



# IGME

701

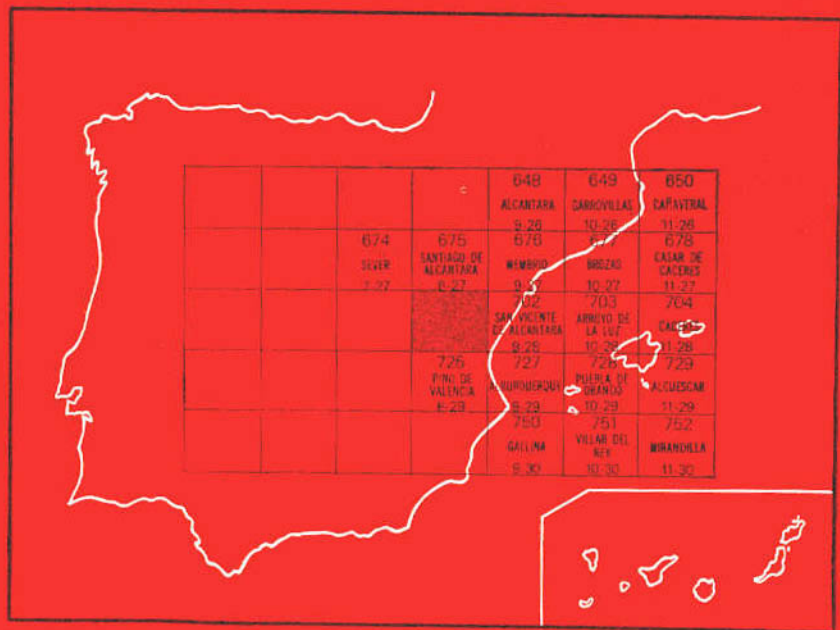
08-28

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# VALENCIA DE ALCANTARA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**VALENCIA DE ALCANTARA**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEORENA, S. L., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Memoria*: José Antonio Santos García y José Casas Ruiz.

En *Cartografía*: José Antonio Santos García y José Casas Ruiz, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Fotogeología*: Escolástico Medina Fernández.

En *Petrografía ígnea*: Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca.

En *Petrografía metamórfica*: Pedro Rivas (JEN).

En *Paleontología*: Indalecio Quintero Amador.

*Supervisión del IGME*: José María Barón R. de Valdivia.

#### **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 1.713 - 1982

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

## INTRODUCCION

La Hoja núm. 701 (Valencia de Alcántara) (8-28), a escala 1:50.000, se encuentra enclavada dentro del conjunto del sistema hercínico Sub-ibérico, que puede dividirse en una serie de zonas orientadas paralelamente a la dirección hercínica principal.

Especialmente, quedaría enmarcada en la zona «centro-ibérica» del Macizo Hespérico (equivalente a la «Ostlusitanich-Alcudische» de LOTZE (1945), que abarca la mayor parte de la mitad occidental de la Península, limitando en su margen más meridional con la zona de «Ossa-Morena».

La geología de esta región ha sido tradicionalmente motivo de encontradas opiniones, como consecuencia de la diferente interpretación estratigráfica a uno y otro lado de la frontera.

La datación del denominado «Anteordovícico», sigue siendo muy discutida, asignándose, por un lado, edad cámbrica y silúrica (según su antiguo significado), mientras que otros autores lo suponen Precámbrico anquimetamórfico (comparable al Brioveriense francés). Ultimamente parece más consistente la idea de atribuirle al Precámbrico Superior, como justifican VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977).

La bioestratigrafía está basada en la utilizada por los portugueses para la Hoja 29-C (Marvao) (1976), donde la fauna es abundante, existiendo una serie de diferencias con nuestra cartografía, debidas primordialmente a interpretaciones estructurales distintas en algunas zonas y al diferente trazado de algunos contactos, que hemos considerado más exacto marcarlos según límites litológicos.

En líneas generales, pueden distinguirse tres dominios de características morfológicas claramente diferentes:

- a) Zona N, formada por materiales esquistosos precámbricos, que constituyen una antigua penillanura, en la cual se observa un marcado rejuvenecimiento del paisaje, como consecuencia del encajamiento de la red de drenaje.
- b) Afloramiento granítico, que forma la parte central del batolito de Nisa-Valencia de Alcántara-Alburquerque, y ocupa aproximadamente la mitad de la Hoja, extendiéndose en dirección hercínica hasta la frontera portuguesa.

Da lugar al típico paisaje de grandes bloques redondeados, por el que discurren multitud de pequeños arroyos, originando una red de drenaje ortogonal, que accidenta el paisaje en algunas zonas.

- c) Sierras del SW de la Hoja, donde aflora una clara alineación de cuarcitas armóricas (Peñas de Puerto Roque), que dan resalte importante, de trazado casi rectilíneo, ligeramente dislocado por una serie de fallas, sobre las cuales se encuentra una serie de aspecto flyschóide.

Ligeramente al Sur, y ya en el límite de la Hoja, comienza una alineación montañosa de mayor envergadura (Sierrafría), con marcada dirección hercínica y que da lugar a un conjunto de sierras en la Hoja colindante de Pino de Valencia (726).

El clima presenta acentuadas características continentales con inviernos relativamente lluviosos y fríos (algo atenuados por la influencia del Atlántico) y veranos calurosos y secos (temperaturas próximas a los 40°).

Dentro del área de la Hoja, el único núcleo importante es Valencia de Alcántara, con unos 9.000 habitantes, y buenos accesos por carretera desde Cáceres y Badajoz, existiendo también ferrocarril (Madrid-Lisboa). Se trata de una zona de economía pobre, basada fundamentalmente en la ganadería, con predominio de ganado vacuno, lanar y porcino.

## 1 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Valencia de Alcántara afloran tres tipos de materiales fundamentalmente: Las rocas graníticas que constituyen la parte central del batolito de Nisa-Valencia de Alcántara-Alburquerque, la serie pelítico grauváquica del Precámbrico Superior y finalmente una serie de materiales paleozoicos, aflorantes al sur, con aspecto de tipo flyschóide.

Los dos primeros ocupan la casi totalidad de la Hoja, quedando el último

restringido a una pequeña área en el SW de la misma, aunque adquiere considerable desarrollo en la Hoja vecina de Pino de Valencia (726).

