



IGME

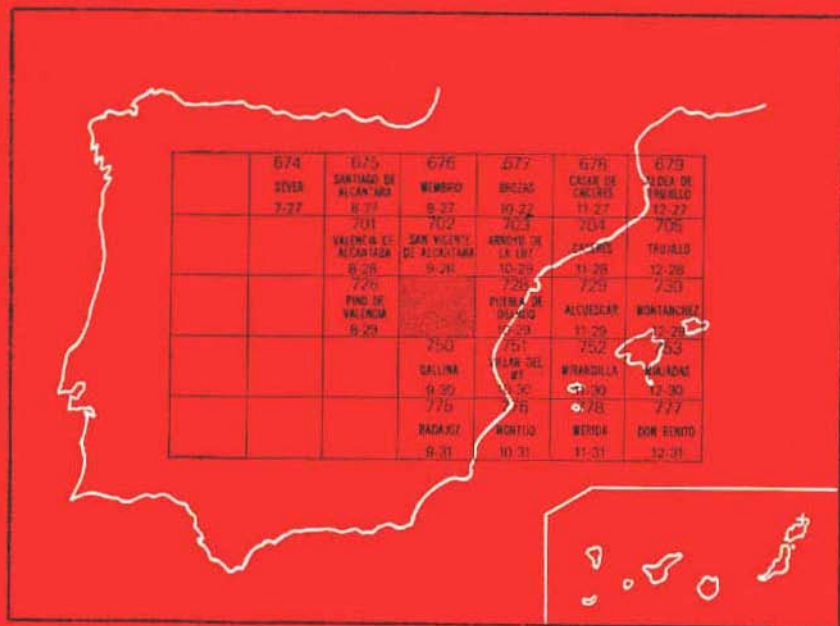
727**09-29**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALBURQUERQUE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ALBURQUERQUE

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 A. 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 ignea*: 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.

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 - 2.944 - 1982

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

INTRODUCCION

Situada entre el valle del Río Guadiana y las Sierras de San Pedro y de San Manuel, la zona estudiada forma parte de la penillanura occidental de la submeseta meridional.

La mayor parte de la superficie está cubierta por afloramientos de esquistos y granitos, apenas recubiertos localmente por depósitos recientes cuaternarios.

La llanura granítica y esquistosa queda interrumpida por las sierras cuarcíticas, de direcciones hercínicas, en relieves geomorfológicamente invertidos, ya que se sitúan precisamente en zonas originalmente deprimidas, que recibieron los sedimentos terrígenos, luego diagenizados en cuarcitas y rocas silíceas diversas.

El gran batolito granítico de Alburquerque, que ocupa toda la porción central de la Hoja, constituye el complejo petrográfico más caracterizado y a él se adaptan en forma general las diversas litologías que cubren el área.

Encajantes del roquedo ígneo son los esquistos, cuya edad ha sido muy discutida, tanto al norte de aquél, como al sur, hasta Alburquerque. A partir de esta población, el complejo cuarcítico, que descansa sobre aquél, en las zonas anteriores, entra en contacto directo con el granito en la zona meridional, hasta el límite oriental de la Hoja.

Desde la cuarcita arenigiense, que corre desde Alburquerque hacia el este y hacia el noroeste, hasta Pino de Valencia y la frontera portuguesa, se sitúa hacia el sur la estructura en sinclinorio del Río Gévora.

La problemática geológica en el momento presente de la Hoja de Alburquerque y en toda la región en general, puede resumirse en los siguientes puntos.

Separación de tramos o niveles guías y datación del denominado «Ante-ordovícico», que consiste en un esquistograuváquico apoyado mecánicamente contra el granito, que lo ha metamorfozando, y bajo el que es posible que se encuentre la llamada «Serie Negra», más metamórfica, o rocas de tipo néisico; su edad ha sido y continúa siendo muy discutida entre los que le atribuyen una edad cámbrica y quienes lo suponen ser un Precámbrico anquimetamórfico, que sería comparable al Brioveriense francés.

Posible presencia de conglomerados basales en el «Ordovícico», que se han citado en otros puntos, y su relación estructural con el «Anteordovícico», sobre el que se apoya. Diferencias e interpretación estructural entre las sierras cuarcíticas situadas al norte y al sur del batolito de Alburquerque.

Metamorfismo regional y de contacto; edad del emplazamiento granítico y de rocas básicas y diferenciación de las familias de rocas básicas del dique básico de Alentejo-Plasencia y las que se sitúan concordantes en dirección hercínica.

Caracterización y datación del Silúrico y del Devónico, techo y muro de éste.

Desde el punto de vista geográfico, la geología caracteriza a dos zonas bien distintas; la zona septentrional de llanuras graníticas y la zona meridional de alineaciones montañosas como las sierras del Puerto del Centinela, La Carava y La Calera de dirección variscica, y sus valles intermedios, de los ríos Gévora y Zapatón, afluentes del Guadiana. Las cotas más elevadas son el Pico del Pinar, con 515 m., en la Sierra de la Calera, y el Puerto de Centinela, con 506 m.

El clima es típicamente continental, de veranos secos y calurosos e inviernos relativamente lluviosos y muy fríos; la precipitación media anual es de 400 mm. a 550 mm. La economía se basa en la ganadería.

Alburquerque y La Codosera, con 12.000 y 2.000 habitantes, respectivamente, son las únicas poblaciones de alguna importancia. La red de carreteras se dispone radialmente desde Alburquerque hacia Badajoz, Valencia de Alcántara y La Aliseda. No existe línea férrea.

1 ESTRATIGRAFIA

La superficie que corresponde a esta Hoja está cubierta por un roquedo muy variable, que comprende granitos de diversos tipos, rocas subvolcánicas de naturaleza básica; el complejo terrígeno anquimetamórfico que se

conoce por «Esquisto Grauváquico», una alternancia rítmica de cuarcitas y filitas, de edad ordovícico-devónica y un Devónico terminal de filitas, con un tramo carbonatado intercalado. Materiales recientes, procedentes de la degradación del país hercínico, se acumulan aquí y allá, cubriendo zonas deprimidas de valles y laderas.

Como complemento a la secuencia litológica, se hará un esbozo de la cronoestratigrafía, que no puede ser más que esquemático, debido a la falta de base paleontológica, ya que sólo el Ordovícico y el Devónico han proporcionado faunas medianamente clasificables. Por eso, habremos de apoyarnos en correlaciones con series de otras zonas, más o menos próximas, que permitan homologación con las estudiadas, y en los argumentos e hipótesis de sus correspondientes autores, siempre bajo el prisma de un razonamiento lógico de evolución geomorfológica. Con el mismo fin, se introducirán los resultados de dataciones de edad absoluta. En particular, se tendrá muy en cuenta la estratigrafía paleozoica establecida en la Hoja 1:50.000 de Marvao, hasta donde llegan las estructuras de Albuquerque, y donde se ha encontrado una fauna relativamente abundante.

1.1 PRECAMBRICO (PC₂)

Encajando al extenso granito de Albuquerque, y con desarrollo relativamente importante, se presenta este complejo litológico, que existe prácticamente en todo el hercínico peninsular y sobre cuya edad tanto se ha discutido y discute aún; se trata del denominado «Esquisto Grauváquico», constituido por un conjunto anquimetamórfico de pizarras, esquistos y grauvacas, éstas aquí mal representadas, de colores generalmente oscuros y gran monotonía, cuya potencia se puede estimar en varios miles de metros a pesar de que el plegamiento de mayor orden y los repliegues de otros de mediano y pequeño radio, que alcanzan hasta micropliegues, dan la impresión de una potencia aún mucho mayor.

En detalle, las pizarras y los esquistos varían de colorido y de granulometría; son más pelíticos o más psamíticos y presentan diversas tonalidades de gris con tendencia a decoloración por meteorización.

Sintetizando los resultados de los estudios petrográficos de varias muestras de este complejo, puede establecerse que los componentes principales de la roca son cuarzo, moscovita y/o biotita, sericita y clorita; como accesorios se encuentran plagioclasas, pirita, limonita, circón, turmalina, ilmenita y apatito.

En las proximidades del batolito, al escaso metamorfismo regional, de facies, esquistos verdes, subfacies de la clorita moscovita, se superpone el exometamorfismo de contacto, en forma de esquistos moteados, K ξ andalucíticos y a veces cordieríticos, con niveles de corneanas intercalados K ξ en una banda que alcanza aproximadamente 2 Km. de anchura. Con

frecuencia, abunda en la masa rocosa cuarzo de segregación, que en su removilización ha adoptado la morfología filoniana.

Aunque la edad del «Esquisto Grauváquico» ha sido muy discutida, desde los famosos trabajos de LOTZE (1960-1970), parece afianzarse definitivamente la opinión de que se trata de una formación precámbrica superior, equivalente al Brioveriense del Macizo Armoricano.

En efecto, si bien RAMIREZ, E. (1963) y VEGAS, R. (1971), geólogos españoles que últimamente se han ocupado más de la geología regional, aceptaban una edad cámbrica superior para este complejo en los años sesenta, el segundo de ellos, defiende actualmente su atribución al Precámbrico (VEGAS, R.; RAIZ, J. M., y MORENO, F., 1977). Y lo mismo puede decirse de los geólogos portugueses que han cartografiado áreas próximas, como es el caso de GONÇALVES, F. (1971).

No aflora en la zona estudiada el conglomerado porfiroide que en Las Beiras portuguesas, según GONÇALVES, y en SO español, sirve de base al Esquisto-Grauváquico y reposa a su vez en discordancia sobre los esquistos con lilitas de la «serie negra». Es posible que, si ese conglomerado se acuña lateralmente en el Precámbrico de esta región, estén representados ambos tramos precámbricos.

Tampoco parecen existir los conglomerados ni los niveles carbonatados a ellos asociados, que constituyen el techo precámbrico terminal del «Esquisto-Grauváquico», tanto en Tras Os Montes, como en el Sur de Salamanca, como en el Valle de Alcudia.

En las proximidades del batolito de Albuquerque, las pizarras, esquistos y metagrauwacas Precámbricos acusan un claro metamorfismo de contacto que alcanza una anchura variable con máximo de unos 2.000 m. Aunque el contacto es normalmente muy neto, en algunos puntos, como ocurre en el Km. 4 de la carretera de San Vicente a la Codosera, adopta la forma de tránsito gradual como si el granito hubiese asimilado a la formación sedimentaria.

Los minerales de metamorfismo son cordierita y andalucita, que desaparecen progresivamente con la distancia al batolito, primero la cordierita y luego la andalucita y son reemplazados por biotita y clorita. En la aureola de esquistos metamórficos se observan además otros fenómenos atribuibles al emplazamiento granítico, como la presencia de filones aplíticos (F. A.) y de cuarzo, al NO de Albuquerque.

En las cercanías de la Ermita de Santa María, aflora un nivel de unos 50 cm. de potencia de unas rocas de aspecto gneísico, de color gris amarillento, con tonalidades verdosas oscuras, están constituidas por cristales de feldespatos rodeados por una matriz con mica muy abundante que delata una clara esquistosidad de flujo. Estas rocas son producidas en zonas de fracturación y se trata de granodioritas cataclásticas.

En la aureola aparecen también cuarcitas compactas (K₂) de color gris

oscuro, que, aunque de poca importancia, generalmente llegan a tener 50 m. de potencia a lo largo del contacto septentrional del batolito; afloran siempre en las proximidades del granito, son muy compactas y se estructuran en horizontes de 15 a 20 cm.

1.2 ORDOVICICO (O₁), (O₁₂)

Sobre el complejo descrito anteriormente se sitúan unos materiales que pueden ser de edad equivalente a los niveles conglomeráticos del oriente cacereño y a la serie de Garvin de los Montes de Toledo, VEGAS, R. (1977) atribuye edad Tremadoc Medio/Superior a este tramo, que nosotros consideramos como serie de transición del Ordovícico basal (O₁).

Se trata de facies absolutamente distintas a las del Precámbrico, caracterizadas por sedimentos que se encuentran entre el «esquistograuváquico» y las cuarcitas skidawienses propiamente dichas. Consisten en cuarcitas areniscosas y limolitas de grano fino a medio, con algo de moscovita y escaso feldespató; sus colores son muy claros, de tonos rojizos, verdosos, etcétera, de forma que puede considerarse varioladas.

Esta formación pasa desapercibida, porque constituye las laderas de las lomas por donde corren las cuarcitas del Arenig y normalmente están cubiertas por los derrubios de ladera, que son muy abundantes, y la vegetación de monte bajo sobre suelo vegetal, que recubre a aquéllos. Sólo en las trincheras de las principales carreteras, los desmontes la ponen al descubierto. Es muy posible que su facies sea análoga a la denominada «lie du vin» por los franceses, como advierte BOUIX, para capas de análoga posición estratigráfica en el Valle de Alcudia.

Las psamitas que las constituyen son de facies continental o paracontinental y deben proceder de la formación esquistosa inferior por meteorización, con la consiguiente decoloración, alteración y lixiviación del contenido feldespático. La mica puede ser de neoformación, a partir de minerales arcillosos o también heredados.

Es posible la presencia de conglomerados, asociados a esta facies, ya que en otros lugares de la provincia se han citado en la base de las cuarcitas ordovícicas y a los que lateralmente aquélla puede pasar; pero en la superficie que cubre la Hoja no se han observado, quizá por razón del recubrimiento antes indicado, que da a las observaciones de estas capas carácter prácticamente puntual.

1.2.1 SKIDAWIENSE-ARENIGIENSE (O₁₂)

El Ordovícico, datado aquí exclusivamente por las pistas que contiene, amén naturalmente de las analogías con formaciones de naturaleza y posición similares, cruza toda la zona central de la Hoja y se sitúa en la base

de flanco septentrional del sinclinorio paleozoico del río Gévora. En el ángulo nordeste de la Hoja, vértice de Santa María, la cuarcita ordovícica forma una apretada estructura en anticlinorio sobre el terreno «esquistograuváquico», que se prolonga en la próxima Hoja de Puebla de Obando.

En líneas generales, el Paleozoico Inferior va sobre el Precámbrico según un contacto discordante, aunque la discordancia erosiva haya sido oscurecida por el remodelado hercínico y esté, en la mayor parte de la longitud, oculta bajo los abundantes derrubios de ladera que proporcionan las cuarcitas; en la zona de Albuquerque, la cuarcita skidawiense se apoya mecánicamente sobre el granito. La serie fue sustraída a la erosión en zonas originalmente deprimidas de estructuras en sinclinorio, pero posteriormente ha dado serrezuelas en un relieve de geomorfología invertida.

Como se ha dicho, la base de esta formación queda generalmente oculta bajo el coluvial de ladera; pero en algunos puntos, como el Km. 12,5 de la carretera de San Vicente a La Codosera, se puede observar un sustrato alterado de pizarras y areniscas cuarcíticas decoloradas, amarillentas azuladas, verdosas y rojizas, teñidas por óxidos de hierro y abundantes vetillas de cuarzo. Sobre ellas, en sentido ascendente:

- Cuarcitas en capas de 10 a 15 cm. de potencia y un espesor total de unos 35 m., de colores grises y rojizos, con intercalaciones de pizarras amarillentas y rojizas. Presentan pliegues simétricos de poco desarrollo horizontal y planos axiales que varían de buzamiento, desde unos 70° N, en al zona Norte, a unos 80° S.
- Otro tramo de cuarcitas, de 15 m. de potencia, en bancos de 0,50 m., con finas intercalaciones pizarreñas; también forman varios pliegues de plano axial, buzando unos 65° S.
- Un tercer tramo cuarcítico, de unos 20 m. de espesor, en bancos del orden de 1 m., ligeramente plegado y buzando hacia el Sur, que presenta cuatro sistemas de diaclasas de posiciones: N 60° E-45° SE; N 70° O-verticales; N 40°-50° SE; NS-40° E.

Aunque este corte es sólo parcial, y da una potencia total de unos 70 m., que debe ser inferior a la real de la cuarcita, lo cierto es que ésta debe ser, por otro lado, muy inferior a la que podría hacer pensar la anchura horizontal cartografiada de las bandas cuarcíticas, que se debe, sin duda, a los pliegues de arrastre, con buzamiento hacia el sureste, como puede comprobarse en el mapa geológico, banda septentrional.

En líneas generales, se observa que la cuarcita skidawiense es más bien sacaroides, formada de granos de cuarzo sin apenas cemento y sin recristalizar; es decir, que se trata de una ortocuarcita, aunque localmente pase a metacuarcita. Suele contener turmalina y minerales pesados muy diseminados; en el vértice Mayorga presentan marcas de oleaje (ripple-marks),

que, junto con su granulometría, composición y minerales accesorios, indican su facies litoral; pequeños pliegues de deslizamiento por gravedad y pistas de tipo crucianas son también características de estas cuarcitas.

La fauna identificada en este nivel es: *Cruciana furcifera* (D'ORB.), *Ronaultia lyelli* (ROU.), *Arthropycus F. harlani* (HALL.) y *Scolithus dufrenoyi* (ROU.).

1.3 ORDOVICICO-SILURICO (O₂-S^B)

Sobre las cuarcitas del skidawiense se encuentran unas pizarras ampe-líticas negras, que han sido datadas en la zona próxima de Portugal como Wenlockiense por la fauna de graptolites que contienen. No obstante, no existe razón para limitar su edad a ese piso; no se ha observado discontinuidad entre la cuarcita arenigiense y estas filitas, sino, por el contrario, una facies de transición entre ambas. Suponemos, por esto, que este tramo representa al resto del Ordovícico y a una parte importante del Silúrico (O₂-S^B).

El tramo de transición es de arenisca muy fina, con intercalaciones de filitas; por la meteorización, ambas se tornan de colores muy claros y variados. Las ampelitas, por su parte, presentan abundante pirita cristalizada, lo que indica, junto con su color, una deposición en ambiente, claramente reductor; esta roca suele presentar también un metamorfismo de contacto allí donde quedan más próximas al granito (zona oriental de la Hoja).

La potencia de la serie puede estimarse en unos 200 metros, aunque resulta muy difícil de medir con exactitud, como consecuencia de los pliegues por los que está afectada.

1.4 DEVONICO (S^B-D₁₁), (D₁₂), (D₁₂₋₁₃), (D₁₃₋₂₁), (D₁₃₋₂)

Sobre este tramo pelítico va otro psamítico, de unos 200 m. de potencia, constituido por cuarcitas más o menos areniscosas y de granulometría variable, con intercalaciones de filitas subordinadas. Estas cuarcitas son bastante más impuras que las arenigienses y en ellas se observan con la lupa puntos blancos y amarillentos que pueden ser feldespato y limonita, e incluso pequeños cantos de cuarcita; este carácter poligénico la diferencia de la ordovícica.

En la parte superior del tramo se han clasificado, en Portugal, *Parahomonotus*, *Pteranitella laevis*, etc., gedinienses, por lo que debe suponerse que representa, quizá, el Silúrico terminal y una parte importante del Devónico Inferior (S^B-D₁₁). Para la separación de este tramo se ha utilizado un límite litológico (barra cuarcítica), ya que no existía otro carácter cartografiable.

