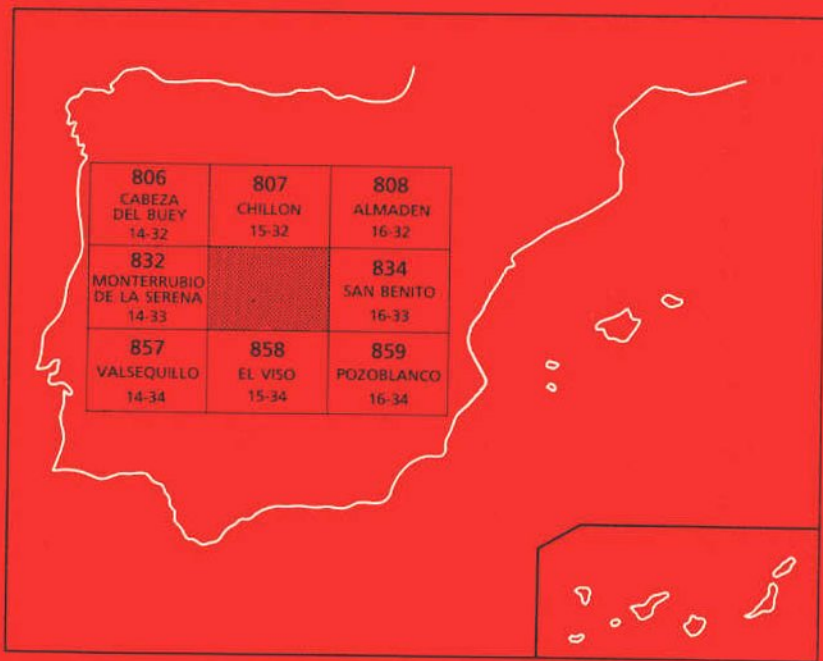




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



HINOJOSA DEL DUQUE

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

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

HINOJOSA DEL DUQUE

Primera edición

MADRID, 1.990

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S.A.

Imprime: MAWIJO, S.A.

Depósito legal: M-24820-1990

NIPO: 232-90-005-1

La hoja de Hinojosa del Duque ha sido realizada a partir de un convenio existente entre el Instituto Geológico y Minero de España y Minas de Almadén y Arrayanes, S. A.

En la realización de la cartografía ha intervenido el siguiente equipo de trabajo:

- Luis Santiago Rodríguez Pevida.
- Manuel Mira López.
- Enrique Ortega Gironés.

Se ha empleado la cartografía inédita de INGEMISA (1981) del sector de Belalcázar y Santa Eufemia, realizada por Jorge Soubrier.

En la redacción de la memoria han intervenido:

- Luis Santiago Rodríguez Pevida.
- Manuel Mira López.
- Enrique Ortega Gironés.

El estudio petrológico fue realizado por el Dr. Emilio Pascual Martínez y colaboradores del Departamento de Petrología de la Universidad de Granada.

Las determinaciones paleontológicas fueron efectuadas por el Dr. Jenaro García Alcalde y colaboradores del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo.

Supervisión, coordinación y dirección del Instituto Geológico y Minero de España.

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. Introducción	11
1.2. Precámbrico	11
1.2.1. Pizarras y grauwacas (9)	11
1.3. Ordovícico	12
1.3.1. Pizarras limolíticas y areniscas. Tremadociense (10)	12
1.3.2. «Cuarcita Armoricana» Arenigiense (11)	12
1.3.3. «Alternancia Pochico» Arenigiense (12)	13
1.3.4. Pizarras de Calymene y Alternancia inferior. Llanvirniense-Llandeiloense (13, 14, 15)	14
1.3.5. «Alternancias de cantera» Llandeiloense-Caradociense (16)	15
1.3.6. Alternancia superior. Areniscas finas y pizarras. Caradociense (17).....	16
1.3.7. Nivel Silíceo con óxidos (18). Caradociense-Ashgilliense	16
1.3.8. Pizarras de Muro. Ashgilliense (19)	17
1.4. Silúrico	17
1.4.1. Cuarcita de criadero. Llandoveryense (20)	18
1.4.2. Pizarras negras con Monograptidos, pizarras finas y carbonosas (21). Llandoveryense-Gediniense	18
1.5. Devónico	19
1.5.1. Cuarcita de base. Siegeniense (22)	20
1.5.2. Areniscas y pizarras. Emsiense (23)	20
1.5.3. Cuarcitas ferruginosas. Frasnense (24)	20
1.5.4. Alternancia de areniscas y cuarcitas, limolitas y pizarras. Tramo de cuarcitas a techo Frasnense-Fameniense inferior (25, 26)	21

1.6.	Carbonífero	22
1.6.1.	Calizas arrecifales y pizarras (Viseense superior) (28)	23
1.6.2.	Pizarras y grauvacas en facies Culm (Viseense superior-Namurien- se A.) (29)	24
1.6.2.1.	Tramo inferior de pizarras y grauvacas (29-30)	24
1.6.2.2.	Tramo intermedio con calizas detríticas, grauvacas y pi- zarras (30-31)	25
1.6.2.3.	Tramo superior de pizarras y conglomerados con escasas intercalaciones de grauvacas (29-30-32)	25
1.6.3.	Carbonífero superior postorogénico (33)	26
1.6.3.1.	Conglomerados con cemento ferruginoso (33)	26
1.7.	Terciario	27
1.7.1.	«Rañas». Plioceno superior (34)	27
1.7.2.	Arcillas lacustres. Pliocenos superior (35)	27
1.7.3.	Depósitos de glaciares. Plio-Cuaternario (36)	27
1.8.	Cuaternario	28
1.8.1.	Coluviales y derrubios de ladera (37)	28
1.8.2.	Aluviales, terrazas y cauces abandonados (38)	28
2.	TECTONICA	28
2.1.	Introducción	28
2.2.	Estructuras de primera fase (F ₁)	29
2.3.	Deformaciones tardías	31
2.3.1.	Estructuras de segunda fase (F ₂)	32
2.3.2.	Estructuras de tercera fase (F ₃)	32
2.3.3.	Estructuras de cuarta fase (F ₄)	33
2.4.	Fracturas	34
2.5.	Edad de la deformación	34
3.	GEOMORFOLOGIA	36
4.	PETROLOGIA	36
4.1.	Rocas ígneas	36
4.1.1.	Rocas graníticas	37
4.1.1.1.	Granodiorita con enclaves (9)	37
4.1.1.2.	Granodiorita con fenocristales (7)	38
4.1.1.3.	Granito aplítico (6)	39
4.1.1.4.	Pórfidos (cuarzo) (leuco) (monzo) dioríticos (4)	39
4.1.1.5.	Pórfidos graníticos y granodioríticos (5)	40
4.1.2.	Rocas filonianas	40
4.1.2.1.	Aplitas (3)	40
4.1.2.2.	Filonos de cuarzo (2)	40
4.1.3.	Rocas subvolcánicas	41
4.1.3.1.	Rocas subvolcánicas básicas (1)	41
4.1.4.	Cronología relativa de las rocas graníticas	41

4.4. Rocas metamórficas	41
4.2.1. Metamorfismo de contacto producido por la granodiorita con enclaves (Batolito de Los Pedroches)	42
4.2.2. Metamorfismo de contacto producido por la granodiorita con fenocristales (Batolito de El Guijo)	42
4.2.3. Metamorfismo de contacto de la granodiorita con fenocristales superpuesto al de la granodiorita con enclaves	43
5. HISTORIA GEOLOGICA	43
6. GEOLOGIA ECONOMICA	46
6.1. Minería y canteras	46
6.1.1. Minería	46
6.1.2. Canteras	48
6.2. Hidrología	48
7. BIBLIOGRAFIA	55

0. INTRODUCCION

La hoja de Hinojosa del Duque se sitúa en la parte septentrional de Sierra Morena en el límite Norte de la comarca del Valle de los Pedroches. Corresponde al extremo norte de la provincia de Córdoba y al extremo suroeste de la de Ciudad Real, cuyo límite administrativo, que separa las dos provincias, viene marcado por el cauce del Río Guadalmeiz. Los núcleos de población más importantes son Hinojosa del Duque y Belalcázar, en el extremo suroeste de la hoja, y Santa Eufemia, en la parte oriental.

Las máximas elevaciones se presentan en la esquina noreste de la hoja, donde destacan el vértice del Horcón (869 m) y el Castillo de Santa Eufemia (839 m), oscilando la altitud media de la hoja entre los 400 y 500 m.

Desde el punto de vista hidrográfico queda comprendida en la cuenca del Guadiana, destacando el Río Guadamatilla, que atraviesa el centro de la hoja, y el Río Guadalmeiz, en el ángulo noreste.

Como antecedentes geológicos cabe mencionar, en primer lugar, a CASIANO DE PRADO *et al.* (1855), el cual estableció a grandes rasgos la estratigrafía del Paleozoico en esta zona. GROTH (1911-1914) establece una secuencia estratigráfica en el sector de la Sierra Morena Oriental, con especial detenimiento en el Devónico. HERNANDEZ SAMPELAYO (1926) publica un estudio-guía sobre las Minas de Almadén y su entorno, estudiando las faunas ordovícicas y silúricas.

CARBONELL (1926) asigna al *Culm* (Carbonífero inferior) los depósitos que afloran a ambos lados del Batolito de los Pedroches, rechazando las ideas de LUCAS MALLADA, que los consideraba cámbricos; CIRY (1936) estableció en líneas generales la estructura de la región. Posteriormente, ALMELA *et al.* (1962) realizan un estudio geológico detallado de la concesión de Minas de Almadén.

Ultimamente se ha incrementado el número de trabajos en la zona, entre los que cabe destacar: PUSCHMANN (1976), que estudió el Paleozoico entre San Benito y Torrecampo, estableciendo la existencia de una laguna estratigráfica en el Devónico medio; CABANAS (1968) realizó un estudio petrológico del macizo batolítico de los Pedroches y de la geología de sus bordes; BOUYX

(1970) estudió las formaciones anteordovícicas de la Meseta meridional; TAMAIN (1972) estableció la estratigrafía del Ordovícico y el Silúrico de Sierra Morena Oriental; SAUPE (1973) en su tesis estudió la geología del yacimiento de mercurio de Almadén; MORENO (1977) estudió el anteordovícico y la deformación hercínica en los Montes de Toledo occidentales; PEREZ LORENTE (1979) realizó un estudio estratigráfico detallado del Carbonífero al Sur del Batolito de los Pedroches y, por último, HAFENRICHTER (1980) precisó en Sierra Morena los límites inferior y superior del Ordovícico.

Recientemente, el IGME ha editado un volumen sintético (Geología de España, libro Jubilar de J. M. RIOS, 1983), dedicado en su tomo primero a la geología del orógeno hercínico de la Península Ibérica y en el que han colaborado numerosos autores, recogiendo la información actual sobre los aspectos estratigráficos, estructurales y petrológicos de esta zona.

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Hinojosa del Duque se encuentra, por una parte, en la zona luso-oriental Alcúdice de LOTZE, F. (1960) y, por otra parte, en el límite septentrional de la zona Ossa Morena, según la división de zonas de la Meseta Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972). Afloran en ella materiales pelíticos y areniscosos, bastante mal presentados, atribuidos al Precámbrico, sobre los cuales se sitúa en discordancia el Paleozoico representado casi en su totalidad por materiales cuarcítico-arenosos y pelíticos que forman una serie continua desde el Ordovícico al Devónico superior, salvo una laguna estratigráfica en el Devónico medio (PUSCHMANN, 1967).

Son frecuentes las intercalaciones de rocas volcánicas, sobre todo en el Silúrico y Devónico. La serie Paleozoica continúa con un potente paquete de materiales pelíticos y grauwáquicos en la base y pelíticos y conglomeráticos a techo, atribuibles al Carbonífero inferior en facies *Culm*.

Este sirve de encajante del Batolito de los Pedroches y al Batolito de El Guijo, así como a una serie de diques porfídicos y filones de cuarzo que en parte deben relacionarse con aquéllos. Pueden diferenciarse además las aureolas de metamorfismo de contacto asociadas a los dos macizos plutónicos.

Todos los materiales descritos anteriormente aparecen recubiertos por sedimentos pliocenos y cuaternarios, que en algunos casos pueden alcanzar espesores importantes.

La morfología de la zona, de tipo apalachense, es el resultado de varios ciclos erosivos, de los cuales el más importante y antiguo se sitúa a una cota aproximada de unos 500 m, de probable edad pliocena. Se diferencian varias superficies de desmantelamiento de los relieves cuarcíticos, sobre los cuales se ha encajado la red fluvial actual.

La zona tiene cierto interés minero, debido a la abundancia de indicios y minas existentes, aunque todos están actualmente inactivos. Las más importantes se sitúan sobre filones de plomo, pudiendo citarse además las de cobre, wolframio y antimonio, de menos importancia.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. INTRODUCCION

La serie establecida en la zona comprende materiales del Precámbrico, Paleozoico y depósitos Neógenos.

Los materiales de edad Precámbrica están constituidos por un paquete de pizarras y grauvacas. Sobre éstos se apoya discordantemente el Paleozoico, constituido por materiales de plataforma somera que abarcan desde pizarras limolíticas y areniscas del Tremadociense a pizarras, grauvacas y conglomerados del Carbonífero inferior, con una laguna estratigráfica en el Devónico medio (PUSCHMANN, 1967). Todos estos materiales están afectados por la orogenia hercínica. Por otro lado, los materiales post-orogénicos presentes son unos conglomerados de probable edad Carbonífero superior. Y por último, los depósitos Neógenos varían desde las «rañas» del Plioceno superior hasta los aluviales del Cuaternario.

El espesor de materiales Paleozoicos alcanza valores aproximados de 5.500 m que corresponden a 1.300-1.500 m, desde el Ordovícico al Devónico superior y 4.000 m para el conjunto litológico del Carbonífero.

1.2. PRECAMBRICO

Los materiales atribuidos a esta edad afloran escasamente dentro de la hoja, apareciendo únicamente en el núcleo del anticlinal de Santa Eufemia en una serie de pequeños afloramientos muy dispersos y de los que apenas se puede obtener información.

Las litologías observadas parecen, no obstante, similares a las descritas para materiales precámbricos en áreas próximas, regionalmente consideradas como discordantes bajo el Ordovícico (BOUYX, 1970; SAUPE, 1973; ARBIN y TAMAIN, 1973; MORENO, 1977, etc.), aunque en esta hoja no se ha podido aportar ninguna evidencia al respecto.

1.2.1. Pizarras y grauvacas (9)

Se trata de una secuencia rítmica de pizarras y grauvacas, las primeras de tonos verdosos, muy cuarteadas y con la esquistosidad S_1 , mal definida. Al microscopio las grauvacas están constituidas por cristales de cuarzo y plagioclasa (oligoclasa) englobados por una matriz de sericita-clorita que constituye aproximadamente el 20-25 por 100 de la roca. Entre los componentes accesorios destacan moscovita, minerales opacos, turmalina, biotita verde y circón. La roca original parece ser próxima y relacionada con un vulcanismo de carácter ácido, como indica la presencia de plagioclasas, además de la abundancia de matriz pelítica y la existencia de accesorios como la moscovita y la biotita verde.

Este carácter proximal se ve además apoyado por las características litológicas de conjunto, similares a las estudiadas desde el punto de vista sedimentológico en áreas muy próximas (Valle de Alcudia, por ejemplo, PUIGDEFABREGAS, 1981) y que teniendo en cuenta la proximidad geográfica, no deben cambiar sustancialmente las características del medio sedimentario.

1.3. ORDOVICICO

Constituye una secuencia transgresiva sobre el Precámbrico, depositándose una serie fundamentalmente detrítica que comprende una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras excepto un nivel silíceo con óxidos que se sitúa probablemente en la base del Asghilliense.

1.3.1. Pizarras limolíticas y areniscas. Tremadociense (10)

Este tramo está constituido por varios retazos discontinuos de una serie de pizarras limolíticas de tonos rojizos y amarillentos, con algunos paquetes interestratificados de areniscas que afloran de forma dispersa en el núcleo del anticlinal de Santa Eufemia.

La posición por debajo de la cuarcita Armoricana, y litología de estos materiales, nos induce a correlacionarlos con el tramo superior de la sucesión que BOUYX (1970) denominó «nivel rojo» de pizarras y areniscas micáceas alternando con areniscas. Igualmente estos materiales se pueden correlacionar a los términos que TAMAIN (1972) denominó *lie de vin*. Estos autores coinciden en asignar estos tramos al Tremadociense.

No obstante, se mantiene la duda de su posible asimilación al conjunto del Precámbrico superior, anteriormente descrito, que se justifica por la falta de continuidad de afloramientos por debajo de la cuarcita Armoricana, circunstancia que además no permite establecer ni siquiera a grandes rasgos, las características estratigráficas generales de la serie ni establecer correlaciones fiables con otras áreas.

1.3.2. «Cuarcita Armoricana» Arenigiense (11)

De acuerdo con la descripción de BOUYX (1970) de la secuencia de cuarcita Armoricana en la Meseta Meridional, se pueden distinguir tres tramos. «Areniscas inferiores» formado por areniscas y cuarcitas en bancos gruesos con algunos niveles de conglomerados a la base, «Nivel de abundantes pistas bilobadas» compuesto por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras en bancos decimétricos conteniendo *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi* que precisan una edad Arenigiense, y «Areniscas superiores» formados por areniscas y cuarcitas con menor proporción de pizarras.

Dentro de la zona estudiada pueden distinguirse tres tramos que por sus características se pueden correlacionar con los diferenciados por BOUYX (*op. cit.*) y que serán descritos a continuación:

a) Tramo inferior, formado por cuarcitas y areniscas cuarcíticas masivas o en bancos gruesos y mal definidos, en los que se ha observado laminación paralela y cruzada de gran ángulo. La potencia de este tramo varía de 100 a 120 m.

b) Tramo intermedio, en el que alternan las cuarcitas, areniscas y pizarras en bancos de 10 a 30 cm bastante discontinuos y en los que se aprecian laminación paralela y *ripples*. La potencia del tramo varía de 30 a 50 m.

c) Tramo superior, formado por cuarcitas y areniscas cuarcíticas blancas, bien estratificadas en bancos de 30 cm a más de 2 m, con raras intercalaciones de pizarras. En ellas aparecen estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, laminación paralela y *ripples*. La única pista encontrada en

la zona es del tipo *Cruziana goldfussi*, en el paraje de Charco Hondo, situado totalmente a techo de este tramo.

En la cartografía estos tres tramos los hemos incluido dentro de la misma unidad, ya que en la mayoría de los afloramientos sus contactos son imprecisos o aparecen cubiertos por derrubios de ladera. Esta formación litoestratigráfica por su resistencia a la erosión constituye los relieves más elevados de la zona. Generalmente pueden distinguirse dos crestas correspondientes a los tramos inferiores y superiores con una zona central más deprimida correspondiente al tramo medio. Los abundantes derrubios de ladera generados por este relieve suelen impedir la observación directa de los contactos con las formaciones adyacentes, aunque cuando éstos son visibles se aprecia la naturaleza gradual de dichos contactos.

Desde el punto de vista petrográfico, estas cuarcitas se incluyen en el término cuarzoarenitas, muy recristalizadas y sin ninguna matriz. Como accesorios presenta una fracción pesada de opacos y circón menor al 2 por 100 del total de la roca.

1.3.3. «Alternancia Pochico» Arenigiense (12)

El término «Pochico» fue introducido por TAMAIN (1972), quien lo tomó de la «Tabla de Pochico», a unos 2 kms al Sur de Aldeaquemada (Jaén). Este autor distingue dos tramos dentro de sus «estratos Pochico»: a) Alternancia de cuarcitas, areniscas micáceas e intercalaciones pizarrosas. b) Alternancia de areniscas y de pizarras arenosas.

Dentro de la hoja, sin embargo, no se han podido diferenciar estas dos unidades, en parte por la escasez de afloramiento y en parte porque nunca se han reconocido características litológicas distintas dentro de la formación, que parece constituir en realidad una alternancia que pasa gradualmente a la Cuarcita Armoricana hacia la base y a las pizarras de Calymene hacia el techo por variación de potencia y frecuencia de los niveles arenosos.

Este tramo se caracteriza por una secuencia alternante de areniscas micáceas con delgados lechos de pizarras sericíticas, entre los bancos areniscosos. En algunos tramos de la secuencia aparecen cuarcitas amarillentas con intercalaciones de pizarras, generalmente hacia el techo. En zonas localizadas se observa un predominio de facies pelíticas, pizarras caoliníticas o verdaderos caolines a las que se asocian niveles ferruginosos, indicativos en su conjunto de una probable actividad hidrotermal de origen no establecido. En estos tramos superiores es frecuente la aparición de laminación paralela, cruzada en bancos bastante discontinuos, algunos de los cuales (los más delgados) son trenes de *ripples*.

Las cuarcitas tienen las mismas características de la cuarcita Armoricana, mientras las areniscas se pueden incluir en el término de arenisca lítica, con una recristalización escasa y una matriz sericítica (mica blanca + sericita) de hasta un 10-15 por 100. Contiene una fracción pesada entre el 7-10 por 100, destacando en ella circón, turmalina y rutilo.

Hacia la base de la formación se han citado en áreas próximas la presencia de bilobites como *Cruziana goldfussi* y *Roualtia roualti* y *Rhysphicus* sp por parte de numerosos autores. En este sector solamente se han visto pistas del tipo *Roualtia* a unos 600 m al NE de Santa Eufemia.

La potencia de la formación en esta transversal se puede estimar en unos 100 m.

1.3.4. Pizarras de Calymene y Alternancia inferior. Llanvirniense-Llandeiloense (13, 14, 15)

Esta unidad consiste realmente en tres tramos litológicos que TAMAIN (1972) definió en Sierra Morena oriental, que de techo a muro son:

- «Esquistos Botella».
- «Cuarcitas inferiores».
- «Esquistos del Río».

Con una potencia total de este sector de 590 m.

Del mismo modo, y en la zona de Almadén, Coullaut, *et al.* (*in litt.*), distinguieron estos tres tramos denominándoles:

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

Dando una potencia al conjunto de los tres tramos de 450 m.

En esta zona hemos podido distinguir los tres tramos definidos por Coullaut *et al.*, aunque aquí el espesor total reconocido es de unos 350 m.

Los tramos de «Calymene inferior» (13) y «Calymene superior» (15) tienen una litología idéntica, por lo que su descripción se abordará conjuntamente. Consisten en pizarras arcillosas muy puras, de tonos grises y verdes oscuros en corte fresco, con finas pasadas (0,5 a 2 cm) de limolitas arenosas muy claras, que permiten distinguir las superficies de estratificación. Es característica la presencia de nódulos limolítico-arenosos de forma irregular en determinados niveles de estas pizarras, tanto en el tramo inferior como en el superior.

Asociados en algunos casos a los niveles con nódulos y sin relación con ellos en otros, se han hallado varios yacimientos de fósiles dentro de las pizarras, siempre en localidades donde la diferenciación de los tres tramos ha sido difícil, por lo que no podemos definir a cual de los niveles pizarrosos corresponden, si al inferior o al superior. Así la única biozona detectada en todas las muestras recogidas ha sido la de *Neseuretus tristani* (Brogniart), con la presencia además de la especie *Mucronaspis destombesi destombesi* (Henry) y briozoos como *Leptotrypa* sp. Esta asociación faunística tiene una edad Llandeilo.

Por otro lado, BOUYX y SAUPE (1966), en el sector de Almadén, detectaron en la base del tramo inferior la presencia de graptolites (Didymograptidos), definiendo una edad Llanvirniense. En la hoja de Tirteafuera, AMOR y ORTEGA (*in litt.*) observan que la edad de Llanvirniense superior se mantiene hasta cerca de la base de las «Alternancias inferiores» como lo demuestra la existencia del braquiopodo *Cacemia ribeiroi*, citando además la presencia de la biozona de *Heterortina* del Llandeiloense inferior. De acuerdo con estos datos, se puede precisar una edad para el tramo de pizarras de «Calymene inferior» de Llanvirniense-Llandeiloense inferior, siendo el tramo de «Calymene superior» de edad Llandeiloense.

El tramo de «Alternancia inferior» (14) se sitúa entre los dos conjuntos anteriormente descritos, siendo sus límites por uno y otro lado imprecisos y graduales. Está formado por una secuencia detrítica de areniscas beige y cuarcitas grises con intercalaciones de pizarras sericíticas. Localmen-

te puede llegar a constituir niveles cuarcíticos de bastante entidad que dan lugar a relieves de cierta importancia.

Petrográficamente, se trata de unas areniscas líticas con una matriz sericítica de hasta un 15 por 100 del total de la roca.

Dentro de estos niveles se han encontrado restos de trilobites mal conservados, algunas de cuyas formas recuerdan el género *Neseuretus*. De todas formas la edad de este conjunto queda definida por su posición entre los tramos de «Calymene inferior» y «Calymene superior». Asignamos, por tanto, a las «Alternancias inferiores» una edad Llandeiloense.

1.3.5. «Alternancias de cantera» Llandeiloense-Caradociense (16)

Este tramo es correlacionable al conjunto que TAMAIN (1972) en Sierra Morena oriental definió como «Cuarcitas Botella» y a la formación de potentes barras cuarcíticas que ALMELA *et al.* (1962) denominó «Cuarcita de cantera» en la zona de Almadén. Se sitúa sobre las «pizarras de Calymene», constituyendo una potente secuencia de materiales predominantemente arenicosos con varios metros, de pizarras sericíticas.

Litológicamente, esta secuencia constituye un conjunto de areniscas más o menos cuarcíticas con pasadas de pizarras micáceas y limolitas. Son frecuentes los niveles de areniscas finas tableadas, alternando con paquetes más masivos, silíceos y duros. En general, estos materiales se ordenan en una secuencia regresiva y granocreciente hacia el techo, culminando en una barra cuarcítica con notable resalte topográfico y pasando gradualmente hacia la base a las pizarras infrayacentes. Esta barra cuarcítica, de notable continuidad lateral, es una de los mejores niveles guía para establecer la estructura cartográfica de la zona.

Petrográficamente, estas cuarcitas son similares a las demás barras cuarcíticas de la serie Paleozoica, constituyendo una roca detrítica con un 90 por 100 de cuarzo y menos de un 10 por 100 de matriz sericítica.

Los bancos de areniscas muestran bastantes estructuras sedimentarias primarias como laminación paralela, estratificación cruzada, huellas de gotas, granoclasificación y *ripple marks*. La potencia estimada para el conjunto de la formación es del orden de los 150 m.

En esta zona no se ha encontrado fauna alguna dentro de este tramo, si bien CARRE *et al.* (1970) descubrieron un yacimiento de trilobites hacia la base del mismo en la hoja de Aldeaquemada (863), cuya asociación *Calymenella brongniarti* (Deslongchamps), *Plaesiacomia ochlerti* (Kerforne), *Plaesiacomia? grevicaudata* (Desl.) y *Crozonospis incerta* (Desl.) le permitió atribuir a la base de las «Cuarcitas botella» una edad Llandeiloense. LAURET (1974) también indica la existencia de fauna de edad Llandeiloense en la base de esta serie, en el sector de Almadén-Almadenejos.

Por tanto, este conjunto de materiales puede ser atribuido a una edad que abarca desde el Llandeiloense medio-superior hasta la base del Caradociense, ya que el límite superior de este conjunto no está definido faunísticamente.

1.3.6. Alternancia superior. Areniscas finas y pizarras. Caradociense (17)

Sobre las «Alternancias de canteras» se sitúa esta serie, que consta de dos tramos claramente distintos, aunque no han sido separados en la cartografía. Estos tramos ordenados de muro a techo son: pizarras arcillosas gris negruzca, de aspecto noduloso con potencia aproximada de 20-25 m (esquistos cantera de TAMAIN, 1972; «pizarras de cantera», de COULLAUT *et al.*, *in litt.*). Por sus características litológicas este tramo es difícilmente reconocible en el campo.

— Alternancia rítmica de areniscas finas y pizarras («bancos mixtos», de TAMAIN, 1972; «alternancias superiores», de COULLAUT *et al.*, *in litt.*).

En las pizarras basales y localizado a unos 3 km al NE de Santa Eufemia, se ha localizado un yacimiento con fauna de trilobites (*Crozonaspis dujardini* [Roualt] y *Omnia* sp), braquiópodos articulados (*Heterothis* sp) e inarticulados (*Pseudolingula?* sp), bivalvos (*Palaenoieilo* sp y *Cyclocha?* sp) y fragmentos de equinodermos.

De acuerdo con la repartición actualmente admitida para la especie *C. dujardini*, este nivel de pizarras podría pertenecer al Caradociense inferior.

Encima de las pizarras comienza una secuencia rítmica de areniscas finas en bancos de unos diez centímetros, separados por pasadas de uno o dos centímetros de pizarras micáceas, cuya potencia se estima en unos 150 m. Es frecuente encontrar estructuras de *slumping* en estos niveles.

Petrográficamente este tramo está constituido en la base por areniscas líticas con una matriz sericítica de hasta un 15 por 100 y una fracción pesada de un 20 por 100 y que hacía techo pasan a unas areniscas calcáreas debido a la presencia de carbonatos como mineral detrítico fundamental.

En esta zona no se ha encontrado fauna alguna, si bien ALMELA *et al.* (1962), citan un yacimiento con la presencia de: *Dalmanella testudinaria*, (Dalm) y *Trinucleus goldfussi* (Ban), del Caradociense.

En los niveles inferiores de este tramo COULLAUT *et al.* (*in litt.*) citan la siguiente fauna: *Eremotrema biconvexum* (Beubolt), *Criptolithus grenieri* (Berg), *Dalmanella testudinaria* (Dalm), *Omnia superba* (Brancroft), asignándoles igualmente una edad Caradociense.

ALMELA *et al.* (1962), SAUPE (1971), TAMAIN (1972), LAURET (1974), COULLAUT *et al.* (*in litt.*) citan la existencia de una lumaquela en el techo de esta formación. LAURET (1974), atendiendo a la presencia de *Snobodaina*, braquiópodo desconocido en el Ashgillense, sitúa el techo de esta formación aún en el Caradoc. Aunque este nivel lumaquélco no se ha encontrado dentro de la hoja, puede asumirse en principio esta misma edad para el límite superior de la Alternancia superior.

1.3.7. Nivel Silíceo con óxidos (18). Caradociense-Ashgillense

A techo de la formación anterior se encuentra localmente un nivel de menos de 5 m de espesor consistente en varios bancos de una roca silíceo, oquerosa con abundantes óxidos, asociado a rocas volcánicas básicas y cuya posición estratigráfica equivale totalmente al nivel guía denominado por TAMAIN, «Caliza urbana», con el cual tiene algunas características comunes, aparte

de su posición idéntica en la serie de Ordovícico superior. Este nivel ha sido localizado en varios puntos al Norte y al Este de Santa Eufemia.

En otros puntos de la región también ha sido reconocido este nivel. Así COULLAUT *et al.* (*in litt.*) describen en la hoja de Almadén un nivel con características idénticas a las descritas aquí. Asomos volcánicos asociados a este nivel han sido citados anteriormente en la Sierra Morena oriental (TAMAIN, 1972), aunque se trata siempre de un vulcanismo eminentemente ácido, con tobas y cineritas. Los asomos encontrados en esta zona corresponden, por el contrario, a basaltos olivínicos muy alterados, cuyas características petrográficas corresponden a las rocas subvolcánicas generalizadas en toda la serie Precámbrica y Paleozoica (excepto el Carbonífero) a escala regional.

Teniendo en cuenta este hecho y la diferencia del quimismo respecto al vulcanismo ácido citado por TAMAIN (*op. cit.*), es posible que no se trate realmente de un vulcanismo peculiar asociado a este nivel estratigráfico en concreto.

Si correlacionamos este nivel con la «Caliza urbana», no existe ningún problema de datación, ya que autores como FUGANTI y SERPAGLI (1968), al Sur de Viso del Marqués (Ciudad Real), y LAURET (1974), atribuyen una edad Ashgillense inferior a este tramo. Por otra parte, GARCIA SAN SEGUNDO y LORENZO ALVAREZ (*in litt.*), en la hoja de Siruela y a partir de dataciones con conodontos sitúan el límite Caradociense-Ashgillense en la base de la «Caliza urbana».

1.3.8. Pizarras de Muro. Ashgillense (19)

Con este nombre las definió SAUPE (1971) en el sector de Almadén por situarse debajo de la «Cuarcita de criadero». Pueden considerarse equivalentes a los que TAMAIN (1972) denominó «esquistos Chavera» en la zona del Centenillo (Jaén).

Se trata de un tramo de unos 100 m de potencia máxima constituido esencialmente por pizarras sericítico-alumínicas de color negro en las que aparecen escasos fragmentos tamaño arena muy fina embebidos en una matriz recristalizada, limolítica en origen.

En cuanto a su edad, estas pizarras han sido consideradas como azoicas, por lo que se han datado en función de su posición estratigráfica. TAMAIN (1972) y HAMMAN (1976), de acuerdo con estos criterios, las sitúan en el Ashgillense. Recientemente HAFENRICHTER (1980) encontró fauna de acritarcos dentro de este nivel, obteniendo una edad Llandoveryense. Por lo tanto, puede considerarse que el tránsito Ordovícico-Silúrico estaría situado en algún punto indeterminado dentro de esta formación.

1.4. SILURICO

De acuerdo con los datos actuales, el límite Ordovícico-Silúrico no ha podido establecerse con precisión. Para ALMELA *et al.* (1962) y SAUPE (1973) el Silúrico se inicia en la base de la «Cuarcita de criadero». En cambio, para TAMAIN (1972) el ciclo del Ordovícico culmina a techo de las «Cuarcitas superiores» equivalentes a la «Cuarcita de criadero», de la zona de Almadén. A partir de los datos de HAFENRICHTER (1980), ya citados en el apartado anterior, es más adecuado

establecer el límite Ordovícico-Silúrico en un punto indeterminado de las «Pizarras de muro».

La serie Silúrica en esta zona está constituida esencialmente por cuarcitas y pizarras con numerosas intercalaciones volcánicas.

1.4.1. **Cuarcita de criadero. Llandoveriense (20)**

Este nombre dado por ALMELA *et al.* (1962) en la zona de Almadén es debido a que esta cuarcita es el metalotecto de la mineralización de mercurio en esa zona, y son correlacionables a las «cuarcitas superiores» que TAMAIN (1972) definió en Sierra Morena oriental.

La «cuarcita de criadero» aflora ampliamente en la esquina NE de la hoja y tanto su continuidad lateral como su resalte topográfico hacen que constituya uno de los mejores niveles guía a escala cartográfica.

Se trata de una secuencia eminentemente cuarcítica de 30-40 m de potencia, en la que no se han podido diferenciar tramos que se reconocen en el sector de Almadén (SAUPE, 1973, COULLAUT *et al.*, *in litt.*) y que de techo a muro son:

- Cuarcitas arenosas superiores de color negro y frecuentemente con nódulos de pirita.
- Cuarcitas con pizarras micáceas alternantes, con estructuras de carga.
- Ortocuarцитas blancas muy puras.

Ya que todos los sedimentos atribuibles a esta formación poseen las características petrológicas del tramo inferior.

En diversos afloramientos se han observado estructuras sedimentarias primarias como *ripple-marks*, estratificación cruzada y estructuras de carga.

Petrográficamente están constituidas por cuarzo en más del 95 por 100 de la roca, con opacos, turmalina, circón y sericita como accesorios. La escasa matriz sericítica está algo recristalizada y los opacos aparecen alterados, en parte, a óxidos de hierro. A falta de argumentos paleontológicos, no se puede definir con precisión la edad de las «cuarcitas de criadero», pero debido a su posición estratigráfica entre las «pizarras de Muro» que llegan al Llandoveriense y las pizarras ampelíticas con Monograptidos del Llandoveriense medio, parece lógico incluirlas en el Llandoveriense inferior.

1.4.2. **Pizarras negras con Monograptidos, pizarras finas y carbonosas (21). Llandoverniense-Gediniense**

Esta formación se sitúa inmediatamente encima de la «cuarcita de Criadero» y es fácil de reconocer en el campo porque ocupa amplias zonas topográficamente deprimidas adyacentes a esta cuarcita.

La litología de este conjunto está formada por pizarras arcillosas finas, de color negro («pizarras ampelíticas») hacia la base, que contienen abundantes graptolites y nódulos de forma discoidal casi perfecta, en cuyo interior suele aparecer fauna y restos vegetales. Otra característica de estos niveles basales es la presencia de azufre.

La mayor parte de la serie está constituida por pizarras finas, negras en corte fresco y grisáceas, amarillentas y violáceas cuando se alteran, son rocas pelíticas muy exfoliables y fácilmente deleznales, con niveles de liditas negras ocasionalmente.

Asociadas a las series detríticas finas se presentan intercalaciones volcánicas básicas en forma de *sills*, diques o apófisis irregulares de mayor o menor envergadura. Aparecen intercaladas entre las pizarras como un paquete más de la serie sedimentaria hasta llegar, localmente, a ser predominantes.

La base de este tramo ha sido datada paleontológicamente con gran precisión, merced al nivel de pizarras ampelíticas, que contienen abundantes graptolites y permiten atribuirles una edad Llandoveryense medio. A continuación se citan las especies identificadas en este tramo basal, en una localidad situada al E de Santa Eufemia: *Monograptus pandus* (Lapworth), *M. crenularus* (Lapworth), *M. marri* (Perner), *M. rathzainiensis* (Eisel), *M. vonerinus cf. cretatus* (Torunquist), *M. undulatus* (Elles and Wood), *M. clintonensis* (Hall), *M. nicholsoni* (Perner), *M. variabilis* (Perner) y *M. incomodus* (Torquist), conuláridos, nautiloideos (*Michellinocera* sp) y branquiópodos (Orthida, gen. et sp. indet), que corresponden a diversas zonas del Llandovery de la escala de Elles y Wood (zonas 18 a 25: *M. cyphus* a *M. crenulatus*).

Cuando se sale de los tramos basales de esta formación resulta difícil volver a encontrar niveles fosilíferos, si bien ALMELA *et al.* (1962), citan varios puntos (núms. 6, 16 y 68) con asociaciones de monograptidos correspondientes a la zona 33 de Elles y Wood (Ludlowense inferior).

Más hacia el techo no se han encontrado más faunas en el dominio de esta hoja, si bien en la hoja de Valdemanco del Esteras (782) se citan faunas gedienses al techo de la formación (MOLINA CAMARA y FERNANDEZ CARRASCO, *in litt.*).

1.5. DEVONICO

El tránsito Silúrico-Devónico no se ha podido determinar con precisión, ya que la formación descrita en el apartado anterior y que define típicamente al Silúrico desde el punto de vista litológico, continúa sin cambio de facies hasta la base del Devónico, tal como ha sido ya expuesto anteriormente y dentro de esta hoja no se han encontrado criterios paleontológicos que permitan situar este límite. No obstante, ALMELA *et al.* (1962), SAUPE (1973), COULLAUT *et al.* (*in litt.*), MOLINA CAMARA y FERNANDEZ CARRASCO (*in litt.*), coinciden con la mayor parte de los autores en incluir el tránsito Silúrico-Devónico dentro de dicha formación, que se presenta hacia techo con unas facies más areniscosas, indicando un cambio gradual en el régimen de sedimentación.

Queda representado por un conjunto de materiales cuarcíticos, areniscosos y pizarrosos con diversas intercalaciones de rocas volcánicas básicas. Todos estos materiales se alternan en el conjunto Devónico, que van desde el Devónico inferior al Devónico superior excepto una laguna estratigráfica que se sitúa en el Devónico medio (PUSCHMANN, 1967) y cuya presencia tampoco ha podido ser determinada con evidencias paleontológicas dentro de esta zona. Las litofacies existentes y la correlación con áreas próximas, sin embargo, parecen indicar su existencia.

1.5.1. **Cuarcita de base. Siegeniense (22)**

Dentro del sector estudiado aflora una corrida de cuarcitas ferroginosas en la esquina NE de la hoja. La litofacies existente sugiere una edad devónica para estos materiales, sin que se pueda precisar si pertenecen al Devónico inferior y al superior. Unos restos fósiles de escasa calidad (fragmentos inclasificables de trilobites, braquiópodos, gasterópodos y crinoideos) no permiten asignar ninguna edad a este tramo. En función de esto, seguiremos la interpretación de ALMELA *et al.* (1962) en su mapa geológico, donde la han incluido dentro de los tramos basales del Devónico inferior.

Recientemente, PUSCHMANN (1970) y VERGES (*in litt.*) en la vecina hoja de Chillón, interpretan estos mismos materiales como una barra litoral de gran extensión, realizando una datación mediante braquiópodos que indican una edad Siegeniense superior-base del Emsiense superior para el techo de la cuarcita.

En cualquier caso y aún suponiendo que la correlación efectuada sea correcta, debe hacerse constar que en esta zona el contacto entre los materiales Silúricos y Devónicos está tectonizado, ya que estas cuarcitas interpretadas como basales buzan siempre hacia el Sur, estando por lo tanto la serie devónica en posición ligeramente invertida.

1.5.2. **Areniscas y pizarras. Emsiense (23)**

Desde el punto de vista cartográfico forma una extensa franja que se sitúa paralela y adyacente a los relieves cuarcíticos originados por los materiales frasnienses suprayacentes. Este tramo está constituido por una alternancia de areniscas y pizarras sericíticas, con neto predominio de las primeras, que llegan a ser verdaderas cuarcitas. Dentro del tramo hay niveles de pizarras sericíticas bastante puras, blancuzcas y verdosas de varios metros de espesor. La actividad volcánica asociada a este período se manifiesta en algunos puntos por la presencia de lavas de composición andesítica y rocas piroclásticas.

La edad Devónico inferior para este tramo ha sido deducida teniendo en cuenta su posición estratigráfica por debajo de la cuarcita de la base del Frasniense y por su similitud con los materiales descritos por COULLAUT *et al.* (*in litt.*) pertenecientes a esta edad en la hoja de Almadén, como una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas formando pequeños ciclos negativos (*thickening and coarsening upward*).

La potencia de este tramo debe ser estimada entre unos 80 m hasta 100 m como mucho.

1.5.3. **Cuarcitas ferruginosas. Frasniense (24)**

Este tramo aflora continuamente en el flanco sur del anticlinal de Santa Eufemia, siendo más restringido al sureste de esta misma localidad.

Constituye una secuencia eminentemente silíceo-ferruginosa de cuarcitas y areniscas ferruginosas de tonos rojizos debido a la oxidación de los opacos presentes, formando una corrida de marcado relieve topográfico. En numerosos puntos del sector del Miramonte (al O de Santa Eufemia) se ha detectado la presencia de un(os) nivel(es) con óxidos de hierro en proporción elevada, cuya potencia no ha podido ser precisada al no encontrarlo(s) casi nunca *in situ*.

La datación de este tramo no ofrece mayores problemas, ya que varios niveles contienen una abundante fauna característica de braquiópodos que permiten atribuirles una edad Frasnense. Han sido integradas en este tramo las siguientes biozonas: biozona de *Cyphoterorhynchus marianus*; con *Cyphoterorhynchus* cf. *koraghensis* (Reed), *Ripidiorhynchus* sp. y *Cyrtospirifer schelonicus* (Nalivkin), *Cyphoterorhynchus marianus* (Verneuil y Barrande), *Ripidiorhynchus* cf. *barroisi* (Rigaux) y *Cyrtospirifer* cf. *brodi* (Wenjukpv), tentaculites (*Homoctenus* sp.), artejos sueltos de crinoideos y bivalvos.

- Biozona de *Apousiella almadenensis*.

En su yacimiento situado al Sur de Santa Eufemia se han reconocido braquiópodos, así *Adolfia? acutosinu* (BOUCHARD) y crinoideos indeterminados.

De lo anteriormente expuesto se puede asimilar este paquete cuarcítico a la base del Devónico superior con una edad de Frasnense inferior pudiendo llegar a tramos más altos del Frasnense.

La potencia de todo este tramo puede estimarse entre los 40-50 m.

Es necesario repetir aquí que la ausencia de datos paleontológicos por debajo de este nivel impide precisar la existencia de la laguna estratigráfica abarcando el Devónico medio y que ha sido postulada a escala regional en esta zona.

1.5.4. **Alternancia de areniscas y cuarcitas, limolitas y pizarras. Tramo de cuarcitas a techo. Frasnense-Famenense inferior (25, 26)**

Este conjunto de materiales situado sobre el tramo anterior aflora en el flanco sur del anticlinal de Santa Eufemia. Consiste en una secuencia de areniscas y cuarcitas rojizas y verdoso-acarameladas predominantes, alternando con limolitas amarillentas y pizarras verdes y rosado-vinosas. Aparecen a lo largo de este tramo numerosos asomos de rocas volcánicas básicas en forma de sills y diques. Todo este tramo tiene una potencia que varía de unos 60-80 m.

Hacia el techo se pasa gradualmente a un paquete cuarcítico de unos 20 m de potencia, consistente en una alternancia de cuarcitas grises-blancuzcas en bancos de 5 a 10 cm. Al Oeste de Santa Eufemia este último tramo aparece metamorfozando formando parte de la aureola de metamorfismo de contacto del batolito de El Guijo. Este tramo aparece como una secuencia de cuarcitas grises-verdosas, muy recristalizadas, de unos 30 a 35 m de potencia y en bancos de hasta 1 m de espesor.

Hacia la base de la serie se han encontrado excelentes yacimientos faunísticos, verdaderas lumaquelas de braquiópodos, pudiendo diferenciarse las siguientes biozonas: biozona de *Longispina maillieuxi*, con los braquiópodos *Aulacella* sp., *Schizophoria* sp., *Eoschuchertella* sp., *Douvillina of fischerei* (Vernenil); *Lon ispina aillieuxi* (Rigaux), *Productella* sp., *Ripidiorhynchus rotalensis* (Bricé), *Cirtospirifer schelonicus* (Nalivkim) y C. cf. *verneilli* (Murchison), *trilobites*, así *Bradocryphaeus hispanicus* (Richter y Richter), además de fragmentos de crinoideos y briozoos.

Biozona de *Aulotornoceras* + *Buchiola*. En un afloramiento situado al suroeste de Santa Eufemia se han reconocido celafópodos, así *Aulotornoceras auris* (Quenstedt), *A.* sp., *Lobobatrices* sp., *Batritoideo* gen. et sp. indet. y *Nautiloideos* gen. et sup. indet., bivalvos, como *Buchiola* cf.

palmata (Goldfuss), *Carydium cf. concentricum* (Spriesterbach), *C. sp. Grammysia sp.*, *Buchiola grumiensis* (Steininger), *B. cf. costulata* (Babin), *B. sp.*, *Oposthocoelus cf. concentricus* (Beushausen), *Leptodesma sp.*, *Crassatellopis sp.*, gasterópodos (*Holopea sp.*) y fragmentos indeterminados de flora?

Al sureste de Santa Eufemia, al Norte de la cantera de calizas actualmente en explotación, aparece un tramo detrítico, situado en el techo de esta serie, aparentemente en concordancia con los tramos calcáreos con corales y debajo de ellos. Este tramo está constituido por un paquete de pizarras gris-verdes con cantos cuarcíticos de hasta 1 cm flotando en una matriz pelítica y en el que hacia techo se intercalan algunos niveles centimétricos de areniscas calcáreas.

En este tramo se ha reconocido la presencia de trilobites, bastante mal conservados, pudiendo reconocerse únicamente los géneros *Trimercephalus sp.* y *Ductinia? sp.* que sugieren con una relativa seguridad el Fameniense inferior.

Teniendo en cuenta la aparición de la biozona de Aulaternoceras + *Buchiola* determinada por PARDO (1983), en el sinclinal de Guadálmez, al Norte de esta hoja, en un tramo litológicamente similar, parece viable realizar una correlación entre ambas series, que de acuerdo con la interpretación de este mismo autor, correspondería al tránsito Frasnense-Fameniense. CHARPENTIER *et al.* (1976) en Sierra Morena oriental describen la presencia de ostracodos indicando una edad Devónico terminal-Tournaisense y negando la existencia de una laguna estratigráfica en la base del Carbonífero.

Este hecho, sin embargo, no ha podido ser demostrado dentro de esta hoja. Por encima de los niveles datados como Fameniense inferior, a pocos metros, y en aparente concordancia, aparecen ya los niveles carbonatados con faunas del Viscense superior. La ausencia de datos paleontológicos entre ambos niveles impide precisar si se trata de una laguna estratigráfica o de una serie condensada.

Sin olvidar la posibilidad de tectonización de este límite, frecuente en toda la zona, y considerando los datos de PARDO (*op. cit.*), en el sinclinal de Guadálmez la existencia de una laguna parece probable.

1.6. CARBONIFERO

Tanto por criterios estratigráficos y paleogeográficos como estructurales pueden diferenciarse dos series de materiales Carboníferos:

- Una constituida por calizas arrecifales y pizarras de edad Viseense superior y en aparente concordancia con los materiales del Devónico superior.
- Otra constituida por una potente sucesión de pizarras y grauvacas, de edad Viseense superior-Namuriense A.

Estas dos series están parcialmente separadas por un accidente tectónico que llega a poner en contacto el techo de las facies Culm con los tramos basales carbonatados, laminando la mayor parte del flanco norte del Sinclinal de los Pedroches (ver capítulo de Tectónica).

1.6.1. Calizas arrecifales y pizarras (Viseense superior) (28)

Esta serie aflora únicamente en el sector Este de Santa Eufemia. Se trata de calizas de grano fino, micritas y microesparitas oscuras con abundantes corales rugosos en posición de vida, además de corales tabulados y conodontos, todo lo cual ha permitido datarlas como Viseense superior. Por encima aparecen unas pizarras verdosas, satinadas, con cantos angulosos y en los cuales no se han podido encontrar fósiles.

Se trata de lentejones de potencia muy variables (desde pocos centímetros hasta más de 30 m), aunque siempre con escasa continuidad lateral. Los niveles de cierta potencia llegan a producir un cierto resalte topográfico, especialmente notable en el caso del nivel carbonatado actualmente en explotación mediante canteras, al SE de Santa Eufemia.

Es importante reseñar, además, que la facies de estas calizas es completamente diferente a la de los niveles carbonatados bioclásticos, intercalados en las facies típicas del Culm, que serán descritos en el apartado siguiente.

La serie parece estar concordantemente sobre unas pizarras con lentejones de areniscas calcáreas con trilobites de edad Fameniense inferior implicando la probable existencia de una laguna estratigráfica que abarcará el resto del Fameniense, el Tournaisiense y el Viseense inferior y medio.

En conjunto se le puede estimar a la serie un espesor de 100 m. A continuación se citan los fósiles que han permitido la datación de las calizas como Viseense superior:

Corales rugosos.

Clisiophyllum cf garwoodi (Salee).

Axophyllum expansum (Milne-Edwards y Haime).

Siphonodendromm sp. cf. S.n. sp. (Poty).

Keyserlingophyllum-?-sp.

Dibunophyllum bipartitum (Mc Coy).

Dibyphyllum aff pasciculatum (Fleming).

Carruthersella sp.

Simplectophyllum sp.

Nagatophyllum sp.

Canuthersella aff compacta (Garwood).

Axophyllum mendipense (Sibly).

A cf lonsdaleiforme (Salee).

A cf pseudokirsopianun (Smenoff).

Gangamophyllum of densitabulatum (Poty).

Caninophyllum-?-sp.

Palaeosmia murchisoni (Milne-Adwards y Haime).

Bothrophyllum cf. lateseptatum (Poty).

Corales tabulados

Cladochonus sp.

Conodontos

Mestognathus bipluti (Higgins).

1.6.2. Pizarras y grauvacas en facies Culm (Viseense superior-Namuriense A.) (29)

Se trata de una potente serie de materiales pizarroso-grauváquicos con conglomerados y calizas detríticas intercaladas. Durante los últimos años se ha considerado a esta potente serie carbonífera como el resultado de una sedimentación en condiciones relativamente profundas, dentro de una cuenca que sufre una rápida subsidencia; es decir, las características aceptadas generalmente para un depósito de tipo «Culm».

Recientemente, estudios sedimentológicos realizados en estas mismas facies al Sur del Batolito de los Pedroches, parecen indicar condiciones de depósitos menos profundos, en zonas de plataforma afectadas por tormentas (PEREZ LORENTE, 1979). El notable espesor de materiales que se han acumulado, sin embargo, hace necesaria una rápida subsidencia para su depósito, sobre todo teniendo en cuenta la escasa diferencia de edades detectada a lo largo de toda la serie.

En general, los materiales Carboníferos en facies Culm aparecen en una amplia zona, topográficamente deprimida y con un relieve suavemente ondulado, destacando únicamente pequeñas elevaciones, asociadas a los niveles grauváquicos y conglomeráticos.

Es difícil estimar el espesor de este Carbonífero en facies Culm; no obstante, se le puede calcular una potencia aproximada de 4.000 m dentro de la presente hoja. Conviene señalar, por otra parte, que en el área estudiada no aparece la base de este Culm Carbonífero, la cual probablemente aparezca al Sur del Batolito de los Pedroches.

1.6.2.1. Tramo inferior de pizarras y grauvacas (29-30)

Es un tramo profundamente pizarroso, pizarras negras y gris oscuro, con finísimas intercalaciones de grauvacas, aproximadamente de 1 cm de ancho, constituyendo en conjunto una monótona estratificación lenticular. Localmente hay niveles donde alternan por igual pizarras y grauvacas. Estos últimos niveles se han diferenciado cartográficamente.

Los niveles finos de grauvacas corresponden a trenes de *ripples* asimétricos en los cuales es fácil reconocer su estructura interna. En la base presentan estructuras de carga y marcas de arrastres (*groove* y *chevron casts*.) en los bancos de grauvacas más gruesos (estratos de hasta 1 m de espesor) se ve granoclasificación positiva y en ocasiones acuñamientos laterales.

Únicamente en un punto de este tramo, en un nivel pizarroso, se han encontrado restos escasos y mal conservado de flora, concretamente *Calamites* (?) sp. y fragmentos de hojas de Licofitas, por otra parte de icnos (*Phycosiphon* sp.). En el primer caso, si la determinación genérica fuera correcta, nos indicaría simplemente una edad Carbonífera, por lo que respecta al icnogénero *Phycosiphon*, éste se extiende del Ordovícico al Terciario, pero la mayoría de las citadas del mismo pertenecen a las facies Culm del Carbonífero de Alemania.

Al microscopio se observa que las pizarras están compuestas por clorita, mica blanca, opacos y cuarzo. Por su parte, las grauvacas son rocas detríticas de fragmentos angulosos, con matriz clorítica y de óxidos, compuestas por cuarzo, albita, fragmentos de roca, clorita opacos y más escasamente mica-blanca, tumalina y circón. Los opacos pueden corresponder a materia orgánica.

1.6.2.2. *Tramo intermedio con calizas detríticas, grauvacas y pizarras (30-31)*

Este tramo está caracterizado por la íntima asociación de grauvacas y calizas detríticas junto a pizarras. Estos materiales aparecen ordenados en secuencias positivas, en las que de muro o techo aparecen sucesivamente grauvacas, calizas detríticas y pizarras. Este tramo tiene una potencia de 400-500 m.

Las grauvacas presentan granoclasificaciones positivas y laminación paralela, al microscopio aparecen como rocas detríticas de fragmentos angulosos con matriz de filosilicatos hasta un 25 por 100, según bandas y con cemento carbonático y recristalización silícea escasas. Compuestas por cuarzo, fragmentos de roca (en parte corresponden a rocas carbonáticas), opacos, mica blanca, albita, carbonatos y circón.

Las calizas son de color rosado y de carácter detrítico, presentan bases erosivas, granoclasificación y estratificaciones cruzadas y paralelas. Además contienen una alta proporción de fragmentos angulosos de roca y artejos de crinoideos. Su contenido faunístico, aparte de los ya mencionados crinoideos, consta de ostracodos, conodontos y corales. De los cuales se han identificado *Chaetetidae indet.* y de los conodontos *Paragnathodus cruciformis* (CLARKE) y *Declinognathodus noduliferus*. Estas dos especies, son en principio, incompatibles en cuanto a la edad, debido al hecho de que *P. cruciformis* pertenece, de acuerdo con la distribución hasta ahora observada, a las Biozonas-*noclosus a bilineatus bollandensis* (Viseense superior o Namuriense A. inferior); mientras que todas las subespecies de *D. noduliferus* parecen comenzar todas en el Namuriense A superior. Suponiendo, como parece lo más probable, que *P. cruciformis* fuese un elemento heredado, la edad a considerar sería Namuriense A. superior o algo más joven para este nivel, implicando además que este tramo carbonatado corresponde a un nivel de mezcla.

Una facies carbonatada similar a ésta fue datada por PEREZ LORENTE (1979) como Viseense medio-superior al Sur del Batolito de los Pedroches.

Las pizarras situadas por encima de los niveles calcáreos son de color pardo y bastante arenosas.

1.6.2.3. *Tramo superior de pizarras y conglomerados con escasas intercalaciones de grauvacas (29-30-32)*

Es un tramo diferenciable litológicamente por la alta proporción de pizarras y la aparición de niveles conglomeráticos hacia la parte alta, los cuales dan los únicos resaltes topográficos destacables de la penillanura formada por las facies Culm. Tanto las pizarras como las grauvacas presentan las mismas características que las descritas en los dos tramos anteriores.

Los conglomerados son ruditas, de carácter polimíctico, con un porcentaje de cantos mayor del 50 por 100, los cuales al microscopio aparecen más redondeados de lo que sugieren a nivel de

observación de campo. La presencia de cuarcitas metamórficas y, como se ha comprobado en la hoja adyacente (834-S. Benito), metavulcanitas parece indicar una procedencia de los aportes del Sur, ya que rocas con esta composición y facies no son conocidas en la serie paleozoica del extremo meridional de la zona Centroibérica.

En la continuación lateral hacia el Este de este Carbonífero en facies Culm, en el sector de La Carolina-Santa Elena (Norte de Jaén), G. TAMAIZ (1972), en compañía de ROUTHIER y M. J. PAVILLON, encontró dentro de los conglomerados restos vegetales entre los cuales *Archaeocalamites? radiatus* permite una datación dinantiense-Namuriense inferior.

Mención aparte merecen unos niveles de conglomerados y calizas detríticas que afloran en la zona NE de la hoja; en las proximidades de la Casa Picaraza. Concretamente en estas últimas se han encontrado abundantes corales rugosos que han permitido su datación con Viseense superior. Teniendo en cuenta que los niveles calcáreos datados en el tramo intermedio de la serie Culm suministran una edad Namuniense A., esto significa que las calizas de la Casa Picaraza ya pertenecerían al flanco Norte del sinclinal de Los Pedroches y representa el equivalente en edad de las calizas de Santa Eufemia, aunque en facies totalmente distintas.

A continuación se citan los corales rugosos que ha permitido su datación:

Symplectophyllum sp.

Nagatophyllum.

Carruthersella aff compacta (Garwood).

Axophyllum mendipense (Sibly).

A. cf. longdalesforme (Salee).

A. cf. pseudokirsopianun (Semenoff).

Gangamophyllum cf. densitabulatum (Poty).

Dibunophyllum bipartitum (Mc Coy).

Clisiophyllum garwoodi (Salle).

Caninophyllum (?) sp.

Palaeosimilia munchisoni (Milne-Edwards Haime).

Bothrophyllum cf. lateseptatu (Poty).

1.6.3. Carbonífero superior postorogénico

1.6.3.1. Conglomerados con cemento ferruginoso (33)

Se trata de un conglomerado de cantos subredondeados de cuarcitas y areniscas, con matriz grauváquica y abundante cemento ferruginoso. Es un depósito claramente postectónico (posthercínico), como puede deducirse de su posición horizontal y falta de deformación. Puede correlacionarse con unos niveles de características parecidas que citan COULLAUT *et al.* (*in litt.*) en la vecina hoja de Almadén, datándolos a partir de flora mal conservada como Estefaniense inferior.

Únicamente por las características litológicas y la disposición de las capas, ya que no se dispone de criterios paleontológicos, parece lógico asignar este tramo al Carbonífero superior.

La potencia de estos conglomerados pueden variar de 1 a 3 m.

1.7. Terciario

Está constituido por los materiales que se han depositado, sobre todo el conjunto de materiales deformados por la orogenia hercínica, constituyendo una capa discontinua, variada y poco potente.

1.7.1. «Rañas». Plioceno superior (34)

Estos materiales aparecen desarrollados en toda la hoja ocupando grandes manchas en la cartografía, casi siempre entre las cotas de 450 y 500 m, depositándose sobre los materiales deformados por la orogenia hercínica.

Un proceso de rejuvenecimiento muy reciente ha desmantelado en gran parte esta formación, que aún en el Cuaternario debía cubrir la mayor parte de la penillanura que forman los terrenos del Culm.

Está constituida, esta formación, por un depósito poco potente de arenas y limos con cantos cuarcíticos muy redondeados de hasta 20 cm de diámetro que se dispone subhorizontalmente sobre materiales preexistentes. Estos depósitos de rañas llegan a alcanzar 30 ó 40 cm de potencia.

HERNANDEZ PACHECO (1956) dató estos materiales como Villafranchiense, en la depresión de Mérida (Badajoz), donde aparecen fosilizando a materiales del Mioceno superior.

1.7.2. Arcillas lacustres. Plioceno superior (35)

En varios puntos situados al Oeste de Santa Eufemia afloran varios retazos de arcillas gris-azuladas que contienen nódulos y concreciones irregulares limolítico-areniscosas con carbonato cálcico. Estas arcillas, muy puras, recuerdan a sedimentos lacustres, quizá recientes, que hemos supuesto tienen su origen en una antigua laguna, cerrada por los relieves circundantes.

En el presente trabajo han sido atribuidos al Plioceno superior atendiendo a su disposición y facies, aunque la ausencia de criterios paleontológicos dan un carácter arbitrario a esta edad.

1.7.3. Depósitos de glacia. Plio-Cuaternario (36)

Se trata de terrenos dispuestos subhorizontalmente y con escasa potencia, constituidos por sedimentos detríticos finos (limos, arenas y arcillas) con cantos angulosos a subangulosos de cuarcitas, que ocupan unas áreas bastante extensas, especialmente en la zona de contacto entre el Culm y el Devónico.

No han sufrido ningún proceso erosivo posterior, cubriendo por igual a los depósitos de «rañas» como a los terrenos deformados por la orogenia hercínica.

1.8. CUATERNARIO

Los diferentes materiales cuaternarios cartográficos dentro de la hoja son:

- Coluviales y derrubios de ladera.
- Aluviales, terrazas y cauces abandonados.

1.8.1. Coluviales y derrubios de ladera (37)

Los depósitos coluviales están constituidos por detríticos finos con cantos angulosos de cuarcitas. Se han cartografiado en las laderas de relieves poco pronunciadas y en grandes superficies aún inclinadas pero ya alejadas de los relieves cuarcíticos.

Por otra parte, los derrubios de ladera están constituidos por cantos angulosos de cuarcitas con escasos detríticos finos. Ocupan las laderas de los grandes relieves cuarcíticos.

Se han cartografiado como una misma unidad ambos términos, debido a la dificultad de diferenciarlos en el campo.

1.8.2. Aluviales, terrazas y cauces abandonados (38)

Son depósitos ligados a los ríos y arroyos que discurren por la zona. Los aluviales están constituidos por limos con cantos redondeados en unos casos, y por cantos, gravas y arenas, en otros, en función de la energía de la corriente fluvial. Ocupan casi exclusivamente el cauce actual de los ríos y arroyos más importantes.

Los depósitos de terrazas están constituidos por cantos y gravas con arenas y limos, que ocupaban antiguamente más o menos amplias llanuras de inundación.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

Dentro del contexto regional en que se encuadra esta hoja, se ha mencionado por numerosos autores la existencia de ciclos orogénicos anteriores a la deformación hercínica. De una manera prácticamente general se ha aceptado la existencia de la discordancia «sárdica» (Ordovícico inferior) y algunos autores, además (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1972; SAUPE, 1973), postularon la existencia de una discordancia intraprecámbrica. Recientemente, en trabajos cartográficos realizados para el plan MAGNA al NE de esta hoja, se ha detectado la existencia de una discordancia angular separando materiales precámbricos con litologías diferentes (AMOR y ORTEGA, *in litt.*; ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, *in litt.*). Una situación similar fue descrita por BOUYX (*op. cit.*) en el Anticlinal del Esteras.

De acuerdo con los datos actuales existiría un suave plagamiento de edad Rifeense/Vendiense medio-superior señalado por una discordancia angular, seguido del depósito de materiales del Vendiense superior-Cámbrico inferior, que a su vez estarían recubiertos en discordancia erosiva por el Ordovícico inferior.

Dentro de esta hoja, sin embargo, existe solamente una pequeña mancha de precámbrico subaflorante, en el que no se han podido realizar observaciones estructurales. Por ello, es imposible constatar aquí la existencia de deformaciones pre-hercínicas, aunque su presencia en áreas muy próximas, como, por ejemplo, el Valle de Alcudia (AMOR y ORTEGA, *in litt.*; GARCIA SAN SEGUNDO, LORENZO ALVAREZ y ORTEGA, *in litt.*) hace sospechar su existencia.

En consecuencia, todas las estructuras tectónicas observables en la hoja son atribuibles al ciclo orogénico hercínico, cuyos rasgos generales son comparables a los descritos en áreas vecinas.

Así, existe una primera fase de deformación principal que lleva asociada la única esquistosidad existente (S_1) y que es responsables de la mayor parte de las estructuras cartográficas.

Posteriormente aparecen una serie de deformaciones de menor entidad, nunca generalizadas y que raramente llegan a modificar cartográficamente las estructuras anteriores.

Todo este conjunto de estructuras será discutido a continuación.

2.2. ESTRUCTURAS DE PRIMERA FASE (F_1)

Como se ha mencionado anteriormente, son las de mayor desarrollo y las responsables de las principales estructuras cartográficas, constituidas por grandes pliegues de plano axial, en general subvertical, con una ligera vergencia hacia el Sur.

Las trazas axiales de estos pliegues se encuentran, en general, según la dirección NO-SE, paralelamente a las trazas regionales hercínicas, aunque localmente esta dirección puede ser modificada por deformaciones posteriores (como ocurre en la esquina NE del mapa) que serán tratadas más adelante.

Los ejes de los pliegues se orientan paralelamente a estas mismas direcciones, suavemente ondulados y buzando ligeramente hacia el SE o hacia el NO, aunque estos buzamientos pueden ser mayores en las zonas antes mencionadas, donde se superponen deformaciones posteriores.

Desde el punto de vista geométrico, la morfología de los pliegues varía sensiblemente en función del comportamiento mecánico de los materiales afectados respecto a la deformación. Así, en los materiales ordovícicos, silúricos y devónicos, en los que son frecuentes niveles cuarcíticos de bastante espesor, muy competentes respecto a la deformación, los pliegues tienden a morfologías angulosas, con ángulos entre flancos bastante abiertos.

En los materiales carboníferos y especialmente en la alternancia de pizarras y grauvacas del «culm», el porcentaje de material pelítico alternante con niveles tableados y relativamente delgados de areniscas y grauvacas permiten el desarrollo de pliegues más apretados, aunque con tendencia a mantener los flancos rectilíneos, dando lugar a morfologías intermedias entre pliegues similares y *chevron folds*.

En cualquier caso, ambos tipos de pliegues se han generado por los mismos mecanismos de deformación; es decir, un proceso de *buckling* que en los materiales carboníferos está más evolucionado.

Esto es evidente no sólo a partir de criterios geométricos, sino también de características estruc-

turales secundarias, como son, por ejemplo, la presencia de estrías de deslizamiento entre capas con posición subperpendicular al eje de los pliegues.

Paralelamente a las diferencias establecidas en la geometría de los pliegues según la naturaleza de los materiales afectados, la esquistosidad S_1 ofrece también una evolución desigual, con un mayor desarrollo y penetratividad en los materiales incompetentes, condicionado por el porcentaje de materiales pelíticos y por el mayor aplastamiento. En conjunto se puede afirmar que la S_1 está prácticamente generalizada en los materiales carboníferos, mientras que su desarrollo es incipiente y con carácter local en el resto de los materiales.

Al microscopio, la ausencia de recristalización inducida por metamorfismo regional que es prácticamente inexistente, impide caracterizarle como *slaty cleavage* en sentido estricto, observándose como la rotación mecánica de granos y los procesos de disolución por presión son los principales mecanismos de deformación implicados en su génesis. De acuerdo con la clasificación realizada por BASTIDA (1981), podrían definirse como un *slaty cleavage grosero*.

Localmente, cuando la S_1 se ve muy afectada por procesos de recristalización térmica de metamorfismo de contacto, adquiere el aspecto morfológico de una *schistosity*, tanto a la escala del microscopio como de la lupa.

Otras estructuras asociadas a esta primera fase de deformación son las importantes fallas inversas paralelas al trazado de los pliegues y que pueden considerarse prácticamente como cabalgamientos.

El carácter compresivo de estas fracturas y su trazado paralelo a las estructuras permiten atribuirles un origen tardío respecto a la evolución de los pliegues, aunque implicados en el mismo campo de esfuerzos que dió lugar a los mismos.

El desplazamiento relativo que ha tenido lugar a lo largo de estas fracturas con hundimiento de los bloques meridionales, confirma la ligera vergencia S atribuida a los pliegues F_1 .

La existencia de un importante accidente de este tipo ha tenido que ser invocada en las proximidades del contacto Devónico-Carbonífero, pero ya dentro de los materiales carboníferos. En efecto, en todos los cortes transversales a las estructuras realizadas en los materiales carboníferos se observa que desde el contacto con el Batolito de los Pedroches en el extremo meridional de la hoja, hasta las proximidades del contacto con el Devónico, el techo de la serie se mantiene hacia el Norte, faltando prácticamente el flanco septentrional del sinclinal carbonífero (véanse los cortes adjuntos a la cartografía). Una situación del mismo tipo ha sido observada en la vecina hoja de S. Benito (834), lo cual ha obligado a suponer la existencia de un importante accidente del tipo ya descrito, aunque la calidad de los afloramientos no ha permitido situarlo con precisión sobre la cartografía.

No debe descartarse tampoco la posibilidad de más de un accidente del mismo tipo, ya que en conjunto la banda cartográfica próxima al contacto Devónico-Carbonífero aparece intensamente tectonizada.

Por último, es necesario abordar un poco aparte del conjunto de estructuras F_1 , la problemática planteada en la mitad meridional de la hoja y especialmente en su cuadrante SE.

En esta zona se ha encontrado una esquistosidad subhorizontal asociada a unos pliegues asimé-

tricos, tumbados y vergentes hacia el Sur. En algunos puntos, además, se advierte la existencia de una lineación de estiramiento mineral dispuesta subperpendicularmente al eje de los pliegues.

Todas estas características geométricas hacen sospechar la existencia de una zona de cizalla, tangencial, vergente hacia el Sur. Se han encontrado, sin embargo, serios argumentos en contra de esta hipótesis. Hay que citar en primer lugar la ausencia regional de estructuras de este tipo. Únicamente hacia el E (zona de La Carolina, Jaén) se han citado estructuras subhorizontales (RIOS, 77), aunque en aquella zona esta disposición subhorizontal parece regionalmente generalizada, mientras que aquí se trata de un hecho excepcional.

Por otra parte, se ha observado al microscopio que la esquistosidad asociada a estos pliegues tumbados tiene características de primera esquistosidad, sin anular ninguna esquistosidad anterior. Tampoco se han encontrado nunca figuras de interferencia entre pliegues tumbados y pliegues con las características habituales de F_1 .

Si tenemos en cuenta ahora la distorsión estructural que produce la intrusión del batolito de El Guijo, que se aprecia de una forma especialmente evidente en su borde occidental, y que la zona donde aparecen estas estructuras en posición anómala se sitúa entre el batolito El Guijo y el batolito de Los Pedroches, donde la distorsión puede haber sido más notable, podemos pensar que estas estructuras subhorizontales son realmente pertenecientes a la F_1 , aunque cambiadas en su posición como efecto de la distorsión inducida por intrusiones graníticas.

Esta hipótesis permitirá explicar la ausencia regional de este tipo de estructuras, la ausencia también de las figuras de interferencias antes mencionadas y la naturaleza de la esquistosidad asociada a estos pliegues tumbados.

La naturaleza estática y post- F_1 de los blastos metamórficos hacen difícil encontrar explicación para la presencia de la lineación de estiramiento antes descrita. Teniendo en cuenta que la blatesis tiene lugar en condiciones miméticas, puede suponerse que los cristales se dispongan según una textura heredada y realmente las estructuras descritas correspondan a una zona de cizalla de edad F_1 , vergente hacia el Sur y originalmente subvertical, siendo posteriormente modificada su posición por el efecto de la intrusión del batolito de El Guijo.

Esta hipótesis, que estaría completamente de acuerdo con el esquema regional establecido, no puede ser completamente comprobado por falta de observaciones similares en un área más amplia. Aceptamos como válida esta interpretación, esperando que las investigaciones en el entorno regional permitan confirmar esta hipótesis o bien evidenciar la existencia real de deformaciones tangenciales.

2.3. DEFORMACIONES TARDIAS

Con posterioridad a las estructuras producidas por la primera fase de deformación aparecen una serie de estructuras menores, raramente de entidad cartográfica y que sólo en contadas ocasiones llegan a ser penetrativas a escala de afloramiento. En este sentido, no puede hablarse en un sentido estricto de fases de deformación. Sin embargo, puesto que puede establecerse una cierta cronología relativa entre los diferentes episodios de deformación y con el objeto de adoptar una nomenclatura lo menos confusa posible, se ha dado la categoría de «fase» a estos episodios de deformación tanto en la leyenda de la cartografía como en esta memoria.

2.3.1. Estructuras de segunda fase (F_2)

En el caso más frecuente, se trata de una crenulación incipiente, subhorizontal o buzando ligeramente hacia el Norte, constituida por micro pliegues muy angulosos y poco apretados (ángulos entre flancos del orden de 120°).

Los ejes de estos micro pliegues, en posición subhorizontal, se disponen subparalelamente a las trazas regionales hercínicas.

La aparición de estas estructuras está sometida a un fuerte control estratigráfico y estructural. Así, sólo aparecen cuando la litología es pelítica (y, por lo tanto, la S_1 está bien desarrollada) y cuando además la estratificación-esquistosidad está en disposición subvertical. En algunos afloramientos, constituidos por alternancia de pelitas y areniscas se observa esta crenulación perfectamente desarrollada en los niveles pelíticos que nunca penetra en los niveles arenosos.

Aunque se han visto crenulaciones de este tipo en casi todos los materiales pelíticos de la hoja estudiada, por las razones ya expuestas para la F_1 , están mejor desarrolladas en los materiales carboníferos.

Nunca se han observado estructuras cartográficas asociadas a este episodio de deformación. Localmente, cuando existe un nivel arenoso aislado intercalado entre materiales pelíticos (como, por ejemplo, en el km 1,5 de la carretera Santa Eufemia-Torrecampo) pueden llegar a formarse pliegues mesoscópicos con esta crenulación en posición de plano axial.

Las características estructurales que controlan la aparición de esta crenulación indican que se formaron cuando la estratificación estaba ya verticalizada como consecuencia de la formación de los pliegues F_1 e inducidas por una comprensión subvertical, o lo que es lo mismo, una distensión a escala regional que probablemente hizo rejuglar como fallas directas a las fracturas compresivas tardi- F_1 , como sugiere el paralelismo entre las estructuras F_1 y los ejes correspondientes a los micropliegues de esta crenulación.

Interpretaciones del mismo tipo para estructuras semejantes han sido postuladas por numerosos autores en diferentes puntos del orógeno hercínico (MATTE, 1968; MARCOS, 1973; ORTEGA, 1980).

El estudio al microscopio de las relaciones cristalización-deformación entre las estructuras originadas durante este episodio de deformación y el metamorfismo de contacto inducido por el batolito de El Guijo indica el carácter sincinemático de este metamorfismo respecto a la deformación F_2 . Teniendo en cuenta el carácter distensivo de esta deformación, no es raro que el ascenso de materiales graníticos sea coetáneo con la misma.

2.3.2. Estructuras de tercera fase (F_3)

Las estructuras correspondientes a este episodio deformativo aparecen exclusivamente restringidas al dominio mencionado anteriormente en que la S_1 aparece en posición subhorizontal.

Se trata de un episodio compresivo muy suave que ondula ligeramente a la estratificación y la esquistosidad. Esta última aparece generalmente crenulada por micropliegues muy abiertos que raramente llegan a generar una planosidad penetrativa a escala de afloramiento.

Estos pliegues u ondulaciones se orientan también paralelamente a trazos regionales hercínicos, disponiéndose los planos axiales en posición subvertical.

Este episodio compresivo, por razones evidentes de incompatibilidad geométrica, no puede ser detectado en zonas donde la S_0 y S_1 estén verticalizadas, sobre todo teniendo en cuenta la escasa intensidad de la deformación y el pequeño acortamiento implicado.

Por ello, no existen criterios de superposición entre ambas generaciones de estructuras que permitan establecer una cronología relativa. Los estudios microscópicos de las relaciones metamorfismo-deformación, indican, sin embargo, un origen posterior a las estructuras F_2 (simultáneas al metamorfismo de contacto), ya que estas crenulaciones afectan claramente a los blastos asociados a este metamorfismo.

2.3.3. Estructuras de cuarta fase (F_4)

Las estructuras asociadas a esta fase de deformación son prácticamente ortogonales a las descritas anteriormente, acentuándose desde direcciones N-S a NE-SO.

Raramente se manifiestan como estructuras mesoscópicas visibles en afloramientos, sino que aparecen a escala cartográfica, produciendo una distorsión en las estructuras de primera fase que puede traducirse en:

- Cabeceos de la línea axial de los pliegues F_1 .
- Inflexiones en la traza axial de estos mismos pliegues, como ocurre también en la esquina NE del mapa.
- Formas cartográficas próximas a los domos y cubetas, según el tipo 1 de RAMSAY (1967), como ocurre también en la esquina NE del mapa y especialmente en su límite con la vecina hoja de San Benito (834).

Distorsiones de este tipo son conocidas en el entorno de esta zona (sinclinales de Almadén, Valdeazogues, Agudo y estribaciones de Esteras, Abenojar y Alcuña), aunque no está claro su origen y sus implicaciones geotécnicas.

Estos pliegues nunca llevan asociadas estructuras planares penetrativas, manifestándose únicamente a escala de afloramiento como suaves ondulaciones o Kink bands, muy dispersos e irregularmente distribuidos.

Por lo que respecta a su edad relativa, se han visto relaciones de campo que indican un origen claramente posterior a las crenulaciones F_2 , sin que se hayan encontrado nunca criterios de superposición directa entre F_3 y F_4 , por lo que puede considerarse esta edad relativa entre ambas generaciones de estructuras como arbitraria y considerándose como posible que estas ondulaciones transversales sean anteriores a las estructuras descritas como F_3 .

2.4. FRACTURAS

Dejando aparte las fracturas compresivas descritas anteriormente dentro del grupo de estructuras asociadas a la primera fase de deformación, las fallas más importantes que aparecen en la hoja se orientan según una dirección aproximada N 150° E, con una importante componente dextrógira de *strike-slip*. Estas fracturas desplazan claramente a las fallas inversas antes mencionadas.

Otro grupo de fracturas importantes, también con componente de *strike-slip*, aunque en este caso levógiro, se orientan en dirección N 330° E.

Aunque no hay evidencias directas, teniendo en cuenta la dirección y los desplazamientos relativos de ambos tipos de fracturas, es probable que se trate de un sistema conjugado del anterior, en cuyo caso nos indicaría la existencia de una compresión tardía orientada aproximadamente en dirección NE-SO, compatible, por lo tanto, en los esfuerzos necesarios para generar las suaves estructuras descritas antes como F₃.

Con carácter muy local aparecen al SE de Santa Eufemia, en los niveles carbonatados, bandas con textura milonítica asociadas a veces con pequeños pliegues fuertemente asimétricos, con vergencia N y suaves buzamientos hacia el Sur.

La continuidad lateral de estas bandas es escasa, restringiéndose únicamente a los tramos calcáreos y sin que se puedan seguir en las pizarras adyacentes.

Esta falta de continuidad lateral permite suponer que su importancia en la historia estructural de esta zona es mínima, apareciendo exclusivamente en las rocas carbonatadas a expensas de la facilidad de éstas para ser deformadas intensamente con pequeños esfuerzos tectónicos.

La falta de continuidad impide, por otra parte, situarlas correctamente en el tiempo, ya que a escala de afloramiento puede observarse únicamente que afecta a la serie ya verticalizada por F₁, no existiendo criterios de superposición respecto a las deformaciones más tardías. No obstante, su escasa representación y la vergencia (opuesta a la de estructuras F₁) sugieren un carácter póstumo.

Otro tipo de fracturas orientadas casi paralelamente a los trazos cartográficos hercínicos (N 120-130° E) pueden deducirse fácilmente de la observación de las fotos obtenidas desde satélite, aunque sobre el terreno no se aprecien desplazamientos importantes.

A este tipo de fallas pertenecen las que se sitúan al N de los batolitos de Los Pedroches y El Guijo, respectivamente.

Existen, por último, otras fracturas de menor entidad cartográfica que se disponen aproximadamente en dirección N-S. En estas fracturas encajan algunas de las rocas filonianas representadas en la cartografía. A juzgar por las relaciones de corte con los filones encajados en fracturas de otros sistemas, éstas serían las más tardías.

2.5. EDAD DE LA DEFORMACION

Ya se han mencionado en la introducción de este capítulo la probable existencia de dos ciclos orogénicos diferentes, aunque dentro del área estudiada no se han podido evidenciar las deformaciones más antiguas pre-hercínicas y, por lo tanto, tampoco se puede aportar ningún dato sobre las edades de estas deformaciones.

Los datos regionales sugieren una edad Rifeense o Vendense inferior-medio para la deformación intraprecámbrica, y una edad Cámbrico medio superior para la deformación asociada a la discordancia de Ordovícico inferior (Sárdica).

Por lo que respecta a la edad de la deformación hercínica, la ausencia de sedimentos sintectónicos impide realizar una datación precisa de los diferentes episodios de deformación, teniendo como únicas referencias las dataciones absolutas realizadas sobre rocas ígneas y los materiales post-tectónicos que aparecen en el entorno regional.

La actividad tectónica debió iniciarse durante el Devónico y Carbonífero inferior, como lo atestiguan las irregularidades estratigráficas detectadas durante el Devónico medio y en el límite Devónico-Carbonífero, aunque restringida únicamente a probables movimientos epirogénicos asociados a movimientos a lo largo de probables fracturas subparalelas al trazado actual de las estructuras y creación de cuencas de rápida subsidencia. No se han detectado episodios de deformación precoces durante el Carbonífero inferior, como ocurre al Sur del batolito de Los Pedroches (PEREZ LORENTE, 1979).

La edad de la F_1 estaría comprendida entre el Namuriense A superior, que es la edad más alta de los materiales afectados por esta fase y la edad de intrusión del batolito de Los Pedroches (281 ± 10 a 313 ± 10 m.a., PENHA y ARRIBAS, 1974).

Más al Norte existen otros cuerpos ígneos también post- F_1 que han sido datados por SAUPE (1973) con una edad de $302 \pm$ m.a. (Granodiorita de Fontanosas). Asumiendo que la edad de la deformación no puede ser muy diferente en un entorno geográfico relativamente reducido, puede precisarse entonces para la F_1 una edad comprendida entre el Namuriense A superior y $302 \pm$ m.a. (Westfaliense superior).

Por lo que respecta a las edades del resto de episodios de deformación hercínica, éstas son más difícilmente precisables. Únicamente el carácter sincinemático de la intrusión del batolito de El Guijo respecto a la F_2 puede aportar una edad aproximativa, teniendo en cuenta que la intrusión de este batolito debió ser inmediatamente posterior al de Los Pedroches.

Los primeros materiales posttectónicos presentes en esta zona corresponden a unos conglomerados de cemento ferruginosos, correlacionados por similitud de fósiles y posición con materiales presentes en la hoja de Almadén que han sido datados como Estefaniense (COULLAUT, *et al.*, *in litt.*).

Una datación más precisa ha sido realizada en la cuenca de Puertollano, donde materiales subhorizontales y prácticamente indeformados pertenecen al Estefaniense B-C según WAGNER y UTTING (1967).

De acuerdo con estos criterios, las fases de deformación tardías estarían comprendidas entre la edad de intrusión del batolito de Los Pedroches y el Estefaniense B-C. Estas edades son coherentes con las establecidas hasta el momento en el contexto regional, dejando aparte las edades más precoces, estimadas para algunos episodios de deformación al S del batolito de Los Pedroches.

3. GEOMORFOLOGIA

El relieve que se conserva actualmente es de tipo apalachense, siendo el resultado de varios ciclos erosivos sucesivos que afectan a los materiales preexistentes. SAUPE (1973) postuló la existencia de un ciclo erosivo de cierta importancia anterior a la finalización del ciclo orogénico hercínico a partir de observaciones realizadas en los alrededores de la granodiorita de Fontanosas (hoja de Almadén, 808).

Sin embargo, no existe ningún testimonio sedimentario que registre su existencia. Los primeros materiales postectónicos que aparecen (Westfaliense superior-Estefaniense) son claramente posteriores a toda la deformación hercínica.

Posteriormente sólo pueden reconocerse ciclos erosivos tardíos como resultado de la actuación de grandes fracturas y movimientos epirogénicos. Uno de estos ciclos corresponde al Plioceno superior (BOUYX, 1969), durante el cual se forman superficies planas y glaciares de erosión que pasan a pediplanuras de pendientes suaves, sobre las que se instalan las «rañas».

Durante el Plioceno superior-Pleistoceno aparece un nuevo ciclo erosivo, consecuencia del cual se erosionan total o parcialmente las «rañas» y se forman depósitos de glaciares actualmente presentes en la zona.

Por último, durante el Holoceno, consecuencia de los últimos rejuvenecimientos del relieve se producen espesos depósitos de coluviones y derrubios de ladera alrededor de los relieves más acusados, sobre todo de las cuarcitas, además del encajamiento de una red fluvial que continúa en la actualidad.

En el momento presente pueden diferenciarse dos dominios morfológicos bien acusados. Por una parte, del Paleozoico (excepto el Carbonífero), con los relieves más acusados, en donde destacan los resaltes de cuarcitas con sus coluviones y derrubios de ladera, entre los cuales aparecen depresiones formadas por las alternancias de areniscas y pizarras. Por otro lado, el Culm de los Pedroches, con sus intrusiones plutónicas, que dan un relieve más abombado y suave, recubierto muy localmente por «rañas» y por los productos de meteorización en los plutones.

La red fluvial actual está condicionada por los relieves cuarcíticos, a los que bordean y atraviesan aprovechando zonas de fracturas. En las llanuras, sin embargo, la red fluvial ha encajado más suavemente, dando lugar a meandros.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS IGNEAS

En la presente hoja afloran rocas ígneas que en detalle corresponden a una variedad relativamente grande de tipos, pero que, no obstante, por criterios sencillos petrográficos y de afloramiento pueden agruparse en tres grandes grupos:

4.1.1. Rocas graníticas.

4.1.2. Rocas filonianas.

4.1.3. Rocas subvolcánicas.

Los dos primeros tipos intruyen en el Culm Carbonífero con posterioridad a la primera fase de deformación hercínica, la cual apenas si originó un metamorfismo regional de grado muy bajo. El último tipo intruye en el Precámbrico y en la serie Paleozoica, con mayor intensidad en el Silúrico-Devónico.

4.1.1. Rocas graníticas

Dentro de este apartado se incluyen los dos grandes cuerpos ígneos que afloran en la hoja: la granodiorita con enclaves que constituyen el Batolito de Los Pedroches y la granodiorita con fenocristales que constituye el Batolito de El Guijo. Asimismo, se han diferenciado los dos sistemas de diques de pórfidos asociados a ambos batolitos; por último, se incluyen aquí también pequeños *stocks* de granito aplítico, que en cartografía presentan normalmente morfología filoniana, pero que por su tamaño y entidad cartográfica se pueden diferenciar del resto de rocas graníticas.

4.1.1.1 *Granodiorita con enclaves (9)*

Constituye la facies más típica del retazo del Batolito de Los Pedroches, que aflora en la parte sur-suroeste de la hoja. Se trata de un batolito alargado, según la dirección de las grandes estructuras hercínicas, que, no obstante, corta las estructuras de fase 1 hercínicas. La gran magnitud de este batolito, su disposición alargada y su carácter tardío respecto a la deformación principal permiten sospechar que su intrusión ha tenido lugar a lo largo de una importante zona de fractura o de debilidad cortical en las etapas tardías del ciclo orogénico hercínico.

De acuerdo con estos criterios, podría considerarse como un batolito *late-climatic* (ESCOLA, 1932); en sus bordes presenta una estructura interna caracterizada por un *fabric* planar tipo S, *flattened ellipsoids* (PITCHER-BERGER, 1972) conferida por la disposición de los enclaves. Esta *fabric* se difumina bastante hacia el núcleo de intrusión.

Desde el punto de vista petrográfico, se trata de un batolito plurifacial, con una facies granodiorítica típica, apareciendo localmente facies de borde y facies más básicas.

Las facies granodiorítica típica constituye la mayor extensión del afloramiento y presenta una notable uniformidad tanto en muestra de mano como en caracteres petrográficos. Está constituida por plagioclasa zonada de composición intermedia con valores medidos de An 38 en los núcleos, biotita, cuarzo y feldespato alcalino pertitzado en grado variable; localmente aparece también un anfíbol verde de tipo hornblenda. En la facies más básicas aparecen también plagioclasas del tipo andesina-labradorita (valores próximos a An 50) y cierta cantidad de augita. Como accesorios más comunes existen circón y apatito junto a titanita que en parte puede ser producto de alteración.

La textura más común es holocristalina, granuda, normalmente heterogranular con cristales de plagioclasa de mayor tamaño que destacan sobre un fondo granudo en el que también existen cristales de plagioclasa más pequeños. A escala de afloramiento, el rasgo más distintivo del Batolito de Los Pedroches es la presencia constante de enclaves microgranudos oscuros que la microscopía han demostrado ser corneadas de grado variable de transformación. Dicha transfor-

mación puede ser muy completa y a veces se deduce un alto grado metamórfico por la estabilidad de plagioclasas intermedias junto con biotita. Localmente existen pequeños enclaves de minerales aluminicos generados a alta presión, constituidos por sillimanita en grandes prismas, junto con fibrolita, biotita, andalucita y hercinita. Estos otros minerales, junto con biotita, sugieren una gradación reaccional a alta temperatura a partir de un núcleo peraluminico que podría reflejar unas condiciones de fusión mínimas relacionadas de alguna forma que sugieren para el Batolito de Los Pedroches una procedencia de la migmatización de rocas durante los períodos iniciales del ciclo hercínico (PEREZ LORENTE, 1979).

Desde el punto de vista geoquímico, a partir de datos de NICOLLI (1966), puede considerarse el Batolito de Los Pedroches como de tendencia calcoalcalina ($c = 6.3$) intermedio entre los granitos alcalinos de Extremadura Central ($c = 3.3$) y los granitos claramente calcoalcalinos del Sur de Badajoz ($c = 9.4$) y de los Montes de Toledo ($c = 12.3$).

Respecto a la edad, PENHA (1974) lo sitúa entre 281 ± 10 m.a. y $313 \pm$ m.a. de acuerdo con datos radiométricos. A partir de los datos obtenidos durante la elaboración de hoja y de otros ya conocidos puede precisarse un tope máximo de edad Namuriense medio, ya que la fase 1 hercínica es post-Namuriense A. Por lo que respecta a la edad mínima, ésta es mucho más difusa, ya que los episodios tardíos de deformación no pueden ser datados con precisión.

4.1.1.2. *Granodiorita con fenocristales (7)*

Constituye la facies más típica de un cuerpo granítico que aflora al Norte del Batolito de Los Pedroches, respecto del cual es claramente posterior y que cartográficamente aparece como dos afloramientos separados, pero es evidente que constituyen, en conjunto, un mismo cuerpo granítico al que, en este trabajo, denominaremos Batolito de El Guijo en contra de otras referencias menos exactas. Presenta una extensión cartográfica suficiente como para considerarlo un Batolito y la única localidad asentada sobre él es El Guijo, muy próximo al límite Sur de la hoja adyacente (San Benito, 834). De ahí que hayamos adoptado la denominación presente.

Tiene forma elíptica, alargado en dirección NO-SE y a escala de afloramiento se le distingue por su típica disyunción bolar y los fenocristales de feldespato alcalino que presenta. En conjunto se trata de un batolito post-fase 1, aloctono y epizonal. Cartográficamente puede comprobarse cómo desvía las estructuras de fase 1, las cuales se adaptan aproximadamente a la morfología de sus bordes. En las zonas donde presenta una fuerte foliación magmática subhorizontal produce una aureola de metamorfismo de contacto más ancha de lo normal (2 km) y tiende a suavizar los buzamientos de la S_1 y S_0 . Esto en conjunto indica un batolito emplazado diapíricamente y actualmente en un estadio de erosión entre acrobatolito y epibatolito (R. G. TAYLOR, 1979), es decir, aflorando únicamente la zona superior o cúpula.

Petrográficamente la variedad más común está constituida por plagioclasa intermedia (usualmente andesina), biotita, cuarzo y feldespato alcalino con apatito, circón y opacos como accesorios. El rasgo más claro que permite su caracterización, incluso en el campo, es la omnipresencia de megacristales de feldespato alcalino, idiomorfos y con abundantes inclusiones tanto de plagioclasa como de biotita y cuarzo. Las inclusiones sugieren, en principio, una blastesis tardía de los megacristales; sin embargo, la facies de borde del batolito que debe de haber enfriado más

rápidamente que el resto de la masa y en la cual la matriz es más fina, muestra evidencias de que los megacrístales no son un elemento tardío, sino precoz. De otra forma, las matrices porfídicas debían encontrarse englobadas en los megacrístales, lo que no sucede. En todo caso, deben existir feldespatos alcalinos precoces como lo prueba también el hecho de que presentan comúnmente estructuras fluidales claramente reconocibles en el campo. La explicación, pues, de la geometría del feldespato alcalino, debe ser un crecimiento precoz en el magma, de forma que durante las etapas posteriores del crecimiento magmático sirven de punto de nucleación preferencial a nuevas fases estables.

Frecuentemente la roca contiene también mica blanca, la cual pudo haberse formado en estadios tardimagmáticos de acuerdo con las evidencias texturales, existentes. El contenido medio de máficos es menor que en la granodiorita de Los Pedroches, lo que constituye en el campo un criterio adicional de distinción.

4.1.1.3. *Granito aplítico (6)*

Se trata de un granito de grano fino y color blanco, con disyunción prismática característica que aflora en varios puntos del Batolito de El Guijo o incluso en el Culm Carbonífero en forma de diques o *stocks* de poca entidad; existen varias manchas, no obstante, que ocupan áreas relativamente extensas, como por ejemplo, la situada al Sur de Santa Eufemia y que corresponde a esta facies plutónica.

En lámina delgada son rocas granudas, de grano medio a fino y algo heterométricas. Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico, mica blanca y biotita; el accesorio más frecuente es el circón con turmalina y opacos ocasionales; no obstante, también se han encontrado apatito, titanita y zinnwaldita, todo lo cual indica una alta concentración en volátiles.

Es frecuente la sericitización y caolinización de los feldespatos y la cloritización de las biotitas.

4.1.1.4. *Pórfidos (cuarzo) (leuco) (monzo) dioríticos (4)*

Constituyen una familia de diques de composición intermedia con neto predominio de la plagioclasa sobre el feldespato potásico, a veces inexistente, así en algunos casos, pueden llegar a constituir verdaderas rocas albitíticas. Ligadas tanto espacial como genéticamente al Batolito de Los Pedroches, estos diques presentan siempre una dirección N-S o NNE-SSO, una anchura variable, pero no superior a los 6 m y una longitud que llega a alcanzar los 8 km.

La plagioclasa (andesina Na) es el componente fundamental, con cuarzo, o biotita o feldespato potásico, siempre minoritarios respecto a aquella, tanto en los fenocristales como en la matriz. Entre los accesorios cabe citar moscovita, circón, apatito, opacos, cuarzo y feldespato potásico. Son rocas casi siempre alteradas con sericitización de las plagioclasas y cloritización de las biotitas en condiciones supergénicas.

Localmente, aparecen diabasas que podrían ligarse químicamente a este grupo y que tal vez constituyan «anunciadores básicos prebatolíticos» (Tamain, 1972).

4.1.1.5. *Pórfidos graníticos y granodioríticos (5)*

Representan una familia de diques de pórfidos muy característicos, con fenocristales de feldespato alcalino de gran tamaño, de composición igual a la del Batolito de El Guijo y texturalmente iguales a ciertas facies finas de borde.

Esta relación genética de los pórfidos graníticos y granodioríticos con el Batolito de El Guijo se completa con una clara relación espacial visible por cartografía, ya que fuera de los dominios del batolito estos pórfidos desaparecen. Ocasionalmente, estos pórfidos pueden presentar texturas diferentes como, por ejemplo, la ausencia de desarrollo claramente porfídico del feldespato alcalino, pero ajustándose siempre a un mismo criterio composicional y estructural.

Tienen una dirección aproximada N 120° E, excepto cuando encajan en el Batolito de El Guijo, que se ponen más norteados, con una anchura entre 10-30 m y una longitud de hasta 10 km.

Presentan fenocristales de feldespato alcalino (los más evidentes) y de cuarzo biotita y plagioclasa. La presencia de varias fases en equilibrio en el momento del emplazamiento sugiere un fraccionamiento de grado notable anterior al emplazamiento del magma. La matriz, que es microcristalina, es en parte porfídica. Los fenocristales de feldespato se disponen paralelamente a los planos de contacto de los diques constituyendo, en conjunto, una clara estructura «conformable» (BALK, 1937).

4.1.2. **Rocas filonianas**

Dentro de la hoja, y en función de su importancia cartográfica, se han diferenciado dos tipos de rocas filonianas:

- aplitas,
- filones de cuarzo.

4.1.2.1. *Aplitas (3)*

Son diques de composición y textura aplítica, de direcciones variables, pero normalmente bastante paralelos a los contactos del Batolito de Los Pedroches, aparecen ligados a los dos grandes cuerpos ígneos de la hoja, pero los únicos de magnitud cartografiable están en relación con el antes citado. Su anchura varía entre 50 cm y 1,50 m.

Son rocas granudas, de grano fino, con escasos melanocratos, compuestas esencialmente por cuarzo, oligoclasa sódica, feldespato potásico con biotita, mocovita y opacos como accesorios. Normalmente, son frecuentes las acumulaciones de turmalina, la cual indica un alto contenido en volátiles.

4.1.2.2. *Filones de cuarzo (2)*

Adquieren gran importancia dentro de la hoja, ya que la mayoría de indicios mineros existentes están relacionados en ellos. Se han emplazado tanto en los granitos (s.l.) como en el Culm carbonífero en las postrimerías de la actividad magmática. Los sistemas más importantes son:

- Filones N 30° E y N 50° E, con los que están relacionados las mineralizaciones de Pb.
- Filones N-S, a las cuales están ligados los indicios de Cu.
- Filones N 120° E, relacionados con ellos hay mineralizaciones de sulfuros.

4.1.3. Rocas subvolcánicas

Aparecen en el Precámbrico, en el Silúrico y en el Devónico como intercalaciones de rocas básicas de carácter probablemente volcánico y que describimos brevemente a continuación.

4.1.3.1. Rocas subvolcánicas básicas (1)

Están compuestas de olivino totalmente alterado a pinnita, inddingsita o carbonatos, piroxenos, concretamente augitas titaníferas normalmente uralitizadas a anfíbol e incluso a clorita, y plagioclasas casi siempre sericitizadas. Presentan una textura porfídica en parte fluidal con pequeños fenocristales de los minerales mayoritarios en una matriz micro a criptocristalina, ocasionalmente presentan enclaves de rocas ultrabásicas. No se ha reconocido la presencia de pillow lavas. La mayor parte de las rocas corresponden a basaltos olivínicos. Destaca mucho la circunstancia de que este vulcanismo básico desaparezca justo en el límite Devónico-Carbonífero, aunque la importancia de este dato aún queda por comprobar.

4.1.4. Cronología relativa de las rocas graníticas

Tanto la granodiorita con enclaves (Batolito de Los Pedroches) como la granodiorita de fenocristales (Batolito de El Guijo) son posteriores a la fase 1 hercínica. En cambio, respecto a la crenulación subhorizontal que afecta a la S_1 , el Batolito de Los Pedroches es anterior y el Batolito de El Guijo simultáneo. Esto deja bien claro que el Batolito de El Guijo es posterior al Batolito de Los Pedroches, además este hecho puede confirmarse por las relaciones temporales entre los sistemas de diques asociados a cada Batolito. Las otras dos deformaciones tardías son posteriores a ambos Batolitos. De los granitos aplíticos sólo puede precisarse que son posteriores a los dos Batolitos y por tanto posteriores a las dos primeras fases de deformación.

4.4. ROCAS METAMORFICAS

Toda la zona objeto de estudio, como toda la banda meridional de la Zona Centroibérica, se caracteriza por no haber sido afectada apenas por un metamorfismo dinamo-térmico contemporáneo con las principales fases de deformación hercínica. Sólo se adivina un metamorfismo incipiente (a anquimetamorfismo) algo más acentuado en la serie del Culm, lo cual sólo podría confirmarse mediante un estudio del grado de recristalización de los minerales arcillosos.

Por lo tanto, en la presente hoja el único metamorfismo existente es el de contacto producido

por la intrusión de los dos grandes cuerpos ígneos, Batolito de Los Pedroches y Batolito de El Guijo, pudiendo distinguirse zonas en las que aparecen superpuestos los efectos térmicos de ambos.

4.2.1. **Metamorfismo de contacto producido por la granodiorita con enclaves (Batolito de Los Pedroches)**

Es un metamorfismo en condiciones estáticas o subestáticas, que alcanza una extensión media de 1,5 km. Allí donde no se ve afectado por el aspecto térmico de la granodiorita con fenocristales. Las zonas de mayor grado de metamorfismo o de contacto alcanza el grado medio o la facies de las cornubianitas hornbléndicas (WINKLER, 1965).

En zonas próximas al Batolito el grado de recristalización es mayor y los rasgos estructurales tienden a ser borrados; sin embargo, ahí no existe andalucita y como máximo aparecen pseudomorfosis o relictos de este mineral. Ello, junto con la abundancia de mica blanca y turmalina, sugiere un mecanismo de circulación de fluidos en el borde del Batolito que transforma en una fase tardía los productos de metamorfismo de contacto. Dos evidencias más apoyan esta idea: 1.º) Donde las corneanas han sido retiradas del borde y englobadas como enclaves las paragénesis de plagioclasa no albitítica y biotita indican un grado metamórfico superior. 2.º) En los bordes del Batolito y en sus fracturas existen paragénesis de alteración equivalentes a las de las corneanas próximas al Batolito en cuanto a su significado genético.

4.2.2. **Metamorfismo de contacto producido por la granodiorita con fenocristales (Batolito de El Guijo)**

Llega a alcanzar una anchura de más de 2 km allí donde el encajante presenta una foliación subhorizontal; cuando esta foliación se verticaliza la aureola, se reduce a 1,3 km aproximadamente. Si consideramos la posición de esta foliación como indicadora de la anchura de la aureola metamórfica, tiene una clara explicación geométrica.

El metamorfismo de contacto es aproximadamente simultáneo con la fase de crenulación (F_2) que afecta a la S_1 y aunque no llega a verse claramente una blastesis de contacto singenética a esa crenulación, existen blastos de biotita y cordierita rotados y deformados por esta crenulación tardía, mientras que, por otro lado, aparecen crecimientos coroníticos de cordierita y andalucitas incluyendo pliegues postesquistosos relacionados con la fase de crenulación.

Las corneanas alcanzan un grado metamórfico medio con paragénesis de biotita-cordierita-andalucita junto con mica blanca y cuarzo. El grado de recristalización es moderado y en ningún caso dicha recristalización borra totalmente los rasgos de la esquistosidad S_1 , que en todos los casos es anterior.

4.2.3. **Metamorfismo de contacto de la granodiorita con fenocristales superpuesto al de la granodiorita con enclaves**

La existencia en la hoja de dos cuerpos graníticos muy próximos entre sí e intruidos en un diferente lapso temporal ya sugiere la idea de dos metamorfismos de contacto individualizados que lógicamente en las proximidades de ambos se superpondrán. En este caso, al ser el Batolito de El Guijo (granodiorita con fenocristales) posterior y originar además una aureola metamórfica más amplia, ésta solapará la aureola metamórfica del Batolito de Los Pedroches (granodiorita con enclaves).

Esto se comprueba levantando un corte detallado en la franja de corneanas que aflora entre ambos batolitos, a partir del Batolito de Los Pedroches. Así se observa que mientras decrece el grado de recristalización según nos alejamos del contacto, el grado de metamorfismo de contacto aumenta, ya que se pasa de la zona de la biotita a la zona de estabilidad de la andalucita y de la cordierita.

Existen además al microscopio otros criterios que permiten afirmar la existencia de dos etapas de metamorfismo de contacto:

- Clorización tardía de la biotita (+ cristalización de turmalina).
- Cristalización de mica blanca a costa de silicatos de aluminio, éstos podrían explicar la no aparición ni de andalucita ni de cordierita en las inmediaciones del contacto de la granodiorita con enclaves.
- Seudomorfosis de quastolitos de andalucita por un mineral isótropo, lo cual parece indicar un primer metamorfismo térmico que ha alcanzado la isograda de la andalucita y posteriormente inestabilizado por los efectos de un metamorfismo térmico.

5. **HISTORIA GEOLOGICA**

Los materiales más antiguos que afloran en la hoja pertenecen al Precámbrico y están constituidos por pizarras y grauwacas depositadas probablemente en un ambiente turbidítico. No hay datos en la hoja materiales Cámbricos. Según datos regionales estos materiales Precámbricos son deformados durante el Rifeense-Vendiense.

Durante el Cámbrico medio-superior, probables movimientos epirogénicos dan lugar al depósito discordante sobre el conjunto anterior del Ordovícico, que comienza con pizarras y areniscas, siguiendo con la sedimentación de la Cuarcita Armoricana, representando un conjunto de barras litorales, todo lo cual, en conjunto, refleja la transgresión de Temadoc-Arenig.

Tienen lugar a continuación diversos ciclos regresivos y transgresivos que comienzan con el depósito de materiales pizarrosos y culminan con areniscas y cuarcitas de medios muy someros. Durante el Silúrico y el Devónico aparece un vulcanismo de carácter básico principalmente. De acuerdo con criterios litoestratigráficos y regionales, aunque no ha podido ser comprobado paleontológicamente, aparece una laguna estratigráfica abarcando el Devónico medio.

No se han podido datar en la hoja materiales de edad Tournaisiense y Viseense inferior y medio, probablemente debido a la existencia de una laguna estratigráfica en ese lapso temporal. El Carbonífero comienza con el depósito de una caliza arrecifal de edad Viseense superior, el resto de materiales de esta edad está constituida por pizarras y grauwacas, en facies Culm, con interca-

laciones lentejonares de conglomerados y calizas detríticas de edad Viseense superior-Namuriense A. La composición y textura de los cantos constituyentes de los niveles conglomeráticos parece indicar que los aportes sedimentarios durante este período provenían del Sur.

Posteriormente tiene lugar la 1.ª fase de deformación hercínica que afecta a todos los materiales y que origina las grandes estructuras regionales de dirección NO-SE, así como la única esquistosidad penetrativa existente. Después intruye el Batolito de Los Pedroches seguido del Batolito de El Guijo, el cual intruye simultáneamente a la 2.ª fase de deformación que origina una crenulación subhorizontal en los niveles más pelíticos. La intrusión de este último batolito produce la distorsión local de las estructuras de F_1 , que tienden en su entorno a ser horizontalizadas.

A continuación, hay un suave plegamiento, también de dirección NO-SE, y que sólo se manifiesta donde la S_0 y la S_1 han sido horizontalizadas. Por último intruyen los granitos aplíticos y la última fase de plegamiento de dirección N 20.

Como primeros materiales postorogénicos aparecen unos conglomerados ferruginosos, subhorizontales, de probable edad Estefaniense.

Con carácter claramente tardío intruyen todos los filones de cuarzo acompañados de una mineralización relativamente importante.

Durante el Plioceno superior ocurre un rejuvenecimiento del relieve que provoca un importante ciclo erosivo en condiciones climáticas áridas, dando lugar al depósito de las «rañas». Posteriormente el relieve sufre varios rejuvenecimientos que originan los glaciares y el encajamiento de la red fluvial hasta su posición actual.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

6.1.1. Minería

En la hoja de Hinojosa del Duque (833) se han localizado y reconocido los siguientes indicios (coordenadas U.T.M.):

INDICIO	X	Y
La Balanzona	3 ₃₅ 740	42 ₈₀ 450
Las Carboneras	3 ₃₆ 430	42 ₇₈ 640
Canteras de Tierra Blanca	3 ₃₁ 550	42 ₈₀ 250
Cortijo del Castoreño	3 ₃₂ 475	42 ₇₉ 650
Minas abandonadas y Viejas de Santa Eufemia	3 ₃₂ 900	42 ₇₈ 400
Ermita de San Cosme	3 ₃₄ 900	42 ₇₄ 400
Casas del Abogado	3 ₃₅ 000	42 ₆₉ 300
Cortijo Josefina	3 ₃₀ 750	42 ₇₀ 000
Arroyo de la Jara	3 ₃₁ 500	42 ₇₁ 050
Mina Abandonada	3 ₃₁ 500	42 ₇₂ 250
La Dehesa-Casa del Cura	3 ₃₀ 250	42 ₇₃ 000
Casa Valena	3 ₂₉ 500	42 ₇₆ 440
«Amelia» y «Dificultades»	3 ₂₇ 150	42 ₇₈ 500
Miramonte	3 ₂₇ 350	42 ₇₆ 950
Arroyo de las Empleitas	3 ₃₇ 840	42 ₇₅ 750
Las Atayuelas	3 ₂₅ 300	42 ₇₅ 250
Cerro del Guijo	3 ₂₇ 100	42 ₇₃ 700
Las Capiñuelas-Linarejo	3 ₂₆ 975	42 ₇₁ 350
Arroyo del Fresno	3 ₂₄ 750	42 ₆₉ 100
Encinilla Alta	3 ₂₃ 075	42 ₇₀ 750
Santiago-Triunfo de San Rafael	3 ₂₂ 600	42 ₆₉ 050
Cogolla Alta	3 ₂₀ 750	42 ₆₉ 850
Alcantarilla	3 ₂₀ 650	42 ₇₁ 300
La Esperanza-Villamejor (Grupo La Solana)	3 ₁₅ 250	42 ₇₄ 300
Barranco de la Presa (Grupo La Solana)	3 ₁₆ 350	42 ₇₅ 250
Brajonés, Carnaval, Mejorada (Grupo La Solana)	3 ₁₈ 400	42 ₇₇ 400
N. Hornillos	3 ₁₉ 850	42 ₇₈ 900
El Cerro de Belalcázar	3 ₁₀ 900	42 ₇₃ 100
Arroyo de Malagón	3 ₁₀ 950	42 ₇₅ 200
Cortijo de Montánchez	3 ₃₂ 700	42 ₆₇ 100
Arroyo del Pozo Carboneras	3 ₃₇ 100	42 ₆₄ 950

Todos los indicios mineros de la presente hoja son de carácter filoniano existiendo sólo un indicio con labores poco importantes en mineral sedimentario con óxidos de Fe y una cantera para caolín.

Los indicios estudiados pueden agruparse en los siguientes grupos:

- a) Filones de plomo.
- b) Filones de cobre.
- c) Filones de wolframio.
- d) Filones de antimonio.
- e) Filones de barita y/o fluorita.
- f) Óxido de Fe sedimentario.
- g) Cantera para caolín.

a) *Filones de plomo*

Es el grupo más numeroso de indicios y donde se incluyen los más importantes. Comprende los siguientes indicios: Las Carboneras, Minas Abandonadas y Viejas de Santa Eufemia, Ermita de San Cosme, Casa Valena, Las Monjas, Miramonte, todos los del grupo de La Solana, Cerro de Belalcázar, Arroyo Malagón.

Encajan en materiales muy diversos desde el Precámbrico hasta el Carbonífero tanto en pizarras como en grauvacas y cuarcitas. La paragénesis más frecuente consta de galena-marcasita-pirita-calcopirita y esfalerita, siendo la galena siempre principal y los demás como minerales accesorios. Pueden existir además óxidos y carbonatos de Pb-Zn, calcosina-covellina y malaquita como secundarios. La ganga es cuarzo-dolomita y en algunos casos existen referencias de barita. Las direcciones más frecuentes son próximas a E-W y NE-SO. En otras direcciones, secundarias respecto a las anteriores y transversales a ellas, próximas a N-S, que sólo están mineralizadas en las proximidades de los filones principales.

La mayor parte de estos indicios suelen estar jalonados de pórfidos riolíticos, dacíticos y diabasas.

b) *Filones de cobre*

Comprende los siguientes indicios: Casas de Abogado, Cerro del Guijo, las Campiñuelas-Linarejo, Arroyo del Fresno, Encinilla Alta y Arroyo del Pozo Carboneras. A excepción del primero, que lo hace en pizarras, todos los demás encajan en el Batolito de Los Pedroches y en el Batolito de El Guijo.

La paragénesis más frecuente es de calcopirita-calcosina-marcasita (neodigenita)-hematites.

Como secundarias: covellina, malaquita, goethita, lepidocrocita, la ganga es de cuarzo. Las direcciones de estos filones son próximos a N-S, correspondiendo a las últimas etapas de fracturación.

c) *Filonos de wolframio*

Agrupan los indicios: Cortijo Josefita, Arroyo de la Jara, Mina Abandonada, Casa del Cura, Las Atayuelas, Triunfo de San Rafael, Cogolla Alta, Alcantarilla y Cortijo de Montánchez. Todos ellos encajan dentro de granitoides tanto en el Batolito de Los Pedroches como en el de El Guijo, a excepción del Cortijo de Montánchez, que lo hace en el Culm, aunque el Batolito de El Guijo no debe estar a muchos metros de profundidad. Aparecen en relación con pequeños filones de cuarzo asociados a diques aplítico-pegmatíticos y granitos con dos micas.

Las mineralizaciones son filonianas hidrotermales de alta temperatura con paragénesis de cuarzo-wolframita con arsenopirita y marcasita, accesorios en algunos casos. Las direcciones son heterogéneas pero predominan las E-W o N12° E, otras son N14°-15° E y N35-45E.

d) *Filonos de antimonio*

Sólo existe un indicio de este tipo: La Balanzona. Encaja en «Cuarcitas de Criadero», en fracturas/diacleasas con dirección predominante N14° E y otras secundarias próximas a N-S.

Próximas al indicio existen rocas ígneas básicas, volcánicas y subvolcánicas a las cuales puede estar relacionada la mineralización. Es un depósito hidrotermal de muy baja temperatura. La paragénesis es de estibina con pirita accesoria.

e) *Filonos de barita y/o fluorita*

Se incluyen aquí dos indicios: Santiago y Hornillos. El primero encaja en el Batolito de Los Pedroches, es un filón de dirección N11° E relleno de cuarzo barita y fluorita con galena, bornita, calcopirita y esfalerita, como minerales secundarios, hay calcosina, covellina, óxidos y carbonatos de plomo y zinc. El segundo lo hace en el Culm Carbonífero, con dirección N105-115E y con paragénesis de cuarzo-barita y óxidos de Fe y manganeso.

f) *Oxidos de Fe sedimentario*

Existe un solo indicio: Cortijo del Castoñero. Es un nivel local de rocas silíceas y pizarras algo nodulosas intercalado entre las «pizarras de muro» y una alternancia rítmica de areniscas finas y pizarras. Aquí son frecuentes los niveles y cantos de óxido de Fe y posiblemente también de manganeso. Este nivel parece corresponder a la «Caliza Urbana» y pudiera deberse a un *hard ground* que marcaría el límite Caradoc-Ashgill.

g) *Cantera de caolín*

Corresponde al indicio de Cantera de Tierra Blanca. El caolín es debido a la alteración hidrotermal provocada en «pizarras de muro» próximas a una fractura de dirección N75-95E.

6.1.2. Canteras

Al margen de las canteras de caolín ya mencionadas en el apartado de minería, la única cantera importante actualmente en explotación, dentro de la hoja, es la situada al Este de Santa Eufemia, en las calizas arrecifales del Viseense superior y cuyo aprovechamiento es para áridos. En esta misma zona y dentro del mismo nivel calcáreo existen otras pequeñas canteras ya abandonadas.

Por otro lado, y ya en el Batolito de Los Pedroches, en el extremo SO de la hoja, existen a lo largo del Arroyo de la Dehesa abundantes canterillas de poca entidad y de uso solamente doméstico como material de construcción.

Hay que mencionar también aquí las antiguas explotaciones de los niveles carbonatados del Carbonífero para la obtención de cal.

6.2. HIDROGEOLOGIA

El interés hidrogeológico de la zona es escaso o nulo. Las «rañas» y coluviones, sobre todo en las proximidades de la Cuarcita Armoricana, tienen un cierto interés desde el punto de vista hidrogeológico, aunque condicionado por sus características texturales y su potencia.

En el resto de materiales de la hoja puede destacarse únicamente las rocas con importantes procesos de fracturación que suministran una porosidad secundaria capaz de almacenar cantidades relativamente importantes de agua. En este sentido son destacables las rocas graníticas y cuarcíticas especialmente la Cuarcita Armoricana.

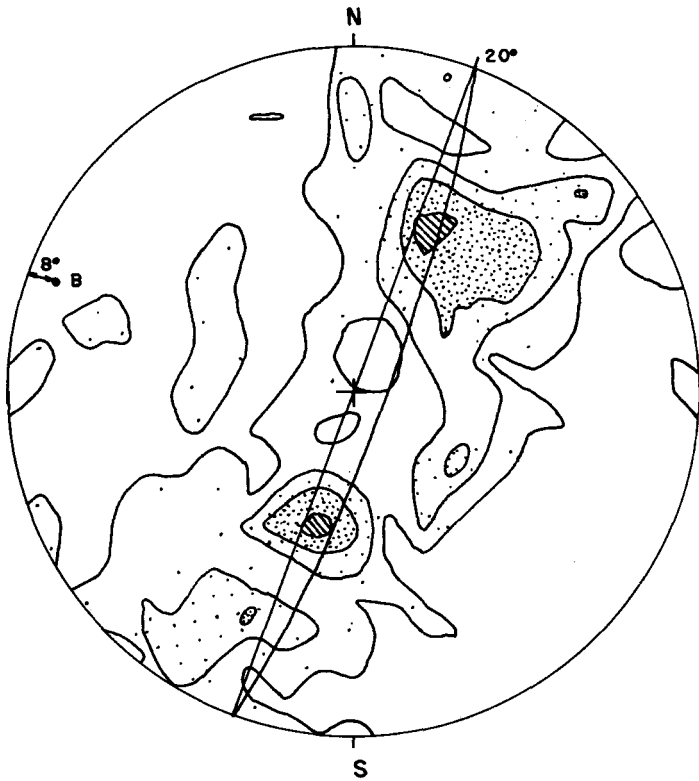


Figura 1.- 250 polos de S_0 . Contornos de 0,8 ; 2 ; 3, 2 y 4,8%

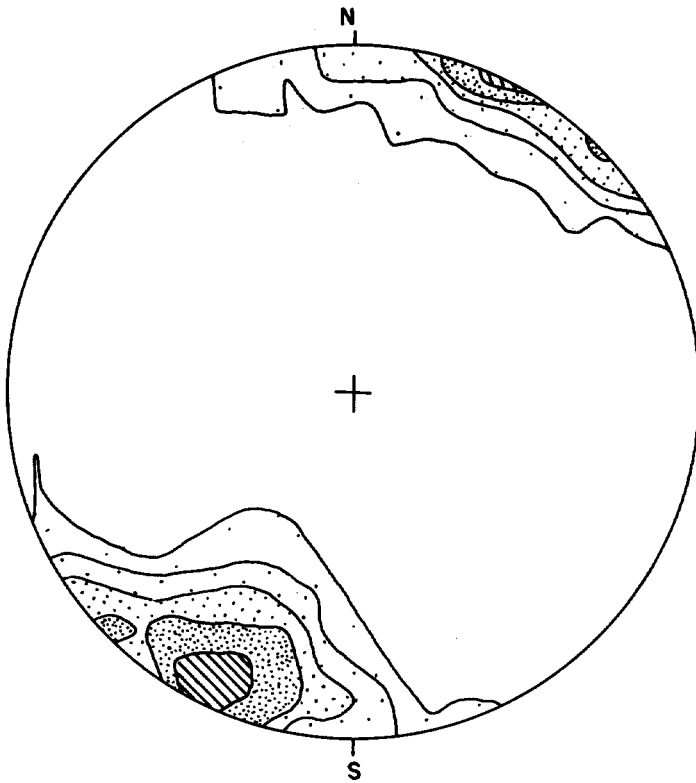


Figura 2.- 250 polos de S_j . Contornos de 0,8 ; 2 ; 4 ; 6,8 y 10,8%

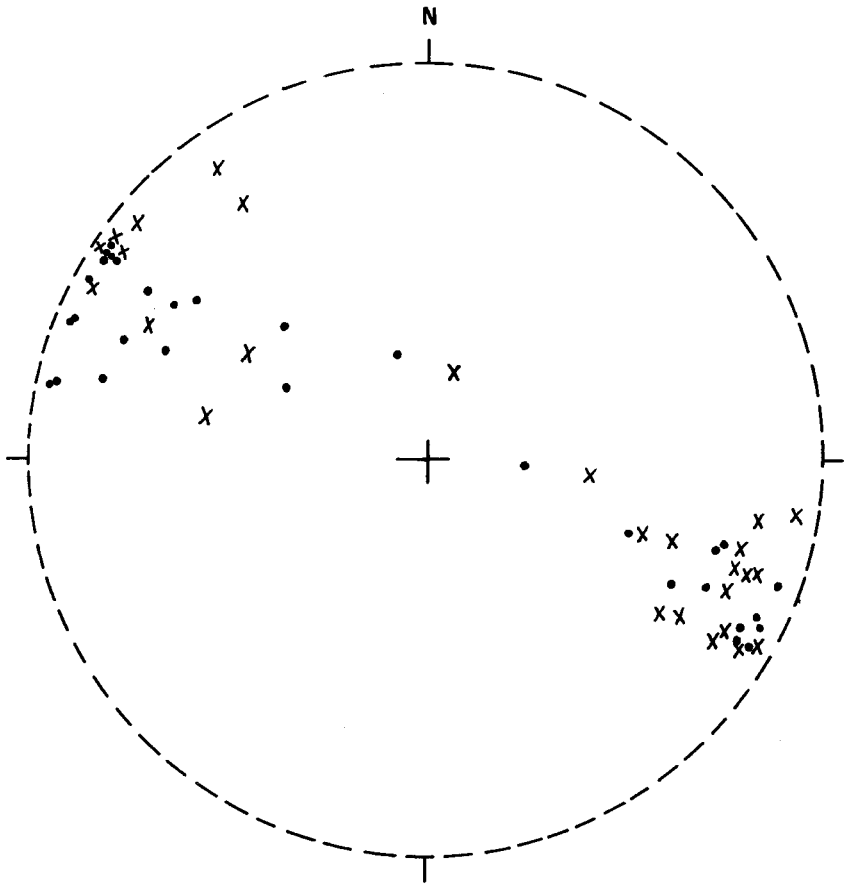


Figura 3.-

{ x Ejes pliegues F_1
 • L_1

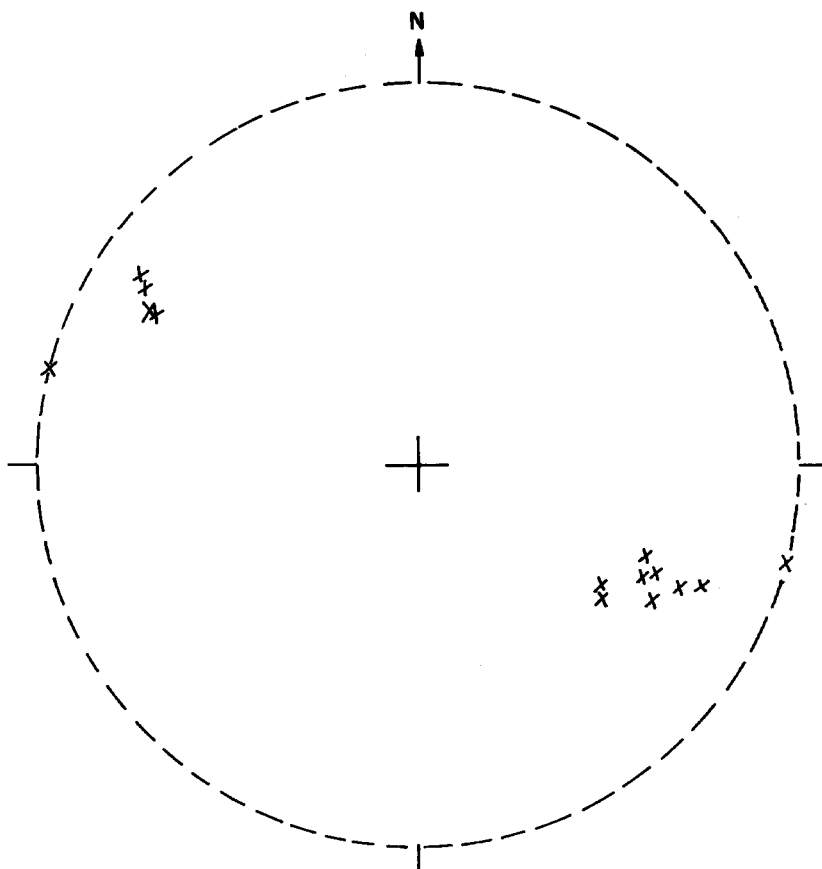


Figura 4.-

x Ejes pliegues F_2

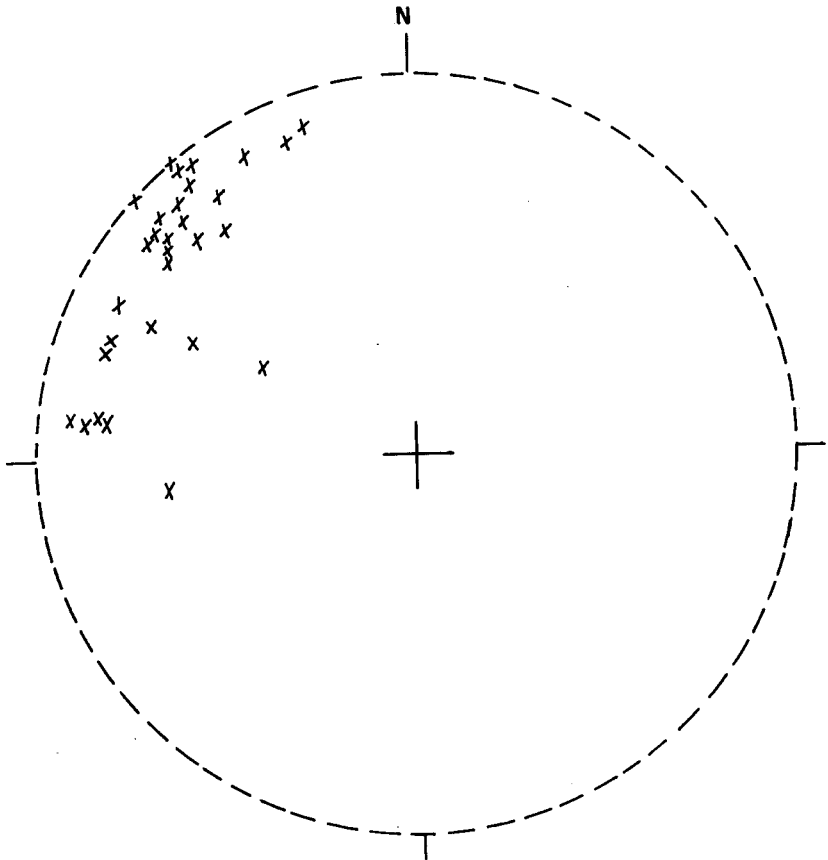


Figura 5.-

x Ejes plegues F_3

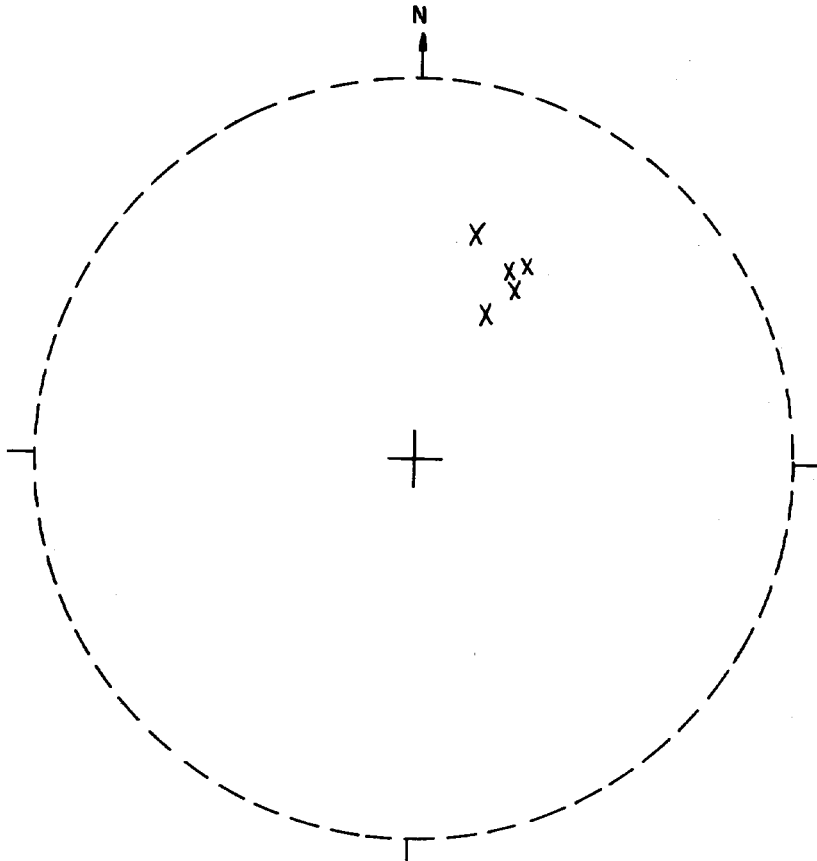


Fig. 6.-

x Ejes plegues F_4

7. BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J., y FELGUEROSO, C. (1962): Estudio Geológico de la región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 73 págs. 193-327.
- AMOR, J. M.; ORTEGA, E. (in litt.): Mapa geológico nacional a escala 1:50.000, hoja 809 (Tirteafuera), *IGME Madrid*.
- ARBÍN, P.; TAMAIN, G. (1973): Les chevauchements intraalculdiennes de la Ribera del Río Frío, Valdemanco del Esteras, et de «L'Arroyo de Tamujar», Cabezarrubias, dans le Sud de la Meseta Ibérique. *C. R. Acad. Sci. París*. T. 277, págs. 1291-1295.
- BALK, R. (1937): «Structural behaviour of igneous rocks». *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 5: 1-177.
- BASTIDA, F. (1980): Las estructuras de la primera fase hercínica de deformación en la rama norte de la zona Astur-Occidental Leonesa (NO de España). *Tesis doctoral Universidad de Oviedo*.
- BASTIDA, F. (1981): La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. T.11, págs. 35-54.
- BOUYX, E. (1969): Les formations ante-ordoviciennes de la province de Ciudad Real (Espagne meridionale). *These, París*, 410 págs.
- BOUYX, E. (1970): Contribution a l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Memori. Inst. Geol. Min. Espa.*, 73, 363 págs.
- BOUYX, E.; SAUPE, F. (1966): Précision sur de la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris* 263, págs. 321-323.
- CABANAS, A. (1968): El macizo batolítico de Los Pedroches. *Mem. Real. Acad. Ciencias*. T. XXIII, 157 págs. Madrid.
- CARBONELL, A. (1926 c): Depósitos considerados como Cámbricos en el Sur de España, que deben pasar al Culm y al Devónico. Contribución al estudio de las Series Paleozoicas de la Sierra Morena. *C. R. XIV Congr. Geol. Intern.* 20 págs. Madrid (1927).
- CARRE, D.; HENRY, J. L.; POUPON, G.; TAMAIN, G. (1970): Les cuarcites Botella et leur feune trilobitique. Les probléme de la limite Llandilien-Caradocien en Sierra Morena. *Bull. Soc. Geol. de France*. T. XII, núm. 5, págs. 774-785.
- 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. *Bul. de la Soc. Geol. de France*. T. XII 86, págs.
- CIRY, G. (1936): Contribution a l'étude géologique de la région d'Almadén. *Bol. Soc. Esp. Hit. Not.* Vol. 36, núm. 6, págs. 293-300.
- COULLAUT, J. L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J.; AGUILAR, M. J. (in litt.): Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, hoja 808 (Almadén). *IGME Madrid*.
- CHARPENTIER, J. L.; LETHIERS, F.; TAMAIN, G. (1976): Les «Schistes Aquisgrana» á Ostracodes du Dévonien supérieur-terminal en Sierra Morena Orientale (Espagne). *Extrait des Annal. Soc. Geol. Du Nord*. T. XCVI, págs. 353-362.
- 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, págs. 511-521.

- ESKOLA, P. (1932): On the origin of granite magmas. *Mineral Petrol.* (M. F.). 42: 455-481.
- HAFENRICHTER, M. (1980): The lower and upper boundary of the Ordovician Systems of some selected regions (Celtiberic, Eastern Sierra Morena) in Spain. *Part. II, N. Ib. Geol. Paleont.* Abh 160-1, págs. 138-148 Stuttgart.
- HAMMAN, W. (1976): The Ordovician of the Iberian Peninsula-A review, págs. 387-409. In Basset M. G. (ed.) *The Ordovician Sistem. Proceedings of a Paleontological Association Symposium.* Birmingham, 1974.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1956): Características geográficas de las Vegas del Guadiana (zona de regadíos). Badajoz, 161 págs.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; SIERRA Y YOLDI, A. de; MENÉNDEZ PUGET, L.; MATA Y MARTÍN, C. (1926): Minas de Almadén. *Livret-guide-du XIV Congres International de Geol. Madrid IGME, 107* págs.
- GARCÍA SAN SEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S. (in litt.): Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000, hoja 781 (Siruella). *IGME Madrid.*
- GROTH, J. (1911): Les schistes á goniatites de Guadalmez. *C. R. Acad. Sci. Paris* 158, págs. 23-47, 7 figs. text.
- I.G.M.E. (1983): *Libro Jubilar J. M. Ríos.* Geología de España. Tomo I.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. E. (1972): Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *IGME 113*, pág. Madrid (Escala 1:1.000.000).
- LAURET, J. M. (1974): Recherches géologiques et Minières dans la région d'Almadén-Almadenejos. *Tesis Doctoral Univ. París Sud. Centre d'Orsay.*
- LOTZE, F. (1960): El Precámbrico en España. *Not. y Comm. del IGME 60*, págs. 227-240.
- MALLADA, L. (1927): Estudio del Silúrico y Devónico de Almadén (entre otras zonas). *Memoria de la comisión del mapa geológico de España.*
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico en la región del Río Guadalmez. Aportación a la Geología de Sierra Morena en la parte N del Valle de los Pedroches. *Estudios Geológicos.* Vol. XVII, págs. 187-201. *Instituto «Lucas malla» C.S.I.C.*
- MATTE, PH. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Thèse Montpellier.
- MOLINA, J. M.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (in litt.): Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, hoja núm. 782 (Valdemanco del Esteras). *IGME Madrid.*
- MORENO SERRANO, F. (1977): Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales. *Tesis Doctoral Univ. Complutense, Madrid*, 186 págs.
- NICOLLI, H. B. (1966): Estudio de la geoquímica de Uranio en rocas graníticas españolas. *Tesis Univ. Salamanca*, 1-293.
- ORTEGA, E. (1980): Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica. La Coruña. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1:177-168.

- PARDO ALONSO, M. V. (1983): Bioestratigrafía del Devónico de Almadén (C. Real). *Tesis Licenciatura, Universidad Oviedo*, 165 págs.
- PENHA, M. H.; ARRIBAS, A. (1974): Datación cronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Min.* t. LXXXV, III págs. 271-273.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979): Geología de la zona Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba). *Tesis Doctoral Universidad de Granada*, 330 págs.
- PITCHER-BERGER (1972): The Geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing. *Wiley Interscience*, 435 págs. Nueva York.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. (1981): Estudio Paleogeográfico del Precámbrico de la región de Almadén. *Informe interno de Minas de Almadén*.
- PUSCHMANN, H. (1976): Das Palaeozoikum im Gebiet Zwischen San Benito and Torrecampo (Sierra Morena, Spanien). *Geolog. en Mijnb*, 46, págs. 333-391.
- PUSCHMANN, H. (1967): Zum problem der schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). *Geologische Rundschau*, 56, págs. 528-542.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. Mc. *Graw-Hill Co* 1 vol., 568 págs. N. York.
- RIOS ARAGUES, S. (1977): Estudio geológico del metalotecto plumbífero del ordoviciense (La Carolina-Sta. Elena-Sierra Morena Oriental). Provincia de Jaén. *Tesis Doctoral. E.T.S. Ing. de Minas de Madrid*.
- SAUPE, F. (1971 a): La série Ordovicienne et silurienne d'Almadén (Province de C. Real, Espagne). Point des Connaissances. *Mem. B.R.G.M.*, núm. 37, págs. 335-365.
- SAUPE, F. (1971 b): Stratigraphie et pétrographie du Quarcite du Criadero (Valentien) a Almadén (Province de C. Real, Espagne). *Mem. Du B.R.G.M.*, núm. 37, págs. 139-147.
- SAUPE, F. (1973): La géologie du gisement de mercure d'Almadén. *Sciences de la Terre*. E.N.S.G. 343 págs. Nancy.
- TAMAIN, G. (1972): Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Oriental (Espagne). *Thèse présentée a l'Université de Paris Sud Centre d'Orsay, Tomos I, II y III*, 648 págs.
- TAYLOR, R. C. (1979): Geology of tin deposits. *Elsevier Scientific Publishing Company* (1979).
- VERGES, H. M. (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.; UTTING, J. (1967): Sur le terrain houiller de Puertollano (Province de Ciudad Real, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, págs. 5-8.
- WINKLER, H. G. F. (1965): Petrogenesis of metamorphic rocks. «*Springer verlag*». Berlín.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España