Los restos fósiles aparecidos en la zona son muy escasos, por lo cual ha sido necesario basar la cronoestratigrafía de la misma, en correlaciones con series próximas, fundamentalmente con las existentes en la Hoja número 29 C (Marvao).

### 1.1 **PRECAMBRICO** (PC<sub>2</sub>), (PC<sub>2</sub><sup>w</sup>)

Las facies representadas por estos materiales son suficientemente conocidas, tanto en España como en Portugal, donde afloran ocupando grandes extensiones, habiendo sido reflejadas en múltiples trabajos, siendo objeto de controversia respecto a su situación cronoestratigráfica.

En líneas generales, se trata de pizarras, esquistos, metagrauwacas de tonos grises, más o menos oscuros, que localmente pueden ser verdosos debido a la presencia de clorita, observándose zonas donde pueden considerarse verdaderas micacitas como consecuencia de la abundancia de micas como ocurre a lo largo de la carretera de Valencia de Alcántara a Cáceres.

La esquistosidad presenta direcciones comprendidas entre N-120°-E y N-140°-E y posición subvertical a vertical.

En conjunto, aparecen afectados por un metamorfismo regional de muy baja intensidad, correspondiente a la facies de los «Esquistos Verdes», encuadrándose en las subfacies, cuarzo-albita-moscovita-clorita y cuarzo-albita-epidota-biotita.

El contacto con el batolito granítico suele ser muy neto, aunque esporádicamente se observa difuminado por una transición gradual de una roca a otra, como si el granito hubiera modificado su composición por asimilación de la roca esquistosa.

Los efectos del metamorfismo térmico se sobreimponen en aquellos materiales situados dentro de la aureola de contacto, que resulta clara hasta una distancia máxima de 2 Km. La intensidad disminuye progresivamente al alejarnos del contacto, observándose una zonalidad en las pizarras mosqueadas que en las proximidades del granito son esquistos biotítico cordieríticos, en los que aparecen intercalados niveles de cuarcitas negras (cornubianitas). Los minerales de metamorfismo son cordierita y andalucita, que según nos separamos del granito desaparecen, primero la cordierita y luego la andalucita, reemplazándose por biotita y clorita.

En las proximidades del plutón y localmente se observa la presencia de filones de aplitas (F. A.) y de cuarzo (Km. 1 C.ª de Valencia de Alcántara a San Vicente), que nunca sobrepasan los 50 cm. de potencia.

El Precámbrico de esta Hoja resulta muy monótono y únicamente puede considerarse diferente el denominado PC<sub>2</sub><sup>w</sup>, por la litología característica de

esquistos de tonos oscuros, con capas de grauvacas (litarenitas), frecuentemente citado en la bibliografía y que corresponde al Precámbrico terminal.

El conjunto se observa afectado por un fuerte plegamiento que impide obtener una idea de la potencia de estas series, aunque resulta fácil aceptar potencias del orden de varios miles de metros.

En cuanto a la edad, estos materiales fueron considerados cámbricos en los años 60 por RAMIRES, E. y VEGAS, R., sin embargo, actualmente, y a pesar de no estar en zonas análogas, de atribuirlo al Precámbrico Superior, creemos que existen argumentos suficientes para suponerle esa edad, como defienden diversos autores, GONÇALVES, F. (1971); VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977), etc. No obstante, en esta zona no aflora el conglomerado porfiroide de la base del esquistograuváquico que existe en otras zonas donde está bien caracterizado.

## 1.2 ORDOVICICO ( $O_1$ ), ( $O_{12}$ )

Sobre el «Esquisto Grauváquico» se sitúan las cuarcitas arenigienses, aunque el contacto entre ambos no es visible, como consecuencia del recubrimiento debido a los derrubios de ladera y podría sospecharse la existencia entre ambos, de un nivel en discordancia erosiva sobre los esquistos, que representaría la facies de transición hacia la cuarcita arenigiense, puesto que en la Hoja próxima de Albuquerque (727), y en la misma posición estratigráfica se sitúan, aunque casi pasan inadvertidos, unos niveles de cuarcitas arenisoscas de grano medio a fino, con algo de moscovita (probablemente de neoformación), de colores claros y tonos rojizos y verdosos («redbeds»).

Son unas arenas y areniscas (psamitas) de facies continental o paracontinental que parecen resultar de la meteorización de los esquistos subyacentes con la consiguiente decoloración al alterarse. Podrían existir niveles conglomeráticos que no se han observado.

Este nivel oculto debe corresponder a las facies de transición del Ordovícico Inferior ( $O_1$ ), ya que no parece probable la existencia de Cámbrico, al no existir las facies conglomerática y/o carbonatada, que caracterizan el Cámbrico Inferior de la región central y oriental de Cáceres.

### 1.2.1 SKIDAWIENSE O ARENIGIENSE ( $O_{12}$ )

El Skidawiense es el nivel paleozoico mejor representado en la Hoja, aflorando al SO en las Peñas de Puerto Roque, forma parte del flanco norte del sinclinorio del Río Gévora, que adquiere su completo desarrollo en las Hojas de Pino de Valencia (726) y Albuquerque (727).

La facies por la que se encuentra representando corresponde a unas ortocuarzitas de aspecto sacaroideo, con granos de cuarzo, sin casi cemento y prácticamente sin recrystalizar, en las que es frecuente observar hileras de minerales pesados oscuros, así como huellas e impresiones, que denotan las características típicas de facies litorales. Por lo general, presentan colores claros, casi blancos, con zonas en las que abunda el cuarzo.

La potencia media puede estimarse próxima a los 100 m. con pequeñas variaciones, formando paquetes de 1 a 2 m.

Este nivel resulta muy fácil de seguir lateralmente, dando una alineación prácticamente rectilínea, que sufre pequeños desplazamientos por fallas N-S.

En este nivel se ha encontrado fauna datada como *Rouaultia Lyelli* (Rou.), que caracteriza la base del Ordovícico y además en la Hoja próxima de Albuquerque (727), existen crucianas que permiten datar este nivel sin ningún género de dudas.

### 1.3 ORDOVICICO-SILURICO ( $O_2-S^B$ )

Sobre las cuarcitas Skidawienses ( $O_{12}$ ) se sitúan concordantemente y en tránsito gradual unas pizarras ampelíticas de colores oscuros, casi negros, en las que es frecuente observar nódulos de piritita limonitizados (ambiente reductor). Están afectadas por metamorfismo de contacto. La potencia es de unos 200 m., aunque parece mayor como consecuencia de los repliegues que las afectan.

En este mismo nivel y en la zona portuguesa, CORREIA, J. (1976), ha encontrado *Monograptus*, que permiten datarlo como Wenlokiense ( $S_1^B$ ) y muy probablemente Ludlowiense ( $S_2^B$ ).

En consecuencia, y salvo discontinuidades que hubieran pasado inadvertidas, este tramo no tiene que representar solamente los dos pisos definidos, por tanto resulta más lógico pensar que representaría parte del Ordovícico (Medio y/o Superior) y del Silúrico ( $O_2-S^B$ ).

### 1.4 DEVONICO ( $S^B-D_{11}$ ), ( $D_{12}$ ), ( $D_{12-13}$ )

Si bien no existe una serie continua que permita hacer mediciones detalladas de potencias, ni fijar límites cronológicos precisos, se han datado algunos pisos por correlación con las mismas series al otro lado de la frontera.

Encima del tramo anterior se sitúa una serie de aspecto flyschoides, en la cual situamos el tránsito Silúrico-Devónico ( $S^B-D_{11}$ ), utilizando para ello un límite litológico claramente diferenciable en campo.

El conjunto está representado por tres niveles metacuarcíticos, más o



menos areniscosos, de color gris oscuro, con frecuentes impregnaciones de óxidos de hierro, que producen resaltes fáciles de seguir en la fotografía aérea.

Intercalados existen niveles de filitas de tonos gris verdosos, con marcada laminación por diferencia de color. En conjunto se aprecia una potencia de unos 260 m.

Esta serie presenta efectos de metamorfismo de contacto, observándose en los niveles menos competentes la existencia de cloritoides, con hábito rectangular y completamente desorientados.

En la zona portuguesa se ha encontrado fauna del Gedinense y del Ludlowiense mezclados (CORREIA, J., 1976), por lo cual hemos considerado más exacto establecer en este nivel el límite Silúrico-Devónico (S<sup>3</sup>-D<sub>11</sub>).

Sobre esta serie de tránsito se presenta otra formada por filitas, capas de cuarcitas y areniscas subordinadas, cuya característica fundamental es la coloración marrón-rojiza, debido al elevado contenido de hierro, que se presenta adoptando formas concéntricas, dando a la roca una estructura característica. La potencia total media es de 85 metros.

Este conjunto corresponde al datado por los portugueses como Siegeniense (D<sub>12</sub>), mediante *Fimbrispirifer Trigeri*, *Trigonirhynchia falaciosa* e *Hysterolites hystericus*, etc.

Finalmente se presenta un último nivel constituido fundamentalmente por cuarcitas con intercalaciones de filitas que tiene una potencia de unos 20 m. hasta la frontera, continuando dentro de la zona portuguesa.

En la Hoja 726 (Pino de Valencia) este nivel termina en un conglomerado de aproximadamente 1 m. de potencia, formado por cantos de cuarcita y matriz arcillo-ferruginosa, que se adentra en Portugal, encontrándose muy próximo a la frontera.

En este nivel no se ha encontrado fauna, por lo cual, han sido utilizadas las dataciones de los portugueses, con *Paraspirifer auriculatus*, *Brachyspirifer*, *Douvillina taeniolata*, etc., que caracterizan el final del Devónico Inferior, fundamentalmente el Emsiense (D<sub>12-13</sub>).

## 1.5 CUATERNARIO (Q<sub>1</sub>), (Q<sub>AL</sub>)

Los depósitos recientes son el resultado de la meteorización y erosión de los materiales precámbricos y paleozoicos descritos anteriormente.

En toda la Hoja es frecuente la existencia de suelos que se han desarrollado fundamentalmente sobre los esquistos y las rocas graníticas, originándose argilolitas y limolitas secundarias, formadas por sílice y minerales arcillosos hidratados en el primer caso y verdaderos lehms graníticos en el segundo.

Estos suelos no aparecen reflejados en la cartografía, pues en la mayoría de los casos no presentan extensión suficiente.

Dependiendo de la distancia a que han sido transportados los materiales, ha sido posible distinguir dos categorías cartografiables.

#### 1.5.1 DERRUBIOS DE LADERA (Q<sub>L</sub>)

Se trata de verdaderos coluviales que aparecen emplazados en las laderas de las sierras cuarcíticas.

Se componen de bloques y cantos de cuarcita, cuarzo y esquistos muy poco compactados y empastados en una matriz arcillo-arenosa de colores rojizos.

#### 1.5.2 ALUVIALES (Q<sub>AL</sub>)

Son típicas acumulaciones de materiales en la actual red de drenaje. Presentan carácter poligénico con clastos de cuarcita, cuarzo, filitas y granitos muy poco cementados.

Son depósitos heterométricos, de granulometría grosera, mal clasificados y con un bajo índice de madurez.

Normalmente ocupan poca extensión y siempre queda restringida su presencia a los cauces actuales. No sobrepasan nunca los 2 m. de potencia.

### 1.6 ROCAS IGNEAS

El batolito de Valencia de Alcántara constituye un afloramiento granítico de considerables dimensiones, cuyo emplazamiento parece haber sido favorecido por la existencia de una estructura en antifirma. Aparece afectado por multitud de fracturas, predominando las de dirección NE-SO. Presenta dirección claramente hercínica NO-SE.

Como resultado del trabajo de campo y del estudio microscópico se han determinado cuatro facies diferentes:

- Granito porfiroide de dos micas  $(\begin{matrix} b \\ p \end{matrix} \gamma^2)_{2-3}$

Es un granito de grano medio a grueso, con grandes fenocristales de feldespato potásico, de dos micas, predominando, por lo general, la biotita.

El cuarzo suele presentar extinción ondulante más o menos fuerte. Los porcentajes de feldespato potásico son muy variables y siempre más altos que el contenido en plagioclasas, que son ácidas, por lo general, albita y oligoclasa.

— Granito de dos micas, grano medio ( ${}^b_2\gamma^2$ )

Presenta composición muy semejante a la facies anterior. En las plagioclasas el contenido de anortita siempre es menor del 20 por 100. En ocasiones el feldespato potásico presenta perfitas.

El tránsito con la facies anterior es muy gradual.

— Granito moscovítico ( ${}_4\gamma_m^2$ )

La composición es muy similar a la de las anteriores facies, pero en este caso la moscovita es dominante y es un granito de grano fino. Los accesorios son muy escasos.

Es una facies de carácter marcadamente marginal, que aflora en el borde SO del batolito.

— Granito de dos micas y grano fino ( ${}_4\gamma^2$ )

Esta facies granítica presenta la misma composición que el resto, pero con grano más fino y principio micropegmatítico, con abundancia de cuarzo mirmequítico y gráfico.

En líneas generales, las facies que se han podido cartografiar responden fundamentalmente al tamaño de grano, visible con más propiedad en campo que al microscopio.

Se trata, en general, de un granito porfídico, de textura y composición bastante homogéneas en toda la masa granítica, salvo determinados puntos donde aparecen facies de grano fino, aplítica con moscovita (contacto SO del batolito) o micropegmatítica. Sobre estas diferenciaciones se plantea la duda de si se tratan de zonas de cúpula (el caso de algunos microgranitos estanníferos de Galicia), o por el contrario son intrusiones póstumas del GV de Oen Ing. Soen, que quizá sea la hipótesis más correcta.

El grano suele ser de tamaño medio, salvo los megacrístales de feldespato potásico (microclina), que pueden alcanzar hasta varios centímetros y algunas veces acusan cierta orientación. Suponemos que el crecimiento de estos megacrístales se debe a fluidos ricos en K. No hay datos para admitir que este enriquecimiento potásico se deba a un proceso de albitización en otros puntos.

Estos granitos normalmente contienen dos micas y como minerales accesorios andalucita, turmalina, circón, apatito y opacos y esporádicamente contienen corindón y sillimanita.

Como dato de campo imprescindible hay que señalar que la mayoría de los granitos contienen cordierita, a veces en cristales de algunos centímetros. En el microscopio no son visibles los grandes cristales, pero sí aparecen masas de clorita que por su aspecto y contorno podrían considerarse como restos primitivos de pequeños cristales de cordierita.

La desestabilización de la andalucita no está tan avanzada como la de la cordierita; en muchas muestras aparece la andalucita, o restos de ella, rodeada por moscovita, lo que permite reconocer los minerales primario y secundario. Es muy posible que, en algunas preparaciones, toda la moscovita visible proceda de esta transformación.

Tanto la moscovita como la turmalina parecen tardías; la primera tiene un desarrollo blástico; la segunda es intersticial y su presencia parece tener cierta correspondencia con la mayor abundancia de feldespatos potásicos (no en megacrístales).

El granito de Valencia de Alcántara parece corresponder a los considerados de tipo Mixto (CAPDEVILA, CORRETGE y FLOOR). Tiene características propias de las llamadas granodioritas calcoalcalinas de la serie tardía, si bien, en general, presenta índice de color inferior y no está espacialmente relacionado con los precursores básicos de Schermerhorn. Otras diferencias relativas con aquellos granitos son el inferior zonado de las plagioclasas y la abundancia de zonas con grandes megacrístales. Igualmente el magma originario debió de ser más rico en volátiles que el correspondiente a las granodioritas típicas del centro Peninsular.

A la vista de la cartografía, el batolito de Valencia de Alcántara presenta una marcada orientación según las directrices hercínicas, por lo cual debe considerarse como sintectónico.

Mediante dataciones absolutas, basadas en el método K-Ar, la edad estimada puede considerarse la misma que la obtenida para el granito de Albuquerque, con  $284 \pm 5$  m. a. (PENHA y ARRIBAS, 1974), que correspondería al Carbonífero Superior.

En consecuencia, estos granitos deben considerarse sintectónicos a sintectónicos tardíos.

## 2 TECTONICA

Desde el punto de vista estructural, pueden diferenciarse claramente dos dominios: El septentrional, en el que el «Esquisto Grauváquico» constituye una antifirma de gran radio, en cuyo núcleo intruye el granito de Valencia de Alcántara; y el meridional, que está formado por materiales paleozoicos, que constituyen parte del flanco norte del sinclinatorio del Gévora.

La orogénesis Hercínica es la responsable de las principales estructuras que se observan en la zona, las cuales se caracterizan fundamentalmente por:

- Una marcada orientación ONO-ESE.
- Buzamientos que oscilan de subverticales a verticales en la mayor

parte de la Hoja, siendo muy constante la vergencia general hacia el NE.

No se puede desechar la idea de una fase orogénica antehercínica, aunque en el área estudiada, si ha existido sus estructuras han sido destruidas por las fases posteriores.

## 2.1 FASES

En líneas generales, puede hablarse de la existencia de tres fases tectónicas en la Hoja:

(F<sub>1</sub>): Esta primera fase presenta una esquistosidad (S<sub>1</sub>), dispuesta paralelamente al plano axial de los pliegues, observándose más clara en los materiales pelíticos. Posee una dirección media de N-114°-E, con buzamiento de 80° al SO, y se presenta subparalela a la estratificación. Localmente se observa una lineación (L<sub>S<sub>0</sub></sub><sup>S<sub>1</sub></sup>), resultante de la intersección entre la esquistosidad y la estratificación.

Esta fase da lugar a pliegues isoclinales de ejes subhorizontales, con dirección ONO-ESE, y vergencia al N. Ligeramente asimétricos, con tendencia a la geometría similar. Es la que origina las grandes estructuras.

(F<sub>2</sub>): La segunda fase es menos penetrativa que la anterior y más difícil de reconocer en campo, pero su existencia está confirmada por la aparición de astillamientos y mosaicos de reticulado romboidal, resultado de la intersección de dos esquistosidades, poniendo de manifiesto una segunda esquistosidad de fractura (S<sub>2</sub>), con una dirección media de N-125°-E, generalmente subvertical.

El ángulo formado por S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> es muy pequeño, lo cual dificulta su observación en campo y, en consecuencia, esta segunda fase tectónica más que originar una nueva generación de pliegues, daría lugar a un acentuamiento de los producidos por F<sub>1</sub> y sus efectos pasan fácilmente inadvertidos.

(F<sub>3</sub>): Da lugar a la formación de rizos y ondulaciones de pequeña amplitud que pliegan suavemente a S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub>.

Como efectos de esta tercera fase, también se observan, aunque localmente, una serie de diaclasas transversales (cross-joint), con poca densidad, que son subparalelas al plano axial de los pliegues de este tercer movimiento, y podrían interpretarse como una esquistosidad incipiente (S<sub>3</sub>).

La dirección media es de N-45°-E, buzando 60° al NO.

Localmente se observan pliegues en acordeón.

En realidad, esta última fase (F<sub>3</sub>) presenta poco desarrollo en toda la Hoja.

## 2.2 SISTEMAS DE FRACTURAS

El sistema de fracturas es muy complejo, máxime cuando los datos de campo son muy oscuros para poder interpretar con cierto rigor los mecanismos de fracturación.

Dentro del conjunto de fracturas que tienen reflejo en la Hoja es posible distinguir las siguientes familias:

- Fracturas NE-SO, ampliamente representadas en los granitos, que normalmente coinciden con pequeños filones de cuarzo de poca potencia. Forman un conjunto de fracturas paralelas de la gran falla de Plasencia.
- Sistema NO-SE, que constituye el conjugado del anterior y en ocasiones coincide con fracturas del contacto de los granitos con su aureola de metamorfismo. Este sistema de fracturas tiene gran importancia a pesar de su escaso reflejo en la cartografía, como consecuencia de haber actuado en materiales poco competentes y prácticamente coincidiendo con la dirección general de las grandes estructuras (ONO-ESE), lo cual permite que normalmente se encuentren enmascaradas.
- Fracturas de direcciones próximas a N-S, observadas claramente en los niveles cuarcíticos y que coinciden con las encontradas en el Precámbrico (PC<sub>2</sub>), que en ocasiones dan estructuras mineralizadas.
- Finalmente podría hablarse de un conjunto de fracturas prácticamente E-O, que no alcanza gran desarrollo en la zona.

De los sistemas de fracturación descritos anteriormente, los dos primeros corresponden a fallas de desgarre, cuya componente principal es horizontal.

Las fracturas de dirección NE-SO dan lugar a un desplazamiento claramente sinistral, como puede deducirse en la falla de Plasencia (Hoja 727). Sin embargo, las de dirección NO-SE podría pensarse en un desplazamiento dextral, lo cual es cierto para áreas del SO peninsular y en la mayor parte del Macizo Hespérico.

## 2.3 PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Las grandes estructuras de la Hoja han sido producidas por la primera fase tectónica (F<sub>1</sub>), presentando directrices hercínicas que permanecen marcadas en la orografía.

Todas las estructuras que aparecen están incompletas, bien por hallarse parcialmente cubiertas por el Cuaternario discordante, bien por haber sido parcialmente erosionadas.

### 2.3.1 PLIEGUES DE SIERRAFRIA

El conjunto de series paleozoicas que afloran al sur de la Hoja, forma parte del flanco norte del sinclinatorio del Gévora que adquiere completo desarrollo en las Hojas del Sur.

Dentro de este flanco se observan un anticlinal sinclinal en el nivel Silúrico-Devónico ( $S^B-D_{11}$ ), que en la actualidad se encuentran prácticamente erosionados y resultan difíciles de seguir.

Son vergentes hacia el N, como puede deducirse del buzamiento al sur de la esquistosidad de fractura, que es paralela al plano axial de los pliegues.

### 2.3.2 ANTICLINORIO DE VALENCIA DE ALCANTARA-ALBURQUERQUE

Esta gran estructura, en la actualidad aparece prácticamente borrada, estando ocupada fundamentalmente por las rocas plutónicas del batolito. En consecuencia, no existe criterio para poder indicar la zona axial de la estructura.

### 2.3.3 ESTRUCTURAS DE LOS LAPONES

En la zona NE de la Hoja afloran dos barras de cuarcita del Skidaviense-Arenigiense ( $O_{12}$ ), cortadas por una falla de dirección prácticamente E-O.

## 3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales que forman el substrato de la Hoja corresponden a los incluidos en el denominado «Complejo Esquisto Grauváquico», a partir del cual puede comenzar a construirse la evolución paleogeográfica de esta zona.

Las facies que caracterizan a estos depósitos prepaleozoicos, permiten imaginar una sedimentación primigenia, de materiales pelíticos, en el marco del extenso geosinclinal Precámbrico y en zonas poco profundas. Es importante señalar la falta de depósitos turbidíticos que indican las condiciones de inestabilidad con que finaliza la Era Precámbrica (hace aproximadamente 600 m. a.), y se encuentran muy extendidos por toda la cordillera hercínica. Análogamente, no se observan las facies de conglomerados y olistostromas de la etapa gliptogénica asíntica de la culminación orogénica.

Con la culminación de esta primera etapa de sedimentación se iniciaría

una elevación orogénica o isostática en la región, puesto que no existen las formaciones cámbricas reconocidas al este de la provincia, lo cual indicaría una ausencia de sedimentación o una sedimentación con erosión posterior, hipótesis ésta menos verosímil a la luz de los datos regionales.

No obstante, hay que admitir una etapa erosiva de cierta importancia, que peneplanizaría los materiales existentes.

El comienzo de la Era Paleozoica podría admitirse que se inicia con una discordancia erosiva, marcada por la existencia de las capas rojas de la base del Ordovícico ( $O_1$ ), correspondientes a depósitos formados a partir de los esquistos subyacentes, que en esta Hoja se encuentran recubiertos por derrubios de ladera ( $Q_L$ ).

Las cuarcitas skidawienses nos indican unos sedimentos primitivos de carácter arenoso y claramente transgresivos sobre el antepaís precámbrico. La facies de este nivel presenta características muy claras para reconocer depósitos costeros o de borde de plataforma, como indican las hiladas de minerales pesados oscuros, huellas, impresiones, etc. La existencia de algunos pliegues de deslizamiento por gravedad delataría pequeñas oscilaciones de la plataforma.

A continuación, se sitúan las pizarras ampelíticas con piritita (ambiente reductor) y *graptolites*, que marcarían la continuación de la etapa transgresiva durante el Ordovícico y parte del Silúrico, sin que se haya observado ninguna discontinuidad.

Posteriormente, se observa una cierta inestabilidad en la cuenca existente, que produciría cambios en la energía de los medios de transporte, depositándose materiales más o menos arenosos y filitas que constituyen la serie flyschoides, lo cual debería interpretarse como una etapa regresiva con relativo rejuvenecimiento topográfico. Parece lógico poder atribuir estos efectos a la orogenia Caledoniana, que da lugar a cordilleras en otras regiones y aquí se manifiesta por pequeños cambios en los ambientes pre-existentes.

El conglomerado situado a techo del Emsiense ( $D_{13}$ ) y aflorante ya en la zona portuguesa, presenta notable interés, pues marcaría la época de mayor retirada del mar Devónico.

En nuestra zona, la secuencia estratigráfica queda interrumpida en los materiales Emsienses, aunque hacia el sur sigue subiendo la serie.

Un episodio importante en la historia geológica de la Hoja lo constituye el emplazamiento de los materiales graníticos, emplazamiento que debe situarse, sin duda, a lo largo de la orogenia hercínica, lo cual está de acuerdo con las dataciones geocronológicas realizadas por PENHA, M. H., y ARRIBAS, A. (1974), en el batolito de Albuquerque, dando una edad aproximada de  $284 \pm 5$  m. a., que correspondería al Carbonífero Superior, posterior a la fase principal hercínica.

En consecuencia, esta intrusión granítica, correspondería al magmatismo



sinorogénico, relacionado con el metamorfismo regional. En el área de la Hoja se observa que el metamorfismo de contacto afecta hasta las filitas devónicas, lo cual confirmaría la actividad magmática hasta la declinación de la orogenia.

La etapa más moderna de la historia geológica de la zona correspondería a un largo período erosivo, de carácter continental, que daría lugar a los depósitos Cuaternarios con la formación de suelos, derrubios de ladera y aluviones.

#### 4 PETROLOGIA

Las rocas estudiadas en esta Hoja corresponden a la transformación metamórfica de sedimentos pelíticos (lutitas), pelítico-arenosos (lutítico-samíticos) y de arenas y areniscas (samitas), que normalmente evolucionan hasta filitas, esquistos y cuarcitas.

El metamorfismo regional, que afecta a estos materiales, es de muy baja intensidad, no sobrepasando la facies de los esquistos verdes, y quedando encuadrada la totalidad de las rocas estudiadas en las subfacies.

- Cuarzo-albita-moscovita-clorita (moscovita-clorita).
- Cuarzo-albita-epidota-biotita (moscovita-biotita).

Los efectos producidos por el metamorfismo térmico se sobreimponen a los materiales situados dentro de la aureola de contacto, dentro de la cual se observa una zonalidad que abarca las zonas de pizarras mosqueadas, de la biotita y cordierita, pasando gradualmente las rocas desde filitas maculosas hasta esquistos biotítico-cordieríticos y cornubianitas, que predominan ampliamente en las proximidades del granito.

La reestructuración sufrida, por efecto del metamorfismo térmico, en la mayoría de los casos no ha sido lo suficientemente intensa como para hacer desaparecer la estructura esquistosa de la roca, ni para conferir la típica textura granoblástica de las cornubianitas.

El grado de alteración que presentan estos materiales puede considerarse de bajo a muy bajo, siendo el resultado de la meteorización experimentada durante la epigénesis de las rocas.

Generalmente la alteración queda reflejada por la decoloración sufrida en los materiales ampelíticos (por óxidos); pigmentación zonal de óxidos de hierro, aprovechando superficies de discontinuidad y sustituciones pseudomórficas de piritita por goetita-hematites.

No se observan fenómenos de transformación importantes debidos a procesos hidrotermales, solamente aparece ocasionalmente sericita-moscovita en las salbandas de pequeñas vetas de cuarzo.

Los grupos de rocas cuyos caracteres petrográficos vamos a detallar son: Filitas, Esquistos, Cuarzitas y Granitos.

#### 4.1 FILITAS

Son rocas procedentes de la evolución metamórfica de sedimentos pelíticos (lutitas).

Normalmente presentan textura lepidoblástica debida a la orientación preferente de los filosilicatos, conservando en la mayoría de las ocasiones caracteres sedimentarios residuales, que consisten en bandeados o laminaciones, debidos a diferencias composicionales, que radican en las proporciones relativas de cuarzo y filosilicatos, acentuados en ocasiones por concentraciones de materia orgánica grafitosa y diferencias de pigmentación producida por óxidos de hierro.

El bandeo es, por lo general, subparalelo a los planos de esquistosidad, por lo que se puede hablar de concordancia entre estratificación y esquistosidad. Este bandeo, consideramos que no es debido a procesos de diferenciación metamórfica por el carácter textural de los componentes minerales que forman las bandas.

La presencia de porfidoblastos confiere a la roca la típica textura moteada o maculosa que caracteriza a todo un grupo de filitas, no observándose relación directa aparente entre la aparición del moteado y la composición. Este moteado corresponde a diferenciados lenticulares formados por componentes micáceos: moscovita, clorita, biotita; y en otras ocasiones se trata de lenticulares, altamente isótropas, que podrían tratarse de un gel de precipitación química. También son muy abundantes los porfidoblastos de andalucita (quiasolita) y cordierita, esta última especialmente con carácter textural poiquiloblástico.

Los porfidoblastos pueden considerarse paratectónicos o sintectónicos y su desarrollo (cristalización), ha tenido lugar con posterioridad al desarrollo de la estructura metamórfica dominante y de las superficies de «estratificación» y «aplastamiento», observándose que existe continuidad textural entre el interior y exterior de dichos porfidoblastos.

Es frecuente observar la existencia de micropliegues, con planos axiales normales a la esquistosidad, que podrían considerarse como micropliegues de arrastre, que se manifiesta casi con exclusividad en los episodios incompetentes, como resultado de su deformación plástica, durante la deformación general de la zona. No obstante, los datos de campo hacen pensar en la presencia de una fase tectónica, con producción de esquistosidad pliegue-fractura, impuesta a la pseudoesquistosidad o esquistosidad paralela a la estratificación. Ocasionalmente, se sobrepasa el límite de plasticidad y se alcanza el de rotura, produciéndose una fisuración según la línea de charnela, que es aprovechada para concentrarse óxidos de hierro.

También son relativamente frecuentes la existencia de pequeñas venas de cuarzo hidrotermal, que cortan la estructura de la roca y, en ocasiones, afectan a los porfidoblastos, observándose la deformación de las mismas según los planos de esquistosidad, lo cual podría interpretarse como el resultado de las últimas etapas del proceso tectónico.

Los componentes fundamentales de estas rocas corresponden a elementos micáceos, como sericita-moscovita, clorita y biotita, siendo de destacar el alto contenido, en algunos casos, de materia orgánica grafiticizada y la presencia de porfidoblastos de andalucita y cordierita, ya citados.

#### 4.2 ESQUISTOS

Estas rocas corresponden a la evolución metamórfica de sedimentos pelítico-arenosos (lutítico-samíticos), de tipo grauváquico (litarenítico).

La textura que presentan normalmente es granolepidoblástica, aunque en ocasiones es blastosamítica, pues recuerda la textura de la roca sedimentaria primigenia.

Como ya se ha indicado, en la zona interna de la aureola de contacto sólo algunas de estas rocas llegan a perder sus caracteres tectoestructurales residuales, para adquirir el carácter granoblástico típico de las cornubianitas.

También en las rocas esquistosas o pizarreñas se observa la presencia de porfidoblastos, con la misma naturaleza que en el caso de las filitas.

El desarrollo de fenoblastos de moscovita, con textura poiquiloblástica, es relativamente frecuente, siendo esta textura casi constante en los cristales de cordierita. La relación cronológica de estas rocas con los procesos metamórficos y tectónicos es similar a la descrita en el caso de las filitas.

Se observa con relativa frecuencia la presencia de sombras de presión (por cristalización de micas y cuarzo), así como la fragmentación de vénulas de cuarzo y fenómenos de boudinage.

En algunas rocas se ha observado una turmalinización relativamente intensa, resultante de procesos metasomáticos, con aporte de boro, que podrían estar relacionados con el emplazamiento de las rocas graníticas presentes en la zona.

La composición resulta bastante homogénea, con cuarzo, moscovita, clorita y biotita como componentes esenciales, observándose diferencias en el contenido de materia orgánica grafitosa y en los minerales de contacto (andalucita y cordierita).

De acuerdo con su composición y con las características texto-estructurales, estas rocas corresponden a esquistos sericíticos, moscovíticos, biotíticos y biotítico-cordieríticos.

### 4.3 CUARCITAS

Los niveles Arenigienses ( $O_{12}$ ) corresponden a ortocuarzitas (cuarzarenitas), mientras que el resto pueden considerarse como metacuarzitas, que probablemente han evolucionado hasta un estado de metamorfismo equiparable al del resto de las rocas.

La falta de minerales índice impide el definir el grado alcanzado.

El carácter textural dominante es el de rocas granoblásticas, en las que persiste una ligerísima orientación de sus componentes minerales, cuarzo fundamentalmente. Esta orientación es apreciable claramente en los componentes densos, que se disponen a veces linealmente, conservando cierto paralelismo con la orientación general de la roca, carácter que se considera heredado de su estratificación sedimentaria.

Los fenómenos de transformación más destacables son la recristalización y recrecimiento en cuarzo de los clastos de cuarzo, cuyos primitivos contornos a veces sólo se reconocen por la presencia de óxidos de hierro.

La presencia de microfisuras y venas de cuarzo es también frecuente en estas rocas.

Ocasionalmente, y con carácter local, se observan fenómenos de cataclasis, que se manifiestan en especial por la extinción ondulante y granulación de los cuarzoes.

### 4.4 GRANITOS

Los granitos del batolito de Valencia de Alcántara han sido diferenciados fundamentalmente por el tamaño de grano, puesto que las diferencias composicionales son muy pequeñas.

Al microscopio se observan como minerales esenciales: cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasas, biotita y moscovita. Como accesorios: turmalina, andalucita, circón, apatito y opacos (principalmente óxidos de hierro). Esporádicamente se presenta corindón, sillimanita, rutilo, leucóxeno, monacita, xenotima y allanita.

El cuarzo presenta frecuentemente extinción ondulante más o menos fuerte.

Los porcentajes de feldespato potásico son muy variables, pero, por lo general, son más altos que para las plagioclasas.

El feldespato potásico más abundante es la microclina, que forma fenocristales y se presenta parcialmente alterado a minerales arcillosos (fundamentalmente caolinita).

Las plagioclasas también se encuentran alteradas, predominando la sericitización.

La biotita suele presentar halos pleocroicos, envolviendo cristales de circón y aparece frecuentemente alterada a clorita.

La moscovita se forma a partir de la alteración de los feldespatos biotita y andalucita.

Prácticamente en ninguna muestra se señala la presencia de cordierita, que, sin embargo, en campo es visible, a veces en cristales de algunos centímetros, pero al microscopio se observan masas de clorita que por su aspecto y contorno podrían considerarse como restos primitivos de pequeños cristales de cordierita.

La desestabilización de la andalucita está menos avanzada que la de la cordierita; en muchas muestras aparece la andalucita o restos de ella, rodeada por moscovita (damourita), lo cual permite reconocer los minerales primario y secundario. Es posible que en algunas muestras toda la moscovita proceda de esta transformación.

Tanto la moscovita como la turmalina pueden considerarse minerales tardíos.

La mayoría de las muestras corresponden a granitos hiperalumínicos a aluminicos, en los que la andalucita se ha formado por cristalización del exceso de alúmina de las rocas encajantes digeridas por el granito.

## **5 GEOLOGIA ECONOMICA**

En la actualidad, y desde el punto de vista económico, la geología de esta zona presenta poco interés.

### **5.1 MINERIA**

Se conocen diversas labores mineras y algunos indicios de concentraciones minerales, que de manera esporádica fueron objeto de algunos intentos de explotación en el pasado.

Las mineralizaciones más frecuentes en esta zona pueden encuadrarse dentro de las denominadas periplutónicas, por otra parte, muy frecuentes en todo el Oeste peninsular.

Aparecen más o menos próximas al contacto granítico, tratándose, por lo general, de indicios de estaño y wolframio, normalmente acompañados por sulfuros arsenicales (mispiquel), como accesorios, y ganga cuarzosa.

Encajan en materiales esquistosos pertenecientes a terrenos precámbricos (Esquistograuváquico), afectados por metamorfismo de contacto, en el que pueden dividirse dos subzonas; una más interna, de corneanas con andalucita, y otra externa, donde se observan esquistos mosqueados.

Todos estos indicios presentan los mismos caracteres metalogenéticos, correspondientes a mineralizaciones filonianas de orientación hercínica, cuya génesis parece hidrotermal.

En este grupo pueden encuadrarse las mineralizaciones localizadas en el paraje conocido como «Umbrión del Carrascal», próximo al río Sever ( $X = 642,5$ ;  $Y = 4371,5$ ), en las que el wolframio se presenta en forma de wolframatos con pirita.

Otras tres zonas de características similares son: la situada al N de Valencia de Alcántara ( $X = 650,5$ ;  $Y = 4367,1$ ), junto al ferrocarril; la de Sotomayor ( $X = 653,2$ ;  $Y = 4365,6$ ) y la cercana a las Peñas de Puerto Roque ( $X = 647,9$ ;  $Y = 4356,9$ ), esta última en la zona meridional del batolito.

Una mineralización wolframífera, con estaño subordinado y características similares a las descritas, aparecen en el límite NE de la Hoja, en el paraje denominado «Quinto de las Yeguas» ( $X = 655,3$ ;  $Y = 4368,2$ ), encajando en terrenos esquistosos del Precámbrico, pero que no están afectados por metamorfismo de contacto.

Dentro del grupo de mineralizaciones intraplutónicas se encuentran algunos indicios de morfología filoniana, asociados a haces de filones de cuarzo de dirección general N-NE, con fosforita y apatito accesorios, conocidos desde principios de siglo, cuando se produjo la «fiebre de los fosfatos», pero que quedan restringidas a datos puntuales, sin ningún interés económico.

Podrían mencionarse algunas concentraciones de hierro situadas en niveles cuarcíticos del Ordovícico, de carácter muy local y sin desarrollo suficiente para ser explotables.

Las analogías metalogénicas con la zona de Nisa (Portugal), donde se sitúa la prolongación del contacto entre la serie Esquistograuváquica y el batolito de Albuquerque-Nisa, son muy marcados, existiendo el mismo tipo de mineralizaciones de wolframio, que se localizan tanto en granitos hercínicos, como en el exocontacto (sin sobrepasar nunca la zona de metamorfismo). No obstante, en la zona portuguesa, adquieren mayor importancia las mineralizaciones de uranio, donde se encuentran los yacimientos de Nisa (diseminaciones encajadas en la zona de metamorfismo de contacto), Taraba (filones de cuarzo lechoso y ahumado en el borde septentrional del batolito) y Palheiros de Tolosa.

## 5.2 CANTERAS

En cuanto a las rocas industriales, únicamente existe una cantera en el borde septentrional del granito ( $X = 654,4$ ;  $Y = 4362,4$ ), donde se han extraído materiales para la presa de Cedillo y que continúa en explotación actualmente.

La existencia de algunos niveles talcosos, localizados en las proximidades de las cuarcitas Skidawienses, nunca ha sido objeto de explotación.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ALVARADO, A., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1951).—«Mapa Geológico de España, E-1:50.000. Hoja núm. 701 (Valencia de Alcántara)». *IGME*, pp. 1-36.
- CONDE, L. N.; PEREIRA, V.; RIBEIRO, A., y THADEU, D. (1971).—«Jacigos hipogénicos de estanho e wolframio». *Direcção General de Minas e Serviços Geológicos*.
- CORREIA PERDIGAO, J. (1976).—«Carta geológica de Portugal. E-1:50.000. Folha 29-C. (Marvão)». *Serviços Geológicos de Portugal*, pp. 1-18.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia». *Notas y comunicaciones IGME*, 77, pp. 129-164.
- GONÇALVES, F. (1971).—«Subsidios para o conhecimento geológico de Nordeste Alentejano». *Serviços Geológicos de Portugal*, núm. 18, pp. 1-62.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1951).—«La Sierra de San Pedro y su terminación geotectónica en la de Alcuescar». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 49, pp. 5-23.
- IGME.—«Mapa Geológico de España, E-1:200.000. Hoja núm. 50 (Valencia de Alcántara)». *IGME*.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotek Forsch*, 6, pp. 78-92.
- (1960).—«El Precámbrico en España». *Notas y Comunicaciones del IGME*, 60, pp. 227-240.
- (1970).—«El Cámbrico en España». *Mem. Ins. Geol. Min. Esp.*, 75, pp. 1-256.
- MORENO, E. (1878).—«Los criaderos de fosfatos en los términos de Alburquerque y Valencia de Alcántara». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, 6.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trab. Lab. Geol. LAGE*, 37, pp. 1-15.
- PENHA, M. H., y ARRIBAS, A. (1974).—«Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles». *Bol. Geol. Min.*, 85, pp. 271-273.
- PORTUGAL, M., y FERREIRA, V. (1971).—«Jazigos uraníferos portugueses, Jazogos de Au-Ag-Metaratos do Norte do Portugal». *Direcção General de Minas e Serviços Geológicos*.
- RAMIREZ RAMIREZ, E. (1952).—«Notas para el estudio de la Metalogenia extremeña. Los Yacimientos wolframo-estanníferos de la Extremadura Central». *Notas y Comunicaciones del IGME*, 28, pp. 17-48.
- (1953).—«Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extremadura Central». *Estudios Geológicos*, 9, pp. 369-380.
- (1974).—«Ensayo de un análisis de posibilidades en mineralizaciones de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. Min.*, 85, pp. 171-181.
- SOS BAYNAT, V. (1962).—«Mineralogía de Extremadura». *Boletín del IGME*, 73, pp. 1-192.

- VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y Sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuía y en las Sierras de Cáceres y N de Badajoz». *Estudios Geológicos*, 27, pp. 419-425.
- (1974).—«Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. Min.*, 85, pp. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977).—«Significación del complejo esquistograuváquico en relación con otras series "pre-arenig" de España Central». *Stvdia Geológica*, 12, pp. 207-215.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA