas que son el prelude del amplio vulcanismo desarrollado durante el Cámbrico medio.

Los niveles de areniscas son rocas masivas de color gris o crema, que se disponen en bancos de 0,30 a 1,20 m de espesor, aunque alguno de ellos, los más potentes, pueden ser varios bancos amalgamados, quedando restos de material pizarroso entre las superficies erosivas. Algunos de los bancos presentan estructuras de muro del tipo *flute y groove cast*.

Al microscopio, las areniscas son rocas con texturas blastosamíticas, formadas por clastos poco redondeados y angulosos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, en una matriz sericítica con los mismos componentes, pero de grano más fino.

Las pizarras son de color gris oscuro, y presentan en ocasiones un fino bandeado debido a la presencia de pequeños lechos arenosos en los que se reconocen pequeñas estratificaciones cruzadas. Al microscopio son rocas con texturas blastopelíticas formadas por sericita, moscovita, cuarzo, biotita y clorita. En origen se trata de limos (finos) con laminación paralela de decantación, en los que se intercalan niveles milimétricos de arenas con laminación ondulada o, localmente, laminación cruzada de *ripples* de corrientes que forman trenes de *ripples* algo trepadores. Otras intercalaciones de tamaño de grano más grueso están formadas por arenas medias a finas derivadas de material volcánico.

Las rocas básicas aparecen como cuerpos estratiformes de potencia variable (de 0,5 a 40 m), que por lo general se acuñan lateralmente; hay que resaltar la existencia de un continuo nivel de metabasitas a techo de esta formación, en el más meridional de los afloramientos.

En el campo se trata de una roca masiva de color verdoso, de grano medio, en ocasiones porfídica con vacuolas rellenas de carbonato, por lo general muy alterada, en la que se reconocen algunas estructuras de *pillow-lavas*.

Al microscopio son rocas de textura porfídica a veces granular, compuestas por plagioclasa,

anfíbol (hornblenda), clinopiroxeno como minerales primarios; la clorita y epidota son minerales secundarios.

En general se observa que las intercalaciones de areniscas se asocian a las capas espilíticas, precediéndolas en el tiempo y dando lugar a megasecuencias decamétricas de tamaño de grano y de espesor de capas creciente a techo. Se diferencian, al menos, dos de estas megasecuencias granocrecientes. Las areniscas y los sedimentos finos en los que se intercalan están posiblemente formadas por materiales volcanoclásticos que proceden de efusiones de cenizas y tobas que, puestas en suspensión (y también las arrastradas por el aire que cayeron luego al agua), decantaron a cierta distancia de los focos volcánicos, pero sin que se conozca exactamente a qué profundidad.

Los materiales descritos se sitúan a muro de un continuo nivel de cuarcita blanca correlacionado con las cuarcitas de Cumbres; nos situamos, pues, a techo de las formaciones detríticas del Cámbrico inferior, donde en esta misma unidad se han encontrado varios yacimientos de trilobites situados bien a techo de la alternancia de Cumbres, o en la base (primeros veinticinco metros de las pizarras bioturbadas con laminaciones), ambos yacimientos han sido situados en el Mariariense (RUIZ LOPEZ, 1984).

Las series detríticas del Cámbrico inferior varían de potencia de unas unidades a otras. En la hoja de Higuera la Real (896) se le calcula un espesor que oscila entre los 500 y 1.300 m; en el área que nos ocupa el espesor de los materiales aflorantes no supera los 400-450 m.

2.2. CUARCITAS BLANCAS (Cuarcitas de Cumbres)

Sobre los materiales anteriormente descritos, reposa un paquete de cuarcitas de color crema que correlacionamos con las cuarcitas de Cumbres.

Estos materiales afloran en el borde sureste de la hoja, y a favor de las mismas estructuras anticlinales que hemos mencionado en el apartado anterior.

En el afloramiento se trata de unos bancos masivos de cuarcitas algo inmaduras que aparecen como una unidad de areniscas cuarzosas o, lateralmente, arcósicas en bancos decimétricos o métricos (hasta 5 ó 6 m). Su estructura interna, no muy bien visible, es masiva o presenta laminación paralela (dudosa).

Hacia arriba pasa a ser una alternancia de bancos de cuarcita (de 30 a 40 cm de espesor cada uno) y de pizarras (entre 15 y 20 cm).

Al microscopio son rocas con texturas en mortero formadas por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico como minerales principales.

El espesor de cuarcitas es variable y oscila entre los 80 y 120 m.

Estos materiales se utilizan como referencia para separar las series detríticas del Cámbrico inferior, de las series vulcanosedimentarias del Cámbrico medio; en realidad, es un criterio poco exacto, pues las manifestaciones volcánicas se reconocen en todas las series detríticas del Cámbrico inferior, y empiezan a ser importantes antes de que empiece el depósito de estos materiales

arenosos; no obstante, este criterio es útil desde el punto de vista cartográfico, y es por lo que se mantiene en este trabajo.

La edad de estos materiales no está precisada, se atribuyen al Cámbrico medio por su posición respecto a la serie vulcanosedimentaria que se superpone.

2.3. ROCAS EFUSIVAS Y TOBAS (Espilitas de la Umbría-Pipeta)

Sobre los materiales anteriormente descritos aparece un conjunto vulcanosedimentario, constituido por rocas efusivas de composición basáltica y/o espilitica, tobas, brechas volcánicas, metasedimentos, así como por pequeñas coladas de rocas volcánicas ácidas.

Estos materiales afloran en relación con los dos anticlinales del borde sureste de la hoja, a los cuales hemos hecho referencia en los anteriores apartados, y en el núcleo de una antifforma tardía que se extiende desde Oliva de la Frontera hasta la mitad del borde oriental de la hoja.

De todos los afloramientos, el más completo, y en el que se observa una mayor diferenciación de rocas, es en el más septentrional de ellos, que proporciona, por otra parte, el mayor y mejor afloramiento de estos materiales dentro de la hoja.

En este conjunto vulcanosedimentario los materiales más frecuentes son las espilitas; se trata de unas rocas masivas de color verdoso con estructuras en pillow-lavas, unas concéntricas y otras radiales, que al microscopio presentan texturas porfídicas en ocasiones granudas y/o subofíticas, compuestas por plagioclasa sódica (albita-oligoclasa), y máficos primarios totalmente alterados a clorita y/o biotita; hay también abundante calcita en vacuolas.

Algunas de las muestras estudiadas son clasificadas como diabasas o doleritas espilitizadas, se trata bien de *sills* diabásicos o bien de las zonas más internas de las coladas.

Además de las espilitas hay rocas volcánicas ácidas, que aparecen como cuerpos de varios metros de espesor y escasa continuidad lateral intercalados entre las espilitas.

En el campo se trata de una roca masiva de color rosáceo, generalmente fracturada y con abundantes venillas, que da formas positivas en el relieve. Al microscopio son rocas con textura porfídica formada por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato inmersos en una matriz microcristalina formada por los mismos minerales, junto con sericita, clorita, etcétera.

Además de los materiales antes aludidos, hay rocas tobáceas subordinadas, que aparecen también como pequeños cuerpos intercalados entre las espilitas.

En el campo se presentan como una roca esquistosa de color gris de grano fino con algunos magacristales de cuarzo y feldespato. Al microscopio presentan textura blastoporfídica y están formadas por porfidocristales de plagioclasa y cuarzo en una matriz microcristalina.

Además de estos materiales, hay rocas silíceas de grano fino, bandeadas, de colores grises y blancos que corresponden con depósitos de tipo *chert*.

La potencia de toda la sucesión volcánica oscila entre los 100 y 200 m de espesor (las mayores potencias se localizan en las proximidades de Oliva de la Frontera).

La edad de estos materiales no ha podido ser establecida en este trabajo, se le asigna una edad Cámbrico medio, por correlación con otra serie vulcanosedimentaria que ocupa una posición similar en el flanco oriental del anticlinorio Olivenza-Monesterio, conocido como Capas de Playon y datadas en diversas ocasiones: BARD, 1964; DUPONT, 1979; LIÑAN, 1979; ODRIOZOLA et al., 1983.

2.4. PIZARRAS Y ESQUISTOS ARENOSOS CON ARCOSAS Y VULCANITAS (Formación Fatuquedo)

Es una formación detrítica, cuyos afloramientos ocupan una gran extensión de la hoja (casi la totalidad de su mitad oriental).

El contacto con los materiales infrayacentes es concordante y el paso entre ambos de tipo gradual. Hacia el techo de las espilitas son frecuentes las intercalaciones de niveles matasedimentarios de características similares a los esquistos de Fatuquedo; de la misma forma, y a partir del momento en que éstos se hacen dominantes, sigue habiendo en ellos intercalaciones volcánicas ácidas y, en menor grado, básicas, en paquetes de potencia métrica a decamétrica, y con corridas de centenares de metros. Este tránsito se observa bien en los flancos meridionales de las «cabezas buzantes» de la esquina suroriental de la hoja.

Litológicamente se trata de una unidad monótona, constituida por una alternancia de lechos limosos o arenosos finos, con otros pelíticos, cuya potencia media oscila entre algunos milímetros y varios centímetros. No obstante, existen intercalaciones de niveles arenosos y/o cuarcíticos de potencia métrica, así como otros de carácter arcósico, de grano grueso de potencia métrica a decamétrica, que se sitúan a cualquier altura de la serie, y preferentemente en la parte más oriental del afloramiento. Estas intercalaciones son muy abundantes hacia el Este, dentro ya de la hoja de Jerez de los Caballeros.

En algunos puntos existen niveles arenosos y tobáceos con impregnaciones de óxidos de Fe y Mn. En trabajos precedentes se ha considerado que estos niveles marcan la discordancia entre «Esquistos de Barrancos» y «Formación Fatuquedo»; no obstante, en la hoja aparecen intercalados en la serie de Fatuquedo. La mineralización primaria está constituida por óxidos de Fe y Mn (tobas hematíticas y manganíferas), y cuando se encuentra afectada por metamorfismo regional y térmico se producen nuevas asociaciones de minerales: espesartita y piromanganita, rodonita, cummingtonita de Mn, espesartita, jacolosita e ilmenohematites (RUIZ DE ALMODOVAR *et al.*, 1984).

Los limos y arenas son materiales de tonos verdosos (a veces grises, amarillentos o rojizos) y es muy común, y característico de ellos, la presencia de cristallitos euhédricos de magnetita, de hasta 2-3 mm, y distribución generalizada en la roca. Además de la laminación marcada por la alternancia de lechos de desigual composición, presentan estructuras de techos ondulados por *ripples* y morfologías lenticulares en los niveles limo-arenosos; no se observan estructuras internas. Los niveles de arcosas presentan morfología lenticular, con distribución irregular de la potencia (entre varios metros y 10 ó 20), y corridas de hasta varios kilómetros; no presentan estructuras sedimentarias.

La observación microscópica muestra que estos materiales sedimentarios están compuestos esencialmente por cuarzo, moscovita (crecida a partir de matriz pelítica), feldespatos (presentes en casi todas las muestras, y más abundantes en los niveles arcóscicos) y opacos (abundante magnetita). En cuanto a estructuras, se observa claramente el bandeado en lechos limo-arenosos (cuarzo-feldespatos), y pelíticos (micáceos). En algún caso se han observado dentro de los lechos estructuras de laminación cruzada y granoclasificación. Es, por otra parte, muy corriente la presencia de porfidoclastos de cuarzo y feldespatos, con bordes astillados, que indican influencia volcánica en el sedimento.

Aunque no se puede establecer con certeza el medio sedimentario que los originó, dada la escasez de estructuras, en base a los datos disponibles; grano fino, gran potencia de sedimento homogéneo y presencia de bancos arenosos, parece probable que sean el resultado de la sedimentación en abanicos submarinos alimentados por canales muy activos (niveles arcóscicos). Este medio podría ser un frente distal deltaico o una zona distal de abanicos turbidíticos. La presencia de laminaciones cruzadas y granoclasificación en alguna de las láminas delgadas puede indicar un carácter más proximal de dichos niveles. Por otra parte, la presencia de abundantes feldespatos detríticos indica un medio de no muy largo transporte.

Las rocas volcánicas de esta formación son idénticas a las de la formación inferior, y es por ello que no entramos en su descripción.

La potencia total de la unidad es difícil de establecer dado que está muy replegada. No obstante se puede estimar en unos 1.400 m. En cuanto a la edad, no se ha encontrado fauna en ellos, por lo que no se puede hacer una asignación con certidumbre. El muro está en el Cámbrico medio, que es la edad que se le asigna a la serie vulcanosedimentaria infrayacente; dado el espesor de esta formación, es posible que los materiales de techo alcancen el Cámbrico superior.

2.5. PIZARRAS Y ESQUISTOS DE GRANO FINO (Esquistos de Barrancos)

Se trata de una unidad pelítica que descansa de forma discordante sobre la unidad anterior. Sus afloramientos ocupan el segundo lugar en extensión dentro de la hoja, después de los «Esquistos de Fatuquedo». En cuanto a su posición y relación con los materiales infrayacentes existen dos áreas bien diferenciadas; en la mitad oriental de la hoja aparecen discordantes sobre dichos materiales a lo largo de una banda continua que constituye el flanco Sur de una estructura del tipo «cabeza buzante». En la mitad occidental de la hoja aparecen siempre como el nivel más antiguo de una serie que ocupa hasta el Devónico, por lo que no existen observaciones sobre su contacto de muro.

Regionalmente la base de esta unidad es una discordancia que la sitúa indistintamente sobre diversos materiales inferiores; está marcada de forma discontinua por niveles de conglomerados y/o areniscas, en puntos con impregnaciones de óxidos de Fe y Mn. Dentro de la hoja la discordancia se sitúa siempre sobre los «Esquistos de Fatuquedo», y en su extremo meridional está marcada por un nivel de conglomerados, que se acuña hacia el Norte hasta perderse en unos cuantos kilómetros.

En el núcleo de la estructura en «cabeza buzante» del área con superposición de plegamientos

afloran un nivel de areniscas continuo, que se ha interpretado como correspondiente a estos depósitos basales. Aunque no llega a aflorar la unidad inferior (Fatuquedo).

Litológicamente se trata de una formación monótona y homogénea, constituida por una sucesión de metapelitas (esquistos y filitas) de tonos principalmente verdes, aunque son también comunes los rojos, morados, grises y negros. Por su naturaleza pelítica fina (que implica gran plasticidad y capacidad de recristalización), estos materiales están fuertemente afectados por las deformaciones (esquistosidad) y es muy difícil observar en ellos estructuras sedimentarias. Las únicas reconocidas lo han sido intercalaciones de niveles arenosos y/o cuarcíticos, de potencias decimétricas (esporádicamente bancos de uno o más metros). Estos niveles se intercalan a distintas alturas de la serie y son especialmente frecuentes a techo de la misma, donde existe un tránsito gradual a los sedimentos areno-grauváquicos suprayacentes. En estas intercalaciones se observan a veces estructuras de *ripples* y bioturbaciones.

La litología general es muy similar a la de los «Esquistos de Fatuquedo», si bien presentan un grano generalizadamente más fino, y mucha mayor abundancia de pelíticos. En cuanto al conglomerado de base, se trata en realidad de un microconglomerado grauváquico, que evoluciona lateralmente, en dirección Sur, a un conglomerado poligénico de cantos mayores (hoja de Encinasola).

La observación microscópica de estos materiales muestra en todos los casos la existencia de un bandeo sedimentario milimétrico con lechos alternantes cuarzo-feldespáticos de grano muy fino, y pelíticos (sericítico-moscovíticos). En algún caso se observan estructuras de laminaciones cruzadas y granclasificaciones en los lechos cuarzo-feldespáticos.

En cuanto a la interpretación paleoambiental de estos materiales, el conglomerado basal representa el resultado de la inestabilidad tectónica que produjo la implantación de un régimen transgresivo sobre los materiales infrayacentes de facies deltaica o de turbiditas de talud.

El conjunto de materiales pizarrosos y filíticos deriva de sedimentos arcillosos-limosos ricos en materia orgánica y alúmina; el ambiente de deposición es marino profundo. En base a la gran potencia de materiales el medio estaría ligado, posiblemente, a áreas de talud.

Las intercalaciones arenosas representan momentos de aumentos de la actividad del medio de depósito; cambios climáticos y/o ambientales que produzcan un mayor aporte de materiales y un aumento de la energía del agente de transporte, y/o regresiones esporádicas. En particular las intercalaciones existentes a techo representan una etapa regresiva generalizada, que concluye con la instalación de un medio somero, en el que se depositan los sedimentos suprayacentes.

La potencia de la formación no se puede establecer con certeza, dado el grado de replegamiento de los afloramientos. Se estima en unos 800 a 1.000 m.

En cuanto a la edad, estos materiales están datados desde principios de siglo, en el área Barrancos (Portugal), por NERY DELGADO (1908), quien los atribuye al Ordovícico inferior en base al hallazgo del género *Didymograptus* en unos niveles pizarrosos a techo de la formación.

2.6. GRAUVACAS, ARENISCAS Y CUARCITAS (Grauvacas de Sierra Colorada)

Se trata de una serie detrítica depositada de forma concordante, aunque discontinua, sobre los Esquistos de Barrancos. Sus afloramientos se sitúan en la mitad occidental de la hoja y constituyen una estrecha banda (100 a 300 m de anchura), de recorrido sinuoso, que configura varias estructuras de plegamiento superpuesto con interferencia en «gancho». Dado que presentan dos niveles de cuarcitas masivas, que tienen un comportamiento competente respecto a la erosión, constituyen un nivel guía excelente, tanto en campo como en fotografía aérea, que facilita el seguimiento de las estructuras cartográficas. Este hecho se ve acentuado al ir asociado uno de los niveles (el de techo) al muro de los materiales silúricos, que es un nivel continuo de lidadas, también de gran resistencia a la erosión.

Su contacto de muro es neto sobre los «Esquistos de Barrancos», en gran parte de los casos, donde está representado por un nivel de cuarcitas de varios metros de potencia. En otros casos el tránsito se produce entre las facies arenosas del techo de «Barrancos» y niveles arenopelíticos y grauváquicos de esta unidad; en estos casos la ubicación del límite entre ambas es más problemático, y el tránsito entre ellas se produce de una forma gradual (las facies no cuarcíticas de esta unidad son muy similares a las detríticas del techo de Barrancos), si bien hay una mayor abundancia de matriz pelítica en las arenas (carácter grauváquico).

Litológicamente están constituidos por tres miembros bien diferenciados; aunque en casos puede faltar el basal, el de techo, o ambos.

Miembro basal. Se trata de un paquete cuarcítico (metaarenitas cuarcitas) de potencia comprendida entre 2-3 y 10 m y carácter discontinuo. Este nivel se ha distinguido en la cartografía en los casos en que ha presentaba suficiente continuidad de afloramiento.

Las areniscas que lo constituyen son facies heterolíticas, consistentes en alternancias centi a decimétricas de arenisca con techos ondulados por «ripples», en el seno de niveles arcillosos más delgados. Presentan abundantes estructuras de laminaciones y estratificaciones cruzadas de *ripples* y *megaripples*, y abundante bioturbación; galerías verticales en los niveles arenosos (ichnofacies de *scolithos*), y horizontales en los niveles arcillosos y en la base de los de arenisca. En la estructura de interferencia «en gancho» existente unos 2 km al Norte de Valencia del Mombuey aparecen unos conglomerados con cantos de cuarcita de hasta 8-10 cm de diámetro, en un nivel equivalente a éste y que constituye en ese punto la base de la unidad.

Miembro intermedio. Es una sucesión, cuya potencia puede alcanzar los 100 m, de areniscas, grauvacas y niveles pelíticos; en bancos alternantes de potencia decimétrica a métrica. Presenta colores verdosos y/o rojizos, y sus facies pelíticas son idénticas a las pizarrosas de los «Esquistos de Barrancos». Es característica de la unidad la presencia de niveles de areniscas muy moscovíticas, procedentes de grauvacas con gran porcentaje de matriz, así como la litología grauváquica de la mayor parte de las intercalaciones detríticas.

Miembro de techo. Es de nuevo un nivel metarenoso masivo (cuarcítico), de potencia algo menor que el de base y de carácter discontinuo más marcado. Aunque no se ha representado en la cartografía, sus afloramientos se sitúan a lo largo de la estructura de interferencia en «gancho» de mayor tamaño (en el centro de la hoja), y en el afloramiento que aparece laminado por la fractura de «Peña de Hierro».

Toda la unidad se presenta con frecuencia con abundantes impregnaciones de óxidos de hierro, que se suelen centrar en los niveles de techo y muro.

La observación microscópica de estos materiales aporta los siguientes datos sobre su naturaleza:

— Los niveles arenosos presentan un pronunciado carácter arcóscico, aunque existen también niveles de areniscas cuarzosas. En todos los casos el porcentaje de matriz pelítica es elevado y los porfidoclastos flotan siempre en la matriz, sin tocarse. La estructura interna de estos niveles es masiva (sin bandeados composicionales). Las rocas son clasificadas como metagrauvascas arcóscicas o subarcóscicas.

— Los niveles pelíticos presentan bandeo milimétrico de lechos cuarzosos y micáceos, y características internas idénticas a los «Esquistos de Barrancos».

— Existen evidencias de influencia volcánica en algunos porfidoclastos de cuarzo y feldespato, e intercalaciones de algún nivel de metavulcanitas ácidas.

En cuanto a la interpretación del medio paleogeográfico que originó esta unidad, hay datos suficientes que lo establecen con claridad. Se trata de un medio marino somero detrítico, con aguas agitadas y bien oxigenadas, que permiten la implantación de una biocenosis bentónica bien desarrollada.

La potencia del conjunto de materiales es del orden de 100 m, aunque puede variar entre 50 y 100 m. El carácter discontinuo de los afloramientos (de toda la unidad) puede ser debido a un período erosivo previo a la discordancia de los materiales suprayacentes, o a un carácter discontinuo en el propio medio sedimentario (probablemente ambas cosas).

En cuanto a la edad, no han sido datados paleontológicamente, por no haberse encontrado fósiles característicos. Dado que el techo de Barrancos ha sido datado como Ordovícico inferior, y los materiales suprayacentes son silúricos, debe estar comprendida entre el Ordovícico medio y superior. Por otra parte, la gran similitud existente entre estos materiales y la «Cuarcita Armoricana», en cuanto a litofacies, características del medio e incluso distribución de niveles, induce a pensar que pudieran tratarse de materiales equivalentes en el tiempo, y su edad sería Arenigiense (APALATEGUI *et al. in lit.*).

2.7. AMPELITAS Y LIDITAS

Son los materiales depositados inmediatamente por encima de las grauvascas de Sierra Colorada, y descansan discordantemente sobre ellas, o sobre los «Esquistos de Barrancos». Sus afloramientos constituyen una delgada lámina (10-40 m de potencia), que, al igual que los materiales anteriores, tiene una representación sinuosa por toda la mitad occidental de la hoja, describiendo las estructuras de superposición de plegamientos. Aparte de estos afloramientos, en los que ocupan su posición estratigráfica usual, existen afloramientos de ampelitas y liditas pellizadas en muchas de las fracturas importantes de la hoja. El nivel principal de liditas (a muro de la unidad) constituye, al igual que los niveles cuarcíticos de las grauvascas, un nivel guía excelente para seguir las estructuras cartográficas, tanto por su resistencia a la erosión como por sus características peculiares, que las hacen inconfundibles con cualquier otra litología de la hoja.

La unidad está constituida por un nivel basal de cuarcitas negras ricas en materia orgánica (liditas), de unos tres metros de potencia, al que se superponen pizarras ampelíticas con potencias variables entre 5 y 40 m.

Los niveles lidíticos tienen un aspecto opalino o gelatinoso, con fractura concoidea, y se presentan tabreados, en lechos de 5-25 cm de potencia con estructuras internas de laminaciones paralelas, marcadas por intercalaciones de nivelillos milimétricos de cuarzo de color blanco. Es característica en ellas la presencia de pliegues similares de escala decimétrica a métrica en la mayor parte de los afloramientos.

Las ampelitas, por su parte, son pizarras sericíticas negras, también muy ricas en materia orgánica, y que se alteran por meteorización a pizarras blancas o de tonos violáceos. Dada su plasticidad y capacidad de alteración-recristalización, no presentan más estructuras internas que las deformationales (esquistosidad). Contienen abundantes restos fósiles de graptolites (*Monograptus*), que han permitido datarlas como Silúrico.

La observación microscópica de estos materiales revela las siguientes características:

— Las liditas están constituidas por agregados granoblásticos de cuarzo micro a criptocristalino (ópalos o cherts), con materia orgánica y opacos. En esta masa «gelatinosa» flotan porfidoclastos de cuarzo, y a veces feldespato.

— Las ampelitas están constituidas por agregados microlepidoblásticos de sericita y cuarzo, con opacos y materia orgánica.

— En algunas muestras de ampelitas y liditas existen restos orgánicos de contorno esférico, estructura concéntrica y superficie adornada de espículas, correspondientes a acritarcos silicificados o radiolarios (T. PALACIOS, com. pers. sobre la observación de algunas de las muestras).

— Son frecuentes en muchas de las muestras estructuras de agregados subsféricos de cuarzo, y piritas «framboidales», que representan actividad de cianobacterias.

En cuanto al medio sedimentario que originó estos materiales, existe un cambio brusco entre las condiciones sedimentarias de los infrayacentes (aguas marinas, costeras, oxigenadas); y las de éstos (aguas tranquilas, profundas, y de ambiente claramente reductor). Este cambio brusco está justificado por la discordancia con hiato sedimentario que marca el muro de la formación.

La edad de los materiales es conocida por su fauna de graptolites desde finales del siglo pasado (GONZALO y TARIN, 1878). Numerosas dataciones posteriores, basadas en el mismo tipo de fósiles, hacen atribuirle al Silúrico, existiendo asociaciones faunísticas que caracterizan desde el inferior al superior, por lo que los materiales tienen carácter de nivel de concentración.

2.8. PIZARRAS OSCURAS LAMINADAS Y CALIZAS (Esquistos rojos y Capas de Russianas)

Se disponen sobre los sedimentos anteriores, ocupando los núcleos de estructuras sinclinales, en la mitad occidental de la hoja. En la mitad oriental existe una banda de estos materiales, en contacto posiblemente mecánico sobre los «Esquistos de Fatuquedo», y describiendo estructuras de plegamiento de segunda fase.

El contacto de muro se presenta totalmente concordante con los materiales infrayacentes a escala cartográfica; no obstante, debe existir una discontinuidad sedimentaria, ya que hay un cambio

brusco de litologías que implican medios sedimentarios diferentes (de marino profundo a plataforma somera).

Constituyen una serie potente y monótona de esquistos oscuros (colores negros o grises, y ocasionalmente verdosos), que corresponden con los «Esquistos de Verdugo» (SCHNEIDER, 1959), y con los «Xistos Raies» de los geólogos portugueses.

Están constituidos por alternancias milimétricas de materiales pelíticos y limo-arenosos finos, con estructuras de laminaciones cruzadas y techos ondulados por *ripples*; estas alternancias producen en la roca un bandeado claro-oscuro, que les ha valido la denominación de «Xistos Raies». No obstante, en muchos casos presentan intercalaciones masivas de niveles limo-arenosos o pelíticos de hasta decenas de metros de potencia.

En algunos puntos de la hoja (situados siempre en la mitad meridional del área con estructuras de ganchos) presentan un tramo próximo a la base de unos 20-30 m de potencia, constituido por areniscas de grano fino-medio, con abundantes estructuras de laminaciones y estratificaciones cruzadas, ondulaciones de techo de *ripples* y huellas de bioturbaciones con pistas verticales. Existen, asimismo, varias intercalaciones de niveles de areniscas de 1/2-1 m de potencia y gran continuidad lateral, con gran cantidad de cubos de pirita desde varios milímetros a un centímetro de lado, que sirven como nivel identificativo de este tramo basal (un buen corte de estos materiales se puede observar al Sur del antiguo cuartel de la Guardia Civil de la carretera de Valencia del Mombuey a Oliva de la Frontera). Intercalados en estos materiales, y en otros puntos en la base de la secuencia pelítico arenosa, existen unos niveles de calcarenitas bioclásticas, con restos de crinoides y braquiópodos, que se conocen regionalmente como «Capas de Russianas».

El estudio microscópico de estos materiales revela las siguientes características:

- Todas las muestras de esquistos presentan un bandeado composicional milimétrico con lechos cuarzosos y micáceos.
- Hay evidencias de influencia volcánica a distintas alturas de la serie, constituidas por presencia de intercalaciones tobáceas ácidas y cineríticas.
- Los niveles de areniscas son esencialmente cuarzosos, aunque existen algunas muestras clasificadas como grauvacas y/o arcosas.
- Es normal la presencia de fragmentos líticos entre los constituyentes de los niveles arenosos, tanto los de muro como los intercalados en el resto de la serie.
- Los niveles de «Russianas» son de carácter dolomítico, y presentan restos de algas, además de los crinoides y braquiópodos.

En cuanto al medio sedimentario que originó estos materiales, fue en origen una plataforma siliciclástica somera (transgresión sobre las ampelitas), en la que se produjo el depósito de los niveles detríticos basales. Las aguas eran agitadas y bien oxigenadas, y en momentos se desarrolló en áreas de bajíos carbonatados bajo la acción de oleaje y corrientes, sedimentación biointraclástica, que dio lugar a las capas de Russianas.

En cuanto al ambiente de depósito del resto de la serie, debió ser algo más alejado de las costas

(aporte de partículas finas), aunque aún lo suficientemente somero como para acusar el efecto del oleaje y las corrientes.

No se conoce el techo de esta formación, el espesor de los materiales aflorantes es de más de 300 m.

En cuanto a la edad de estos materiales existen dos dataciones previas:

— En los alrededores de la Venta del Ciervo SCHNEIDER (1939) y RACHEBOEUF y ROBARDET (1986) establecen una edad Emsiense para unos esquistos con trilobites, braquiópodos y ostrácodos, equivalentes a los niveles intermedios de la serie.

— Las capas de «Russianas» fueron datadas en el Monte das Russianas por diferentes autores, entre ellos PERDIGÃO (1982), como Gedinense-Siegeniense.

En base a estos datos atribuimos a los materiales en cuestión una edad Devónico inferior-medio.

2.9. PIZARRAS, GRAUVACAS Y MICROCONGLOMERADOS (Flysch Terena)

Se trata de los materiales más recientes en la serie paleozoica de la hoja, y sus afloramientos ocupan una estrecha banda en el borde occidental de la mitad Sur de la misma.

Regionalmente estos materiales ocupan un amplio sinclinorio (sinclinal de Terena), cuyo flanco Norte suele presentarse mecanizado. No obstante, existen afloramientos al Norte de este accidente mecánico, en el que los materiales del flysch descansan de forma discordante sobre materiales Ordovícicos y Silúricos de la Unidad de Cumbres. Dentro de la hoja están representados afloramientos de estos materiales en ambos contextos geológicos. La banda más occidental es una parte del flanco Norte del citado sinclinorio, con contacto mecánico con el resto de los materiales. Por otra parte, al Norte de este accidente existen estructuras sinclinales tardías, en cuyo núcleo aparecen materiales del flysch, descansando discordantemente bien sobre los esquistos de Barrancos bien sobre las ampelitas y liditas.

Litológicamente se han distinguido dos tramos dentro de la unidad: uno basal, constituido por grauvacas y microconglomerados masivos con influencia vulcanoclástica, estratificados en bancos de potencia comprendida entre uno y varios metros (potencia del paquete entre 50 y 100 m), y otro superior, formado por alternancias centi a decimétricas de niveles grauvácicos y pelíticos, que constituyen una secuencia de tipo flysch. La potencia de este segundo tramo no es observable dentro de la hoja, por no aflorar en ella el techo del mismo, se estima una potencia mínima del orden de 150-200 m.

Las únicas estructuras sedimentarias reconocidas en la unidad son las laminaciones del tramo superior, debidas al bandeado composicional.

La observación microscópica de estos materiales muestra que están constituidos por grauvacas masivas con abundante matriz pelítica, en las que se intercalan (sobre todo en el tramo superior) niveles pelíticos con bandeado composicional milimétrico en lechos más cuarzosos y más micáceos.

Dentro de los niveles grauváquicos es frecuente la presencia de cantos de fragmentos de rocas cuárcicas; a escala regional se conoce la existencia de cantos estructurados entre los citados fragmentos líticos.

En cuanto al ambiente paleogeográfico que originó estos materiales, se trata de cuencas de tipo turbidítico cuya actividad está relacionada con la inestabilidad tectónica desencadenada por la Orogenia Hercínica. La presencia de cantos estructurados indica que el desarrollo de esta cuenca flyschoide se produjo en etapas sinorogénicas.

La edad de estos materiales es muy discutida: N. DELGADO (1908) le asigna una edad Silúrico-Devónico. TEXEIRA (1961) descubre restos de plantas que clasifica como Devónico Inferior-Medio. TEXEIRA y TADEU (1967) describen floras de psilophitales y protolycopiales mezcladas con crinoides y pequeños corales, a los que asignan una edad Devónico inferior; esta última datación ha sido criticada por PFEFFERKORN, el cual indica que la única conclusión segura es que la flora del Flysch Terena, es más antigua que la del Culm de la Faja Pirítica. J. P. BARD, (1969) le atribuye una edad Devónico superior. Durante la realización de la hoja de Higuera la Real se han encontrado braquiópodos que han sido atribuidos al Devónico medio. Por último, BOOGARD, *et al.*, 1981, encuentra conodontos del Carbonífero inferior en unas calizas que aparecen a techo de una sucesión de pizarras grauvacas y conglomerados idénticos a los del Flysch Terena.

Aparte de estos datos, la única evidencia clara sobre la edad de estas rocas es la presencia de cantos estructurados dentro de ellas, que obliga a establecer una asignación de, como mínimo, post-Xistos Raies. Tampoco existen observaciones claras, ni dentro de la hoja ni a escala regional, que permitan establecer la relación del Flysch con la Unidad de «Xistos Raies». En base a la ausencia dentro de estos últimos de cantos estructurados, parece lógico que la edad del Flysch sea posterior a la de ellos. En base al conjunto de datos anteriores se asigna a esta formación una edad Devónico medio-superior, sin excluir la posibilidad de que pudiesen alcanzar el Carbonífero inferior.

2.10 ROCAS VOLCANICAS Y SUBVOLCANICAS CON CALIZAS

Se trata de rocas volcánicas ácidas y básicas, asociadas a pequeños afloramientos carbonatados. Aparecen en el ángulo suroccidental de la hoja, y en relación con la zona de cizalla existente en el borde externo del flanco Norte del Sinclinal de Terena.

Fuera de la hoja existen otros afloramientos de materiales del mismo tipo (Villanueva del Fresno y áreas próximas a la hoja en territorio portugués), y situados en la misma zona de cizalla.

En cuanto al origen de estos materiales, existen dos opiniones básicas:

— La de los autores de la vecina hoja de Villanueva del Fresno, que los consideran como *klippes* de materiales volcánicos y carbonatados del Cámbrico.

— La de los geólogos portugueses, que los interpretan como un complejo volcánico y subvolcánico intruido en los esquistos de Barrancos y/o Rayés. Para estos autores los niveles carbonatados serían segregaciones procedentes de los materiales intrusivos. Esta hipótesis la basan en observa-

ciones de estructuras intrusivas en los cuerpos subvolcánicos con metamorfismo de contacto asociado en las rocas encajantes (V. OLIVEIRA, com. pers.).

Los afloramientos existentes en la hoja se caracterizan por estar muy tectonizados y presentan malas condiciones de observación. El aspecto de visu de las rocas es el de calizas detríticas masivas, frecuentemente impregnadas de óxidos, a las que se asocian rocas volcánicas y volcanoclásticas, cuyas relaciones con los materiales en que se intercalan (en los puntos en que se han podido observar), son de tipo tectónico.

El estudio microscópico de las muestras tomadas revela que se trata en todos los casos de rocas volcánicas, de carácter ácido y básico, constituidos por riolitas, riocacitas, espilitas y keratófidos. Presentan texturas lávicas y piroclásticas, y es muy constante la presencia de carbonatos, procedentes de alteraciones hidrotermales, con fenómenos de sustitución y relleno de cavidades. En algunos casos (rocas clasificadas de visu como calizas) los carbonatos, de este origen, constituyen la mayor parte de la roca.

En base a estos datos de observación no existen criterios suficientes para inclinarse por alguna de las dos hipótesis de emplazamiento. No obstante, lo que queda claro, y es necesario destacar, es que se trata de materiales muy tectonizados, cuyos afloramientos se sitúan siempre sobre una banda de cizalla de envergadura regional.

2.11. MATERIALES PLIOCUATERNARIOS Y CUATERNARIOS

Se trata de pequeñas unidades sedimentarias continentales, depositadas en época reciente en la superficie modelada por la erosión sobre los materiales cratonizados anteriormente descritos.

Se han distinguido en la cartografía una unidad de «rañas» y otra de sedimentos aluviales.

La primera de ellas está constituida por una capa de cantos redondeados de cuarcita con matriz areno-arcillosa, cuyos afloramientos ocupan una pequeña extensión hacia el centro de la hoja, y se sitúan sobre una superficie erosiva peneplanizada a cota aproximada 320 m. La potencia de sedimentos es del orden de 1/2 a 1 m y su origen se asocia a un «flujo de masa» subaéreo, producido por deslizamientos en climas áridos. Por correlación con el resto de materiales rañoides de la Península, se les asigna una edad pliocuaternaria.

La segunda unidad diferenciada está constituida por arenas, arcillas y cantos que constituyen los depósitos aluviales de la red de drenaje actual. Se han englobado en esta unidad unos afloramientos de aluviales antiguos y coluviones existentes en el área de cabecera del Arroyo Zaos, en el ángulo nororiental de la hoja. La edad de estos materiales es Cuaternario reciente-actual.

3. TECTONICA

Los materiales que afloran en la hoja son todos de edad paleozoica y la estructuración que presentan es en su totalidad hercínica.

La estructuración de los materiales es del tipo polifásico, habiéndose descrito dos o tres fases de deformación continua y varias de fracturación, según los autores A. VAUCHEZ, (1974), VEGAS (1972-1977), VAZQUEZ GUZMAN *et al.* (1976), O. APALATEGUI (1979).

En el presente capítulo se describen primeramente las principales macroestructuras de la hoja, para a continuación describir las fases de deformación hercínicas.

3.1 INTRODUCCION

La macroestructura más destacable en la hoja es la debida a la interferencia de plegamiento entre las fases hercínicas, cuya traza cartográfica es visible, principalmente, en el sector centro-occidental, dando formas típicas en gancho con un esquema geométrico cercano al de la clase III de RAMSAY (1977).

Existe una compartimentación en la zona debido a fracturas NNO-SSE, cuya historia deformativa creemos que es bastante compleja, de ellos hay que destacar la situada hacia el centro de la hoja (Falla de Peña de Hierro) y la que pasa por el área de Valencia del Mombuy, que sirve de límite septentrional a los afloramientos del Flysch Terena.

3.2. FASES DE DEFORMACION HERCINICAS

Afectan a todos los materiales de la hoja, salvo las rocas filonianas y los sedimentos terciarios y cuaternarios.

3.2.1. Primera fase (F₁)

Por su intensidad y complejidad es ésta la principal fase de deformación.

El plegamiento hercínico se inicia creando una serie de pliegues tumbados con gran desarrollo de los flancos invertidos, que pueden llegar a ser de escala decakilométrica, y cuya vergencia es hacia el O-SO.

Los ejes de pliegues presentan una orientación en torno a los N-180° E-160° E con la dirección de estiramiento máxima perpendicular a estos ejes.

A escala cartográfica se reconocen varias estructuras imputables a esta fase, como son los cierres del borde sureste de la hoja y la gran interferencia sobre un gran anticlinal tumbado de fase I, que se aprecia en la parte central de la misma.

Estos pliegues se acompañan de una esquistosidad de plano axial sinmetamórfica, que varía según los materiales; en las rocas pelíticas es una esquistosidad de flujo muy penetrativa, mientras que en las espilitas es raramente visible sobre el terreno, evidenciándose en lámina delgada por numerosos cristales de clorita y moscovita de neoformación de pequeño tamaño.

Las lineaciones debidas a la primera fase son principalmente de dos tipos, de intersección y minerales.

Las lineaciones de intersección entre los planos de estratificación y de esquistosidad son, en general, paralelas a los ejes de pliegues, son visibles, principalmente, en los materiales pelíticos, en los que sí está bien desarrollada; la orientación de estas lineaciones, bastante dispersa debido a la acción de la segunda fase, muestra un máximo en torno a la dirección N-180° E.

Las lineaciones, definidas por crecimiento de minerales sin F_1 tienden a ser paralelas a las anteriores y, por consiguiente, a los ejes de pliegues F_1 .

La orientación de las lineaciones de fase I varía, aunque nos situemos en un mismo flanco de fase II; así, en el borde sureste de la hoja, las lineaciones de intersección de fase I pinchan al SE, mientras que en la parte central de la misma lo hacen al NO. Al Este de Valencia del Mombuey, en una interferencia de gran amplitud sobre un sinclinal volcado de primera fase, se observa cómo los ejes de este pliegue pinchan indistintamente tanto al Norte como al Sur. Esta dispersión de las lineaciones podría ser debida bien a que la deformación no es homogénea o bien a la existencia de fases de plegamientos posteriores; posiblemente intervengan ambos procesos, pues en ocasiones es imposible imputar estos fenómenos a la actuación de una fase tardía.

3.2.2. Mantos y/o cabalgamientos

La existencia de mantos y/o cabalgamientos posteriores a la primera fase hercínica, al Sur del anticlinorio Olivenza-Monesterio, fue ya señalada por BARD (1969), GUTIERREZ ELORZA (1969), VAUCHEZ (1974), etc., quienes proponen un solape mínimo de unos 15-20 km; estos mismos autores señalan el hecho de que estos accidentes están plegados por la segunda fase.

En relación con estas estructuras se interpretan, aunque con enormes reservas, los afloramientos de calizas y rocas volcánicas localizadas al Sur de Valencia del Mombuey; estos afloramientos, que deben ser la continuación de otros localizados en las hojas de Santa Olalla y Encinasola y que se siguen hasta Villanueva del Fresno, parecen situarse en relación con una zona de cizalla que se superpone a una sinforma de fase II, lo que justifica esta interpretación.

También se ha interpretado como una estructura cabalgante el contacto entre los esquistos de Fatuquedo y los materiales Sulúricos-Devónicos de la mitad oriental de la hoja y ello en base a raros hechos:

- a) La ausencia de material ampelítico en el contacto.
- b) El aumento de cristalinidad de los esquistos de Fatuquedo en las proximidades del contacto junto a una granulación, recristalización y elongación del cuarzo.
- c) Presencia de granates almandínico de pequeño tamaño, rotos y cizallados (*pull-aparting*).
- d) Alabeamiento de los filosilicatos preexistentes.

El contacto podría interpretarse también como una discordancia.

3.2.3. Segunda fase (F₂)

La segunda fase de plegamiento se manifiesta dando pliegues de geometría cilíndrica de gran amplitud, plano axial vertical o subvertical y con dirección axial próxima a N-130-140° E.

Esta fase produce estructuras cartográficas como son la gran antiforma de metabasitas que se localiza en las proximidades de Oliva de la Frontera o la gran sinforma que la releva hacia el Oeste y que produce sobre los pliegues anteriores de fase I las interferencias del Cerro de la Angorilla.

En toda la zona estudiada las lineaciones asociadas a esta segunda fase (lineaciones de intersección S₀ - S₂, o S₁ - S₂, o de crenulación) pinchan al NO, provocando el cierre de las antiformas hacia el NO y de los sinformes hacia el SE.

En la hoja se pueden distinguir dos zonas con distinto desarrollo de esta fase, separadas por la Falla de Peña de Hierro. En el bloque oriental esta fase presenta mucha menos intensidad; va acompañada de un suave plegamiento y una grosera esquistosidad de fractura normalmente poco visible. La zona occidental muestra mayor intensidad, las estructuras F₂ están más apretadas y verticalizadas, la esquistosidad adquiere mayor desarrollo, llega a ser la predominante en muchos sectores, obliterando a veces a S₁.

Por último, debemos señalar que en esta zona no se ha reconocido una fase transversal a las anteriores, de dirección aproximada N-40° E que ha sido reconocida en la vecina hoja de Higuera la Real (RUIZ LOPEZ, *et al.*, 1983) y en otras zonas de Ossa-Morena.

3.2.4. Fallas

El área de estudio está surcada por gran número de fallas, que son especialmente abundantes en la mitad occidental de la hoja.

Las fallas más importantes son fracturas longitudinales de traza rectilínea y buzamiento elevado que, según los datos regionales, tienen un movimiento horizontal sinextroso; fallas de este tipo son las de la Peña del Hierro, la falla que sirve de límite septentrional del *flysch* Terena, etcétera.

Está generalmente aceptado en la literatura geológica que el juego de estas fallas es fundamentalmente en la horizontal y sinextroso; sin embargo, hay pruebas cartográficas evidentes de un movimiento importante en la vertical y una historia bastante compleja.

Las grandes fallas longitudinales que no parecen plegadas sirven actualmente como límites estratigráficos y tectónicos, por lo que se supone que son fracturas de cierta magnitud; por otra parte, estos accidentes no desplazan a los núcleos de metamorfismo estático que aparecen en la hoja, los cuales son anteriores a la segunda fase hercínica.

Estos datos, aparentemente contradictorios, quedarían justificados si se aceptara una historia larga y compleja para estos accidentes, que se iniciarían después de la primera fase de plegamiento posiblemente en condiciones de cierta ductilidad; posteriormente rejugarían en condiciones más frías. A favor de esta hipótesis señalar la presencia de ciertas rocas con deformación semidúctil con granulación y recristalización incipiente del cuarzo y moscovitas con tendencias sigmoidales en las proximidades de estas fallas (ver muestras AJ-9207 y AJ-9036).

Aparte de estas fracturas, hay algunas otras familias menores como las de dirección N 60° E a N 90° E, que funcionan como desgarres sinextrosos, y otras dextrosas de dirección N 160° E conjugadas de las anteriores.

4. PETROLOGIA

Todas las rocas sedimentarias y volcánicas presentes en la hoja están afectadas por metamorfismo regional de edad hercínica, que ha desarrollado, al menos, tres fases de *blastesis*: dos dinámicas y una estática.

Por lo que se refiere a rocas ígneas, la hoja se caracteriza por una ausencia casi total de ellas. Dejando a un lado las abundantes intercalaciones volcánicas, cuyas características se han abordado en el apartado de estratigrafía, las únicas existentes quedan limitadas a filones con cuarzo y óxidos, filones y diques de diabasas, y un pequeño afloramiento de dioritas. En los alrededores de este afloramiento existe una amplia zona (del orden de unos 30 km²) en que las rocas sedimentarias originales están totalmente transformadas por procesos metamórficos e hidrotermales en rocas de tipo Albita-Greissen. Asociadas a estas alteraciones existe una amplia zona de metamorfismo de contacto, con algunos núcleos en los que se alcanza el grado medio (cordierita).

4.1. METAMORFISMO

Los materiales aflorantes en la zona en cuestión presentan un metamorfismo de tipo regional polifásico, relacionado con las dos fases de deformación hercínicas. El clímax de cristalización metamórfico se sitúa en la interfase F_1 - F_2 .

Localmente se superpone al metamorfismo regional en la interfase F_1 - F_2 uno de contacto, en el área de alteración situada en el borde Norte de la hoja, al Oeste de Zahínos. Este metamorfismo llegó a desarrollar paragénesis de grado medio con cordierita y paragénesis de grado bajo con andalucita y/o biotita.

A lo largo de la primera fase de deformación evoluciona de grado muy bajo a bajo, con blastesis orientada de biotita-clorita-moscovita, acompañadas por cloritoide e incluso en zonas restringidas, granate de tipo almandino. La aparición de pequeños cristales de granate al final de F_1 la hemos relacionado con la actividad de las fracturas NNW-SSE, que empezarían a jugar en ese momento y crearían de forma puntual zonas de mayor presión.

En la interfase F_1 - F_2 se desarrolla una importante cristalización de minerales en condiciones estáticas, principalmente biotita y clorita, en los materiales de composición adecuada para su génesis. Son paragénesis en grado bajo de metamorfismo similares a los desarrollados al final de F_1 .

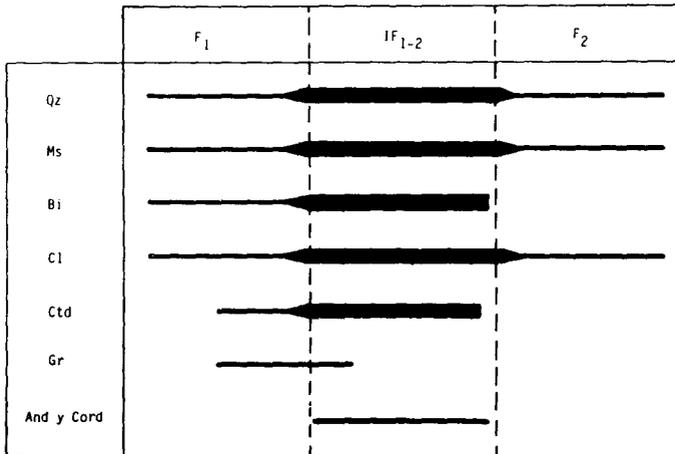
En la segunda fase hay un decrecimiento de temperatura que motiva la aparición de paragénesis en grado muy bajo. Porfidoblastos de biotita cristalizados en la interfase sufren una cloritización al igual que, en las rocas máficas, le sucede a los anfíboles. La bástesis generalizada es de

moscovita orientada, acompañada en casos por clorita. Por lo común el tamaño de estos cristales es superior al de los generados durante la primera fase.

En los cuadros siguientes se reúnen las paragénesis encontradas en las distintas litologías, así como la relación blastesis-etapas de deformación.

	F ₁		IF ₁₋₂	F ₂
	Grado muy bajo	Grado bajo		Grado muy bajo
Rocas pelíticas	Qz+Ms±Cl	Qz±Ctd+Ms±Bi±Cl±Gr		Qz+Ms±Cl
Rocas carbonatadas		Cc+Qz±Dol±Ta+Ms±Cl±Bi		
Rocas ácidas	Qz+Ms±Bi±Cl	Qz+Ms±Bi±Epi±Gr±Cl		Qz+Ms±Cl
Rocas básicas	Qz+Cl±Ms±Epi±Prh±Pump	Qz+Plg+Bi±Ms±Cc±Epi±Anf±Cl		Qz+Ms±Cl

Cuadro 4.1.1. Paragénesis metamórficas. Qz: Cuarzo. Ms: moscovita. Bi: biotita. Cl: clorita. Ctd: cloritoide. Gr: grante. Dol: dolomita. Ta: talco. Epi: epidota. Prh: prehnita. Pump: pumpellita. Plg: plagioclasa. Anf: anfíbol. Cc: calcita.



Cuadro 4.1.2. Relación blastesis deformación.

4.2. ROCAS IGNEAS

Como se ha indicado al principio del apartado, las rocas ígneas presentes en la hoja se limitan a una pequeña cúpula diorítica y rocas filonianas de carácter silíceo y diabásico.

4.2.1. Diorita

Se trata de un pequeño asomo ígneo, cuya superficie de afloramiento es de unos pocos centenares de metros cuadrados y que se sitúa hacia el centro de una amplia zona con metamorfismo de contacto y alteraciones generalizadas, 3 ó 4 km al Oeste de la población de Zahínos.

Es una roca granuda de tonos rosados, en la que se aprecian «de visu» cristalitas de plagioclasa y abundantes prismas de anfíbol. Al microscopio presenta textura granuda hipidiomorfa, con una paragénesis original de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol marrón y opacos. La plagioclasa presenta zonaciones con bordes más anortíticos, transformaciones en sericita y epidota. Los máficos están bastante transformados en actinolita-biotita-clorita.

La roca, en general, presenta muy escasa o nula deformación.

El afloramiento parece ser una apófisis, que debe estar relacionada en profundidad con un cuerpo intrusivo de mayor envergadura y de carácter básico. A este respecto es de destacar la existencia unos kilómetros más al Norte. Y dentro de la hoja de Villanueva del Fresno, de masas de dioritas de varios kilómetros cuadrados de extensión, y de las mismas características que las de este afloramiento.

En cuanto a una relación con el metamorfismo de contacto y los procesos hidrotermales, generalizados en el área que rodea el afloramiento, parece lógico pensar que estos materiales sean, al menos en parte, los causantes. No obstante, en base a la gran extensión del área alterada y al quimismo de las alteraciones y mineralizaciones asociadas, lo más acertado es pensar que el intrusivo sea un granitoide tipo S (CHAPPEL, B. W. y WHITE, A. J. R., 1974). En el entorno regional en que aparecen estos materiales, aunque fuera de la hoja, existen diversos tipos de rocas plutónicas, que han sido estudiadas por varios autores. RUIZ DE ALMODOVAR, *et al.*, (1984), relacionan las mineralizaciones de SN-W asociadas al metamorfismo y a las alteraciones que nos ocupan, con intrusiones no aflorantes de granitoides S del tipo de «La Bazana». De acuerdo con esta hipótesis, que se plantea como la más acertada, las rocas básicas en cuestión representarían diferenciados dentro del cuerpo intrusivo ácido.

4.2.2. Filones de cuarzo y óxidos

La mayor parte de las grandes fracturas de dirección hercínica, que separan en bloques los materiales de la hoja, están selladas por diques de cuarzo y óxidos, de carácter bastante continuo. Presentan potencias comprendidas entre 1 y 4 ó 5 m y corridas de varios kilómetros. Aparte de ellas existen filones con el mismo tipo de mineralización, iguales direcciones y menor envergadura, intruidos en cualquiera de los materiales metasedimentarios y asociados, a veces, en áreas de

mayor densidad de filones. Cabe destacar entre los primeros el que sella la fractura de «Peña de Hierro», por su potencia y mineralizaciones, y el de la fractura más occidental, por su gran potencia (llega a 8-10 m) y por el crestón morfológico que produce desde el borde Norte de la hoja hasta las proximidades de Villanueva del Fresno.

La mineralogía es esencialmente cuarzo y óxidos de hierro (originalmente oligisto) y gohetita y limonita como productos de alteración, a los que se asocian clorita y en algunos puntos sulfuros. En este aspecto es de destacar el de Peña de Hierro, donde existen indicios de sulfuros (pirita-calcopirita y arsenopirita) y minerales oxidados derivados (malaquita). En algunas muestras de mano existen prismas aciculares de tonos verde esmeralda, que recuerdan a algunos minerales de uranio.

El origen de estos filones se debe a removilizaciones de cuarzo y óxidos de las rocas en que encajan, producidos por fluidos con temperatura moderadamente alta, cuyo origen no tiene por qué estar ligado a etapas tardías de diferenciación magmática. En cuanto a su edad, son tardi-hercínicos, dado el carácter deformacional que presentan, tanto a escala microscópica, como cartográfica. Están relacionados con las últimas actuaciones de las fracturas en que se localizan, con salto normal o en dirección.

4.2.3. Diques de diabasa

Se trata de filones de rocas básicas granudas que aparecen en fracturas y encajan en rocas cámbricas (Fatuquedo o espilitas) del bloque oriental de la hoja. Sus afloramientos presentan potencias de varios metros y corridas comprendidas entre unos centenares de metros y uno o dos kilómetros.

Su aspecto «de visu» es el de rocas granudas porfídicas de tonos oscuros y al microscopio presentan texturas holocristalinas gráficas y en puntos ofíticas. La paragénesis original varía según los afloramientos y está constituida por plagioclasas, feldespato potásico, anfíbol, opacos y, en casos, cuarzo. Como minerales secundarios presentan clorita, calcita, pumpellita y anfíboles actinolíticos.

Su origen es subvolcánico y en algún caso (el dique de las proximidades del Cortijo del Guarda, en la esquina sureste de la hoja) producen recristalización e incipiente metamorfismo térmico entre las rocas encajantes.

En cuanto a su edad, deben ser tardihercínicas, ya que no presentan deformación y se alojan en fracturas de esta asignación.

4.3. PROCESOS DE ALTERACION NEUMATOLITICO-HIDROTERMALES

Como se ha indicado en apartados anteriores, existe un área extensa dentro de la hoja (del orden de unos treinta km²), situada en su borde Norte y unos kilómetros al Oeste de Zahínos, en la que existe una aureola de metamorfismo de contacto, a la que se asocian procesos de alteración neumatolítica-hidrotermal, vástamente desarrollados.

Los materiales sobre los que se producen las alteraciones son «Esquistos de Fatuquedo» y «Esquistos Raies» y «Ampelitas y lilitas», superpuestos tectónicamente a aquéllos.

El aspecto de campo de estos materiales es bastante diferente, del que presentan las rocas metasedimentarias originales y se caracteriza por la presencia generalizada de recristalizaciones (albitización y/o silicificación) que dan a las rocas aspecto de cuarcitas y/o neises leucocráticos. Es también frecuente en ellos la presencia de cristallitos de óxidos y sulfuros metálicos. Aparte de las alteraciones mencionadas, existen procesos de sericitización y turmalinización importantes. A continuación se describen las características de estas alteraciones, deducidas básicamente del estudio microscópico de muestras:

Albitización. Es un proceso que se manifiesta de dos formas:

— Cristalización micro a mesocristalina de albita o albita y cuarzo, con textura en mosaico, a veces deformado (cristales alargados). Estas cristalizaciones sustituyen de forma parcial o total a la masa constituyente de las rocas originales.

— Cristalización granoblástica de nivelillos de albita, de varios milímetros a 1 cm de potencia, paralelos a las estructuras previas de las rocas alteradas ($S_0 + S_1$). Suele presentar una zonación con texturas microcristalinas en los bordes de los niveles y cristales grandes y euhédricos en el centro de los mismos. En algunos casos se observan estos niveles plegados y traspuestos por la esquistosidad de segunda fase.

Este proceso es muy penetrativo en gran parte de los casos, existiendo un apreciable número de muestras que se han clasificado como albititas.

Silicificaciones. Se trata de un proceso doble:

— Por un lado, hay cristalización/recristalización de cuarzo granoblástico micro a mesocristalino, sustituyendo parcial o totalmente la masa de la roca, a veces asociado a cristalización de albita. Con texturas en mosaico y/o deformadas (alargadas).

— Por otro, cristalización granoblástica de grandes cristales de cuarzo con texturas poligonales, en fracturas y huecos de la roca o a lo largo de niveles paralelos a $S_0 + S_1$.

Ambos tipos de cristalización se observa en ocasiones deformados por la fase 2 (plegados y traspuestos por la esquistosidad). Se trata, como en el caso anterior, de un proceso muy penetrativo.

Turmalinización. Es un proceso que se desarrolla preferentemente sobre niveles pelíticos, consistentes en cristalización de prismas idiomorfos de turmalina (algunos de gran tamaño), que cortan a la esquistosidad de primera fase y son girados y envueltos por la segunda.

Se trata de un proceso con incidencia diferencial en las distintas muestras (incipiente en algunas y muy desarrollado en otras, en las que da lugar a niveles de turmalinitas). Este carácter debe estar controlado por el quimismo de la roca original.

Sericitización. Se trata de una transformación en agregados sericíticos microcristalinos de gran parte de la masa constituyente de las rocas (a veces asociada a los procesos de albitización y silicificación); así como, de la mayoría de los porfiroclastos de feldespatos y profidoblastos térmicos de andalucita y cordierita (en estos dos últimos casos los cristales están totalmente pseudomorfizados por agregados sericíticos). Como en los dos primeros procesos, se trata de una alteración muy penetrativa, tanto a escala de la muestra, como en toda la superficie de afloramiento de las rocas alteradas.

Por lo que respecta al quimismo y condiciones de formación de estas alteraciones, son originadas por la acción de fluidos de temperaturas moderadamente altas (hasta un máximo de 600 °C para los procesos de turmalinización, RUIZ DE ALMODOVAR, *et al.*, 1984). A continuación se producen recristalizaciones y transformaciones de los minerales constituyentes de las rocas originales, en otros estables en las nuevas condiciones de temperatura. En cuanto al quimismo del proceso, la mayoría de los cambios mineralógicos se pueden explicar por removilización de los componentes de las rocas originales. No obstante, la gran abundancia de albita y sericita que parece implicar un metasomatismo con aporte de alcalinos (Na y K). Por su parte, la formación de turmalina implica necesariamente un aporte de boro. Estos datos, unidos a la existencia en los alrededores de la zona de alteraciones de mineralizaciones de Wolframio, que consideramos relacionadas genéticamente con ellas, indican que los procesos de alteración han sido originados por la acción de fluidos pneumatolíticos (presencia de volátiles) hidrotermales, liberados en las últimas etapas de diferenciación magmática del emplazamiento intrusivo de un granito ácido, probablemente de tipo S.

En cuanto a la edad de las alteraciones, es con claridad (en base a los datos expuestos anteriormente) intercinemática de las dos fases de deformación hercínica que producen plegamientos y esquistosidad. Los datos cartográficos y la distribución superficial de las alteraciones y el metamorfismo térmico (figs. 4,3-1 y 4,3-2) indican que estos procesos son posteriores a la fase de cabalgamiento asociada a la primera fase de plegamientos.

Existe un dato aparentemente contradictorio, dado que las alteraciones y el metamorfismo térmico presentan continuidad a ambos lados de una de las grandes fracturas longitudinales que dividen en bloques la hoja. Por otra parte, queda claro que los procesos son prefase II, así como que las fracturas son posteriores a dicha fase. Este problema se resuelve considerando que las fracturas en cuestión han tenido un funcionamiento repetitivo a lo largo del tiempo. El movimiento de gran envergadura asociado a ellas debió ser durante las etapas tardías de la primera fase de deformación y bajo régimen compresivo (fallas inversas y/o cabalgamientos). En cambio, los movimientos posteriores a la segunda fase de plegamiento, en régimen de fallas normales y/o de salto en dirección, debieron ser suficientemente pequeños, como para no mostrar efectos en los procesos de metamorfismo térmico y alteraciones, a la escala a que se han realizado la cartografía y los muestreos.

Como resumen para estos procesos de alteración y metamorfismo hay que establecer que existe un área con una extensión aproximada de 30 km², en la que las rocas están constituidas en su práctica totalidad por «albititas-greissens», procedentes de alteración pneumatolítica-hidrotermal, asociadas a la intrusión de un granitoide, presumiblemente de tipo S, que no llega a aflorar en superficie. Asociados a estos procesos existe un metamorfismo térmico generalizado y mineralizaciones de wolframio (alrededor de áreas de alteraciones) y de uranio (dentro de la misma).

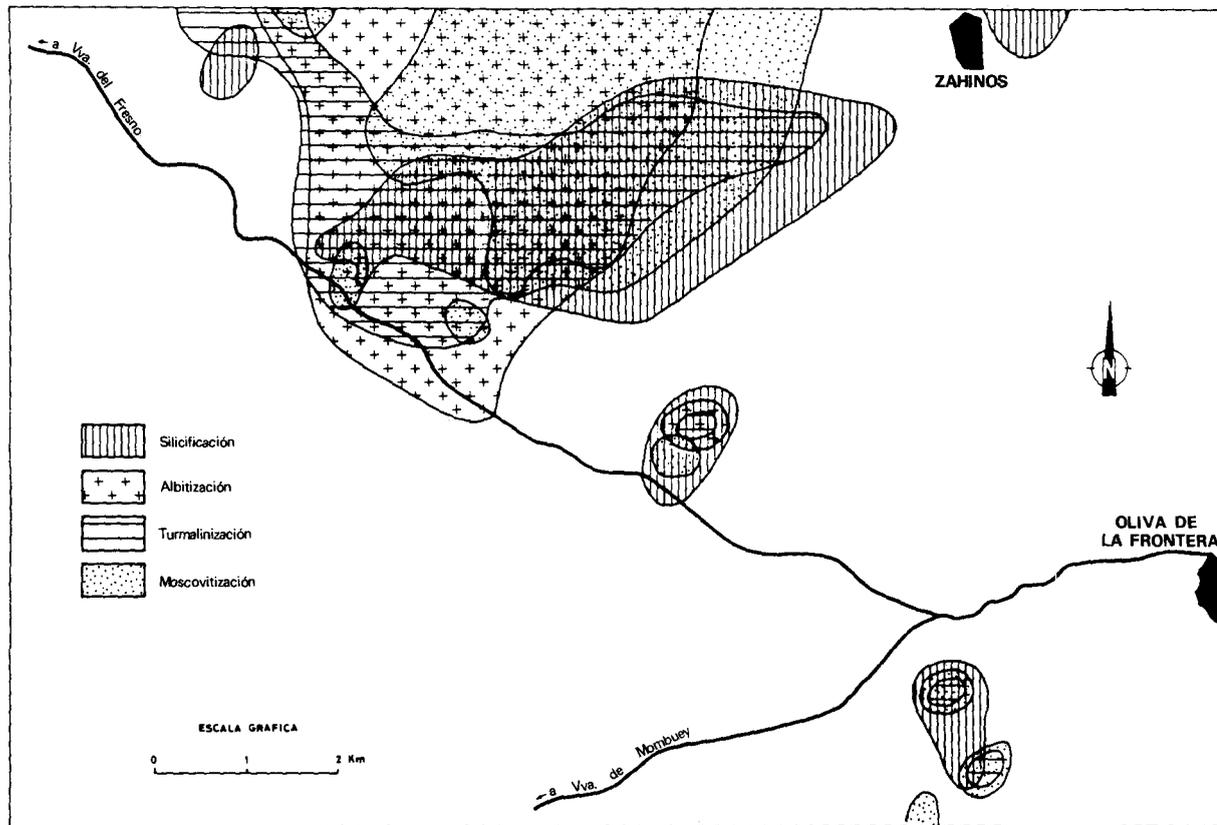


Fig. 4.3.1. Distribución superficial de alteraciones.

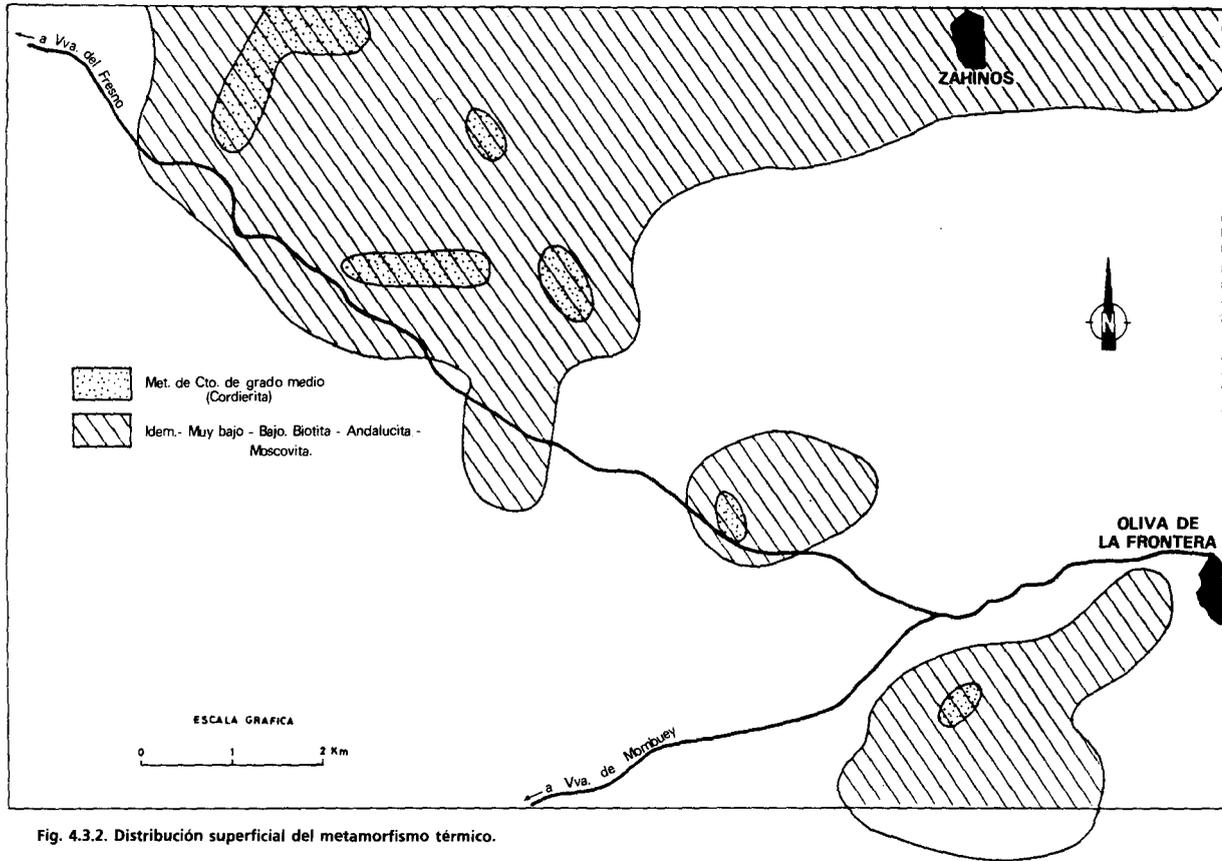


Fig. 4.3.2. Distribución superficial del metamorfismo térmico.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos existentes en la hoja son de edad Cámbrico inferior. Durante esta época el medio geográfico existente consistía en un mar profundo, probablemente de área de talud, en el que se depositaban los sedimentos detríticos de la Alternancia de Cumbres. Las intercalaciones de rocas volcánicas básicas, en toda esta unidad constituyen un avance del proceso generalizado de apertura de la cuenca sedimentaria, ocurrido en el Cámbrico medio (540 m.a).

Hacia finales del Cámbrico inferior, comienza una retirada de las aguas del mar, que da como resultado la implantación de un medio de plataforma somera siliciclástica, en la que se depositan los materiales de la Alternancia de Cumbres.

Durante todo el Cámbrico medio existe una fuerte actividad volcánica que origina los depósitos de espilitas y rocas ácidas asociadas, en un medio marino poco profundo (el sedimento asociado a estas rocas es de carácter somero). Estas rocas volcánicas representan un momento de apertura de la cuenca en condiciones distensivas (Rifting).

A finales del Cámbrico medio o comienzos del superior (530 m.a.), empieza a decrecer la actividad volcánica, y la sedimentación en la cuenca tiene lugar en un ambiente de abanicos distales de talud, o de un frente distal deltaico. En este medio se depositan los materiales de la Formación Fatuquedo, que presentan en su base intercalaciones volcánicas, como últimos vestigios de la actividad ligada a un Rifting.

Tras un período erosivo, durante el Cámbrico superior, se produce, a finales de éste o quizá ya en el Ordovícico (500-440 m.a.), una transgresión indicada por el depósito en medio marino profundo de los materiales pizarrosos y filíticos de Barrancos. A techo de esta unidad se inicia una etapa regresiva que lleva consigo el establecimiento de un medio marino somero (plataforma siliciclástica), con aguas agitadas y bien oxigenadas, en el que tiene lugar la sedimentación de las grauvacas de Sierra Colorada. En este ambiente costero existía una gran actividad de organismos bentónicos excavadores.

Posteriormente, a un posible período erosivo y durante el Silúrico (440-400 m.a.), una nueva etapa transgresiva asociada a actividad volcánica submarina de tipo ácido, producen un cambio brusco en el medio sedimentario, pasando de unas condiciones marinas poco profundas con aguas oxigenadas a otras profundas con aguas tranquilas y ambiente reductor. En este nuevo medio se depositan las ampelitas y liditas.

El Devónico inferior-medio (400-365 m.a.) representa una regresión sobre los depósitos anteriores, con un medio sedimentario de plataforma siliciclástica somera (Xistos Raies), en el que, en áreas de bajíos carbonatados, se produce sedimentación biointraclástica (capas de Russianas).

Posiblemente en el Devónico medio-superior (380-350 m.a.), iniciada la inestabilidad tectónica debido a la orogenia hercínica, se depositan en cuencas sin-orogénicas los materiales turbidíticos del *Flysch Terena*.

La orogenia hercínica (350-300 m.a.), con una intensa tectónica de tipo tangencial, comprime y calienta los materiales sedimentados en la cuenca detrítica desde el Cámbrico inferior hasta el Devónico, momento en que los relieves recién creados empiezan a sufrir una fuerte erosión.

Los depósitos cambro-devónicos, plegados y metamorizados, ya cratonizados, se comportan

frágilmente en la etapa tardihercínica, algunas de las fracturas desarrolladas en esta época han venido jugando desde los movimientos hercínicos y es posible que en la alpina haya habido una reactivación de otras.

El orogéneo hercínico, emergido a partir del Devónico, sufre un continuo desmembramiento, tan sólo interrumpido, localmente, por períodos de sedimentación en pequeñas cuencas continentales (materiales pliocuaternarios) cuyos depósitos son a su vez desmantelados en el siguiente ciclo erosivo.

Ya en el Cuaternario se instala la actual red hidrográfica que motiva una erosión lineal en zonas de cabecera y un depósito en los sectores de menor pendiente.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

La hoja de Oliva de la Frontera ocupa un sector extremadamente deprimido desde el punto de vista económico y social. En el momento actual no existe prácticamente actividad industrial ligada a la explotación de recursos mineros (metálicos, no metálicos e hidrogeológicos); si bien existen algunos permisos de investigación y/o explotación vigentes. En tiempos pasados ha habido una cierta actividad minera dentro de su superficie, dedicada a la extracción de minerales metálicos.

Por otra parte, las perspectivas en cuanto a recursos hidrogeológicos y de minería metálica, parecen bastante interesantes, en base a los datos que se exponen a continuación.

6.1. MINERIA METALICA

Existen cuatro contextos geológicos dentro de la hoja, con indicios y/o antiguas explotaciones de minerales metálicos:

1. Filón de cuarzo de la fractura de Cabeza de Hierro.
2. Niveles con óxidos de manganeso en Fatuquedo.
3. Mineralizaciones filonianas de wolframio.
4. Area de alteraciones pneumatolítico-hidrotermales.

6.1.1. Filón de cuarzo de la fractura de Cabeza de Hierro

Se trata de una de las grandes fracturas que compartimenta en bloques la hoja, en la cual existe un filón de cuarzo de varios metros de potencia y corrida kilométrica.

En gran parte de los casos el cuarzo lleva asociadas grandes cantidades (en ocasiones menos del 50 por 100 del total de la roca) de óxidos de hierro primarios (oligisto-hematites) y óxidos de alteración (gohétita-limonita). Estos minerales han sido explotados en épocas pasadas por minería

de cielo abierto. Existen en la actualidad un gran número de labores abandonadas que se alinean en el filón a lo largo de casi toda su corrida. En las 3 ó 4 cortas mayores el volumen de movimiento de tierras ha sido del orden de una decena de miles de metros cúbicos.

En el momento actual estas mineralizaciones carecen de interés económico dado que aunque las leyes en hierro pueden ser altas, las reservas son muy pequeñas.

Aparte de esta mineralización existe en el filón mineralización diseminada de sulfuros (se han reconocido pirita-calcopirita-arsenopirita-malaquita y un mineral verde que pudiera ser mena de uranio). Estos minerales podrían presentar interés económico (dada la asociación no se debe descartar la posibilidad de existencia de oro) y están siendo investigados en la actualidad.

6.1.2. Niveles de óxidos de manganeso en Fatuquedo

Se trata de niveles interestratificados de origen vulcanosedimentario, con potencias de orden métrico y corridas de varios centenares. La mineralización está constituida por óxidos primarios de Fe y Mn y por algunos óxidos y silicatos originados a partir de los anteriores por procesos metamórficos e hidrotermales.

Aunque existen pequeñas labores sobre estos materiales, no se puede hablar realmente de minería, ya que los movimientos de tierras son de sólo unas cuantas toneladas y debe tratarse de labores de investigación. De cualquier forma estas mineralizaciones podrían presentar interés económico para pequeñas explotaciones de tipo casi familiar. De hecho existe en la actualidad alguna concesión de explotación de Mn sobre ellas, aunque se mantiene inactiva.

6.1.3. Mineralizaciones filonianas de wolframio

Se trata de un campo filoniano de dirección hercínica y unos 10 km de corrida, situado entre Oliva de la Frontera y Zahínos.

La morfología de las mineralizaciones es de filoncillos entrecruzados de potencias milimétricas a centimétricas o de algunos mayores (hasta 1 m de potencia y 200 de corrida), de direcciones hercínica y buzamiento subhorizontal (concordante con S_1); o N 40° E y N-S, con buzamientos de 40-70°. Estos últimos son tardíos respecto a los primeros (RUIZ DE ALMODOVAR, *et al.*, 1984).

La mineralización está constituida por wolframita y scheelita, acompañada por sulfuros y óxidos. RUIZ DE ALMODOVAR, en la publicación anterior, cita los siguientes minerales: monacita, apatito, topacio, molibdenita, arsenopirita y oro nativo. Se presentan en bolsas dentro del filón o diseminados en los hastiales y rocas de la caja.

El origen de la mineralización es de tipo pneumatolítico-hipotermal y está relacionado posiblemente con intrusión de granitoides del tipo S.

La minería desarrollada sobre estos materiales ha sido de tipo minería sobre filón y las principales explotaciones son las de «La Pimienta», «Virgen de Gracia», «El Pinar», «Tolín-La Concha», «Sierra Nora» y «Coto de Valcabado». Se trata en todos los casos de minería de tipo «bajas

reservas-alta ley», y en la actualidad se encuentran inactivas, aunque siguen vigentes las concesiones, debido esencialmente al bajo precio del Wolframio.

En cuanto a las perspectivas económicas futuras, es seguro que volverán a ser rentables en el momento en que existan demandas de Wolframio. De cualquier manera se tratará siempre de yacimientos de pocas reservas, a explotar mediante seguimiento de filón. No hay que descartar, por otra parte, la potencialidad que pueden suponer para explotación de oro, cerio y tierras raras.

6.1.4. Área de alteraciones neumatolítico-hidrotermales

Se trata de una área extensa (del orden de 30 km²) en la que las rocas metasedimentarias se encuentran totalmente transformadas en *albitita-greissen*. Los fenómenos de alteración hidrotermal presentes en estas rocas son Albitización-Silicificación-Sericitización/Moscovitización y Turmalinización; todos ellos son procesos bien desarrollados y penetrativos que implican la recristalización de la práctica totalidad de la roca. Asociada a estas alteraciones existe una mineralización diseminada de óxidos y sulfuros metálicos, entre los que se ha reconocido alguna mena de uranio.

El origen de la mineralización debe estar relacionado con la intrusión de un granitoide de tipo S, que no llega a aflorar, y que sería también la fuente de las mineralizaciones filonianas de wolframio de las que se ha hablado en el apartado anterior; así como de mineralizaciones filonianas de uranio existentes unos kilómetros al Norte, en la hoja de Villanueva del Fresno (Mina de la Cabra). Estas mineralizaciones han sido también explotadas en tiempos pasados.

La existencia de los dos campos filonianos antes mencionados, unida a la morfología, grado de alteración y extensión superficial del área de alteraciones, inducen a pensar que nos encontramos en la zona superior de una cúpula granítica de tipo S, de grandes dimensiones, portadora de mineralizaciones de, al menos, wolframio y tierras raras.

Este dato es de sumo interés en cuanto a las posibilidades mineras que podría presentar la estructura. El yacimiento a prospectar, de acuerdo con la tipología de esta clase de mineralizaciones, es de dos tipos:

- Por una parte, el yacimiento filoniano de distribución radial y concéntrica asociado a la cúpula. Del que los campos filonianos aflorantes pueden constituir sólo un indicio.
- Por otra, el propio contacto intrusivo de la cúpula granítica, en el que puede existir un *greissen* mineralizado, de dimensiones más interesantes.

Las posibles mineralizaciones serían de Sn-W-U y elementos asociados (principalmente Nb, Ta, Au y tierras raras).

6.2. ROCAS INDUSTRIALES

No hay ninguna explotación destinada al aprovechamiento industrial de los materiales de la hoja,

salvo pequeñas graveras en el Río Ardila, de donde se extrae material granular para construcción.

Los únicos materiales susceptibles de aprovechamiento para uso industrial son las rocas básicas del Cámbrico medio, que podrían utilizarse como áridos artificiales bien para la construcción de carreteras (capa de rodaduras) o como balastro para ferrocarril.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

Los materiales aflorantes en la hoja son en su mayoría impermeables, y buena prueba de ello es la amplia red fluvial desarrollada (del tipo dendrítico). Una excepción son las rocas duras del Cámbrico medio (espilita y cuarcita de Cumbres) y las grauvacas de Sierra Colorada, que posiblemente constituyan acuíferos de una cierta relevancia.

Como hemos indicado, las rocas básicas que afloran en las proximidades de Oliva y en el borde sureste de la hoja, junto con las cuarcitas que se asocian, constituyen un material con posibilidades acuíferas, además estos materiales aparecen en unas estructuras especialmente aptas para el almacenamiento y retención de agua. En un estudio hidrogeológico realizado por el IGME a petición del Ayuntamiento de Oliva de la Frontera durante la sequía de los años 1983-86, se aconsejó la realización de un sondeo en el borde-Sur del afloramiento de rocas básicas más próximo al pueblo, que proporcionó unos caudales aproximadamente de 10 litros/segundo.

En todos los afloramientos de rocas básicas se han reconocido pozos de reducidas dimensiones, para abastecimiento de pequeñas explotaciones agrícolas (huertas) y ganaderas cuyo consumo es mínimo. En estos mismos materiales en las proximidades con los materiales esquistosos del borde Sur, se reconocen pequeñas fuentes que proporcionan caudales del orden de 0,2 a 0,5 litros/segundo como la Fuente de Valdelorca y la de Matamoros.

Las grauvacas y cuarcitas ordovícicas (grauvacas de Sierra Colorada) constituyen otro posible acuífero, prueba de ello es la presencia de manantiales asociados a estos materiales como el del Cortijo de Nuestra Señora, que drena una amplia sinforma de fase II. Otros manantiales en idéntica posición se conocen en la Sierra del Yescar y los Cobernos; posiblemente algunas de las grandes charcas del Río Ardila tengan el mismo origen, ya que algunas se sitúan en el punto en que dicho río corta a los materiales grauváquicos.

La estructura de los materiales grauváquicos y cuarcíticos al Este de Valencia de Mombuey, es especialmente indicada en el caso de plantearse una captación de agua en esta zona, y los caudales previsibles podrían oscilar entre los 2 y 10 litros/ segundo.

El resto de los materiales de la hoja son prácticamente impermeables y sólo es posible esperar pequeñas captaciones de agua en relación con algunas de las grandes fallas longitudinales de la zona.

7. BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUI, O. (1979): Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental. *Temas Geológicos y Mineros*. I Reunión del GOM, págs. 23-41.
- APALATEGUI, O., y QUESADA, C. (1987): Transversal Geológica, Zona Ossa Morena. Libro *Guía de la excursión*. Marzo 1987.
- APALATEGUI, O.; JORQUERA, A.; VILLALOBOS, M.; EGUILUZ, L., y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (*in lit*): La ZOM, su relación con la ZCI. Ponencia de la VIII Reunión del GOM.
- BARD, J. P. (1964): Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de Zafra. *Notas y Comunicaciones*. IGME.
- BARD, J. P. (1969): Le Metamorfisme Regional Progressif des Sierras d'Aracena, sa place dans le Segment Hercynien Sud-Ibérique. These Faculté des Ciencias Université de Montpellier.
- BOOGARD, VAN D., y VÁZQUEZ, F. (1981): Conodont faunes from Portugal and SW Spain. *Scripta Geológica*, 61, págs. 1-8.
- DELGADO, N. (1968): Contribuciones para o estudio des terrenos paleozoicos, I Precámbricos e Archaico, II Cámbrico. *Com. Ser. Geol. Portugal*, págs. 56-122.
- DUPONT, R., y VEGAS R. (1978): Le Cambrien inférieur du sud de la Province de Badajoz. Distribución des series sedimentaires et volcaniques associes C. R. Acad. Sc. Paris, t. 286. Serie D, págs. 447-450.
- GONZALO-TARIN (1978): Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva. *Mem. Com. Mapa Geológico de España*.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1969): Estudio geológico-estructural de la región de Aracena-Cumbres Mayores. Tesis Doctoral de la Universidad de Madrid. Publicado por J.E.N.
- LIÑÁN, E., y PEREJÓN, A. (1981): El Cámbrico inferior de la Unidad de Alconera. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* 79, págs. 125-148.
- ODRIOZOLA, A.; PEÓN, A., y VARGAS, I. (1983): Hoja Geológica escala 1:50.000 de Zafra. Servicio Publicaciones del IGME.
- PERDIGAO (1982): Sobre o prolongamento e presumivel idade de faixa com vegetais fosseis de Eiras Atlas (Barrancos). *Com. Serv. Geol. Portugal*, em. 11 (N. S.) 132 págs.
- RACHEBOEUF, L., y ROBARDET, M. (1966): Le Pridoli et le Devonien Inferieur de la Zona d'Ossa-Morena. Stude des Brachiopodes. *Geología et Paleontología*, 20, págs. 11-37.
- RUIZ ALMODÓVAR, G., y GALÁN, E. (1984): Mineralizaciones de Mn-Fe del suroeste de Badajoz. I Congreso Español de Geología, t. II, págs. 643-493.
- RUIZ ALMODÓVAR; FENOLL, P., y GALÁN, E. (1985): Mineralizaciones de Wolframio en el Suroeste del Macizo Ibérico. *Bol. Geol. Min*, t. 95-V, págs. 484-493.
- RUIZ LÓPEZ, J.; COULLANT, J. L.; SOLER, M.; BABIANO, F.; FERNÁNDEZ, J., y APALATEGUI, O. (1984): Hoja Geológica 1:50.000 de Higuera la Real. Servicio Publicaciones del IGME.
- SCHNEIDER, M. (1939): Altpaleozoikum bei Cala in der Weslichen Sierra Morena Diss, págs. 1-72.
- TEXEIRA, C. (1961): Notas sobre a geología da regio de Barrancos, en especial sobre una flora de psilofitíneas *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 32, págs. 75-83.
- TEXEIRA, C., y TADEU, D. (1967): Le Devonien du Portugal. *Ins. Symp. Dev. Syst. Calgary*, págs. 189-199.
- VAUCHEZ, A. (1974): Les Structures Hercyniennes dan la Región de Fregenal Oliva de la Frontera. Un Exemple de tectoniques tangentiellees superposees. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 40, III, R. Geol. Sw. P. Iberio Beja.

- VÁZQUEZ, F., y FERNÁNDEZ POMPA, F. (1967): Contribución al conocimiento geológico del SW de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas. Mem. IGME, 89, 120 págs.
- VEGAS, R., y MORENO, F. (1975): Hoja Geológica a escala 1:50.000 de Villanueva del Fresno. Servicio de Publicaciones del IGME.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España