Encima de este tramo cuarcítico se encuentra otro miembro de filitas

grises y areniscas (D₁₂), más o menos oscuras y muy claras por meteorización, de unos 70 m. de potencia máxima, que presenta algunas cuarcitas intercaladas, aunque esporádicamente. Es en el que los geólogos portugueses, que han realizado la Hoja de Marvão, denominan «areniscas y cuarcitas cenicientas y marrones; a veces ferruginosas»; en ella se han encontrado *Fimbrispirifer trigeri*, *Trigonirhynchis falaciosa* e *Histerolites hystericus*, por lo que se ha datado de Siegeniense.

La secuencia litoestratigráfica continúa por un complejo de cuarcitas areniscosas con filitas subordinadas (D₁₂₋₁₃); el más alto de ellos contiene un conglomerado de cantos rodados o subangulares de cuarcita de bastante continuidad y unos 0,50 m. de potencia, que se observa tanto en la falda meridional de la Sierra de la Calera como en la estructura de la Codosera; en él hemos situado el límite del tramo superior. Esta formación se caracteriza por su color pardo y abundantes manchas rojizas de óxidos de hierro en el conjunto de la roca. Tiene una potencia media de unos 170 m. y representaría al Siegeniense-Emsiense (D₁₂₋₁₃). Hacia la zona de Mayorga se acuña principalmente como consecuencia de que las filitas suprayacentes son ligeramente transgresivas.

Lógicamente el nivel conglomerático marca una discontinuidad entre el tramo descrito y las filitas grises (D₁₃₋₂) que se sitúan encima y que comprenden desde el Cobleciense Superior hasta el Devónico Medio. En este mismo tramo y en la zona portuguesa se han determinado *Parapirifer auriculatus*, *Brachyspirifer*, *Douvillina taeniolata*, etc., que caracterizan al Emsiense.

Hacia el muro de estas filitas se sitúan unos niveles carbonatados de facies pararecifal interestratificados que afloran en el sur de la Hoja, formados por calizas dolomíticas, calcoesquistos y liditas intercaladas. Las calizas son de color gris-azulado, con frecuentes vetas de calcita.

En esta Hoja, la fauna encontrada aparece mal conservada, pero en la Hoja 726 (Pino de Valencia), existe fauna que permite datarla como Cobleciense Superior-Eifeliense (D₁₃₋₂₁).

Sin embargo, a escala regional también se ha encontrado en España fauna suficiente en este tramo carbonatado, en las estructuras de la Sierra de San Pedro y de Cáceres, para datarlo con precisión de Eifeliense, que es el piso al que aquí lo dejamos atribuido fundamentalmente. A escala regional se conoce además otro tramo carbonatado, también datado con precisión de Frasnense, que no parece encontrarse en esta zona.

En algunos puntos se observa, bajo las calizas, una alternancia de areniscas y pizarras. En la banda carbonatada meridional, al muro de ella, se sitúan en casi toda su longitud unas diabasas.

En cuatro cortes de detalle, en las zonas de la Codosera, carretera de Portugal, río Gévora y carretera de Alburquerque a Villar del Rey, que pueden consultarse en la información complementaria, se ha estudiado con detenimiento el tramo carbonatado devónico que corre a lo largo del límite

meridional de la Hoja. Su potencia total puede considerarse de unos 300 m. a 350 m. y, en líneas generales, puede subdividirse en cuatro subtramos:

Muro.—Diabasas estratificadas (o que aprovechan el rejuego de las fallas subparalelas) sobre el complejo de filitas con intercalaciones cuarcíticas del Coblenciense Superior.

1. Calcoesquistos piritosos y esquistos pardos ferruginosos, con una brecha carbonatada hacia la base, que contienen pirita, blenda y mispíquel. Aproximadamente, 50 m.
2. Esquistos en «librillo» ampelíticos y calcoesquistos, muy ferruginosos, piritosos, con intercalaciones de brechas ferruginosas y de calizas grises fétidas, más o menos con cristales de pirita y cantos de esquistos de cuarzo. Interestratificados, se observan filones de cuarzo, con calcita y ankerita, y liditas de unos 0,10 m. En la zona de la Codosera, se encuentran bastante silicificados. Aproximadamente 120 m.
3. Calcoesquistos grises con pirita e intercalaciones de esquistos, liditas y bancos de caliza, también piritosos. Frecuentes brechas ferruginosas con vetas de calcita y clastos de esquistos y calizas; concentraciones de hierro y manganeso y filones concordantes de cuarzo de hasta 0,24 m. de potencia. Aproximadamente, 110 m.
4. Calizas dolomíticas, en bancos de 0,10 m. a 2 m., y calcoesquistos grises claros y oscuros, pardos por meteorización, con alternancias dolomíticas, filones de calcita, e intercalaciones de liditas y brechas calcáreas. Al techo, un miembro de unos 12 m. de caliza dolomítica cristalina, de granulometría variable, en bancos de 0,25 m. a 2 m., de los mismos colores que las anteriores vetas de calcita. Aproximadamente 60 m.

Techo.—Calcarenitas ocreas ferruginosas o esquistos arenosos, con enclaves calizos, de unos 2 m. de espesor, y las filitas grises del Valle del Gévorá.

Las diferencias fundamentales que se observan hacia el este del río Gévorá, en esta serie carbonatada, son la clara disminución de la potencia reducida de los tramos calizos que quedan separados por potencias de más de cien metros de esquistos, y la presencia de niveles de cineritas.

Sobre este complejo carbonatado, ocupando el valle del río Gévorá, se extiende el Devónico más superior en toda la zona axial del sinclinorio central de la Hoja. Está formado por filitas en una serie plegada muy monótona, de colores oscuros, grises y negros; en general son bastante silíceas, aunque son frecuentes las intercalaciones arcillosas. Están bastante diaclasadas, con posiciones predominantes N-30° E; NS-verticales; N-45° E-75° NO, y presentan una doble esquistosidad.

Al microscopio, el cuarzo y la materia carbonosa, son predominantes, como accesorio principal está la pirita más o menos hematizada.

1.5 CUATERNARIO

De acuerdo con el lugar de su actual emplazamiento, es decir, con la distancia a que han sido transportados los materiales así formados, se pueden distinguir tres tipos fundamentales de formaciones a los que deben atribuirse una edad pliocuaternaria: los suelos, los depósitos de pie de monte (Q_L) y los aluviones (Q_{AL}).

Los suelos eluviales más desarrollados, aunque sin cubrir en ningún caso áreas muy extensas, son los formados sobre los esquistos y la superficie granítica; en el primer caso, consisten en argilolitas y limonitas secundarias formadas por sílice y minerales arcillosos hidratados; en el segundo, son verdaderos lehms graníticos. Estos suelos no presentan extensión suficiente para ser cartografiados.

1.5.1 DERRUBIOS DE LADERA (Q_L)

Los derrubios de ladera coluviales se caracterizan por cantos y bloques de cuarzo y cuarcita y de esquistos sueltos, a veces, o englobados en una matriz arcilloarenosa, de coloraciones rojizas, típicas de climas más bien cálidos. Los depósitos de pie de monte son particularmente abundantes en la ladera septentrional de la sierra, constituida por cuarcita arenigiense, hasta el punto de ocultar prácticamente en su totalidad la formación continental que separa estratigráficamente el esquistogruvácico y el Ordovícico.

Tanto en los suelos como en los coluviones existe normalmente un horizonte A, de Tierra vegetal, relativamente desarrollado, en el que crece abundante vegetación; ambos dificultan mucho la observación de afloramientos en determinadas áreas, como la Sierra al Sur de La Codosera, y en las lomas de la Sierra de Santiago.

1.5.2 ALUVIAL (Q_{AL})

Los depósitos aluvionarios son típicamente cuaternarios acumulados en la actual red de drenaje y particularmente en los cauces de los dos ríos principales de la Hoja, el Gévor y el Zapatón. Su potencia es pequeña, y su composición es de arenas y canturriales de cuarzo y cuarcita predominantes; en algunos puntos se observan algunos retazos de terrazas de muy pequeñas dimensiones. En ningún caso se sobrepasa la potencia de unos dos metros.

1.6 ROCAS IGNEAS (${}_{p2-3}\gamma^2$), (${}_2\gamma^2$), (${}_{3-4}\gamma_m^2$), (${}_5\gamma_p^2$), (${}_5\gamma^2$), (ϵ), (W)

Las rocas ígneas del área estudiada están representadas por el batolito granítico de Albuquerque y por las rocas básicas que constituyen el dique de Plasencia y las que se sitúan concordantemente hacia la parte superior de la serie devónica.

El batolito de Albuquerque se dispone según las directrices estructurales hercínicas, por lo que su emplazamiento debió tener lugar durante dicha orogenia; es decir, que se trata de un granito de la fase magmática ácida sinorogénica hercínica o orogenia tardía.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963-65 y 1974), ha estudiado el dique de Alentejo-Plasencia y su relación geoquímica con otros diques básicos de Cáceres, definiendo las particularidades petrológicas y geoquímicas de dichos diques.

En la evolución orogénica, estas rocas básicas, deben situarse en el magmatismo básico final de la orogenia hercínica del esquema de STILLE, como veremos que se puede confirmar no sólo con argumentos de carácter cartográfico sino también por las dataciones radiométricas que ya se han llevado a cabo en muestras tomadas de este dique.

1.6.1 GRANITOS (${}_{p2-3}\gamma^2$), (${}_2\gamma^2$), (${}_{3-4}\gamma_m^2$), (${}_5\gamma_p^2$), (${}_5\gamma^2$)

Como puede apreciarse en el mapa geológico, estos granitos ocupan en la Hoja una extensión considerable, con una anchura variable entre 2,5 Km. y 12,5 Km., aproximadamente.

Se presentan concordantes con las directrices hercínicas, y están afectados por varios sistemas de fracturas, entre las que destacan los de dirección N-NE; N-NO; E-O y N-S.

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

1. Granito porfiroide de dos micas (${}_{p2-3}\gamma^2$)

Se trata de un granito de grano medio a grueso, con grandes fenocristales de feldespato potásico, de dos micas, predominando normalmente 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. Casi todos tienen cordierita o penmita pseudomórfica de la anterior.

2. Granito de dos micas, grano medio (${}_2\gamma^2$)

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. En realidad, se trata de la facies anterior, pero sin ser porfiroide. El tránsito entre ambas es muy gradual.

3. Granito moscovítico, grano medio a fino ($_{3-4}Y_m^2$)
Se trata de una facies en la que predomina la moscovita, mientras la biotita es muy escasa y prácticamente está alterada a clorita y moscovita.
Localmente presenta enriquecimientos de turmalina negra. Es una facies de carácter marginal.
4. Granito aplítico plagioclásico con topacio ($_{5}Y_p^2$)
Es una facies que aparece restringida al O de Albuquerque.
Se caracteriza por la abundancia de topacio y de visu, presenta en ocasiones una serie de anillos más o menos concéntricos, de color verdoso.
Las plagioclasas son bastante abundantes y muy ácidas, por lo cual puede considerarse como granito alcalino.
5. Granito aplítico de dos micas ($_{5}Y^2$)
Se trata de una facies que aflora en el borde NO del batolito, con una composición muy similar a la del resto de las facies y de grano fino.

Las facies corresponden generalmente al tamaño de grano, observable más fácilmente en campo que al microscopio.

La facies dominante en toda la masa granítica es un granito porfídico, de textura y composición homogénea, salvo algunos puntos, donde aparecen facies de grano fino ($_{3-4}Y_m^2$), ($_{5}Y_p^2$), ($_{5}Y^2$), por lo general situadas en las zonas de borde y que pueden interpretarse como zonas de cúpula (este es el caso de algunos microgranitos estanníferos de Galicia), o por el contrario como intrusiones póstumias, hipótesis esta última quizá más correcta.

Estos granitos contienen cordierita, a veces en cristales de algunos centímetros, observables en campo, pero que al microscopio no son visibles, apreciándose masas de clorita, que por su aspecto y contorno podrían considerarse como restos primitivos de pequeños cristales de cordierita.

Son muy frecuentes los megacristales de feldespato potásico (microclina), que pueden alcanzar varios centímetros, y cuyo crecimiento suponemos que es debido a fluidos ricos en K, ya que no hay datos para atribuir este enriquecimiento potásico a procesos de albitización en otros puntos.

La desestabilización de la andalucita está menos avanzada que en la cordierita; en la mayoría de las muestras aparece andalucita o restos de ella, rodeada por moscovita, lo cual permite reconocer los minerales primario y secundario.

El granito de Albuquerque parece corresponder a los considerados de tipo Mixto (CAPDEVILA, CORRETGE y FLOOR), con características propias de las llamadas granodioritas calcoalcalinas de la serie Tardía, aunque presentan índice de color inferior y no está parcialmente 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 megacristales.

La datación geocronológica del granito de Albuquerque ha dado una edad de 284 ± 10 m. a. (PENHA, M. H., y ARRIBAS, A. [1974], en muestras representativas de los granitos mineralizados, cuyas micas se analizaron por el método de K-A; cuya anterioridad se dataron los granitos de la zona portuguesa de Nisa, dando una edad de 290 a 309 m. a. (CORREIA, 1976), para los granitos calcoalcalinos, porfiroides, de grano grueso. En consecuencia, parece que al granito de Albuquerque puede atribuírsele edad Westfaliense-Stephaniense.

1.6.2 ROCAS BÁSICAS (ε), (W)

Asociados a las fallas de desgarre o tijera se encuentran los diques de rocas básicas, siendo posible diferenciar dos tipos:

- El dique que ocupa la gran fractura del Alentejo-Plasencia.
- Una serie de diques de orientación O-NO; E-SE.

Según los autores portugueses, el dique de Alentejo-Plasencia, se emplazó probablemente al principio del Jurásico (TEIXEIRA, C.; CANIJHO, M. H., y LOPES, J. C., 1971). Parece que dataciones recientes por K-Ar, realizadas en Amsterdam, por el profesor PRIEM, con muestras de la zona de Aljustrel, han dado una edad de 168 ± 5 m. a., es decir, Jurásico Medio. Por otra parte, en la zona española, el Dr. U. G. CORDANI, ha obtenido 220 ± 13 m. a., edad que corresponde al Trías Medio-Inferior (ARENILLAS, SAAVEDRA y ARRIBAS, 1975).

En la zona de la Hoja, el hecho de que la falla desplace las formaciones paleozoicas en su totalidad, permite asegurar que dicho accidente ha actuado por lo menos en el Devónico Inferior; su edad tardihercínica o posthercínica debe admitirse, por afectar en otras zonas al Carbonífero.

Las rocas que afloran en este dique corresponden a facies diabásicas finas, presentando típica disyunción en bolas y textura ofítica (W).

Aparte, las rocas de este dique, el magmatismo básico de la Hoja está también representado por las que aparecen interestratificadas al muro de la serie carbonatada, que presentan la típica disyunción en bolas. Su edad es anterior a las del dique de Plasencia y su cortejo.

Se han clasificado como diabasas de facies hipoabisal, afectadas de una

fuerte alteración meteórica e hidrotermal, a las que se deben los componentes secundarios actuales.

El problema de la génesis de estas rocas no se encuentra todavía totalmente solucionado, por persistir dudas como son la relación espacial y temporal con las rocas circundantes. No obstante, parece muy probable, a tenor de los datos existentes, que se las pueda considerar subvolcánicas, observándose que en ocasiones presentan una cierta contaminación de caliza por asimilación parcial de calizas.

1.7 ROCAS FILONIANAS (F.A), (q)

Las rocas filonianas que afloran en la Hoja son poco abundantes. Presentan interés los filones de aplita (F.A) de la zona de Tres Arroyos, que aparecen con alto grado de caolinización, observándose a veces concentraciones de lepidolita.

El filón principal presenta ramificaciones laterales, midiéndose una potencia que oscila entre 2 y 6 metros, con dirección subparalela al contacto del granito. Se encuentran a una distancia de unos 300 metros del batolito.

Dentro del batolito aparecen unas estructuras que recuerdan a los «Sierros» de la provincia de Salamanca y que en la cartografía figuran como filones de cuarzo (q). Se observan claramente en eje de cuarzo y pueden tener importancia mineralógica, pero sobre todo son interesantes para aguas subterráneas, por la trituración de la roca. En ocasiones se observan procesos de «decrochement» de poca envergadura.

2 TECTONICA

La Hoja está enclavada en la zona «Centro-ibérica» del macizo Hespérico, concretamente en la región denominada «Ostlusitanisch-Alcudische» de LOTZE (1945), que al sur limita con la zona de «Ossa-Morena».

La complejidad tectónica y estructural de la zona es muy grande, y dada la escasez de afloramientos que permitan hacer determinaciones de carácter estructural, nos impide establecer un modelo detallado.

Desde el punto de vista estructural, pueden diferenciarse dos dominios: el septentrional, en el que el Esquisto-Grauváquico constituye una antiforma de gran radio, en cuyo núcleo intruye el granito de Alburquerque, y el sinclinario paleozoico meridional, que se completa más al sur, en la Hoja de Gallina (750).

Las estructuras siguen claramente las directrices hercínicas, con orientación ONO-ESE, en la porción occidental, y prácticamente E-O, en la zona oriental.

No se descarta la actuación de movimientos tectónicos preordovícicos, cuyos efectos han sido probablemente ocultados, e incluso borrados, por la orogenia Hercínica.

2.1 DEFORMACIONES CONTINUAS Y FASES

En la zona estudiada es clara la existencia de tres fases de plegamiento, que son las siguientes:

Fase 1.^a (F_1).—Es la fase principal que se manifiesta en todos los materiales de la zona. Origina una gran variedad de pliegues aproximadamente isoclinales, con ejes subhorizontales y una esquistosidad de fractura (S_1), paralela al plano axial de dichos pliegues; es la esquistosidad más patente de la zona y tiene una dirección media de N-120°-E. Localmente es visible una lineación ($L_{S_0}^{S_1}$), que resulta de la intersección de la esquistosidad (S_1) y la estratificación (S_0).

Los pliegues suelen ser simétricos o asimétricos, con tendencia a la geometría similar, combinándose en las series, pliegues de las clases 1C y 3 de RAMSAY.

En el complejo Esquisto Grauváquico destacan pliegues de tendencia isoclinal, con esquistosidad de plano axial y sub-paralela a S_0 en los flancos.

En las cuarcitas y filitas ordovícicas y silúricas, los pliegues suelen ser de tipo intermedio, con tendencia a la geometría similar (pliegues de las clases 1C y 3 de RAMSAY) y se presentan como pliegues simétricos y asimétricos.

En las calizas calcoesquistos y lilitas del Devónico aparecen, del mismo modo, pliegues de tendencia similar, apretados y vergentes al N. También se observan micropliegues sub-isoclinales en las lilitas asociadas.

Fase 2.^a (F_2).—De menor importancia que la primera, produce una esquistosidad de fractura (S_2) menos penetrativa y por consiguiente más difícil de reconocer en el campo; la dirección media es de N-135°-E. Así, pues, el ángulo que forman S_1 y S_2 es muy pequeño.

Debido a la menor intensidad de esta fase y a que es prácticamente coaxial con la primera, más que originar una nueva generación visible de pliegues, daría lugar a un acentuamiento de los ya existentes. No obstante, en algunos puntos se han observado pliegues en «V» (Kink-folds) de S_1 , que se traducen en pequeñas ondulaciones, kink-bands, y pueden ser debidos a esta fase.

Fase 3.º [F_3].—Muy poco desarrollada en la zona. Origina pliegues que se presentan en forma de suaves ondulaciones y pliegues abiertos de dirección NNE-SSO. En determinados puntos se observa una esquistosidad incipiente de fractura (S_3) de dirección media N-40°-E y buzamiento 65°-70° al NO.

2.2 DEFORMACIONES DISCONTINUAS

Se han diferenciado varios sistemas de fracturas, que vienen caracterizados del modo siguiente:

1. Conjunto representado por fracturas de direcciones comprendidas entre N-5°-E y N-45°-E, al que pertenece la gran fractura de Plasencia y toda la serie de fracturas satélites que lleva consigo. Dicha fractura cruza la península Ibérica, desde el Alentejo portugués hasta la provincia de Avila.

Este accidente, de gran importancia en la zona, es una falla de dirección de trazado rectilíneo, cuyo movimiento es claramente de carácter sinistral y de edad parece ser que tardihercínica (GARCIA DE FIGUEROLA, 1963-1965; PARGA, 1969; CAPOTE y col., 1971; VEGAS, 1974; ARENILLAS y cols., 1975).

En la Hoja, esta falla, produce una desviación de las estructuras hercínicas y un desplazamiento mínimo de 3 Km. Esta fractura debió de iniciarse con movimientos tardihercínicos que produjeron el desgarrar de las estructuras de plegamiento, en épocas posteriores tuvo lugar una fase de distensión que favoreció el emplazamiento de las diabasas. Además existen grandes filones de cuarzo hidrotermal similares a los «Sierros» de Salamanca, que parecen originarse a favor de estas fracturas.

2. Sistemas de fracturas de direcciones comprendidas entre N-100°-E y N-145°-E. El grupo central (N-115°-E) es una familia de gran importancia en el área, aunque es muy difícil su observación por ser prácticamente paralelos a las estructuras hercínicas. No obstante, han podido ser detectadas en el sector de Mayorga y en otros puntos, por la existencia de diques de diabasas que han aprovechado estas fallas para instruirse.

Al sur de la Hoja existen dos grandes fallas inversas de dirección paralela a las anteriores.

3. Un tercer sistema que adquiere importancia en toda la zona y sobre todo en el batolito, presenta una dirección que oscila entre N-80°-E y N-90°-E.
4. Finalmente, existe un conjunto de fracturas de dirección aproxima-

da N-S, que queda reflejado en toda la zona y sobre todo en las cuarcitas y paquetes calcáreos.

2.3 RELACION ENTRE FRACTURACION Y PLEGAMIENTO

El sistema de fracturas de dirección ONO-ESE, se originó probablemente por los esfuerzos de compresión de dirección aproximada NNE-SSE y que dieron lugar a las estructuras de dirección hercínica.

El sistema de fracturas de dirección aproximada N-25°-30°-E, pueden corresponder a esfuerzos de compresión, de dirección N-S, sin descartar la posibilidad de que actuaran movimientos posteriores de distensión. Como hemos dicho anteriormente, estas fallas funcionaron por esfuerzos tardihercínicos que serían claramente posteriores a los sistemas de dirección ONE-ESE.

En cuanto al sistema de fracturas N-S, cabe pensar que estuviesen generadas por esfuerzos en sentido E-O o debido a distensión que se produce al cesar los esfuerzos de compresión.

2.4 ESTRUCTURAS MACROSCOPICAS

La primera fase de deformación es la responsable de las macroestructuras hercínicas que aparecen en la zona. Esta da origen a grandes pliegues kilométricos de orientación ONO-ESE, que forman largas bandas de hasta varias decenas de kilómetros.

En la zona estudiada, de N a S, se disponen las siguientes grandes estructuras, deformadas en la parte oriental hasta adquirir la dirección E-O:

- Anticlinorio desarrollado en el «Complejo Esquisto-Grauváquico» y en cuyo núcleo ha intruido el batolito granítico de Alburquerque. Los pliegues menores del «esquistograuváquico» son de radio variable; los hay centimétricos, decimétricos y métricos, normalmente en posición vertical o vergentes al Norte. En esta Hoja no se prestan a un estudio de detalle, ya que los afloramientos son pequeños y dispersos. Al NE de la Hoja, y en el flanco norte de dicho anticlinorio, existe un anticlinal volcado, vergente al Norte, que ocupa la llamada Sierra de Santa María; está formado en cuarcitas skidawienses y cierra periclinalmente a poco de adentrarse en la Hoja.
- Sinclinorio desarrollado en los depósitos Paleozoicos, en la Hoja no aparece completo, dicha estructura cierra en la Hoja de Gallina (750), situada más al sur. Se trata de un sinclinorio vergente al norte; su flanco norte es normal y el sur invertido y deformado por fallas inversas de buzamiento sur. El límite norte del sinclinorio es la

corrida de cuarcitas skidawienses, en posición subvertical e incluso ligeramente volcada sobre el esquisto grauwáquico o el batolito de Alburquerque.

En el sinclinorio existe una serie de estructuras menores, las más importantes se describen a continuación:

1. Anticlinal devónico al Sur de la Codosera. Constituye la denominada sierra del Valle Seco y es continuación del observado al Sur de la Hoja de Pino de Valencia. Es un anticlinal invertido, vergente al N; su flanco Sur es normal, y el Norte cortado por falla, en forma de falla inversa, de buzamiento 70° - 75° al sur.
2. Zona de Mayorga. Se trata de anticlinales y sinclinales marcados por las alineaciones cuarcíticas del Silúrico-Devónico. Son estructuras en general abiertas y vergentes ligeramente al N, cuyos ejes se hunden hacia el SE. El anticlinal más meridional tiene parte de su flanco N en forma de falla. A veces, en los núcleos de los anticlinales, afloran las filitas ampelíticas del Ordovícico-Silúrico.
3. Sierra de la Carava. Se sitúa en la parte más septentrional del flanco norte del sinclinorio del Gévora. La zona más elevada está formada por un anticlinal desarrollado, en cuarcitas skidawienses de plano axial vertical y eje, hundiéndose al E. Hacia el N nos encontramos sucesivamente. Sinclinal cuyo núcleo lo ocupan las filitas ampelíticas del Ordovícico-Silúrico y anticlinal en cuarcitas del skidawien-se, en su mayor parte cortado por el batolito granítico de Alburquerque.

En la zona occidental de la Sierra podría parecer que estas estructuras cierran periclinalmente, sin embargo, se ha observado una importante brechificación debida a una falla de dirección N- 125° -E, que disloca a dichas estructuras.

4. Sierra de Santiago. En esta zona la observación está muy dificultada por la vegetación y el recubrimiento. No obstante, se ha podido detectar la existencia de un sinclinal y un anticlinal desarrollados en las cuarcitas del Silúrico-Devónico. Son pliegues de tipo cilíndrico, con ejes subhorizontales. Estas estructuras están orientadas en dirección aproximada E-O por efectos de la gran falla de Plasencia.

Un accidente de gran importancia en la Hoja y en toda la zona sur-occidental de la Península, es la gran fractura del Alentejo-Plasencia. Surca la Hoja en su parte oriental en dirección N- 35° -E y produce una clara desviación de las estructuras hercínicas, en las que produce un desplazamiento que llega a alcanzar los 15 Km. en zonas próximas (Aliseda, Cáceres).

La falla de Plasencia es, en parte, una línea de fractura, cuando atra-

viesa el granito, y, en parte, una amplia banda de trituración. Como ya se ha dicho, esta fractura debió de reactivarse con movimientos tardihercínicos, que produjeron el desgarre de las estructuras de plegamiento y tectonización en el granito; posiblemente en épocas posteriores tuvo lugar una distensión que favoreció el emplazamiento de las diabasas (ofitas).

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales pelíticos primitivos, que más tarde formarían las rocas del «Complejo Esquisto-Grauváquico», deben haber sido depositadas en el extenso geosinclinal precámbrico, con toda probabilidad de muy escasa profundidad; faltan aquí los sedimentos turbidíticos del «esquistograuváquico» propiamente dicho, muy extendidos por el hercínico peninsular, que delatan las condiciones de inestabilidad con que declina la Era Precámbrica, hace unos 500 m. a., y la facies molásica de conglomerados y olistostromas de la etapa gliptogénica de la culminación orogénica.

Tampoco existen formaciones cámbricas, que sí se encuentran hacia el este de la provincia, con una fauna típica de arqueociátidos, trilobites y braquiópodos, que vivían en los cálidos mares que se extendían tierra adentro de los continentes erosionados. Tanto si no se depositaron aquí, como si fueron erosionados después de su formación, hipótesis menos verosímil, se debió a la elevación orogénica o isostática de la región, antes o después, sobre la que actuó una etapa erosiva importantes que bien pudo peneplanizarla.

La facies continental de las capas rojas del Ordovícico Inferior (O_1), indican precisamente una discordancia erosiva; son acumulaciones coluviales de los suelos, más o menos lixiviados, formados directamente a expensas de los esquistos precámbricos, ya al menos diagenizados, si no metamorforizados.

Con las arenas skidawienses (O_{12}), luego cuarcitas, transgresivas sobre el país precámbrico, se inicia un nuevo ciclo geológico sedimentario. Su biofacies (pistas) y sus estructuras sedimentarias (ripple marks) indican claramente su posición costera o litoral, epicontinental externa o de borde de plataforma. Si la cuarcita coetánea del flanco meridional del sinclinorio del Gévora, en la Hoja de Gallina presenta facies análoga, como es de esperar, debemos imaginar la existencia de un golfo de varias decenas de kilómetros al sur de Albuquerque, en aquella época.

Las ampelitas planctónicas de graptolites indican el progreso de la transgresión durante el Ordovícico y parte del Silúrico (O_2-S^B), sin solución de continuidad aparentemente.

Las cuarcitas, más o menos areniscosas, con sus intercalaciones de

filitas en facies rítmica deben interpretarse en términos paleogeográficos, como depositadas en una etapa regresiva o delatadoras de un rejuvenecimiento topográfico con el consiguiente aumento en la energía de los medios de transporte. En uno u otro caso, son fenómenos que deben atribuirse a la orogenia caledoniana, edificadora de cordilleras en otras regiones de Europa, responsable aquí tan sólo de una inestabilidad de la cuenca manifestada en la variación granulométrica de los sedimentos terrígenos.

El conglomerado marino, intercalado en las cuarcitas de la Sierra de la Calera y de la Codosera, señala el momento de máxima retirada del mar Devónico, a la que siguió una nueva transgresión durante la que se depositaron, a partir del final del Devónico Inferior, las filitas del Valle del Gévora y sus intercalaciones carbonatadas de facies pararrecifal. En la zona portuguesa, estas calizas dolomíticas se suponen ser couvinienses pero más al sur, en el SO de la Península, el tramo carbonatado ha sido bien datado de frasnense; es por esto que las filitas del Gévora podrían representar al resto del Devónico, e incluso el Carbonífero más inferior, como es el caso de la serie pelítico-grauváquica del Culm del SO de la Península.

Puesto que la secuencia estratigráfica queda interrumpida en las filitas del Gévora y ya no se encuentran más que los depósitos continentales recientes, debemos suponer que la emersión general del país tuvo lugar a lo largo de los tiempos hercínicos, con un comienzo quizá en su fase bretónica.

Simultáneamente, con esta evolución de carácter paleogeográfico, los materiales que iban siendo depositados sufrieron cambios geoquímicos progresivos por efecto de los procesos de diagénesis y de metamorfismo, es decir a causa de soterramiento, cambios regionales en el medio ambiente, alteraciones hidrotermales e intrusiones ígneas.

El batolito de Albuquerque, ácido y concordante debió emplazarse sin duda a lo largo de la orogenia hercínica, durante el magmatismo sinorogénico relacionado con el metamorfismo regional, aunque el metamorfismo de contacto, que en algunas zonas alcanza hasta las filitas devónicas, indica una clara actividad hasta los últimos tiempos de la etapa orogénica; la datación de unos 300 m.a. de algunos de sus minerales, confirma esta hipótesis, ya que esa edad corresponde al Carbonífero Superior, posterior a la fase principal hercínica.

Como es bien sabido, el metamorfismo regional comienza alrededor de los 300°C, con facies de los esquistos verdes cuando las asociaciones minerales de epidota, albíta, micas y feldespatos potásicos sean abundantes; ésta es precisamente la facies del Esquisto Grauváquico y aquélla, por tanto, la máxima temperatura alcanzada. El magma próximo y el batolito de Albuquerque dan lugar a un nuevo metamorfismo de contacto y a los fluidos filonianos y mineralizantes. Por su parte, el dique básico de Alentejo-Plasencia debe corresponder a la última fase de magmatismo postorogénico, es decir al vulcanismo basáltico final de la orogenia hercínica, en

su nivel subvolcánico, estén o no representadas en la zona sus manifestaciones extrusivas; como se dijo anteriormente, dataciones radiométricas de unas muestras del dique en Aljustrel han dado alrededor de 170 m.a., edad geológica aproximada del Jurásico medio que confirma la actividad postorogénica tardía del magmatismo básico.

Es dudoso, sin embargo, que las rocas básicas que se sitúan al muro de la formación carbonatada devónica, en posición concordante, correspondan al mismo magmatismo; el hecho de estar interestratificadas y plegadas con la secuencia sedimentaria parecen apuntar en favor de un nivel subvolcánico de edad cobleciense. Bien es verdad que estas rocas no presentan la textura vítrea característica de las efusivas, pero las volcánicas antiguas suelen estar recrystalizadas, por lo que el argumento no es válido para negar su carácter volcánico. Si efectivamente se tratase de coladas, el vulcanismo debería situarse en los tiempos prehercínicos y considerarse como representante del magmatismo inicial basáltico de la orogenia hercínica.

La etapa más reciente de la historia geológica consistente en un largo período continental durante el que se han formado los suelos y los coluviones terminales de la secuencia litoestratigráfica.

4 PETROGRAFIA

4.1 CARACTERES GENERALES

Las muestras estudiadas corresponden a materiales sedimentarios y rocas ígneas.

Los materiales sedimentarios están representados por facies detríticas, de clase pelítica y samítica y facies químicas de naturaleza carbonática. Tanto unas como otros han sido afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado, dando lugar a filitas, esquistos, cuarcitas y mármoles-calizas microcristalinas, estas últimas de tendencia frecuentemente esquistosa.

De acuerdo con su mineralogía, el grado de metamorfismo alcanzado, no sobrepasa el de la facies de los esquistos verdes, subfacies de la biotita.

Existe superposición de los efectos de metamorfismo de contacto, sobre los de metamorfismo regional. El carácter dominante es la aparición del moteado típico de la facies de las pizarras mosqueadas que corresponden a agregados lenticulares poliminerale, y porfidoblastos de andalucita y cordierita.

Los efectos de contacto no llegan a destruir totalmente la estructuración pizarroso-esquistosa de estas rocas. Incluso aquellas que se han clasificado como corneanas presentan textura granolepidoblástica y tendencia esquistosa anterior.

Las rocas ígneas, en general hipoabisales, pertenecen por su composición a familias distintas. La mayor parte de ellas corresponden al grupo de los granitos y diabasas. Entre las diabasas se han distinguido dos subgrupos fundamentales en base a sus caracteres texturales; en uno de ellos la textura es diabásica y en el otro subofítica. El grado y tipo de alteración es otro factor que los distingue.

Las rocas de composición granítica, son básicamente distintas, tanto en su textura como en sus condiciones de yacimiento. Mientras que en una su textura es holocristalina, e hipidiomorfa y corresponde a una facies hipoabisal, la otra es, probablemente, de facies plutónica y cataclástica como carácter textural dominante.

En todas las rocas estudiadas, predominan los efectos de la alteración meteórica sobre los de alteraciones hidrotermales. Las primeras consisten, fundamentalmente, en fenómenos de oxidación, que al actuar sobre el Fe^{2+} de silicatos y sulfuros y sobre la materia orgánica, provocan cambios de coloración en las rocas, muy frecuentemente pigmentadas por óxidos de hierro.

La alteración hidrotermal se manifiesta, sobre todo en las rocas ígneas, como fenómenos de uralitización, saururización, sericitización-moscovitización; este último, muy desarrollado a veces, en los porfidoblastos de andalucita de filitas y esquistos maculosos.

Los efectos de tectonización son relativamente frecuentes en los distintos grupos petrográficos. En filitas y esquistos se manifiestan por la aparición de micropliegues y en materiales competentes como las cuarcitas y rocas ígneas por granulaciones y una ligera milonitización.

4.2 FILITAS

Corresponden a la evolución metamórfica de una secuencia pelítica.

Son rocas de estructura pizarrosa y textura lepidoblástica. En algunas se conserva como carácter residual sedimentario un bandeado o laminación debido en general a diferencias cuantitativas en la composición de las láminas. El cuarzo y micas son los componentes que determinan, normalmente, estas diferencias.

Este bandeado, es en general, subparalelo a la traza de los planos de exfoliación; existe concordancia entre la estratificación y esquistosidad.

El distinto contenido en materia orgánica y óxidos de hierro da lugar en algunas muestras, a diferencias zonales, de coloración, y al desarrollo de un cierto bandeado, debido a veces a fenómenos de oxidación localizados y concentración de pigmentos limoníticos según superficies de fisura y planos de exfoliación.

Las rocas de este grupo, situadas en la aureola, de contacto, presentan textura maculosa. El moteado corresponde a agregados lenticulares de cuar-

zo, micas y opacos, algunos de ellos con alto grado de isotropismo y a porfidoblastos de andalucita o cordierita.

La relación entre los porfidoblastos y el resto de la roca, parecen indicar que se han desarrollado con posterioridad a la estructuración metamórfica, desarrollo de superficies S de estratificación y de aplastamiento. Existe continuidad textural a través de los mismos. Su relación con los efectos de deformación tectónica indican que son sintectónicos.

Presentan micropliegues, en los que la traza de los planos axiales corta con distintos ángulos la traza de los planos de exfoliación. Se manifiestan sobre todo en los episodios más incompetentes. A veces se alcanza el límite de ruptura, produciéndose la fisuración. Fisuras que quedan marcadas por la concentración que se produce en ellas de óxidos de hierro.

Los filoncillos de cuarzo son frecuentes, cortando en general la estructuración de la roca. A veces están deformados y desplazados por deslizamientos, según planos de pizarrosidad.

Los componentes fundamentales de estas rocas son: sericita-moscovita y clorita-biotita. Es de destacar el alto contenido de algunas de ellas, en materia orgánica, siendo clasificables como filitas ampelíticas, así como la presencia de porfidoblastos de andalucita.

4.3 ESQUISTOS

Se han clasificado como tales, en base fundamentalmente a los caracteres texturales.

Corresponden a la evolución metamórfica de sedimentos grauwaquicos, secuencias pelítico-arenosas.

La textura es en general granolepidoblástica, aunque algunos de ellos, con escaso desarrollo de los planos de exfoliación y disposición de sus componentes minerales, se les ha definido como de textura blastosamítica, puesto que recuerda la disposición textural de las rocas sedimentarias correspondientes.

Es relativamente frecuente la textura porfidolepidoblástica por desarrollo en la zona de contacto de porfidoblastos de andalucita, cordierita, moscovita y biotita. La cordierita y moscovita son frecuentemente poiquiloblásticos. El carácter estructural esquistoso se conserva, aunque poco marcado incluso en aquellos casos en que la roca se ha clasificado como corneana.

Con frecuencia se observan sombras de presión desarrolladas sobre los bordes de granos y lenticulas de cuarzo o de cristales de pirita.

Presentan, al igual que las filitas, vénulas de cuarzo con los mismos fenómenos de distorsión y desplazamiento según los planos de esquistosidad, a veces, quedan fragmentos en elementos lenticulares.

En algunas de estas rocas se observan fenómenos de turmalinización

escasamente desarrollados, que se interpreta como el resultado de un proceso de metamorfismo con aporte de B.

Los componentes fundamentales de estas rocas son: cuarzo, moscovita, clorita y biotita. En algunos de ellos entran como componentes esenciales andalucita, cordierita y materia orgánica.

Se incluyen en este grupo las rocas clasificadas como corneanas, pues todos ellos conservan un cierto carácter esquistoso y su textura no llega a ser típicamente granoblástica.

4.4 CUARCITAS

Corresponden a cuarzoarenitas que han evolucionado probablemente hasta un grado de metamorfismo comparable al resto de las rocas de la zona. La falta de minerales índice, impide la determinación del grado alcanzado.

Presentan textura granoblástica, existiendo en algunas una orientación preferente del cuarzo.

Se destacan como fenómenos de transformación más importantes, la recristalización y recrecimiento en cuarzo de sus componentes clásicos, esto último es especialmente marcado en alguna de las muestras estudiadas, quedando delimitados los primitivos contornos de los granos por una película de óxidos de hierro o cloritas.

Son frecuentes los fenómenos de cataclasis, que se manifiestan por extinciones ondulantes, granulaciones, desflecamiento de los granos e incluso aparición de pseudoclivaje en el cuarzo. En ocasiones la deformación sufrida provoca un ligero plegamiento que afecta también a las venas de cuarzo, produciéndose la orientación y alargamiento de este cuarzo en continuidad con el de la roca.

Es frecuente la presencia de microfisuras con cuarzo, componentes micáceos, sericita-moscovita, clorita y óxidos de hierro.

Además del cuarzo, en algunas de ellas, la goetita-hematites entran como componentes esenciales o accesorios muy abundantes, por lo que éstas se han clasificado como cuarcitas ferruginosas.

4.5 CALIZAS-MARMOLES

Tienen textura microcristalina orientada. Su aspecto tecto-estructural es ligeramente esquistoso, bastante marcado en algunas de las muestras estudiadas. Los fenocristales de calcita les dan un aspecto lenticular. En algunas se observan fenómenos de cataclasis que se manifiestan por granulaciones y deformación de los planos de clivaje de los fenocristales de calcita.

Ninguna de las muestras parece haber alcanzado un grado de metamor-

fismo suficiente para la descomposición del carbonato, pues no se observan minerales indicadores de tal fenómeno. Se estima, no obstante, que su grado de metamorfismo puede ser equivalente al del resto de rocas de la zona, que en general es muy bajo.

Su componente fundamental es la calcita, estando el resto como accesorios escasos.

4.6 ROCAS BASICAS

Como ya indicábamos, constituyen un grupo de rocas ígneas hipoabisales, en las que sus caracteres texturales, fundamentalmente, parecen exigir la consideración de dos tipos en su clasificación: diabasas y diabasas (ofitas), sin implicar con ello ninguna hipótesis petrogenética, para la que no se reúnen datos suficientes.

Las diabasas tienen textura holocristalina, hipidiomorfa, típicamente diabásica, sólo en alguna, esta textura ha quedado total o parcialmente destruida por efectos tectónicos, adquiriendo la roca una estructuración groseramente esquistosa y con signos de cataclasis en sus componentes minerales, por lo que se ha clasificado como cataclasita diabásica.

Sus componentes fundamentales son plagioclasas de composición próxima a la labradorita y piroxeno que corresponde en general a augita diopsídica. El contenido en componentes opacos a veces es importante.

Todas ellas están afectadas por procesos de alteración hidrotermal que hace que predominen, en ocasiones, los componentes secundarios sobre los primarios, dificultando al clara identificación de estos últimos, de los que sólo quedan restos. Entre los componentes secundarios se destacan: cloritas, calcita, hornblenda-actinolítica, epidota, etc., resultantes de la urazitización y sausrutización de piroxenos y plagioclasas.

El cuarzo, en general, presenta carácter intersticial.

Otras muestras se han clasificado como diabasa (protodiabasa), ya que ni su textura, ni su composición responden exactamente a los de una diabasa. La falta de ferromagnesianas y de restos de los mismos que pudieran indicar su completa alteración, la abundancia de calcita y su aspecto, no parecen indicar una procedencia por alteración de otros minerales. La textura diabásica está escasamente desarrollada.

El segundo tipo: diabasas (ofitas), tienen textura holocristalina, hipidiomorfa y subofítica, de grano medio. El piroxeno se presenta en fenocristales en los que quedan parcialmente englobados los cristales de plagioclasa.

El grado de alteración es bajo. Los fenómenos de urazitización y sausrutización afectan a piroxenos y plagioclasas, pero los componentes secundarios están normalmente en muy baja proporción.

El cuarzo, de carácter intersticial, se presenta a veces en intercrecimientos micrográficos con ortosa.

4.7 GRANITOS

Las rocas ígneas que constituyen el batolito de Albuquerque, corresponden a facies graníticas, habiendo diferenciado una serie de facies, fundamentalmente por el tamaño de grano.

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 detecta corindón, sillimanita, rutilo, leucoxeno, xenotima, etc.

El cuarzo suele presentar extinción ondulante más o menos fuerte.

Los porcentajes de feldespato potásico son muy variables, pero por lo general más elevados que los de plagioclasas, a excepción de la facies s_{p}^2 .

Los feldespatos y plagioclasas se encuentran parcialmente alterados a minerales arcillosos (normalmente caolinita), y a sericita.

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

La cordierita es visible en campo, 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 andalucita o restos de ella aparecen rodeados de moscovita (damourita), lo cual permite reconocer los minerales primario y secundario. En algunas muestras prácticamente toda la moscovita procede de esta transformación, y en ocasiones de la alteración de feldespato y de biotita.

La mayoría de las muestras corresponden a granitos de hiperlumínicos 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

La existencia de algunos indicios y yacimientos aún mal conocidos, dan cierto interés a la superficie que cubre la Hoja de Albuquerque, desde el punto de vista económico; especialmente, tienen cierto atractivo los minerales de uranio y de antimonio.

Los recursos hídricos se reducen a las aguas superficiales y a las subálveas del Valle del Gévorá; ni el roquedo ni la topografía son adecuados para la captación ni para el almacenamiento de aguas.

Tampoco son de esperar recursos energéticos, aparte los radioactivos,

como petróleo, carbón o gas, dadas la edad y las condiciones estructurales de las capas sedimentarias.

5.1 MINERIA

Parece evidente que el batolito granítico de Alburquerque sea responsable de la mayor parte de las mineralizaciones de la zona; en algunos casos, quizá puede invocarse el concurso del supuesto volcanismo básico devónico de la parte meridional de la Hoja, concretamente para las mineralizaciones de antimonio-wolfram que arman en el tramo de calizas dolomíticas. Algunas concentraciones estratiformes de óxidos de hierro sinsedimentarios, que encajan en horizontes cuarcíticos principalmente de edad siegeniense, no tienen interés por ser de baja ley y de pequeña potencia; quizá sí fuera interesante analizarlas por elementos de mayor valor que el hierro o el manganeso.

Aparte estos últimos, los indicios conocidos parecen disponerse según una zonalidad con respecto al batolito, que puede resumirse así:

- Mineralizaciones intragraníticas epitermales de morfología filoniana, de óxidos, silicatos y fosfatos de uranio, a veces acompañados de sulfuros o de fosfatos.
- Mineralizaciones peribatolíticas neumatolíticas filonianas de estaño y/o wolframio, a veces tantalíferas.
- Mineralizaciones hidrotermales y quizá metasomáticas, de estibina en rocas carbonatadas, acompañada generalmente de wolfram.

Las mineralizaciones del primer grupo se sitúan de preferencia hacia la zona interior del batolito, aunque de forma esporádica, también se conocen indicios en los bordes del mismo. Estas concentraciones se pueden considerar como epigénicas, por segregación lateral o removilización por fluidos hidrotermales a partir de los minerales uraníferos ortomagmáticos.

El yacimiento de este grupo mejor conocido es el de «Valderrascón» ($X = 673$; $Y = 4.351,2$), que fue estudiado por ARRIBAS, A. (1963). Las mineralizaciones encajan en rocas del tipo granodiorita, atravesadas por filones de cuarzo de potencia variable y frecuentemente brechificadas.

En este yacimiento se presentan como minerales primarios, pechblenda y coffinita, que rellenan fracturas en un filón de cuarzo brechificado y que han sido depositados entre dos aportes sucesivos de sulfuros de Fe, el primero de piritita marcasita y uno posterior de marcasita-melnicovita. La ganga es de cuarzo.

En la zona existen otros filones, como el de «Pedro Negro» ($X = 675,9$; $Y = 4.348$), «Toril del Centeno» ($X = 673$; $Y = 4.350,8$), «Las Hilanderas» ($X = 671,3$; $Y = 4.349$), etc., cuyas paragénesis son prácticamente análogas

a las de «Valderrascón», pero que desde el punto de vista metalogénico tienen más parecido con las del área de Albalá.

En cuanto a las mineralizaciones fosfatadas, quedan restringidas a dos pequeños indicios mal conocidos, de origen hidrotermal, que presentan fosfatos en ganga silicatada.

Las mineralizaciones estanno-wolframíferas se encuentran en la zona de contacto del batolito y en la actualidad todas están abandonadas.

El yacimiento que puede aportar más datos es el de «Tres Arroyos» ($X = 664$; $Y = 4.347,8$), que está ubicado al NO del pueblo de Albuquerque, donde ha sido explotado un pequeño aluvión, en el río Ribera del Fraile, y una serie de filones de aplita, fuertemente caolinizados; se observa también la existencia de concentraciones de lepidolita.

La mena fundamental es la casiterita y es de destacar la relativa abundancia de tántalo y niobio.

Los filones pegmoaplíticos presentan muy poca inclinación y tienen ramificaciones laterales. En líneas generales, tienen dirección paralela al contacto del granito y aparecen recubiertos por esquistos, cuyo espesor oscila entre 0 y 10 metros.

Las mineralizaciones que pertenecen a este grupo, se encuentran siempre en filones cuarcíferos y de aplitas, observándose como paragénesis más frecuente la formada por: casiterita, wolframita-mispiquel-turmalina y cuarzo.

Las mineralizaciones de antimonio son las que presentan mayor interés, en la Hoja. En la actualidad sólo se encuentra en explotación la mina «San Antonio».

Además existen labores en las proximidades del kilómetro 11 de la carretera de la Codosera a San Vicente de Alcántara ($X = 661,5$; $Y = 4.347,7$) y un pequeño indicio, al E de la Codosera ($X = 658$; $Y = 4.341,2$), que contienen estibina. La mina «San Antonio» ($X = 666$; $Y = 4.339,2$), ha sido estudiada por GUMIEL, P.; ARRIBAS, A., y SAAVEDRA, J. (1976) y junto con la de Herrera del Duque, constituyen los principales yacimientos de Sb en España.

La explotación se realiza mediante galerías, en niveles que distan 20 metros entre sí. Actualmente, el frente de explotación está a 180 metros de profundidad.

La mineralización encaja en calizas y calcoesquistos con cuarzo, de tonos gris-azulados, considerados como eifelenses. Aparece en fisuras y parcialmente reemplaza a la roca encajante; está constituida por sheelita rodeada por estibina, como minerales primarios ascendentes; secundarios descendentes, son los óxidos de Sb, procedentes de la meteorización de la estibina y los óxidos de Fe y Mn (pirolusita), de la mineralización de los carbonatos.

La concentración principal se presenta en una masa filoniana en forma de «chimenea». El origen hidrotermal de este yacimiento parece claro; no

lo es tanto que corresponda a una de las manifestaciones más externas del batolito granítico de Alburquerque como se viene suponiendo.

Los estudios microscópicos revelan que primero fue depositada la scheelita y después, a menor temperatura, la estibina.

En consecuencia, este yacimiento puede caracterizarse como un yacimiento filoniano resultante de un proceso epigenético hidrotermal, cuyo origen endógeno resulta claro. Se beneficia la estibina y como subproducto algunos nódulos de sheelita.

Las mineralizaciones de Fe no presentan interés desde el punto de vista económico. Se trata de pequeños indicios próximos a la Ermita de Carrión ($X = 669,8$; $Y = 4.339,8$), de morfología estratiforme, donde aparecen óxidos e hidróxidos de hierro en ganga silicatada. Están en estrecha relación con niveles cuarcíticos.

5.2 CANTERAS

Las rocas industriales en esta Hoja no presentan interés; únicamente en las proximidades de la Codosera ($X = 657,3$; $Y = 4.341,5$) existen unas pequeñas explotaciones de caliza, actualmente abandonadas, que fueron utilizadas para la obtención de cal.

En los tramos cuarcíticos se observan algunas zonas con abundante talco que no presentan volumen para que su explotación pueda ser atractiva. También en la Codosera existe una pequeña explotación de arcillas especiales.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1963).—«Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. LXI; pp. 247-262.
- ARRIBAS, A (1963).—«Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. Valderrascón (Alburquerque)». *Not. y Com. del IGME*, núm. 70, pp. 5-25.
- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J., y ARIBAS, A. (1975).—«Un dique de tendencia sericitica en la provincia de Avila». *Bol. Geol. y Minero*, tomo LXXXVI, fasc. 3, pp. 233-243.
- BARD, J. P. (1971).—«Sur l'alternance des zones metamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caracteres geotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques». *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXII, fasc. III-IV, pp. 108-130.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones

- sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres». *Bol. Geológico y Minero*, tomo 82, fasc. II.
- CORREIA PERDIGAO, J. (1976).—«Carta Geológica de Portugal. Escala 1/50.000. Folha 29-C. Marvão». *Servicios Geológicos de Portugal*, pp. 1-18.
- FEBREL, T., y SAENZ DE SANTA MARIA, J. (1964).—«El Devónico del Sur del batolito de Los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz». *Notas y Comunicaciones del IGME*, núm. 73; pp. 51-60.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963).—«El dique diabásico del norte de Extremadura». *Notas y Comunicaciones del IGME*, núm. 69, pp. 43-78.
- (1965).—«La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Notas y Comunicaciones del IGME*, núm. 77, pp. 129-164.
- (1974).—«El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura (estudio comparativo)». *Bol. Geol. y Minero*, tomo LXXXV, fasc. III, pp. 308-337.
- GONÇALVES, F. (1971).—«Subsidios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano». *Servicios Geológicos de Portugal*, núm. 10, pp. 61-93.
- GUMIEL, P.; ARRIBAS, A., y SAAVEDRA, J. (1976).—«Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio". Alburquerque (Badajoz)». *Studia Geológica*, vol. X, pp. 61-93.
- GUMIEL, P.; MEDINA FERNANDEZ, E., y SANTOS GARICA, J. A. (1977).—«Litoestratigrafía y control estructural de la mineralización antimonífera de la franja calcárea-devónica de Alburquerque (Badajoz)». *Bol. Geológico y Minero*, tomo LXXXIX, fasc. I, pp. 39-52.
- IGME (1971).—«Mapa geológico de España, escala 1:200.000, núm. 58-59 (Villarreal-Badajoz)». *IGME*, pp. 1-21.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur gliedernug der Varisciden der Iberischen meseta». *Geotek. Forsch. (Berlin)*, núm. 6, pp. 18-92.
- (1960).—«El Precámbrico en España». *Notas y Comunicaciones del IGME*, tomo 60, p. 227.
- (1970).—«El Cámbrico en España». *Memorias del IGME*, tomo 75.
- MORENO, E. (1878).—«Los criaderos de fosfatos en los términos de Alburquerque y Valencia de Alcántara». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, tomo VI.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos del Lab. Geol. de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.
- (1970).—«Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-sozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas». *Bol. Geol. y Minero*, tomo LXXXI, fasc. II-III, pp. 115-143.
- (1971).—«Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico». *Bol. Geol. y Minero*, tomo LXXXII, fascículo III-IV, pp. 234-238.
- PENHA, M. H., y ARRIBAS, A. (1974).—«Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles». *Bol. Geológico y Minero*, t. 85, pp. 271-273.

- QUESADA GARCIA (1960).—«Falla de desgarre en el SW de la Península Ibérica». *Notas y Comunicaciones del IGME*, núm. 58, pp. 163-182.
- RAMIREZ RAMIREZ, E. (1952).—«Notas para el estudio de la metalogenia extremeña. Los yacimientos wolframio-estanníferos de la Extremadura Central». *Notas y Comunicaciones del IGME*, núm. 28, pp. 17-48.
- (1953).—«Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extremadura Central». *Estudios Geológicos*, vol. 9, núm. 19, pp. 369-380.
- (1963).—«El límite Cámbrico Silúrico en la región suroccidental española». *Breviora Geológica Astúrica*, núm. 1-4, pp. 47-62.
- ROSSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1942).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, núm. 727 (Albuquerque)». *IGME*.
- SANCHEZ CELA, V., y APARICIO YAGUE, A. (1972).—«Petrogénesis de las rocas básicas del SW de España». *Bol. Geológico y Minero*, tomo LXXXIII-IV, pp. 402-406.
- SOS BAYNANT, V. (1962).—«Mineralogía de Extremadura». *Boletín del IGME*, tomo 73, pp. 1-192.
- TEIXEIRA, C.; CANILHO, M. H., y LOPES, J. C. (1971).—«Le grand dike dolentique de l'Alentejo». *Bol. Geológico y Minero*, tomo 82, pp. 346-350.
- VALLE DE LERSUNDI, J. del (1959).—«Sobre la posible existencia de una importante falla al SW de la Península». *Notas y Comunicaciones del IGME*, vol. 56, pp. 103-108.
- VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el Cámbrico del centro y sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y norte de Badajoz». *Estudios Geológicos*, vol. 27, núm. 5, pp. 419-425.
- (1971).—«Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geológico y Minero*, tomo LXXXII, fasc. III-IV, pp. 351-358.
- (1974).—«Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Minero*, tomo LXXXV, fasc. II, pp. 157-170.
- (1974).—«Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica». *Boletín Geológico y Minero*, tomo LXXXV, fasc. II, pp. 153-156.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977).—«Significado del esquistograuváulico en relación con otras series pre-Arenig de España Central». *Studia Geológica*, núm. 12, pp. 207-215.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA