



IGME

679

12-27

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALDEA DE TRUJILLO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

ALDEA DE TRUJILLO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por IBERGESA, durante el año 1983, bajo normas y dirección del IGME, habiendo intervenido en la misma:

Cartografía y Memoria: Gregoria Gil Serrano (IBERGESA).

Petrología e Informe Petrológico: Antonio Pérez Rojas (IBERGESA).

Se ha contado con el asesoramiento y colaboración de:

Asesoramiento Regional y Estratigráfico: Profesor Lorenzo Vilas, doctor José Ramón Peláez y Licenciado Miguel Angel San José.

Todos ellos pertenecientes al Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

Asesoramiento Paleontológico: Profesor Eladio Liñán (Cámbrico-Precámbrico), del Departamento de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, y licenciado Teodoro Palacios (Acritarcos), del Departamento de Geología de la Universidad de Badajoz.

Asesoramiento de Estructura: Doctor Félix Pérez Lorente, del Colegio Universitario de La Rioja.

Asesoramiento para el Terciario: Licenciado Angel Martín-Serrano García, del Departamento de Geología de IBERGESA.

Dirección y Supervisión del IGME: Doctor José María Barón Ruiz de Valdivia y Doctora Casilda Ruiz García (Petrología).

NIPO: 232 - 87 - 007 - 3

Depósito Legal: M-29193-1987

Imprime: Gráficas Romisán, S.L. Tel.: 686 53 07

INTRODUCCION

La Hoja de Aldea de Trujillo se encuentra situada en el Centro-Sur de la provincia de Cáceres, muy próxima a la localidad de Trujillo (aproximadamente 3 Km. al SE.).

Dentro de la Hoja solamente existen dos localidades: Aldea de Trujillo y Santa Marta de Magasca.

Es un área de poca densidad de población, siendo la principal actividad económica la ganadería y la agricultura de secano.

Geológicamente, la Hoja se sitúa en el Macizo Ibérico y concretamente en las inmediaciones del borde Sur de la zona Centroibérica según el esquema poleogeográfico establecido por JULIVERT *et al.* (1974) y basado en LOTZE (1945). Los materiales están representados por tres conjuntos litológicos perfectamente diferenciados: en primer lugar, una serie muy monótona compuesta de pizarras y grauvacas; en segundo lugar, en la esquina Sur-Oriental de la Hoja, un batolito granítico, y, por último, unos delgados recubrimientos terciarios en la esquina Nor-Occidental de la Hoja. Hay que destacar también en el primer conjunto citado anteriormente la intrusión de un dique de pórfido granítico de mucha extensión lateral, no citado en ningún trabajo previo.

Morfológicamente, el área en estudio es una extensa llanura peniplanizada de 400 m. de altitud media, que está siendo degradada por la red

hidrográfica actual, principalmente por los ríos Almonte, Tozo y Magasca, afluentes del río Tajo.

En cuanto a bibliografía, hay que señalar que es prácticamente inexistente para la zona en concreto, debido, seguramente a la monotonía de sus sedimentos.

Al E. de la zona, sobre los paleozoicos de las Villuercas y Guadarranque, existen numerosas publicaciones, igual que al Sur sobre los batolitos graníticos.

Actualmente están realizadas por el Plan MAGNA todas las Hojas 1:50.000 que rodean a ésta. En consecuencia, es obligado recurrir a la lectura de estos trabajos para la mejor comprensión de la geología de esta zona.

1 ESTRATIGRAFIA

Los materiales sedimentarios ocupan la mayor parte de esta Hoja, siendo en casi su totalidad de edad Precámbrica.

En la zona N.-O. de la Hoja existen, en una pequeña extensión, materiales pertenecientes a la cuenca Terciaria de Talaván-Torrejón el Rubio.

También se han cartografiado algunos materiales cuaternarios en el río Almonte, de muy poca entidad.

1.1 PRECAMBRICO

1.1.1 Pizarras y grauvacas (4)

Esta litología corresponde a la mayor parte de la extensión de la Hoja, pero la calidad de los afloramientos no permite un análisis sedimentológico de campo. Dichos afloramientos son escasos y se encuentran muy dispersos, y al no existir un nivel guía es muy difícil cualquier intento de correlación.

Todos estos sedimentos forman parte del denominado Complejo Esquisto-Grauváquico, potente serie detrítica definida por CARRINGTON DA COSTA (1950) en Portugal y que se extiende ampliamente por Extremadura.

Suelen ocupar estos materiales los núcleos de las grandes estructuras anticlinales de esta zona Centroibérica, en este caso el «gran anticlinorio Centro-extremeño», que se extiende desde los sinclinales paleozoicos de las Villuercas-Miravete-Cañaveral al N. hasta el sinclinal paleozoico de la Sierra de San Pedro al SO., incluyendo el pequeño sinclinal paleozoico de Cáceres.

Estas estructuras anticlonariales suelen dar, como es el caso de esta Hoja, debido a la naturaleza de sus materiales que son fácilmente erosionables, extensas llanuras peniplanizadas de 400 m. de cota media, en las que

se encajan fuertemente en forma de «tajo» los principales ríos de la actual red hidrográfica de la zona, en este caso pertenecientes a la cuenca del Tajo.

Litológicamente la serie está constituida fundamentalmente por pizarras y grauvacas, que suelen estar alternando en bancos métricos, aunque también es frecuente encontrarlos en términos masivos, sobre todo las grauvacas, en las que se destacan, a veces, niveles con participación vulcanogénica, con abundantes cuarzos y plagioclasas de origen ígneo, de tamaño microscópico. Es frecuente encontrar una facies que presenta un bandeado muy característico formado por una alternancia centimétrica de pelitas azuladas y tramos arenosos más claros, que permiten observar bien la disposición de las dos esquistosidades, así como que se difractan al existir alternancias de materiales de distinta competencia. En esta facies es donde es más frecuente encontrar estructuras sedimentarias, habiéndose identificado estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, laminaciones paralelas, ripples, granoselección y estructuras de carga. Es posible en algún afloramiento aislado reconocer secuencias incompletas de Bouma, y en consecuencia, de acuerdo con otros autores, se puede atribuir a esta formación un origen turbidítico.

Su potencia es muy difícil de calcular, primero porque en la Hoja no aparece ni su techo ni su muro y segundo por el intenso plegamiento que sufrió en la fase Cadomiense y posteriormente en la principal fase Hercínica. Además la intrusión de rocas graníticas y las numerosas fracturas tardías aumentan la dificultad en la estimación de aquélla. HERRANZ *et al.* (1977), calculan, para esta serie en el Valle de Alcudia, una potencia mínima de 600 a 700 m. Aquí, sin duda, tendrá varios miles de metros.

La serie está afectada por un metamorfismo de grado muy bajo, alcanzándose solamente las condiciones necesarias para la formación de la biotita.

En cuanto a la edad, nos referiremos a los datos aportados durante la realización de otras hojas en años anteriores en las que se realizaron unos muestreos seriados en materiales de esta misma formación para su estudio paleontológico (Acritarcos).

Así en la Hoja núm. 707 «Logrosán» se dice: «El resultado obtenido de muestras positivas en los estudios palinológicos ha sido aproximadamente un 60 %, cuando lo normal en estos casos es de un 10-20 %. La presencia de macro y microfósiles coexistiendo en las series precámbricas, permiten calificarlas como las mejor conocidas desde el punto de vista paleontológico, de la Península Ibérica y serán referencia obligada en futuros trabajos nacionales de correlación entre las series del norte y sur de Europa» (Informe paleontológico de la Hoja núm. 707 «Logrosán». LIÑAN, PALACIOS, VILAS, 12-1-1982).

De estos estudios se dedujo para esta formación una edad de Vendense Inferior-Rifeense Superior. Posteriormente, de los resultados en la Hoja

núm. 706 «Madroñera», se elevó un poco esta edad dejándola en Vendiente Inferior-Medio que es la que damos en esta zona. Hay que indicar, no obstante, que al alejarse al O.-SO. se va descendiendo estratigráficamente y como la serie es tan potente es posible que exista también gran diferencia de edad según estemos en una zona u otra, pero con los datos actuales, de momento, es imposible precisar más sobre este tema.

1.1.2 Pizarras y grauvacas con metamorfismo de contacto (5)

Los sedimentos antes descritos son intruidos por la parte SE. de la Hoja, por parte del batolito granítico de Trujillo, configurándose, en consecuencia, una aureola de unos 2,5 Km. de amplitud de metamorfismo térmico.

En las metagrauvacas se observa un considerable aumento del grado de orientación y de recristalización de la mesostasis, pero sigue percibiéndose siempre nitidamente el carácter arenoso inicial de la roca. Lo más común es que aparezca biotita de neoformación en forma de diminutas láminas que se disponen transversalmente a la esquistosidad principal.

Las pizarras en cambio pasan a filitas mosquedadas, intensamente plegadas, ricas en blastos poiquilíticos de cordierita, andalucita, biotita y clorita, que definen una zonación mineral progresiva desde la periferia al centro de la aureola.

Andalucita y cordierita suelen adoptar formas ovoides o anubarradas y contienen numerosas inclusiones de cuarzo, biotita y minerales opacos. El grado de alteración de los dos minerales metamórficos en cuestión suele ser avanzado y en contados casos se encuentran restos de cordierita fresca.

1.1.3 Conglomerados y microconglomerados (6)

En el camino de Monroy a Jaraicejo aparece un afloramiento de pequeña extensión, que se ha representado dada la monotonía del entorno.

En un paquete formado por intercalaciones de pizarras y grauvacas y conglomerados concordantes con la serie, con una potencia de 30-40 m. y extensión lateral que no alcanzará más de 200-400 m. Está compuesto por clastos de cuarzo de 1-5 mm. en una matriz grauváquica generalmente más pobre en plagioclasa que las grauvacas comunes. Además de los cantos de cuarzo, se observan otros de pizarras sericiticas, liditas carbonosas y cuarzas muy puras.

1.2 PALEOCENO: CONGLOMERADOS, ARCOSAS Y ARCILLAS (7)

Tienen muy poca representación en la Hoja. Se encuentran en la parte N.-O. y para su descripción es necesario salirse del entorno de esta Hoja,

pues al estar en borde de cuenca tienen poca potencia y escasos afloramientos. Así pues, nos apoyaremos fundamentalmente en los estudios realizados en las Hojas colindantes (núm. 652 «Jaraicejo» y núm. 553 «Valdeverja»), donde están mejor representados.

Estos sedimentos pertenecen a la subcuenca de Talaván-Torrejón el Rubio, perteneciente a la cuenca o «fosa» del Tajo y se disponen subhorizontalmente con leve inclinación hacia el Norte.

Son sedimentos inmaduros, conglomeráticos en la base y arcillo-arcósicos hacia el techo.

La base de la serie presenta un evidente predominio de facies gruesas. Son muy frecuentes los tramos conglomeráticos y microconglomeráticos y menos los arenosos con cantos esporádicos de cuarzo, siendo común para todos la matriz arenoso-arcillosa donde la presencia de minerales caolínicos es notable. Las cementaciones son esencialmente ferruginosas o silíceas, aunque esporádicamente se detectan pequeñas costras de carbonatos.

Los conglomerados, particularmente abundantes en los tramos basales de esta formación, están constituidas por cantos angulosos fundamentalmente de cuarzo, pero también pizarra y cuarcita, y más raramente de plagioclasa, ortosa, etc. Están empastados en una matriz principalmente arcillosa, caolínica y cemento silíceo y ferruginoso. Los minerales accesorios más frecuentes son biotita, granate, rutilo, ilmenita y magnetita. El tamaño máximo de los cantos es del orden de 5 cm., aunque en ocasiones (esporádicamente) pueden alcanzar los 10 cm. Su potencia en esta Hoja no alcanza los 20 m.

Aunque son sedimentos azoicos, los autores que se han referido a ellos, HERNANDEZ PACHECO (1941) y MARTIN ESCORZA (1974) los han considerado como Paleógenos y concretamente Oligocenos. En el borde occidental de la Cuenca del Duero, donde afloran facies similares, se han datado sólo de forma aproximada y relativa como pre-Lutecienses, JIMENEZ (1970), o más concretamente como Paleocenos, JIMENEZ (1977).

1.3 PLIOCENO SUPERIOR («RAÑA»): BLOQUES, CANTOS Y ARCILLAS (8)

Discordante sobre todos los materiales descritos hasta aquí, en el caso concreto de esta Hoja, sólo sobre el Paleoceno, se encuentran las «Rañas».

Se trata de una formación conglomerática, muy típica, constituida por cantos, ocasionalmente bloques, heterométricos y subangulosos de cuarcita y arenisca, con marcas de choque, rubefactados, empastados en una matriz arcilloso-arenosa, de color rojizo. Tiene imbricaciones, formas canalizadas, estratificaciones cruzadas y lentejones arenosos intercalados. Todo esto apunta a que el origen sea fundamentalmente aluvial.

El contacto con el Paleoceno no es visible en este caso, debido a los derrubios actuales, pero, en cualquier caso, su potencia no será de más de 5 m.

1.4 CUATERNARIO

1.4.1 Conglomerados, gravas, arenas y limos (terrazas) (9)

Ocupan niveles horizontales junto al río Almonte y tienen escaso desarrollo en esta Hoja.

Son conglomerados cuarcíticos sueltos, relativamente homogéneos, con marcas de choque, a veces levemente ordenados, empastados en una matriz arcillo-arenosa. Su potencia no es superior a la de 1 m.

1.4.2 Arcillas y cantos (cono de deyección) (10)

Tiene muy escaso desarrollo. Se encuentra en un barranco junto al río Almonte. Están formadas por materiales del Precámbrico, bloques de pizarras y grauvacas dentro de una escasa matriz arenoso-lutítica.

1.4.3 Conglomerados, gravas, arenas y limos (aluvial) (11)

También tienen escaso desarrollo, debido al fuerte encajamiento de los ríos. Se han separado algunos junto al río Almonte, siendo sus materiales fundamentalmente bloques de pizarras, grauvacas y cuarcitas dentro de una matriz arenoso-lutítica.

2 TECTONICA

Ya ha quedado reflejado tanto en cartografía como en los apartados de Estratigrafía, la gran monotonía litológica de la zona, lo cual ha sido un gran inconveniente a la hora de realizar un análisis tectónico del área. Esta circunstancia nos ha obligado a utilizar métodos indirectos, basados en los escasos afloramientos de interés existentes, así como la información regional y de Hojas limítrofes realizadas, para poder perfilar los caracteres tectónicos de la Hoja.

Se han detectado tres fases de deformación, una prehercínica sin esquistosidad asociada y dos hercínicas sin esquistosidad.

La primera esquistosidad hercínica es más o menos penetrativa según la litología en que nos encontremos. La segunda esquistosidad es de cizalla y su localización es irregular.

Esta zona presenta un metamorfismo muy débil. Es anquimetamórfica.

Así pues, se detecta la existencia de dos fases de deformación hercínicas importantes, generadoras de superficies penetrativas claras (S₁ y S₂, respec-

tivamente), que se intersectan en algunos puntos de forma espectacular, originando figuras de interferencia típicas. De estas dos esquistosidades, la S_1 pensamos que es la que tiene un mayor desarrollo, tanto por observaciones de campo como de microscopio, razón por la cual denominaremos «principal» de ahora en adelante. Hemos de hacer la salvedad de que muy posiblemente medidas atribuidas a esta segunda fase puede que correspondan a la primera, ya que es muy difícil el discernir en cuál de ambas esquistosidades nos encontramos en numerosos casos, particularmente cuando son sub-paralelas.

La datación de estas tres fases de deformación se han realizado a partir de información bibliográfica, debido a la falta de registro estratigráfico superior al Vendense, como indicamos en el capítulo de Estratigrafía. Conforme a estos datos, las principales deformaciones corresponden al hercínico.

La ausencia de niveles guía cartografiables imposibilita el reconocimiento de grandes estructuras, máxime como cuando en esta zona existe superposición de fases. Por esta razón se ha intentado una reconstrucción tectónica a través de medidas puntuales de S_0 , S_1 , S_2 y trazas de capa a partir de la fotografía aérea. Los resultados obtenidos quedan reflejados en el mapa. Hemos de resaltar que este esquema es interpretativo, si bien en líneas generales coincide con observaciones puntuales y regionales.

2.1 DEFORMACIONES EN MATERIALES PRECAMBRICOS

En el contexto geológico regional las referencias bibliográficas respecto a la existencia de episodios de deformación anteriores al Hercínico han sido mencionadas por varios autores.

BOUYX (1970) en la Rivera de Riofrío encuentra una discordancia que parece indicar la existencia de una fase de plegamiento de edad precámbrica; posteriormente CAPOTE *et al.* (1977) admiten la existencia de esta discordancia en el río Esteras; más recientemente (1982) durante la realización de la Hoja MAGNA de Valdemanco de Esteras (16-31) se admitió que no existían argumentos en los afloramientos citados para establecer una discordancia angular entre materiales del Precámbrico.

OEN ING. SOEN (1970) estudia unos pliegues atribuidos a deformaciones Sárdicas y deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico Superior sería aproximadamente N.-S. a NE.-SO.

Durante la realización de la Hoja de Madroñera (13-28) por este mismo autor, GIL SERRANO (1982), se reconoció y asignó a deformaciones prehercínicas diversos tipos de estructuras: pliegues de eje vertical y micromullions a los que se superponen dos deformaciones atribuidas al hercínico y que también generan esquistosidad.

Durante la realización de la Hoja de Madroñera (13-28) por este mismo autor (GIL SERRANO, 1982) se reconoció y asignó a deformaciones pre-hercínicas diversos tipos de estructuras: pliegues intrafoliares, micro-mullions y pliegues sinuosos a los que se superpone otra deformación posterior atribuida al Hercínico y que también genera esquistosidad.

Regionalmente hablando, es evidente el fuerte contraste entre las facies precámbricas (turbidíticas) y las cámbricas (facies someras inter y submareales), además de la discordancia erosiva y angular que a nivel cartográfico se manifiesta. Así pues, estas deformaciones corresponden a movimientos Cadomienses o Asinticos.

Dentro de la unidad Precámbrica de esta Hoja, sobre todo en la zona Oriental, se puede observar gran cantidad de pliegues de eje subvertical o con fuertes inclinaciones, que dan una «Tectónica Serpenteante» (un buen ejemplo está en la cañada de ganado próxima a la carretera de Trujillo a Plasencia, entre los ríos Tozos y Almonte). Estos pliegues con esquistosidad de plano axial, en algunos casos, aparecen cortados transversalmente por otra esquistosidad posterior. (En la Hoja que linda al E., «Aldeacentenera» núm. 680, en la carretera N-V, en el río Tozos, puntos kilométricos 234,400 y 236,30).

Considerando la magnitud de la deformación observable en campo por toda la Hoja, pensamos que la deformación que acompaña a la primera esquistosidad (S_1), por la aparente homogeneidad en la distribución cartográfica y penetratividad de la misma, tiene que corresponder a una deformación hercínica importante.

Los pliegues de escala métrica contemporáneos con esta esquistosidad (S_1) de plano axial, se presentan como pliegues apretados con charnelas redondeadas y agudas con aspecto de pliegues isoclinales anisopacos, con charnela ligeramente más gruesa que los flancos.

La intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación (S_0) origina una linearidad L_{1-0} subvertical paralela a los ejes de los pliegues.

Los pliegues de mayor escala son imposibles de ver en el campo, por lo que se han deducido sus elementos (cierres, ejes y flancos) y trazados cartográficos teóricos a partir de los datos estructurales puntuales.

Durante la realización de las Hojas colindantes al E. y NE. («Aldeacentenera» núm. 680, NOZAL, y «Jaraicejo» núm. 652, MONTESERIN) se cartografió un Cámbrico en el que aparecen pliegues de ejes sub-horizontales y cuya esquistosidad asociada se hace corresponder también a la de la primera fase hercínica.

También se comprobó que el Vendicense Superior (no presente en esta Hoja), aparentemente al menos, se presenta con pliegues de ejes bastante horizontales y directrices sub-paralelas a las Paleozoicas, mientras que el Vendicense Inferior-Medio (el de esta Hoja) presenta «tectónica serpenteante» con fuertes inversiones en los ejes de los pliegues, lo cual induce

a pesar que bien existe una discordancia intra-Precámbrica, o bien que la diferencia está en el distinto comportamiento de los materiales según el nivel estructural en que se encuentren ante una misma deformación.

2.2 DEFORMACIONES HERCINICAS

Dentro del ciclo hercínico se han diferenciado en esta área dos etapas principales de deformación que llevan asociada esquistosidad.

2.2.1 Primera fase hercínica

Entre todos los episodios de deformación reconocibles en esta Hoja éste es sin duda el que alcanza mayor desarrollo, siendo generador de las principales estructuras.

Esta fase es responsable de un aplastamiento generalizado en el área formando pliegues de todas las escalas y dando lugar a una esquistosidad (S_1) subparalela al plano axial de los citados pliegues, que es a su vez la superficie más penetrativa a escala regional

En los materiales precámbricos el plegamiento hercínico actúa sobre superficies previamente plegadas, dando lugar según las zonas a reaplastamientos, reorientaciones e interferencias la mayoría de las veces de difícil interpretación.

Las lineaciones de intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación presentan en general fuertes inmersiones, mayores de 45° .

La esquistosidad S_1 tiene un desarrollo incipiente, se trata de un «slaty cleavaje» grosero, con procesos de recristalización reducidos y que afectan únicamente a la fracción fina.

Este mismo autor, durante la realización de la Hoja de «Madroñera» (1982), observó claramente la existencia de esta deformación en el afloramiento localizado en la carretera de Aldeacentenera a Garciaz, en el punto de coordenadas $X=5^\circ38'35''$ e $Y=39^\circ28'03''$. Se trata de un anticlinal, cuyos flancos algo más cuarcíticos que el núcleo perfilan perfectamente la estructura, el cual presenta una esquistosidad continua muy clara. Esta esquistosidad se encuentra cortada por otra perpendicular. La intersección de esta fase de deformación con la segunda hercínica genera una estructura típica de «cesta de huevos». La presencia de esta segunda esquistosidad es muy clara y frecuente en lámina delgada.

La edad de esta fase es hercínica, término en el cual están de acuerdo tanto los datos de la región como los distintos autores que han trabajado en la zona.

2.2.2 Segunda fase de deformación hercínica

Esta fase afecta tanto a las estructuras hercínicas como a las prehercínicas, originando pliegues de plano axial vertical y esquistosidad asociada S_2 . Esta segunda esquistosidad en general es más débil que la primera y presenta una distribución y orientación irregular dentro de la Hoja. Esta deformación, en cuanto a su distribución, nos indicaría que no se trata de una verdadera «fase de deformación» generalizada. La variación en la orientación indicaría la generación de la misma dentro de un campo de deformación no homogéneo, por lo que se asocia a una amplia banda de cizalla de límites todavía no determinados, pero que afecta a nivel cartográfico por lo menos a tres hojas (Madroñera, Aldeacentera y Aldea de Trujillo).

De acuerdo con las direcciones medidas y la distribución espacial de la misma, parece corresponder a una cizalla dextra de dirección N-S a NNE-SSO.

2.3 FASES TARDIAS

En este apartado se describen los últimos movimientos tectónicos representados por fallas y fracturas.

Para dar un orden temporal, basado en fallas más modernas que desplazan a otras más antiguas, se ha partido de los datos cartográficos. Así se observa que: existe un grupo de fracturas de dirección NNO.-SSE., sobre todo en la zona centrooriental de la Hoja, que parece ser el más antiguo, pues en algún punto parece estar desplazado por la siguiente familia de fracturas que existe y que es la más importante de la Hoja: Dirección NNE.-SSO., que probablemente estén asociadas con la falla de Plasencia.

Por último, un grupo poco desarrollado, de dirección ONO.-ESE., en la zona central.

En cuanto a la edad de estas fracturas se puede deducir que han actuado en diferentes etapas y muchas muy recientemente (ver Hoja de «Madroñera», núm. 706) al estar los ríos muy encajados y con escasos sedimentos cuaternarios.

3 PETROLOGIA

Existen en la Hoja dos tipos de rocas graníticas: En el SE., parte del batolito granítico de Trujillo, de la serie alcalina. En el centro y en la parte E.-NE., el dique de pórfido granítico de Santa Marta-Monroy, de características composicionales muy próximas al primero y de tendencia algo más básica.

En cuanto a las edades de estas intrusiones, se hará referencia a los datos obtenidos en otros macizos próximos por diferentes autores. Así

SAAVEDRA *et al.* (1976) dan una edad de 313 ± 10 m.a., para el batolito de Albalá (SE. de Cáceres capital). Para el batolito de Nisa-Alburquerque, PENNHA y ARRIBAS (1974) dieron una edad de 284 ± 10 m.a., similar a la que dio PENHA (1973) y CORRETGE *et al.* (1978) para los granitos de Extremadura de 280 a 305 m.a. (edad mínima). Así pues, se observa que las edades absolutas de los macizos graníticos tardíos de Extremadura son similares.

3.1 SERIE ALCALINA: GRANITO PORFIDICO DE DOS MICAS

Se describe en este apartado el macizo situado en el S.-E. de la Hoja que forma parte del batolito de Trujillo, similar a los conocidos en la literatura geológica regional con los nombres de Montánchez y Albalá.

Estos batolitos se intruyeron mecánicamente en las pizarras y grauvacas precámbricas.

En estas rocas los efectos del emplazamiento produjeron un abombamiento que trajo como consecuencia una evidente distorsión de la superficie de esquistosidad, CORRETGE *et al.* (*op. cit.*) y otros autores observan este efecto de abombamiento prácticamente en todos los batolitos de Extremadura Central y piensan que se debe unas veces a efecto de diapirismo y otras a «dribing pressure», que evidencia una inyección forzada.

El batolito de Trujillo ocupa aproximadamente unos 15 Km² dentro de la Hoja. Morfológicamente es un granito uniforme con un relieve de tipo berrocal que resalta ligeramente sobre la penillanura pizarroso-grauváquica circundante.

Se trata de un batolito con estructura zonal, presentándose en el núcleo las facies más finas y leucocráticas, representadas por granitos ácidos que pasan gradualmente a otros de composición más calcoalcalina, que constituyen la periferia del macizo y que corresponden a las «facies» que afloran en esta Hoja.

Macroscópicamente es una facies leuco a melanocrática en la que destaca la gran proporción de megacristales tabulares de feldespato potásico con un gran desarrollo (5-6 cm.), que presentan en muchos casos una mesostasis granítica de grano medio. A veces resaltan en él cristales exagonales de cordierita apreciables incluso a simple vista.

El tamaño de grano de la roca es medio, si se exceptúan los megacristales, presentando la biotita en general mayor proporción que la moscovita. El cortejo filoniano acompañante (*stockwork*), de cuarzo y pegmatita es bastante escaso y con poco desarrollo, al menos en la periferia, aunque en el borde occidental del batolito (Hoja de Trujillo 12 28) aparecen pequeños diques pegmatíticos que presentan indicios de casiterita-wolframita.

3.1.1 Caracteres microscópicos del granito porfídico de dos micas

Son granitos con textura porfídica hipídio o xenomorfa y grano medio a grueso.

Los componentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita.

El cuarzo pertenece fundamentalmente a dos generaciones: una precoz encerrada dentro de los feldespatos y otra tardía, alotriomorfa y de grano más grueso, posterior a la mayoría de los feldespatos y las micas. Las plagioclasas son de dos tipos: una del tipo oligoclasa cálcica, la más abundante, que puede llegar a formar cristales tabulares, maclados y zonados, a veces muy grandes y otra, intersticial, de tipo albítico. El feldespato potásico forma los fenocristales y asimismo cristales de la matriz; corresponde generalmente a microclina, si bien en ocasiones se observa la presencia de un feldespato anterior de microclinidad menos elevada. La biotita puede ser anterior o posterior a las plagioclasas, forma agregados o láminas aisladas de tamaño medio y contiene siempre numerosas inclusiones de opacos, circón y apatito. La moscovita puede ser de tres generaciones: precoz, de pequeño tamaño, incluida en los feldespatos; intermedia, procedente de la transformación de biotita, a la cual se asocia y que es la más abundante; y tardía, por alteración de los feldespatos y la cordierita. Esta última es precoz, a veces idiomorfa, generalmente pinnitizada, muy distinta de la que aparece en el metamorfismo encajante que es xenomorfa y extraordinariamente poiquilítica. Lo mismo ocurre en la andalucita, que es pleocroica mientras que en las corneanas vecinas es morfológicamente igual al mineral anterior.

Entre los minerales accesorios, los más importantes son: turmalina, tardía, reemplazando a los feldespatos; clorita, debida a la alteración de la biotita, y en ocasiones con neoformación de feldespato potásico; y rutilo, apatito y circón, siendo muy abundantes los dos últimos.

3.2 DIQUE DE PORFIDO GRANITICO

Se encuentra en la zona centro-occidental de la Hoja.

Como se observa en la cartografía, se trata de un haz doble, de direcciones NO. uno y NE. otro, con unas pequeñas apófisis entre ambos.

El dique de dirección NO. es el de más longitud (unos 15 Km., hasta ser recubierto por los materiales del Terciario) y el de menos potencia (de 10 a 150 m.). Su intrusión tiene lugar según la S_0 del Precámbrico. Por el contrario, el dique de dirección NE. presenta menos longitud (9 Km.), pero tiene mayor potencia (de 50 a 350 m.) y se intruye cortando claramente a la S_0 del Precámbrico.

Los mejores puntos de observación y de más fácil acceso son: una cantera, en la zona central de la Hoja, próxima a la carretera de Monroy a Trujillo, en el paraje «Dehesa de la Solana», y otro, en la zona NO., en la carretera de Monroy a Jaraicejo, en el puente del «Arroyo del Moro».

En general no da un relieve destacable respecto a la roca encajante, independientemente del grado de alteración. Morfológicamente da lugar, cuando no está alterado, a un berrocal algo similar al de los demás granitos de la zona. A nivel de afloramiento, la roca tiene un aspecto masivo, tonos parduzcos, en alteración y gris oscuro en fractura y presenta numerosos fenocristales redondeados o rectangulares, cuyos tamaños oscilan entre 1 y 7 mm., rodeados por una mesostasis leucocrática, salpicada de pequeñas micas. Estas pueden agruparse con frecuencia en forma de pequeños enclaves. El tamaño de grano de los fenocristales y su número aumenta de los márgenes al centro del dique, donde debieron darse unas mejores condiciones de recristalización. En sentido inverso cambia también la proporción de matriz.

También varía el carácter melanocrático, que es muy bajo en el centro y nulo en el borde.

En las pizarras y grauvacas encajantes produce una banda de menos de 2 m. de metamorfismo térmico que no se traduce más que en una débil recristalización de los filosilicatos y en la introducción de venillas de cuarzo y de feldespato potásico.

3.2.1 Caracteres microscópicos del pórfido granítico

Está formado por fenocristales redondeados o idiomorfos de cuarzo y de plagioclasa con matriz microcristalina panxenomorfa, de estos dos minerales además de feldespato potásico, moscovita y biotita.

El cuarzo pertenece a tres generaciones: una en forma de gotas incluidas en los fenocristales; otra que corresponde al crecimiento de éstos, observándose en ellos numerosos golfos de corrosión, y una tercera que es la que forma la matriz. La plagioclasa presenta simultaneidad de crecimiento con las dos últimas generaciones del cuarzo. Normalmente tiene maclas de albíta-Karlsbad y moscovitización muy avanzada, de manera excepcional de zonación concéntrica, con valores que oscilan de albíta cálcica a oligoclasa muy ácida. El feldespato potásico puede ser el tercer mineral en importancia o no existir. En el primer caso se encuentra formando parte de la matriz o reemplazando parcialmente a fenocristales de plagioclasa. La biotita se presenta de dos maneras: bien en forma de enclaves pequeños procedentes de contaminación del encajante o en agregados o haces de origen magmático. En los dos casos las láminas son siempre pequeñas y están afectadas por una intensa moscovitización. En general, la ausencia de este fenómeno es

rara, llegando incluso a afectar a toda la roca, en las facies aplíticas que forman el borde mismo del dique. En las facies gruesas se ha observado también una transformación de biotita en clorita y feldespato potásico. En principio se supone que toda la moscovita procede de lixiviación. A veces ésta se orienta según una esquistosidad de flujo, coincidiendo con rocas en las que se observa tectonización de los fenocristales. En raras ocasiones aparecen también filoncillos de calcita.

Los accesorios comunes son: brookita, opacos, apatito y circón. La brookita es el más corriente, a veces en forma de pequeños prismas muy bien desarrollados, diseminados en la matriz o incluidos en la plagioclasa. Apatito y circón aparecen en proporciones menores que las habituales en rocas graníticas.

3.3 FILONES DE CUARZO

Son numerosos los filones de cuarzo en esta Hoja, tanto en el Precámbrico como en el granito y en el dique, pero en general son de escasa potencia y están muy alterados. Tan sólo se ha cartografiado uno en el cuadrante NO., próximo a las «Casas del Pizarro», que tiene aproximadamente 20 m. de potencia, aunque escasa longitud.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de esta Hoja comienza con la sedimentación de los materiales pizarroso-grauváquicos, probablemente en secuencias turbidíticas en facies distal. Son frecuentes, también, las facies vulcanogénicas en las rocas grauváquicas, manifestadas por la presencia de cuarzos y plagioclasas de origen ígneo. Su edad, como ya se indicó en el correspondiente apartado, es Vendense Inferior-Medio.

Seguidamente a la sedimentación de estos materiales se produce una fase de deformación, probablemente la Cadomiense, según los datos observados y explicados en el apartado de Tectónica.

Durante el plegamiento hercínico, en su primera fase, se forma una esquistosidad de fractura muy patente. Al final de esta fase tiene lugar la intrusión del granito de la serie alcalina (batolito de Trujillo) deformando a las estructuras antes formadas. Probablemente en una fase póstuma a esta intrusión, aunque por hoy no hay datos, y aprovechando zonas de debilidad se intruyó el dique de pórfido granítico de Santa Marta-Monroy, que corta también a las estructuras anteriores.

La segunda fase hercínica deforma a escala decakilométrica a los pliegues de la fase primera y lleva asociada una esquistosidad de crenulación.

Fases póstumas producen fracturas y desgarres.

Como consecuencia de la Orogenia Hercínica, la región, emergida, queda organizada en una serie de macroestructuras plegadas y falladas, sufriendo un intenso ataque erosivo, que para la región, y con los datos que se poseen, abarcaría desde el Estefaniense al Paleoceno.

Al principio del Terciario, al iniciarse la Orogenia Alpina, se reactivan las fracturas, desnivelando el macizo y originando la fosa del Tajo, donde comienza a depositarse un Paleoceno continental, detrítico, que por la naturaleza de sus sedimentos hacen pensar en un clima húmedo-lluvioso. Continúa el ciclo Terciario con la sedimentación de un Mioceno detrítico continental, no representado en la Hoja pero sí al N., muy próximo a ella, y, finalmente, durante el Pleistoceno Superior, un rejuvenecimiento del relieve, o bien, una crisis climática, provocan la sedimentación de los materiales tipo «raña» en un régimen de clima árido pero con precipitaciones muy intensas pero ocasionales.

Durante el Holoceno, por último, se produce un encajamiento de la red fluvial, obteniéndose la morfología actual.

5 GEOMORFOLOGIA

Geológicamente la Hoja ocupa parte del denominado «gran anticlinorio centroextremeño», caracterizado morfológicamente por presentar una extensa llanura peniplanizada formada a expensas de los materiales del Precámbrico Superior de aproximadamente 400 m. de cota media, interrumpida aisladamente por el relieve granítico del batolito de Trujillo en la esquina SE. que tiene, aquí, más de 540 m.

De la información regional de la zona se sabe que el área estaba emergida a partir del Carbonífero, y comenzó el arrasamiento de los materiales y la formación de nuevos sedimentos formados a expensa de los anteriores. Los que existen en la actualidad son los depósitos Paleocenos del NO. de la Hoja y otros Pliocuaternarios del tipo «raña», muy degradados en la actualidad.

Se supone así que la actual penillanura centroextremeña estaría configurada cuando la formación de las «rañas».

En la actualidad hay que destacar la importancia de la fracturación en el encajamiento y trazado de la red fluvial, contrastando el trazado en parte rectilíneo y profundamente encajado del río Almonte con el trazado no excavado de la primera mitad de los ríos Tozos y Magasca. Esta observación confirma, por una parte, la homogeneidad litológica del «Complejo esquisto-grauváquico», frente a los fenómenos de erosión, y, por otra, el predominio de la tectónica de fracturación sobre la de plegamiento en la determinación y posterior evolución de las formas del relieve.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

No hay ningún indicio apreciable en toda la extensión de la Hoja. En el Terciario, en la Hoja del N., en las proximidades de Torrejón el Rubio, existe una explotación de atapulgita.

En la zona N. del batolito granítico de Trujillo, en las proximidades de la carretera de Trujillo-Plasencia, existen unos socavones en los que se explotaron unos pequeños filones con mineralizaciones de casiterita-wolframita de poca importancia.

6.2 CANTERAS

En las proximidades de la carretera de Monroy a Trujillo, en el paraje denominado «Dehesa de la Solana», existe una cantera en la que se ha explotado el dique de pórfido granítico para áridos empleado en las carreteras cercanas. Actualmente está parada.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Esta zona es pobre en aguas subterráneas, no existiendo ni fuentes ni manantiales de importancia.

La precipitación media anual es baja (500-600 mm.). La evapotranspiración es muy alta y los materiales existentes tienen una permeabilidad muy baja, por lo que difícilmente se podrán obtener caudales importantes de agua subterránea. Únicamente en las zonas de fracturación o bien las próximas a los bordes graníticos se podrá obtener algún caudal, pero para usos muy locales.

7 BIBLIOGRAFIA

APARICIO YAGÜE, A. (1971).—«Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo». *Estudios Geológicos*, vol. XXVII, pp. 369-414.

APARICIO YAGÜE, A., y GIL CID, M.^a D. (1972).—«Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo». *Estudios Geológicos*, vol. XXVIII, pp. 105-109.

BARBA, A.; GIL SERRANO, G., y PINEDA VELASCO, A. (1978).—«Investigación minera en la zona Nordeste de Santa Amalia (Cáceres-Badajoz)». Inédito. IGME.

- BOUYX, E.—«Au sujet de l'âge des schistes d'Alcudia». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, pp. 64-66.
- (1970).—«Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mme. Inst. Geol. Minero*, núm. 73.
- BRASIER, M. D.; PEREJON, A., y DE SAN JOSE, M. A. (1979).—«Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain». *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 379-383.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de la provincia de Cáceres». *Bol. IGME*, LXXXII-II, pp. 147-151.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M. I.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977).—«The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif». *Estudios Geológicos*, 33.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—«Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, pp. 193-206.
- CORRETGE, J. G., y MARTINEZ, F. J. (1978).—«Problemas sobre la estructura y emplazamiento de los granitoides: aplicación a los batolitos hercínicos del Centro-Oeste de la Meseta Ibérica». *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, núm. 2, pp. 111-137.
- GEHRENKEMPER, J. (1978).—«Rañas und Relief generationen der Montes de Toledo in Zentralspanien». *Institutes für Physische geographie der Freien Universität Berlin*, Heft, 29.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C., y VEGAS, R. (1976).—«El Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres. España)». *Comunicaciones Servicio Geológico de Portugal*.
- GIL CID, M. D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A.—Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo).
- GIL SERRANO, G., y PEREZ ROJAS, A. (1981).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 730 (12-29) Montánchez». *Publicaciones del IGME (MAGNA)*.
- GIL SERRANO, G. (1981).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 707 (14-28) Logrosán». *Publicaciones del IGME (MAGNA)*.
- GOMEZ AMELIA, D. (1982).—La Penillanura Cacereña. Estudios Geomorfológicos. Tesis Doctoral. Universidad de Extremadura.
- GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres». *Est. Geol.*, vol. XXVII, pp. 177-180.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1932).—Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. Madrid, Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
- (1949).—Las rañas de las Sierras centrales de Extremadura. Lisboa, *Comptes Rendues du Congrès International de Geographie*.

- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977).—«Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel». *Estudios Geológicos*, 33, pp. 327-343.
- IGME (1971).—«Mapa Geológico de España 1:200.000 Hoja 53. Toledo. IGME.
- (1971).—«Mapa Geológico de España 1:200.000 Hoja 52. Talavera de la Reina». IGME.
- (1971).—«Mapa Geológico de España 1:200.000 Hoja 60. Villanueva de la Serena». IGME.
- (1971).—«Mapa Geológico de España 1:200.000 Hoja 61. Ciudad Real». IGME.
- (1970).—«Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja 711. Las Guadalerzas». IGME.
- (1980).—«Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja 734, Villarta de los Montes». IGME (en prensa).
- (1980).—«Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja 735. Fontenarejo». IGME (en prensa).
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico en España». *Not y Com. del IGME*, vol. 60, pp. 227-239.
- (1961).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España». *Not. y Com. del IGME*, vol. 61, pp. 137-161.
- (1970).—«El Cámbrico de España». *Mem. del IGME*, núm. 75, 256 pp.
- MARTIN ESCORZA, C. (1971).—«Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)». *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, t. 69, pp. 262-265.
- (1976).—«Las capas de transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas. *Est. Geol.*, vol. 33, pp. 591-613.
- (1977).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior, el límite Cámbrico-Ordovícico y fases sárdicas en los Montes de Toledo. Consecuencias Geotectónicas». *Est. Geol.*, vol. 33, pp. 57-58.
- MARTIN CARO, I.; MORENO EIRIS, E.; PEREJON, A., y DE SAN JOSE, M. A. (1979).—«Hallazgo de arqueociatos en las calizas de La Estrella (Montes de Toledo Occidentales. Toledo. España)». *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 385-388.
- MONTESERIN, V., y PEREZ ROJAS, A. (1981).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 705 (12-28) Trujillo». *Publicaciones del IGME (MAGNA)*.
- MONTESERIN, V. (1983).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 632 (13-26) Jaraicejo». *Publicaciones del IGME (MAGNA)*.
- MORENO, F. (1974).—«Las formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa». *Bol. IGME*, t. LXXXV.
- (1975).—«Olistostromas, fangoconglomerados y slump-folds. Distribución de facies en las series de tránsito precámbrico-Cámbrico en el anticlinal

- de Valdelacasa (Provs. de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)». *Estudios Geológicos*, vol. 31.
- (1977).—«Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico». *Studia Geológica*, 12.
- MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series Ordovícicas y Cámbricas relacionadas con la discordancia 'Sárdica' en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviario Geol. Astúrica*, XX, núm. 1.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976).—Los Montes de Toledo. Dep. de Geografía de la Universidad de Oviedo. Instituto J. S. Elcano (CSIC).
- NOZAL, F.—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 680 (13-27) Aldeacentenera». *Publicaciones del IGME (MAGNA)*.
- PENHA, M. H., y ARRIBAS, A. (1974).—«Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles». *Boletín Geológico y Minero*, tomo 85, pp. 271-273.
- RAMIREZ RAMIREZ, E. (1965).—«El sinclinal del Guadarranque (Cáceres)». *Estudios Geológicos*, vol. XI, pp. 409-436.
- (1955).—«El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo». *Not. y Com. del IGME*, vol. 40, pp. 53-87.
- RAMSAY, J. C. (1967).—Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Co.
- RANSWEILER, M. (1967).—Geologische Karte der Ostlichen Extremadura (inédito).
- ROBARDET, M.; VEGAS, R., y PARIS, F. (1980).—«El Techo del Ordovícico en el Centro de la Península Ibérica». *Studia Geológica*, Salamanca, vol. XVI, pp. 103-121.
- SAAVEDRA, J., y GARCIA SANCHEZ, A. (1976).—«Geología del granito de Albalá (Extremadura Central, España)». *Techniterra*, núm. 14 (octubre-noviembre).
- SAN JOSE, M. A.; PELAEZ, J. R.; VILAS, L., y HERRANZ, P. (1974).—«Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de Toledo». *Bol. IGME*, 85.
- SCHERMERHORN, J. J. G. (1955).—«The age of the Beira-Schists (Portugal)». *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*, núm. 2, pp. 77-160, Porto.
- SCHMIDT, H. J. (1957).—«Stratigraphie und tectonik der nordlichen Extremadura in Bereich der Fluse Tajo und Alagon (Spanien)». *Munster*, junio 1977.
- SOS BAYNAT, V. (1955).—«Geología y morfología de las Sierras de Villuercas (Cáceres)». *Estudios Geográficos C.S.I.C.*, núm. 61.
- TEIXEIRA, C. (1954).—«Os conglomerados do Complexo xisto-grauvaquico ante-silúrico. Sua importância geológica e paleogeográfica». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 35, pp. 5-19.

- VEGAS, R., y ROIZ, J. M. (1979).—«La continuación hacia el E. de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental-Alcudiana)». *Tecniterrae*, 5-1.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F.—«Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series 'pre-arenig' de España Central». *Studia Geológica*, XII, pp. 207-215.
- VILAS, L.; PELAEZ, J. R., y ARCHE, A. (1979).—«El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor. (I): Zona de la Calera (Cáceres)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77, pp. 141-152.
- VIDAL BOX, C. (1944).—«La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islas». *Las Ciencias*, tc. IC, pp. 82-111.
- WINKLER, H. G. (1978).—Petrogénesis de las rocas metamórficas. Ediciones H. Blume, Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA