



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SIRUELA

730 MONTAÑEZ 12-29	731 ZORTA 13-29	732 ALDEZARDO 14-29	733 CASTRO MOLDO 15-29	734 VILLARTA DE LOS MONTES 16-29	735 PONTANARIO 17-29	736 MALAGAS 18-29
733 MALAGAS 12-30	734 MADRIGALICO 13-30	735 NAVALVILLAR 13-30	736 HERRETA 13-30	737 PUEBLA DE TORROGOZO 16-30	738 CABAES 16-30	739 PEÑAMOLINA 18-30
738 DOBLEITO 12-31	739 VILLANUEVA DE LA SERENA 13-31	740 PUEBLA DE ALCONER 14-31	741 VILLOMONICO 15-31	742 QUINTERAS 16-31	743 ABINDE 17-31	744 CABAEDO 18-31
804 OLIVA DE MEDINA 12-32	805 CASTUERA 13-32	806 CABEZA DEL RUE 14-32	807 CHILLON 15-32	808 ALMODO 16-32	809 CABAERA 17-32	810 PORTOLLANO 18-32
830 FERRADACHO 12-33	831 TALAMEZA SERENA 13-33	832 MONTAÑUELO DE LA SERENA 14-33	833 PINELADA DE DUCHE 15-33	834 SAN BENITO 16-33	835 BRAZATORRAS 17-33	836 MESTANZA 18-33

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000**

SIRUELA

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La Hoja de Siruela 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:

GARCIA SANSEGUNDO, Joaquín.

LORENZO ALVAREZ, Saturnino.

VAZQUEZ DE LA TORRE CASINELLO, José.

Asimismo, se han utilizado las cartografías de los siguientes autores: BARRANCO, Eugenio; MARTINEZ RIUS, Albert; SOLDEVILLA, Joan; VERGES MASIP, Jaume, y VIDAL FUNEZ, Asunción.

Además se ha empleado parte de la cartografía realizada por la Compañía General de Sondeos en 1977, para la investigación geológica y minera de la Zona Arroyo del Mimbres.

En la elaboración de la memoria han intervenido:

GARCIA SANSEGUNDO, Joaquín.

LORENZO ALVAREZ, Saturnino.

ORTEGA GIRONES, Enric.

El estudio petrológico fue realizado por PASCUAL MARTINEZ, Emilio y colaboradores del Departamento de Petrología de la Universidad de Granada.

Las determinaciones paleontológicas fueron efectuadas por GARCIA ALCALDE, Jenaro y colaboradores del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo.

Con la colaboración de: SOLER SAMPERE, Miguel, y ZAPARDIEL, José M.º Supervisión, coordinación y dirección del Instituto Geológico y Minero de España.

INDICE

	<u>Páginas</u>
0. INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	6
1.1. INTRODUCCION	6
1.2. PRECAMBRICO	7
1.2.1. Facies canalizadas	7
1.2.2. Facies turbidíticas	8
1.3. ORDOVICICO	9
1.3.1. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Tremadociense-Areginiense	9
1.3.2. Cuarcita armoricana. Arenigiense	10
1.3.3. Estratos de Pochico. Arenigiense	11
1.3.4. Pizarras de Calymene y Alternancia inferior. Llanvirniense-Llandeiloense	12
1.3.4.1. Pizarras de Calymene inferior	12
1.3.4.2. Alternancias inferiores	13
1.3.4.3. Pizarras de Calymene superior	13
1.3.5. Alternancia de Canteras y Cuarcita de Canteras. Llandeiloense-Carodociense	14
1.3.6. Alternancia Zarza y Pizarras de Canteras. Carodociense	14
1.3.6.1. Alternancia Zarza	15
1.3.6.2. Pizarras de Canteras	15
1.3.7. Alternancias superiores, Caliza de Urbana y Pizarras de Muro. Carodociense-Asghilliense	15
1.3.7.1. Alternancias superiores	16
1.3.7.2. Caliza de Urbana	16
1.3.7.3. Pizarras de Muro	17

1.4. SILURICO	
1.4.1. Cuarcita de Criadero. Llandoveriense	17
1.4.2. Pizarras negras con graptolites y Alternancias vulcano-sedimentarias. Llandoveriense-Gedi- niense	18
1.5. DEVONICO	19
1.5.1. Cuarcita de base. Siegeniense.....	20
1.5.2. Pizarras y areniscas. Emsiense	20
1.5.3. Areniscas y cuarcitas de Bajohondillo. Frasnien- se.....	21
1.6. RAÑAS. Plioceno superior	22
1.7. CUATERNARIO	22
2. TECTONICA	23
2.1. DEFORMACIONES PREHERCINICAS	23
2.2. DEFORMACIONES HERCINICAS.....	28
2.2.1. Estructuras de Fase 1.....	28
2.2.2. Estructuras de Fase 2	29
2.3. Deformaciones tardías	30
2.4. Edad de la deformación	31
2.4.1. Deformaciones prehercínicas	31
2.4.2. Deformaciones hercínicas	31
3. GEOMORFOLOGIA	32
4. PETROLOGIA	33
4.1. ROCAS IGNEAS	33
4.1.1. Rocas plutónicas	33
4.1.2. Rocas volcánicas s.l.	36
4.1.3. Diques de composición basáltica s. str.	39
4.2. ROCAS METAMORFICAS	40
4.2.1. Metamorfismo de contacto	41
4.2.2. Metamorfismo regional	42
5. GEOLOGIA ECONOMICA	44
5.1. MINERIA Y CANTERAS.....	44
5.1.1. Minería	44
5.1.2. Canteras	46
5.2. HIDROGEOLOGIA	46
6. BIBLIOGRAFIA	47

0. INTRODUCCION

La Hoja de Siruela está localizada en la parte septentrional de Sierra Morena y en la proximidad a la comarca de la Serena, que se extiende más hacia el oeste. Comprende el extremo occidental de la provincia de Ciudad Real y el noreste de la de Badajoz. Los núcleos de población más importantes son: Siruela y Agudo. Otros pueblos de menor tamaño son: Tamurejo, Baterno, Sancti-Spiritus, Risco y Garlitos.

La mayor parte de la Hoja presenta altitudes comprendidas entre los 400 y 700 m., destacando como cota más alta los 940 m. del Cerro de Motilla.

Desde el punto de vista hidrográfico pertenece a la Cuenca del Guadiana, siendo los ríos más importantes el Zújar y su afluente el Esteras. También merecen citarse el río Siruela y el arroyo de Serrano, ambos tributarios del río Guadalemar.

En cuanto a los antecedentes geológicos cabe mencionar, en primer lugar, a CASIANO DE PRADO, et al. (1855), que fue el primero en establecer, a grandes rasgos, la estratigrafía del Paleozóico; HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1926) estudió las faunas Ordovícicas y Silúricas; LUCAS MALLADA (1927) estudió el Silúrico y Devónico de Almadén y CIRY, G. (1936) estableció, en líneas generales, la estructura de la región. En 1962 ALMELA, et al., realizan un estudio geológico de la concesión de Minas de Almadén. Con posterioridad podemos citar los trabajos de numerosos autores, principalmente franceses: BOUYX (1970) estudió las formaciones anteordovícicas; TAMAIN (1972) estableció la estratigrafía del Ordovícico y el Silúrico de Sierra Morena oriental; SAUPE (1973), en su tesis, establece correctamente la génesis del yacimiento de Almadén,

relacionándolo con su contexto geológico regional y ahondando especialmente en aspectos metalogénicos y petrológicos; LOZACH y VIDAL (1976) realizan un estudio geológico de la terminación occidental del valle de la Alcudia; MORENO (1977) estudia el anteordovícico y la deformación hercínica en los Montes de Toledo occidentales; BLANCHERE (1978) estudia la geología en la transversal de Chillón-El Borracho y, por último, HAFENRICHTER (1930) precisó en Sierra Morena los límites inferior y superior del Ordovícico.

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Siruela se encuentra en la parte meridional de la zona Centro-Ibérica (JULIVERT, et al., 1972), próxima al límite con la zona de Ossa Morena. Afloran en ella materiales pelíticos y grauváquicos del Precámbrico, sobre los cuales se sitúa discordantemente el Paleozóico, formando una serie continua desde el Ordovícico al Devónico superior, salvo una laguna estratigráfica, que comprende el Devónico medio (PUSCHMANN, 1967). A lo largo de toda la serie son frecuentes las intercalaciones de rocas vocánicas, principalmente en el Silúrico y Devónico.

Se ha reconocido en existencia de deformaciones pre-hercínicas, que dan lugar a una discordancia intraprecámbrica y a la discordancia entre el Paleozoico y su sustrato.

Todos estos materiales han sido afectados durante la Orogenia Hercínica por dos fases principales de deformación, sin que prácticamente se produjese metamorfismo. Durante este ciclo orogénico tuvieron lugar las intrusiones graníticas.

Todo el conjunto anteriormente descrito aparece recubierto por sedimentos pliocenos y cuaternarios. La morfología de la zona es el resultado de varios ciclos erosivos, distinguiéndose dos superficies subhorizontales; la más antigua se sitúa a una cota de 600 m., aproximadamente, y es de probable edad pliocena; la segunda, a unos 400 m., podría ser pleistocena.

En ellas se ha encajado la red hidrográfica actual, sobre la cual destacan los relieves de cuarcita.

La zona no tiene especial interés minero por no encontrarse ninguna mina en actividad. Sin embargo merecen destacarse las Minas del Borracho, explotadas en varias épocas.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. INTRODUCCION

Se pueden distinguir, desde el punto de vista litoestratigráfico, dos grandes grupos: de una parte los materiales precámbricos y, por otra parte, el Paleozóico, constituido por materiales de plataforma, en general, poco profunda, que van desde areniscas y cuarcitas del Tremadociense-Arenigiense a pizarras, areniscas y cuarcitas del Devónico supe-

rior, localizándose únicamente una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico medio (PUSCHMANN, 1967).

El espesor de la sucesión peleozoica es variable, oscilando entre 1.700 y 2.600 m. Es característica la presencia esporádica de vulcanismo sinsedimentario desde el Llanvirniense al Devónico.

1.2. PRECAMBRICO

En los materiales atribuidos al Precámbrico pueden diferenciarse dos tipos de facies: Facies canalizadas y Facies turbidíticas (VERGES, et al., 1982). Las primeras tan sólo aparecen en el borde oriental de la hoja, mientras que las segundas ocupan una gran extensión a lo largo de toda la región estudiada. Este conjunto de materiales es litoestratigráficamente correlacionable con los estudiados por LOTZE (1960), y que denominó «capas de Baldelacasa», situados por debajo de las «Series de Tránsito» al Cámbrico. BOUYX (1970) las denominó, respectivamente, «Capas Facies Alcudia» y «Serie Conglomerática Superior» y MASS, R. (1963), discípulo de Lotze, en la plana de Cabeza del Buey, al W de la Hoja, las denominó «Serie Preordovicia», considerándolas como pertenecientes al período Algónquico o quizás al Cámbrico inferior. Estos materiales se prolongan a lo largo del Valle de Alcudia, donde fueron estudiados en su terminación oriental por RICHTER (1967), quien los denominó «Esquistos de San Lorenzo». En el mismo Valle de Alcudia fueron estudiados por TAMAIN (1972), quien los agrupó bajo la denominación de «Alcudiense».

Recientemente (PUIGDEFABREGAS, 1981) ha interpretado la relación sedimentológica entre las facies canalizadas y turbidíticas del precámbrico, constituyendo en conjunto un talud turbidítico progradante hacia el SO, al frente de una plataforma detrítica. Sin embargo, el descubrimiento de una discordancia angular entre ambos tipos de facies en la próxima Hoja de Abenojar (ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, in lit.; GONZALEZ LODEIRO y ORTEGA, in prep.), además de la discordancia intraprecámbrica existente en la vecina Hoja de Valdemanco del Esteras (BOUYX, 1970; GONZALEZ LORENZO y ORTEGA, in prep.) cuestionan esta interpretación.

Los datos anteriormente mencionados y la existencia de una discordancia (probablemente correlacionable con la antes descrita) en el Precámbrico del anticlinal de Alcudia (CRESPO LARA, 1972), sugieren la existencia de una discordancia intraprecámbrica, separando ambos conjuntos de facies.

1.2.1. Facies canalizadas (2-3)

Se trata de una sucesión detrítica de ciclos negativos de sedimentación. Se inician con materiales pelíticos, con finos bandeados de material arenoso, que puede llegar a formar laminación lenticular. Hacia

arriba aparecen capas centimétricas o decimétricas de material detrítico, que pueden presentar estratificación cruzada planar. En el techo pueden llegar a depositarse niveles de alta energía con paraconglomerados, que constituyen la base de un nivel que presenta canales de conglomerados y areniscas de grano grueso, con «ripples» linguoides a techo. En conjunto, constituye una megasecuencia negativa, siendo el nivel del techo una secuencia positiva.

Lateralmente, los canales que aparecen en la parte alta de la secuencia pasan a facies de desbordamiento, dando lugar a canales extensos y poco profundos intercalados en la facies de pelitas bandeadas (VERGES, et al., 1982).

No existen datos paleontológicos dentro de la hoja estudiada que permitan atribuir una edad más precisa a estos materiales. Sin embargo, por correlación con materiales de facies similares, y que ocupan una idéntica posición relativa, se les puede atribuir una edad Vendieñense Superior.

1.2.2. Facies turbidíticas (1)

Están constituidas por materiales de grano más fino que las Facies canalizadas, poseyendo, además, carácter turbidítico. Ocupan, tanto en volumen como en extensión aflorante, la parte más importante del conjunto de materiales preordovícicos.

Están constituidas por los materiales típicos del «esquisto grauváquico», es decir, alternancias de niveles arenosos (grauváquicos) y niveles pelíticos. Los niveles arenosos aparecen, generalmente, organizados en secuencias de Bouma, con tamaño de grano fino a medio, y en los que a menudo falta el término basal A, por lo que raramente se encuentran «flute-casts».

Los niveles pelíticos pueden presentar laminaciones milimétricas, que al aumentar de espesor forman trenes de «ripples» de corriente. Esto último es lo que se conoce como estructuras «rubannés» o en «cinta», las cuales pueden encontrarse bien como litofacies independientes, bien como subordinadas a otras litofacies.

Intercalados en la serie suelen aparecer, a veces, gruesos paquetes arenosos, que no se pueden asimilar a ninguno de los términos de las secuencias de Bouma, y que están claramente representados en el corte del río Zújar, al S de la Hoja. Dichas areniscas constituyen gruesas capas, sin apenas estructuras internas, con gradación interna inexistente o pobemente desarrollada, faltando la mayoría de las divisiones de la secuencia de Bouma típica. Las pizarras interestratificadas tienden a ser muy delgadas o bien faltan, produciéndose la amalgamación de las capas sucesivas y además no suelen tener los contactos paralelos como las turbiditas clásicas. Pueden interpretarse como el resultado del depósito rápido de una gran cantidad de arena a partir de corrientes fluidificadas (WALKER, 1980).

Las areniscas son arcosas, subarcosas y litarcosas; junto con limoli-

tas arenosas. Los feldespatos Ca-Na son abundantes, y aparecen en granos solos y/o como pequeños agregados, sin que se puedan distinguir fragmentos claros de roca identificables. La concentración de feldespatos es menor en los niveles finos que en los más arenosos. El cuarzo puede presentar bordes indentados sobreimpuestos a bordes detríticos angulosos. La matriz es sericítica, y se observa algo de cemento silíceo en los niveles gruesos que produce una recristalización moderada poco evidente; la concentración de minerales pesados es escasa, y únicamente se han observado algunos granos aislados de circón.

También se ha observado, intercalado en la serie, en las proximidades del río Zújar, un nivel de dos a tres metros de brechas con cantes redondeados de areniscas y grauvacas de composición idéntica a la del resto de la serie; interpretándose como una brecha intraformacional. La proporción de matriz limolítico-arenosa disminuye hacia el techo de la capa, mientras que los cantes son muy escasos y de pequeño tamaño en la base, aumentando hacia el techo, donde pueden llegar a dimensiones de 110 a 30 cm.

Las megasecuencias, dentro de la hoja, presentan una gran variabilidad, siendo tanto de tendencia positiva como negativa, no observándose en numerosos casos ninguna tendencia secuencial definida. Dentro de cada secuencia la presencia y el espesor de cada uno de los intervalos es muy variable, pudiéndose encontrar todas las combinaciones posibles.

Tampoco se disponen de datos paleontológicos sobre estos materiales, dentro del contexto de la Hoja. El único dato actualmente disponible sobre sedimentos del mismo tipo, con idéntica facies y posición estratigráfica, proviene del anticlinal del Alcudia, donde hallazgos de acritarcos han permitido atribuirles una edad Rifeense (MITROFANOV y TIMOTIEF, en SAN JOSE, 1983).

1.3. ORDOVICICO

Durante este período se depositó una serie fundamentalmente detrítica, constituida por una monótona alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas con una sola intercalación calcárea en la base del Asghilliense.

Es frecuente la presencia de materiales volcánicos y subvolcánicos, generalmente de carácter básicos.

1.3.1. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Tremadociense-Arenigiano (4)

La sucesión tipo, establecida por BOUYX 1970) para este nivel, empieza con la «Serie detrítica de base» que comienza por tramos discontinuos de conglomerados sobre los cuales se sitúan areniscas gruesas y microconglomerados. Por encima es frecuente que aparezca un «nivel rojo» de pizarras y areniscas micáceas alternando con areniscas. Dentro de estos niveles han sido hallados por este mismo autor pistas fósiles (*Haulania sp* y *Fingulella sp*).

Estos niveles solamente se han localizado en el flanco Norte del Sinclinal de Almadén y en el Sinclinal de Agudo. Los primeros materiales que aparecen discordantes sobre el Precámbrico están constituidos por cuarcitas con niveles conglomeráticos. Las cuarcitas pueden clasificarse como cuarzo arenitas y los conglomerados están formados por cantos redondeados de cuarzo o cuarcita con matriz arenosa. Intercaladas y sobre ellos aparecen niveles de areniscas, constituidas por un 85 por 100 de cuarzo y 5 por 100 de feldespato K (subarcosas, sublitarenitas) y limolitas con hasta un 30 por 100 de cemento ferruginoso, que les da un tono rojizo característico.

No se han hallado fósiles que permitan su datación, pero en la vecina hoja de Valdemanco se encontraron numerosas pistas (abundantes *Skolihos* sp. y *Cruziana furcifera*) y braquópodos inarticulados (*Ectenoglossa cf. lesneri*), que indicarían una edad Arenigense, aunque no puede descartarse que aparezca la parte alta del Tremadociense (MOLINA y FERNANDEZ CARRASCO, in litt.).

1.3.2. Cuarcita armoricana. Arenigense (5.6.7)

Según la descripción de BOUYX (1970), por encima de los materiales anteriormente citados, aparecen las «Areniscas inferiores» y las «Areniscas superiores», separadas por un nivel con abundantes pistas bilobadas que han permitido precisar una edad Arenigense (*Cruciana furcifera*, *Cruziana goldfussi*). Las «Areniscas inferiores» están constituidas por areniscas y cuarcitas con intercalaciones pizarrosas y algún nivel de conglomerados en la base, mientras que las «Areniscas superiores» presentan menos intercalaciones pizarrosas.

Durante la realización de la cartografía y cuando lo han permitido las condiciones de afloramiento se han diferenciado dos miembros dentro de la «Cuarcita armoricana». El inferior corresponde a las «Areniscas inferiores» y al nivel de pistas bilobadas y el superior a las «Areniscas superiores» de BOUYX.

El miembro inferior empieza con cuarcitas, formando secuencias negativas. Hacia el techo aparecen niveles tableados de cuarcitas blancas y limonitas micáceas verdosas con pistas a muro y diversas estructuras sedimentarias (estratificación y laminación cruzada y paralela, «ripples, etc.»), SOLDEVILLA (1982) cita en la carretera de Risco a Garlitos, conglomerados y microconglomerados en la base de la secuencia, aunque existe la duda de si podrían aun pertenecer a la serie Tremadociense-Arenigense, descrita en el apartado anterior, ya que el tránsito entre ambas series es gradual y, por tanto, es difícil establecer un límite preciso.

El miembro superior está formado por cuarcitas blancas en bancos potentes que forman megasecuencias negativas; constituye los relieves cuarcíticos más sobresalientes de toda la hoja.

Las cuarcitas son muy puras (cuarzoarenitas-ortocuarcitas) con pocos feldespatos y presentando una recristalización muy intensa. En el

tramo tableado aparecen areniscas con matriz limosa rica en sericita y con una concentración algo mayor de minerales pesados.

En la cartografía se han diferenciado ambos niveles en el sinclinal de Agudo y en el faldeo N del sinclinal de Almadén. Por el contrario, en el flanco S del sinclinal de Almadén, debido a su poco espesor y a su posición prácticamente vertical, no se han diferenciado en la cartografía, aunque sí se pueden distinguir en el campo, teniendo el inferior unos 70 m. y el superior hasta 80 m. En el flanco N, por el contrario, el espesor mínimo es de unos 200 m.

1.3.3. Estratos de Pochico. Arenigiense (8)

Fueron definidos por TAMAIN (1972), en Sierra Morena oriental, y corresponden a las «Handerger Sandstein» o areniscas suprayacentes a las «Cuarcitas de Despeñaperros» superiores, de los autores alemanes (1967-1968) y a las pizarras arenosas, areniscas y cuarcitas situadas sobre la «Cuarcita armoricana», de BOUYX (1970).

Tamain distinguió dos tramos dentro de esta formación: las «Alternancias Pochico» y las «Gres jaunes» o «Areniscas amarillas». Las primeras están formadas por bancos poco potentes de cuarcitas (centrimétricas a decimétricas), alternando con areniscas más o menos micáceas y con delgadas intercalaciones pizarrosas. Las «Areniscas amarillas», en cambio, son predominantemente arenosas y están constituidas por una alternancia de areniscas de grado fino a medio y de pizarras arenosas.

Los dos tramos definidos por TAMAIN (1972), en Sierra Morena Oriental, no son cartográficamente diferenciables dentro de la Hoja, debido, tanto a los cambios laterales que experimentan este tipo de litologías, como al recubrimiento que impide su observación detallada, por lo cual se ha cartografiado toda ella como una sola unidad. El conjunto de la serie medida en el flanco norte del sinclinal de Almadén tiene un espesor mínimo de 150 m., mientras que en el flanco S es mucho menor. Este hecho debe ser interpretado por procesos de laminación tectónica, ya que no existe ninguna evidencia que permita atribuirlo a causas sedimentarias. Comienza con una alternancia de cuarcitas, areniscas cuarcíticas y limonitas, en la que el espesor y la frecuencia de los bancos cuarcíticos disminuye hacia el techo. En la parte alta la serie está formada por areniscas, a veces cuarcíticas, limolitas y alguna delgada intercalación pizarrosa. Presenta numerosas estructuras sedimentarias (estratificación y laminación cruzada y paralela, «ripples» y de carga).

En lámina delgada las cuarcitas son semejantes a las de la «Cuarcita armoricana» y las areniscas cuarcíticas y areniscas pueden clasificarse como subarcosas micáceas con cemento silíceo, sin que presenten una recristalización marcada.

También aparecen delgados niveles de areniscas limolíticas, ferruginosas y micáceas con colores rojizos característicos.

Los icnos encontrados en esta formación en la vecina hoja de Alma-

dén (*Cruziana goldfussi*, *Roualtia* sp., *Rhusophycus* sp) determinan una edad Arenigiense (GARCIA SANSEGUNDO, et al., in lit.). No puede descartarse que en la parte alta está representado ya parte del Llanvirniense inferior, de acuerdo con las faunas encontradas en los materiales suprayacentes, tal como veremos a continuación.

1.3.4. «Pizarras de Calymene» y «Alternancia inferior». Llanvirniense-Llandeiloiense (9, 10)

TAMAIN (1972) distinguió, dentro de este reamo, tres unidades litotestratigráficas que, de abajo a arriba, son: «Esquistos de Ríç», «Cuarcitas inferiores» y «Esquistos de Botella». Estos tres términos serían equivalentes, respectivamente, a las «Pizarras de Calymene inferior», «Alternancias inferiores» y «Pizarras de Calymene superior», que han sido utilizados con frecuencia en la zona de Almadén. Al realizar la cartografía de estas tres unidades se han agrupado y considerado como in solo tramo. En conjunto, consta de dos paquetes pizarrosos mucho más potente el inferior que el superior, separados por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras. El espesor total medido es de unos 400 m.

Hay que destacar, además, el hecho de que fue durante el depósito de estos materiales cuando tuvieron lugar las primeras manifestaciones del vulcanismo efusivo de carácter básico.

1.3.4.1. «Pizarras de Calymene inferior»

Han sido descritas como una monótona sucesión de pizarras de color gris oscuro, que adquieren tonos verdosos o parduzcos por alteración. En ocasiones presentan intercalaciones basálticas (sills) y es frecuente que contengan nódulos arenosos (SAUPE, 1971a).

Dentro de la hoja alcanza un espesor de unos 300 m., pudiendo aparecer intercalados en las pizarras paquetes de areniscas y areniscas cuarcíticas, de hasta algunos metros de espesor, que lateralmente desaparecen. Concretamente, puede observarse uno de estos niveles cerca de la base de la unidad, en las proximidades de El Borracho, prolongándose hacia el E, y otro hacia la parte media de la sucesión del borde oriental de la Hoja. En las pizarras son frecuentes los nódulos arenosos, conteniendo en ocasiones gran cantidad de restos fósiles. Además pueden aparecer niveles arenosos con una elevada participación volcánica de carácter básico, como sucede, por ejemplo, en la zona de El Borracho.

Los niveles pizarrosos están constituidos por limolitas ricas en óxidos, a veces arenosas, con micas detríticas. Los niveles arenosos pueden considerarse subarcosas micáceas, a veces con gran cantidad de óxidos y una recristalización poco marcada.

La base de esta unidad fue datada al sur de Almadén por BOYUX y

SAUPE (1966) y SAUPE (1971), dando una edad Llanvirniense. De los datos obtenidos en la elaboración de esta hoja se puede precisar una edad Llanvirniense superior para niveles situados muy próximos a la base, de acuerdo con las faunas de *Didymograptus murchisoni* y Braquiópodos (*Hesperorthis sp.*). La presencia del Llanvirniense inferior, sin embargo, ha sido reconocida en áreas próximas muy cerca de la base de estas pizarras (GUTIERREZ, J. C., com. pers.). Este hecho no invalida la posibilidad de que la parte superior de los «Estratos de Pochico» pertenezcan ya al Llanvirniense, aunque tampoco debe excluirse que procesos de laminación tectónica impidan el afloramiento de los tramos basales de la formación, al menos en el flanco N del sinclinal de Almadén, que es donde se han recogido las faunas próximas a la base indicadoras de una edad Llanvirniense superior. Dicha edad se mantiene hasta cerca de la base de la «Alternancia inferior» (presencia de braquiópodos *Cacemia riberoi*). El límite Llanvirniense-Llandeiloiense se sitúa cerca de dicha base, ya que las últimas faunas que aparecen por debajo de la «Alternancia inferior» indican ya una edad Llandeiloiense inferior (caracterizado por diversas especies del género *Heterorthina*).

1.3.4.2. «Alternancias inferiores»

En la parte alta de las «pizarras de Calymene inferior» se van intercalando gradualmente areniscas hasta constituir unas alternancias de gruesos bancos de areniscas de color oscuro y gris verdoso, finas intercalaciones pizarrosas y limolíticas y bancos de areniscas cuarcíticas a cuarcitas de colores oscuros denominadas «Alternancias inferiores».

Presentan una gran cantidad de estructuras sedimentarias: laminaciones paralelas y cruzadas, «ripples», etc., así como niveles muy micáceos. Los niveles arenosos están constituidos por subarcosas micáceas con óxidos de Fe y la recristalización está poco desarrollada.

En conjunto se trata de una megasecuencia negativa «Thickening upward» que, a techo, pasa bruscamente a un nuevo nivel pizarroso.

En cuanto a su edad y debido a que no se ha encontrado en ellas fauna, es necesario tomar como referencia los datos obtenidos en los materiales supra e infrayacentes. De esta forma se le puede atribuir una edad Llandeiloiense inferior.

1.3.4.3. «Pizarras de Calymene superior»

Son muy parecidas a las pizarras del tramo inferior, de colores oscuros, con nódulos arenosos y diversos niveles fosilíferos. Suelen tener un espesor muy reducido, de unos 20 m., y raramente sobrepasan esta potencia. Presentan una intercalación volcánica de carácter ácido (Arroyo de los Valles), casi en el contacto con las «Alternancias inferiores».

La edad en la base podría ser todavía Llandeiloense inferior, aunque pronto aparecen faunas que indican de manera clara el Llandeiloense medio-superior (presencia de los braquíópodos *Aegironema mariana*, *Eorhipidomella musculosa* y del trilobite *Placoparia* (*Coplacoparia borni*)).

1.3.5. «Alternancia de Canteras» y «Cuarcita de Canteras». Llandeiloense-Caradociense (11)

Las «pizarras de Calymene inferior», en tránsito gradual pasan a una serie de areniscas cuarcíticas y cuarcitas que fueron definidas por ALMELA et al. (1962), como «Cuarcitas de Canteras». Es frecuente que aparezcan como dos barras de cuarcita separadas por una alternancia de areniscas cuarcíticas, limolitas y/o pizarras. Al tránsito gradual desde las pizarras de Calymene superiores hasta los crestones de cuarcita se le ha denominado «Alternancia de Canteras». Ambos tramos se han cartografiado conjuntamente y el espesor de todo ello presenta una gran variabilidad; pudiendo pasar lateralmente y en una distancia relativamente corta, de tener unos 70 m. a más de 200 m.

Las alternancias están formadas por areniscas cuarcíticas, areniscas inmaduras y limolitas micáceas, frecuentemente bioturbadas. Presentan numerosas estructuras sedimentarias: laminación paralela y cruzada, «ripples» y estratificación lenticular, «flaser», gradada y ondulante. En lámina delgada se observa que están constituidas por subarcosas micáceas, con abundancia relativa de minerales pesados y feldespatos Ca-Na.

Las cuarcitas son de colores claros o grises en bancos de 40 cm. a 1 m., frecuentemente formando «megaripples», con laminación cruzada que dan un carácter lenticular a las capas. Varían desde subarcosas ricas en cuarzo a cuarzoarenitas, con contenido variable en minerales pesados y sin feldespatos. Tanto en este caso como en el anterior existe recristalización generalizada.

En cuanto a la edad ALMELA et al. (1962), la atribuyeron al Caradociense y LAURET (1974), encontró, cerca de la base, un nivel fosilífero que dio una edad Llandeoliense. En la hoja no ha aparecido nada de fauna en este tramo, por lo que se le asigna una edad Llandeoliense superior-Caradociense, a partir de los datos de las unidades inferior y superior.

1.3.6. Alternancia Zarza y Pizarras de Canteras. Caradociense (12, 13)

Estos dos niveles, aunque presentan características diferentes, se han agrupado en una misma unidad cartográfica, ya que resulta muy difícil señalar el límite entre ambos como consecuencia de que suelen aflorar pobremente y en zonas topográficamente deprimidas, situadas entre dos tramos cuarcíticos, que resaltan netamente en el terreno. Además, el carácter gradual de este contacto hace aún más difícil su observación.

1.3.6.1. Alternancia Zarza

Justamente a techo de la «Cuarcita de Canteras», aparece un alternancia de areniscas, limolitas y pizarras que constituyen un tránsito gradual entre dicha unidad y las pizarras que se sitúan por encima. Suelen aflorar bastante mal pese a lo cual ha sido posible levantar una columna estratigráfica donde se han medido 110 m. de alternancias de areniscas de grano fino y limolitas, que, en líneas generales, forman secuencias positivas. Como estructuras sedimentarias presentan laminaciones paralelas y cruzadas, «ripples» y, frecuentemente, niveles bioturbados, sobre todo en los tramos limolíticos de las secuencias.

Los niveles arenosos están constituidos por subarcosas micáceas con concentraciones elevadas de feldespatos Ca-Na y de opacos que se disponen en bandas. Presentan evidencias microscópicas de recristalización.

En cuanto a la edad, no se han hallado más que algunos restos de braquiópodos inclasificables. Por ello se le atribuye al Caradociense en general, por hallarse bastante por encima de niveles de edad claramente Llandeiloense superior y por debajo de faunas de edad Caradociense superior.

1.3.6.2. Pizarras de Canteras

Esta unidad fue establecida por TAMAIN (1972), en la localidad de Centenillo (Sierra Morena oriental), utilizando una denominación local. Se trata de una serie formada por finas alternancias de areniscas y pizarras y areniscas finamente estratificadas que corresponden a los «Esquistos con Orthis», de RICHTER (1967) y a las «Arcillas intermedias», de SAUPE (1973).

Están constituidas por unos 150 m. de pizarras gris oscuro a negras en potentes tramos o bien como alternancias milimétricas de pizarras y limolitas con estratificación lenticular y ondulante. A veces se presentan intercalaciones de rocas piroclásticas y delgados niveles de areniscas verdosas con laminaciones paralelas y cruzadas, «ripples» y pistas. Los niveles arenosos se sitúan preferentemente en la parte media de la formación y pueden clasificarse como subarcosas micáceas con alto porcentaje de feldespatos Ca—Na y de opacos.

En cuanto a la edad no se ha encontrado ningún rastro de fauna, por lo que se ha seguido el mismo criterio que para la «Alternancia Zarza», asignándola al Caradociense.

1.3.7. Alternancias Superiores. Caliza de Urbana y Pizarras de Muro. Caradociense-Asghillense (14-15)

En la cartografía se han incluido estas tres unidades dentro del mismo tramo y sólo se ha diferenciado la «Caliza de Urbana» cuando aflora.

1.3.7.1. Alternancias superiores

Hacia el techo de la unidad descrita anteriormente («Pizarras de Canteras») se van intercalando progresivamente finas capas de areniscas que se hacen cuarcíticas hacia arriba hasta llegar a constituir bancos de 1 m. de potencia.

Esta secuencia negativa se puede repetir varias veces y corresponde a lo que SAPUE (1973) denomina «Alternancias superiores». A su vez, sería equivalente a los «Bancos mixtos» descritos por TAMAIN (1972) en Sierra Morena Oriental.

Dentro de la Hoja, su espesor sobrepasa ligeramente los 100 m. (110 m. en la fuente de la Angosturilla). Consta de areniscas y areniscas cuarcíticas de color pardo en capas de carácter lenticular, entre las que se intercalan niveles más o menos delgados de pizarras y limolitas verdosas. Presentan gran variedad de estructuras sedimentarias: estratificación y laminaciones cruzadas y paralelas, bioturbación, pistas a muro de las capas y «burrows».

Las areniscas y areniscas cuarcíticas pueden ser consideradas como subarcosas, con un elevado contenido en opacos y en feldespatos (especialmente de Ca—Na). La recristalización es general en todos estos materiales.

A techo, aparece de manera constante un nivel fosilífero constituido por areniscas limonitizadas de color amarillo, a veces con bolos de areniscas calcáreas. A partir de la fauna obtenida en dicho nivel TAMAIN (1972), LAURET (1974) y HARMAN (1976) le asignaron una edad Caradociense.

De las muestras recogidas en varias localidades a lo largo del Arroyo de las Alisedas se ha podido precisar una edad Caradociense superior para dicho nivel.

Es característica su fauna de braquiópodos (*Kjaerina geniculata*, *K. cf. bipartita*, *Howellites cf. ultima*, *H. cf. intermedia*, «*Wattsella wattsii*»), Trilobites (*Onnia aff. greniensis*) y Graptolites (*Orthograptus truncatus*).

1.3.7.2. Caliza de Urbana (15)

Su denominación se debe a TAMAIN (1972) y aparecen siempre a techo de las «Alternancias superiores», aunque de forma discontinua y siempre con muy poco espesor. A pesar de ello constituye un excelente nivel guía, por lo que se ha representado en la cartografía siempre que aflora.

Aflora solamente de forma discontinua en la parte oriental del sinclinal de Almadén, mientras que hacia el Oeste no aparece. El espesor máximo obtenido es de 1,5 m. y son calizas o dolomias de color gris claro en corte fresco que al alterarse toman un típico color pardo rojizo. Son generalmente espáticas, aunque pueden estar silicificadas y suelen contener una abundante fauna principalmente de braquiópodos, trilobites, conodontos, etc.

El contenido detrítico puede ser relativamente elevado. Otras veces están totalmente recristalizadas y contienen nódulos de silice.

Se han aprovechado frecuentemente para la obtención de cal, por lo que muchos de los afloramientos han desaparecido; además, pueden presentar diseminaciones de blenda y galena.

Las dataciones más precisas de este nivel se han realizado con conodontos (LAURET, 1974; FUGANTI y SERPAGLI, 1968) y dan una edad Ashgillense inferior. Este dato fue también confirmado por TAMAIN (1972), que descubrió un nivel con *Heliocrinites cf. rouvillei*, que caracteriza las calizas de la base del Ashgill de la provincia mediterránea.

Los datos obtenidos a partir de los conodontos extraídos de la caliza permiten confirmar dicha datación y situarían el límite Caradociense-Ashgillense justamente en su base por encima del nivel arenoso limonítico situado a techo de las «Alternancias superiores».

1.3.7.3. Pizarras de Muro

Así denominadas por SAUPE (1971) por encontrarse inmediatamente por debajo de la «Cuarcita de Criadero». Son equivalentes a lo que TAMAIN (1972) denominó «Esquistos Chavera» en Sierra Morena Oriental.

Presentan una potencia media de 150 m. y están constituidos básicamente por pizarras arcillosas negras que pueden presentar delgadas intercalaciones de arenas de grano fino o de alternancias milimétricas de pizarras y limolitas con estratificación lenticular y ondulante. Además son frecuentes las laminaciones paralelas y cruzadas, los «ripples», además de bioturbación y pistas fósiles. Los niveles arenosos varían desde subarcosas a arcosas micáceas, muy feldespáticas.

En cuanto a su edad TAMAIN (1972) y HAMMAN (1976) las incluyen a todas ellas en el Ashgillense por su posición respecto a la «Caliza de Urbana». Sin embargo, HAFENRICHTER (1980) encontró fauna de Acritarcos, pertenecientes al Llandoveriense, por lo que el límite Ordovícico-Silúrico se situaría dentro de esta unidad.

1.4. SILURICO

Está constituido por cuarcitas, arenas y pizarras entre las que aparecen intercalados numerosos niveles de rocas volcánicas y piroclásicas. La parte alta de esta sucesión vulcanosedimentaria ya es de edad devónica.

1.4.1. Cuarcita de Criadero. Llandoveriense (16)

Así denominó ALMELA et al. (1962) a una unidad de cuarcitas situadas por encima de las «Pizarras de Muro». Son equivalentes a las

«Cuarcitas superiores» descritas por TAMAIN (1972) en Sierra Morena Oriental. Cuando están bien desarrolladas aparecen dos paquetes de cuarcitas separados por un tramo de areniscas y pizarras, donde es frecuente encontrar estructuras de carga. El paquete inferior está constituido por cuarcitas de colores claros en bancos gruesos. El superior lo constituyen cuarcitas de colores oscuros, a menudo negras, con «ripple marks» frecuentes; a techo hay cuarcitas de colores claros con estratificación cruzada (SAUPE, 1973).

En el extremo occidental del sinclinal de Almadén presenta un desarrollo muy desigual, ya que a menudo falta el tramo superior y a veces, el intermedio y parte del inferior. Fuera de la hoja puede, incluso, llegar a desaparecer totalmente (MOLINA y FERNANDEZ CARRASCO, in lit.). Las potencias dentro de la zona estudiada suelen ser de menos de 10 m. para el flanco Norte y alrededor de 60 m. en el flanco Sur.

Generalmente está bien desarrollado el tramo inferior de cuarcitas de colores claros, mientras que el superior y el intermedio sólo aparecen cuando el espesor es máximo. Presentan una gran variedad de estructuras sedimentarias: estratificaciones cruzadas planares y en surco «ripples» y «load casts».

Se trata de subarcosas a cuarzoarenitas, de grano medio a grueso, muy recristalizadas y con venas de carbonatos. Es característica la presencia de manchas limoníticas amarillentas debidas a la alteración de sulfuros metálicos.

La ausencia de fósiles impide la datación precisa de estos materiales. A pesar de ello, siempre se había considerado que constituyen la base del Silúrico. Este hecho fue confirmado por HAFENRICHTER (1980) como ya se ha visto anteriormente al discutir la situación del límite Ordovícico-Silúrico dentro de las «Pizarras de Muro». Recientemente se han hallado pistas fósiles en la zona de Garlitos (SOLDEVILLA, como per.) pero aún no han sido clasificadas y no permiten aportar nuevas precisiones cronológicas.

1.4.2. «Pizarras negras con graptolites» y «Alternancias culcano-sedimentarias». Llandoveriense-Gediniense (17-18)

Por encima de la «Cuarcita de Criadero» aparece una potente secuencia de pizarras, areniscas, cuarcitas y rocas volcánicas interestratificadas.

Justo a techo de la «Cuarcita de Criadero» se sitúa un nivel de pizarras negras ampelíticas donde se han encontrado, en numerosas localidades, una abundante fauna de Graptolites. Más arriba aparecen alternancias centimétricas de pizarras, areniscas y cuarcitas de carácter rítmico que constituyen secuencias «Thickening upward».

Las pizarras son grisáceas, micáceas y a veces gafitosa, con graptolites. Las areniscas son de colores oscuros, micáceas en bancos de decimétricos a centimétricos que con frecuencia presentan «ripples». Las cuarcitas aparecen en forma de lentejones de gran continuidad lateral culminando los ciclos granocrecientes que constituyen la mayor

parte del Silúrico. Estos niveles cuarcíticos están bien desarrollados en la parte alta de la serie, observándose, por ejemplo, al sur del Arroyo Rubiel.

Los materiales volcánicos están constituidos por basaltos y tobas. Los basaltos tienen textura porfídica y aparecen generalmente concordantes con la estratificación. No se han encontrado criterios para afirmar que sean de carácter efusivo y se les ha considerado como sills, ya que localmente puede observarse que cortan a la estratificación. Por lo que respecta a las tobas volcánicas se trata de tobas líticas comparables a la denominada «roca Frailesca» en la zona de Almadén. Se presentan en afloramientos que corresponden a cráteres de explosión ligados a un vulcanismo explosivo de carácter submarino (GARCIA SANSEGUNDO, et al., in lit.).

Cartográficamente se han diferenciado dos tramos que corresponderían a una mayor o menor participación de materiales volcánicos y que presentan tránsitos graduales entre ellos, tanto lateral como verticalmente. Así, en muchas ocasiones, las pizarras negras con graptolites situadas en la base de la formación aparecen reemplazadas por una sucesión vulcano-detritica que normalmente se sitúa en términos más altos de la serie. Dentro de la sucesión vulcano-sedimentaria son frecuentes las intercalaciones de delgados crestones de cuarcitas más abundantes hacia el techo. El espesor total mínimo para todo este conjunto es de 300 m.

La edad de esta unidad se ha determinado mediante las faunas de graptolites que aparecen en los niveles de pizarras ampelíticas. Los niveles más bajos aparecen junto a techo de la «Cuarcita de Criadero» y pertenecen a las zonas 20-23 de Elles-Wood (*Monograptus cf. galaensis*, *M. cf. inopinus*, *M. cf. undulatus*, *Petalograptus gr. palmeus*), que dan una edad Llandoveriense; estos datos están de acuerdo con los obtenidos anteriormente en la zona de Almadén (ALMELA et al., 1962) que comprenden las zonas 19-22.

Por encima no ha aparecido dentro de la Hoja ningún otro nivel con graptolites, pero en otras zonas (región de Almadén) se hallaron otros horizontes, el más joven de los cuales corresponde a la zona 33 de Elles-Wood de edad Ludlow (ALMELA et al., 1962).

En la mitad superior de la serie apareció en el valle del río Gargantiel *Scyphocrinus sp.* y en la hoja de Valdemanco del Esteras *Camarotoechia sp.* que indicarían ya una edad devónica. Esto permite situar el límite Silúrico-Devónico en un punto indeterminado de esta formación con lo que se confirma la opinión expresada en el mismo sentido por ALMELA et al. (1962) y SAUPE (1973).

Así pues, a la parte alta de la formación se le ha asignado una edad Gediente.

1.5. DEVONICO

Además de los tramos descritos anteriormente, el Devónico está constituido por una nueva banda de cuarcitas a la que siguen pizarras,

areniscas y cuarcitas, entre las que se sitúan frecuentes intercalaciones de materiales volcánicos, principalmente rocas volcánicas piroclásticas básicas. Presenta rápidos cambios laterales de facies y exceptuando la «Cuarcita de base», carece totalmente de niveles guía.

La sucesión devónica no aparece completa, existiendo una laguna estratigráfica que abarca el Devónico Medio. La existencia de este lapso estratigráfico fue establecida por PUSCHMANN (1967), pasando inadvertida en trabajos anteriores.

1.5.1. Cuarcita de Base. Siegeniense (19)

Las Cuarcitas de base del Devónico ya fueron citadas en el siglo pasado por CASIANO DE PRADO (1855) quien identificó fauna en la vecina Hoja de Almadén al N de la dicha localidad. Muy posteriormente se podrían citar los trabajos de ALMELA et al. (1962), PUSCHMANN (1970) y VERGES (in litt.) sobre el mismo tema.

Su espesor varía de 40-80 m. En algunas zonas, sin embargo (en Garlitos y junto al río Esteras, al NE de la mina de Bajohondillo), las cuarcitas desaparecen lateralmente, siendo sustituidas por una serie vulcanosedimentaria con tobas y sills de basalto.

Están constituidas por una serie de secuencias de carácter negativo «thickening upward» en las que los bancos son decimétricos, aunque a veces puedan llegar a los 2 m. La «Cuarcita de base» ya constituye por sí misma la culminación de un ciclo negativo que se fue desarrollando a lo largo de todo el Silúrico. Son cuarcitas de colores claros y grano medio a grueso incluso a veces microconglomeráticas (como en el Collado del Rodríguello, junto al río Esteras).

En la base puede aparecer un nivel de areniscas ferruginosas e intercalados, niveles bioturbados, limolitas y costras rojizas ferruginosas que podrían corresponder a sedimentos de ambientes palustres (GARCIA SANSEGUNDO et al., in lit.). Presentan abundantes laminaciones cruzadas, en las que se observa bimodalidad (SOLDEVILLA, 1982) y estratificaciones cruzadas planares. Petrográficamente, las cuarcitas son cuarzoarenitas muy puras, totalmente recristalizadas. Toda la unidad ha sido interpretada por VERGES (in lit.) como una barra litoral de gran extensión lateral.

En cuanto a la edad, los datos de que se dispone provienen de la vecina Hoja de Almadén, y están basados en los trabajos de PUSCHMANN (1970) y SAUPE (1973); posteriormente, VERGES (in litt.) aporta datos más precisos mediante el hallazgo de faunas de braquíopodos que permiten determinar una edad Siegeniense superior-base del Emsiense superior para el techo de la cuarcita y la base de la unidad superior.

1.5.2. «Pizarras y areniscas». Emsiense (21)

Los materiales pertenecientes a esta edad han sido descritos en la Hoja de Almadén como una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas

formando pequeños ciclos negativos «thickening and coarsening upward» con alguna delgada intercalación de calizas grises fosilíferas en lentejones y de rocas volcánicas (GARCIA SANSEGUNDO, et al., in lit., VERGES in lit.).

Este tramo se ha medido junto al río Esteras dando un espesor de más de 300 m. Comienza con una alternancia de pizarras y areniscas cuarcíticas, con algún nivel de cuarcitas.

Sigue una alternancia de limolitas y pizarras de tonos malvas con algún nivel arenoso y con numerosas estructuras sedimentarias y bioturbaciones esporádicas y acaba con un potente paquete de pizarras malvas y rojizas con alguna delgada intercalación arenosa y con tramos de rocas volcánicas piroclásticas básicas también intercaladas. Las capas arenosas de la parte inferior están constituidas por subarcosas muy recristalizadas con matriz sericitica y bajo contenido en feldespatos. Las rocas volcánicas piroclásticas están asociadas a sedimentos arcósicos.

Se ha localizado un único nivel calcáreo dentro de esta unidad (junto al río Esteras, a poco más de 1 km. al E de la mina de Bajohondillo). Está situado a pocos metros del techo de la «Cuarcita de base» y constituye un delgado nivel de carácter lenticular de calizas totalmente recristalizadas de color gris en corte fresco y pardo-rojizas por alteración.

Al Oeste del río Esteras ha sido imposible diferenciar este tramo del siguiente, en parte debido a complicaciones estructurales y en parte a la rareza de hallazgos fósiles.

Dentro de este nivel son muy frecuentes los materiales volcánicos, tanto tobas como sills de carácter basáltico. Aparecen entre el río Esteras y el pueblo de Garlitos y afectan tanto a este tramo como al siguiente, por lo que dificultan su separación.

Todo este tramo en conjunto sería equivalente a las alternancias vulcano-sedimentarias definidas por LOZAC'H y VIDAL (1976) en las proximidades de la mina de Bajohondillo.

En cuanto a la edad sólo disponemos de los datos de ALMELA et al. (1962), ya que en la Hoja de Siruela no ha aparecido fauna del Devónico inferior a ninguna localidad. Dicho autor encontró faunas del Siegeniense-Emsiense en unas calizas situadas unos 70 m. por encima de la «Cuarcita de base» dentro de la hoja de Almadén.

1.5.3. «Areniscas y cuarcitas de Bajohondillo». Frasniente (22)

Esta unidad fue descrita por LOZAC'H y VIDAL (1976) en los alrededores de la mina de Bajohondillo, situándola por encima de las alternancias vulcano-sedimentarias, aunque sin observar sobre el terreno el paso de una a otra. Según estos autores la serie empezaría con una barra de cuarcitas de una decena de metros de espesor, gris rosadas a verdosas en bancos masivos; después seguirían algunos metros de pizarras amarillentas satinadas fosilíferas y unos 20 m. de areniscas amarillas psamíticas a menudo carbonatadas o arcósicas. Por encima se

sitúan 20 m. de una alternancia de pizarras y cuarcitas en capas delgadas y, a techo, 15 m. de cuarcitas gris-blancas de grano grueso en bancos decimétricos.

La serie medida en la confluencia del arroyo del Mimbre con el río Esteras, se parece mucho a la anterior excepto en que los bancos de cuarcita son más escasos y con espesores mucho más reducidos. Por encima de las pizarras con tonos malva aparecen pizarras rojizas y verdosas con delgadas intercalaciones de areniscas que a techo pasan a una alternancia de pizarras, limolitas, areniscas y cuarcitas con numerosas estructuras sedimentarias: laminaciones paralelas y cruzadas, «ripples» y algunos canales. Dentro de esta alternancia y hacia la parte alta aparecen algunas capas de areniscas descalcificadas con numerosos moldes de braquiópodos, trilobites crinoideos, etc., del Devónico superior. Las areniscas pueden clasificarse como subarcosas pobres en feldespatos. El espesor de serie medida es de 60-70 m.

La fauna recogida en las areniscas calcáreas del tramo superior ha permitido datar las areniscas y cuarcitas de Bajohondillo con precisión. Mientras que para ALMELA et al. (1962) y para LOZAC'H y VIDAL (1976) los tramos descritos por ellos y equivalentes a los aquí citados eran todavía de edad Emsiense, la presencia de los braquiópodos *Longispina sp.*, *Apousiella almedenensis*, *Ripidiorhynchus cf. kotalensis*, *Cyrtospirifer schelonicus*, junto con otras formas nos permiten afirmar que, al menos, parte del Frasniente inferior y, quizás la parte más baja del Frasniente superior, están representados en la serie.

1.6. «RAÑAS». PLIOCENO SUPERIOR (24)

Están constituidas por fanglomerados con cantos generalmente cuarcíticos, bien redondeados, de un tamaño entre 10-20 cm. y con matriz limosa de tonos rojizos.

Dentro de la Hoja se localizan preferentemente rodeando el sinclinal de Almadén y en el flanco sur del sinclinal de Agudo, en torno a los principales relieves cuarcíticos. Aparecen en posición subhorizontal, a una cota bastante constante (sobre los 600 m.) y su potencia puede llegar a ser de varias decenas de metros.

Se les ha atribuido una edad Villafranquense (H. PACHECO, 1956), ya que en la depresión de Mérida cubren materiales de edad Miocena, mientras que en otros puntos están atravesadas por el vulcanismo cuaternario del Campo de Calatrava (BOUYX, 1969).

En ocasiones, por debajo del nivel de las «rañas» aparece otra superficie de «glacis de erosión» (como los que se localizan al este de El Borracho), que se sitúan a una cota media de unos 450 m.

1.7. CUATERNARIO (25-26-27-28)

Aparecen materiales de esta edad que corresponden a tres tipos diferentes de depósitos:

- Derrubios de «rañas» y «rañas» semidesmanteladas.
 - Coluviones (derrubios de cuarcitas).
 - Aluviones.
- Derrubios de «rañas» y «rañas» semidesmanteladas.

Los primeros son simplemente coluviones que, en ocasiones, pueden ocupar una gran extensión, formados por cantos procedentes de las «rañas» con matriz arcillosa y/o arenosa.

Las «rañas» semidesmanteladas representan restos de las mismas que apenas han sufrido transporte.

— Coluviones (derrubios de cuarcitas)

Son canchales de ladera, formados por cantos angulosos de cuarcitas de diversos tamaños relacionados casi siempre con los relieves de «Cuarcita Armoricana».

— Aluviones

Son depósitos fluviales de poco espesor constituidos por cantos y gravas bien redondeados con matriz arenosa. Sólo se han cartografiado los principales relacionados con los ríos Zujar y Esteras, que aparecen distribuidos, al menos, en dos niveles de terrazas.

2. TECTONICA

Durante la elaboración de la presente Hoja se ha advertido la existencia de estructuras pertenecientes a dos ciclos orogénicos; por una parte se han distinguido pliegues prehercínicos, sin esquistosidad asociada y que afecta exclusivamente a materiales infraordovícicos; por otro lado, se ha evidenciado la existencia de dos fases de deformación hercínica, de las cuales, la primera presenta una esquistosidad (S_1) de plano axial que es la única que está generalizada en toda la zona.

2.1. DEFORMACIONES PREHERCINICAS

La existencia de deformaciones prehercínicas ha sido postulada por diferentes autores en el contexto regional de esta Hoja (BOUYX, 1970; CRESPO LARA, 1972; ARBIN y TAMAIN, 1973; SAUPE, 1973; MORENO, 1977, etc.). En algunos casos se ha citado además la existencia de una discordancia dentro del ciclo sedimentario precámbrico (BOUYX, 1970; CRESPO LARA, 1972).

Dentro de la hoja de Siruela, como ya se ha mencionado en el capítulo de Estratigrafía, no se ha detectado la existencia de esta discordancia intraprecámbrica, a pesar de su presencia en áreas tan próximas como en la inmediata Hoja de Valdemanco del Esteras (BOUYX, 1970; GONZALEZ LAREIRO Y ORTEGA, in prep.).

Por otra parte, se ha señalado también con frecuencia por los autores antes mencionados la existencia de una discordancia («Sárdica») localizada en la base del Ordovícico transgresivo. Dentro del contexto de esta Hoja no se han podido encontrar evidencias claras para diferenciar estas dos discordancias (los motivos de esta dificultad serán expuestos más adelante), por lo que deberemos referirnos a los datos regionales disponibles. De acuerdo con estos datos, la discordancia intraprecámbrica estaría ocasionada por un plegamiento suave que le conferiría su carácter angular. Por el contrario, la discordancia sárdica sería de carácter erovisor, sin deformaciones importantes asociadas (ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, in lit.; AMOR y ORTEGA, in lit.), haciendo que los materiales ordovícicos se apoyen indistintamente sobre las diferentes facies diferenciadas en el precámbrico.

En estas condiciones, cuando el Ordovícico descansa sobre los materiales del Vendiano Superior, la posición estructural de ambos conjuntos litológicos tiende a ser subparalela. En cambio, cuando el Ordovícico se apoya directamente sobre las facies esquistograuváquicas (por probable erosión de las facies de plataforma), la diferencia de posición estructural entre ambas series es acusada, ya que se superponen ambas discordancias en una sola superficie.

Esta última situación sería la dominante en la Hoja de Siruela, donde las facies de plataforma están sólo restringidas a una pequeña zona en la esquina NE.

En los materiales esquisto-grauváquicos presentes en esta hoja son relativamente frecuentes los pliegues cortados por la esquistosidad hercínica (S_1). En dichos pliegues se observa como la esquistosidad mantiene constante su orientación en ambos flancos, siendo su trazado subparalelo a la dirección de los ejes, aunque las direcciones de intersección (L_1) se apartan sensiblemente de su posición. Estas relaciones han podido observarse tanto a escala cartográfica como de afloramiento.

Relaciones de este mismo tipo se han descrito para materiales similares en los alrededores de Puertollano por ROIZ (1979), por AMOR y ORTEGA (in lit.) en la Hoja de Tirteafuera y por ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO (in lit.) en la Hoja de Abenojar.

De acuerdo con los criterios regionales debe interpretarse estos pliegues prehercinos en relación con la discordancia intaprecámbrica anteriormente descrita, ya que no se detectan otras estructuras de plegamiento anteriores al ciclo hercínico. Es importante señalar que las relaciones estructurales descritas anteriormente sólo se han observado en las facies pelítico grauváquicas, y nunca en las facies de plataforma PC o en el paleozoico. Este hecho está de acuerdo con la naturaleza y significado de las discordancias antes descritas.

También debe señalarse que la manifestación cartográfica de la discordancia (S) asociada a la base del Ordovícico es difícil por la presencia constante de derrubios de ladera en la base de los relieves ordovícicos que impiden la observación directa del contacto Ordovícico-Precámbrico.

Por lo que respecta a las características estructurales del plegamiento intraprecámbrico, es difícil conocer la geometría original de estos plie-

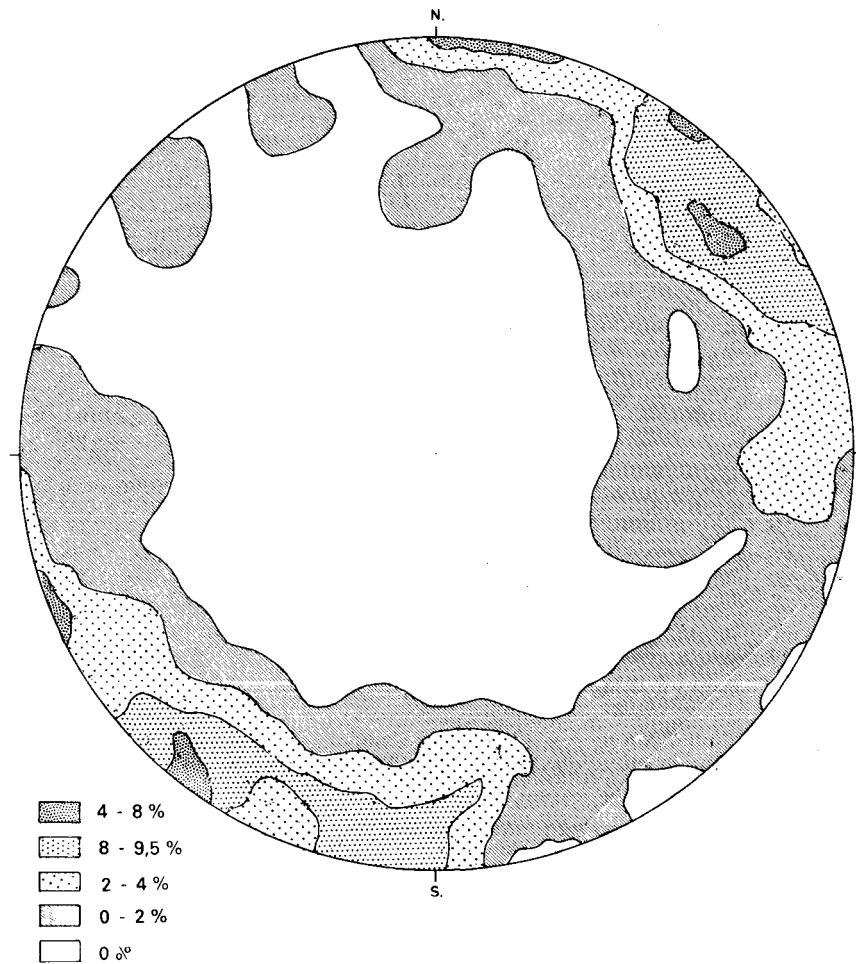
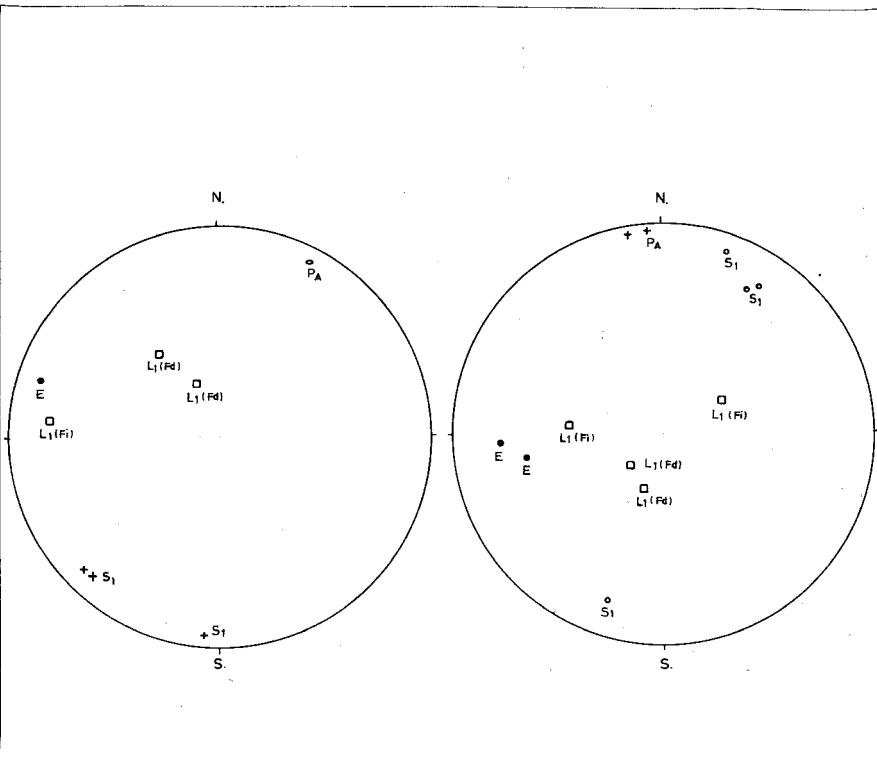


Fig. 1.—Proyección estereográfica de los polos de la esquistosidad de primera fase, a partir de 211 medidas.



P_A : Proyección polar del plano axial.

S_1 : Proyección polar de la esquistosidad de primera fase.

E: Eje del pliegue.

$L_1(Fi)$: Lineación de intersección, entre la estratificación y la esquistosidad (S_1), medida en el flanco izquierdo.

$L_1(Fd)$: Lineación de intersección, entre la estratificación y la esquistosidad (S_1), medida en el flanco derecho.

Fig. 2.—Proyección de los diversos elementos de dos pliegues, medidos en el Precámbrico.

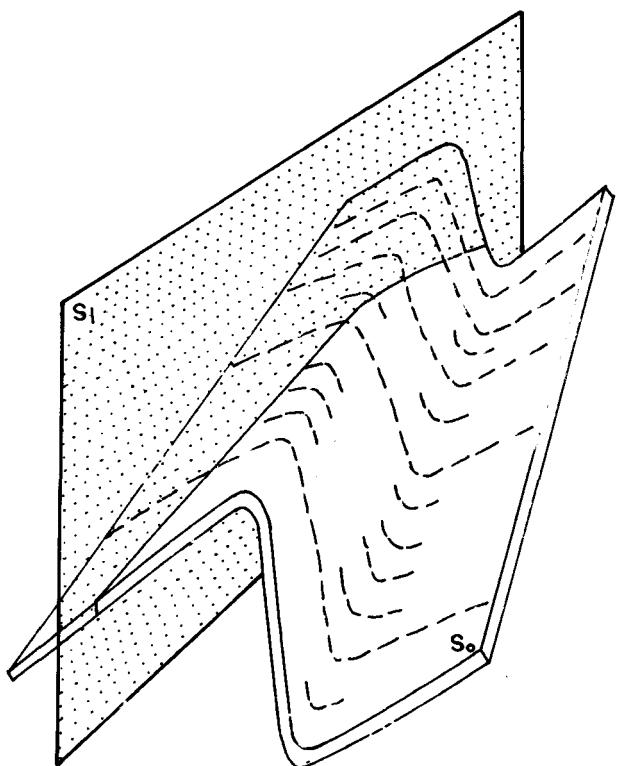


Fig. 3. Bloque diagrama en el que se muestran las relaciones espaciales entre los pliegues pre-hercínicos y la esquistosidad asociada a los pliegue de primera fase (S_i).

gues. La ausencia de esquistosidad asociada (ya que nunca se ha observado a los pliegues hercínicos deformar una esquistosidad anterior) indican que debe tratarse de un plegamiento suave, con pequeños acortamientos. La geometría y posición de los pliegues es desconocida por haber sido modificadas a lo largo de la posterior deformación hercínica, implicando probablemente un reaplastamiento y rotación de los mismos.

2.2. DEFORMACIONES HERCINICAS

2.2.1. Estructuras de fase 1

Entre todos los episodios de deformación reconocibles dentro de la Hoja, este es, sin duda, el que alcanza mayor desarrollo, siendo responsable de las principales estructuras cartográficas.

Durante esta fase se forman pliegues de todas las escalas, asociados a los cuales aparece una esquistosidad de plano axial (S_1), que puede considerarse como la única esquistosidad generalizada. La orientación de los pliegues F_1 es actualmente variable, como consecuencia de la sobreimposición de deformaciones posteriores, rotando la dirección de las trazas axiales desde E-O hasta NO-SE. Los planos axiales de estos pliegues se disponen subverticalmente, mientras que los ejes adoptan posiciones asimismo variables que oscilan desde la horizontal hasta fuertemente inclinados, tanto hacia al E como hacia el O. Esta variación en la posición de los ejes, implica una falta de cilindricidad en los pliegues, que debe interpretarse como consecuencia de la superposición de fases de deformación posteriores, ya que es frecuente encontrarse con estructuras en domos y cubetas a pequeña y gran escala. Este hecho no excluye estrictamente la posibilidad de que además pudieran ser pliegues no cilíndricos (cónicos), desde el momento de iniciarse su formación, tal y como ha sido interpretado por VERGES, in litt.; MARTINEZ RIUS, 1980, y SOLDEVILLA, 1982). No obstante, bajo las condiciones de deformación, con presión de confinamiento baja (como lo indica el bajo grado de metamorfismo regional) y escaso aplastamiento es difícil la formación de pliegues no cilíndricos. Estas evidencias sugieren, pues, que el carácter cónico de los pliegues sea más una consecuencia de superposición tectónica que una característica primaria de los mismos.

En cuanto a la morfología de los pliegues de esta fase, se aproxima al tipo «chevron fold», con flancos bastante rectos y ángulos entre ellos variables, que en los casos de máximo aplastamiento llegan a tener 60°.

Los materiales del Paleozóico constituyen un conjunto litológico más competente que la secuencia pre-ordovícica, por lo que los pliegues desarrollados en él, son en general más suaves, aunque en ambos casos existe una tendencia de mantener la misma morfología, predominando las formas del tipo 1C, según la clasificación de RAMSAY (1967).

Como puede deducirse de las características morfológicas, el grado de aplastamiento no es muy alto, por lo que la esquistosidad « S_1 » tiene un desarrollo incipiente, siendo en general más penetrativa en los materiales Alcudienses por su carácter más pelítico y en menor medida en los materiales pizarrosos del Paleozoico.

Se trata de un «slaty cleavage» grosero, según la clasificación de BASTIDA (1981) con procesos de recristalización muy reducidos, afectando únicamente a la fracción fina y formándose sericitita y clorita, aunque con un grado muy bajo de cristalinidad. Existen, además, evidencias microscópicas de procesos de «pressure solution» (AMOR y ORTEGA, in litt.).

Se distinguen en esta Hoja dos grandes estructuras de fase 1: la terminación occidental del sinclinal de Almadén, que cubre la parte central de la zona estudiada y el sinclinal de Agudo, situado al Noreste. La primera de estas estructuras presenta su flanco sur muy verticalizado y tectonizado, desarrollándose procesos de laminación tectónica. Por el contrario, el flanco Norte está más tendido, sugiriendo una vergencia N para esta estructura. En zonas limítrofes, en cambio, la asimetría de los pliegues indica una vergencia Sur, y si a esto añadimos que la posición de la esquistosidad « S_1 » es subvertical, debemos admitir que no existe una vergencia preferente para las estructuras de fase 1.

En el sinclinal de Agudo se observa que a nivel del Ordovícico inferior ambos flancos tienen buzamientos bajos, bien porque la erosión cortó la estructura a un nivel próximo a la charnela, bien porque el pliegue es suave y no está afectado por procesos de aplastamiento que dieran lugar a la verticalización de los flancos.

Como ya se ha mencionado anteriormente, una característica importante del flanco Sur del sinclinal de Almadén es la presencia de importantes fracturas, orientadas paralelamente a la traza axial del mismo, lo cual permite suponer que se han originado durante los últimos episodios de formación de estos pliegues, aún dentro del mismo campo de esfuerzos, que dio lugar a las estructuras F_1 . Generalmente, se trata de fallas con gran continuidad lateral (varios kilómetros). En un caso particular dentro del grupo de fracturas con esta orientación, la magnitud de su desplazamiento, su continuidad, el paralelismo de su trazado respecto a la estratificación y las evidencias cartográficas, permiten calificarla como un cabalgamiento, probablemente relacionado con estructuras imbricadas, tipo «pliegues-falla», con una marcada vergencia Norte.

2.2.2. Estructuras de fase 2

Esta fase se manifiesta cartográficamente por medio de flexiones, generalmente, suaves, de gran longitud de onda, aunque localmente pueden estar algo más apretadas. A escala de afloramiento, y en los casos de máximo aplastamiento, llegan a formarse pliegues con ángulos entre flancos de unos 60° , desarrollándose, en ocasiones, una esquistosidad de crenulación « S_2 » muy gruesa, que afecta claramente a la esquis-

tosidad « S_1 », teniendo un desarrollo localizado y restringido a la proximidad de las zonas de charnela. Las trazas axiales de los pliegues mantienen una dirección bastante constante, mientras que los ejes tienen buzamientos variables. Esto es debido a la existencia de estructuras previas, dando lugar a que la posición de la anisotropía no sea horizontal antes y durante la deformación F_2 , lo cual condiciona la posición de los ejes de los pliegues de esta segunda fase hercínica (JULIVERT y MARCOS, 1973, SKEJERNA, 1975). Dicha dirección varía de norte-sur a noreste-suroeste. Tanto a escala cartográfica como de afloramiento, no es raro ver como los pliegues F_2 están afectando a las estructuras prehercínicas y de F_1 .

Así, como puede apreciarse en la cartografía las trazas axiales de los pliegues de primera fase hercínica en la terminación occidental del sinclinal de Almadén tienen una dirección N 140° E, mientras que dicha dirección hacia el Este es, aproximadamente, de N 90° E. Resulta evidente que este pliegue de fase 1 está arqueado por la segunda fase. A menor escala, en la carretera de Siruela a Santi-Spiritus, aparecen pliegues de segunda fase hercínica, de escalas métrica a hectométrica, doblando claramente a « S_1 ». Asimismo, el Suroeste de la Hoja, en la ribera sur del río Zújar (arroyo de los Mingos) se observan, a escala cartográfica, unos pliegues Norte-Sur, que doblan a « S_1 » y a un pliegue de primera fase hercínica, afectando por la segunda fase.

A partir de las observaciones y datos de campo, se ha realizado una proyección esterográfica polar de la esquistosidad « S_1 » y los resultados obtenidos, indican un campo de variación en la dirección de la esquistosidad del orden de 90°, manteniéndose con buzamientos altos, próximos a la vertical (Fig. 1).

Distorsiones estructurales del mismo tipo, aunque mucho más acentuadas han sido descritas recientemente en la zona de Abenojar (ORTEGA y SANCHEZ VICANINO, in lit.; AMOR y ORTEGA, in lit.), en relación con una gran estructura de cizalla levógira, cuyo trazado estaría muy próximo a la esquina NE de la Hoja.

Probablemente, este arqueamiento de las estructuras de F_1 , implicando la generación de pequeños pliegues transversales con generación de domos y cubetas (además de la imposición de morfologías cónicas) pueda estar en relación con la deformación inducida por esta importante banda de cizalla (ORTEGA, in prep.).

2.3. DEFORMACIONES TARDIAS

Dentro de la Hoja, las deformaciones tardías se han manifestado únicamente mediante fracturas. Entre ellas hemos de dejar aparte las de dirección Este-Oeste, relacionadas con la fase 1 hercínica, y que ya han sido mencionadas anteriormente. Otro grupo de fracturas corresponde a las que se orientan según direcciones N 60° E y N 140° E, que aparecen cortando claramente a las fracturas E-W, y de cuya posición puede deducirse que ambos grupos de fallas están conjugados; en base a la

posición que tendrían los esfuerzos que las originaron, pueden relacionarse con la segunda fase de plegamiento hercínica. Estas fracturas presentan una gran continuidad lateral; en ocasiones muestran un trazo sinuoso, probablemente producido por refracciones al atravesar litologías de muy diferentes competencias. Es frecuente apreciar instrusiones de rocas calcoalcalinas asociadas a ellas.

Por último, se pueden citar las fracturas de dirección N 10° E, que serían las más tardías por cortar a todas las anteriores y que destacan por su gran desarrollo, llegando en ocasiones a presentar saltos de hasta 2 km.

2.4. EDAD DE LA DEFORMACION

2.4.1. Deformaciones prehercínicas

La edad de las deformaciones prehercínicas, en base a los datos obtenidos durante la elaboración de la Hoja, resulta un problema de difícil solución, debido a la falta de datación de los materiales preordovícicos. Sin embargo, teniendo en cuenta los datos obtenidos en zonas adyacentes, se puede llegar a alguna precisión.

De acuerdo con estos datos, mencionados en los capítulos de estratigrafía y tectónica, la deformación intraprecámbrica debió tener lugar entre el Rifeense y Vendiente superior, que es la edad de los materiales implicados en la discordancia descrita.

Por lo que se refiere a la deformación sárdica, y de acuerdo con los datos del contexto regional próximo habría que situarla entre el Vendiente superior y el Ordovícico inferior.

Sin embargo, teniendo en cuenta datos de áreas un poco más alejadas, se podría precisar un poco más esta edad, ya que en la zona de Montes de Toledo aparecen materiales del Cámbrico inferior, concordantes sobre el Precámbrico y discordantes bajo el Ordovícico transgresivo. Así pues, la deformación se situaría durante el Cámbrico medio y/o superior.

2.4.2. Deformaciones hercínicas

Los materiales más modernos afectados por la deformación Hercínica en esta Hoja, pertenecen al Devónico superior. Se habían citado al Sur, en el sinclinal de Guadalmez materiales del Dinantiense y Namuriense en continuidad con el Devónico superior (ALMELA, et al., 1962), sin embargo, datos paleontológicos recientes permiten asegurar que estos materiales pertenecen al Devónico superior (Fameniense alto). (Com. per., GARCIA ALCALDE).

Los primeros materiales postectónicos que aparecen están citados al Noroeste de Almadén (GARCIA SANSEGUNDO, et al., in lit.), los cuales dan una edad comprendida entre el Westfaliense y el Estefaniense. Por

otra parte, en Puertollano se encontraron sedimentos indeformados de edad Estefaniense medio como máximo (WAGNER y UTTING, 1967). En esta Hoja aflora, además, la granodiorita de Garlitos, considerada como postfase 1 hercínica (SAUPE, 1973) y de la misma edad que la granodiorita de Fontanosas, situada en la Hoja de Almadén. Esta última fue datada radiométricamente por este mismo autor obteniendo una edad de 302 ± 7 m. a. (Westfaliense superior).

Así pues, la fase 1 hercínica no debió llegar más allá de la edad obtenida por Saupé para la granodiorita de Garlitos, y la edad de la deformación Herciniana deberá estar comprendida entre el Devónico superior y Estefaniense medio, edad que por otra parte es perfectamente coherente con las obtenidas por diversos autores (SCHERMERHORN, 1971; TAMAIN, 1972; MARCOS, 1973; RIBEIRO, 1974; PEREZ ESTAUN, 1978; BASTIDA, 1980; PULGAR, 1980; MARTINEZ CATALAN, 1981, etc.) para diversos puntos del Orógeno Hercínico.

3. GEOMORFOLOGIA

El relieve que se observa en la actualidad en esta zona es próximo al de tipo apalachense, siendo el resultado de los tres últimos ciclos erosivos conocidos, aunque diversos autores postulan la existencia de otros anteriores.

SAUPE (1973) sugiere que el primer ciclo erosivo se produjo al final de la Orogenia Hercínica, antes incluso de que las intrusiones ígneas estuvieran «*in situ*». Esto, sin embargo, parece poco probable, ya que el «stock» granítico de Garlitos debe ser considerado como tardí-hercínico.

Posteriormente, tuvieron lugar decisivos ciclos erosivos de los que no se tiene evidencia dentro de la región estudiada, por carecer de registro estratigráfico, aunque sí que han sido reconocidos en zonas más alejadas.

El siguiente ciclo erosivo, caracterizable dentro de la Hoja de Siruela, tuvo lugar durante el Plioceno superior y precedió, de forma inmediata, al depósito de las «rañas» (HERNANDEZ PACHECO, 1921, 1956; BOUYX, 1969). Originó superficies bastante planas, formando glacis de erosión que pasaban insensiblemente a pedianuras con una suave pendiente sobre las que se depositaron las «rañas».

Durante el Pleistoceno se produjo un nuevo ciclo de erosión que ha dejado como únicas evidencias algunos depósitos sobre glacis de erosión situados a una cota inferior a la de las «rañas».

Finalmente, durante el Holoceno, el último rejuvenecimiento dio lugar a un encajamiento de la red fluvial que aún continúa en la actualidad. También produjo la formación de espesos depósitos de pie de monte o coluviones que recubren los alrededores de todos los relieves importantes, especialmente los cuarcíticos; así como los depósitos aluviales de los ríos Zújar y Esteras.

En el momento actual, el relieve está caracterizado para los materiales paleozóicos por el resalte de las barras de cuarcitas, rodeadas por los

cluviones y que a su vez cubren en parte los restos de las «rañas» que han quedado preservadas.

Las grandes llanuras pizarrosas precámbricas generalmente aparecen desnudas y sólo están recubiertas localmente por dichas «rañas» así como por los productos de su desmantelamiento.

En el primer caso, los cursos fluviales están condicionados en su trazado por las barras de cuarcita que dan lugar a niveles de base que impiden o retardan la erosión en las cabeceras. En las pedillanuras pizarrosas, debido a la suave pendiente, los cursos fluviales han modelado numerosos meandros que, al bajar el nivel de base, se han ido encajando progresivamente.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS IGNEAS

El problema de las rocas ígneas no debe abordarse desde el punto de vista de la cronología, debido a que la distribución espacial de los afloramientos en la Hoja no permiten una datación relativa basada en criterios geológicos (intersecciones, enclaves, etc.), en todos los casos.

Por otra parte, el criterio descriptivo de composición tampoco es absolutamente claro, ya que cada tipo de roca ígnea tiene una variabilidad composicional que hace que rocas muy diferentes en origen se solapen según tal criterio. Además, la falta de análisis químicos impiden extraer en todo caso conclusiones definitivas.

Se ha preferido, en consecuencia, adoptar un criterio descriptivo basado en una clasificación de la fábrica y en el tipo de afloramiento. De este modo, se distinguen tres tipos:

- 4.1.1. Rocas plutónicas.
- 4.1.2. Rocas volcánicas s.l.
- 4.1.3. Diques de composición basáltica s.l.

4.1.1. Rocas plutónicas

En esta Hoja afloran, un gran cuerpo, en el sector meridional (granito de Garlitos) y en pequeños «stocks», en las proximidades de la mina de El Borracho. En ambos casos, la composición es similar, por lo que la descripción puede hacerse de manera conjunta.

Es posible distinguir dos tipos de facies: a) Granodiorita con zonas enriquecidas en turmalina, y b) con ortopiroxeno abundante.

- a) Granodiorita.

Desde el punto de vista textural, es una roca de grano medio a grueso, holocristalina, heterogranular a homogranular e hipidiomorfa. En las zonas donde no existe turmalina, está compuesta por: cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico como minerales esenciales; mena

opaca, apatito, circón y rutilo como minerales accesorios. La plagioclasa y la biotita son los primeros minerales en cristalizar (aparte de los accesorios, englobados por los anteriores). El feldespato potásico y el cuarzo son, sistemáticamente, las últimas fases en cristalizar, eventualmente junto con turmalina. Son frecuentes, aunque no abundantes, los intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato potásico.

El grado y tipo de alteración es variable. La plagioclasa, cuando se altera, lo hace a una mezcla de mica incolora de tamaño sericítico, clorita, carbonato y, a veces, epidota.

El feldespato potásico se altera, en general, a caolinita, acompañada o no de sericitia.

La alteración de la biotita es más variada, ya que existen al menos, dos tipos de ella. Por una parte, es común la alteración a clorita, con la consiguiente exsolución de rutilo y, eventualmente, epidota. El segundo tipo comporta la aparición, en amígdalas contenidas entre las superficies de exfoliación de la biotita, de probable prehnita. En algunos casos ambas alteraciones pueden producirse a partir de la misma fase cristalina preexistente.

Aparentemente, todas las fases de alteración podrían ser productos de reacción formados por un proceso único, aunque no existen pruebas de ello.

Existen evidencias estructurales de superposición de varias etapas magmáticas en detalle, puesto que se observan venas que cortan a la granodiorita y brechas con fragmentos de esta.

La composición de las venas, así como de la matriz de las brechas, consiste sólo en cuarzo y turmalina, ocasionalmente con fantasmas de feldespato sustituidos por cuarzo, y biotita totalmente alterada. Parece, pues, que las últimas etapas de actividad magmática corresponden a tipos pneumatolíticos (zona de greisen, en la que los feldespatos no son estables), más que estrictamente magmático.

En los bloques de las brechas y en las zonas de granodiorita próximas a las venas es donde se constata el máximo grado de alteración de la roca granítica. Es verosímil relacionar dicha alteración, en todos los casos, con proximidad a zonas de greisen, aunque este aspecto necesita ser confirmado con determinaciones mineralógicas y químicas precisas.

b) Facies con ortopiroxeno abundante.

Están concentradas en el extremo SE del afloramiento de Garlitos y en pequeños «stocks» de la zona de El Borracho y aunque la presencia de ortopiroxeno es un rasgo típico, su abundancia es muy variable. De ordinario, la abundancia máxima se relaciona con la escasez de cuarzo. El resto de la roca está formado por plagioclasa (de composición intermedia), biotita (ocasionalmente en sus dos variedades marrón y verde) y feldespato potásico.

Aunque el ortopiroxeno suele ser de cristalización directa, puede tener, como sucede en la zona de El Borracho, relaciones reaccionales con el olivino.

Tanto la biotita como el ortopiroxeno son claramente inestables en

los estadios finales de la cristalización magmática. La primera presenta los bordes corroídos por feldespato potásico, en cambio, ella transforma, en mayor o menor grado, los cristales de ortopiroxeno.

En muchos casos, entre la corona de biotita y los restos de ortopiroxeno, existe una tercera fase (dificilmente determinable ópticamente, aunque probablemente se trate de un anfibol) que puede responder al producto de la reacción entre el ortopiroxeno y la biotita, o bien, puede tratarse de un producto intermedio entre el inicial, el ortopiroxeno, y el final, la biotita.

Es de señalar la existencia de, al menos, dos tipos de intercrecimientos. Uno de ellos es de tipo mirmekítico, producido por la reacción entre plagioclasa y ortopiroxeno, lo cual indicaría la cristalización conjunta de ambas fases.

En los bordes de toda la zona con ortopiroxeno, al SE del afloramiento de Garlitos, existen rocas de grano fino en las que se reproduce el mismo orden de cristalización que en las variedades típicamente plutónicas, pero con carácter porfídico. Los fenocristales corresponden a las fases primeras en cristalizar, esto es, plagioclasa y ortopiroxeno, este último con coronas de reacción constituidas por biotita; la matriz está formada por biotita, cuarzo y, ocasionalmente, feldespato potásico.

En estas rocas de grano fino son también evidentes concentraciones de turmalina y epidota, que corresponden a cavidades miarolíticas. En el campo se puede ver que se trata de auténticos huecos que en algunos puntos no han sido totalmente llenados por los minerales anteriormente citados, los cuales cristalizan típicamente en rosetas. La concentración de ortopiroxeno y biotita que, en algunos casos, se observa alrededor de estas cavidades está en relación con el hecho habitual de creación de una zona pobre en gases alrededor de los miarolitos.

Las rocas con ortopiroxeno han sido descritas en la región como «charnokitas» o rocas con «afinidad charnokítica» (SAUPE, 1973) por la asociación de ortopiroxeno con cuarzo y feldespatos alcalinos. En cualquier caso no se trataría de charnokitas típicas, puesto que el feldespato alcalino es minoritario y la plagioclasa de composición intermedia.

Con los hechos enumerados hay serias objeciones para una clasificación con «afinidades charnokíticas»: en primer lugar, existe evidencia generalizada de que el piroxeno es inestable en el nivel actual del emplazamiento, puesto que está corroído por biotita. El hecho es de interpretación más clara en las rocas porfídicas de borde, en las que el ortopiroxeno, exclusivamente en fenocristales, sería una fase inestable al menos desde el momento del emplazamiento.

Además, las cavidades miarolíticas demuestran que la presión de confinamiento fue lo bastante reducida como para permitir la separación de una fase gaseosa. Esta condición es contrapuesta a la estabilidad del piroxeno.

Probablemente, la explicación ha de ser buscada en una separación de cristales de ortopiroxeno a una profundidad suficiente, en donde el magma se genera; dicha profundidad ha de permitir la cristalización directa del ortopiroxeno a partir de un fundido, evitando su campo de

fusión incongruente. Tales condiciones necesitarían un análisis preciso de ortopiroxeno y diversos datos químicos sobre la roca para ser precisadas. Por otra parte, en la zona de El Borracho, el piroxeno sí es reaccional respecto a un olivino. Este hecho, aparte de probar que la generación del magma no se hace en condiciones de presión homogéneas, sugiere posibilidades adicionales de fraccionamiento que tampoco pueden ser precisadas.

Un argumento a favor de tal separación de cristales es la abundancia modal, muy diferente de unos puntos a otros. Por otra parte, dicha separación se puede haber efectuado en varias etapas, y explicar así la génesis de las granodioritas comunes. En este caso, y aunque por el momento no se ha encontrado ortopiroxeno en la zona NW del afloramiento de Garlitos, sería de esperar que existiese como cristales aislados en algún punto.

Subsiste como carácter diferencial de las dos zonas establecidas una diferente presión de confinamiento en el momento de la intrusión y/o un diferente contenido en volátiles. La zona NW del afloramiento de Garlitos correspondería a la máxima presión de confinamiento y/o mayor abundancia de volátiles, y la zona SE a las condiciones correspondientes opuestas. Aunque el metamorfismo de contacto se describirá en el apartado correspondiente ha de señalarse aquí que el grado más alto corresponde a la zona SE.

4.1.2. Rocas volcánicas s. l.

En este apartado se describen rocas de fábrica volcánica cuyos afloramientos no permiten, en ningún caso, la descripción de aparatos volcánicos. Por otra parte, aunque existen fábricas fluidades, no se constatan estructuras típicamente extrusivas, por lo que se debe entender la denominación en un sentido meramente descriptivo. Se hará, además, una excepción del esquema inicial, con las rocas que aparecen en diques al N de los principales afloramientos volcánicos, puesto que existe una notable afinidad en composición aunque la textura no sea volcánica. Entendido de esta forma se distinguen tres tipos fundamentales: a) rocas volcánicas calcoalcalinas con enclaves, b) rocas volcánicas peralcalinas y c) complejo vulcano-sedimentario.

a) Rocas volcánicas calcoalcalinas con enclaves

Constituyen pequeños afloramientos aislados de hasta 500 m. de longitud máxima. Desde el punto de vista textural son rocas porfídicas, de matriz microcristalina a hipocristalina, eventualmente con recristalización de las partes vítreas, y, en algunos casos, con texturas fluidales, pilotaxíticas en las variedades más básicas. La composición mineralógica está constituida por fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, este último en las variedades más ácidas, con circón, apatito, mena opaca,

rutilo, granate, sillimanita y cordierita como accesorios, en una matriz que contiene plagioclasa, biotita y cuarzo junto con cantidades variables de vidrio con diferente grado de recristalización. Por tanto, pueden ser clasificadas como dacitas y andesitas, sin que se disponga de datos para establecer una cronología relativa.

En cuanto a los enclaves, se pueden clasificar en dos categorías. Los más abundantes son de rocas detríticas (litaarenitas y arcosas), con las que prácticamente no hay bordes reaccionales, de acuerdo con el rápido enfriamiento del magma. Hay otro grupo diferenciado constituido por asociaciones de biotita-cordierita, sillimanita-(cordierita) y biotita dominante. Estos enclaves sí poseen aureolas de reacción. Tanto la composición marcadamente diferente como la existencia de aureolas de reacción (que implica a su vez posibilidad de intercambio de materia durante más tiempo) sugieren interpretar estos enclaves como restitas, es decir, como residuo de fusión parcial.

Por lo que se refiere a los diques porfídicos, también se clasifican en dos grupos de acuerdo con la presencia de cuarzo en fenocristales (equivalente a los términos volcánicos dacíticos) o su falta. La mineralogía es semejante en todo a las rocas volcánicas descritas anteriormente, y en los términos ácidos son frecuentes las zonas de matriz vítreo o hipocrystalina, lo que indica una génesis en condiciones de presión semejantes. Además, en los diques existe una cronología relativa (los diques ácidos son anteriores), que pudiera hacerse extensiva a las rocas volcánicas si éstas fueran enteramente equivalentes.

Para extender de forma definitiva tal analogía, sería preciso comprobar la existencia de enclaves en los diques. Tales enclaves han sido sugeridos por E. BARRANCO (com pers.) y si puede ser confirmado el dato, volcánicas y diques constituirían un mismo conjunto, desde el punto de vista genético.

Algunos datos aislados de los «stocks» de la zona de El Borracho sugieren analogías de más envergadura. Concretamente, una muestra (BCH.13-26, 85) contiene fenocristales de ortopiroxeno, olivino y plagioclasa, es decir, es un pórfito de composición norítica con olivino. Dicha muestra contiene también hercinita, que se podría interpretar en términos restíticos, procedente de la transformación de silicatos de aluminio. De llevar esta hipótesis a sus últimas consecuencias, tanto los diques como las rocas volcánicas y el granito de Garlitos podrían tener una génesis común, aunque la generación e intrusión del magma en cada caso no tiene por qué ser sincrónicas.

Los datos radiométricos disponibles: 302 ± 7 m.a. para la granodiorita de Garlitos (SAUPE, 1973); 302 ± 15 m.a. para un dique riolítico de El Borracho (BLACHEIRE, 1978) confirman una unidad cronológica esencial, aunque han de considerarse sujetos a revisión, porque el método basado en K-Ar no parece el más adecuado en las condiciones geológicas del área, en el que las removilizaciones hidrotermales tardías son un hecho comprobado.

Debe especificarse, finalmente, que la existencia de restitas no implica necesariamente la procedencia crustal de este(os) magma(s), sino

meramente la separación parcial de un líquido con la formación de un residuo sólido.

b) Rocas volcánicas peralcalinas

Aparecen sólo en un afloramiento de pequeña extensión que no permite un análisis detallado de la morfología y, por tanto, determinar si se trata de verdaderas lavas o de una forma extrusiva, tal como un domo. El paralelismo general de la estructura de flujo, marcada por las caras (010) de los feldespatos, respecto a la elongación máxima del afloramiento sugiere más bien la segunda posibilidad.

La textura es fluidal, microcristalina, de tipo pilotaxítico, y los componentes principales son el feldespato potásicos y, en menor cantidad, la plagioclasa sódica, riebeckita, opacos, cuarzo intersticial y un mineral anaranjado no determinable ópticamente, que pudiera ser astrofilita.

El feldespato potásico es el único mineral en fenocristales, presenta un grado variable de microclinización, aunque su hábito tabular parece más propio de ortosa o sanidina y presenta pertitas en las que las venas de exsolución de albita ocupan, aproximadamente, la misma superficie que la fase potásica en cada cristal. Esto da idea del elevado contenido en sodio del feldespato primitivo.

Tanto la riebeckita como los opacos y la posible astrofilita son, junto con el cuarzo, intersticiales y, por tanto, posteriores a los feldespatos en fenocristales y a los de la matriz.

Se trata de rocas peralcalinas en razón de la presencia de riebeckita, pero no se aprecia en ellas deficiencias de sílice, puesto que no existen feldespatoídes y sí cuarzo, y pertenecen al grupo de rocas deficientes en álumina respecto a los alcalís (rocas peralcalinas).

Es forzoso clasificar estas rocas como conjunto independiente, a pesar de su reducida extensión, porque tanto desde el punto de vista químico como si se tiene en cuenta el ambiente geotectónico que implican son imposibles de relacionar «a priori» con una serie de calcoalcalina, como la anteriormente descrita [apartado a)]. Por otra parte, falta cualquier tipo de similitud de otro orden, como serían enclaves, etc.

Sin embargo, mientras que estudios en mayor extensión no permitan reconocer rocas afines en otros puntos y establecer una cronología relativa y caracterización química de ambas series, ha de entenderse que la diferenciación es provisional.

c) Complejo vulcano-sedimentario

Se pueden distinguir brechas piroclásicas y algunos tipos de lava, que se intercalan en toda la serie, tanto en la base de las pizarras de Calymene como en el Devónico. Se describirán por este mismo orden: primero las rocas piroclásticas y a continuación las lavas.

Las brechas piroclásticas presentan esencialmente dos tipos de elementos: bloques y matriz.

Los primeros, de tamaño bastante heterométrico (es frecuente que los de mayor tamaño sobrepasen el centímetro) pueden ser a su vez de origen volcánico o no volcánico. En el primer caso se encuentran fenocristales de plagioclasa sausuritizada, matriz de plagioclasa con carbonato y menas y vesículas de carbonato. No todos los elementos aparecen en cada bloque. La mayor parte de los granos de cuarzo se interpretan como cuarcitas disgregadas y no como cuarzo volcánico.

La matriz está formada por cuarzo clástico, albita, carbonatos, clorita y minerales de titanio. En algunas muestras es muy evidente la presencia de lapilli, con grado variable de compactación y, a menudo, con vesiculación, que alcanza hasta el 70 por 100 de la superficie visible.

Si se prescinde del contenido en cuarzo (que aunque ocasionalmente es muy elevado se puede demostrar que procede de la disgregación de cuarcitas en un medio volcánico de alta energía) la composición de las rocas es básica. Posteriormente, han sufrido un intenso proceso de alteración, que puede llamarse espilítica en sentido meramente descriptivo. La composición básica se pone más claramente de manifiesto cuando la serie está afectada por metamorfismo de contacto.

En cuanto a las lavas presentan fenocristales de plagioclasa y olivino totalmente alterado, con matriz de grano fino que contiene clorita abundante y vesículas de carbonato. Es posible encontrar, además, mena opaca, titanita y, muy raramente, fenocristales de anfíbol marrón (barkevítica). Todo hace pensar que se trata de conjuntos de composición y significado semejantes.

4.1.3. Diques de composición basáltica s. I.

Dentro de este apartado se incluyen rocas tardías que cortan todas las estructuras, aunque en algún caso, si existen condiciones estructurales favorables, es posible que formen pequeños sills.

Su composición oscila entre dos tipos, uno basáltico s. str. y otro caracterizado por la gran abundancia de anfíbol y, subordinadamente, plagioclasa muy sódica, que pudiera tener afinidades lamproídicas. Se describirán separadamente.

a) Rocas de composición basáltica s. str.

Presentan texturas de varios tipos. Las variedades cristalizadas más rápidamente tienen textura porfídica de matriz generalmente microcristalina, a veces pilotaxítica y, comúnmente, vacuolar (y/o amigdalar). En todos los casos, la matriz y los fenocristales están fuertemente alterados. Las variedades que han cristalizado más lentamente presentan textura que va de ofítica a dolerítica (o interseptal) de grano relativamente fino, próximo a las texturas típicas plutónicas de esta composición.

La composición mineralógica consta de fenocristales de olivino, anfíbol, piroxeno y plagioclasa, como accesorios apatito, circón y minerales

opacos. De todos los fenocristales, es poco común la coexistencia de los cuatro, aparte de la dificultad de constatarlo debido al alto grado de alteración, sobre todo en el caso del anfíbol y del piroxeno.

La asociación de fenocristales de olivino y anfíbol es la más común y la plagioclasa el fenocristal más raro.

b) Diques de composición lamproídica

Su textura puede ser porfídica con matriz de grano medio o bien granular con tendencia pecilítica para algunos minerales.

Están compuestos por fenocristales de anfíbol, algunas veces de olivino y plagioclasa, en una matriz de anfíbol, plagioclasa albítica, opacos y, ocasionalmente, cuarzo. En las variedades granudas aparecen los mismos minerales, aunque el olivino suele ser muy escaso o falta. La abundancia de anfíbol y de plagioclasa albítica suele ir acompañada de mayor contenido en apatito. Esta abundancia es lo que define las diferencias con las rocas basálticas comunes y debe traducirse en términos químicos en mayor porcentaje de hierro, magnesio y álcalis respecto de álumina. Existen muestras de composición intermedia que permiten relacionar sin problemas estas rocas y las del apartado anterior.

Los dos grupos de rocas descritas presentan una alteración, un grado variable, pero por lo común muy intenso. Es frecuente que la totalidad de los minerales maficos hayan de ser discernidos, cuando ello es posible, por su hábito. Es habitual, no obstante, que el olivino y el piroxeno se alteren con más intensidad que el anfíbol. Concretamente, el olivino y piroxeno están completamente alterados en todas las rocas.

La alteración es posterior a la consolidación de las rocas, porque en algunas muestras la paragénesis de alteración de las vacuolas y de las fracturas tardías es la misma.

4.2. ROCAS METAMORFICAS

La totalidad de las rocas descritas en este apartado están afectadas por metamorfismo de contacto en relación con cuerpos granitoides, especialmente en el de Garlitos, que es el de mayor tamaño.

Existen, sin embargo, en las proximidades de este cuerpo intrusivo algunas muestras de composición grauváquica a semipelítica que muestran una esquistosidad marcada por la orientación de filosilicatos, cuya interpretación más razonable estaría relacionada con un metamorfismo regional anterior, de grado bajo a muy bajo, puesto que se alcanza tan sólo el límite de la estabilidad de la clorita.

No obstante, como estas muestras han sido encontradas tan sólo en la proximidad del granito de Garlitos, se ha optado, por el momento, por considerar la posibilidad de recristalización mimética, siguiendo superficies planares preexistentes, relacionada también con metamorfismo de contacto.

Así, el problema del metamorfismo regional queda, por el momento, como hipótesis sin demostración palpable, aunque no quede, por otra parte, ser descartada.

4.2.1. Metamorfismo de contacto

Se localiza en los alrededores del afloramiento granítico de Garlitos.

Las rocas afectadas por este metamorfismo son de procedencia sedimentaria, pudiendo ser clasificadas como areniscas más o menos duras, semipelitas y, minoritariamente, pelitas. Este tipo de composición favorece que se encuentren en ellas xenoclastos de feldespatos y cuarzo, que se han mantenido prácticamente sin transformar durante el metamorfismo; en algunos casos, no obstante, han sufrido recristalización metamórfica.

El origen de los xenoclastos de feldespato puede ser doble: sedimentario o igneo. No existe ningún tipo de evidencia que permita afirmar que se trata de rocas vulcano-sedimentarias, por lo que, por el momento, es preferible el origen sedimentario.

La asociación de minerales formados durante el metamorfismo de contacto no permiten, salvo en las rocas de alto grado, una clasificación basada en la serie de facies. Esto es debido a la falta de minerales índice en las rocas de bajo y medio grado. Por ello, la clasificación de estas rocas se hace sobre la base de las zonas de metamorfismo de Winkler.

1) Zona de la mica incolora + clorita + cuarzo

En estas rocas se encuentra una débil recristalización, por lo que las estructuras foliadas originales de las pizarras y grauvacas son totalmente preservadas. La aparición de cuerpos ovalados, en los que se concentran cristales diminutos de clorita + vermiculita + sericita, es el único indicio que permite afirmar su relación con un proceso de metamorfismo de contacto («pizarras moteadas»), sobre todo por el carácter helictítico de estos cuerpos. Generalmente corresponden al inicio de la formación de un porfiroblasto.

2) Zona de la mica incolora + biotita + + clorita + cuarzo + andalucita

De esta zona se han estudiado dos muestras, una con andalucita, muy abundante, y otra sólo con biotita, como minerales indicadores.

La textura, en estos casos, es granoblástica, y la antigua foliación ha sido mucho más obliterada que en las rocas de la zona anterior. No obstante, en la muestra sólo con biotita persisten todavía los xenoclastos de feldespatos mencionados en las rocas del apartado anterior.

La asociación de minerales en la roca sólo con biotita está formada

por: mica incolora + clinopiroxeno + biotita + clorita + cuarzo. El cuarzo presenta textura granoblástica poligonal y la biotita, en cristales de relativamente gran tamaño, muestra una falta total de orientación preferencial. La plagioclasa de los xenoclastos ha podido, con dudas, sufrir algo de recristalización estática. El clinopiroxeno, en cristales muy pequeños que dificultan su determinación óptica, es muy abundante. Se concentra en bandas, lo cual podría indicar un posible control químico.

La muestra con andalucita tiene, también, textura granoblástica, sobre todo por lo que se refiere al cuarzo de la matriz; contiene peciloblastos de andalucita y biotita, esta última con textura decusada. Ambos minerales se concentran en bandas enriquecidas en cada uno de ellos, que se van alternando. Este es, probablemente, el único relicto de la antigua foliación o bandeado de la roca, ya que esta concentración en bandas puede corresponder a un control químico, determinado por la anisotropía original de la roca.

3) Zona de la cordierita + feldespato potásico + cuarzo + biotita + andalucita y/o sillimanita.

Aunque no existe feldespato potásico, la falta de mica incolora primaria (de la que sólo quedan algunos relictos) y la presencia de cordierita, en las muestras estudiadas, permite la inclusión con seguridad de las mismas en esta zona de alto grado.

La asociación de minerales es la que sigue: cordierita + sillimanita + biotita + cuarzo + dumortierita + granate + mena opaca + plagioclasa. La pinnita es el único mineral de alteración de la cordierita.

Es de destacar la concentración en bandas de los minerales. Así pueden distinguirse las siguientes bandas alternantes:

cordierita + sillimanita,
cordierita + cuarzo,
cordierita + cuarzo + biotita + granate,
cordierita + cuarzo + plagioclasa.

Es imposible determinar si este bandeado ha sido producido por segregación metamórfica (como es lo más probable) o está controlada por la anisotropía de la roca original.

Por último, la textura de los minerales es granoblástica o decusada, dependiendo del hábito, y, en general, se trata de cristales de gran tamaño.

4.2.2. Metamorfismo regional

En los estudios realizados a escala de lámina delgada no se han detectado pruebas sobre la existencia de un metamorfismo regional. Tan sólo en algunas muestras próximas a la granodiorita de Garlitos se han hallado filosilicatos orientados, que, como ya se ha dicho anteriormente, pueden relacionarse mejor con episodios térmicos característicos del metamorfismo de contacto que con procesos regionales.

En estas condiciones, cuando el grado de metamorfismo es tan bajo y no se desarrollan paragénesis que permitan establecer sus características, es necesario recurrir a otras técnicas instrumentales que permitan cuantificar la magnitud de este metamorfismo incipiente. Entre las técnicas más usadas con estos objetivos, destacan la medida de la cristalinidad de la illita y del poder reflectante de la materia orgánica, que han sido aplicadas por BLANCHERE (1978) y SAUPE, et al. (1977), sobre muestras procedentes del Precámbrico y Paleozoico en zonas próximas a Almadén, y que incluyen parte de la Hoja. Los resultados obtenidos por estos autores indican que la mayor parte de las muestras del Precámbrico se sitúan en los campos correspondientes a la anchizone-epizona y la del Paleozóico en los de diagénesis-anchizona, interpretando esta zonación en función de la existencia de un episodio térmico anterior al Ordovícico, que se refleja únicamente en los materiales precámbricos.

Sin embargo, sería deseable realizar medidas de este tipo sobre áreas más extensas que permitan confirmar la validez de estas conclusiones.

La relación temporal entre los acontecimientos magmáticos mencionados anteriormente es también difícil de establecer. Ya se ha visto en el capítulo de Petrología que estos tipos de roca están relacionados genéticamente, aunque este hecho no implique una intrusión sincrónica. Ha sido discutido también como los datos radiológicos (SAUPE, 1973, y BLACHERE, 1978) apuntan a una intrusión simultánea, aunque la validez total de estas dataciones parezca discutible.

Las evidencias de campo, por otra parte, indican claramente que las rocas calcoalcalinas cortan a los «stocks» graníticos, y que dentro de cada uno de estos grupos de rocas son más antiguos los térmicos con tendencia más ácida.

Es relativamente frecuente encontrar rocas calcoalcalinas asociadas a las fracturas orientadas según direcciones N 60° E, lo cual sugiere, conjuntamente con los argumentos anteriores, una edad tardi-hercínica para la intrusión de estas rocas («stocks» graníticos y rocas calcoalcalinas).

Posteriormente se forman fallas tardías, de dirección N 10° E, asociadas, a las cuales pueden aparecer rocas diabásicas, las cuales postdatan todos los acontecimientos anteriores. Puntualmente (zona del Borracho) llegan a asociarse rocas calcoalcalinas con fracturas de esta dirección.

Existe, además, un único afloramiento de rocas peralcalinas, intruyendo a materiales de edad Devónica. No existe ningún criterio que permita aportar otro tipo de precisión.

Los primeros materiales postectónicos reconocidos se han datado en la zona de Puertollano (WAGNER y UTTING, 1967) y en los alrededores de Almadén (GARCIA SANSEGUNDO, et al., in lit.), atribuyéndoseles una edad Estefaniense. Estos materiales se han interpretado por los mencionados autores como resultado de una elevación ipostorogénica de la cuenca.

Durante el Plioceno Superior hubo un nuevo levantamiento, que dio

lugar a la aparición de los depósitos tipo «raña». Un proceso similar debió tener lugar durante el Pleistoceno, originándose nuevos glaciares de erosión.

Por último, en el Holoceno, un nuevo levantamiento produjo el encajamiento de la red fluvial, dando lugar al relieve actual.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

5.1.1. Minería

En la Hoja de Siruela (781) se han localizado y reconocido los siguientes indicios:

Indicio	X	Y
Loreto	472.450	488.600
El Carbonero	477.200	488.650
El Manantial	482.850	488.150
Arroyo de la Aliseda	477.800	485.200
Arroyo del Piojo	472.650	473.375
Mina de la Dehesa	487.950	489.800
Mina del Revuelo	490.850	484.700
Mina de la Dehesa de Boyar	496.450	488.550
El Cerro del Aguila	495.300	483.150
La Minilla	483.250	475.050
Mina del arroyo de la Rivera de Garlitos	484.250	473.150
Santa Isabel	485.125	473.650
La Víbora	488.000	472.750
Bajohondillo	487.525	474.125
Mina Cucharrada	491.000	473.100
El Borracho Viejo	492.560	476.955
El Borracho Nuevo	492.030	477.430

Todos los yacimientos que aparecen en la Hoja están relacionados con los elementos Pb, Ag, Zn, Cu y Fe. Las mineralizaciones son epigenéticas, y los metalotectos que controlan las mineralizaciones dentro de la Hoja son, básicamente, de dos tipos: estructurales y litológicos. Los primeros corresponden a fracturas de direcciones variables, que controlan las mineralizaciones y los segundos a los stocks graníticos y diques asociados de Garlitos y del Borracho.

La descripción de los metalotectos estructurales se abordará desde el punto de vista de los materiales a los que afectan las fracturas y en lo que se encuentran las mineralizaciones, diferenciando tres grupos en función de su edad: Preordovícicos, Ordovícicos y Devónicos.

En los materiales preordovícicos es donde aparecen la mayoría de indicios, pero no los más interesantes, ya que suelen tener poca entidad. Dichos materiales están constituidos por una serie esquistoso-grauváquica que presenta en ocasiones intercalaciones de brechas y conglomerados.

Las mineralizaciones asociadas a estas litologías son de tipo filoniano y, fundamentalmente, de Pb. Presentan poca continuidad lateral, siendo las leyes y tonelajes en su mayor parte desconocidos. Pueden diferenciarse los siguientes tipos:

- a) Mineralizaciones de Zn-Pb-Cu-Ag-Fe, con ganga de calcita, barita y cuarzo frecuentemente recristalizado. Dicha mineralización aparece cementando clastos angulosos de pizarras y grauvacas.
- b) Mineralizaciones de Pb-Zn-Fe-Cu diseminadas en fracturas rellenas de ganga de cuarzo.
- c) Mineralizaciones de Cu (calcopirita, azurita, malaquita y cobre gris) diseminadas en fracturas llenas de ganga de cuarzo.

Se ha podido observar que existe una estrecha relación entre el tipo de mineralizaciones y las fracturas donde encajan. Por tanto, se pueden distinguir dos direcciones preferentes de dichas fracturas a las que, a su vez, se pueden asociar dos tipos de mineralización.

Por un lado tenemos fracturas de dirección aproximada E-W (variando de N 80° a N 110° E) con mineralizaciones tanto masivas como diseminadas, principalmente de Pb, al que se asocian Zn, Cu y Fe; con gangas de cuarzo, barita y calcita. La mineralización en este caso se dispone zonada tanto lateralmente como en profundidad. En el otro extremo tenemos fracturas de dirección aproximada N-S con diseminaciones de Cu (calcopirita, malaquita y cobre gris).

Relacionados con los materiales ordovícicos se han encontrado indicios en dos tipos diferentes de fracturas. Por un lado tenemos mineralizaciones en filones dentro de fracturas de dirección aproximada N 60° E que, a su vez, encajan en dos tipos de materiales:

- a) En piroclastos y en cuarcitas arenosas y pizarras de alternancia de Pochico y de la base de las pizarras de Calymene. Son mineralizaciones de Pb-Ag con ganga de cuarzo y barita (Mina del Borracho nuevo).
- b) En diques de pórfidos de composición intermedia y, como en el caso anterior, en las cuarcitas, areniscas y pizarras de la alternancia de Pochico. Son mineralizaciones filonianas de diseminaciones de Pb-Ag-(Zn) y piritas en ganga de cuarzo, siendo la barita muy escasa.

Relacionado con otro tipo de fracturas y también dentro de los materiales del Ordovícico, el indicio de Mina Cucharrada se sitúa sobre una fractura de dirección N 160° E, a la altura en que ésta corta a las calizas asghilliense (Caliza de Urbana) que, en numerosas localidades, presenta diseminaciones de galena y blenda. Dicho indicio está constituido por

mineralizaciones masivas y diseminadas de Pb-Zn-Cu y Fe con relleno de cuarzo.

Asociado a los materiales devónicos se ha localizado un solo indicio de interés, a 1,5 km., aproximadamente, al W del río Esteras (Mina de Bajohondillo) constituido por mineralizaciones de Pb y Ag con ganga de cuarzo, barita y calcita en fracturas de dirección N 70° E.

Relacionadas con fracturas de direcciones diversas dentro de la granodiorita de Garlitos aparecen mineralizaciones, principalmente de Pb y Ag (Mina Santa Isabel, N 80° E y la Víbora, N-S a N 20° E).

5.1.2. **Canteras**

En el capítulo de canteras hay que señalar la existencia de antiguas explotaciones de caolín en el lugar denominado La Calera, entre Siruela y Sancti-Spiritus, en la carretera de Sancti-Spiritus a Risco y al N de Garlitos, en el Arroyo Gela. Todos estos depósitos están situados en la base de las rañas, en posición subhorizontal, y se desconoce tanto sus dimensiones como su génesis, aunque podrían haberse producido por procesos de alteración y meteorización «in situ» de materiales pizarrosos, tanto del Precámbrico como del Ordovícido.

También hay que mencionar aquí la antigua explotación de los niveles carbonatados del Asghill (Caliza de Urbana) para obtener cal.

5.2. HIDROGEOLOGIA

La ausencia de materiales de elevada permeabilidad y capacidad de almacenamiento o su poca extensión y potencia determina el escaso e incluso nulo interés hidrogeológico de esta Hoja.

Las rañas están ampliamente representadas y su importancia hidrogeológica es variable según las zonas, dependiendo en cada caso de su espesor, de la heterometría de los cantos y de la proporción arcilla arena de la matriz; propiedades que no son muy uniformes en este tipo de materiales.

Los coluviones y, en especial, los que flanquean a la Cuarcita Armónica, también tienen un cierto interés desde el punto de vista hidrogeológico. Como en el caso anterior sus características texturales y su potencia son muy variables, así como también su capacidad de almacenamiento de agua. Son frecuentes las surgencias en el contacto entre estos coluviones y el sustrato pizarroso impermeable, aunque en general con caudales bajos.

Por último, hay que citar el papel de las fracturas, en las cuales se producen los mejores alumbramientos de agua. Su importancia hidrogeológica depende de su longitud, del tipo de relleno y de la anchura de la zona brechificada. Son especialmente destacables las fracturas que afectan al «stock» granítico de Garlitos y a las barras cuarcíticas.

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, pp. 193-327.
- AMOR, J. M., y ORTEGA, E. (in lit.). «Memoria de la Hoja n.º 809 (Tirteafuera) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000», 2.^a serie (Magna). *IGME*. Madrid.
- ARBIN, P., y TAMAIN, G. (1973). «Les chevanchement intra-alcudienses de la "Ribera del Río Frío", Valdemanco del Esteras, et de "l'Arroyo de Tamujar", Cabezarrubias, dans le Sud de la Meseta Iberique». *C. R. Acad. Sci. Paris*. T. 277, pp. 1291-1294.
- BASTIDA, F. (1980). «Las estructuras de la primera fase hercínica de deformación en la rama norte de la zona Astur-occidental-Leonesa (NW de España)». *Tesis doctoral. Universidad de Oviedo*.
- (1981). «La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. T. 11, pp. 35-54.
- BLANCHERE, H. (1978). «Etude Géologique et Minière de la région de Chillón el Borracho (Synclinal d'Almadén), Ciudad Real, Espagne». *Tesis doctoral. Universidad de Paris Sud. Centre d'Orsay*.
- BOUYX, E. (1969). «Les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real (Espagne meridionale)». *These*, 410 pp. París.
- (1970). «Contribution à l'étude des formations anté-ordovicienne de la Meseta méridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Memor. Inst. Geol. Min. Esp.* 73, 363 pp.
- BOUYX, E., y SAUPE, F. (1966). «Precision Sur de la límite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Fr.* 263, pp. 321-323.
- CARRE, D.; HENRY, J. L.; POUPON, G., y TAMAIN, G. (1970). «les cuarcites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandilien-Caradocien en Sierra Morena». *Bull. Soc. Géol. de France*. T. XII, n.^o 5, pp. 774-785.
- CASIANO DE PRADO, M.; VERNEUIL, M., y BARRANDE, J. (1855). «La Géologie d'Almadén. d'une partie, de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *Bull. de la Soc. Geol. de France*. T. XII, 86 pp.
- CIRY, G. (1936). «Contribution a l'étude géologique de la region d'Almadén». *Boll. de Soc. Esp. Hist. Nat.* Vol. 36, n.^o 6, pp. 293-300.
- CRESPO LARA, V. (1972). «La reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central». *Boletín Geol. y Min.* T. LXXX III-II, pp. 174-180.
- FUGANTI, A., y SERPACLI, E. (1980). «Geological remarks on Urbana limestone and evidence for its upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)». *Bol. Soc. Geol. It.* T. 87, pp. 511-521.
- GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S., y ORTEGA GIRO-NES, E. (in lit.). «Memoria de la Hoja n.º 808 (Almadén) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000», 2.^a serie (Magna). *IGME*. Madrid.

- GONZALEZ LODEIRO, F., y ORTEGA, E. (in. prep.). «La discordancia intraalcuense en el extremo SE de la zona centroibérica».
- HAFENRICHTER, M. (1980). «The lower and upper boundary of the Ordovician Systems of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain». Part. II, N. Jb. Geol. Palaont, Abh. 160-1, pp. 138-148. Stuttgart.
- HAMMAN, W. (1976). «The Ordovician of the Iberian Peninsula —A review», pp. 387-409. In Basset M. G. (Ed.) *The Ordovician System: proceedings of a Paleontological Association Symposium*. Birmingham, 1974.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1921). «El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real». Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 50; 98 pp.
- (1956). «Características geográficas de las Vegas del Guadiana (zona de regadíos), Badajoz». 161 pp.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1926). «Yacimientos de Graptolítidos en la zona de Almadén». Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 26, pp. 435-438.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.; SIERRA Y YOLDI, A. de; MENENDEZ PUGUET, L., y MATA MARTI, C. (1926). «Minas de Almadén». Livret-guide-du XIV Congres International de geol. IGME., 107 pp.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. E. (1972). «Memoria explicativa del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». IGME, 113 pp. Madrid (Escala 1:1.000.000).
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973). «Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera NW. Spain)». Am. Jour. Sci. Vol. 273, pp. 353-375.
- LAURET, J. M. (1974). «Recherches géologiques et Minières dans la région d'Almadén-Almadenejos». Tesis doctoral Univ. Paris Sud. Centre d'Orsay.
- LOTZE, F. (1960). «El Precámbrico en España». Not. y Com. del IGME, 60, pp. 227-240.
- LOZAC'H, Y., y VIDAL, M. (1976). «Etude géologique de la terminaison occidentale de la Vallée de l'Alcudia, Province de Badajoz, Espagne». These Univ. Paris. Orsay, 160 pp.
- MAAS, R. (1963). «Geologesche Beobachtungen in der östlichen Extremadura (Spanien)». Neues Jb. Geol. Paläot., 117 pp. 185-207.
- 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 Inferior y la estructura Herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)». Trab. Geol., n.º 6, Univ. de Oviedo.
- MARTINEZ CATALAN, J. (1981). «Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Suroeste de la zona Astur-occidental-Leonesa)». Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.
- MARTINEZ RIUS, A. (1980). «Estudio geométrico de pliegues cónicos y su aplicación a la terminación occidental del "Sinclinal de Guadalmez"». Mem. Inst. Geol. Min. España (in litt.).
- MOLINA, J. M., y FERNANDEZ CARRASCO, J. (in litt.). «Mapa Geológico

- Nacional a escala 1:50.000», hoja n.º 782 (Valdemanco del Esteras). *IGME* Madrid.
- MORENO SERRANO, F. (1977). «Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales». *Tesis doc. Univ. Complutense Madrid*, 186 pp.
- ORTEGA, E., y SANCHEZ VIZCAINO, J. (in lit.). «Memoria de la Hoja n.º 783 (Abenajar) del Mapa Geológico Nacional a Escala 1:50.000», 2.ª serie (Magna). *IGME*. Madrid.
- ORTEGA, E. (in prep.). «La banda de cizalla de Herrera del Duque-Abenajar; un importante accidente tardihercínico en el extremo meridional de la zona centroibérica».
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1972). «Problems and discussion of Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)». *Geol. Ridsch.*, 61, 1, pp. 44-68.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978). «Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la zona Astur-Occidental-Leonesa». *Bol. Geol. Min. Esp.* T. 92, 142 pp.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1974). «Estudio de las relaciones entre paleocorrentes y direcciones de mineralización en la Mina de Almadén». *Informe interno de Minas de Almadén*.
- (1981). *Informe interno de Minas de Almadén*.
- PULGAR, J. A. (1980). «Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento de la zona Astur-Occidental-Leonesa (Cordillera Herciniana, Noroeste de España)». *Tesis doctoral. Universidad de Oviedo*.
- PUSCHMANN, H. (1967). «Zum problem der schinchtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien)». *Geologische Rundschau*, 56, pp. 528-542.
- (1970a). «Das Paläozokum der nördlichen Sierra Morena am Beispiel der Muldi von Herrera del Duque (Spanien)». *Geologie Dtsch*, 19, n.º 3, pp. 309-329.
- (1970b). «Eine Paläogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel». *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 120 (1968), pp. 107-118.
- RAMSAY, J. G. (1967). «Folding and Fracturing of Rocks». *McGraw-Hill Co.* 1 vol., 568 pp. New York.
- RIBEIRO, A. (1964). «Contribution a l'étude tectonique de Tras Os-Montes Oriental». *Mem. Serv. Geol. Port.*, 24, 168 pp.
- RICHTER, P. (1967). «Stratigraphie und tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena Spanien)». *Munster Forsch. Geol. Paläont.*, 3, 144 pp.
- ROIZ, J. M. (1979). «La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real, Puertollano». *Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid*.
- SAN JOSE, M. A. (1983). «El complejo sedimentario pelítico-grauváquico». En: *Geología de España, libro Jubilar de J. M. Ríos*. *IGME*, pp. 91-99. Madrid.
- SAUPE, F. (1971A). «La serie Ordoviciense et Siluriene d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point des conaisances». *Mem. BRGM*, n.º 73, pp. 335-365.
- (1971b). «Stratigraphie et petrographie du Quarcite du Criadero

- (Valentien) a Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)». *Mem. du BRGM*, n.^o 73, pp. 139-147.
- (1973). «La géologie du gisement de mercure d'Almadén». *Sciences de la Terre. ENSG*, 343 pp. Nancy.
- SAUPE, F.; DUNOYER, G., y TEICHMULLER, M. (1977). «Etude du métamorphisme régional dans la zone d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)». *Sciences de la Terre*, t. XII, n.^o 3, pp. 251-269.
- SHCERMERHORN, L. J. G. (1971). «An outline stratigraphy the Iberian Pyrite Belt». *Bol. Geol. Min. Esp.*, t. 82, pp. 239-268.
- SOLDEVILA, J. (1982). «Estudio geológico estructural de la terminación occidental del Sinclinal de Almadén». *Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma de Barcelona*.
- SKJERNAA, L. (1975). «Experiments on superimposed buckle folding». *Tectonophysics*, 27, pp. 255-270.
- TAMAIN, G. (1969). «El Alcudienense y la Orogénesis Cadoniense en el sur de la Meseta Ibérica (España)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 473-464.
- (1972). «Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne)». *These présentée à l'Université de Paris Sud (entre d'Orsay)*. Tomos I, II y III, 648 pp.
- VEGAS, R., y ROIZ, J. M. (1979). «La continuación hacia el este de las estructuras hercinianas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental Alcudiana)». *Tecniterrae*, n.^o 28, s. 179, pp. 1-5. Madrid.
- VERGES, J. (In litt.). «Estudio del complejo vulcano-sedimentario del Devónico superior y de la estructura de la terminación oriental del Sinclinal de Almadén (Ciudad Real)». *Memoria IGME (in litt.)*. Madrid.
- VERGES, J.; MARTINES RIUS, A., y VIDAL, A. (1982). *Informe interno de Minas de Almadén*.
- WAGNER, R. H., y UTTING, J. (1967). «Sur le terrain houiller de Puerto Ilano (province de Ciudad Real, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. France*, 264, pp. 5-8.
- WALKER, R. G. (1980). «Turbidites and associated coarse clastic deposits». In *Facies Models (Geoscience Canada, Reprint Series)*. Ed. R. G. Walker, pp. 91-103.

NIPO: 232-87-007-3

Depósito Legal: M. 36282-1987

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

**INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA**

RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA