



IGME

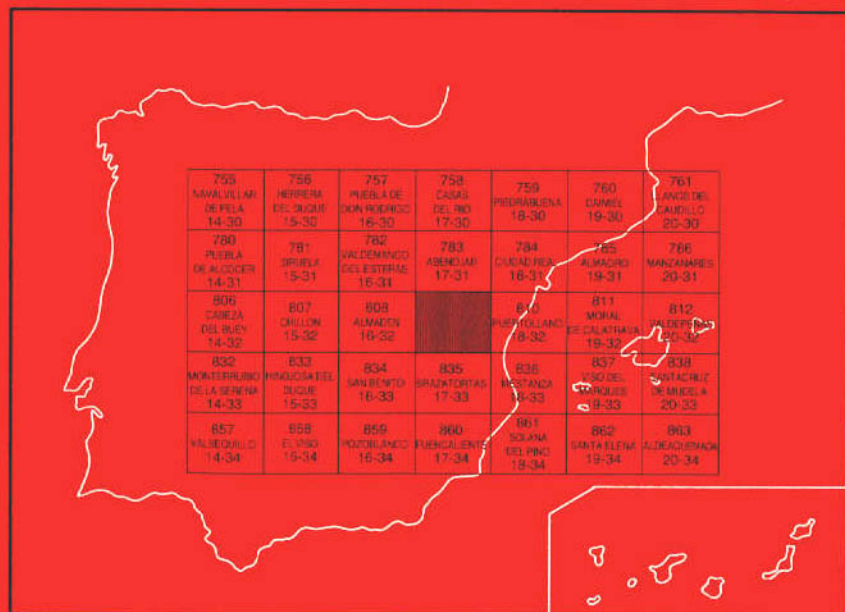
809

17-32

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TIRTEAFUERA



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TIRTEAFUERA

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La Hoja de Tirteafuera ha sido realizada a partir de un convenio existente a tal efecto entre el Instituto Geológico y Minero de España y Minas de Almadén y Arrayanes, S. A.

En la realización de esta hoja ha intervenido el siguiente grupo de trabajo:

CARTOGRAFIA GEOLOGIA:

JOSE MANUEL AMOR HERRERA
JOAQUIN GARCIA SAN SEGUNDO
SATURNINO LORENZO ALVAREZ
ENRIC ORTEGA GIRONES
JESUS SANCHEZ VIZCAINO

PETROLOGIA:

JESUS FERNANDEZ CARRASCO (CGS)
EMILIO PASCUAL MARTINEZ (Dpto. de Petrología. Facultad de Ciencias de Granada)

MEMORIA:

JOSE MANUEL AMOR HERRERA
ENRIC ORTEGA GIRONES

INFORMES PALEONTOLOGICOS:

MIGUEL A. ARBIZU SENOSAIN y JENARO L. GARCIA ALCALDE FERNANDEZ (Dpto. de Paleontología. Universidad de Oviedo)
ELADIO LIÑAN GUIJARRO (Dpto. de Paleontología. Universidad de Zaragoza)

Además, para la realización de la Hoja de Tirteafuera se ha contado con la cartografía inédita, realizada por la Compañía General de Sondeos, para Minas de Almadén y Arrayanes, S. A.; de una parte del anticlinorio de Tirteafuera y del Sinclinal de San Quintín, realizada por J. Fernández Carrasco y J. García Portero, escala 1:25.000.

También se ha contado con la colaboración del ingeniero de Minas don José M.º Zapardiel para la confección de esta Hoja.

INDICE

	<u>Páginas</u>
0. INTRODUCCION	7
1. ESTRATIGRAFIA	9
1.1. PRECAMBRICO	9
1.1.1. Anticlinorio de Tirteafuera	10
1.1.1.1. Grauwacas y pizarras. Sucesión turbídica del Arroyo del Agularejo	10
1.1.1.2. Brechas intraformacionales: formación Abenojar	11
1.1.1.3. Sucesión detrítico-carbonatada de la Grajeracañuelo	12
1.1.1.3.1. Tramo inferior o tramo de lutitas verdes y calizas	12
1.1.1.3.1.1. Pizarras, calizas y calcoesquistos	13
1.1.1.3.1.2. Cuarzitas	14
1.1.1.3.1.3. Conglomerados	14
1.1.1.3.1.4. Dolomias	14
1.1.1.3.2. Tramo superior o tramo lutítico grauwáquico	14
1.1.1.3.2.1. Pizarras y grauwacas	15
1.1.1.3.2.2. Conglomerados	15

1.1.2.	Precámbrico del Valle de Alcudia	15
1.1.2.1.	Pizarras y grauwacas	16
1.1.2.2.	Tramo conglomerático	16
1.1.3.	Precámbrico del extremo NW	17
1.2.	ORDOVICIO	18
1.2.1.	Conglomerados, pizarras, areniscas y curcitas. Tremadoc-Arenigiense	18
1.2.2.	Cuarcita Armoricana. Arenigiense	19
1.2.3.	Alternancias Pochico. Arenigiense	20
1.2.4.	Pizarras de Calymene. Llanvirniense-Llandeiloense	21
1.2.4.1.	Pizarras de Calymene inferiores	21
1.2.4.2.	Alternancias inferiores	22
1.2.4.3.	Pizarras de Calymene superiores	23
1.2.5.	Cuarcita de cantera. Llandeiloense-Caradociense	24
1.2.6.	Pizarras, areniscas y cuarcitas. Caradociense ..	25
1.2.7.	Caliza urbana y pizarras de muro. Asghilliense	
1.2.7.1.	Caliza urbana	26
1.2.7.2.	Pizarras de muro	27
1.3.	SILURICO	27
1.3.1.	Cuarcita del criadero. Llandoveriense	28
1.3.2.	Pizarras negras con graptolites y alternancias vulcano-sedimentarias	29
1.4.	TERCIARIO	30
1.4.1.	Rañas. Plioceno superior	30
1.5.	CUATERNARIO	30
1.5.1.	Cuaternario indiferenciado	31
1.5.1.	Derrubios de rañas. Rañas semidesmanteladas	31
1.5.3.	Coluviones. Derrubios de cuarcita	31
1.5.4.	Aluviones	31
1.5.5.	Derrubios de vulcanismo reciente	32
2.	TECTONICA	32
2.1.	ESTRUCTURAS PREHERCINICAS	32
2.2.	ESTRUCTURAS HERCINICAS	34
2.2.1.	Primera fase hercínica	34
2.2.2.	Segunda fase hercínica	39
2.2.3.	Deformaciones tardías	40
2.3.	EDAD DE LA DEFORMACION	41
3.	GEOMORFOLOGIA	43
4.	PETROLOGIA	44
4.1.	ROCAS IGNEAS	44
4.1.1.	Rocas piroclásticas de edad caradociense	44

4.1.2.	Diques calcoalcalinos con enclaves de edad prehercínica	45
4.1.3.	Rocas plutónicas ácidas tardihercínicas (granodioríticas)	46
4.1.4.	Diques posthercánicos de composición básica y lamprofídica	46
4.1.4.1.	Diques de composición básica	47
4.1.4.2.	Diques de composición lamprofídica	47
4.1.3.	Rocas volcánicas recientes (Terciario-Cuaternario)	48
4.2.	ROCAS METAMORFICAS	48
4.2.1.	Metamorfismo de contacto en pelitas y semipelitas	49
4.2.2.	Metamorfismo de contacto en arcosas	49
4.2.3.	Metamorfismo de contacto en pórfidos	49
5.	GEOLOGIA HISTORICA	50
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	51
6.1.	MINERIA Y CANTERAS	51
6.2.	HIDROGEOLOGIA	53
7.	BIBLIOGRAFIA	53

NIPO: 232-87-007-3

Depósito Legal: M. 36284-1987

Gráficas Lormo. Isabel Méndez, 15. Tel. 430 05 26. 28038-MADRID

0. INTRODUCCION

La Hoja de Tirteafuera está situada en la parte suroccidental de la provincia de Ciudad Real. Está incluida en la Cuenca del Guadiana, perteneciendo a las estribaciones septentrionales de Sierra Morena.

La red hidrográfica principal está formada por el río Tirteafuera, que atraviesa la Hoja desde el borde SW hasta la mitad del borde N, para ir a desembocar al río Guadiana, en la Hoja de Abenojar, situada inmediatamente al N.

En el extremo S la Hoja es recorrida por el río Valdeazogues, y su tributario, el Fresnedillas, de recorrido paralelo al Valdeazogues, y situado más al N.

Los núcleos de población más importantes son Tirteafuera y Navacerrada. Otros pueblos, incluidos en la Hoja, son Valdeazogues, Estación de Veredas-Brazatortas y Retamosa.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Tirteafuera está ubicada en la zona de LOTZE, F. (1945), denominó luso-oriental,alcudia, y según la división de zonas de la Meseta Ibérica de JULIVERT, et. al 1(972) se situaría en la parte meridional de la zona centro-ibérica, próxima a la zona de Ossa-Morena.

Afloran materiales pelítico-grauvaquicos y carbonatados de edad precámbrica, afectados por deformaciones prehercínicas, y sobre los cuales se depositan discordantemente una serie de materiales detríticos, que van desde el Ordovícico Inferior hasta el Silúrico Superior (Wenlociese).

Todo ese conjunto de materiales está afectado por la orogenia hercínica, durante la cual e metamorfismo alcanzó grados muy bajos.

En los materiales precámbricos, y paleozóicos son frecuentes las intrusiones e intercalaciones de rocas ígneas, tanto ácidas como básicas. Estas intercalaciones son especialmente abundantes en el Ordovícico-Silúrico.

Existen, además, depósitos recientes (Plio-cuaternarios), que alcanzan un notable desarrollo, y frecuentemente recubren a los materiales anteriormente descritos.

También está representando en esta Hoja el vulcanismo del Campo de Calatrava, de edad Plio-cuaternaria, cuyos edificios son fácilmente reconocibles sobre el terreno, a pesar de estar bastante afectados por la erosión.

El relieve actual es de tipo Apalachense, siendo el resultado de varios ciclos de erosión. Se distinguen varias superficies de arrasamiento, sobre las cuales se ha encajado una red fluvial sobreimpuesta.

Sobre estas superficies de erosión destacan los relieves de cuarcita Armonicana, que alcanzan las mayores cotas en la Sierra del Torozo (963 m.).

Desde el punto de vista minero, la Hoja de Tirteafuera, ha tenido gran interés, debido a la gran cantidad de indicios y labores existentes en la misma, especialmente en la zona del anticlinorio de Tirteafuera, y en menor cantidad en el resto de la Hoja. Actualmente no existe ninguna explotación en activo.

Entre los numerosos antecedentes geológicos de la región merecen ser destacados los siguientes:

CASIANO DE PRADO (1855), quien describe, de una forma general, la estratigrafía del Paleozoico; CIRY (1936) estableció las líneas generales sobre la estructura de la región.

HERNANDEZ PACHECO (1933), estudia el vulcanismo del Campo de Calatrava.

LOTZE (1966), establece la primera serie estratigráfica del anteordovícico, aunque en su cartografía confunde las edades de algunos términos.

ALMELA, et al. (1962), hacen un detallado estudio geológico de la región de Almadén.

Entre los trabajos más modernos, cabe citar a BOUYX (1970), que define la serie de materiales anteordovícicos en la plana de Argamasilla; TAMAIN (1972), en su tesis doctoral describe el Ordovícico y Silúrico de Sierra Morena Oriental; LOZAC'H y VIDAL (1976) realizan el estudio geológico de la Terminación Occidental del valle de Alcudia; HERRANZ, et al. (1977), intentan una correlación entre los materiales precámbricos de los Montes de Toledo y Sierra Morena; MORENO (1977) estudia el anteordovícico y la deformación hercínica en los Montes de Toledo Occidentales; CAPOTE, et al. (1977), correlacionan niveles de calizas, pertenecientes al Precámbrico superior, en los anticlinales de Valdelacasa, Navalpino y Abenojar.

ROIZ (1979) estudia en su tesis doctoral la sedimentación y estructura de los materiales anteordovícicos y ordovícicos de la región Ciudad

Real-Purtollano y, por último, HAFEN-RICHTER (1980) precisó en Sierra Morena los límites inferior y superior del Ordovícico.

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Tirteafuera está constituida por materiales precámbricos, paleozóicos, pliocenos y cuaternarios.

Los materiales de edad precámbrica están constituidos por un potente paquete pelítico-grauváquico y detrítico-carbonatado. Sobre estos materiales se apoya, discordante, el Paleozóico, abarcando desde el Tremadociense superior-Arenigiense inferior hasta el Silúrico superior. Falta, pues, registro estratigráfico del Cámbrico y parte del Ordovícico inferior.

Los materiales paleozoicos presentan facies de plataforma poco profunda, alcanzando una potencia superior a los 1.000 m.

En espesor de sedimentos, dado por otros autores para el Paleozoico (especialmente al Ordovícico medio-superior y Silúrico) en las zonas limítrofes a la Hoja de Tirteafuera, es mucho mayor que el observado en esta zona. Esto puede ser debido al grado de aplastamiento del sinclinal de Valdeazogues (única estructura donde afloran los materiales mencionados), en el cual las formaciones litoestratigráficas, en especial las que están predominantemente constituidas por pizarras. Dentro de esta estructura se han realizado levantamiento de las columnas estratigráficas, siendo las litologías más frecuentes conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras.

Las rañas pliocenas se sitúan discordantes sobre los materiales anteordovícicos, con formas tabulares de espesor muy variable. Existe, además, sedimentos cuaternarios, como aluviones, coluviones, etc., cuyas potencias son también muy variables, abarcando una gran extensión en algunas zonas dentro de la Hoja.

1.1. PRECAMBRICO

Los materiales de edad precámbrica afloran extensamente, dentro del ámbito de esta Hoja, situándose discordantemente por debajo de los materiales del Ordovícico. Es necesario destacar que el contacto Precámbrico-Ordovícico está casi siempre cubierto por derrubios o bien afectado por fracturas, lo cual impide su observación directa.

Existen tres dominios geográficamente separados, en los cuales afloran los materiales precámbricos.

- I. Núcleo del anticlinorio de Tirteafuera, que ocupa prácticamente toda la mitad NE de la Hoja.
- II. Precámbrico del Valle de Alcudia, que afloran en el borde SW.
- III. Precámbrico, que rodea al stock granodiorítico de Fontanosas, en el borde NW de la Hoja.

Estos tres dominios se describirán separadamente:

1.1.1. Anticlinorio de Tirteafuera

Se han podido definir en esta zona tres unidades, con características litológicas y/o sedimentológicas distintas:

- Sucesión de turbiditas del arroyo del Aguilarejo.
- Formación Abenojar (brechas intraformacionales).
- Sucesión detrítico-carbonatada de la Grajera-Cañuelo.

Estas unidades han sido definidas al N de esta zona, en la Hoja de Abenojar (FERNANDEZ CARRASCO & GARCIA PORTERO, 1981), pero están en continuidad cartográfica con las de la Hoja de Tirteafuera, y pertenecientes a la misma unidad estructural, por lo que se ha considerado conveniente mantener la misma denominación.

En esta misma zona PUIRDEFABREGAS (1981) ha sugerido recientemente la existencia de una plataforma continental, con un sistema turbidítico progradante hacia el SW, basada en la zonación de facies de plataforma/talud/turbiditas, que puede observarse en la cartografía.

Sin embargo, en esa misma Hoja de Abenojar, se ha podido observar la existencia de una discordancia entre los materiales turbidíticos y la serie detrítico carbonatada (ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, in lit.; GONZALEZ LODEIRO y ORTEGA, in prep.). Situaciones similares han descrito dentro de los materiales precámbricos en los anticlinales del Esteras y Alucida (BOUYX, 1970; CRESPO LARA, 1972, GONZALEZ LODEIRO y ORTEGA, in prep.), coincidiendo siempre con un cambio brusco en la posición de los ejes de los pliegues F_1 y lineaciones de intersección L_1 , más verticalizados en el tramo situado por debajo de la discordancia.

El significado regional de esta discordancia aún no está clarificado definitivamente, ya que la escasez de datos paleontológicos impide precisar el intervalo de tiempo implicado en la discordancia, así como establecer una correlación lateral entre las zonas antes mencionadas.

Dentro de la Hoja estudiada, sin embargo, esta discordancia no ha podido ser evidenciada, por lo que no se ha representado en la cartografía.

1.1.1.1. *Grauwacas y pizarras: sucesión Turbidítica del arroyo del Aguilarejo (1)*

Se presentan como una serie rítmica muy monótona, constituyendo una alternancia de grauwacs (gris-verdosas) y lutitas (verdosas), que, generalmente, forman secuencias negativas.

Los bancos grauwáquicos tienen potencias que oscilan entre 10 y 70 cm., aunque a veces llegan a alcanzar hasta dos y tres metros de potencia, posiblemente como consecuencia del amalgamamiento de dos o tres bancos. Estos presentan bases netas y planas, en ocasiones con huellas de carga a muro de los mismos. Entre las estructuras internas que presentan las capas la más usual es la granoclasificación y, local-

mente, laminación paralela y cruzada, por lo que se deduce que en algunos momentos la sedimentación fue rápida. Todo esto le confiere a los bancos grauwáquicos un aspecto masivo.

La continuidad lateral de las capas, dentro del anticlinorio de Tirteafuera, es imposible de determinar, debido a la escasez de afloramientos.

Estas turbiditas pueden corresponder a un término intermedio entre las subfacies B₂ y C, para el esquema propuesto por WALKER y MUTTI (1972). Así, por una parte, la pobre organización interna de las capas grauwáquicas las hace coincidir con el término B2 de estos autores; pero la forma plana y neta de estos bancos las asemeja a las facies C. Según FERNANDEZ CARRASCO y GARCIA PORTERO (1981), por las características que presentan estos materiales turbidíticos pueden situarse en la zona de abanico intermedio no canalizado, con lóbulos deposicionales, según el esquema de cuenca de NORMARK (1970).

Las grauwacas están compuestas, principalmente, por cuarzo de orígenes diversos, predominando el de origen volcánico en una proporción del 50 por 100 del total de la roca con tamaños de grano que van desde 800 hasta 40; Feldspato (20 por 100), con tamaño de grano entre 300 y 150; fragmentos de roca (pueden llegar hasta el 20 por 100 del total de la roca) y micas (5 por 100), constituidas, generalmente, por biotitas con fuerte alteración a clorita. Como minerales accesorios aparecen turmalina, esfena, apartito, circón y opacos, siendo muy abundantes los óxidos de hierro. En las lutitas intercladas en las grauwacas se observa que el componente principal es el cuarzo (llega a alcanzar el 50 por 100 del total de la roca); el cemento es abundante (30-40 por 100) con composición arcilloso-lutítica, que debido a un metamorfismo de grado muy bajo recristaliza a sericita y clorita. Como minerales accesorios aparecen el circón y opacos, siendo muy abundantes los óxidos de hierro, que pueden llegar a formar el 15 por 100 del total de la roca.

La potencia de las turbiditas en el anticlinorio de Tirteafuera no ha podido ser determinada, ya que nunca aflora la base de esta formación. En la Hoja de Abenojar, aunque tampoco llega a observarse su límite basal, los afloramientos ocupan mayor extensión y ha podido estimarse una potencia mínima de 700 m. (ORTEGA & SANCHEZ VIZCAINO, in lit.).

1.1.1.2. *Brechas intraformacionales: Formación Abenojar (2)*

Por encima y/o en cambio lateral de las facies rítmicas descritas anteriormente, se sitúa la Formación Abenojar, compuesta por cantos grauwáquicos, composicionalmente semejantes a la grauwacas de la serie turbidítica, que aparecen inmersos en una matriz inicialmente lutítica.

Tanto MORENO (1977) como ROIZ (1979) definieron estos materiales como «Pebly mudstones».

Los cantos que integran las brechas presentan morfologías diferentes, desde tabulares, que pertenecerían a fragmentos de capas rotas con un transporte muy pequeño, hasta redondeados. La proporción

cantos/matriz es muy variable, pudiendo aparecer como cantos muy dispersos o como rocas de aspecto conglomerático.

Presentan una gran heterometría, con tamaños que oscilan desde un centímetro hasta más de un metro.

El contacto entre las brechas intraformacionales y las turbiditas puede ser observado en el Valle del Río Tirteafuera, al S de la carretera de Abenojar a Saceruela, dentro de la hoja de Abenojar. Allí se observa cómo las turbiditas se sitúan por debajo de las brechas, aunque en posición estructural de flanco inverso (ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, in lit.).

Dentro de la masa de brechas intraformacionales se han podido observar algunos niveles, con diferentes potencias, en los cuales aparecen materiales organizados con secuencias turbidíticas similares a las observadas en otros puntos.

Estos niveles organizados adquieren mayor potencia en el arroyo de las Quebradas, al NE de Navacerrada.

Esta secuencia de brechas se ha interpretado como debida a la removilización de capas turbidíticas, como consecuencia de la inestabilidad del talud sobre el cual se depositaron, sugiriendo además que localmente el tránsito entre ambas formaciones pueda ser lateralmente gradual, como parece observarse en los alrededores de Abenojar.

Petrográficamente, la matriz lutítica aparece compuesta por sericita, clorita, óxido de hierro, opacos y cuarzo, el cual entra a formar parte de la matriz en un 5-15 por 100.

Los cantos grauwáquicos son composicionalmente semejantes a las grauwacas de la serie turbidítica.

1.1.1.3. *Sucesión detrítico-carbonatada de la Grajera-Cañuelo (4, 9)*

En el anticlinorio de Tirteafuera los materiales que tienen mayor representación son los de esta sucesión detrítico-carbonatada, que integra materiales con litologías muy variadas, las cuales se relacionan entre sí por frecuentes cambios laterales de facies.

Se han diferenciado dos tramos:

- Tramo inferior o tramo de lutitas verdes y calizas.
- Tramo superior o tramo lutítico-grauwáquico.

1.1.1.3.1. Tramo inferior o tramo de lutitas verdes y calizas (4, 5, 6 y 7)

Está caracterizado por una alternancia de lutitas verdes bandeadas y calizas negras con estructuras de corriente, junto con bancos dispersos de grauwacas y arcosas. También, dentro de este conjunto se encuentran intercalados bancos de cuarcitas, dolomias y niveles conglomeráticos.

Entre las litologías que aparecen incluidas en el tramo inferior, podemos diferenciar las siguientes unidades:

1.1.1.3.1.1. Pizarras, calizas y calcoesquistos (4)

Dentro de esta unidad, las pizarras son más abundantes que las calizas. ROIZ (1979) las definió como lutitas verdes bandeadas («rubanés»), ya que aparecen con un bandeo milimétrico o centimétrico de mayor granulometría.

Las lutitas presentan tamaño de grano fino del orden limoarcilla, compuestas por sericita, clorita, óxidos de hierro, cuarzo y opacos. El cuerpo aparece en una proporción del 5-15 por 100.

Los niveles que componen el bandeo presentan fracción arena fina y están formados por cuarzo y feldespatos muy alterados ambos en proporción del 40 por 100. También aparecen dentro de estos niveles de grano más grueso, minerales opacos en una proporción del 5 por 100.

Intercalados con las lutitas verdes bandeadas aparecen los niveles de calizas. Estos presentan tonalidades oscuras o prácticamente negras, con potencias que oscilan entre los 5 cm. y los 6 u 8 metros. Están compuestas por cristales alotriomorfos de calcita con frecuentes maclas polisintéticas, formando un mosaico heterogranular, con tamaño de grano de fino a medio. Aparecen granos de cuarzo angulosos de tamaño arena fina, en una proporción que oscila entre 5 y 10 por 100; asimismo, aparecen elementos terrígenos de tamaño limo en proporción del 5 por 100, materia orgánica diseminada y opacos.

El estudio realizado sobre láminas delgadas de estas mismas facies en materiales de la hoja de Abenojar que se encuentran en continuidad cartográfica con los de la hoja de Tirteafuera, ha evidenciado la existencia de sombras de aloquímicos correspondientes a construcciones estromatolíticas y restos algales. Las especies que se han podido determinar son: *Vesicularites* sp., *Vesicularites* cf. *elongatus* ZABRODIN, *Crenulata* sp. *Vermiculus contortus* BER-SARF, por lo que estos materiales quedarían datados como pertenecientes a la parte alta del Vendense Superior.

Estas calizas bioclásticas, fragmentarias y ricas en restos orgánicos, pueden ser interpretadas como formadas en un ambiente de alta energía, posiblemente intramareal.

Las grauwacas y arcosas son muy abundantes a lo largo de todo el «Tramo Inferior». Se presentan en bancos de 10 a 50 cm. de potencia y compuestas por cuarzo (50-70 por 100) y se encuentran: apatito, rutilo, circón, micas y opacos. El cemento está formado por sericita, clorita y óxido de hierro, representando el 5 por 100 del total de la roca.

Las arcosas están compuestas por cuarzo (50-70 por 100) y feldespatos alterados a sericita. Como accesorios aparecen turmalina, circón, rutilo, micas y opacos. El cemento está compuesto por sericita y óxidos de hierro.

La potencia de esta unidad, medida en la parte oriental del sinclinal de San Quintín, es de unos 350 metros, aproximadamente.

1.1.1.3.1.2. Cuarcitas (7)

Afloran intercaladas con calizas y pizarras bandeadas, variando su abundancia de unos puntos a otros. Son especialmente abundantes en la zona N del anticlinorio de Tirteafuera, en el arroyo del Naranjo.

En general, se presentan como cuarcitas blancas formadas por clastos de cuarzo de origen metamórfico, con una redondez elevada y una esfericidad media, constituyendo el 95 por 100 del total de la roca. Como accesorio aparece el feldespato (3 por 100 del total de la roca). La matriz es poco abundante y su cemento detrítico muy fino y ferruginoso.

1.1.1.3.1.3. Conglomerados (6)

Dentro de la sucesión son frecuentes los bancos de conglomerados, formados por cantos cuarcíticos redondeados, sin apenas matriz (5 por 100 del total de la roca), y con un tamaño que oscila entre 0,5 y 4 centímetros. Los cantos son de orígenes diversos, pues los hay igneos y metamórficos, aunque siempre cuarcíticos, de color blanco. Presentan tectonización importante (extinción ondulante, texturas ribbon y subgranos...) que no se manifiesta fuera de los cantos. El cemento está compuesto por granos de cuarcita, sericita, clorita y óxidos de hierro.

Estos conglomerados representan el relleno de canales y afloran en diferentes niveles de la serie. El afloramiento más importante atraviesa el río Tirteafuera al Sur del Sinclinal de S. Quintín, alcanzando una continuidad lateral próxima a los 2 km. Otro afloramiento de menor importancia queda situado al NE de esta misma estructura.

1.1.1.3.1.4. Dolomías (5)

Incluido en el tramo de pizarras y calizas se ha cartografiado un paquete de dolomías masivas, de coloraciones claras (marrón-beige), cuya potencia oscila entre 40 y 45 m. La continuidad lateral de este nivel es difícil de establecer, ya que su traza cartográfica está interrumpida por fracturas. Sin embargo, FERNANDEZ CARRASCO y GARCIA PORTERO (1981) han observado en la hoja de Abenojar que se trata de cuerpos estratificados con poca continuidad lateral y su geometría se puede calificar en muchas ocasiones de lentejón.

Microscópicamente están constituidas por un mosaico compacto heterogranular de cristales sub e idiomorfos, en el que destacan zonas de mayor tamaño de grano debidas probablemente a la herencia de estructuras orgánicas.

1.1.1.3.2. Tramo superior o tramo lutítico-grauwáquico (8, 9)

Este tramo está constituido, esencialmente, por lutitas con algunas intercalaciones de arcosas y/o grauwas y bancos de cuarcita, siendo muy abundantes los niveles conglomeráticos.

Todos estos materiales (arcosas, grauwacas y cuarcitas) son muy semejantes a los descritos para el Tramo inferior, por lo que no haremos aquí una descripción litológica detallada.

1.1.1.3.2.1. Pizarras y grauwacas (8)

Las pizarras presentan un color verde-azulado, sin bandeado, apareciendo masivas y homogéneas.

Ocasionalmente, pueden ser muy abundantes las intercalaciones de materiales arcósicos, que al microscopio están compuestas por Q (25-50 por 100), feldespatos (25-40 por 100), fragmentos de rocas metamórficas (0-10 por 100) y fragmentos de rocas volcánicas (0-5 por 100). Como accesorios figuran óxidos de hierro, mica blanca, clorita y rutilo. La matriz es sericítico-clorítica, pudiendo existir ocasionalmente cemento ferruginoso.

Las pizarras pueden considerarse petrográficamente como limolitas arenosas con un bajo contenido en Q (5-10 por 100), y óxidos de hierro (10 por 100), frente a una abundante matriz sericítico-clorítica (mayor de 60 por 100). Como accesorios aparecen moscovita y opacos, pudiendo existir ocasionalmente cemento silíceo.

1.1.1.3.2.2. Conglomerados (9)

Son muy abundantes hacia el núcleo del anticlinorio de Tirteafuera. Presentan diferencias con los del Tramo Inferior, ya que los conglomerados pertenecientes a este tramo estaban formados exclusivamente por cantos cuarcíticos redondeados, mientras que los pertenecientes al Tramo Superior son conglomerados poligénicos, que incluyen frecuentemente cantos muy angulosos y heterométricos de material lutítico o pizarroso.

Petrográficamente, los tipos litológicos más frecuentes son conglomerados, arcosas, litarcosas y limolitas arenosas, caracterizadas por la presencia de cantos de rocas metamórficas.

La composición mineralógica de los conglomerados consta de Q (10-70 por 100); fragmentos de rocas metamórficas (5-50 por 100); fragmentos de areniscas (0-5 por 100). Como accesorios aparecen óxidos de Fe y ocasionalmente fragmentos de pizarras. La matriz es sericítico-clorítica.

La potencia del Tramo Superior es difícil de calcular, ya que presenta muchos problemas de afloramiento, aunque al N del sinclinal de S. Quintín se ha podido determinar un espesor de 450 metros.

1.1.2. Precámbrico del Valle de Alcudía (1 y 8)

La Hoja de Tirteafuera incluye en su borde SW una pequeña parte del anticlinal del Alcudía, en el cual afloran materiales del Precámbrico Superior, en el que se han definido dos tramos diferentes:

- Pizarras y grauwacas (turbiditas).
- Tramo conglomerático con pizarras, grauwacas y algunos lentejones dolomíticos.

Estos dos tramos diferenciados, por su características litológicas se corresponden con los cartográficos en el anticlinorio de Tirteafuera como «Turbiditas del Arroyo del Aguilarejo» y «Tramo Superior de la sucesión de la Grajera-Cañuelo», respectivamente. Esta correlación implica la progresiva desaparición hacia el W y el SW del tramo de brechas intraformacionales y probablemente de una buena parte de la sucesión detrítico-carbonatada.

En el apartado anterior se ha descrito la probable existencia de una discordancia angular entre la sucesión detrítico-carbonatada del precámbrico superior y su sustrato. Aunque sensiblemente adelgazado, este tramo llega a aflorar en esta área, pero la escasez y baja calidad de los afloramientos impide establecer la naturaleza del contacto entre ambos tramos precámbricos.

En la hoja de Brazatortas, situada inmediatamente al E, se conoce, sin embargo, la existencia de esta discordancia intraprecámbrica (CRESPO LARA, 1972, GONZALEZ LODEIRO Y ORTEGA, in prep.). Esto se debe, sin duda, a que hacia el E esta banda de materiales detrítico-carbonatados ensancha cartográficamente, pudiendo establecerse mejor las relaciones entre ambas series (LORENZO ALVAREZ y GIL TOJA, com. pers. 5).

1.1.2.1. *Pizarras y grauwacas (1)*

Se trata de una serie rítmica constituida por una alternancia de grauwacas con potencias decimétricas (ocasionalmente pueden alcanzar 1 m. de espesor) y pasadas lutíticas más finas, formando secuencias negativas. Las condiciones de afloramiento permiten apreciar una gran continuidad lateral de las capas de grauwacas y pizarras.

Una descripción detallada de estas facies ha sido ya realizada en el apartado 1.1.1.1.

1.1.2.2. *Tramo conglomerático (8)*

Se trata de una sucesión constituida básicamente por grauwacas y pizarras en la que se intercalan frecuentemente lentejones, conglomeráticos y microconglomeráticos.

Es especialmente destacable la presencia de bancos calcáreo-dolomíticos muy arenosos que, permiten diferenciar claramente esta secuencia detrítica del ordovícico suprayacente, donde nunca han sido citados materiales calcáreos.

Los materiales conglomeráticos y microconglomeráticos tienen un aspecto de campo idéntico a los materiales descritos en la parte supe-

rior de la «Sucesión detrítico-carbonatado de la Grajera-Cañuelo», por lo que han sido correlacionados con este tramo. Una peculiaridad interesante de estos materiales consiste en la relativa abundancia en cantos de materiales muy deformados y metamorfizados.

Petrográficamente varían entre conglomerados, microconglomerados y sublitarenitas, con composiciones mineralógicas constituidas por cuarzo (50-65 por 100); fragmentos de pizarras y areniscas (5-20 por 100) y fragmentos de rocas metamórficas (5-20 por 100). Como accesorios aparecen clorita, circón, óxidos de Fe, titanita y opacos. La matriz es ricítica-clorítica y localmente puede aparecer cemento ferruginoso.

Los materiales arenosos varían entre cuarzo-arenitas y subarcosas, compuestas por cuarzo (50-70 por 100); fragmentos de rocas metamórficas (5-15 por 100). Como accesorio aparece óxido de hierro (0-1 por 100), teniendo la matriz una composición preferentemente sericítica.

Los materiales de grano más fino pueden definirse como limolitas, compuestas por Q (50 por 100) y como accesorios óxidos de Fe, mica blanca y clorita. La matriz es sericítica, constituyendo un porcentaje superior al 30 por 100.

1.1.3. Precámbrico del extremo NW (1)

Aparece rodeando a la granodiorita de Fontanosas y está limitado por fracturas casi en su totalidad.

Estos materiales han sido correlacionados con las turbiditas del Arroyo del Aguilarejo, cartografiándose como la misma unidad debido a la gran semejanza de facies y litologías que presentan.

La descripción de esta unidad fue realizada en el apartado 1.1.1.1., no obstante, existen algunas peculiaridades estratigráficas que merecen ser destacadas. Así, es frecuente encontrar removilizaciones a pequeña escala, producidas inmediatamente después de la sedimentación, cuando los sedimentos estaban aún embebidos en agua, que disfrutaban la morfología planar de las capas. Esta removilización, probablemente debida a inestabilidades gravitacionales (¿de origen tectónico?) son de pequeña magnitud y sólo aisladamente llegan a dar lugar a delgados niveles de brechas intraformacionales. En la mayoría de los casos la serie conserva su organización, y como se ha dicho anteriormente, la naturaleza de los materiales sugiere su correlación con los niveles turbidíticos.

Nunca se encuentran cantos aislados de grauwacas inmersos en una matriz pizarrosa, característicos de las brechas intraformacionales (Formación Abenojar).

Cabe destacar además la existencia de metamorfismo de contacto en estos materiales, inducido por la presencia de la granodiorita de Fontanosas. La aureola de metamorfismo no es representable cartográficamente a la escala 1:50.000, ya que se trata de una banda estrecha, pero será comentada más adelante en el capítulo de petrología.

Por lo que respecta al problema de la discordancia intra precámbrica, planteado en otros apartados de este capítulo, nada se puede decir acerca de ella en esta zona, dada la ausencia de afloramientos de

materiales detrítico-carbonatados. En este sector el ordovícico se apoya directamente sobre los materiales pelítico-grauwaquicos.

1.2. ORDOVICICO

El Ordovícico comienza por una formación de carácter detrítico integrada por conglomerados, pizarras, areniscas y cuarcitas, a la que se superponen varias secuencias de pizarras, areniscas y cuarcitas. Entre estos materiales son frecuentes las intercalaciones de rocas volcánicas y subvolcánicas.

1.2.1. Conglomerados, pizarras, areniscas y cuarcitas (Tremadociense-Arenigiense (10-11))

Los primeros datos estratigráficos detallados de estos materiales dentro del contexto regional de la Hoja de Tirteafuera, fueron aportados por BOUYX (1970), el cual diferenció, dentro del Ordovícico inferior, dos niveles pertenecientes al Tremadoc-Arenigiense:

1. «Serie detrítica de base», con unos 40 metros de potencia, y formada por un nivel discontinuo de conglomerados con cantos gruesos bien redondeados, sobre la que aparecen areniscas groseras y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones oblicuas.
2. «Nivel rojo», con una potencia de 35-80 metros de pizarras pelítico-arenosas y micáceas, de colores rojos o violáceos, alternando hacia el techo con areniscas con pistas fósiles *Haulania* sp. y *Figuleya* sp.

La descripción litológica de estos niveles puede considerarse correcta, aunque el color rojizo del nivel superior no debe tenerse en cuenta como característica primaria de estos materiales, ya que el origen de esta tonalidad debe buscarse en procesos de alteración superficial. Esta alteración, con idénticos colores rojizos, llega a afectar a los materiales precámbricos infrayacentes (BARRANCO, E., com. per.).

Por otra parte, las potencias observables en el campo pueden llegar a ser sensiblemente superiores a las mencionadas por BOUYX (op. cit.).

Los conglomerados están formados por cantos de cuarzo o cuarcita bien redondeados, con base erosiva y granoselección positiva, pasando hacia techo a areniscas groseras. Por encima de este tramo la serie queda constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas, limolitas y pizarras.

En conjunto, los materiales anteriormente descritos presentan problemas de afloramiento, ya que suelen estar recubiertos por derrubios de la cuarcita suprayacente.

Mineralógicamente los conglomerados están compuestos por cuarzo (60-70 por 100), pudiendo aparecer como accesorios rutilo, circón, tur-

malina y ocasionalmente fragmentos de rocas volcánicas. Existe una matriz sericítica relativamente abundante (20-25 por 100), detectándose además la presencia de cemento ferruginoso.

Los materiales arenosos varían entre cuarzoarenitas y areniscas limosas, compuestas por cuarzo (55-90 por 100); fragmentos de areniscas y rocas volcánicas (1-5 por 100) y como accesorios, rutilo, circón, óxidos de Fe y moscovita. Ocasionalmente, pueden aparecer fragmentos de rocas metamórficas. La matriz es sericítico-clorítica con porcentajes variables entre el 5 y el 30 por 100; pueden aparecer, además, pequeñas cantidades de cemento ferruginoso.

La edad atribuida a estos materiales es Tremadociense superior-Arenigiense, según las dataciones realizadas a partir de icnofósiles y braquiópodos, por MORENO et al. (1976) y MOLINA CAMARA et al. (in litt.).

1.2.2. «Cuarcita Armoricana» (Arenigiense) (12)

De acuerdo con BOUYX (1970), dentro de la cuarcita Armoricana pueden diferenciarse los siguientes tramos:

- «Areniscas inferiores», formado por areniscas y cuarcitas en bancos gruesos con algunas intercalaciones de pizarras. Puede presentar niveles conglomeráticos en la base. La potencia de este tramo oscila alrededor de los 300 metros. Son abundantes los «ripples y megaripples», observándose localmente estructuras de corriente bimodales.
- Por encima y en tránsito gradual, aparece el «nivel de grandes pistas bilobadas», compuesto por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras en bancos decimétricos, conteniendo *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi*, que permiten atribuir una edad Arenigiense a este tramo. Su potencia oscila entre 50 y 70 metros.
- «Areniscas superiores», con menor proporción de intercalaciones pizarrosas, están formadas en su base por ptes bancos masivos de cuarcitas (4-5 m.), que van disminuyendo progresivamente de espesor hacia el techo, intercalándose areniscas y pizarras para pasar en tránsito gradual a la unidad superior.

Son frecuentes laminaciones paralelas y oblicuas, así como estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo.

La potencia total de este tramo es, aproximadamente, de 250 metros.

Estos tres tramos han sido cartografiados conjuntamente como una sola unidad («cuarcita Armoricana»), ya que siendo fácilmente distinguibles en muchos de los afloramientos (zona central de la Hoja) no sucede lo mismo con los restantes, debido a la gran cantidad de derrubios existentes.

El tránsito de la unidad inferior (Tremadociense) a la «cuarcita Armo-

ricana» se realiza de una forma gradual y esto, unido a la presencia casi constante de derrubios, hacen aparecer, en la cartografía, el contacto entre ambas unidades ligeramente impreciso.

Petrográficamente, los materiales cuarcíticos pueden definirse como cuarzoarenitas, constituidas por cuarzo (90-99 por 100) y accesorios, como óxidos de Fe, circón, turmalina, rutilo y mica blanca. Pueden existir pequeñas cantidades de matriz sericítica y de cemento ferruginoso, siempre inferiores al 5 por 100. Son frecuentes las texturas muy recrystalizadas así como fracturillas rellenas de óxidos de Fe; los tramos más blandos de esta formación están constituidos por sublitarenitas, areniscas limosas y submarcosas con la misma composición mineralógica que las cuarcitas, variando únicamente el contenido en cuarzo que oscila entre el 60 y el 80 por 100.

PUIGDEFABREGAS (1974) ha interpretado esta formación como representante de un conjunto de barras litorales.

1.2.3. «Alternancias Pochico» (Arenigiense) (13)

Esta formación representa la zona de tránsito de la cuarcita Armoricana a las «pizarras de Calymene» y fue definida por TAMAIN (1972) en Sierra Morena oriental.

La parte basal de las Alternancias Pochico está constituida por cuarcitas grisáceas en bancos métricos y decimétricos, entre los que se intercalan niveles de areniscas micáceas y finas pasadas pizarrosas de color gris oscuro. Sobre este primer tramo se depositan cuarcitas arenosas y areniscas micáceas. Con intercalaciones de pizarras; estos bancos presentan una potencia decreciente hacia techo donde las pizarras se hacen predominantes y alternan con bancos centimétricos y milimétricos de areniscas micáceas de colores pardo-amarillentos, constituyendo un paso gradual hacia la unidad superior, «Pizarras de Calymene».

En la ladera septentrional de la Sierra de la Solana de Alcadía se ha podido medir un espesor para esta alternancia de 80 m., aunque en la vecina Hoja de Almadén GARCIA SANSEGUNDO et al. (in lit., a) se citan potencias que oscilan entre 100 y 250 metros.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son estratificación y laminación cruzada, laminación paralela y «riple» de corriente. Los bancos de cuarcita presentan bases planas y una extensión lateral muy grande.

Desde el punto de vista petrográfico estas alternancias están compuestas por cuarzoarenitas, en las que el cuarzo alcanza el 90-94 por 100 del total de la roca; como accesorios aparecen mica blanca (1 por 100), circón abundante (1 por 100), turmalina y rutilo. Siempre aparecen cementadas por óxidos de hierro (5 por 100), que también puede aparecer en pequeñas fracturas y venas e incluso formando incipientes bandeados. Presentan matriz clorítica (3 por 100). También, contenidas en las alternancias aparecen areniscas limosas formadas por cuarzo (84 por 100), mica blanca como accesorio en un 2 por 100, además de rutilo,

turmalina y circón. El cemento es ferruginoso y la matriz sericítico-clorítica.

Hacia la mitad de la formación, en los niveles de cuarcita y pizarras intercaladas se han encontrado abundantes pistas fósiles (*Cruziana goldfussi*) Rouault y *Roualtia roualti* Lebesconte, TAMAIN, 1972), que definen una edad Arenigiense para las alternancias Pochico.

1.2.4. «Pizarras de Calymene» y «Alternancia inferior» (Llanvirniense-Llandeiloense) (14, 15 y 16)

En Sierra Morena Oriental, y más concretamente en la zona del Centenillo (Jaén), TAMAIN (1972) distinguió este tramo en tres unidades litoestratigráficas, que de más antigua a más moderna son:

- Esquistos del río.
- Cuarcitas inferiores.
- Esquistos botella.

En la comarca de Almadén, sin embargo, se han utilizado términos diferentes (MOLINA CAMARA et al., in lit.), aunque totalmente equivalentes a los acuñados por TAMAIN. Estos serían, también de más antiguo a más moderno:

- Pizarras de Calymene inferiores.
- Alternancias inferiores.
- Pizarras de Calymene superiores.

Todo este conjunto de materiales está compuesto por dos paquetes de pizarras, el inferior con una potencia mucho más desarrolladas que el superior, entre los cuales se intercala una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras.

Estas tres unidades han sido cartográficamente diferenciadas con el objeto de obtener una mejor visualización de estructuras. Esta diferenciación ha podido realizarse directamente en el campo con relativa facilidad mediante el uso de criterios paleontológicos.

1.2.4.1. «Pizarras de Calymene inferiores» (Llanvirniense inferior-Llandeiloense inferior) (14)

Se sitúan inmediatamente a techo de las «Alternancias Pochico», siendo su límite inferior impreciso, debido al carácter gradual que presenta el paso entre estas dos unidades.

Esta formación está constituida por un potente paquete de pizarras (200 ó 250 m.) de color gris oscuro en corte fresco, pasando a dar colores pardos y malvas por alteración. Intercalados entre las pizarras aparecen algunos bancos centimétricos aislados de areniscas y areniscas cuarcíticas que, generalmente, presenta n escasa continuidad lateral. También son frecuentes nódulos arcillosos intercalados en diferentes

niveles de la serie, presentando formas esféricas y elipsoidales y tamaños que oscilan entre 3 y 10 cm. de diámetro. Estos nódulos pueden incluir en algunas ocasiones fósiles o restos de fósiles.

Las pizarras de Calymene inferiores pueden considerarse petrográficamente como limolitas, en las que el cuarzo forma parte de un 5 por 100 y como accesorios rutilo y circón. El cemento es ferruginoso llegando en algunos casos hasta el 20 por 100 y la matriz sericitico-clorítica (65-70 por 100).

BOUYX y SAUPE (1966) dataron la base de esta unidad como Llanvirniense. En la confección de la Hoja de Tirteafuera se han datado fósiles pertenecientes a tramos próximos a la base, dando una edad de Llanvirniense superior (biozona de Cacemia). No obstante, la presencia del Llanvirniense inferior ha sido reconocida dentro del contexto regional de la Hoja de Tirteafuera en la zona basal de estas pizarras (GUTIERREZ, J. C. com prs.).

Teniendo en cuenta que estas zonas basales suelen estar mecanizadas y que las dataciones se hacen sobre faunas recogidas en niveles situados a 10-20 metros por encima de la base, el límite Arenig-Llanvirniense se podría situar tanto en el paso de las «Alternancias Pochico» a las «Pizarras de Calymene inferiores» como unos metros por encima del contacto cartográfico entre ambas unidades.

La edad de Llanvirniense superior se mantiene hasta cerca de la base de las «Alternancias inferiores», como lo demuestra la existencia del braquiópodo *Cacemia ribeiroi*.

En esta misma biozona aparecen, también, Trilobites como *N. (N) tristania*, *Iliaenus hispanicus*, *Retamaspis melendezi*... y abundan los Bivalvos como *Cardiolaria costae* y *Deceptrix cise*.

También ha quedado definida, desde la parte alta de las «Pizarras de Calymene inferiores» hasta un nivel indeterminado de las «Pizarras de Calymene superiores», la biozona de Heterortina, caracterizada por la presencia de *Herterortina morgatensis*. Aparecen, también, trilobites como *Phacopidina micheli* y *Morgathia primitiva*. Localmente son abundantes los bivalvos como *Redonia deshaysiane*.

De acuerdo con estas faunas presentes, la edad de las «Pizarras de Calymene inferiores» sería Llanvirniense superior-Llandeiloense inferior, sin poder descartarse la presencia de Llanvirniense inferior.

1.2.4.2. «Alternancias inferiores» (Llandeiloense inferior-medio) (15)

El paso de las «Pizarras de Calymene inferiores» a las «Alternancias inferiores» es gradual; a techo de las pizarras de Calymene inferior se van intercalando bancos de areniscas, primero delgados y engrosando hacia el techo hasta quedar constituidas las alternancias.

Están formadas por bancos centimétricos y decimétricos de areniscas, intercalados con pasadas milimétricas y centimétricas de pizarras.

La potencia de este tramo en la hoja de Tirteafuera oscila alrededor

de los 70 m., aunque probablemente sea mayor, pues generalmente aparece adelgazado por excesos de laminación tectónica.

Las areniscas son de colores verdosos o beige, pudiendo ser cuarcíticas o micáceas, en ocasiones pueden presentar cemento calcáreo, como sucede en las proximidades de la casa del Gallego, situada a unos 4 km. hacia el SO de Viñuela. Presentan estructuras sedimentarias, tales como estratificación paralela, cruzada y «ripples».

En conjunto, las «Alternancias inferiores» suelen formar una megasecuencia negativa, con bancos muy gruesos de areniscas hacia el techo de la unidad. Localmente se ha advertido la presencia de bancos de areniscas y pizarras a techo de los bancos cuarcíticos masivos.

Petrográficamente, este conjunto de materiales está compuesto por areniscas arcillosas, areniscas limosas y pizarras semejantes a las que componen la unidad anterior (pizarras de Calymene inferiores).

Las areniscas arcillosas están formadas por cuarzo (60-70 por 100). Como accesorios presentan circón, turmalina y rutilo. El cemento es ferruginoso (15 por 100) y la matriz sericítica.

Para las areniscas limosas el componente principal es el cuarzo, que llega a alcanzar el 80 por 100 del total de la roca. Como accesorios aparecen mica blanca (2 por 100), turmalina, rutilo y circón. El cemento es ferruginoso y la matriz sericítico-clorítica.

La edad de estas alternancias queda determinada por los tramos de pizarras inferiores y superiores, ya que no se ha encontrado fauna dentro de las mismas. Así pues, se les ha asignado una edad Llandeilense.

1.2.4.3. «Pizarras de Calymene superiores» (Llandeilense medi-o-superior) (16)

El paso de las «Alternancias inferiores» a las «Pizarras de Calymene superiores» se realiza de una forma brusca. Este tramo está constituido por un paquete de pizarras que, generalmente no sobrepasan los 20 ó 30 m. de espesor, aunque por sus características mecánicas suelen estar intensamente replegadas, dando en cartografía potencias aparentes sensiblemente mayores. Son pizarras arcillosas, de color verdoso o pardo por alternación y verde muy oscuro o grises oscuras en fractura fresca. Localmente pueden intercalarse bancos centimétricos de areniscas, de tonalidades grisáceas o pardas, de poca continuidad lateral.

Generalmente, a unos tres o cuatro metros de la base suele presentar un nivel fosilífero que constituye prácticamente una lumaquela, formado por pizarras arcillosas de color verdoso que incluyen gran cantidad de braquiópodos y algunos trilobites.

Desde el punto de vista petrográfico pueden considerarse idénticas a las pizarras de Calymene inferiores, constituidas por limolitas y presentando igualmente nódulos arcillosos y arenosos con formas redondeadas o cilíndricas, llegando a medir, en ocasiones, hasta 20 cm. de diámetro.

La fauna recogida en este tramo indica una edad Llandeiloense inferior para la base: *Heterorthina rgatensis*, *N (N) tristani*, *Plaesiacomia oehlerti*, etc., el resto de faunas ya indican claramente Llandeiloense medio-superior: *Aegiromena mariana*, *Eorhipidomella musculosa* y el trilobite *Placoparia (Coplacoparia) borni*, siendo relativamente frecuente el Cistoideo *Calix roualti*.

1.2.5. «Alternancias de Cantera» y «Cuarcita de Cantera» (Llandeiloense-Caradociense (17))

Aflora en la para S de la Hoja, cruzándola enteramente de E a W y constituyendo una megasecuencia negativa que culmina con la formación de dos potentes barras de cuarcita, denominadas «Cuarcita de Cantera» por ALMELA et al. (1962).

La «Alternancia de Cantera» está constituida por areniscas micáceas de color beige o pardo y cuarcitas de color claro, realizándose el tránsito a la formación infrayacente de una forma gradual así, en las «Pizarras de Calymene Superior» comienzan a intercalarse finas pasadas de areniscas micáceas que hacia el techo van engrosando progresivamente, mientras que las pizarras van desapareciendo. Por encima de estos materiales aparece un potente paquete de areniscas, areniscas cuarcíticas y cuarcitas, en los que es frecuente encontrar bioturbación «ripples», estratificación cruzada, paralela y estratificación «flasher». La secuencia sigue con bancos de areniscas con estratificación cruzada y «ripples» de gran amplitud en la base, que hacia el techo crecen en potencia haciéndose más cuarcíticos, hasta llegar a dos potentes bancos cuarcíticos que culminan la secuencia. Se trata de cuarcitas blancas o beiges separadas por un pequeño tramo de areniscas tabuladas en bancos centimétricos.

La potencia total de este conjunto no se ha podido determinar con exactitud por los problemas de laminación tectónica ya citados. En la vecina Hoja de Almadén GARCIA SANSEGUNDO, et al. (in lit., a) se atribuye a este tramo una potencia superior a los 300 m.

Petrográficamente, los tramos más cuarcíticos pueden considerarse como cuarzenitas, constituidas por Q (85-90 por 100) y una serie de accesorios entre los que destacan rutilo, mica blanca, circón, turmalina y opacos. La matriz es, fundamentalmente, sericítica, siempre inferior al 10 por 100 y localmente puede existir cemento ferruginoso.

Los tramos arenosos están constituidos por subarcosas y litarenitas con Q (45-65 por 100) y feldespato (5-20 por 100), apareciendo como accesorios óxidos de hierro, clorita, mica blanda, biotita y puede existir cemento ferruginoso o silíceo. En alguna muestra se ha detectado la presencia de cemento calcáreo.

Dentro de este conjunto de materiales no ha sido hallada fauna, por lo que su datación queda supeditada a las formaciones situadas a techo y muro de los mismos.

Según los datos de ALMELA et al. (1962), que consideran a la «Cuarcita de Cantera», como base del Caradociense y LAURET, J. M. (1974),

que encuentra un nivel fosilífero de edad Llandeiloiense en tramos próximos a la base de esta unidad, este conjunto de materiales ha sido datado como Llandeiloiense medio-superior-Caradociense.

1.2.6. Pizarras, areniscas y cuarcitas (Caradociense) (18)

En el contexto regional de la Hoja de Tirteafuera, por encima de la alternancia de Canteras y antes del nivel carbonatado del techo del Ordovícico («Caliza de Urbana») se han diferenciado tres formaciones litoestratigráficas:

- Alternancias de Zarza.
- Pizarras de Cantera.
- Alternancia Superior.

Dentro de esta Hoja, sin embargo, condicionantes estructurales (laminación tectónica de las series) y probablemente estratigráficos (¿cambios laterales de facies?) hacen imposible la individualización de estas tres unidades, que se presentan como un único paquete de alternancias de areniscas y pizarras. Esta es la razón por la que en la cartografía se ha representado todo este tramo con un único color.

Estos materiales afloran discontinuamente a lo largo del Sinclinal de Valdeazogues, apareciendo los mejores cortes para su estudio al E de la estación de Caracollera, aunque sin aparecer nunca la serie completa. Generalmente, la serie se inicia, a techo de las Cuarcitas de Cantera, con un tramo compuesto por pizarras oscuras, limolitas negras bioturbadas y delgadas pasadas de areniscas con abundantes «ripples» y laminaciones tanto paralelas como cruzadas. Hacia el techo van engrosando las areniscas hasta constituir bancos de areniscas cuarcíticas cuyos espesores oscilan entre 10 y 70 cm., con intercalaciones centimétricas o milimétricas de pizarras verdes o grises. Por último, en el techo, aparece un nivel muy fosilífero (prácticamente una lumaquilla), formado por areniscas de color ocre cementadas por carbonatos.

Con carácter local aparecen al E de Valdeazogues materiales volcánicos piroclásticos de probable composición básica. Se trata de una roca con una matriz de color verdoso, de grano fino, en la que van incluidos fragmentos angulosos de pizarras y cuarcitas y que se presentan en afloramientos de extensión muy reducida.

Únicamente, en los alrededores de Valdeazogues ha podido identificarse un tramo pizarroso, posiblemente equiparable a las «pizarras de Cantera», aunque su desarrollo lateral es escaso. Estos aparentes cambios litológicos respecto a zonas adyacentes para los materiales de edad Caradociense puede deberse a cambios laterales de facies, aunque como ocurre siempre en esta área, no hay que olvidar los procesos de laminación tectónica que han tenido lugar.

Petrográficamente, los tramos arenosos consisten, fundamentalmente, en sublitarenitas y subarcosas, con contenidos en cuarzo que oscilan desde el 35 hasta el 70 por 100, feldespatos desde el 1-40 por 100, con

algunos fragmentos de roca. Como accesorios aparecen rutilo óxidos de Fe, clorita, mica blanca, circón y tumalina. La matriz es generalmente sericítica, existiendo en algunos casos cemento ferruginoso.

Las intercalaciones cuarcíticas pueden considerarse como cuarzoarenitas, contenido cuarzo (80-95 por 100), y como accesorios rutilo, mica blanca y circón. La matriz es sericítica, existiendo pequeñas cantidades de cemento ferruginoso.

En este tramo la fauna encontrada pertenece a la biozona de KJAERI-NA, como lo demuestra la existencia de los braquiópodos *Kjaerina geniculata* (BANCROFT), *Svobodaina aff. allipsoides* (BARRANDE), *kenidio dessp.* También aparece *Cornulites cf. obliquus* (BASSLER) y los trilobites *Onnia (?) aff. greniensis* (BERGERON), *Calymenella (Calymenella) Boisseli*, *Dalmanitina (Dalmanitina) acuta* (HAMMANN) y otros. Todo este conjunto de faunas y especialmente la presencia del género *Onnia*, permiten precisar una edad Caradociense superior para la parte alta de la formación, ya que en los tramos basales no ha sido encontrada fauna.

1.2.7. «Caliza Urbana» y «Pizarras de Muro» (Asghilliense)

1.2.7.1. «Caliza Urbana» (19)

Aparecen sobre el techo de las «Alternancias superiores» Formando siempre un nivel discontinuo de carácter lenticular, formado por un nivel de calizas o dolomías de color grisáceo en corte fresco y que en el campo aparece siempre de color pardo rojizo como consecuencia de procesos de limonitización.

Debido a que se trata de único nivel carbonatado en toda la serie paleozoica de esta zona, constituye un excelente nivel de referencia siempre que aflora.

Puede presentar dos facies diferentes: una de grano fino, que confiere a la roca un aspecto masivo y otra de grano grueso, muy recristalizada y con abundantes restos faunísticos.

Muchas veces este nivel no se encuentra aflorando en el campo, ya que ha sido frecuentemente explotado para la obtención de cal, hasta el punto de que localmente han desaparecido totalmente los afloramientos. No obstante, el trazado cartográfico de esta formación puede ser frecuentemente deducido a partir de la posición de caleras, zanjas y pequeñas labores de explotación.

Por sus características de afloramiento es difícil establecer la potencia de esta formación. En el lugar donde mejor está representada (al N del caserío de Sendalamula) puede estimarse una potencia mínima de 5 m., aunque en otros lugares puede llegar a ser mucho menor a juzgar por la anchura de las zanjas abiertas para su explotación, llegando a desaparecer lateralmente.

Microscópicamente pueden considerarse como calizas arenosas con un contenido en carbonato cálcico que oscila alrededor del 60 por 100, variando el cuarzo entre el 20 y el 40 por 100. Como accesorios parecen

feldespato (2 por 100), rutilo, mica blanca (que pueden llegar al 15 por 100 del total de la roca), biotita, turmalina y opacos. En algunas ocasiones aparecen pequeñas cantidades de cemento ferruginoso o silíceo, que nunca excede del 3 por 100.

En la Hoja de Tirteafuera no se han obtenido fósiles dentro de esta unidad; FUGANTI y SERPAGLI (1968), al S. del Viso del Marqués (Ciudad Real) y LAURET (1974) dan una edad para este tramo de Asghilliense inferior.

Por otra parte, dataciones realizadas a partir de conodontos en la Hoja de Siruela GARCIA SANSEGUNDO, et al. (in lit., b) sitúan el límite Caradociense-Asghilliense en la base de la «Caliza Urbana».

1.2.7.2. «Pizarras de Muro»

Denominadas de esta manera por SAUPE (1971) en la zona de Almadén por estar estratigráficamente situadas debajo de la «Cuarcita del Criadero», portadora de la mineralización de mercurio.

El término «Pizarras de Muro» es completamente equivalente al de «Esquistos Chavera» definido por TAMAIN (1972) en la zona del Centenillo (Jaén) para estas mismas pizarras.

En la Hoja de Tirteafuera afloran de forma continua en el Sinclinal de Valdeazogues, presentando mejores secciones para su estudio en los arroyos próximos al pueblo de Valdeazogues.

La potencia de este tramo oscila entre 50 y 60 m., aunque los espesores calculados por otros autores varían entre 100 y 150 m. (SAUPE, 1973; CAULLAUT et al., in lit.; GARCIA SANSEGUNDO, et al., in lit., b).

Esta disminución de espesor debe ser atribuida a los procesos de laminación tectónica a los que repetidamente se ha hecho referencia a lo largo de la presente memoria.

Son pizarras negras o parduzcas por alteración, arcillosas, con intercalaciones milimétricas de areniscas de grano fino de color más claro que hacia techo aumentan de espesor y granulometría. También son frecuentes las intercalaciones limolíticas con bioturbación.

Presentan laminaciones paralelas y cruzadas, pequeños «ripples», huellas de carga y estratificación «flasher».

Las «Pizarras de Muro» constituyen una formación azoica y fueron inicialmente datadas por la posición estratigráfica que ocupan. Así, TAMAIN (1972) y HAMMAN (1976) las incluyeron dentro del Asghilliense. Recientemente, HAFENRICHTER (1980) encontró fauna de acritarcos dentro de este nivel, obteniendo una edad Llandoveryense. Este hecho implica que esta formación constituye el tránsito al Silúrico.

1.3. SILURICO

El límite inferior del Silúrico no ha podido ser precisado todavía, así para ALMELA et al. (1961) y SAUPE (1973), la «Cuarcita del Criadero»

constituye la base del Silúrico, mientras que para TAMAIN (1972), «Cuarцитas superiores» (equivalente a la Cuarcita de Criadero) representan la terminación del ciclo Ordovícico y el Silúrico comenzaría en las pizarras situadas a techo de las «Cuarцитas Superiores».

Actualmente, es aceptada la edad silúrica para la «Cuarcita del Criadero», después del hallazgo de HAFENRICHTER (1980), reseñado en el capítulo anterior.

Desde el punto de vista litológico, el Silúrico de la Hoja de Tirteafuera está constituido por cuarcitas, areniscas y pizarras, con abundantes intercalaciones volcánicas.

1.3.1. «Cuarcita del Criadero» (Llandoveriense) (21)

Fueron denominadas así por ALMELA et al. (1962) al ser el nivel portador de la mineralización de mercurio en la zona de Almadén y son equivalentes a las «Cuarцитas Superiores», definidas por TAMAIN (1972) en la zona del Centenillo (Jaén).

Aflora en el núcleo del sinclinal de Valdeazogues, formando una estructura muy apretada, en la cual el flanco S aparece casi continuamente laminado por fenómenos tectónicos.

Los mejores cortes para su estudio aparecen situados en los alrededores del pueblo de Valdeazogues.

Generalmente está formado por un término basal constituido por cuarcitas blancas o morrancoceas, con abundantes laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Entre estas cuarcitas se intercalan delgados tramos pizarrosos de color pardo a beige en bancos centimétricos. Por encima aparece un tramo compuesto por gruesos paquetes de cuarcitas oscuras, en ocasiones completamente negras, de aspecto masivo y que, localmente, pueden presentar «ripples marks» y estratificaciones cruzadas. Esta unidad termina con un tramo constituido por areniscas y areniscas cuarcíticas en bancos centimétricos con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y frecuentes «ripples» de corriente.

Dadas las características tectónicas que presenta la zona donde aflora la «Cuarcita del Criadero» y debido a los recubrimientos existentes únicamente se han podido medir unos 25 m. de potencia máxima para esta unidad.

Petrográficamente, estos materiales pueden definirse como cuarzoarenitas con contenidos en cuarzo que oscilan entre el 84 y el 96 por 100. Como accesorios aparecen rutilo, esfena, mica blanca, circón y turmalina. La matriz es, fundamentalmente sercítica, pudiendo existir pequeñas cantidades de cemento ferruginoso.

Por lo que respecta a la datación de esta formación, ésta ha sido ya tratada en la introducción del apartado correspondiente a los materiales silúricos.

1.3.2. «Pizarras negras con graptolites» y «Alternancias vulcano-sedimentarias»

Por encima de la Cuarcita de Criadero aparece un nivel constituido por pizarras negras ampelíticas, con abundantes faunas de graptolites y braquiópodos, sin intercalaciones arenosas y sin estructuras sedimentarias apreciables.

A techo de este tramo pizarroso aparece una sucesión compuesta por pizarras y areniscas micáceas de color gris oscuro o verdoso en fractura fresca y de tonos pardos por alteración. Aparecen en bancos centimétricos o decimétricos, en los cuales son frecuentes laminaciones paralelas y cruzadas.

Las muestras estudiadas al microscopio pertenecientes a esta sucesión pueden considerarse como arcosas, constituidas por cuarzo (65-70 por 100) y feldespato (5 por 100), apareciendo como accesorios óxidos de hierro, circón y rutilo. Existe, además, un porcentaje relativamente importante de matriz clorítica (15 por 100).

Dentro del entorno regional de esta Hoja, y más concretamente en la comarca de Almadén, se han diferenciado cartográficamente las pizarras con graptolites (situados a techo de las Cuarcitas de Criadero) de la alternancia suprayacente. En la Hoja de Tirteafuera, sin embargo, esta diferenciación no ha sido posible como consecuencia de los problemas de afloramiento y de la complejidad tectónica. Existen, además, serios problemas cronológicos que discutiremos seguidamente.

En el sinclinal de Almadén (Hojas de Siruela y Almadén), por encima de la «Cuarcita del Criadero» aparecen niveles ampelíticos con abundantes faunas de graptolites que permiten atribuir una edad Llandoveryense a la base de esta sucesión. Por encima se sitúa una sucesión vulcano-sedimentaria que en su parte superior pertenece ya al Devónico (SAUPE, 1973; ALMELA et al., 1972; GARCIA SANSEGUNDO, et al. (in lit., a y b).

Dentro de esta Hoja, sin embargo, los materiales situados inmediatamente a techo de la «Cuarcita del Criadero» han suministrado una abundante fauna de graptolites: *Mono-climacis hemipristis* (MENCHINI), *Mono-climacis flumendosae* (GORTANI), *Pristiograptus dubius dubius* (SUESS), *Mono-climacis vomerinus* (NICHOLSON), *Monograptus* sp. y, además, aparece el braquiópodo *Ferganella* cf. *diodonta* (DALMA). Estos datos permiten precisar que estos materiales estarían comprendidos entre las zonas 26 y 31 de ELLES y WOOD, atribuyéndoles, por tanto, una edad Wenlockiense.

Esta edad, de acuerdo con los datos de SAUPE (1973), sugiere que todos los materiales situados por encima de la «Cuarcita de Criadero» en esta zona pertenecerían ya a la «serie Vulcano-sedimentaria», estando ausente, por tanto, el tramo cartográfico en zonas próximas como «pizarras negras con graptolites».

Este hecho podría ser explicado por una ausencia de sedimentación durante parte del Llandovery-Wenlockiense, aunque esto parece poco probable, teniendo en cuenta los datos regionales. En efecto, el sinclinal de Valdeazogues es, en realidad, la prolongación oriental del sinclinal de

Almadén, donde nunca se ha detectado una interrupción en la sedimentación durante este intervalo de tiempo. Teniendo en cuenta, además el grado de aplastamiento de esta estructura y los frecuentes procesos de laminación tectónica, parece más lógico atribuir a esta causa el origen de la ausencia de estos materiales, aunque estrictamente no puede excluirse la posibilidad de un hiato sedimentario.

Por último, es necesario constatar que dentro de los materiales atribuidos por su edad a las «alternancias vulcano-sedimentarias» no se han encontrado prácticamente rocas volcánicas. Sólo en una localidad al E de la estación de Brazatortas-Veredas han aparecido rocas diabásicas, cuyas condiciones de afloramiento no permiten observar las relaciones con la roca encajante.

1.4. Terciario

1.4.1. Rañas (plioceno superior) (23)

En la Hoja de Tirteafuera, las «rañas» de mayor importancia se localizan en la parte más oriental del sinclinal del Fresnedillas, al N de la Sierra de Torozo y a lo largo del límite meridional del anticlinorio de Tirteafuera. Otros afloramientos de menor importancia se han localizado en zonas próximas a la granodiorita de Fontanosas y hacia la mitad del extremo meridional de la Hoja.

Aparecen siempre próximas a los relieves cuarcíticos, en posición subhorizontal y discordantes sobre los materiales Paleozoicos y precámbricos infrayacentes.

Son cuerpos tubulares planos, o con una suave pendiente hacia las nuevas redes de drenaje, situadas a cotas de 600 m. en el Sinclinal del Fresnedillas o 660-670 en el resto de las zonas señaladas anteriormente.

Están constituidas por cantos de cuarcitas bien redondeados, cuyo tamaño oscila entre 10 y 20 cm., inmersos en una matriz areno-arcillosa de color ocre rojo. Localmente aparece un tramo basal conglomerático o microconglomerático con cemento ferruginoso arcilloso.

La edad de las rañas fue datada por HERNANDEZ PACHECO (1956) como Villafranquiense, basándose en datos recogidos en la depresión de Mérida (Badajoz), donde esta fosilizando a materiales de Mioceno superior, por otra parte, las rañas aparecen afectadas por el vulcanismo cuaternario del Campo de Calatrava (BOUYX, 1969).

1.5. Cuaternario

Los diferentes materiales cuaternarios cartografiados dentro de la Hoja, son:

- Cuaternario indiferenciado.
- Derrubios de rañas. Rañas semidesmanteladas.

- Coluviones (derrubios de cuarcita).
- Aluviones.
- Derrubios de vulcanismo reciente.

1.5.1. Cuaternario indiferenciado (24)

Bajo esta denominación se han agrupado dos tipos de depósito cartográficos en la Hoja de Tirteafuera.

Por una parte, los formados por cantos angulosos y heterométricos de cuarcitas, con una matriz formada por arcillas y arenas de grano fino, representando superficies planas, posiblemente pertenecientes a llanuras de inundación fluviales, como los que aparecen, por ejemplo, en la esquina SE de la Hoja. Por otra parte, los materiales formados por la denudación de materiales pizarrosos, arenosos y cuarcíticos del Tremadociense, con cantos angulosos y heterométricos con escasa matriz arenosa.

1.5.2. Derrubios de rañas. Rañas semidesmanteladas (25)

Los derrubios de rañas están constituidos por cantos redondeados de cuarcitas, incluidos en una matriz arenoso-arcillosa. Se trata de coluviones formados a partir de las rañas y asociadas a breves episodios de transporte.

Localmente pueden quedar retazos de rañas, prácticamente sin remover, aislados entre sus propios derrubios.

El afloramiento más importante de estos materiales queda situado al N del pueblo de Navacerrada.

1.5.3. Coluviones (derrubios de cuarcitas) (26)

Están constituidos por canchales, generalizados a lo largo de todos los relieves cuarcíticos, procediendo de la erosión de los mismos.

Los más importantes corresponden a la Cuarcita armoricana. Están formados por cantos angulosos, con una gran heterometría y baja clasificación, que van desde tamaño bloque en la parte más alta hasta tamaño grava en las partes más distales.

1.5.4. Aluviones (27)

En general, dentro de la Hoja de Tirteafuera los aluviones son de poco espesor, por lo que muchos de ellos no han sido representados cartográficamente.

Son depósitos fluviales, constituidos, generalmente, por cantos y grava de cuarcitas bien redondeados, incluidos en una matriz limonare-

nosa. En ocasiones, como en el río Ojailén los espesores alcanzan valores de hasta 10-15 m., incluso presentando varios niveles de terrazas.

1.5.5. Derrubios de vulcanismo reciente (28)

Dentro de la Hoja han podido ser coartografiados derrubios pertenecientes a los aparatos volcánicos del Campo de Calatrava, aunque, por lo general, de muy poco espesor.

Están constituidos por cantos heterométricos y muy angulosos de material volcánico, inmersos en una matriz arcillo-arenosa de color ocre o negruzco, denominados en la zona «negrizales».

2. TECTONICA

Los acontecimientos tectónicos que se manifiestan en el área de la Hoja estudiada, pueden ser divididos en dos grandes grupos: Estructuras asociadas a deformaciones pre-hercínicas y estructuras asociadas al ciclo de deformación hercínica.

Dentro del primer grupo sólo ha podido detectarse un sistema de pliegues, no acompañados de esquistosidad y cuyas características geométricas son difíciles de establecer.

Entre las estructuras hercínicas se diferencian 3 generaciones de pliegues, de los cuales sólo la 1.º (F_1) lleva una esquistosidad asociada, generalizada a escala regional.

2.1. ESTRUCTURAS PREHERCINICAS

En el contexto geológico regional de la presente Hoja son numerosas las referencias bibliográficas que postulan la existencia de episodios de deformación pre-hercínicas (BOUYX, 1970; CRESPO LARA, 1972; ARBIN y TAMAIN, 1973; ROSSI y TAMAIN, 1973; SUPE, 1973; MORENO, 1977; ROIZ, 1979, tec.). En algunas ocasiones se ha citado, además, la existencia de una discordancia, situando una de ellas dentro del ciclo sedimentario precámbrico (BOUYX, 1970; CRESPO LARA, 1972). La existencia de esta discordancia intraprecámbrica ha sido sucesivamente afirmada y negada por diferentes autores, sin que hasta el momento se haya alcanzado un punto de vista uniforme para todos los autores, que desde diferentes puntos de vista han tratado este problema.

Dentro de esta Hoja, y como se ha mencionado anteriormente en el capítulo de estratigrafía, no se ha podido detectar la presencia de esta discordancia.

Pero, además, está frecuentemente citada en este contexto regional otra discordancia, señalada cartográficamente por la base del ordovícico, denominada, generalmente, como «sárdica». Aunque la cantidad de de-

rrubios de ladera presentes en las sierras cuarcíticas ordovícico, denominada, generalmente, como «sárdica». Aunque la cantidad de derrubios de ladera presentes en las sierras cuarcíticas ordovícicos impiden siempre la observación directa del contacto ordovícico/precámbrico, puede observarse cartográficamente como el ordovícico se apoya directamente sobre las diferentes unidades estratigráficas diferenciadas en el precámbrico.

La problemática de estas dos discordancias en el contexto de esta Hoja y en el contexto regional, será abordado a continuación.

Por lo que respecta a la discordancia intraprecámbrica, se había mencionado ya en el capítulo de estratigrafía la falta de datos para cuantificar la importancia de la discordancia precámbrica, así como su extensión lateral. Existen, sin embargo, algunas indicaciones, especialmente estructurales, que pueden permitir el esbozo de una correlación entre las diferentes áreas donde esta discontinuidad estratigráfica se ha observado.

En la esquina SW de esta Hoja (dominio del Anticlinal de Alcudia) se ha comprobado la existencia de pliegues anteriores a la deformación hercínica, cortados claramente por la esquistosidad hercínica (S_1), lo cual provoca una falta de paralelismo entre los ejes de estos pliegues y las lineaciones de intersección (L_1) a pesar de que la posición de la esquistosidad S_1 se mantiene constante (ver figuras 1 y 2A). Se han llegado a encontrar incluso figuras de interferencia entre pliegues prehercínicos y hercínicos, que dan lugar a modelos próximos al tipo 1 de interferencia de RAMSAY (Fig. sB). Relaciones del mismo tipo se han observado en los materiales precámbricos pelítico-grauwáquicos de la Hoja de Siruela (GARCIA SANSEGUNDO, et al., in lit., b).

En la Hoja de Abenojar, situada inmediatamente al norte (ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, in lit.) estas relaciones geométricas no están generalizadas a todos los materiales precámbricos, si no que afectan sólo a los materiales esquisto-grauwáquicos, mientras que los elementos estructurales de la serie detrítico carbonatada se disponen paralelamente a la posición que ocupan estos mismos elementos en la serie paleozoica.

Las deformaciones tardihercínicas, que serán descritas más adelante y la escasez de afloramientos han impedido clarificar estas relaciones dentro de la Hoja de Tirteafuera. En otras áreas próximas, sin embargo, han sido también descritas, como en el anticlinal del Esteras (BOUYX, 1970; GONZALEZ LODEIRO y ORTEGA, in prep.) y en el anticlinal del Alcudia, área de Brazatortas (CRESCO LARA, 1972; GONZALEZ LODEIRO y ORTEGA, in prep.).

De acuerdo con estos datos a pesar de la ausencia de datos que permitan una correlación fiable, parece deducirse la existencia de un plegamiento generalizado intraprecámbrico que daría lugar a la discordancia angular antes descrita.

Por otra parte, el paralelismo estructural entre el paleozoico y los materiales detrítico carbonatados del precámbrico, por lo que a las estructuras de F_1 se refiere, hacen suponer para la discordancia sárdica

un carácter eminentemente erosivo, asociada a un proceso transgresivo sin deformaciones importantes.

Este carácter transgresivo hace que el ordovícico se apoye indistintamente sobre las diferentes unidades litoestratigráficas del precámbrico. De este modo, cuando el ordovícico descansa directamente sobre materiales pelíticos grauwáquicos, lo hace mediante una discordancia, como ocurre en amplios sectores del Anticlinal de Alcudia o en el entorno de la granodiorita de Fontanosas, en la esquina NW de esta Hoja.

En cambio, cuando el ordovícico se apoya sobre los materiales detrítico-carbonatados de facies más someras, como ocurre, por ejemplo, en la esquina NE de la Hoja o en la vecina Hoja de Abenojar, tienden a disponerse subparalelamente.

Por lo que respecta a las características estructurales del plegamiento asociado a la deformación intraprecámbrica, no se pueden aportar muchas precisiones geométricas. La ausencia de esquistosidad asociada a estos pliegues (ya que nunca se han observado a los pliegues hercínicos deformar una esquistosidad anterior) indica que debe tratarse de un plegamiento suave, con acortamiento escaso. La geometría y posición de estos pliegues es desconocida al haber sido modificados por las deformaciones hercínicas, que implican probablemente un reaplastamiento y rotación de los mismos.

Teniendo en cuenta las superposiciones de estructuras actualmente observables (ver Figs. 1 y 2) puede deducirse que los ejes de los pliegues precámbricos se orientaban más próximos al N que las estructuras de F_1 hercínica.

2.2. ESTRUCTURAS HERCINICAS

Dentro del ciclo orogénico podemos diferenciar varios episodios de deformación. El primero de ellos es, sin duda, el más importante, generalizado en toda la extensión de la Hoja, es el responsable de las principales estructuras cartográficas y el único que da lugar a la aparición de una esquistosidad penetrativa. Posteriormente aparecen otros sistemas de pliegues, cuya intensidad de deformación es mucho menor, así como su distribución dentro del área estudiada.

2.2.1. Primera fase hercínica (F_1)

Durante este episodio de deformación aparecen pliegues de plano axial subvertical, de ejes subhorizontales, generalmente orientados según una dirección que oscila entre E-O y ESE-ONO, aunque en la mitad NE de la Hoja sufren una bruca inflexión de su dirección axial como consecuencia de las deformaciones posteriores. En esta área (anticlinorio de Tirteafuera) pueden aparecer hasta orientados N-S (véase la traza axial en la cartografía).

La geometría de estos pliegues es también bastante variable, sobre

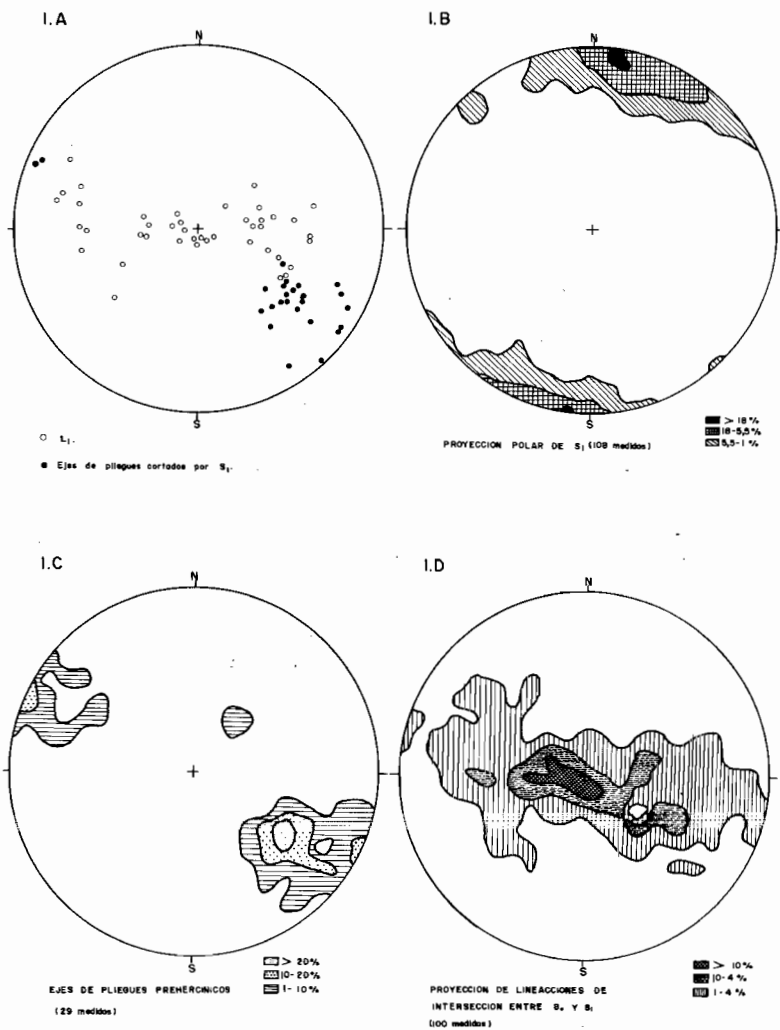
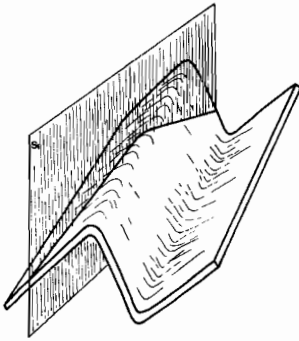


Fig. 1

2.A



2.B

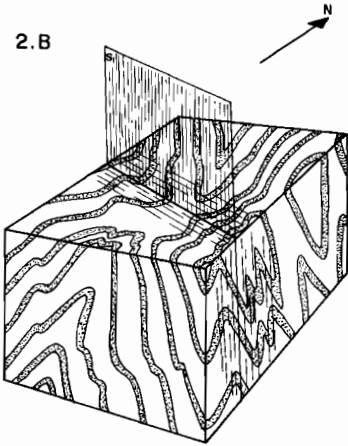


Fig. 2

todo en función de los materiales afectados. Así, en la serie paleozoica se forman estructuras generalmente poco apretadas, con gran ángulo entre flancos y tendencia a morfologías angulosas con flancos bastante rectilíneos. Localmente, sin embargo, pueden desarrollarse pliegues más aplastados, como es el caso del sinclinal de Valdezogues, en el que el aplastamiento se traduce durante las últimas etapas de la evolución del pliegue en una serie de fracturas longitudinales a los mismos, incluso dando lugar a una estructura semi-imbricada al cabalgar el anticlinal del Torozo sobre el sinclinal de Valdezogues.

En los materiales precámbricos, la problemática es completamente diferente al afectar a una serie previamente deformada. Así, en el Valle de Alcuía se aprecia claramente como los ejes de F_1 se orientan paralelamente a las trazas axiales de F_1 en el inmediato Paleozoico; sin embargo, su morfología y su posición (inclinación de los ejes) está fuertemente condicionada por las estructuras pre-existentes. En este sentido es frecuente encontrar pliegues de F_1 afectando a capas subverticales y, por tanto, con ejes en posición subvertical (Fig. 2B). Del mismo modo, la morfología de los pliegues F_1 acusa la geometría de los pliegues a los que se superpone; cuando las direcciones axiales de ambos sistemas de pliegues forman un ángulo alto, los pliegues de F_1 que se forman tienden a ser abiertos al tener que doblar una anisotropía ya plegada. Si en cambio las direcciones axiales forman un ángulo bajo, los pliegues hercínicos se reaplastan sin que se formen pliegues de F_1 . Cuando los pliegues pre-hercínicos no están presentes, los pliegues de F_2 desarrollados en el precámbrico tienden a ser más apretados que en paleozoico como consecuencia de la diferencia de competencia existente entre ambas secuencias de materiales.

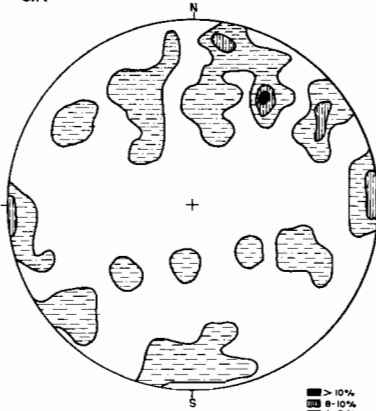
Las relaciones que se acaban de describir entre estructuras hercínicas y pre-hercínicas, claras en el Valle de Alcuía, son difícilmente observables, en el anticlinorio de Tirteafuera como consecuencia del escaso relieve, la baja calidad de los afloramientos y la superposición de deformaciones más tardías.

Durante esta fase de deformación, y en relación con los pliegues, aparece una esquistosidad incipiente, de desarrollo desigual y restringido prácticamente a los materiales pelíticos. En general, su desarrollo es más penetrativo en los materiales precámbricos. Se trata de un «Slaty cleavage grosero». Según la clasificación de BASTIDA (1981).

Los procesos de recristalización son muy reducidos, afectando únicamente a la fracción fina, formándose sericita y clorita, aunque con un grado de cristalinidad muy bajo. Existen, además, evidencias microscópicas de procesos de «pressure-solution».

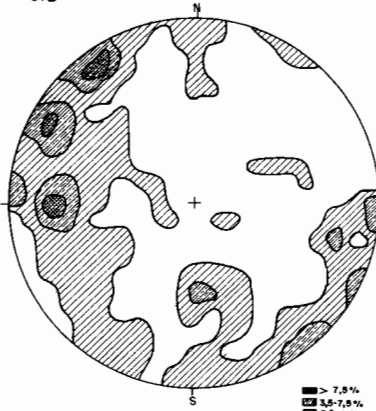
En conjunto, las estructuras de F_1 en esta zona no tienen una vergencia muy definida, puesto que la posición de los planos axiales es subvertical. En el caso del anticlinal de Torozo-sinclinal de Valdezogues, parecen claramente vergentes al Sur, aunque al tratarse de pliegues excepcionalmente apretados (respecto al contexto regional) no deben considerarse como representativos de conjunto de pliegues F_1 . Por otra parte, si tenemos en cuenta la posición de la esquistosidad (ver corte II, II'),

3.A



PROYECCION DE L₁
(53 medidas)

3.B



PROYECCION POLAR DE S₁
(115 medidas)

Fig. 3

ligeramente inclinada hacia el sur, la vergencia indicada sería opuesta a la anteriormente descrita.

2.2.2. Segunda fase hercínica

Como ya había sido apuntado en el capítulo anterior, las trazas estructurales de F_1 sufren una inflexión brusca en su dirección, pasando a estar orientadas prácticamente N-S en el borde del anticlinario de Tirteafuera. Más hacia el norte cambian su dirección progresivamente hasta ponerse de nuevo paralelas a la dirección regional hercínica (E-O) en la esquina NE del mapa.

En los diagramas de proyección estereográfica de la figura 3 se puede observar como la esquistosidad S_1 y la lineación de intersección L_1 adoptan diferentes orientaciones a lo largo de un arco de aproximadamente 90° , coincidente con el que dibujan las trazas axiales F_1 en la cartografía. Esta fase de deformación (F_2) se define entonces en función de criterios cartográficos, ya que son raras las estructuras a escala de afloramiento atribuibles a esta fase. Únicamente, en los alrededores de Tirteafuera se han podido observar pequeños pliegues que afectan a S_1 , con plano axial subvertical y cuyos ejes se orientan en dirección NO-SE.

Como puede apreciarse también en la cartografía, el cambio de dirección de las estructuras F_1 es progresivo en la esquina NE del mapa, mientras que es brusco en todo el borde SO del anticlinorio de Tirteafuera. Esta inflexión brusca y el carácter rectilíneo de este borde del anticlinorio sugiere la existencia de una fractura importante cuya traza de cartografía está prácticamente oculta por recubrimientos recientes.

El significado tectónico de este episodio de deformación es todavía oscuro a la luz de los datos actuales. El entorno en el cual la estructura F_1 están distorsionadas por F_2 es grande y excede con amplitud los límites de esta Hoja. Así, esta distorsión de la posición regional de S_1 se propaga hacia el N (en la adyacente Hoja de Abenojar) e incluso bastante más al NW, en áreas donde en el momento actual no se cuenta con cartografías detalladas ni con datos acerca de la posición de L_1 y S_1 .

La observación de imágenes de satélite Landsat en este sector, sin embargo, sugieren que esta distorsión estructural se extiende desde la terminación oriental del anticlinal de Alcludia hasta la zona situada al NO de Herrera del Duque. Probablemente se trate de la removilización de un antiguo accidente (activo durante el Precámbrico superior y/o Paleozoico inferior) durante la orogenia hercínica como una banda de cizalla levógira.

La antigüedad del accidente puede deducirse por la relación espacial entre los límites paleogeográficos de las diferentes facies precámbricas y el trazado cartográfico de la banda de cizalla (ORTEGA GIRONES, in prep.).

La posible existencia de una cizalla levógira en este sector había sido ya sugerida por ROIZ (1979).

2.2.3. Deformaciones tardías

Además de los pliegues de F_1 y F_2 descritos anteriormente, existe otra generación de pliegues cuyos datos no se han representado en la cartografía ni se han diferenciado como otra fase de deformación en sentido estricto, ya que faltan elementos de juicio válidos para su caracterización. En efecto, se trata de pliegues con plano axial subvertical, con ejes orientados en dirección N-S y que se superponen claramente a las estructuras F_1 , ya que sus ejes tienen una inclinación variable en función del buzamiento de los planos de los pliegues F_1 .

A escala de afloramiento, sólo se han podido observar 4 ó 5 de estos pliegues, que carecen, además, de manifestación cartográfica. Lógicamente, estas estructuras son sólo detectables en la mitad SO de la Hoja, donde las direcciones hercínicas son, aproximadamente E-O, y la anisotropía presenta una orientación favorable para que se formen pliegues como los descritos anteriormente. En la otra mitad de la Hoja, la orientación N-S de las estructuras debe haber impedido su formación.

Es necesario destacar que en falta de criterios de superposición respecto a las estructuras F_1 , impide una datación relativa fiable respecto a ellos de estos pliegues que se han considerado tardíos únicamente en función de su escasa magnitud y representatividad. Lo único que puede constatarse con seguridad es que son post- F_1 .

El significado tectónico de estas estructuras, con los datos obtenidos dentro de esta Hoja, es imposible de establecer. No obstante, existen algunas características regionales en su entorno que indican la existencia de deformaciones importantes transversales a las estructuras de primera fase.

Así, en el área comprendida entre Sierra Morena Central (Puertollano-Almadén) y los Montes de Toledo, son frecuentes las estructuras cartográficas asimilables a domos y cubetas (según el tipo 1 de interferencia de RAMSEX, 1967), que implican la existencia de dos sistemas de pliegues transversales, cuyas direcciones axiales forman un ángulo alto.

Por otra parte, en la región de Almadén se han descrito pliegues F_1 «Cónicos» (MARTINEZ RIUS, 1980; VERGES, 1980; SOLDEVILLA, 1982), con fuertes inversiones axiales y cuya morfología es atribuida a una única fase de deformación. Teniendo en cuenta el escaso aplastamiento de los pliegues F_1 en toda esta área, parece probable que su morfología haya sido modificada por deformaciones transversales posteriores. No obstante, es necesario repetir que la geometría y características de estas estructuras (tanto F_2 como estos pliegues transversales), son todavía poco conocidos y faltan aún cartografías detalladas de extensas áreas al N y NW de esta zona, que impiden su interpretación global.

Fracturas

Dejando aparte las fracturas E-O relacionadas con la primera fase, y que parecen las más antiguas detectadas en toda la Hoja, las siguientes

en orden cronológico constituyen la familia orientada en dirección NO-SE, muy abundantes en la mitad suroriental del mapa. Estas fracturas son paralelas al límite meridional del anticlinario de Tirteafuera, que, como fue anteriormente descrito, constituye probablemente una gran fractura de esta misma dirección.

La orientación de este sistema de fracturas hacen pensar que estén relacionadas con la deformación F_2 , y que sean las causantes de la distorsión de las estructuras F_1 , tal y como propone ROIZ (1979). Este autor propone la existencia de una «Shear Zona» con desplazamiento levógiro, asociada a fracturas de «strike slip» con el mismo sentido de desplazamiento relativo. Sin embargo, como puede verse en la cartografía, el desplazamiento de las fracturas de este sistema es dextrógiro.

Posteriormente aparecen dos sistemas de fracturas (SO-NE y, aproximadamente, N-S) que cortan a todas las fracturas anteriores, aunque los sucesivos rejuergos y removilizaciones hacen difícil establecer una cronología relativa.

Por último, aparece un nuevo sistema de fracturas E-O, que, además, removiliza las antiguas fallas sin- F_1 de esta misma orientación. Su carácter póstumo es particularmente evidente en la zona septentrional del anticlinario de Tirteafuera, donde, además de cortar a fracturas N-S, afectan a las estructuras F_1 ya rotadas por F_2 .

Este sistema de fracturas controla la mayor parte de las mineralizaciones filonianas existentes en los materiales precámbricos del anticlinario de Tirteafuera.

2.3. EDAD DE LA DEFORMACION

Durante la realización de la hoja de Tirteafuera, se han encontrado evidencias de dos ciclos de deformación, cuyas edades respectivas trataremos por separado.

Deformaciones Pre-Hercínicas

De acuerdo con los episodios tectónicos descritos anteriormente, deben situarse en este apartado dos episodios diferentes de deformación. El más antiguo de ellos (intraprecámbrico) debe situarse antes del Venediense superior, de acuerdo con los datos paleontológicos disponibles. El tope inferior de esta deformación es más dudoso; si tomamos como válida la edad Refeense, atribuida por MITROFANOV y TIMOTEIEF a la serie esquisto-grauwaquica (en SAN JOSE, 1983), la deformación habría tenido lugar entre estas dos edades.

Por lo que se refiere al episodio sárdico, su edad habría que situarla entre el Venediense superior y el Ordovício inferior, atendiendo a los datos del entorno geológico inmediato.

Sin embargo, los datos regionales permiten precisar un poco más la edad de la deformación. Así, en el área de Montes de Toledo se conoce

la existencia de materiales del Cámbrico inferior, concordantes con el Precámbrico superior y discordantes bajo el Ordovícico transgresivo (MORENO, 1976). Con estos datos, la deformación se situaría durante el Cámbrico medio y/o superior.

Deformaciones Hercínicas

La datación de las deformaciones hercínicas es más problemática y menos precisa como consecuencia inmediatamente de dos factores:

- 1.º Se trata de una deformación polifásica, lo cual implica situar relativamente en el tiempo varios episodios de deformación.
- 2.º Ausencia prácticamente total de registro sedimentario durante y con posterioridad a la deformación.

En estas condiciones, únicamente es posible datar con cierta precisión la primera fase. Los materiales más modernos afectados por ella y que se dispongan en continuidad estratigráfica con el resto del paleozoico infrayacente se sitúan en el sinclinal de Guadalmez, al sur de Almadén. Estos materiales han sido datados por ALMELA et al. (1962) como Carbonífero inferior-medio (Dinantiense-Namuriense). Sin embargo, hallazgos paleontológicos recientes permiten atribuirlos al Devónico superior y más exactamente al Fameniense superior (GARCIA ALCALDE, comunicación personal). Por otra parte, la granodiorita de Fontanosas, que aflora en la esquina NO de la Hoja y que se intruye con posterioridad a F_1 , ha sido datada radiométricamente por SAUPE (1973), obteniéndose una edad de 302 ± 7 M.A. (Westfaliense superior).

Consecuentemente, la edad de la deformación F_1 estará comprendida entre el Fameniense superior y el Westfaliense superior.

Las deformaciones hercínicas posteriores tienen una edad más difusa. Ya se han discutido anteriormente los problemas existentes para establecer edades relativas entre F_2 y los pliegues N-S; además, tampoco puede aceptarse la edad de intrusión de la granodiorita de Fontanosas como límite de edad máximo para F_2 , ya que no existen evidencias de este hecho y es perfectamente posible que la intrusión se produzca durante o posteriormente a F_2 .

Los materiales postectónicos más antiguos están citados en los alrededores de Almadén, como Estefaniense (GARCIA SANSEGUNDO, et al., (in lit., a) y en Puertollano, como Estefaniense B-C (WAGNER y UTTING, 1967).

Así pues, el conjunto de la deformación hercínica estaría comprendida entre el Devónico superior y el Estefanense inferior.

Esta edad es perfectamente coherente con las obtenidas por diferentes autores en varios puntos del orógeno hercínico: SCHEEMERHORN, 1971; TAMAIN, 1972; SAUPE, 1973; MARCOS, 1973; RIBEIRO, 1974; PEREZ ESTAON, 1978; BASTIDA, 1980; PULGAR, 1980; MARTINEZ-CATALAN, 1981).

3. GEOMORFOLOGIA

El relieve actual de la zona es de tipo apalachense, siendo el resultado de varios períodos de erosión sucesivos sobre materiales plegados en la orogenia hercínica.

El primero de estos períodos correspondería a una superficie de arrasamiento tardihercínica. Según SAUPE (1973), a partir de la observación de rocas intrusivas ácidas se puede demostrar que el modelado del relieve tardihercínico quedó terminado antes del emplazamiento de estas intrusiones.

Con posterioridad al ciclo orogénico hercínico se suceden varios ciclos de erosión relacionados con el movimiento de grandes fallas y con movimientos epirogénicos, de la mayor parte de los cuales no ha quedado registro sedimentario en esta zona. El primero de estos ciclos reconocible en la Hoja de Tirteafuera corresponde al Plioceno superior (BOUYX, 1969), durante el cual se forman superficies planas y glacis de erosión que pasan a pedillanuras de pendientes suaves sobre las que se instalan las «rañas».

En el Pleistoceno existió otro ciclo erosivo que dio lugar a la erosión total o parcial de «rañas», y a la formación de glacis.

Por último, desde el Pleistoceno y hasta el cuaternario, tienen lugar los últimos episodios erosivos.

A partir del último rejuvenecimiento del relieve, en el Holoceno, tiene lugar el encajamiento de la red fluvial, la formación de depósitos de pie de monte, situados alrededor de todos los relieves importantes y que en ocasiones llegan a adquirir un gran espesor, como sucede en las cercanías de los relieves cuarcíticos.

Asimismo, en esta época se forman los depósitos aluviales observables actualmente en los cursos fluviales.

Existen dos dominios morfológicos bien diferenciados dentro de la hoja de Tirteafuera, así como regionalmente. El primero correspondería al dominio Precámbrico, en el cual se da un paisaje de llanura con pequeños abombamientos con una altitud media de 660 m., tanto en el domo de Tirteafuera como en el Precámbrico perteneciente al Valle de Alcudia.

Este primer dominio de llanuras siempre se encuentra bordeado por las crestas de cuarcita Armoricana, que constituyen los relieves más altos de la región (800-980 m.).

El segundo dominio correspondería al Paleozoico con colinas alineadas pertenecientes a los diferentes niveles de cuarcitas que incluye la serie paleozoica, rodeadas por depresiones correspondientes a las alternancias de pizarras y areniscas intercaladas entre las diferentes barras de cuarcitas (cuarcitas: «Armoricana», «de Cantera» y «Criadero»). A este relieve se le superponen las «rañas» pliocuaternarias.

La red fluvial es sobreimpuesta, aprovechando la existencia de fracturas para atravesar los obstáculos que suponen los relieves cuarcíticos. En las zonas de llanura constituidas por materiales Precámbricos, en cambio, son frecuentes los meandros.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS IGNEAS

Como en el área estudiada se puede establecer una cronología relativa de las rocas ígneas, este será el criterio utilizado para su descripción, independientemente de la composición y forma de presentarse en afloramiento.

De acuerdo con lo expuesto, se diferenciarán varios apartados, que se numeran a continuación, al principio de los cuales se indicarán los datos que han servido de base para su datación relativa.

- 4.1.1. Rocas piroclásticas de edad caradociense.
- 4.1.2. Diques calcoalcalinos con enclaves, de edad pre-hercínica.
- 4.1.3. Rocas plutónicas ácidas tardihercínicas. Granodioríticas.
- 4.1.4. Diques post-hercínicos de composición básica y lamprofídica.
- 4.1.5. Rocas volcánicas recientes (Terciario-Cuaternario).

4.1.1. Rocas piroclásticas de edad Caradociense

Son rocas volcánicas intercaladas en el Caradociense, constituido además por areniscas, pizarras y cuarcitas. Su edad, por tanto, está definida con la misma precisión que el resto de los materiales.

Sin descartar que parte de los niveles pizarrosos correspondan a depósitos volcánicos finos, lo que no ha podido ser constatado, las rocas volcánicas corresponden fundamentalmente a tobas en un grado de soldado escaso y, aparentemente, poco compactadas.

Los caracteres volcánicos que diferencian estos materiales de sedimentos formados por erosión de vulcanitas son los siguientes:

- a) Texturas soldadas en la matriz.
- b) Texturas «fiame» (en llamas) de algunos lapili, imposible de conservar durante un transporte, por mínimo que sea éste.
- c) Xenoclastos de cuarzo entre la matriz y los lapili, que evidencian haber sido introducidos en estos últimos durante el depósito de los materiales volcánicos.

En cuanto a la composición mineralógica, estas rocas constan de plagioclasa, pseudomorfosis de melanocratos, no determinables, por clorita, carbonato, opacos y cuarzo muy abundante. Parece, en consecuencia, que sería adecuado clasificarlas como vulcanitas ácidas. Sin embargo, hay evidencias de que este cuarzo es, en su totalidad, xenoclástico, por las siguientes razones:

- a) Los elementos claramente ligados a los lapili sólo contienen clorita, carbonato y óxidos y carecen de cuarzo.
- b) Existen, además, fragmentos de rocas detríticas muy ricas en

cuarzo, cuya disgregación basta para explicar la abundancia de éste.

Si, en consecuencia, no se tiene en cuenta el cuarzo para la clasificación de la roca, ésta sería originalmente de composición intermedia o básica. En otras regiones cercanas, y sobre la base de las pseudomorfofisis de los cristales de olivino, rocas semejantes son de composición básica. Este podría ser el caso, pero es conveniente señalar que tales pseudomorfofisis son aquí inidentificables y que, aunque el vulcanismo no tenga que ser sincrónico en extensas áreas, la edad del mismo no es igual al de la región de Almadén.

4.1.2. Diques calcoalcalinos con enclaves de edad prehercínica

Solamente aparecen al W de la Hoja estudiada y tienen una extensión cartográfica muy limitada, aunque no puede ser exactamente precisada porque se intersecta con rocas graníticas, a veces de composición y textura muy semejantes, lo que no permite fijar exactamente los límites.

Los criterios para su datación no permiten asignarlas a una unidad cronoestratigráfica concreta, pero sí situarlas en relación con las fases tectónicas principales de la orogenia Hercínica, de acuerdo con dos evidencias estructurales:

- a) La cartografía sugiere que han sido plegadas, lo que las hace anteriores a las fases de plegamiento hercínicas.
- b) Las intrusiones graníticas tardihercínicas producen metamorfismo de contacto sobre ellas, lo que corrobora la idea anterior.

Son rocas de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y, eventualmente, feldespato potásico, en una matriz generalmente microcristalina, aunque hay variedades de matriz parcialmente granofídica. Los minerales accesorios más comunes son apatito, circón y opacos. En algunos casos se encuentran, además, cristales de granate.

La composición que corresponde a esta descripción es próxima a una Dacita, eventualmente Riodacita para las variedades más ricas en feldespato potásico.

La presencia de granates es un hecho que se relaciona con enclaves de cuarzo y feldespatos, puesto que donde estos existen la abundancia de granate es mayor. Hay que señalar en todo caso que los afloramientos del área no permiten grandes precisiones.

Las rocas cuarzo-feldespáticas que constituyen los enclaves son rocas ígneas de grano fino, homométricas, que pueden ser clasificadas como microtonalitas, puesto que están constituidas por biotita, plagioclasa y cuarzo, con textura típicamente ígnea, por lo que estos enclaves no deben ser interpretados como restitas. En el medio magmático en el

que se encuentran, el granate no parece ser estable, porque alrededor de él existe una corona de biotita cloritizada.

Estos diques no producen aparentemente ningún tipo de metamorfismo de contacto.

4.1.3. . Rocas plutónicas ácidas tardihercínicas (Granodioríticas)

Afloran al NW del área y es posible que existan más hacia el N, debajo de los materiales del Tremadociense, puesto que en la Hoja de Abenojar (17-31) inmediatamente al N, existe metamorfismo de contacto sobre estos materiales sin que las rocas ígneas afloren.

La intrusión granítica corta las estructuras principales y se puede decir, por tanto, que es, al menos, tardihercínica. Produce metamorfismo de contacto en los materiales encajantes, ya sean estos sedimentarios o ígneos.

Desde el punto de vista textural, son rocas generalmente granudas, de grano medio a grueso, aunque algunos de sus bordes son porfídicos. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico, siendo éste el orden de abundancia más usual, salvo en las fáciles de borde, en las que el feldespato potásico es más abundante que la plagioclasa. Los accesorios más comunes son apatito, circón y mena opaca. En una muestra aparece ortopiroxeno, difícil de determinar ópticamente porque aparece muy alterado. Es posible que en otras muestras no pueda ser identificado a causa de esta alteración (agregados de clorita y sericita y fibroso radiales).

Respecto al problema que el piroxeno plantea, es decir, las posibles implicaciones charnoquíticas, es preciso rechazar tal posibilidad por cuanto el ortopiroxeno es inestable en el medio magmático, como lo demuestra el borde de reacción que presenta, constituido por biotita. El ortopiroxeno sugiere así tan sólo una génesis por diferenciación a partir de composiciones más básicas y, por tanto, es un argumento en contra de una fusión parcial cortical como mecanismo de generación del magma.

En algunas zonas del borde de la intrusión existen abundantes enclaves, alrededor de los cuales se producen cambios de composición muy notables; pero la extensión de esas zonas de reacción es siempre reducida, y al microscopio las rocas híbridas sólo se observan en la inmediata proximidad de los enclaves.

4.1.4. Diques post-hercínicos de composición básica y lamprofídica

Son también de edad post-hercínica, aunque la cronología relativa con respecto a los granitos no pueda ser establecida por falta de áreas de intersección de ambos materiales. Es claro, no obstante, que cortan las estructuras hercínicas principales.

Tal como se ha expresado en el encabezamiento del apartado, exis-

ten variedades composicionales extremas, entre las que hay pasos transicionales, caracterizados por composición modal intermedia. Como, por otra parte, no hay ningún rasgo estructural que diferencie ambos conjuntos, parece razonable asignar todas las variedades a un único episodio magmático. Se describirán, en consecuencia, tan sólo las variedades extremas. Se sugiere que el fraccionamiento gravitatorio del olivino sea el factor principal que controla la evolución del conjunto.

En algunas muestras existen inclusiones de tamaño variable, hasta varios centímetros de diámetro, constituidas por alteraciones de minerales máficos, opacos y espinela marrón (picotita). Tal composición corresponde a un enclave ultrabásico que es preciso interpretar como residuo de fusión, puesto que la presencia de espinela no permite considerarlos como acumulados gravitatorios.

4.1.4.1. *Diques de composición básica*

Son rocas de textura porfídica, de matriz microcristalina, a veces fluidal, y frecuentemente amigdalar, lo que sugiere cristalización a baja presión. Las zonas centrales de los diques presentan texturas doleríticas, a veces de grano muy grueso, que pueden considerarse granudas.

Sistemáticamente son rocas muy alteradas, en las que la composición original se deduce en buena parte del estudio morfológico de las alteraciones. Así, se reconocen, en la mayoría de las muestras, fenocristales de olivino totalmente alterados a carbonato, clorita y, a veces, a serpentina. Además existen pseudomorfosis de piroxeno y anfíbol en cantidad variable. La plagioclasa, que normalmente no constituye fenocristales, está saussuritizada. Como minerales accesorios se encuentran apatito y opacos.

4.1.4.2. *Diques de composición lamprofídica*

Se diferencian de los anteriores tanto por su composición como por su textura. Esta es, en algunos casos, dolerítica y, más frecuentemente porfídica, muy heterométrica, o simplemente granuda de grano muy fino, probablemente en función de su gran variabilidad química de detalle.

Están compuestas por gran cantidad de anfíbol marrón (barkevicita o kaersutita), lo que indica un elevado contenido en titanio, puesto que el anfíbol constituye más del 50 por 100 de los materiales presentes. Localmente, la abundancia de titanio se refleja también en la aparición de fenocristales de titanita con corona de ilmenita.

Existen además pseudomorfosis de olivino, poco abundantes, pero omnipresentes, opacos y plagioclasas, a veces minoritarias, lo que hace la composición de la roca próxima a la de una ultramáfica. El apatito es un mineral accesorio que se encuentra en todas las rocas estudiadas.

Aparte de que los rasgos composicionales son claros, la textura

lamprofídica, constituida en nuestro caso por fenocristales de barkevicitita (o Kaersutita) en una matriz de anfíbol, se da en parte de las muestras.

4.1.5. Rocas volcánicas recientes (Terciario-Cuaternario)

Constituyen cuerpos de dimensiones reducidas que cortan las estructuras hercínicas y, a escala regional, forman parte de la serie basáltica del campo de Calatrava, de edad Plioceno-Cuaternaria.

Son rocas de textura porfídica con fenocristales de olivino y clinopiroxeno (augita más o menos titanífera) en una matriz microcristalina con tendencia fluidal (pilotaxítica). En ella, los cristales de clinopiroxeno, componente mayoritario de la misma, son los responsables de dicha orientación. Mena opaca, feldespatoides (s) (nefelina y quizá leucita) y, eventualmente, biotita y un segundo clinopiroxeno de composición más sódica que el de los fenocristales, que debe tratarse de un término próximo a la aegirina. En algunas variedades aparece plagioclasa en la matriz, nunca en fenocristales, y el feldespatoides o bien desaparece o bien queda reducido a cantidades mínimas.

Esta composición permite clasificar a estas rocas como foiditas con olivino (las más abundantes) y basaltos alcalinos con olivino (las variedades con plagioclasa y clinopiroxeno sódico).

Localmente puede ser constatado un cierto carácter piroclástico gracias a la existencia, en algunas de las muestras, de xenolitos de cuarcitas y trozos de lavas de composición mineralógica semejante, pero más tobáceas y con abundantes espículas de vidrio. Este mismo carácter queda reflejado en un caso particular, representando por una variedad escoriácea, muy rica en vacuolas y con mezcla de elementos de diferente composición modal, por lo que puede ser clasificada como una lava brechoide.

4.2. ROCAS METAMORFICAS

En la Hoja estudiada el único metamorfismo claramente verificable es el de contacto, producido por la intrusión de rocas granodioríticas formando una estrecha banda restringida a la proximidad de los ígneos.

En rocas sedimentarias, no afectadas por el metamorfismo de contacto, se plantea, al igual que en las zonas limítrofes, el problema del límite entre la diagénesis y el comienzo del metamorfismo regional, debido a la recristalización que presentan las muestras estudiadas. Pero no se encuentran rasgos estructurales ligados a metamorfismo regional (recristalización de minerales, según equistosidad, pliegues...), sino que los procesos de recristalización tienen un marcado paralelismo con el bandeo composicional sedimentario.

En la descripción que sigue, y que se refiere, por tanto, a un único episodio, se separarán rocas de composición diferente, cuya transformación durante el metamorfismo de contacto es diferente también.

4.2.1. Metamorfismo de contacto en pelitas y semipelitas

Las corneanas producidas a expensas de este tipo de materiales están constituidas por clorita, biotita, moscovita, turmalina, cantidades menores de cuarzo, opacos, circón y porfiroblastos de carácter helicítico, total o parcialmente alterados.

Los minerales metamórficos de la matriz son esencialmente biotita y mica incolora, que cristalizan en bandas alternantes que mimetizan la laminación anterior. Dentro de cada banda, estos minerales están desorientados, y no se observa deformación alguna posterior a su cristalización.

Los porfiroblastos son de cordierita, con inclusiones de biotita y cuarzo, en todos aquellos puntos donde aparecen frescos. Aunque algunas alteraciones parecen de andalucita, la presencia de este mineral no ha podido ser confirmada.

La asociación metamórfica más usual es, por tanto, de cordierita-biotita, propia de un grado medio de metamorfismo.

4.2.2. Metamorfismo de contacto de arcosas

En este tipo de rocas, los elementos terrígenos de tamaño arena no sufren cambios importantes durante el metamorfismo, aunque pueden recrystalizar variando su contorno externo. Así, el aspecto textural al microscopio es de una arenisca con matriz ligeramente más gruesa de lo normal.

La blastesis metamórfica produce cristalización de biotita y moscovita, recrystalización de cuarzo de la matriz y, en una muestra, cristalización de minerales de hábito isométrico y alteración verdosa, que podrían ser cordieritas. La presencia de biotita indica un grado medio de metamorfismo, y la mayor escasez de cordierita está en relación con la composición global de las rocas. Por ello, parece verosímil que pueda aparecer localmente allí donde localmente el quimismo es adecuado.

4.2.3. Metamorfismo de contacto de pórfidos

Este interesante caso particular se produce donde las rocas graníticas intersectan pórfidos calcoalcalinos anteriores.

Al igual que en las arcosas, la fábrica original de la roca está preservada, salvo en los bordes de los fenocristales, cuya transformación es evidente. Incluso en este caso, rasgos tales como los folios de corrosión del cuarzo quedan conservados.

Aparte del cuarzo, la plagioclasa y la biotita, que dan idea de la paragénesis original correspondiente a un pórfido de composición tonalítica o dacítica, la cristalización metamórfica produce clorita, biotita, mica incolora y andalucita.

Las plagioclasas en fenocristales pueden estar inestabilizadas y den-

tro de su contorno original, junto a los restos de la plagioclasa, crecen mezclas de cuarzo y mica incolora. Los fenocristales de biotita, cloritizados en un primer estadio, con formación de rutilo, y posteriormente, mediante nueva elevación de la temperatura, cristaliza biotita desorientada sobre ellos. Estos tipos de reacción dan idea de que las rocas ígneas estaban enfriadas y consolidadas cuando el metamorfismo de contacto comenzó, y éste, con carácter progrado, produce primero paragénesis de bajo grado para dar después otras de grado medio.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que aparecen dentro de la Hoja pertenecen al Precámbrico superior (probable Rifeense), depositados en condiciones turbidíticas. Antes del Vendiano superior estos materiales fueron suavemente deformados y erosionados, depositándose discordantemente sobre ellos los sedimentos del Vendiano superior, en condiciones más proximales y someras.

Durante el Cámbrico medio y superior todo el conjunto anterior es basculado y erosionado, iniciándose el ciclo transgresivo ordovícico con el depósito de conglomerados, pizarras y cuarcitas, culminando la transgresión con la sedimentación de la «Cuarcita Armoricana», la cual representa un conjunto de barras litorales progradantes.

A continuación se desarrollan diversas etapas regresivas y transgresivas que comienzan con la deposición de limos y arcillas y concluyen con la sedimentación de areniscas y cuarcitas en medios muy someros, por encima del nivel de base del oleaje, dándose fenómenos de retrabajamiento y redistribución de materiales.

Durante el Ordovícico y Silúrico aparecen materiales volcánicos y subvolcánicos cuya presencia dentro de esta Hoja es muy restringida.

Por otra parte, aparecen rocas calcoalcalinas, probablemente también subvolcánicas, cuya edad precisa no ha podido ser determinada, aunque es claro su carácter pre-hercínico.

La deformación de este conjunto de materiales tiene lugar durante la Orogenia hercínica, siendo la primera fase de deformación (F_1) la más importante, generando las grandes estructuras regionales con direcciones generales E-W y llevando asociada la única esquistosidad penetrativa (S_1) existente.

Esta deformación tuvo lugar entre el Devónico superior (edad de los materiales más modernos afectados por esta deformación) y el Westfaliense superior, edad deducida por SAUPE (1973) para la granodiorita tardi-hercínica de Fontanosas.

Con posterioridad a la primera fase de deformación hercínica (F_1) se producen las deformaciones tardías y la intrusión de rocas ígneas, tales como el «stock» granodiorítico de Fontanosas. Las relaciones temporales entre estos dos últimos procesos es difícil de precisar, ya que no se han hallado criterios válidos para su determinación.

Los primeros materiales post-tectónicos han sido citados por GARCIA

SANSEGUNDO et al. (in lit., a) y WAGNER y UTTING (1967) en las proximidades de la Hoja de Tirteafuera, en los alrededores de Almadén y en la cuenca Carbonífera de Puertollano, con edades Westfaliense-Estefaniense y Estefaniense B-C, respectivamente, siendo interpretados como resultado de una elevación post-orogénica de la cuenca con formación de cuencas lacustres en las que se depositaron los materiales pertenecientes a estas edades. Con carácter post-tectónico, pero con una situación imprecisa respecto al tiempo, aparecen los diques básicos y lamprofídicos.

La ausencia de los sedimentos comprendidos entre el Estefaniense y el Plioceno superior impide hacer la reconstrucción de la historia de la región en este intervalo de tiempo, siendo durante esta última época (Plioceno superior) cuando se produce un nuevo levantamiento que origina un ciclo erosivo que, en condiciones de aridez, da lugar al depósito de las «Rañas». Este proceso se renueva durante el Pleistoceno conformando nuevos depósitos de glacia.

Posteriormente, en el Holoceno, y debido a un nuevo levantamiento, tiene lugar el encajamiento de la red fluvial, quedando establecida la morfología actual de la región.

Durante el Plio-cuaternario se produce el emplazamiento de los materiales volcánicos del Campo de Calatrava.

6. GEOLOGIA ECONOMIA

6.1. MINERIA

En la Hoja de Tirteafuera (809) se han distinguido los siguientes indicios:

Nombre mina	Coordenadas Lambert		Sustancia	Tipo de mineralización
	X	Y		
Fajano	556.400	462.880	Pb	Desconocida
De la Fortuna	545.990	460.200	Pb	Filoniana
El Campillo	548.000	461.220	Pb	Filoniana
La Victoria	539.000	468.690	Pb	Filoniana
Adriano	546.800	458.890	Pb	Desconocida
Casares	548.550	457.330	Cu	Desconocida
Villazaide	533.555	466.245	Pb	Filoniana
San Quintín	547.835	468.680	Pb	Filoniana
	548.810	469.110	Pb	
Valdeinferno	530.555	467.115	Pb	¿Filoniana?
El Moto	534.830	468.625	Cu	Filoniana
Navalcuerno	529.950	459.860	Cu	Filoniana
Navavacas	540.035	455.695	Pb	¿Filoniana?
Dionisia	535.250	456.215	Pb	Filoniana

Entre los metalotectos litoestratigráficos cabe destacar los materiales del Precámbrico, donde aparecen la mayoría de los indicios de la Hoja. En general, los elementos que aparecen relacionados en los yacimientos enumerados anteriormente son Pb, Zn, Cu, Ag y Fe.

Dentro de los materiales precámbricos, los de mayor representación dentro de la Hoja son las brechas intraformacionales, así como las pizarras con grauwacas y lentejones de conglomerados, siendo en estas litologías donde arman, principalmente, todas las mineralizaciones.

Todos los indicios reconocidos son de carácter filoniano.

Los indicios de la mitad N de la Hoja aparecen alojados en fracturas de direcciones aproximadas E-W (con variaciones desde N 90° E a N 115° E); son filones de poca potencia y presentan paragénesis minerales constituidas por cuarzo, galena, pirita, marcasita y esfalerita. La mineralización corresponde a un relleno hidrotermal en fracturas con abundante material brechificado de la roca de caja. Con un carácter tardío tiene lugar la aparición de carbonatos rellenando cavidades.

Aunque la composición de fluidos parece constante durante todo el proceso, la mineralización parece que ha tenido lugar en diversos momentos.

El cuarzo aparece cementando la brecha, con texturas variables según su relación temporal con el proceso filoniano.

Relacionados con el cuarzo aparecen los opacos, siendo el más importante la galena, que se presenta en granos alotriomorfos, con inclusiones diversas. A veces está sustituida supergenéricamente por covellina. Cuando aparece la blanda, ésta se encuentra asociada a la galena.

Por otra parte, tenemos los indicios que arman en pizarras con grauwacas, en general relacionados con fracturas cuyas direcciones abarcan desde N 60° E, a N 110° E.

Cabe destacar dentro de la Hoja de Tirteafuera la mina de San Quintín, importante por el gran tonelaje de mineral que ha producido, según TAMAIN (1972), alrededor de las 500.000 Tm. Está situada en el término municipal de Villamayor de Calatrava, en el km. 25 de la carretera comarcal 424 (Puertollano-Almadén).

En el Ordovícico se han localizado varias labores mineras, aparentemente de poca importancia.

De los cuatro indicios citados, el Moto y Navalcuerno, con mineralizaciones de Cu, encajan la primera en Cuarcita Armoricana y la segunda en el contacto de la Alternancia de Pochico con las pizarras de Calymene inferiores. Ambos están relacionados con fracturas cuya dirección aproximada es N-S (N 165° E y N 20° E).

Las de Navavacas y Dionisia, con mineralizaciones de Pb, de carácter filoniano y direcciones aproximadas E-W, aparecen como labores de poca importancia, con paragénesis de cuarzo, galena, pirita y calcopirita.

Todos los indicios anteriormente citados están abandonados en la actualidad.

Por lo que respecta a las canteras hay que señalar la explotación de los basaltos pertenecientes a los edificios volcánicos del Campo de Calatrava, próximo al pueblo de la Viñuela, así como, en general, todas

las barras de cuarcita, que han sido utilizadas como material de construcción.

También cabe destacar las pequeñas explotaciones de los niveles carbonatados del Asghill (caliza de Urbana) para la obtención de cal, muy abundantes en todo el dominio del Sinclinal de Valdeazogues.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, la Hoja de Tirteafuera presenta un interés escaso dadas las características litológicas que poseen los materiales que afloran en ella.

Únicamente existen posibilidades de captación de aguas en las grandes fracturas que afectan a la Cuarcita Armoricana, en los coluviones de las mismas cuarcitas, así como en las rañas. La aparición de caudales en cualquiera de estas circunstancias siempre tiene carácter local y no existen niveles acuíferos generalizados.

Como excepción puede citarse el sinclinal de Fresnedillas, que constituye una estructura muy laxa (ver corte II-II') y forma una pequeña cuenca casi cerrada, las posibilidades de encontrar buenos acuíferos parecen mayores. Así, la abundante vegetación de fretofitas y el hecho de que los arroyos no queden secos en la época de estiaje, sugieren la existencia de reservas de agua, que pueden considerarse como relativamente importantes, teniendo en cuenta su entorno hidrogeológico.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, S.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FEGUEROSO, D. (1962). «Estudio Geológico de la región de Almadén». *Bol. Inst. Geol. Min. de España*. T. 73, pp. 193-327.
- ARBIN, P.; TAMAIN, G. (1973). «Les chevauchements intra-alcudienses de la Ribera del Río Frío. Valdemanco del Esteras, et de L'Arroyo de Tamujar, Cabezarrubias, donas le sud de la Meseta Iberique, C. R.». *Acad. Sci. Paris*. T. 277, pp. 1291-1294.
- BASTIDA, F. (1980). «Las estructuras de la primera fase herciniana en la rama norte de la zona asturoccidental-leonesa (NW de España)». *Tesis doctoral. Universidad de Oviedo*.
- (1981). «La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. T. 11, pp. 35-54.
- BLANCHERE, H. (1978). «Etude géologique et minière de la région de Chillón. El Borracho (Synclinal d'Almadén)». Ciudad Real. España.
- BOUMA, A. H. (1962). «Sedimentology of some flysch deposit». *Elsevier. Amsterdam* 1, 168 pp.
- BOUYX, E. (1969). «Les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real (Espagne Meridionale)». *Thésé, Paris*, 410 p.
- BOUYX, E.; SAUPE; F. (1966). «Precisión sur la limite Arenig-Llandeilo

- dans l'Ordovicien d'Almadén (province de Ciudad Real, España)». *C. R. Acad. Sci. Fr.* 263, pp. 321-323.
- (1970). «Contribution a l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Memor. Inst. Geol. Min. Esp.* 73, 363 p.
- CASIANO DE PRADO, M.; VERNEUIL, M.; BARRANDE, J. (1855). «La geologie d'Almadén d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo». *Bull. Soc. Geol. de France*. T. XII, 86 p.
- CAPOTE, R.; CASQUET, D.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the central part of the Iberian Massif». *Estudios Geológicos*, 33.
- CIRY, G. (1936). «Contribution a l'étude geologique de la région d'Almadén». *Bull. Soc. Esp. Hist. Nat.* Vol. 36, n.º 6, pp. 293-300.
- CRESPO LARA, V. (1972). «La reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central». *Boletín Geol. y Min.* T. LXXXIII-II, pp. 174-180.
- FUGANTI, A.; SERPAGLI, E. (1968). «Geological remarks on Urbana limestone and evidence for its upper Ordovician age by means of conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)». *Bol. Soc. Geol. It.*, T. 87, pp. 511-521.
- GACIA PORTERO, J.; FERNANDEZ CARRASCO, J. (1981). Investigación geológico-minera en el área de Abenojar». *Informe interno de Minas de Almadén*.
- GONZALEZ LODEIRO, F., y ORTEGA, E. (in prep.). «La discordancia intraalcudiense en el extremo SE de la zona centroibérica.
- GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S. y ORTEGA GIRO-NES, E. (in lit., a). Memoria de la Hoja n.º 808 (Almadén) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000 2.ª serie (Magna). IGME. Madrid.
- GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S., y ORTEGA, E. (in lit., b). Memoria de la Hoja n.º 781 (Siruela) del Mapa Geológico Nacional a Escala 1:50.000, 2.ª Serie (Magna). IGME. Madrid.
- HAFF ENRICHTER, M. (1980). «The lower and upper boundary of the Ordovician Systems of some selected regiones (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain». *Part. II. N. Jb. Geol. Palaon.* T. Abh. 160-1, pp. 138-148. Stuttgart.
- HAMMANN, W. (1976). «The Ordovician of the Iberian Peninsula». A review, pp. 387-409. In *Basset M. G. (ed.): The Ordovician System procees ding of a Paleonological Association Simposium*. Birmingham, 1974.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1921). El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real». *Boll. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 50-98 pp.
- (1932). «Estudio de la región Volcánica Central de España». *Mem. Acad. Ciencias Exactas, Física y Naturales de Madrid*. T. III.
- (1956). «Características geográficas de las Vegas del Guadiana (zona de regadíos), Badajoz». 161 pp.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977). «Ensayo de correla-

- ción del Precámbrico entre los Montes de Toledo Occidentales y el Valle del Matachel». *Estudios Geológicos*, 33, pp. 327-342.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.; RIBEIRO, S., y CONDE, L. E. (1972). «Memoria explicativa del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *IGME*, 113 p. Madrid (escala 1:1.000.000).
- LAURET, J. M. (1974). «Recherches géologiques et Minières dans la région d'Almadén-Almadenejos». *Tesis doctoral Univ. Paris Sud Centre d'Orsay*.
- LOTZE, F. (1945). «Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch*, 6:78-92.
- LOZAC'H, Y y VIDAL, M. (1976). «Etude géologique de la terminación occidental de la vallée de l'Alcudia, Province de Badajoz, Espagne». *These Univ. Paris. Orsay*, 160 p.
- MARCHENS, E. (1954). «Stratigraphie und tektonik der südöstlichen Iberischen Meseta in Bereich des oberen Guadiana». *Unbeföff Diss. Match. naturwiss. Fak. Univ. Munster*, 1735.
- MARCOS, A. (1973). «Las series de Paleozoico Inferior y la estructura Herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)». *Trab. Geol. n.º 6, Univ. de Oviedo*.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1981). «O Estratigrafía y estructura del "Domo de Lugo" (Sector Suroeste de la zona Astur-occidental-leonesa)». *Tesis doctoral de Salamanca*.
- MARTINEZ RIUS, A. (1980). «Estudio geométrico de pliegues cónicos y su aplicación a la terminación occidental del Sinclinal de Guadalmez». *Mem. Inst. Geol. Min. España*.
- MOLINA, J. M. y FERNANDEZ CARRASCO, J. (in litt.). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, hoja n.º 782 (Valdemanco del Esteras). IGME Madrid*.
- MORENO (1972). «Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales». *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- SAN JOSE, M. A. (1983). «El complejo sedimentario pelítico-grauwáquico». En *Geología de España*. Libro juglar de J. M. Ríos. IGME, Madrid, pp. 91-99.
- ORTEGA, E. (in prep.). «La banda de cizalla de Herrera del Duque-Abenojar, un importante accidente tardihercínico en el extremo meridional de la zona centroibérica».
- ORTEGA, E., y SANCHEZ VIZCAINO, J. (in lit.). Memoria de la Hoja n.º 783 (Abenójar) del Mapa Geológico Nacional a Escala 1:50.000, 2.ª Serie (Magna). IGME. Madrid.
- SAUPE, F. (1971b). «Stratigraphie et petrographie du Quarcite du Criadero (Valentien) a Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)». *Mem. BRGM*, n.º 73, pp. 139-147.
- SAUPE, F. (1973). «La géologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)». *Sciences de la Terre*. T. XII, n.º 3.
- SOLDEVILLA, J. (1982). «Estudio geológico estructural de la terminación occidental del Sinclinal de Almadén». *Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Barcelona*.

- SCHERMERHORN, L. J. C. (1971). «Estudio geológico estructural de la terminación occidental del Sinclinal de Almadén». *Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Barcelona*.
- TAMAIN, G. (1969). «El Alcudiense y la Orogénesis Cadomiense en el sur de la meseta Ibérica (España)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 437-464.
- 1972). «Recherches géologiques et minières en Sierra Morena (orientales 4, Espagne)». *These presentee a l'Universite de Paris Sud (Centre d'Orsay)*. Tomos I, II y III, 648 pp.
- VERGES, J. (in litt.). «Estudio del complejo vulcano-sedimentario del devónico superior y de la estructura de la terminación oriental del sinclinal de Almadén (Ciudad Real)». *Memoria IGME Madrid*.
- WAGNER, R. H., y UTTING, J. H. (1967). «Sur le terrain houiller de Puertollano (province de Ciudad Real, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. France*, 264, pp. 5-8.
- WALKER, R. G., y MUTTI, E. (1973). «Turbidite facies and facies associations in turbidite and deep waters sedimentations». *SEPM, Short Course*, pp. 119-153, Ahaheim.
- WALKER, R. G. (1980). «Turbidites and associated coarse clastic deposits». In *Facies Models (Geoscience Canada, Repint Series)*, Ed. R. G. Walker, pp. 91-103.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS. 23 - MADRID. 3

