



IGME

573

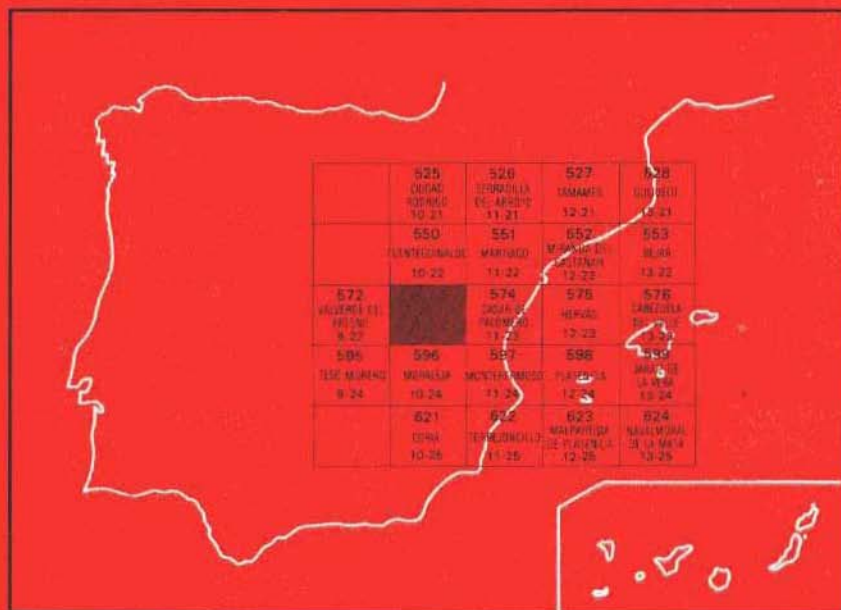
10-23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GATA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E 1:50.000

GATA

Segunda serie-Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

2

Centro de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid

Fotocomposición: Geotem, S.A.

Imprime: P. Montalvo, S.A.

Depósito legal: M-40.586-1988

NIPO: 232-88-005-7

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos. S. A.) en el año 1985 con normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido los siguientes autores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D.
- BASCONES ALVIRA, L.
- MARTIN HERRERO, D.

Colaboraciones:

- Geología estructural: DIEZ BALDA, M. A. y GONZALEZ LODEIRO, F. de los Dptos. de Geología Interna de las U. de Granada y Salamanca respectivamente.
- Sedimentología del C.E.G.: RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología: GOY GOY, J. L. y ZARZO, C. del Dpto. de Geodinámica Externa de la U. de Madrid.
- Petrografía: RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D., GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., CARNICERO, A. y FRANCO, M.^a P. del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- A. Químicos: BEA, F. del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.

- Micropaleontología: LIÑAN, E. y PALACIOS, T. de los Dptos. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz respectivamente.

Dirección y Supervisión del I.G.M.E.

- BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M.^a

Revisión estudios petrográficos

- RUIZ GARCIA, C.

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Análisis químicos.
- Informes petrológicos y micropaleontológicos.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.

0. INTRODUCCION

La Hoja de Gata (10-23) está situada al NO de la provincia de Cáceres y al SO de la de Salamanca, siendo su rasgo geográfico más significativo la Sierra del mismo nombre que alcanza altitudes próximas a los 1.500 m.

Geológicamente se encuadra dentro del Macizo Hespérico, en la zona meridional de la Unidad Geológica Centroibérica (JULIVERT et al., 1974).

Desde el punto de vista estratigráfico la Hoja se encuentra ocupada por sedimentos precámbricos pertenecientes al Complejo Esquistos Grauváquico y rocas ígneas que corresponden a tres unidades plutónicas: Jálama, Gata y Santibáñez. Aparte, cabe mencionar depósitos cuaternarios de tipo coluvionar, aluviales, conos aluviales y depósitos de «Lhem» granítico.

Geomorfológicamente la Hoja se caracteriza por presentar un relieve muy acusado con desarrollo de diversas sierras con picos que alcanzan altitudes máximas próximas a los 1.500 m.

Desde el punto de vista tectónico la característica más acusada es la presencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección general ONO-ESE, de plano axial subvertical y una esquistosidad de flujo casi siempre presente. Con posterioridad se producen otros movimientos que sólo dan lugar a deformaciones de escasa importancia. Finalmente, tienen lugar movimientos tardihercénicos que originan importantes fracturas con componente

de desgarre y pliegues de dirección perpendicular u oblicua a las estructuras de primera fase.

Aparte, con anterioridad a las deformaciones hercínicas, tiene lugar una fase de deformación, posiblemente sárdica, que produce pliegues métricos o decamétricos que son cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1). En general esta fase prehercínica queda probada por la existencia generalizada de lineaciones L_1 fuertemente inclinadas.

Entre los antecedentes geológicos cabe mencionar, entre otros los trabajos de LOTZE, F. (1945-1966), las tesis doctorales de SCHMIDT, H. J. (1957), RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982) y DIEZ BALDA, M.^a A. (1982) y las hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por TENA DAVILA-RUIZ, M. et al. (1980), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1978-1984), CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1981), MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-1984) y UGIDOS MEANA, J. M. et al. (1983) pertenecientes a la provincia de Cáceres.

También en áreas portuguesas queremos mencionar por sus aportaciones, los trabajos realizados por TEIXEIRA, C. (1955 y 1979), TEIXEIRA, C. et al. (1975), TORRE DE ASSUNCAO, C. (1969) y OENING SOEN (1970).

Finalmente, para las áreas graníticas los antecedentes más representativos son los trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963-1984) y los estudios de BEA, F. (1975-1976).

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Gata (10-22) está ocupada en más del 50 % de su superficie por rocas ígneas pertenecientes a tres unidades plutónicas. Já-lama, Gata y Santibáñez. En todas ellas se diferencian una serie de facies cuyas características se exponen en el apartado 1.2.

El resto de la superficie de la Hoja está ocupada por metasedimentos del Complejo Esquito Grauváquico en los que se pueden distinguir niveles de conglomerados y áreas con predominio de pizarras negras.

Dentro de los depósitos cuaternarios cabe mencionar, aparte de los coluviones, aluviales y pequeñas terrazas, los depósitos de «Lhem» que se desarrollan sobre los granitos de la unidad de Gata en el ángulo NO de la Hoja.

Finalmente mencionar, dentro de las rocas filonianas, los diques de cuarzo que se disponen según dos direcciones preferentes: NE-SO y subparalela a la esquistosidad principal (S_1). Este último sistema tiene escasa representación cartográfica.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1. Grauvacas y pizarras. (C.E.G.) (19)

El Complejo Esquisto-Grauváquico (C.E.G.) constituye en esta Hoja un conjunto metasedimentario situado entre varias unidades graníti-

cas en el que pueden distinguirse 2 unidades diferentes desde el punto de vista estratigráfico, que se han denominado Unidad Inferior y Superior (RODRIGUEZ ALONSO, 1982).

La Unidad Inferior abarca la mayor extensión del área estudiada y se caracteriza por presentar en esta Hoja un predominio pelítico en el que se intercalan paquetes arenosos de potencia diversa, junto con niveles conglomeráticos y caóticos.

La Unidad Superior se dispone en contacto generalmente gradual sobre la Inferior y sus materiales constituyen los principales niveles guía a escala cartográfica. Dicha unidad se caracteriza en esta Hoja por la presencia de pizarras negras carbonosas en tramos de diversa potencia asociados a niveles pelíticos y arenosos de colores más claros.

Sedimentología

Desde el punto de vista sedimentológico se han distinguido en el C.E.G. los siguientes tipos de facies, cuyas características reflejan en gran parte las presentes en los depósitos de abanicos submarinos profundos: (Figura n.º 1).

- I. Facies conglomeráticas, entre las que se encuentran tres tipos texturales:
 - a) Conglomerados granosoportados sin estructuras.
 - b) Conglomerados y areniscas conglomeráticas con granoselección normal o inversa-normal.
 - c) Conglomerados matriz-soportados.

En general, ambos tipos son polimícticos, con clastos de cuarzo y FR diversos en una matriz que varía entre pelítico-arenosa y arenoso-pelítica. Se presentan en niveles con geometría lenticular y sin superficies de estratificación interna.

Dichas facies conglomeráticas se corresponden con las señaladas como facies A₁ y A₂ por MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y son interpretadas como el resultado de la sedimentación, ya sea de «grain flows», flujos turbulentos de alta densidad o «sandy debris flows», para los dos primeros tipos y como el producto de la sedimentación de «debris flows» para el caso de las facies conglomeráticas con matriz soportadas.

FACIES	TIPO DE ROCA - TEXTURA	POTENCIA	GEOMETRIA	RELACION ARENA/PELITA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	SECUENCIA DE BOUMA	MECANISMO DEPOSICIONAL	EQUIVALENCIA
I	a CONGLOMERADOS GRANO - SOPORTADOS	CENTIMETRICA A METRICA	LENTICULAR	VARIABLE ALTA	SIN ESTRUCTURAS	NO ES APLICABLE	GRAIN FLOW, FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD, SANDY DEBRIS FLOW	A ₁
	b CONGLOMERADOS Y ARENISCAS CONGLOMERATICAS				NO ES APLICABLE			
	c CONGLOMERADOS MATRIZ - SOPORTADOS				SIN ESTRUCTURAS	NO ES APLICABLE	DEBRIS FLOW, MUD FLOW	A ₂
II	ARENISCAS DE GRANO FINO A MEDIO, SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		ALTA >> 1	SIN ESTRUCTURAS	NO ES APLICABLE	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	B ₁
III	ARENISA DE GRANO MEDIO A FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS OCASIONALMENTE TAMANO GRAVA O ARENA MAS GRUESA	13 - 130 cm	LENTICULAR	>> 1		NO ES APLICABLE T DUNA/A/A	FLUJO TRACTIVO	B ₂
IV	ARENISA DE GRANO FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS	2 - 4 cm	LENTICULAR	> 1		NO ES APLICABLE T DUNA/A/A	FLUJO TRACTIVO	E
V	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		> 1		Ta/c/s Ta/c	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	C ₁
VI	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		>> 1		SECUENCIA DE BOUMAS MAS O MENOS COMPLETA		C ₂
VII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		> 1		Ta - c Te - s Te - s	FLUJO TURBULENTO DE BAJA DENSIDAD DEPOSICION EN CONDICIONES DE TRACCION + DECANTACION	D ₁
VIII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE			< 1				D ₂
IX	PELITA CON ALGO DE LIMO	MILIMETRICA A CENTIMETRICA		0		Ta	FLUJO TURBULENTO MUY DILUIDO	D ₃
X	PELITAS MASIVAS, ESCASA ARENA	METRICA		0 - << 1		NO ES APLICABLE	MUD FLOW	A ₂ ?
XI	PELITAS NEGRAS CARBONOSAS ABUNDANTE PRITAS, NODULOS SILICEOS Y FOSFATADOS	METRICA		<< 1		NO ES APLICABLE	FACIES EUXINICAS, DEPOSICION LENTA CON ESCASO APOORTE DETRITICO GRUESO	G?
XII	FACIES CAOTICAS, BLOQUES Y MASAS DESORDENADAS	METRICA		VARIABLE		NO ES APLICABLE	DESPLAZAMIENTO GRAVITACIONAL, SLUMPING, TRANSICION A DEBRIS FLOW	F

GEOMETRIA, PLANO-PARALELA

TECTO ONDULADO

GEOMETRIA CANALIZADA

GRANOSELECCION +, -

ORIENTACION DE LOS CANTOS

LAMINACION PARALELA

LAMINACION SUBPARALELA

LAMINACION CRUZADA DE BAJO ANGULO Y MEDIANA A GRAN ESCALA

LAMINACION CRUZADA A PEQUEÑA ESCALA

RIPPLES

ESTRUCTURA DE CARSA

SLUMPING

CONVOLUTE LAMINATION

CANTOS PELITICOS

Figura 1. Características de las facies siliciclásticas distinguidas en el C.E.G. y su equivalencia con las observadas en otros depósitos de abanicos submarinos por Mutti y Ricci Lucchi (1972, 1975), Ricci Lucchi (1978) y Ricci Lucchi et al. (1981).

- II. Facies de areniscas de grano fino a medio con geometría tabular o canalizada a escala de afloramiento y potencia variable. Frecuentemente se presentan sin estructuras internas, a veces con clastos pelíticos mayores de 2 mm aislados en su interior, o bien englobados «Slumps» o con pequeñas pasadas pelíticas discontinuas, quizá como restos de amalgamación entre varias capas. Otras veces presentan granoselección normal o inversa, generalmente desde el tamaño medio-fino a muy fino. Este tipo de facies puede corresponder a las facies B₁ de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), tratándose de un material transportado y depositado probablemente a partir de un flujo turbulento de alta densidad.
- III. Facies arenosas y arenoso-pelíticas de grano medio a fino, con geometría lenticular (base plana o ligeramente erosiva y techo ondulado) que presenten laminaciones subparalelas y oblicuas muy tentidas a media y gran escala. Estas laminaciones están definidas por finísimas películas pelíticas que se desarrollan a menudo en todo el interior del estrato o bien únicamente en la base o en la parte superior donde ocasionalmente también se observan laminaciones de sipples. Algunas veces estas facies se presentan en estratos con granulometría más grosera, grava y arena muy gruesa y con las mismas características, reconociéndose también clastos pelíticos en la base. En conjunto, su potencia varía entre 15 cm y 1,30 m. Este tipo de facies es equivalente a la facies B₂ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y corresponde al depósito modelado por un flujo tractivo sobre un lecho de arenas o gravas.
- IV. Facies arenosas de grano fino y de pequeña potencia (2-4 cm), con geometría lenticular, de base plana y techo ondulado y con escasa continuidad lateral. Su interior está constituido exclusivamente por laminaciones de ripples definidos por pequeñas películas pelíticas o bien pueden presentar exclusivamente la forma ondulada exterior sin que aparezcan estructuras internas. Este tipo es asimilable a las facies E de MUTTI y RICCI-LUCCHI, (1975) tratándose así mismo de un depósito producido por un flujo tractivo.
- V. Facies arenoso-pelíticas, con neto predominio de la fracción arenosa, de grano fino generalmente y que constituye la mayor parte del estrato, en las cuales se pueden reconocer los intervalos de la secuencia de Bourma Ta/c/e o Ta/c. Se trata

de estratos con contacto plano-parallel y de potencia variable que se corresponden con las facies C₁ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), que son el resultado de la sedimentación a partir de una corriente de turbidez densa.

- VI. Facies arenoso-pelíticas, es también con predominio arenoso de grano fino, pero en las que el porcentaje de arena/arcilla es más bajo que en la facies anterior y que presentan una grano-selección en la vertical a nivel de todo el estrato, en el cual pueden distinguirse los intervalos de la secuencia de Bouma más o menos completa. Dichas facies, que presentan geometría tabular y potencia variable, tienen equivalencia con las facies C₂ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), tratándose de materiales transportados y depositados a partir de una corriente de turbidez concentrada.
- VII. Facies arenoso-pelíticas de pequeña potencia y límites parallel, en las que la proporción arenosa, siempre de grano fino, domina o se iguala a la pelítica y en cuyo interior pueden observarse los intervalos de la secuencia de Bouma a la que le faltan los términos basales a y/o b. Se trata de las facies D₁ de MUTTI RICCI-LUCCHI (1975), formadas a partir de la deposición de flujos turbulentos de baja densidad en condiciones de tracción más decantación.
- VIII. Facies pelítico-arenosas, con proporción arena/pelita < 1 , constituidas por estratos plano-parallel de pequeña potencia en las que se desarrolla la secuencia de Bouma incompleta, con estructuras de tracción más decantación. De este modo resulta una monótona alternancia milimétrica o centimétrica de láminas pelíticas claras y oscuras en las que varía la proporción y el tamaño de grano de cuarzo, minerales arcillosos y materia orgánica, en la cual se intercalan esporádicamente niveles arenosos milimétricos a centimétricos que presentan ripples a veces aislados. En dichas sucesiones se desarrollan frecuentemente estructuras de deformación por carga. Estas facies corresponden al tipo D₂ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y representan el resultado del transporte y sedimentación de corrientes de turbidez diluidas.
- IX. Facies pelíticas grises con laminación parallel, en las que la proporción arenosa es muy escasa y predomina el tamaño limo y arcilla. Constituyen estratos de contactos plano-para-

lelos en los que se alternan láminas milimétricas a centimétricas de colores claros y oscuros, según su contenido en cuarzo, minerales arcillosos o materia orgánica, formando una laminación paralela que en algunos puntos puede ser irregular o discontinua. Estas facies corresponden al tipo D₃ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y representan el resultado de la sedimentación de corrientes de turbidez muy diluidas.

- X. Facies pelíticas sin estructuras, de color gris, beige o verdoso, en las que apenas se desarrolla esquistosidad. Son muy blandas y en algunos lugares contienen cristales de pirita aislados. Se presentan en bancos potentes intercalados entre otras facies y representan depósitos de «mud flows».
- XI. Facies de pelitas negras carbonosas con abundante pirita e intercalaciones milimétricas de niveles más claros pelíticos, escasas veces arenoso, que definen una laminación paralela. En ocasiones se encuentran aislados algunos nódulos silíceos y fosfatados. Estas facies indican unas condiciones de deposición lentas con escaso aporte de material grueso, en un ambiente reductor y con gran riqueza en materia orgánica. Tales condiciones son típicas de las facies euxínicas.
- XII. Facies caóticas, en las que se engloban los depósitos que se presentan brechificados, slumpizados o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Su potencia es variable, desde varios centímetros a varios metros y están frecuentemente relacionados y en transición con las facies conglomeráticas matiz-soportadas. Este tipo de facies corresponde a las facies F de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), representando los depósitos producto del deslizamiento gravitacional con mayor o menor deformación plástica, en los que una masa semiconsolidada o rígida se desliza a lo largo de un plano, manteniendo su coherencia interna (RUPKE, 1978).

En la presente Hoja, la asociación y distribución de facies señaladas presenta las siguientes particularidades:

A. En la Unidad Inferior se reconoce un predominio de las facies pelítico-arenosas y pelíticas, algunas de ellas masivas. Entre ellas se intercalan paquetes de potencia métrica constituidos por facies arenosas y arenoso-pelíticas sin construir secuencias bien definidas; fa-

cies conglomeráticas grano-soportadas y facies caóticas, que en algunos puntos son muy abundantes. Dichas intercalaciones presentan a veces cierta ciclicidad que refleja la dinámica interna de la sedimentación turbidítica en la cuenca. Destaca además la inestabilidad reinante en el momento de la deposición de dichos materiales.

Las facies arenosas son cuarzosas, feldespáticas y volcanoclásticas y están asociadas en algunos puntos a rocas anfibólicas. Esporádicamente se reconoce entre areniscas y conglomerados la presencia de clastos negros con un contenido relativamente elevado en material carbonoso y fosfatado.

B. La Unidad Superior aparece cartografiada en esta Hoja como una serie de bandas con dominio de pizarras negras y materiales asociados que constituyen una unidad en la cual se engloba un conjunto litológico con grandes variaciones laterales. Se incluyen además de pizarras negras carbonosas, a veces finamente bandeadas o masivas, con escasas láminas y nódulos ricos en material fosfatado, algunas intercalaciones arenosas, pizarrosas y conglomeráticas de tonos más grises. Dichos tramos se presentan bien estratificados hacia el W, mientras que hacia el E tienen una apariencia caótica y slumpizada, aumentando a su vez la proporción de material arenoso, conglomerático asociado, junto con algunas rocas anfibólicas tanto en bloques como en finas intercalaciones estratificadas.

Petrografía

Desde el punto de vista petrográfico el grupo litológico más importante lo constituyen las pelitas, que predominan netamente sobre el resto de los materiales.

En el estudio microscópico destaca la notable variación textural que presenta el mismo tipo de rocas en las zonas cercanas o lejanas a los granitos. Se observa un aumento del gradiente de temperatura y principalmente del de deformación en los alrededores de las unidades graníticas, donde los materiales presentan texturas típicamente metamórficas (lepidoblásticas y granoblásticas, en ocasiones maculosas), reconociéndose localmente una crenulación posterior. En cambio, en las zonas Central y NE de la Hoja las rocas presentan una textura blastopelítica, blastosamítica y blastosefítica, a veces maculosa, pudiendo reconocerse la textura clástica original a pesar de la recristalización y la tectonización que es siempre menos intensa.

Metapelitas y alternancias pelítico-arenosas. En este grupo se incluyen rocas clasificadas como meta-pelitas, a veces bandeadas, meta-pelitas carbonosas, metapelitas arenosas bandeadas, meta-pelitas limo-arenosas y alternancias pelítico-arenosas.

Se trata de rocas con textura blastopelítica constituidas fundamentalmente por una fina masa de filosilicatos (sericita, biotita y clorita) con proporciones variables de cuarzo de tamaño limo a arena muy fina (10 % en las meta-pelitas arenosas). Algunas muestras presentan gran cantidad de material carbonoso que le da un color negro a la roca y abundantes sulfuros (pizarras carbonosas). Como minerales accesorios se encuentran: moscovita, feldespatos, opacos, turmalina y cicón.

La estructura más frecuente es la laminación paralela u oblicua definida por la alternancia de láminas con distinta proporción de cuarzo, filosilicatos o material carbonoso. El límite entre ellas suele ser neto, a veces erosivo y en su interior puede a veces observarse una grano-selección. Tales características indican una sedimentación en un medio tranquilo, con algunas corrientes tractivas y en ocasiones un medio reductor.

El metamorfismo y la deformación han originado una orientación y recristalización de la principal masa de filosilicatos. Ocasionalmente aparece una débil crenulación posterior. En algunas muestras el metamorfismo de contacto ha originado una textura maculosa.

Esquistos cuarzo-micáceos. Se trata de rocas con textura grano-blástica-lepidoblástica formada esencialmente por cuarzo y filosilicatos (biotita, moscovita, clorita), fuertemente orientados. Ocasionalmente se observa una segunda blastesis de biotita en cristales algo mayores dispersos. Como minerales accesorios se encuentran feldespatos, opacos, turmalina, circón y apatito. El metamorfismo de contacto ha desarrollado en algunas muestras una textura maculosa. Dichos esquistos proceden del metamorfismo de rocas arenosas muy cuarzosas.

Meta-grauvacas y cuarcitas. En el grupo de rocas con granulometría arenosa se reconocen rocas clasificadas como meta-grauvacas cuarzosas, a veces bandeadas, grauvacas feldespáticas, cuarcitas y areniscas tufaceas y líticas.

Se trata de rocas con textura blastosamítica constituida por granos subangulosos a subredondeados de tamaño predominante entre

arena muy fina y media, escasas subredondeados de tamaño predominante entre arena muy fina a media, escasas veces gruesa, con un sorting moderado a pobre.

El esqueleto está compuesto fundamentalmente por cuarzo, con proporciones variables de feldespatos y FR.

El cuarzo es predominantemente monocristalino, pero también se reconoce cuarzo policristalino grueso y del tipo metamórfico recrystalizado de Krynine. En ocasiones se observan clastos de cuarzo de tipo volcánico o subvolcánico y otros de cuarzo y feldespatos en intercrecimiento simplectítico.

Entre los feldespatos destaca la mayor proporción de plagioclasas que de feldespato potásico.

Se reconocen FR pelítica, de Cuarzo microcristalino y FR volcánica con textura microcristalina y traquítica.

El material intersticial está formado por un agregado de filosilicatos (biotita, sericita y clorita). Dicho material procede, en unos casos, de la recrystalización de una matriz detrítica original, pero en otros puede tratarse tanto del producto de la disgregación de fragmentos metaestables del esqueleto como de restos de una cementación filosilicatada tipo «clay coat».

Los minerales accesorios presentes son: moscovita, opacos, turmalina, circón y xenotima.

En algunas muestras se observa un bandeo paralelo u oblicuo, definido por la intercalación de láminas más ricas en filosilicatos y con escaso cuarzo.

Meta-conglomerados. Se trata de rocas con textura blastosefítica constituida por clastos heterométricos, generalmente muy redondeados, con escaso material intersticial en el caso de los conglomerados grano-soportados, o aislados entre abundante matriz pelítico-arenosa en los conglomerados matriz-soportados.

Entre los clastos se distinguen granos de cuarzo policristalino grueso y fino (tipo metamórfico recrystalizado de Krynine), FR arenosa (cuarzosa o feldespática), limolítica, pelítica, ígnea (cuarzo + feldespatos) y de chert. En el material intersticial se reconoce una granulometría gruesa, constituida por clastos de tamaño desde limo a arena muy

gruesa, formados esencialmente por cuarzo, con escasos feldespatos y FR y una granulometría fina, más abundante, y compuesta por filosilicatos (sericita, biotita, clorita) y a veces material carbonoso. Otros minerales accesorios son moscovita, opacos, turmalina, circón, apatito y xenotima.

Las características de los clastos señalan un área de procedencia múltiple, sedimentaria, ígnea y metamórfica para estas rocas. A su vez, el alto grado de redondeamiento de los clastos debió de ser adquirido previamente a ser englobados en el flujo que transportó dichos materiales (tipo «debris flow» para los conglomerados matriz-soportados).

El metamorfismo y la deformación originaron una recristalización de todo el conjunto, orientando los filosilicatos a la matriz y formando una blastesis de biotita y clorita. Ocasionalmente a esta textura se superpone otra maculosa debido al metamorfismo de contacto.

Rocas anfibólicas. Se incluye en este grupo un conjunto de materiales con características muy específicas que se encuentran interstratificados tanto en los niveles superiores de la Unidad Inferior como en los más bajos de la Unidad Superior y que fueron descritos en el área de Las Hurdes-Sierra de Gata por RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982). Para ellos se ha propuesto un origen volcánico básico de carácter calcoalcalino debido a su asociación en el campo y su relación con otras areniscas de carácter volcanoclástico que presentan asociaciones mineralógicas idénticas y a partir de algunos resultados de análisis químicos.

En la presente Hoja se han encontrado asociadas a las pizarras negras e inmediatamente por debajo de ellas. Se presentan en forma lenticulares de varios centímetros de potencia y como bloques aislados que presentan disyunción de bolas o están constituidas por un conjunto de bloques redondeados que se descaman concéntricamente. Las partes internas son de color gris oscuro a negro y de gran dureza, mientras que las externas son más deleznales y de color más claro, observándose a veces una disminución notable del tamaño de grano respecto a las anteriores, si bien la mineralogía a simple vista suele ser común: presencia de anfíboles fasciculares y pirita en una masa de grano muy fino.

Al microscopio las partes internas están constituidas en algunos casos por anfíbolitas en las que el componente principal es el anfíbol

(del grupo de la actinolita-tremolita) con textura fascicular; entre dichos cristales se encuentran otros de zoisita clinozoisita y escasa proporción de cuarzo y plagioclasas. Las zonas periféricas están formadas por una masa microcristalina de plagioclasa, sericita y cuarzo con abundantes opacos sobre los que se disponen abundantes cristales de anfíbol fascicular y de clinozoisita. Como minerales accesorios se encuentra esfena, epidota, opacos, moscovita y clorita. En ocasiones las partes centrales presentan estas mismas características, con un ligero aumento del tamaño de los cristales anfibólicos.

Turmalinitas. Se trata de rocas de color negro y con textura finamente bandeada, compuestas esencialmente por turmalina y material carbonoso, con menor proporción de cuarzo, sericita, moscovita y biotita. La turmalina se presenta en cristales idiomórficos cuya sección transversal varía de 0,04 a 0,35 mm y de longitud variable, casi siempre menor de 1 mm y generalmente se encuentran orientados. El bandeo está definido por la abundancia de material carbonoso.

La aparición de estas rocas es local y su génesis debida probablemente a la acción de fluidos hidrotermales sobre un tramo de pizarras en este caso, ligado todo ello a algunas fracturas y filones entre los metasedimentos del C.E.G.

Correlación con otras áreas

A nivel regional los metasedimentos del C.E.G. aquí descritos pueden correlacionarse con la Formación Monterrubio (La Unidad Inferior) y la parte inferior de la Formación Aldeatejada (Unidad Superior) descritos por DIEZ BALDA, M.^o A. (1982) para la zona SO de Salamanca.

Hacia el S y dentro de la provincia de Cáceres, los sedimentos del C.E.G. en general, tienen las mismas características que las descritas para el Miembro Inferior, si bien a nivel puntual existen pizarras negras que pudieran indicarnos el paso al Miembro Superior aflorante ya en esta Hoja, MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-1984), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1978-1984); CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al (1981).

Asimismo, existe una gran semejanza litológica de estos materiales con el Alcudiense inferior de los Montes de Toledo, HERRANZ et al. (1977); SAN JOSE LANCHI (1980-1983). Finalmente, en relación

con los materiales del C.E.G. aflorantes en Portugal hay que destacar la semejanza de la Unidad Inferior de este trabajo con los denominados Esquistos de las Beiras, SCHERMERHORN (1955). A su vez, parte de la Formación de Baterías, BERNARDO DE SOUSA (1981, 1982) podría correlacionarse con la Unidad Superior aflorante en esta Hoja.

Bioestratigrafía

Los microfósiles encontrados no permiten precisiones bioestratigráficas debido a su amplio rango de edades; sin embargo hasta el presente dicha asociación siempre ha aparecido en zonas asimilables al núcleo de las antiformas precámbricas del Centro de la Península Ibérica.

En conjunto dentro de las formas encontradas podemos distinguir los siguientes tipos:

- Formas solitarias de pared posiblemente lisa que normalmente se encuentra corroída y con tonos grises debido al metamorfismo. Estas formas guardan gran similitud con las FORMAS A (MANSUY, 1983) que equivalen a *Palaeocryptidium cayeuxi* (DEFLANDRE, 1955) y que tienen una amplia distribución en el Brioveriense francés con una edad Rifeense Superior? —Vendiense.
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS D (MANSUY, 1983) de distribución similar a la anterior o también al género *Synsphaeridium* sensu TIMOFEEV, de amplia distribución Precámbrico-Paleozoico. En general la podemos considerar como una asociación de las anteriores formas.
- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Casi siempre aparecen acompañando a las formas anteriores, y en ocasiones hemos asimilado parte de estas formas a *Eomichrhystridium* sp.
- Formas con procesos giberosos se han citado en la Formación KONGSFJORD en la península de VARANGER, que es una formación flysh-tubidíticas (VIDAL Y SIEDLECKA, 1983) con una edad Rifeense Superior.

Con los datos disponibles hasta el momento, podemos indicar que la asociación anterior siempre aparece en materiales afectados por la tectónica y el metamorfismo. Este particular hace tomar una serie de

precauciones sobre la génesis biológica de las formas debido a su mala conservación y a que hay minerales, como el leucoxeno que es un producto de la alteración de minerales de titanio, que pueden tomar un aspecto esférico similar a los microfósiles. Sin embargo hay criterios que apuntan hacia un origen biogénico que son los siguientes: Bajo peso específico de las formas, aparición sistemática en las unidades inferiores y una organización de la mayor parte de las formas de tipo biológico.

En el aspecto paleoecológico, una gran pobreza de formas y la presencia de cianofíceas, son características en medios turbidíticos marinos, por lo cual toda esta unidad se puede asimilar a un ecosistema de este tipo.

Las asociaciones afines a las encontradas aquí tienen una amplia representación en el Brioveriense francés por lo cual damos a esta unidad una probable edad Rifeense Superior-Vendiense.

1.2. ROCAS PLUTONICAS

Se distinguen rocas plutónicas pertenecientes a tres unidades diferentes: Santibáñez, Gata y Jalama, que ocupan más del 50 % de la superficie de la Hoja.

1.2.1. Unidad de Santibáñez

Ocupa el ángulo SE de la Hoja prolongándose sus afloramientos por la de Cilleros (10-24), al Sur y Casar de Palomero (11-23) al Este. Se han distinguido tres tipos de facies: granito de dos micas de grano fino, granito de dos micas de grano medio a grueso, porfídico y deformado y granito de dos micas en facies de grano grueso.

1.2.1.1. Granito de dos micas de grano fino (16)

Se trata de un granito de dos micas con proporciones de biotita/moscovita muy variable. La plagioclasa se considera como términos variables de oligoclasa a Ab de acidez media. Las del extremo norte son ácidas y su cantidad es también variable frente al feldespato potásico.

Como accesorios encontramos topacio, apatito, rutilo, algunos opacos y circón y además sericita que pueden ser bastante abundante en los términos más tectonizados. En su caso se ha encontrado sillimanita dentro de la moscovita. Los circones son escasos y no desarrollan halos pleocroicos. El carácter más interesante es su fuerte tectonización en los extremos más norteños con una fábrica laminar de las micas y feldespatos de direcciones próximas N 150-160 °E buzando el E entre 25 y 40 °. Este hecho podría ser suficiente para denominar a estos granitos como deformados pero debido a que no se pueden marcar un límite cartográfico claro ya que la deformación no es muy intensa hemos preferido mantener la nomenclatura usada en la Hoja de Cilleros (10-24).

1.2.1.2. Granitos de dos micas de grano medio a grueso, porfídicos y deformados (17)

En estos granitos el porfidismo es muy patente con fenocristales muy equidimensionales en dos o tres centímetros que pueden presentar marginalmente finos desarrollos mirmequíticos. Como accesorios contiene circón, rutilo, topacio, apatito y opacos de una forma general. Menos frecuentemente aparece la sillimanita, siempre dentro de la moscovita.

Como en el caso anterior el carácter de la fábrica permite diferenciarlo de forma clara. La orientación puede ser planar o buzante al E entre 30 y 60 °.

1.2.1.3. Granito de dos micas en facies de grano grueso (18)

Sólo localmente aparece como porfídico por desarrollo de fenocristales tardíos de feldespato K. Aún en estos casos la fábrica se puede considerar isótropa y con tendencia a veces a presentar términos hipidiomórficos por el débil idiomorfismo de las plagioclasas, que tienen también alguna zonación. Aparte, se encuentra oligoclasa ácida cubriendo los cristales de feldespato K. En otros casos se desarrolla, de forma marginal a estos cristales, lóbulos de albita y son frecuente las asociaciones pertíticas y mirmequíticas. Entre los accesorios destaca la sillimanita dentro de las láminas de moscovita. La proporción entre los dos filosilicatos es variable pero en general hay mayor cantidad de biotita que pasa a clorita por alteración deutérica.

1.2.2. **Unidad de Gata**

Forman en su conjunto una banda de NW a SE que atraviesa toda la hoja continuándose por el NW en Portugal y en la hoja de Fuente-guinaldo, y por el SE en la de Casar de Palomero. Todos los tipos de granitoides los encuadramos en dos facies fundamentales: granitos biotíticos (\pm moscovita) de grano grueso y porfídicos y granitos de dos micas de grano fino y porfídicos. La distinción entre ambas facies es fácilmente observable en campo.

1.2.2.1. **Granito biotítico \pm moscovita de grano grueso y porfídico (14)**

El porfirismo de estos granitos se debe al feldespato potásico en grandes cristales idiomórficos que varían mucho en cantidad de unos puntos a otros pero en general el número de fenocristales crece de SE a NW. Desde la fuente de Aguas Buenas hacia Gata, Torres de Don Miguel y Cadalso, los fenocristales están en menor proporción y al mismo tiempo la moscovita se hace muy escasa. En algunos puntos que no se indican en la cartografía por difuminarse rápidamente en un granito se trata en realidad de una granodiorita biotítica. Por el contrario en el arroyo del Cadesal, cerca de la frontera portuguesa, los fenocristales de feldespato constituyen más del 50 % de la roca y generalmente no tienen orientación definida. En ocasiones, es paralela al contacto, sobre todo en el borde sur y cuando este se orienta casi E-W.

Las constituyentes fundamentalmente son cuarzo-plagioclasas-biotita y cantidades variables y menores de moscovita. Sin embargo, la cantidad de plagioclasa es, a veces, aproximadamente igual a la de feldespato K. Al mismo tiempo se hacen zonadas y con tendencia euhedral en los términos más biotíticos. En algunas preparaciones se evidencia el desarrollo póstumo de albita así como la formación de mirmequitas pegadas a cristales de feldespato. Las medidas en algunas plagioclasas dan valores de hasta 23-25 % en An.

Cuarzo. El cuarzo es siempre anhedral y puede tener o no extinción ondulante. Casi siempre presenta inclusiones sólidas que en algunos casos se identifican con rutilo en finas agujas. En algunas muestras del extremo SE (Zona de Cadalso) presenta la particularidad de englobar y sustituir al feldespato potásico que queda entonces gotiforme dentro del cuarzo.

Feldespatos potásicos. El feldespato potásico puede aparecer intersticial, formando cristales de tamaño similar a otros constituyentes o bien en fenocristales que engloban a los demás constituyentes incluso la pinnita. Algunas se identifican bien como de alta triclinicidad que suele formar perfitas.

La biotita. La biotita se presenta a veces en láminas grandes con gran cantidad de minerales accesorios en su interior. Hay también otros casos en que se presenta en láminas menores y generalmente más alteradas. La alteración más común es la clorita (casi siempre identificada como pennina) pero también hay casos de transformación a feldespato K que sigue los planos de exfoliación del pinacoide basal.

La moscovita. La moscovita aparece pocas veces en cantidades similares a la biotita. Tampoco es tan frecuentemente euhedral como aquella. Es frecuentísimo que tenga en su interior restos de sillimanita y/o andalucita. Asimismo su contacto con las plagioclasas es muy irregular e impreciso. Como minerales accesorios aparecen el topacio, apatito (en algún caso es radiactivo) circón, rutilo, opacos, turmalina, andalucita y sillimanita, más los productos de alteración del clorita, pirita, sericita y minerales arcillosos y unas pequeñas cantidades, en algunos casos, de epidota y leucoxeno.

En el caso, no generalizado, de la presencia de turmalina se evidencia que aparece en distribución irregular, más o menos ligada a la biotita y a veces es posterior a un agregado de pinnita que suponemos originada de cordierita desestabilizada. La presencia de sillimanita y de andalucita es muy frecuente, sobre todo en los granitos de la parte salmantina (el N de la Hoja). En algún caso la andalucita se encuentra también dentro de las plagioclasas. Apuntamientos ligados a estos granitos tienen algunas aplitas-pegmatitas que pueden contener granates.

1.2.2.2. Granitos de grano fino de dos micas y porfídicos (15)

Son muy leucocráticos aunque presentan biotita y nódulos cloríticos ricos en pinnita. Son casi siempre porfídicos con fenocristales cortos, idiomorfos y dispersos. También la biotita y la moscovita pueden aparecer en cristales mayores.

Aparecen principalmente en dos grandes manchas: al N y NW de

Peñaparda y en las elevaciones de las Jañonas, al N de la localidad de Gata, donde se pone en contacto con el metamórfico. Localmente se encuentran también en pequeños apuntamientos y más frecuentemente como diques incluidos dentro del granito de grano grueso porfídico. En las inmediaciones de la Ermita de San Blas se localizan los diques de mayor potencia, que se disponen 65° al E, de forma que son cortados oblicuamente por la fracturación posthercínica. También aparecen en algunos pequeños apuntamientos dentro del metamórfico. Es interesante resaltar que el apuntamiento de granito de grano grueso y porfídico en el Alto de la Cruz de San Pedro tiene también parte de granito de grano fino y porfídico en sus prolongaciones. Tiene entonces tendencia a ser moscovítico con cavidades constituidas por moscovita y cuarzo que pueden crecer y semejan una pequeña asociación pegmatítica. Dan lugar a un berrocal de formas relativamente pequeñas con un diaclasado horizontal o subhorizontal poco espaciado.

Desde el punto de vista mineralógico estos granitos tienen un cuarzo anhedral intersticial y con inclusiones sólidas puntiformes. Puede presentarse gotiforme dentro del feldespato K. El feldespato K, no porfídico, es asimismo anhedral y puede recubrir o sustituir a las plagioclasas. Cuando se presenta en fenocristales, engloba otros componentes incluyendo la turmalina.

Las plagioclasas rara vez son zonadas. La mayoría son bastante anhedrales asociadas al feldespato K. Son más ácidas que las del granito de grano grueso porfídico y en su mayor parte deben considerarse como albita.

La proporción de las micas es muy variable y a veces la biotita se encuentra en láminas basales grandes.

Como minerales accesorios contienen andalucita, rutilo, sillimanita, opacos, circón, topacio y turmalina. Hay además distintas proporciones de sericita, clorita, rutilo, leucoxeno y pinnita. Este último mineral lo suponemos originado a partir de cordierita desestabilizada.

1.2.3. **Unidad de Jalama**

Ocupa el área SO de la Hoja y en ella se han diferenciado hasta nueve tipos de facies cuyas características se exponen en los siguientes apartados.

1.2.3.1. Aplitas en facies de borde (5)

Aparecen de forma paralela y discontinúa por el borde del plutón y a distancias variables del mismo. En algunos puntos son en realidad dos diques algo separados entre sí y de escasa potencia.

Presenta variaciones texturales y de composición. Pueden ser muy equigranular sin apenas biotita y/o clorita, mientras que en otros lugares contiene en su interior amplias bandas de textura pegmatítica muy rica en cuarzo y con moscovita palmeada. En otros queda reducida a una masa de pequeños cristales de plagioclasas (muy ricas en Ab) junto a algunos cristales mayores de feldespato K. En algunas muestras aparecen abundantes opacos.

1.2.3.2. Granito de dos micas y de grano grueso a muy grueso (6)

Aparece en el extremo NO del plutón y en tránsito a facies porfídicas. Algunos términos presentan tamaños de grano de tipo medio y semejan a las facies ricas en turmalina. Contiene frecuentes enclaves del metamórfico encajante de variable tamaño que son micacíticos o cuarcíticos conservando la esquistoridad (S_1).

Bajo el microscopio aparecen términos bastante ricos en plagioclasas que son de tipo Ab-oligoclasa ácida. En algunas muestras la plagioclasa se desarrolla, en parte, en cristales mayores de lo normal y lo hace a expensas del feldespato K, que queda relicto dentro de aquél. También queda dentro de ella la turmalina de forma que parece como si se hubiera originado posteriormente al feldespato K intersticial, pero antes de la albitización que se supone simultánea o posterior a la blastesis del granito porfídico (apartado 1.2.3.3).

1.2.3.3. Granito de dos micas, de grano grueso a muy grueso con carácter porfídico variable (7)

Cartográficamente es el que ocupa mayor extensión y tiene pasos graduales a otros tipos. Da lugar a un berrocal de grandes formas en las que dominan las superficies verticales debidas a la fracturación y al diaclasado vertical o subvertical. De aquí que aparezcan crestas coronando las elevaciones. Pocas veces se presentan cúpulas originadas por el dominio de un diaclasado subhorizontal. También son

frecuentes los diques de aplita que en su conjunto no tienen una dirección definida. Los hay incluso de posición horizontal o buzante en cualquier sentido.

El carácter porfídico viene dado por los fenocristales de feldespato K de muy variable cantidad y tamaño de unos puntos a otros. La generación de dos series de feldespato K que se observaba en la hoja de Cilleros es menos manifiesta en la presente por lo que se deduce que la segunda blástesis fue más importante en el S que en el N del plutón.

Contiene algunos enclaves del metamórfico que cuando son de tamaño grande conservan la estratificación. También hay enclaves de granito de grano fino con sillimanita que se describe en 1.2.3.4 y tonalitas de grano fino que casi siempre se localizan en zonas con abundantes fenocristales de feldespato K.

La composición mineralógica corresponde a la de un granito de dos micas con bastantes variaciones en cuanto a las proporciones de las distintas fases.

El cuarzo no es siempre el componente dominante. Es intersticial o bien constituye sinovsis de varios cristales. Hay también frecuentes casos de cuarzo gotiforme, tanto dentro del feldespato K como de las plagioclasas. El feldespato K se presenta en forma intersticial o constituyendo los fenocristales maclados, de tendencia euhedral, y pertitzados. Es un componente póstuno ya que engloba los demás constituyentes, sobre todo a las plagioclasas.

Cuando la biotita queda englobada pasa casi siempre a clorita. Este dato, en unión de la frecuente aparición de feldespato K y láminas de biotita que pasan a clorita, evidencia la típica reacción de Chayes.

Las plagioclasas son algo variable en cuanto al contenido de An de unos puntos a otros del área estudiada. La mayoría se consideran como oligoclasa ácida o albita, con algún contenido en An. No son zonadas. Hay también Ab originada en los bordes de los cristales de feldespato K. Se pueden establecer zonas en las que las plagioclasas aparecen en cristales grandes y hay una sustitución del feldespato K por la Ab y en otras ocurre el fenómeno contrario, por lo que la albitización es un proceso local dentro del granito. También es variable la proporción de plagioclasa/feldespato K que puede acercarse a valores de uno.

La moscovita aparece en láminas grandes y en proporciones muy variables, de unos puntos a otros. Llega a ser dominante sobre la biotita, lo que unido al paso de la biotita a clorita, da a la roca un carácter muy leucocrático. Cuando la moscovita se encuentra en contacto con el feldespato K se origina una zona simplíctica intermedia y cuando lo hace con las plagioclasas son frecuentes las finas prolongaciones del filosilicato dentro de éstas.

La biotita también puede presentarse en grandes láminas, así como en cristales pequeños e irregulares. Es desde luego menos propensa a zonas de reacción o transformación, con otros componentes fundamentales. Aunque, como ya se ha dicho, es muy frecuente su cloritización, en presencia o no, del feldespato K.

Como accesorios generalizados tenemos el topacio, circón (dentro de la biotita con sus halos correspondientes), apatito, rubidio (y/o anatasa) y turmalina. Este último componente tiene una distribución muy irregular aun dentro del mismo afloramiento y engloba al topacio. Hay además casi siempre minerales de alteración, clorita, sericita y minerales arcillosos.

1.2.3.4. Granitos de dos micas de grano fino a medio y con sillimanita (8)

Dejando a un lado los enclaves, a veces bastante grandes y extensos que aparecen dentro de la facies anterior, este granito tiende a presentarse en una banda larga de SE a NO, sobre todo si tenemos en cuenta su prolongación en la hoja de Cilleros.

Originan un paisaje de formas lisas con berrocal poco acusado. Otra característica de estos granitos es la de estar ligados a numerosos retazos metamórficos, muchos de ellos no cartografiables, así como también la de contener abundantes «spot» de biotita-sillimanita de tamaños hasta de 4-5 cm. La zona del Chorlito es espectacular en este sentido. También resaltaremos que algunos de los dos afloramientos cartografiables de cuarzodioritas, así como otros menores, están en contacto con este granito.

Por último se encuentran atravesados por el granito de grano grueso y porfídico en apuntamientos concretos y redondeados.

Pueden ser de grano bastante equidimensional o más frecuente-

mente seriado. A veces son porfídicos con fenocristales idiomórficos, y sin una orientación bien definida. Las plagioclasas son del tipo oligoclasa ácida e incluso albita con algún contenido de An y hay una albitización tardía no generalizada. Las plagioclasas pueden formar fenocristales y en otros casos son de tendencia euhedral.

La proporción entre las micas es muy variable encontrándose términos moscovíticos y otros en los que hay un neto dominio de la biotita. Este último componente se encuentra parcialmente transformado en clorita y en agujas de rutilo. La característica mineralógica fundamental es la presencia de sillimanita que en algunas muestras puede verse a simple vista. En general se sitúa dentro de la moscovita conservando a veces curvas poligonales.

Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos, rutilo, topacio y con poca frecuencia la turmalina. También pueden aparecer relictos de andalucita y algún cristal pequeño de casiterita.

1.2.3.5. Granito aplítico (9)

Forma un estrecho dique en el ángulo SW de la hoja y se encuentra encajado en el granito de grano grueso y porfídico. Tiene una fábrica isotropa equigranular o heterogranular seriada. Raras veces se observa algún fenocristal y cuando están presentes son de feldespato K. Este componente es de alta triclinicidad.

La proporción de moscovita-biotita es a favor de la primera y en algunas láminas falta por completo la biotita, o aparece como accesorio, y suele estar muy cloritizada sobre todo si se encuentra dentro de los feldespatos. El cuarzo tiende a presentarse en sinousis o en mortero con cristales muy anhedrales. Hay algunos circones con sus correspondientes halos, así como apatito y opacos.

1.2.3.6. Granitos de dos micas de grano medio a grueso y rico en turmalina (10)

Se localizan en el borde norte del plutón existiendo zonas de tránsito al granito de grano grueso y porfídico. De las tres manchas, la que ocupa la ladera Este del pico de Jalama (cerro de la Ducha en la toponimia actual) es de grano en general grueso y uniforme, mientras que la situada al Sur de Navasfrías tiene tamaño de grano medio.

Estos granitos presentan tres características generales importantes:

- a) La presencia de turmalina, que aún considerada como fase accesorio puede ser abundante en muchas partes. Asimismo aparece en los filoncillos de cuarzo que abundan en estos granitos.
- b) Son los granitos relacionados con las mineralizaciones de estaño en esta parte del batolito.
- c) Están fuertemente fracturados con una fracturación rígida perteneciente, en general, a la familia N 30-70° E.

Bajo el microscopio presentan tendencias «flaser» e incluso texturas de mortero con fracturación rellenas fundamentalmente de feldespato potásico con cloritas.

Son granitos más leucocráticos que los inmediatos de grano grueso y porfídicos. Hay términos en los que la biotita aparece sólo como accesorio. En otras la turmalina abunda tanto que se pueden considerar turmaliníferos y por último algunos tienen muy poco o nada de feldespato potásico: son en realidad granitos plagioclásicos. La plagioclasa es una oligoclasa ácida.

1.2.3.7. Granito moscovítico de grano medio (11)

Sólo se presenta en una pequeña mancha, en las inmediaciones del pueblo de Trevejo. Aparece encajado en el granito de grano grueso porfídico (apartado 1.2.3.3) y su contacto con el granito de grano fino y con sillimanita es mediante una fractura en la que no ha sido posible determinar el sentido del movimiento.

Da un berrocal de tipo medio con amontonamiento de bolas de tendencia equidimensional.

Su textura es isótropa heterogranular seriada y alotriomorfa. El cuarzo es más abundante que el feldespato K y éste, a veces, se presenta en menor proporción que las plagioclasas. Este último componente se considera como albita, que en algunos puntos está sustituida por el feldespato K. En algunas preparaciones aparecen pequeñas cantidades de biotita, que se considera como accesorio, junto con el topacio, el circón, leucoxeno, opacos, rutilo y apatito. El apatito no se

observa siempre y está en pequeñas cantidades. El rutilo sólo se encuentra en agujas dentro del cuarzo.

1.2.3.8. Cuarzodioritas biotíticas (12)

Dejando a un lado los enclaves más o menos grandes de estas rocas que aparecen en algunos de los granitos ya descritos, hay dos áreas donde se encuentran con entidad cartografiable: en las inmediaciones de Villamiel y en el pueblo de Eljas. En el primer caso están relacionadas con el granito de grano fino con sillimanita y en el segundo con un metamórfico, en el que está encajado el granito de grano grueso porfídico. En el pueblo de Eljas se puede observar la extensión de la cuarzodiorita y su relación con el metamórfico. Presenta fenocristales pequeños y muy dispersos pasando así a ser una granodiorita porfídica de grano fino.

La composición mineralógica más generalizada es plagioclasa, cuarzo y biotita, con cantidades menores de feldespato. Este último de alta triclincidad, aparece como intersticial o en finos filoncillos. Las plagioclasas son zonadas cuando se presentan en cristales de algún tamaño mayor. En las más pequeñas, los valores obtenidos son propios de una oligoclasa de alto contenido en An. Tanto las plagioclasas como las biotitas tienden a agruparse en glomérulos y de aquí que se presente la tectura glomeruloporfídica. Como accesorios aparecen de forma generalizada el apatito en cristales alargados y asociada a las láminas de biotita, opacos, circón y, en algún caso, topacio.

1.2.3.9. Granito de grano fino con sulfuros (13)

Tienen una representación mínima y se localiza en la depresión erosiva de la localidad de Hoyos, al sur de la Hoja.

Se trata de una roca de gran fino equigranular e hipidiomorfa con oligoclasa ácida relativamente euhedral y tan solo con moscovita como mineral micáceo. En este sentido es similar a las facies moscovíticas diferenciándose de él por un tamaño de grano menor y la presencia de sulfuros. Estos sulfuros originan en torno a los mismos aureolas de óxidos de Fe. Contienen, asimismo, algunos finos filoncillos de cuarzo con abundante arsenopirita.

1.3. ROCAS FILONIANAS

Tres tipos de rocas filonianas se han localizado en la Hoja de Gata (10-23): diques de cuarzo, diques de aplitas y de diabasas, estas últimas sólo están representadas por un dique E-W al NO de la Hoja.

1.3.1. **Diques de cuarzo** (2)

Se distinguen, al menos dos tipos: unos relacionados con la fracturación tardihercínica y en particular con la familia N 30-70° E y otro subparalelo a la primera esquistosidad hercínica (S_1).

Los primeros son los denominados de «tipo sierro», tienen un origen hidrotermal y presentan una caja bien definida y con escasa potencia en relación a su longitud. Es frecuente que vayan acompañadas de mineralizaciones, sobre todo de arsenopirita. Arman, por lo general, en las rocas graníticas y dentro de esta Hoja los mejores ejemplos se encuentran en la unidad de Gata.

El segundo grupo constituye un importante sistema, tanto a escala regional como en el marco de la Hoja, no obstante, al presentar espesores centimétricos o decimétricos no es posible su representación cartográfica. Sólo en casos muy aislados con espesores métricos y cierta continuidad superficial, se han marcado en la cartografía.

La génesis de estos diques, que presentan direcciones paralelas o subparalelas a la primera esquistosidad hay que buscarla posiblemente en la etapa de diagénesis del sedimento con la consiguiente pérdida de agua rica en sílice, o bien se generan durante los primeros estadios del aplastamiento producido por la primera fase de deformación hercínica, o un efecto conjunto de ambos (pérdida de agua rica en sílice por diagénesis y aplastamiento debido a la primera fase). Posteriormente estos diques se «budinan» debido a que constituyen un nivel competente limitado por niveles incompetentes (pelíticos). Este efecto de «boudinage» ha sido comprobado en numerosos puntos en zonas próximas, sobre todo cuando el dique está encajado entre sedimentos de granulometría muy fina. Por otro lado se ha podido estudiar el efecto de este primer plegamiento hercínico en pequeñas venas (centimétricas) de cuarzo por lo que parece probado que su formación es anterior o al menos sincrónica con dicha fase.

Desde el punto de vista petrográfico los diques de cuarzo son bastante monótonos. Normalmente son rocas casi monominerales for-

madras por cuarzo y cantidades muy accesorias de hematites que no llega al 0,5 % en volumen, CORRETGE CASTAÑON L. G. et al. (1984).

El cuarzo cristaliza en forma de grandes placas anhedrales con bordes de grano rectos o débilmente suturados. Tienen una deformación interna intracristalina que se traduce en dos fenómenos: extinción ondulante y poligonización sin que, en ningún caso, lleguen a individualizar subgrados.

La proporción de inclusiones fluidas bifásicas es bastante elevada (aproximadamente 1-2 % del volumen del cuarzo) y se disponen fundamentalmente según dos direcciones.

Aparte, dentro de la aureola de metamorfismo de contacto se localizan filones sin entidad cartográfica, que no tienen caja libre definida y que suelen ser irregulares o subdivididos en filoncillos.

1.3.2. **Diques aplíticos (3)**

Los diques de esta naturaleza son escasos y se sitúan geográficamente al NO de la Hoja armando en el batolito de Gata. «De visu» corresponden a un granitoide leucocrático de grano fino en donde la entidad cartográfica es pequeña, pero que su interés se centra principalmente en las mineralizaciones de Sn y W que poseen, en áreas más orientales.

Se disponen según una dirección preferente muy nortada (N 160-170° E).

La petrografía de estas rocas nos indica que se trata de granitos monzoníticos y moscovíticos de grano fino con cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico y moscovita como minerales principales y turmalina, topacio, minerales de Fe, apatito, sericita y minerales arcillosos, como secundarios.

1.3.3. **Diques básicos (4)**

Tienen escasa representación en el ámbito de esta Hoja, no obstante, su importancia es grande a escala regional y en áreas muy próximas.

Así, en la Hoja de Valverde del Fresno (9-23) limítrofe con ésta por

el O, aparecen una serie de diques de naturaleza básica que resaltan en la superficie del área, formada por materiales del C.E.G. en los que arma.

Su representación cartográfica viene expresada por diversos diques que tienen una longitud superficial muy variable comprendida entre 0,5 km y 6 km de recorrido y una anchura entre 7-14 m.

Se trata de diques emplazados según las fracturas de desgarre senestro de dirección N 110-120° E de amplia implantación en el hercínico de esta región, que tiene su equivalente más significativo en el Haz de Brozas al S de la que nos ocupa, Hoja n.º 9-27, Membrío, BASCONES ALVIRA, L. et al (1980) y la Hoja n.º 10-26, Brozas, CORRETE CASTAÑON, L. G. et al. (1981).

La roca está normalmente alterada por meteorización hasta una profundidad de varios metros y puede dejar bolas muy redondeadas y de gran dureza que sin embargo se manifiestan bastante tectonizadas en láminas delgadas.

Los estudios petrográficos indican, que se trata de diabasas actinolíticas deformadas, con textura holocristalina, hipidiomórfica, fascicular de grano fino. Los componentes mineralógicos principales son actinolita, andesina, cuarzo y pennina con circón, esfena, minerales de Fe y apatito, como accesorios.

1.4. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas afectadas por metamorfismo de contacto, por la intrusión de los diferentes granitoides, pertenecen al Complejo Esquisto Grauváquico descritas en el apartado 1.1.1.

La extensión superficial de la aureola de metamorfismo de contacto es muy variable. Así, mientras que en el límite nororiental del batolito de Gata no sobrepasa los 1.000 m llegando incluso a ser inferior a 300 m, en la zona central de la Hoja dicha aureola adquiere un importante desarrollo debido al efecto conjunto de la intrusión de las tres unidades graníticas.

1.4.1. **Esquistos moteados** (1)

Dentro de este grupo, que denominamos genéricamente esquistos moteados, se han reconocido al microscopio los siguientes tipos

de rocas, cuya zona metamórfica correspondía a la de corneanas hornbléndicas.

- Esquistos maculosos con textura lepidoblástica maculosa poiquiloblástica o granoblástica maculosa poiquiloblástica, con cuarzo, moscovita, biotita, cordierita, andalucita y clorita como composición mineralógica esencial. Por lo general las máculas suelen estar alteradas parcial o totalmente a micas blancas, a las que acompañan clorita y cuarzo.
- Esquistos maculosos bandeados con características texturales y mineralógicas análogas al grupo anteriormente descrito. El bandeo se debe a la alternancia de nivelillos de diferente granulometría. Es en los niveles pelíticos donde se desarrolla con mayor intensidad el metamorfismo de contacto desarrollando máculas que en la mayoría de los casos están formadas por micas blancas. Ocasionalmente estas máculas presentan formas redondeadas y globulosas y las identificamos como cordieritas pinnitizadas.
- Esquistos moscovíticos maculosos con textura lepidoblástica maculosa poiquiloblástica, con moscovita, andalucita, biotita y cuarzo como minerales esenciales. Las máculas se componen esencialmente de andalucita que se altera a micas blancas.

En general en todas estas rocas afectadas por metamorfismo de contacto se aprecia una bien marcada esquistosidad de flujo y en ocasiones una crenulación sensiblemente oblicua a dicha esquistosidad. Únicamente en los casos en que se origina una verdadera corneana la esquistosidad queda borrada casi completamente.

1.5. CUATERNARIO

1.5.1. Pleistoceno superior-Holoceno

1.5.1.1. Cantos subredondeados, arenas y arcillas. Conos aluviales (20)

Este tipo de depósitos se localiza en varios puntos dentro del marco de la Hoja, no obstante con entidad cartográfica, a la escala de trabajo, solo caben mencionar los situados al N y al E de Cerro de Ducha en el área centrooccidental de la Hoja.

Su litología fundamental corresponde a cantos graníticos, pizarrosos y grauváquicos, algo rodados, y con matriz areno arcillosa.

1.5.1.2. Cantos angulosos, arenas y arcillas. Derrubios de ladera (21)

Estos depósitos de gravedad se distribuyen por toda la Hoja de una forma bastante continua. Ahora bien, solo se han representado en la cartografía en áreas donde presentan mayor entidad y siempre considerando prioritarios los datos estructurales del infrayacente.

Su composición fundamental es de cantos angulosos de esquistos y pizarras, de tamaños por lo general no superiores a 20 cm, ligeramente empastados en una matriz areno arcillosa.

1.5.1.3. Arenas y arcillas (Lhem granítico) (22)

Este tipo de depósitos se localizan principalmente sobre los granitos biotíticos de la unidad de Gata en el área norte de la Hoja. Su desarrollo es muy poco continuo y ocasionalmente presentan una ligera inclinación hacia el Norte por efecto de la fracturación tardihercínica, principalmente de la familia N 100-120° E. Aunque en general se sitúa a cotas comprendidas entre 860 y 940 m pensamos que no debe corresponder a antiguas superficies de erosión sino que su desarrollo se ve favorecido en zonas con diaclasado y fracturación más intensa.

El espesor medio de estos depósitos no es superior a 1,5 m.

1.5.2. Holoceno

1.5.2.1. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Llanura aluvial y terraza baja (23)

En este grupo cartográfico incluimos la terraza baja relacionadas con los diferentes cursos de agua, así como sus llanuras aluviales. Su composición fundamental es de cantos rodados, arenas y arcillas. La naturaleza de los cantos, así como su tamaño, varía en función del área madre, granítica, pizarrosa o mixta.

1.5.2.2. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial (24)

Se trata de los depósitos existentes en los cauces actuales que presentan una litología análoga a la de la llanura aluvial. En muchos casos los cauces actuales carecen de depósito o éste es tan reducido y discontinuo que no se han marcado en la cartografía.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la zona corresponden principalmente a la Orogenia Hercínica y, sobre todo, a una primera fase de plegamiento. Es evidente que las rocas precámbricas han sufrido un plegamiento anterior, supuestamente sárdico, como se demuestra por la existencia de pliegues anteriores a la esquistosidad principal y atravesados por ésta, así como por la abundancia de lineaciones de intersección fuertemente inclinadas dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico.

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, entre las que destacan los distintos sinclinales paleozóicos de la región, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente.

En relación quizás con la primera fase, pero con posterioridad a los pliegues, se ha desarrollado un importante sistema de fracturas paralelas a las grandes estructuras hercínicas.

Estas fracturas subverticales han actuado posiblemente en varias ocasiones y aparecen hoy día como fallas normales o inversas de gran ángulo, según los lugares, aunque es probable que su principal función haya sido la de fracturas de desgarre.

Seguidamente tiene lugar una serie de fracturas de desgarre senestro que aparecen en la región con una dirección N 100-110° E y que originan desplazamientos claros en las áreas graníticas e inflexiones en las rocas sedimentarias (precámbricas y paleozóicas) del área. Este tipo de fracturas han sido observadas en áreas situadas al sur de esta Hoja.

Con posterioridad tienen lugar, al menos, dos deformaciones tardías, sin orden cronológico establecido, que producen pequeños pliegues cuyos planos axiales presentan direcciones N 10-35° E y N 100-120° E, a escala regional. Ambas deformaciones originan esquistosidades de crenulación y no llevan asociadas ningún tipo de macroestructuras.

Finalmente, existe una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre y que asimilamos al sistema de fracturas tardías de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico.

2.2. ESTRUCTURAS PREHERCINICAS (Fase Sárdica)

La presencia de una fase de plegamiento anterior a la Orogenia Hercínica ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose tanto en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico inferior, que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico, como en la aparición de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, subvertical o con fuertes inclinaciones en los materiales del Precámbrico.

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fue efectuado por OEN ING SOEN (1970) en Portugal, concretamente al Norte y Sur del Sinclinal de Oporto-Satao. Este autor deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico superior, sería aproximadamente entre N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja n.º 9-28 (S. Vicente de Alcántara), MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (Km 21,2 de cc. Albuquerque-Herreruela).

También y dentro del ámbito de la Hoja n.º 9-27 (Membrio), BASCONES ALVIRA, L. y MARTÍN HERRERO, D. (1980), en el PK 10.900 de la cc. Membrio-Alcántara, se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo «Mollions», de las mismas características.

Finalmente en la zona que nos ocupa, RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1982) deduce que dichos pliegues se desarrollan con una dirección NE-SO a E-O en planos axiales subverticales, asimétricos, de flancos bastante verticalizados en algunas zonas e incluso invertidos y sin esquistosidad asociada, RODRIGUEZ ALONSO M.ª D. et al. (1985) y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. et al. (1985).

La edad de esta fase de deformación que corresponde a los movimientos sárdicos, ha sido atribuida por varios autores al Cámbrico medio-superior, OEN ING SOEN, (1970); RIBEIRO (1974).

2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C.E.G. por la fase Sárdica prehercínica, y después de un período erosivo, se produce la sedimentación del Paleozoico. Es al final del Carbonífero inferior cuando tiene lugar el inicio de la Orogenia Hercínica que va a dar lugar a las diferentes estructuras que aparecen con mayor o menor grado de deformación en todo el Dominio Hercínico.

Seguidamente se exponen las características estructurales más acusadas observadas en toda la Hoja.

2.3.1. Pliegues

2.3.1.1. Pliegues de la primera fase Hercínica

Tomando como base el lugar que ocupan los materiales del C.E.G. dentro del contexto estructural de la región Centro Ibérica en las provincias de Cáceres y Salamanca, se situarían estos sedimentos dentro de una amplia y compleja megaestructura antiformal de la que formarían parte de los metasedimentos más antiguos. Esta estructura estaría limitada en ambos flancos por los sinclinales paleozóicos que corresponderían al NE con el Sinclinal de la Peña de Francia y al SE con el Sinclinal de Cañaveral. Entre ambos quedaría una pequeña es-

estructura, que constituye el Sinclinal de la Sierra de Dios Padre, situada en la Hoja n.º 11-23 (Casar de Palomero), RODRIGUEZ ALONSO, M.º D. et al (1985).

Se trata de un pequeño sinclinorio cuyas trazas axiales llevan una dirección N 145º E y que presenta actualmente muy modificado por el efecto de la fracturación tardihercínica.

A nivel regional se generan pliegues de gran longitud de onda con dirección NO-SE y vergencia N que corresponden a las grandes megaestructuras definidas por la primera fase de deformación hercínica.

En los materiales del C.E.G. hemos observado, para esta Hoja, pliegues menores con longitudes de onda decimétricas, métricas y decamétricas que llevan asociada una esquistosidad de plano axial S_1 muy marcada, que define junto con la estratificación S_0 , una línea de intersección L_1 .

Estos pliegues menores se concentran a veces en zonas, que pueden corresponder a charnelas de alguna estructura mayor, dejando entre medias otras con un aspecto monoclinal. En general se trata de pliegues simétricos, asimétricos o isoclinales cuya superficie axial presenta una dirección NW-SE, con un buzamiento de moderado a fuertemente inclinado y una variación en la inclinación de la charnela entre subhorizontal y subvertical. Pueden tipificarse como correspondientes a las clases 1B y C de RAMSAY (1967).

En conjunto, los pliegues de primera fase hercínica presentan una estabilidad de buzamiento de traza axial muy baja, debido a que se han desarrollado sobre superficies previamente plegadas correspondientes a las estructuras anteriormente generadas durante la fase sárdica. Este explica además que los nuevos pliegues presenten también una geometría tan diversa, desde simétricos a isoclinales.

La superposición de los pliegues de Fase I hercínica sobre los anteriormente generados durante la Fase sárdica produjo estructuras de interferencia del tipo 1 de RAMSAY (1967). Esta interferencia desarrolló domos y cubetas tanto a pequeña como a gran escala, que han sido constatadas tanto en el campo como a través de la observación de las formas cartográficas en un área más amplia.

La gran abundancia de estos pliegues métricos hace imposible su representación total en la cartografía. No obstante, las trazas axiales representadas en el plano estructural nos permiten conocer las carac-

terísticas generales del plegamiento producido por esta primera fase de deformación, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos tardihercínicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños repliegues que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques decimétricos también de cuarzo, y pequeños kink-bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos.

2.3.1.2. Pliegues tardíos

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar una serie de movimientos tardíos que repliegan ligeramente las estructuras preexistentes.

Estos nuevos procesos de deformación, no dan lugar a estructuras de primer orden y solo están presentes a nivel puntual mediante pliegues menores con un tamaño que varía de 5 cm a 1 m.

Se han localizado para toda la región occidental de la provincia de Cáceres, dos plegamientos diferentes, cuya cronología relativa no hemos podido establecer hasta el momento con exactitud.

— Pliegues de dirección N 10-35° E

Este tipo de pliegues que afectan a la esquistosidad S_1 de primera fase, son los que aparecen con más frecuencia en el área de estudio, y serían el resultado de una fase tardía principal.

Se trata de pliegues simétricos con charnelas romas y un tamaño uniforme de 15 a 20 cm de longitud de onda y de 1,5 a 2,5 cm de amplitud.

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos subverticales, mientras que las trazas axiales tienen buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

— Pliegues de dirección N 100-120° E

Aunque en esta Hoja no se han visto pliegues de este tipo se ha podido observar en otras próximas que se trata de pliegues asimétri-

cos con flancos que tienen distintas longitudes (más largos los que buzán hacia el Norte que los que buzán hacia el Sur), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982-84), MARTIN HERRERO, D. et al. (1982-84).

Su génesis podría ser el resultado de una descompresión que daría lugar a repliegues en la vertical con planos axiales que tienden a la subhorizontalidad.

Por último y al margen de estos dos tipos de pliegues, aparece en la Hoja de Hervás, al E. de ésta, una franja de unos 2,5 km de ancho que bordea el granito, a lo largo de la cual se concentra una intensa deformación. Esta deformación no produce megaestructuras, pero desarrolla pliegues decimétricos de tipo chevron cuyos ejes presentan inclinaciones muy variables y con esquistosidad de crenulación asociada de dirección NO-SE y buzando al SO entre 70 y 30°.

2.3.2. Esquistosidades

2.3.2.1. Esquistosidad de primera fase hercínica

La primera fase de deformación hercínica origina a nivel regional, una esquistosidad de flujo S_1 , que es subparalela al plano axial de los pliegues producidos por dicha fase, y que se encuentra bien desarrollada en todo el C.E.G. Esta esquistosidad de flujo, asociada a los pliegues de primera fase hercínica, viene definida, por lo general, por la orientación de filosilicatos que queda muy marcada, sobre todo en las rocas pelíticas.

A nivel estructural, la marcada esquistosidad de flujo S_1 nos permite, juntamente con criterios sedimentológicos, determinar la polaridad de las capas. Así, en zonas donde estos últimos métodos no son precisos, servirá de único criterio para determinar en una serie monoclinial plegada el techo y el muro en cada punto.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el conteo de 130 polos de (S_1), obteniéndose dos direcciones preferentes: N 126° E y N 145° E con buzamientos superiores a 80° al S. (Figura n.º2).

Comparando estos resultados con los obtenidos en las áreas ya estudiadas de la provincia de Cáceres, podemos observar que existe una gran uniformidad tanto en dirección como en cantidad de buzamiento.

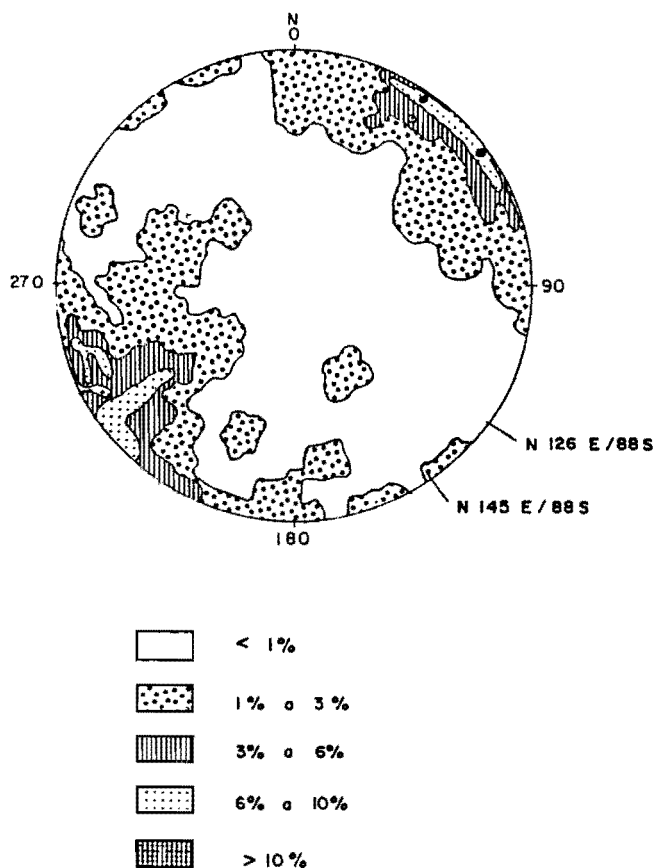


Figura 2. Proyección de 130* polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

* El valor de cada polo corresponde a la media de las medidas efectuadas en cada punto.

2.3.2.2. Esquistosidad tardía

Las sucesivas etapas de plegamiento no llevan asociadas deformaciones mayores, por lo que solo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó anteriormente.

No obstante, se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación localizada «de visu» en varios puntos y con frecuencia en el estudio al microscopio de diversas muestras. Esta esquistosidad, en principio, la atribuimos al episodio que originó los pliegues de plano axial N 10-35° E con cuya dirección coincide en términos generales.

Esta esquistosidad de crenulación se encuentra presente en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres, CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. et al. (1980-82), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980-84), MARTÍN HERRERO, D. et al. (1978-84) y UGIDOS MEANA, J. M.º et al. (1983).

2.3.3. Lineaciones

2.3.3.1. Lineaciones de primera fase hercínica

a) *Lineaciones de intersección*

La intersección de los planos de esquistosidad S_1 y la estratificación S_0 origina una lineación L_1 que es paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado 88 polos de las lineaciones L_1 , que tienen un buzamiento menor de 90°, dando como resultado dos direcciones preferentes N 158° E buzando 40° al Sur y N 118° E buzando 54° también al Sur (Figura n.º 3).

b) *Lineaciones de estiramiento*

A este tipo de lineaciones pertenecen los estiramientos sufridos por granos y cantos que se localizan siempre a nivel puntual y siempre con una misma uniformidad.

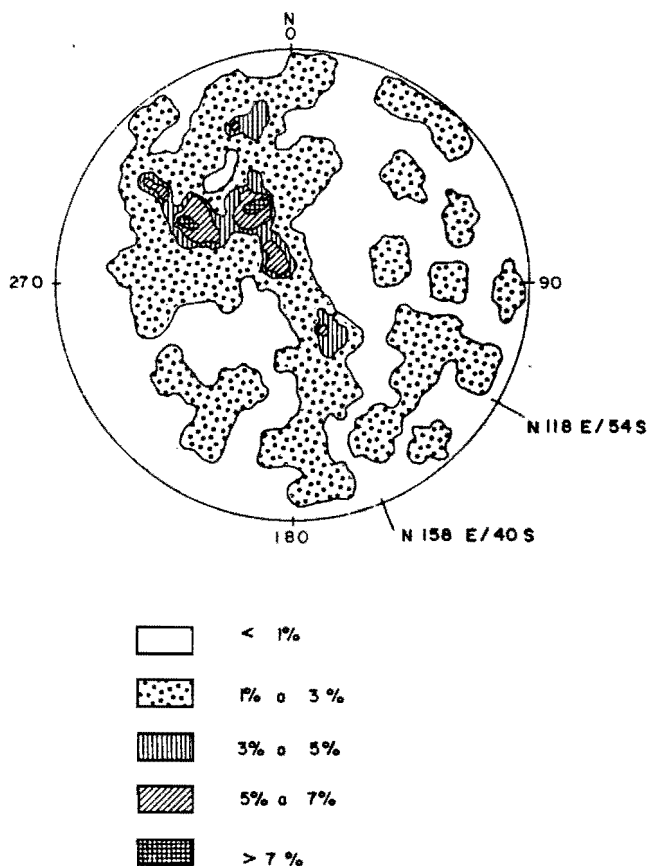


Figura 3. Proyección de 88* polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

* El valor de cada polo corresponde a la media de las medidas efectuadas en cada punto.

Las observaciones efectuadas corresponden a dos tipos de afloramientos:

- Deformaciones de granos de cuarzo con un tamaño no superior a los 0,5 cm de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría grosera y en microconglomerados.
- Deformación de cantos de naturaleza cuarzograuváquica principalmente dispersas en pizarras. El tamaño máximo de los cantos es de 2 a 4 cm, según el eje mayor del elipsoide de deformación.

Por último diremos que en este tipo de marcadores no hemos visto indicios de posteriores deformaciones. Tan solo, en algunos cantos grandes, se han observado pequeñas grietas rellenas de cuarzo que suponemos, al no estar plegadas, deben su origen a la misma fase de deformación.

2.3.3.2. Lineaciones tardías

Solo se han localizado de forma aislada, una lineación de intersección tardía, que va asociada a la esquistosidad de crenulación, de dirección N 30-60° E, con plunges de hasta 60° N o S.

2.3.4. Fracturas

Se distinguen diversos sistemas que están bien representados, tanto dentro del marco de la presente Hoja, como a nivel regional.

— Dirección N 120-140° E

Esta familia está bien definida tanto en los materiales paleozóicos de las Hojas limítrofes hacia el S, SE y E de la que nos ocupa, como en los del C.E.G. Presenta direcciones comprendidas entre N 120° E y N 140° E, es decir subparalelas a los pliegues de primera fase, lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos. No obstante serán en general algo posteriores, ya que los cortan oblicuamente en muchos casos.

Se han observado estrías en diversos puntos de la región, que ponen de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Los ejemplos más representativos de este tipo de fallas se localizan en los relieves paleozóicos, ya que la variedad litológica hace que queden marcadas con más claridad. Destacan en distintos puntos del Sinclinal de Cañaveral al S de esa Hoja en donde se observan repeticiones de tramos e incluso producen saltos en donde falta parte del flanco N o S, Hoja n.º 10-25 Coria, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982). Dentro de la presente Hoja esta familia está representada principalmente en la unidad plutónica de Jálama.

— *Dirección N 100-110° E*

Este sistema no tiene una clara representación en el marco de la presente Hoja, no obstante en zonas limítrofes o próximas adquiere gran importancia.

Se trata de fracturas de desgarre senestro con plano subvertical y largo recorrido superficial y que a nivel regional sería equivalente a la zona de cizalla dúctil del área Traguntia-Juzbado, GARCIA DE FIGUEROA, L. C. y PARGA, . (1968), situada al N de este estudio y que se prolonga por Portugal.

Su importancia en el área Sur de la zona Centro Ibérica es grande, como queda reflejado en las inflexiones y fracturas que sufren los sedimentos precámbricos y paleozóicos, y muy claramente en estos últimos, como se aprecia a lo largo de las Sierras de S. Pedro y Cañaveral en la provincia de Cáceres y en los relieves existentes en los Montes de Toledo.

También para las áreas graníticas, se observan desplazamientos senestros apreciables, de hasta 2 km de longitud superficial como es el caso del área de Zarza la Mayor-Ceclavín, Hoja n.º 10-25 Coria, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982). Finalmente más al S., aparece un importante haz de diabasas rellenando fracturas de este sistema, Hoja n.º 9-27, BASCONES ALVIRA, L., et al. (1980) y Hoja n.º 10-27 Brozas, CORRETGE CASTAÑON, L. G. et. al. (1981). Este mismo hecho se produce en la Hoja 9-23 limítrofe con ésta por el Oeste.

— *Dirección N 30-70° E*

A este sistema pertenecen la mayor parte de las fracturas existentes en la Hoja y constituyen, a nivel regional, la familia de mayor entidad. A ella pertenece la falla senestra de Alentejo-Plasencia situada

al E de la zona que nos ocupa y que presenta un recorrido de más de 400 km con un desplazamiento horizontal próximo a los 3 km en algún punto.

En la presente Hoja se observan desplazamientos, producidos por estas fracturas, en los bordes de los batolitos, siendo el más significativo el que se observa en el límite Norte del batolito de Jalama y que es el resultado del movimiento senestro de una falla N 30° E que recorre el río de la Vega.

Este tipo de fracturas tienen gran importancia en la zona nororiental cacereña, ya que, junto con los sistemas N 120-140° E y N 100-110° E ya descritos, van a configurar las cuencas terciarias del área (Cuenca de Coria, Cuenca de Moraleja).

En un principio, el movimiento es de fracturas de desgarre senestro para después y junto con los demás sistemas, sufrir un reajuste que daría lugar a desplazamientos en la vertical, con movimiento de bloques que originan zonas de graben escalonadas y compartimentadas en donde se depositan los sedimentos terciarios. Estos movimientos distensivos continúan una vez colmatadas las cuencas, ya que se observa, en varios puntos, estrías en paquetes areniscosos y/o conglomerados que indican desplazamientos normales en la vertical, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982-84) y MARTÍN HERRERO, D. et al. (1983-84).

— Dirección N 145-170° E

Aparecen en este área con escasa o nula representación, pero merece destacarse que en el ámbito hercínico de la zona Centro Ibérica juegan un amplio papel al ser las fracturas conjugadas de mayor entidad del sistema N 30-70° E.

Su comportamiento, observado fuera de la Hoja, es de fracturas de desgarre dextro que tienen su mayor representación al O y NO dentro de Portugal y al SE en pequeño desplazamiento en los relieves paleozoicos de la Sierra de Coria, BASCONES ALVIRA, et al. (1982).

2.4. CARACTERÍSTICA ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

La característica más destacable dentro de este apartado es la deformación que se observa en algunos puntos en los granitos de la uni-

dad de Santibáñez. Se trata de una clara orientación de la fábrica según direcciones N 150-130° E con buzamientos entre 20 y 35° al E. Este mismo tipo de deformación se observa también con claridad en el batolito de Jalama al N de Acebo aunque aquí los buzamientos son al Oeste. Aparte, se observan en los tres batolitos orientaciones planares verticales que se adosan por regla general a los bordes de la intrusión. Así, aunque las direcciones predominantes son muy norteadas en algunas zonas, como en el batolito de Gata, en al área central de la Hoja, estas orientaciones se disponen E-W.

Finalmente debemos mencionar también la existencia de lineaciones de megacrístales que se disponen también con direcciones muy norteadas, sobre todo en el batolito de Santibáñez.

El efecto de la fracturación tardihercínica queda mejor reflejado en estos materiales que en los sedimentos del C.E.G., debido a sus diferentes características mecánicas. La principal familia es la N 30-70° que muchas veces se presentan como una secuencia de planos repetidos con movimientos en la horizontal y la vertical que con frecuencia originan lateralmente filoncillos de cuarzo.

3. GEOMORFOLOGIA

El rasgo morfológico más característico lo constituyen las elevaciones que configuran la Sierra de Gata que cruza la Hoja con una dirección OSO-ENE y que presenta cotas medias, en su zona más elevada, próximas a los 1.000 m, y picos, como el Cerro de la Ducha y Jañona, que sobrepasan los 1.400 y 1.300 m, respectivamente.

En síntesis, y desde un punto de vista geomorfológico, la Hoja puede dividirse en dos grandes áreas:

- El área sur y centro sur ocupada por los relieves de la Sierra de Gata y sierras asociadas, caracterizada por un relieve muy abrupto con fuertes pendientes cuyo origen hay que buscarlo en el rejuego del sistema de fracturas tardihercínicas, principalmente la familia N 30-70° E. A favor de esta familia se desarrollan los profundos valles existentes y se limitan alineaciones «tipo sierra» como, por ejemplo, la Sierra del Salió. En esta zona son importantes los depósitos de gravedad (derrubios) que en las cotas más altas tienen un origen periglaciario.
- El área noroccidental, ocupada por granitoides y metasedimentos del Precámbrico, donde el relieve se suaviza en gran medida debido a una pleniplanización generalizada favorecida, posiblemente, por una menor incidencia del rejuego de la fracturación tardihercínica.

Por lo que se refiere a las formas desarrolladas en las áreas granitoides, que ocupan más del 50 % de la Hoja, son de destacar los

típicos berrocales en todo el área Sur y el desarrollo de zonas de alteración («Lhem») sobre el granito biotítico porfídico del área noroccidental. Estos depósitos de «Lhem» no se relacionan, en principio, con ninguna superficie de erosión definida y aparecen en cotas comprendidas entre 860 y 940 m. Como hecho significativo hay que resaltar que algunos de estos depósitos presentan en conjunto una ligera inclinación hacia el N debido al efecto producido por la fracturación tardihercínica sobre el granito.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA IGNEA

Las rocas plutónicas de la Hoja, así como las filonianas que les acompañan, se consideran ligadas al ciclo hercínico con la excepción de algunas formaciones de cuarzo que aparecen en fracturas tenso-riales claramente posthercínicas (y no tardihercínicas). Son los «sierros» que presentan aquí poco desarrollo.

A los granitos fundamentales de las tres unidades se les supone de tipo S dadas sus características mineralógicas y la riqueza en Al. Son de origen mesocrustal y emplazados en niveles superiores, quizá con temperaturas en el encajante de 350 a 400 grados. Las cuarzo-dioritas de grano fino y el granito de grano fino con sillimanita de la unidad de Jalama quedan fuera de la segunda parte de esta hipótesis.

Se admite que la unidad de Santibáñez es la más «antigua» de las tres ya que se encuentra en gran parte afectada por una deformación tardihercínica y ello tanto para los granitos de grano fino como los de grano grueso.

La unidad de Gata presenta una isotropía más generalizada y se considera emplazada según la equistosidad dominante y seguramente favorecida por ella. Constituye en el tramo meridional una gran lámina (originada probablemente por coalescencia de diques en esa dirección) buzante al SW. Nos basamos en la asimetría del metamorfismo de contacto y la presencia de numerosos diques y apuntamien-

tos en ese lado. Como quiera que el granito de grano fino aparece en diques encajados en el de grano grueso, es posterior, aunque emplazado en la parte superior de la formación.

La unidad plutónica de Jalama es de interpretación más compleja. El granito de grano grueso, el de grano grueso porfídico y el granito con turmalina serían intruidos siguiendo la esquistosidad dominante mediante sucesivos diques y quizá algunos de ellos simultáneos con dicha esquistosidad, ya que hay zonas con fábrica en el mismo sentido sobre todo en el extremo SW. Esta idea se encuentra apoyada por la abundancia de diques alargados en ese sentido tanto en la hoja inmediata de Valverde como en Portugal. Es decir, como en el caso de la unidad de Gata pero quizá el proceso de ascensión y emplazamiento comenzara antes.

El granito de grano fino con sillimanita se interpretó en la memoria de la hoja de Cilleros como igualmente de origen mesocrustal y emplazado al mismo nivel de los granitos citados antes. En este supuesto la sillimanita será relicta de la zona de anatexia. Pero en esta hoja se observa una intensa relación entre este granito y los «roof pendant» del metamórfico. Este metamórfico a su vez contiene sillimanita. Podría entonces suponerse que se ha desarrollado «in situ» por fusión de niveles de composición adecuada o por mezcla del magma ascendente y parte del encajante. Tomando en su conjunto el granito con sillimanita y los retazos metamórficos tenemos una amplia banda central en el batolito interrumpida por el valle del río de La Vega pero que reaparecen como retazos en la zona alta de los Llanos. También son frecuentes los enclaves de este granito en el de grano grueso porfídico o no.

Los granitos ricos en turmalina se consideran como facies del granito de grano grueso afectadas por un metasomatismo póstum o quizá simultáneo a la cristalización en un nivel más alto, por lo que aquí es más frecuente el tamaño de grano medio.

Las tonalitas que encontramos no se presentan como intrusivas, sino ligadas al granito de grano fino con sillimanita y al metamórfico. Podría tratarse de un «nivel restítico» en zonas de metamorfismo medio o alto para tonalitas de otras áreas más o menos próximas.

Los granitos moscovíticos de Trevejo aparecen como intrusivos en los de dos micas y porfídicos, mientras que los de grano fino con sulfuros serían en realidad una facies local de los granitos con sillimanita.

Por último conviene resaltar que la blastesis del feldespato potásico en las rocas graníticas lo suponemos como un proceso tardío y generalizado. Lo suponemos simultáneo a la albitización que aparece en algunos puntos. Asimismo creemos que parte o toda la moscovita de los granitos de grano fino con sillimanita procede de la sillimanita.

4.2. PETROLOGIA METAMORFICA

4.2.1. Metamorfismo regional

Las rocas del precámbrico existentes en esta Hoja han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado perteneciente a la zona metamórfica de la biotita.

Las relaciones del metamorfismo con la deformación, quedan claramente reflejadas en los estudios petrográficos, en donde aparece una esquistosidad S_1 producida por la 1.ª Fase de deformación hercínica y que se corresponde con las observaciones de «visu» descritas en el apartado 2.3.2.

La blastesis mineral de los blastos metamórficos con respecto a esta esquistosidad S_1 es muy clara, ya que los filosilicatos están orientados paralelamente a la laminación y también aparecen en esa dirección pequeñas superficies de disolución previa.

Con posterioridad, estos filosilicatos han sufrido crenulaciones por efecto de las deformaciones tardías a que se ve sometida toda la región.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

La superposición del metamorfismo de contacto producido por las rocas ígneas sobre los materiales con metamorfismo regional, queda patente por la presencia de cordierita que aparece escasamente alterada a pinnita.

Las asociaciones de minerales varían entre metamorfismo de bajo grado a medio.

Las rocas graníticas están emplazadas a niveles bastante altos de la corteza, como atestiguan el metamorfismo de contacto poco inten-

so que llega a dar nódulos no muy definidos de cordierita en extensión pequeña, incluso en «roof pendent».

Es con posterioridad a la intrusión granítica cuando se producen los movimientos tardíos que van a dar lugar a crenulaciones en los filosilicatos.

Los metablastos formados en la etapa de metamorfismo de contacto engloban de una forma muy clara a la esquistosidad regional y a los minerales de dicho metamorfismo. No cabe duda por ello, que el metamorfismo de contacto es postcinemático con respecto a la etapa principal de deformación hercínica.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron sobre una corteza silíceea erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva (VEGAS et al., 1977). Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

La sedimentación de los materiales de la Unidad Inferior del C.E.G. durante el Precámbrico superior tuvo lugar en un ambiente submarino relativamente profundo en el que se depositaron un conjunto de facies cuya asociación y organización corresponde, por un lado, a una sedimentación turbidítica propiamente dicha y por otro a la deposición autóctona de la cuenca. En la Unidad Superior, con la sedimentación de los niveles de pizarras negras carbonosas, se constata la presencia de condiciones muy restringidas típicas de las facies anóxicas entre las que se intercalan de nuevo facies probablemente turbidíticas. Dichos metasedimentos revelan un área de aporte múltiple (sedimentaria, volcánica, metamórfica e ígnea) y la presencia de un vulcanismo contemporáneo con la sedimentación.

Sobre el C.E.G. se habría depositado una serie detrítica de edad Cámbrico inf-med., no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica, y que tiene su representación más próxima hacia el N en el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, al E en el Sinclinal de Guadarranque y al S en las proximidades de Alburquerque.

Esta fase Sárdica se produce después del Cámbrico medio y daría lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al mismo tiempo que va

acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al. (1976) la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc inferior.

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la aparición de depósitos propios de una plataforma marina somera detrítica formada por cuarcitas, areniscas y pizarras en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas. Le sigue una discordancia intraordovícica ya mencionada por LOZTE (1969) que se puede observar en diversos puntos de la Sierra de Cañaveral (Hojas núms. 10-25, 11-25 y 11-26), Coria, Torrejoncillo y Cañaveral respectivamente) y en la Sierra de Dios Padre (Casar de Palomero, 11-23).

Sobre ellos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial que implica una importante regresión, emersión y laguna que sólo aparece en el alto de la Silleta (Hoja núm. 11-26 Cañaveral), y en las Peñas de Levante, Sierra de Dios Padre, Hoja (11-23) y que podría tener su equivalencia en los niveles conglomeráticos rojizos existentes en algunos puntos del flanco Sur del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro (Hoja núm. 10-28 Arroyo de la Luz), MARTÍN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1980).

Los sedimentos anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de diversa intensidad.

Antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, tiene lugar la intrusión de las masas graníticas, que produce un metamorfismo de contacto que afecta a los materiales del C.E.G. y a algunos niveles ordovícicos del sinclinorio de la Sierra de Dios Padre (Hoja 11-23).

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fracturas tardi y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 30-70° E al que pertenece la falla Alentejo-Plasencia que presenta desplazamientos horizontales senestros de hasta 3 km.

Finalmente, las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica, condicionado en parte por el rejuego de diversas fracturas tardihercínicas, van a configurar en el Cuaternario la actual morfología de la Hoja.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA

Son bastante numerosos los puntos donde existen indicios minerales y que han sido objeto de explotación. La mayoría de ellos se localizan en el borde N y NE del batolito del Jalama. No obstante, la mayoría de las labores son antiguas y se encuentran actualmente abandonadas. Los indicios se presentan según dos direcciones preferentes: una muy norteeda y otra N 30-60° E. Se trata de diques de cuarzo y graníticos de grano fino y tardíos en relación a la implantación de las facies graníticas, estando las mineralizaciones constituidas principalmente por W, Mo y Bi.

6.2. CANTERAS

Dentro del marco de la presente Hoja no son de destacar explotaciones importantes. Se localizan pequeñas canteras, unas abandonadas y otras con explotaciones esporádicas, dentro de materiales cuarzograuváquicos del C.E.G. para la obtención de áridos de machaqueo. Con este mismo fin, y también con fines ornamentales y de construcción rústica, existen pequeños frentes en los materiales graníticos pertenecientes a las tres unidades que aparecen en la Hoja.

6.3. HIDROGEOLOGIA

El área ocupada por la Hoja de Gata (10-23) pertenece a dos cuencas hidrográficas; a la cuenca del Tajo, al Sur y a la del Duero, al Norte. La divisoria de aguas se sitúa en la zona central de la Hoja coincidiendo, en líneas generales, con el límite de las provincias de Cáceres y Salamanca.

Los cursos de agua que discurren por el área norte vierten sus aguas, ya fuera del marco de la Hoja, en el río Agueda, afluente del Duero por la izquierda. Los del área sur son tributarios de los ríos Erjas y Alagón, afluentes del Tajo por su margen derecha.

Se puede afirmar que la mayoría de los cursos de agua existentes se orientan siguiendo líneas de fracturación. Este hecho es perfectamente observable tanto en los materiales graníticos como en los del Complejo Esquisto Grauváquico.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe distinguir una serie de materiales de diferente comportamiento.

- a) Sedimentos precámbricos del C.E.G. Tienen permeabilidad muy baja o nula, tanto por porosidad como por fracturación, ya que, aunque ésta es importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas.
- b) Materiales graníticos. En estos materiales, que ocupan más del 50 % de la superficie de la Hoja las investigaciones con fines hidrogeológicos deberán centrarse preferentemente en áreas con mayor intensidad de fracturación y meteorización. En este sentido la profusión de manantiales con caudal continuo es una prueba de la importancia que puede tener el acuífero somero que forman los materiales alterados y disgregados en zonas preferentes. Dentro de estas zonas cabe destacar el área noroccidental ocupada por granitos biotíticos porfídicos de la Unidad de Gata que presentan un desarrollo de «Lhem» bastante continuo.
- c) Depósitos cuaternarios. Dentro de estos sedimentos cabe distinguir los derrubios de ladera que quedan diseminados por toda la hoja y que dado su relativa potencia y cierta continuidad espacial son susceptibles de dar caudales bajos pero continuos.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973). «Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el Noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)». *Studia Geológica* VI, pp. 29-48.
- BARD J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970). «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama. (Espagne. Centrale.)». *C.R. Acad., Sci.* París, 270, pp. 2630-2633.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1973). «Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*. V. 241 15. January 15.
- BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1978). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núms. 674-675 (7-27/8-27)». Sever-Santiago de Alcántara. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1984). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 622 (11-25)». Torrejón de Ardoz. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, J. G. (1980). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 676 (9-27)». Membrío. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L., MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, J. G. (1981). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 678 (11-27)». Casar de Cáceres. *I.G.M.E.*

- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 620 (9-25)». Zarza la Mayor. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 621 (10-25)». Coria. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y UGIDOS MEANA, J. M.ª (1984). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 597 (11-24)». Montehermoso. *I.G.M.E.*
- BEA, F. (1975). «Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres». Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.
- BEA, F. (1976). «Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenética». *Studia Geologica* XI, pp. 25-73. Salamanca.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981). «Complexo xisto-grauvaquico do Douro: a Formação de Bateiras; Facies, ocorrência e significado litoestratigráfico». VII Reunión Gest. O. Peninsular. Madrid. *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 7, pp. 645-651.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982). «Litostratigrafía e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico"». Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). Tesis doctoral. Universidade do Coimbra.
- BOUMA, A. H. (1962). *Sedimentology of zonal flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam, p. 168.
- BOUYX, E. (1962). «La edad de los esquistos de la Alcudia». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 66 (pp. 197-200).
- BOUYX, E. (1964). «Extensión de los terrenos anteordovicienses del sur de Ciudad Real (España Meridional)». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76 (pp. 249-254).
- BOUYX, E. (1970). «Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPDEVILA, E.; CORRETGE, L. G., y FLOOR, P. (1973). «Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». *Bull. Soc. Geol. France* (7 ser), 15.(3-4), pp. 209-228.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971). «Obser-

- vaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.* t. 82, Fasc. 2.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). «Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, pp. 193-206.
- CORRETGE, L. G. (1971). «Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres)». Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.
- CORRETGE, L. G. (1983). «Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico». *Libro jubilar J. M. Ríos Geología de España*. T-1 569-592. *I.G.M.E.*
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1981). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 648 (9-26)». Alcántara. *I.G.M.E.*
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y PEREZ DEL VILLAR, L. (1984). «Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el Complejo Esquisto Grauváquico del área Zarza la Mayor-Garrovillas (Provincia de Cáceres). I Congreso español de Geología. T. II, pp. 97-108.
- CORRETGE, L. G., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971). «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». *I Congreso Hispano Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I. Sección I (Geología). E-1-17.
- CORRETGE CASTAÑON, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 649 (10-26)». Garrovillas. *I.G.M.E.*
- CORRETGE CASTAÑON, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 677 (10-27)». Brozas. *I.G.M.E.*
- CHAPEL, B. W., y WHITE, A. J. R. (1974). «Two contrasting granite types». *Pacific Geology* 8, pp. 173-174.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANOCLAUCE, P.; MARCHAL, M. (1980). «A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 . Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA: Salamanca (1980). «Plutonism of central western Spain. A preliminary note». *Estudios Geológicos* 36, pp. 339-349.

- DIEZ BALDA, M.^a A. (1982). «El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca». Tesis doctoral. *Universidad de Salamanca*.
- FLEUTY, M. J. (1964). «The description of folds». *Geol. Assoc. Proc.*, 75, pp. 461-492.
- EGOZCUE, D. J., y MALLADA, D. L.ⁱ (1976). «Memoria Geológico-Minera de la provincia de Cáceres». *Imprenta de Manuel Tello*. Madrid.
- FLOOR, P. (1970). «Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-péninsulaire». *Bol. Geol. Min.* TLXXXI-II-III, pp. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963). «El dique diabásico del Norte de Extremadura». *Notas y Com. Inst. Geol. de España*, núm. 69 (pp. 43-78).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965). «La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Notas y Com. Instit. Geol. y Min. de España*, núm. 77 (pp. 129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970). «La existencia de pliegues en el Complejo Esquisto-Grauváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geológica Hispanica*, T.V., pp. 105-108.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971). «Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1972). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 1.^a Serie, Hoja núm. 573 (Gata)». *I.G.M.E.*
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y CARNICERO, A. (1973). «El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica* 6, pp. 73-84.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, P. (1975). «Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca)». *Estud. Geolog.*, V. XXXI, pp. 487-500.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974). «El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos». *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-III.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, R. (1968). «Sobre los orto-neises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta Geológica Hispanica*. Tomo III, núm. 3, pp. 69-72.

- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, J. M. (1971). «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I, Sección I (Geología), E 1-18.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977). «El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (provincia de Cáceres, España)». *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa, 1977.
- GONCALVES, C., y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971). «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos Geológicos de sua descoberta e Valorização». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo II, Sección 4. Investigación Mineral. Pp. 4-23.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). «Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Est. Geolog.*, vol. XXVII, pp. 177-78.
- HAMMANN, W. (1974). «Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergia lethaea*, 55 (1-5), pp. 1-151, 42 figs-texto, 2 tablas, 12 láms. Franckfurt am Main.
- HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978). «Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychoparrida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Peninsule Iberique». *Sechkenbergia lethaea*, 59 (4-6), pp. 4101-429. Frackfurt am Mein.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1933). «Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura». *Pub. Inst. Reforma Agraria*. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1934). «Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol.* núm. 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939). «Las sierras centrales de la Extremadura». *Las ciencias* año IV, núm. 2. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1954). «Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura». *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural*. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-413. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958). «Datos geotectónicos de la Extremadura Central». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*. II trimestre, núm. 50 (pp. 329-344).

- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977). «Ensayo de Correlación entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel». *Est. Geol.* 33, pp. 327-342.
- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971). «Memoria de la hoja núm. 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a escala 1:200.000». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I, Sección I (Geología).
- I.G.M.E. (1970). «Mapa geológico, E 1/200.000», núm. 43. Plasencia.
- I.G.M.E. (1971). «Mapa geológico, E 1/200.000», núm. 51. Cáceres.
- I.G.M.E. «Mapa metalogenético de España, E 1/200.000», núm. 43. Plasencia.
- I.G.M.E. «Mapa metalogenético de España, E 1/200.000», núm. 51. Cáceres.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, D., y CONDE, L. (1974). «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E 1/1.000.000». *Servicio Publicaciones I.G.M.E.*
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974). «Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)». *Breviora Geológica Astúrica*, año XVIII. Oviedo. Núm. 4, p. 57.
- KELCH (1957). «Stratigraphie und Tectonik der zentralen. Extremadura im Hereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien)». *Munster*, 1977.
- LAVES, F., y SOLDATOS, K. (1963). «Die Albit-Mikrokin Orientierungs-Beziehungen in Mikrokinperthiten und deren genetische Dentung». *2. Krist*, 129, pp. 69-102.
- LOTZE, F. (1945). «Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Mes-seta». *Geotekt. Fosch*, 6, pp. 78-92.
- LOTZE, F. (1960). «El precámbrico de España». *Notas y Com. Instit. Geol. y Minero*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969). «El Cámbrico de España. I parte», *I.G.M.E.*
- MARTIN ESCORZA, C. (1976). «Las capas de transición», Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico superior), en los Montes de Toledo Surorientales: sus implicaciones geotectónicas». *Estudios Geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 702 (9-28)». San Vicente de Alcántara. *I.G.M.E.*

- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982). «Estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral». *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 651 (12-26)». Serradilla. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984). «Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres». *I Congreso Español de Geología*. T. III, pp. 75-90
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 595 (9-24)». Teso Moreno. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 703 (10-28)». Arroyo de la Luz. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 650 (11-26)». Cañaveral. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1984). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 597 (10-24)». Cilleros. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1985). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 572 (9-23)». Valverde del Fresno. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y UGIDOS MEANA, J. M.ª (1983). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 623 (12-25)». Malpartida de Plasencia. *I.G.M.E.*
- MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1975). «Forme et orientation de l'elipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec les plissements et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain». *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 280 (20 junio 1975).
- MEHNERT, K. R. (1968). «Migmatites and the origin of granitic rocks». *Elsevier*. Amsterdam. P. 393.
- MIALL, A. D. (1977). «Fluvial Sedimentology». *Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canada*.
- MONTEIRO PENHA (1973). «Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos especiales de uranio». Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.

- M.O.P.U. (1978). *Estudio de los recursos hidráulicos de la M.I. del río Tajo (entre los ríos Gualija y Alburreal)*. Cáceres.
- MORENO SERRANO, F. (1975). «Olistostromas, fangoconglomerados y Slump folds». «Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa», provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real. *Separata de Estudios Geológicos*, vol. XXXI, pp. 249-260. Agosto 1975.
- MORENO SERRANO, F. (1975). «Las deformaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa». *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-IV (396-400). *Geología*.
- MORENO SERRANO, F. (1977). «Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales». Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A (1976). «Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*. Año XX, núm. 1. Oviedo.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1975). «Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations». *IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guía de Excursiones*, A-11, pp. 21-36 NICE (Italia).
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972). «Le torbiditi dell'Apenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199. Trad. al inglés por T. H. Nilsen: turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis. *A.G.I. Reprint Series* 3, 1978.
- OEN ING. SOEN (1970). «Granite intrusion Folding and Metamorphism in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Minero. España*. T. 81, núm. 2.
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.*; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 577». Bohoyo. *I.G.M.E.*
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.*; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980). «Mapa geológico de España, 1:50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 578». Arenas de San Pedro. *I.G.M.E.*
- PARGA, J. R. (1969). «Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos de Lab. de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.
- PARGA, J. R. (1971). «Sobre el límite inferior del Cámbrico y la exis-

- tencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico». Trabajos del Lab. Geol. de Lage, núm. 40. *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. III y IV, pp. 234-238.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971). «El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica». *Real Sociedad Española de Historia Natural*. Volumen extraordinario del primer centenario. Tomo I (1891-1971).
- PEREZ REGODON, J., y SOS BAYNAT, V. (1963). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, Hoja núm. 650». Cañaveral. *I.G.M.E.*
- PEREZ GONZALEZ, A.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CARBALLEIRA, J. (1982). «El terciario continental de Extremadura, Libro jubilar J. M. Ríos». *Geología de España. I.G.M.E.* en prensa.
- QUESADA GARCIA, A. (1960). «Falla de desgarre en el SW de la Península Ibérica». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.*, 58, 163-182.
- REGENCIO, C. A., y PORTUGAL, M. (1981). «O. Sinclinal Paleozoico de Esposende (Porto). Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos Geología Ibérica*.
- RICCI LUCCHI, F. (1978). «Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain-Geol.». *Mijnbow* 57, 559-576.
- RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A.; ORI, G. G., y COLAGONGO, M. L. (1978). «Pliocene tan deltas of the Intra-Appenninic Basin, Bologna». *2nd IAS reg. meet. Exc. guidebook*, 76-138.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D., (1982). «Contribución al conocimiento del C.E.G. en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Huerdes y Sierra de Gata». Tesis doctoral inédita. Universidad de Salamanca.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1985). «El complejo esquistos grauwáquico en el área de las Hurdes-Sierra de Gata (provincia de Salamanca-Cáceres. España)». *Cuad. Geol. Ibérica* 9.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, J. M.^a (1985). «Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.^a Serie, Hoja núm. 574 (11-23)». Casar de Palomero. *I.G.M.E.*
- RUPKE, N. A. (1978). «Deep clastic seas. In: Sedimentary environments and facies, pp. 372-415». Ed. H. G. Reading *Black well Scient. Publ.*

- SAN JOSE LANCH, M. A. DE (1980). «Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del anticlinal de Navalpino (provincia de Badajoz y Ciudad Real)». *Fundación Juan March*.
- SAN JOSE LANCH, M. A. DE (1983). «El complejo sedimentario pelítico grauváquico». En: *Los tiempos precámbricos y paleozoicos. El ciclo hercínico Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. Tomo I, pp. 91-100. I.G.M.E.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1979). «El Corredor de Béjar». *C.S.I.C. Inst. Geol. Apli.*
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956). «Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-Sao Pedrs do Sult-Sá tao region (Northern Portugal)». *Con. Serv. Geol. Portugal*, 37.
- SCHERMEHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDURMEN, E. A. TH., and VERSCHURE, R. H. (1978). «Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlántic ocean». *J. of Geology*, 86, pp. 299-309.
- SCHMIDT THOME, P. (1950). «Basamento paleozoico y cobertera en la parte occidental de la España Central» (provincia de Salamanca y Cáceres). *Public. Extranjeras sobre Geología de España*, t. V. Madrid.
- SCHMIDT, H. J. (1957). «Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüse Tajo und Alagon (Spanien). *Munster*. Junio 1977.
- SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R., y THIVIZAT, R. (1981). «Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula sinde Middle Jurassic». *Earth and Planetary Science Letters*, 54, pp. 457-470.
- SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972). «Sur l'âge Permien inférieur d'une intrusion doléritique à Portel, Alentejo (filon de Mesejana)». *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*. 17, pp. 237-242.
- TEIXEIRA, C. (1955). «Notas sobre a geología de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico». *Porto Editora*. Lisboa. P. 50
- TEIXEIRA, C. (1979). «Le precambrien portugais». *C.R. Som. Soc. Geol. France*. Fasc., 5-6, pp. 228-230. París.
- TEIXEIRA, C., y TORQUATO, J. R. (1975). «Nouvelles données sur

- l'âge du grand dilon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, pp. 99-101.
- TENA DAVILA-RUIZ, M., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980). (Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 704 (11-28)». Cáceres. *I.G.M.E.*
- TORRE DE ASUNCAO, C. (1969). «Sur la petrographie du Compexe des schistes et grauvasoes ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)». *Tomo II das comunicações dos Serços Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J. M.ª (1973). «Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia». Tesis. *Universidad de Salamanca*.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 a.). «Características del Metamorfismo en el área Béjar-Plasencia». *Bol. Geol. Min.*, 85, 6, pp. 73-81.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 b). «Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar. Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina». *Studia Geológica*, 8, pp. 27-46.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 c). «Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia Geológica*, 7, pp. 63-68.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 d). Los granitos biotíticos \pm cordierita de Béjar y áreas adyacentes. *Bol. Geol. Min.* 85, pp. 66-74.
- UGIDOS, J. M.ª (1976). «Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)». *Separata Studia Geológica*, 10, pp. 31-43. Salamanca 1976.
- UGIDOS, J. M.ª (1980-81). «Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, pp. 129-133.
- UGIDOS, J. M.ª (1981 a). «Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos». *Cuadernos Lab. xeol. de Laxe*, 2, pp. 117-122.
- UGIDOS, J. M.ª y BEA, F. (1976). «Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centros peninsulares: precisiones sobre la serie mixta» *Studia Geológica*, 10, pp. 45-59.
- UGIDOS, J. M.ª y BEA, F. (1979). «Ensayo sobre la génesis de las ro-

- cas graníticas del Macizo Hespérico. *Studia Geológica*, 14, pp. 35-77.
- UGIDOS, J. M.^a y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973). «El metamorfismo al E. de Plasencia (Cáceres)». *Studia Geológica*, 6, pp. 65-71.
- UGIDOS, J. M.^a; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1983). «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja n.º 598 (pp. 12-24). Plasencia. IGME.
- UGIDOS, J. M.^a; RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1985). «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja n.º 575 (pp.12-23). Hervás. IGME.
- VALLE DE LERSUNDI, J. (1959). «Sobre la posible existencia de una importante falla en el SO de la Península». *Not y Com. Inst. Geol. y Minero*. 46, p. 103.
- VEGAS, R. (1971). «Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz». *Est. Geol.* Vol. XXVII, pp. 419-425. Octubre 1971.
- VEGAS, R. (1971). «Geología de la Región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la prov. de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Minero de España*. T. 82, pp. 351-358.
- VEGAS, R. (1974). «Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Minero de España*. Tomo 85 (2), pp. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIG, J. M. y MORENO, F. (1977). «Significado del complejo esquisto grauwáquico en relación con otras series "preaening" de España Central». *Studia Geológica*. XII, pp. 207-215.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA