



# IGME

**852****9-34**

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

## VILLANUEVA DEL FRESNO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**VILLANUEVA DEL FRESNO**

**Segunda serie - Primera edición**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTECNIA Y CIMENTOS, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas don R. Vegas Martínez y don F. Moreno Serrano, de GEOTECNIA Y CIMENTOS, S. A.

Los estudios de petrografía se realizaron en la Facultad de Ciencias de Salamanca, bajo la dirección de don Luis García de Figuerola, y en la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

#### **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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 29.135 - 1975

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

## **INTRODUCCION**

El territorio de la Hoja de Villanueva del Fresno está situado en las estribaciones septentrionales de Sierra Morena y el comienzo de la penillanura de la Baja Extremadura, en un substrato hercínico pleneplanizado, sobre el que destacan algunos relieves residuales (calizas y rocas volcánicas). Este área hercínica pertenece a la zona Ossa-Morena (LOTZE, 1945) de la mitad meridional del Macizo Hespérico. Los caracteres generales de esta zona geotectónica, que condicionan a su vez el área estudiada, pueden resumirse en: una importante sedimentación precámbrica superior, gran desarrollo de Cámbrico Inferior, Paleozoico Superior incompleto con Carbonífero Superior paralímnico, deformación polifásica hercínica, desde el Devónico Medio, y gran profusión de granitoides tardíos no deformados.

En cuanto a trabajos previos, únicamente se refieren específicamente a esta zona MESEGUER y PRIETO (1944) y KALTHOFF (1963). Así como las investigaciones recientes sobre hierros del SO. de España, realizadas por el I.G.M.E.

Las demás referencias representan estudios más amplios regionales con objetivos muy diferentes, que incluyen datos sobre esta zona (ALIA, 1963; BARD, 1965 y 1969; VEGAS, 1971 y 1972).

## **1 ESTRATIGRAFIA**

### **1.1 INTRODUCCION**

Dada la escasez de pruebas paleontológicas y la intensa deformación polifásica de los materiales paleozoicos y precámbricos, es difícil estable-

cer una sucesión cronoestratigráfica completa. Sin embargo, las determinaciones de áreas vecinas y la posibilidad de continuar y correlacionar diferentes unidades litoestratigráficas, ha permitido establecer una división coherente de los materiales del substrato hercínico. Esta primera división diferencia, dentro del contexto regional, cuatro grandes conjuntos: Precámbrico Superior, Cámbrico Inferior y Medio?, Ordovícico-Silúrico y Devónico, apareciendo como puntos de discusión los límites precisos entre ellos, siendo necesario utilizar criterios litológicos de orden regional.

## 1.2 PRECAMBRICO SUPERIOR (PC<sub>2</sub>)

En este apartado se incluyen los materiales aflorantes al norte de las sierras calcáreas de Higuera de Vargas (Jerez). Su posición estratigráfica no puede ser precisada por aparecer en contacto mecánico respecto a los niveles detríticos atribuibles a la base del Cámbrico. Su colocación en esta edad se basa en la continuidad con los materiales precámbricos del núcleo del «Anticlinal» Olivenza-Monesterio (VEGAS, 1968).

Este tramo se compone de cuarcitas oscuras predominantes, con pizarras grises y grauwackas subordinadas. Debe representar uno de los tramos cuarcíticos situados hacia los niveles más altos de la formación precámbrica de tipo «Serie negra».

## 1.3 CAMBRICO

La sedimentación cámbrica del flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio presenta características diferentes del resto de las series cámbricas típicas de la banda Alanís-Llerena-Zafra. No existen, por otra parte, yacimientos fosilíferos directamente correlacionables, con la única excepción de las faunas de Vila Boim en Portugal. A este hecho hay que sumar las diferencias litoestratigráficas con las series del flanco norte del anticlinorio, donde se han realizado las mejores determinaciones cronoestratigráficas. Las faunas de Cala corresponden a materiales situados en posición tectónica alóctona, provenientes de más al Norte, probablemente de materiales muy próximos a los que contienen las faunas de Alanís, Llerena y Zafra.

Dentro de los materiales cámbricos aflorantes en la región de Villanueva, se han dividido en cuatro unidades litoestratigráficas, tres inferiores del Cámbrico Inferior y la más alta de probable edad Cámbrico Medio, por los criterios que se expondrán más adelante.

### 1.3.1 Serie detrítica inferior (CA<sub>1</sub>)

Aflora en serie invertida sobre las calizas de la Sierra de Higuera de Vargas. Se compone principalmente de tramos de grauwackas y samitas

de aspecto general arenoso y tonos verde-gris. No contiene ningún nivel guía diferencial ni afloran los niveles, admitidos regionalmente como marcadores del tránsito Cámbrico-Precámbrico. La potencia vista calculable para esta serie es de unos 200-300 m.

### 1.3.2 Calizas de Higuera de Vargas (CA<sub>1</sub><sup>C</sup>)

Bajo esta denominación se agrupan los materiales de la banda continua de calizas y dolomías que atraviesa la Hoja formando las sierras dominantes en el paisaje. Su potencia es de 250-300 m.

Este horizonte conserva todas las características de las calizas con Arqueociátidos de toda la Sierra Morena y representa un buen nivel guía para la correlación del Cámbrico Inferior. El conjunto de la serie calcárea se compone de un nivel inferior, en el que alternan pizarras verdosas con lechos calcáreos y calcoesquistos y un nivel superior de bancos gruesos de caliza de tonos y grado de dolomitización muy variable, con intercalaciones de lechos ferruginosos. En ocasiones presentan un aspecto marmóreo muy acusado, debido probablemente a su proximidad al batolito de Barcarrota.

### 1.3.3 Serie detrítica superior (CA<sub>1</sub><sup>P</sup>)

Se compone de cuarcitas y areniscas en bancos más delgados hacia la base, con intercalaciones de pizarras ocre y gris, de grano fino y naturaleza arenosa. El carácter arenoso parece aumentar hacia el techo. En general presentan un tono ocre muy diferente del resto de las formaciones cámbricas. Su potencia es de unos 400 m.

### 1.3.4 Serie detrítica con vulcanitas interestratificadas (CA<sub>1-2</sub>)

Esta serie está formada por un conjunto de pizarras finas satinadas de tonos verdes con abundante participación de areniscas y niveles de diabasas uralitizadas, basaltos espilitizados y términos más ácidos representados por lavas y tobas de tendencia andesítico-riolítica, siendo estas últimas de menor importancia.

Los niveles volcánicos son más abundantes hacia el techo, donde adquieren localmente un gran desarrollo, destacando junto con las areniscas en el paisaje.

Esta formación constituye el borde de un cabalgamiento continuo desde Portugal («Carreamento de Juromenha») hasta la región de Fregenal y no se conocen los sedimentos situados estratigráficamente por encima de ella. Su colocación dentro de la serie cámbrica ha de hacerse por encima de las calizas con Arqueociátidos y muy probablemente en el techo del Cám-



brico Inferior-Cámbrico Medio por correlación con otros niveles con importantes episodios volcánicos semejantes a Sierra Morena occidental.

### 1.3.5 Edad y correlación de las series cámbricas

Como se ha expuesto en el apartado anterior (cf. 2.3), no es posible establecer una serie cámbrica continua con niveles cronoestratigráficos en ausencia de fósiles y de una correlación litológica perfecta con series próximas bien conocidas (complejidad tectónica y caracteres litológicos diferentes). Sólo algunos puntos comunes con otras series datadas con pruebas paleontológicas permiten establecer una edad para los materiales cámbricos anteriormente descritos. Estos puntos son:

- 1) Similitud del nivel de calizas y dolomías en toda Sierra Morena;
- 2) Correlación de la «serie detrítica superior» con los niveles flyschoides con trilobites de Vila Boim, y 3) Correlación cronológica del importante volcanismo básico en todo el flanco sur del eje Burguillos-Monesterio.

De esta manera es posible asimilar las «calizas de Higuera de Vargas» con las calizas con Arqueociátidos de Alconera (Cámbrico Inferior bajo); los niveles detríticos superiores son análogos a los materiales detríticos de Vila Boim (Cámbrico Inferior por encima de calizas —LOTZE, 1961— situados también en serie invertida) y las volcanitas y pizarras superiores representan las volcanitas de Umbría-Pipeta (SCHNEIDER, 1941), cuya edad puede asimilarse al Cámbrico Medio, según su posición en Zafra (BARD, 1965, y VEGAS, 1971 b). En esta última correlación, la existencia de conglomerados, tanto en Portugal como en Zafra, en las series con volcanitas puede significar una base más fundada en la asimilación de estos niveles.

## 1.4 ORDOVICICO (O<sub>2-3</sub>)

Se atribuyen a esta edad los materiales situados por debajo de los niveles silúricos con graptolites (por debajo de la cuarcita de base o cuarcita Llandoverly) y en contacto mecánico con los materiales volcano-sedimentarios del Cámbrico Medio-Inferior (por debajo del cabalgamiento de Juro-menha). La base de esta formación «ordovícica» no puede ser observada a causa de este accidente tectónico.

Dentro de esta formación se han distinguido dos conjuntos: uno inferior, de naturaleza más arenosa, y otro superior, esencialmente pelítico, con volcanitas interestratificadas. La potencia vista total de los dos conjuntos es 900-1.000 m.

### 1.4.1 Serie areniscosa inferior

Los tramos más detríticos corresponden a cuarcitas impuras y sub-

grauwackas. En lámina delgada presentan textura granoblástica con cuarzo y productos sericítico-arcillosos, como minerales principales, y con albita clorita, almandino y ortosa, como accesorios. En ocasiones el granate aparece como componente fundamental (cuarcitas granatíferas). El aspecto general de este conjunto es el de areniscas claras y grauwackas más oscuras.

Hacia la base de este tramo predominan los componentes areniscosos, haciéndose progresivamente más pelíticos hacia el techo. El paso gradual hacia materiales menos arenosos está enmascarado por la fuerte esquistosidad que homogeneiza todo el conjunto.

#### 1.4.2 Serie de pizarras verdes

Este tramo superior está constituido por pizarras sericíticas arcillosas, con cuarzo como mineral accesorio. Son de grano muy fino y suaves al tacto, cuando están alteradas. Contienen en ocasiones bandas milimétricas claras de mayor contenido en cuarzo, que dibujan perfectamente la geometría de la deformación. Por otra parte, existen además venas y glándulas de cuarzo de exudación situadas preferentemente en las charnelas de los pliegues. La existencia de estos lechos cuarzosos es señalada por GONÇALVES (1970) en tramos análogos al otro lado de la frontera portuguesa.

También se han encontrado algunos lechos muy poco importantes de volcanitas básicas interestratificadas, cuya relación con otros volcanismos ordovícicos de Sierra Morena, mucho más importantes, se puede establecer perfectamente.

Respecto a los tonos verdes que presenta este tramo, es preciso destacar que hacia el SO., el color verde oliva, inconfundible, alterna con tonos rojos y violáceos, haciéndose fundamentalmente rojo hacia Villanueva del Fresno y Chelas.

En conjunto, los dos tramos constituyen una gran secuencia estratigráfica con los términos detríticos más groseros en la base. El cambio de colocación del tramo superior podría interpretarse como un cambio lateral de facies, en una zona de intercambio de materiales predominantemente marinos y aportes continentales.

#### 1.4.3 Edad y correlaciones de la serie ordovícica

La edad ordovícica de esta formación se ha establecido por los siguientes argumentos: 1) Aflora por debajo de un nivel de cuarcita blanca, situado por debajo, a su vez, de faunas de edad Llandovery; 2) Al sur de la región estudiada, materiales semejantes afloran bajo conglomerados y cuarcitas basales del Silúrico y por encima de otros niveles conglomeráticos discordantes sobre el Cámbrico, y 3) Existe similitud litoestratigráfica con las



«capas de Ciervo» descritas por SCHNEIDER (1941-1951) en la región de Cala y admitidas como Ordovícico Medio e Inferior.

La correlación con otras series es posible, como se ha apuntado en los párrafos anteriores, a pesar del carácter transgresivo de la base del Ordovícico, la variación de potencias y la dificultad de establecer el límite superior (ausencia de la cuarcita del Llandovery). Litológicamente son comparables con la «serie de Cubito» (BARD, 1966) y con las «Ciervo Schichten» de SCHNEIDER (op. cit.), y lateralmente con las series detríticas de Encinasola. En la región estudiada faltan, por los motivos apuntados anteriormente, los niveles basales (cuarcitas y conglomerados).

## 1.5 SILURICO

Corresponde al Silúrico un conjunto de pizarras finas con graptolites y pizarras oscuras con capas de liditas hacia el techo. La potencia total es de unos 100 m. En la base afloran siempre lechos carbonosos y en ocasiones cuarcitas blancas muy puras en uno o varios bancos (1-2 m. de potencia), definidas como «Llandovery Quartzit» por KALTHOFF (1963). Cartográficamente se han diferenciado el nivel de cuarcitas basales (cuando afloran) y el nivel de pizarras con graptolites, pizarras y liditas.

### 1.5.1 Tramo de cuarcitas basales ( $S_1^A$ )

Se trata de cuarcitas blancas muy puras en un solo banco de unos 3 m. de potencia al sur de Villanueva, acuciándose este banco hacia el Norte. Este nivel vuelve a aparecer hacia el arroyo Friegamuñoz y la carretera de Alconchel a Cheles, representado por varios bancos de arenisca. Estos bancos tienen un desarrollo muy irregular, apareciendo bancos de cuarcita y pizarras subordinadas con lechos cuarcíticos puros de aspecto bandeado (25 m. de potencia máxima). En el techo de este tramo aparecen siempre pizarras grafitosas y lechos carbonosos. En el muro, pizarras bandeadas atribuidas aquí al Ordovícico Medio-Superior.

### 1.5.2 Tramo de pizarras con graptolites y liditas ( $S_{1-2}^{B-B}$ )

Por encima de los niveles cuarcíticos afloran pizarras grafitosas y lechos carbonosos en los que se han encontrado restos de plantas inclasificables (junto al cauce del río Godolid). El desarrollo de estos lechos carbonosos es muy variable, la máxima potencia se encuentra en la zona de La Cabra Baja, junto a la mina de uranio de la J. E. N. (posible nivel huésped de las mineralizaciones). Cuando faltan los núcleos cuarcíticos, estos lechos marcan el límite Ordovícico-Silúrico. En ausencia de ambos criterios se ha

utilizado el dato inequívoco del cambio brusco de color y ausencia de bandeado en las pizarras silúricas.

Sobre estos lechos carbonosos siguen pizarras ampelíticas con graptolites, que en ocasiones son pizarras silíceas duras y de color negro.

En las pizarras ampelíticas predominan los minerales arcillosos, mientras en las pizarras silíceas aumenta el contenido en cuarzo, adquiriendo características diferentes el mismo tramo. Hacia el techo se sitúan niveles de liditas negras muy bien estratificadas, en bancos centimétricos. Estos últimos niveles representan el techo del Silúrico en esta región.

### 1.5.3 Edad y correlación de la serie silúrica

Como en toda Sierra Morena occidental, el tramo de ampelitas y liditas es muy fosilífero. Dentro del territorio de la Hoja se han encontrado dos yacimientos: uno en la mina de Cabra Baja y otro junto al Cortijo de Alcañizas, al oeste de Villanueva del Fresno. El primero de ellos ha sido datado anteriormente como Llandovery Superior y Tarannon-Wenlock (informe IBERGESA, programa sectorial de investigaciones de hierro); mientras el último había sido citado por MESEGUER PARDO y PRIETO CARRASCO (1944) y por FERNANDO RUBIO (1960) en su recopilación de graptolites estudiados por P. HERNANDEZ-SAMPELAYO. La edad de este último yacimiento ha sido establecida como Llandovery Inferior y Medio.

Parece evidente que todo el conjunto de pizarras ampelíticas, lechos carbonosos, pizarras silíceas y liditas debe comprender una edad Llandovery Superior a Tarannon, estando bien representados el Wenlock y el Ludlow, pero sin existir seguridad de representación del Budnanense. El lecho corresponde a niveles detríticos conglomeráticos que deben servir como criterio de separación del Devónico discordante (Hoja de Rabito).

Por su parte, las cuarcitas y niveles más detríticos superiores deben representar al Llandovery Inferior.

La correlación del nivel fosilífero puede extenderse a toda la región en una banda estrecha desde el norte de la provincia de Sevilla hasta Portugal, atravesando la región de Barrancos. Sin embargo, la ausencia de niveles detríticos de base puede llevar a confusión e introducir en el Silúrico (Gotlandiense) capas de probable edad ordovícica. BARD (1966) atribuye de esta manera al Silúrico un paquete de 600 m. de pizarras de «hábito» ordovícico, según los criterios aquí expuestos. No obstante la dificultad antes expresada y los cambios laterales de las pizarras grafitosas, se puede seguir la banda silúrica fosilífera con el nivel de liditas superior, desde la región de Cala a Hinojales (BARD, 1966 y 1969; GUTIERREZ ELORZA, 1969, y SCHNEIDER, 1941 y 1951) a la región limítrofe con Portugal y el Alentejo (KALTHOFF, 1963; ASSMANN, 1959; TEIXEIRA, 1955; ROMARIZ, 1961, y

PERDIGAO, 1961). Los yacimientos citados por estos autores determinan una edad común para todos los materiales anteriormente citados.

En el mismo sentido de la correlación regional, el nivel de cuarcitas inferior (con areniscas en ocasiones) puede paralelizarse con la «arenisca de Cebollar» (BARD, 1966) en la base del Silúrico.

Al norte del sinclinal de Terena, los autores portugueses no han establecido la diferenciación Silúrico-Ordovícico.

## 1.6 SINTESIS DEL PRECAMBRICO SUPERIOR Y EL PALEOZOICO. ESQUEMA GENERAL DE CORRELACION

En conjunto, sobre los materiales cuarcíticos del Precámbrico Superior se han establecido tres grandes secuencias (la correspondiente al Cámbrico, incompleta por falta de afloramiento) correspondientes a los tres sistemas, y separados entre sí por núcleos detríticos (a veces conglomeráticos) que llevan consigo una discordancia a nivel cartográfico. Todos los tramos se pueden correlacionar en todo el borde del «Anticlinorio de Burguillos» (Cámbrico Inferior y Medio de igual facies) y en el núcleo del área sinclinal de Terena-Hinojales (Ordovícico y Silúrico equivalentes con cambios propios de área inestable).

La correlación de los materiales paleozoicos y precámbricos queda reflejada en el Cuadro I.

## 1.7 EL PROBLEMA DE LA EDAD DE LOS AFLORAMIENTOS CALCAREOS PROXIMOS A VILLANUEVA

Las calizas que constituyen los relieves de las sierras de Alcañizas y La Luz y pequeñas elevaciones en los alrededores de Villanueva aparecen litológicamente idénticas a las calizas de Higuera del Cámbrico Inferior. Su posición anómala en medio de afloramientos silúricos, así como su identidad litológica con las calizas cámbricas, induce a considerarlas como «klippes» aislados; es decir, restos de un manto de recubrimiento proveniente del borde del anticlinorio de Burguillos; de igual manera que los «klippes» descritos más al Sur, en la región de Cumbres Mayores, por BARD (1965). Esta solución concuerda con las observaciones de orden tectónico realizadas en la región de Villanueva.

En Portugal, afloramientos semejantes en cuanto a posición y litología y situados a continuación con los aquí tratados, han sido considerados como «Silúricos» (GONÇALVES, 1971) o como cámbricos en el núcleo de anticlinales «extruidos» (PERDIGAO, 1972).

La similitud de estos afloramientos con la situación de los afloramientos cámbricos de Estremoz induce a pensar en un «falso anticlinal» de Estremoz; es decir, en una estructura alóctona conteniendo Precámbrico Superior

CUADRO I. CORRELACIONES DEL PRECAMBRICO Y EL PALEOZOICO DE LA HOJA DE VILLANUEVA

		Sinclinal Terena-Hinojales		Anticlinal Burguillos	
		Barrancos	SO. Hinojales	Villanueva	Zafra
Devónico			Grauwackas de Terena Microconglomerados		
Silúrico		Pizarras arcillosas negras y pizarras arenosas.	Ampelitas y liditas, pizarras negras, pizarras violáceas, cuarcitas y conglomerados.	Liditas, pizarras silíceas, pizarras carbonosas, pizarras, grafitosas y cuarcita.	
Ordovícico		Alternancia de conglomerados y pizarras negras, y conglomerados poligénicos.	Capas de Ciervo (serie intermedia), conglomerados y cuarcitas.	Pizarras verdes, serie areniscosa inferior.	
Cámbrico	Superior				
	Medio		Volcanitas de Umbria-Pipeta.	Volcanitas, pizarras y areniscas.	Pizarras verdes, areniscas y volcanitas.
	Inferior		Capas de Rincón y caliza de Cañuelo.	Serie detrítica superior, calizas de Higuera, grauwackas y pizarras.	Cuarcita del Castellar, serie de Vallehondo, calizas de Alconera, serie de tránsito, conglomerados y porfiroides.
Precámbrico				Serie negra (tramos de cuarcita).	Serie negra.

Se han utilizado los nombres locales dados por BARD (1966, 1969), SCHNEIDER (1941, 1951) y VEGAS (1968 y 1971).



en su núcleo, de manera que al sur del borde Cámbrico de Juromenha-Fregenal-Cala se sitúan siempre importantes unidades tectónicas alóctonas.

## 1.8 MIOCENO-PLIOCENO ( $T_{c1-2}^{B-B}$ )

Se consideran de esta edad los materiales de cobertera que afloran en el ángulo superior izquierdo de la Hoja. Representan un afloramiento modesto de una cobertera, en parte desaparecida, y por su afinidad con la cuenca del Guadiana se puede considerar como Terciario más superior, en ausencia de determinaciones paleontológicas.

Esta pequeña extensión terciaria consta de conglomerados, arcillas y niveles de calizas tobáceas con recubrimientos de cantos sueltos de cuarzo y cuarcita. La potencia máxima es de 10 m.

Aparte de este resto de cobertera existen formaciones superficiales que enmascaran los afloramientos de rocas paleozoicas, formando suelos arenosos.

## 2 TECTONICA

### 2.1 GENERALIDADES

Los materiales paleozoicos y precámbricos están sometidos a una intensa deformación polifásica que dificulta la interpretación y situación de las diferentes series estratigráficas. Esta deformación puede resolverse en dos fases mayores hercínicas de plegamiento, a las que se asocian cabalgamientos o transposiciones importantes de series y una fase tardía de plegamiento que debe relacionarse con una importante fase de fracturación de desgarre. Todo esto sin prejuzgar deformaciones antehercínicas (asínticas?) importantes y fases erosivas intracámbricas (sárdicas), y en el límite ordovícico-silúrico con movimientos epirogénicos importantes, marcados por rupturas en la sedimentación.

Dada la intensa deformación polifásica hercínica y la situación tectónica de los afloramientos del Precámbrico Superior, no se ha encontrado una tectónica propia precámbrica, por lo cual se tratará exclusivamente la tectónica hercínica.

### 2.2 PRIMERA FASE MAYOR HERCINICA ( $F_1$ )

Pertenecen a esta fase estructuras planas ( $S_1$ ) equivalentes a una esquistosidad de subflujo, fractura y micropliegues de geometría variable, generalmente vergentes al SO. y en ocasiones micropliegues centimétricos y

decimétricos, totalmente tumbados hacia el SO., fácilmente observables en las pizarras finas versicolores de edad silúrica. La dirección media de  $S_1$  es  $130^\circ$ . La geometría de los micropliegues parece indicar una fase de fuerte apretamiento con pliegues mayores fuertemente vergentes hacia el SO. en forma de grandes pliegues tumbados.

### 2.3 SEGUNDA FASE MAYOR HERCINICA ( $F_2$ )

Corresponde a esta fase de plegamiento una esquistosidad de tipo «strain-slip» muy penetrativa en los materiales pelíticos. Esta esquistosidad traspone  $S_0$  y  $S_1$  (subparalelas) y es de plano axial de micropliegues de geometría ortorrómbica que afectan a micropliegues de la fase primera. La dirección media de  $S_2$  es  $160^\circ$ .

La mayoría de los pliegues mayores cartografiados corresponde a la interferencia de esta fase sobre flancos tendidos de pliegues  $F_1$ , apareciendo pliegues apretados de plano axial subverticales o vergentes, ligeramente al SO.

La cataclasis del granitoide de Barcarrota debe asociarse a esta segunda facies.

### 2.4 FASE TARDIA HERCINICA

Esta fase produce ondulaciones de los ejes de los pliegues  $F_1/F_2$  y pliegues centimétricos o métricos poco apretados, de plano axial vertical.

A esta fase se puede relacionar una esquistosidad ( $S_3$ ) grosera y subvertical muy nortada y bandas de «kinks» muy espaciadas. Su dirección axial es oblicua a  $F_1$  y  $F_3$ , que resultan ser a su vez homoaxiales.

### 2.5 TECTONICA DE FRACTURA

Asociadas a las fases mayores de plegamientos se producen fracturas inversas cuya acción extrema produce importantes cabalgamientos hacia el SO. Estos cabalgamientos parecen ser posteriores a  $F_2$  y representan un despegue de los flancos cortos de las estructuras fuertemente vergentes de  $F_1$ . Los «klippes» de Villanueva deben ser restos de cabalgamientos de esta fase, afectados por  $F_3$ .

Por otra parte, en los estadios finales de la deformación se producen fracturas en dirección a un sistema conjugado NE.-SO. y N.-S. (derecha e izquierda, respectivamente) que trastocan las estructuras  $F_1$  y  $F_2$  y los afloramientos de rocas graníticas tardi-sm  $F_2$  (Batolito de Barcarrota).

Los «decrochement» NE.-SO. se disponen en dos bandas preferentes que atraviesan la totalidad de la Hoja. Aparecen como fracturas de largo recorrido, mientras los «decrochement» N.-S. son de traza más pequeña,



pero de mayor desplazamiento lateral de las capas. Los «decrochements» NE.-SO., resultan ser paralelos a la línea maestra de desgarre que atraviesa el Alentejo y la Extremadura española (falla de Messejana o de Plasencia).

Se puede pensar en una relación entre  $F_3$  y estos «decrochements» tardíos.

## 2.6 EDAD DE LAS FASES DE DEFORMACION

La edad de las fases de plegamiento se puede precisar teniendo en cuenta las relaciones entre ellas y los materiales que afectan. A falta de Paleozoico más superior es preciso referirse a otras áreas próximas de Sierra Morena. Teniendo en cuenta los datos de deformaciones de BARD (1969), FABRIES (1963), JONGMANS (1925), SIMON (1951) y VEGAS (1972) y la única datación radiométrica de los granitoides no deformados del sur del Macizo Hespérico (LEUTWEIN et. al., 1970), se pueden deducir las siguientes edades para esta región:

- a)  $F_1$  resultaría ser post-Devónico Medio y Antevisense.
- b)  $F_2$  ha de colocarse entre el Viseense y el Westfaliense.
- c)  $F_3$  no debe rebasar los niveles más altos de Carbonífero Superior-Pérmico.
- d)  $F_3$  es consecuencia de la intensa deformación de fractura (fallas en gravedad y «decrochements») que desmantela el edificio hercínico.
- e) Las fracturas se reactivan en la evolución postpaleozoica de esta región.

## 3 HISTORIA GEOLOGICA

En el principio de los tiempos cámbricos se inicia una sedimentación clástica, después carbonatada, con facies de mares poco profundos (arrecifes). Este mar cámbrico se instala sobre un país precámbrico, cuya evolución es difícil de precisar, aunque su papel como condicionador del comienzo del Paleozoico es evidente.

Al final del Cámbrico se sucede un importante episodio volcánico, emergencia relativa y comienzo del Ordovícico poco potente y de carácter detrítico (movimientos epirogénicos «sárdicos» e inestabilidad ordovícica).

El Silúrico representa una zona de mar tranquilo, con material orgánico abundante, quizá mares poco comunicados entre sí.

A excepción del fuerte desarrollo del Precámbrico Superior y del relativo desarrollo del Cámbrico Inferior, el resto de la sedimentación denota un área inestable precursora del emplazamiento de las deformaciones intensas, desde el Devónico Medio hasta el comienzo del Carbonífero más Superior.

La fase de plegamiento principal aparece al fin del Devónico con desarrollo de pliegues tumbados y una esquistosidad de plano axial  $S_1$  simétrica con la estratificación.

Una segunda fase afecta las estructuras anteriores con producción de esquistosidad  $S_2$  dominante y subvertical deformando los pliegues mayores en antiformal y sinformas de gran amplitud, resultantes de la interferencia de los grandes pliegues de ambas fases. Esta fase deforma el granitoide precoz de Barcarrota y causa el principio de despegue de los recubrimientos anormales.

Una tercera fase de deformación resulta del desmantelamiento tardío del edificio hercínico con pliegues transversales que afectan los ejes de las antiformal-sinformas cartografiables. Estos pliegues están asociados a «decrochements» importantes que compartimentan el área rigidificada.

Posteriormente se realiza una evolución continental con reactivación de fracturas hercínicas y emplazamiento de depósitos de molasas posteriores a una peneplanización de la orogenia Hercínica.

#### **4 MINERÍA Y CANTERAS**

Los indicios de hierro en los materiales carbonatados del Cámbrico Inferior han promovido la exploración minera de la Hoja, teniendo en cuenta la similitud de otras áreas productoras de hierro muy próximas (Cala y Jerez de los Caballeros). Parece una guía de prospección regional la existencia de calizas cámbricas asociadas a manifestaciones ígneas.

Aparte de estos indicios de hierro se ha explotado en el territorio de la Hoja una mina con beneficio de minerales de uranio, cuya mineralización parece estar asociada, por una parte, a materiales carbonosos de edad silúrica, y por otra, a una gran fractura. Una hipótesis de relación hidrotermal a través de la fractura y almacén en material orgánico carbonoso puede ser postulada.

También se han explotado minas de talco en la proximidad de la Sierra del Pendón, aprovechando la alteración de pizarras ordovícicas de grano muy fino.

Respecto a los materiales canterables destacan las calizas cámbricas aprovechadas localmente. También han existido hornos de cal en algunos afloramientos.

#### **5 HIDROGEOLOGÍA**

La explotación de aguas subterráneas para abastecimiento de núcleos de población se realiza en los afloramientos calcáreos de la banda cámbrica y también en los «klippes» (como en el caso de Villanueva del Fresno).

Un caudal menor e irregular es aprovechado localmente en algunos pozos realizados en las pizarras ordovícicas.

## 6 PETROGRAFIA DE ROCAS IGNEAS

Los materiales ígneos están ampliamente representados en dos grupos composicionales: extremos ácidos y básicos, mientras los términos intermedios aparecen en proporciones muy subordinadas. Los términos ácidos están representados por materiales graníticos, y los básicos por gabros y diabasas. Los términos intermedios corresponden a rocas de composición andesítica y se describen en el apartado de rocas básicas.

### 6.1 GRANITOIDES

Forman en su totalidad el gran batolito de Barcarrota y algunos afloramientos aislados, que no son sino pequeños «stocks» o apófisis del afloramiento de Barcarrota.

Este gran afloramiento granítico es concordante con las grandes estructuras hercínicas y se sitúa en un gran anticlinorio compuesto por materiales cámbricos y precámbricos recientes. Es de carácter circunscrito (discordante en detalle) e intrusivo; por tanto, con una pequeña aureola de contacto en los materiales epizonales encajantes.

Desde el punto de vista petrográfico se distinguen dos tipos diferentes: granodioritas con biotita dominante y leucogranitos. Los primeros son facies dominantes dentro del batolito y son rocas de grano grueso (2 cm. a 2 mm.) a medio, en general equigranulares.

A esta textura se superponen estructuras cataclásticas marcadas que definen una esquistosidad de fractura con gneisificación grosera a escala macroscópica de afloramiento. Esta deformación se pone de manifiesto a escala microscópica por la fracturación, trituración y distorsión de algunos componentes: plagioclasa (ligeramente zonada,  $An_{27}An_{32}$  fracturada y con planos de macla distorsionados), feldespato alcalino de grano grueso (ortosa pertitzada) fracturado y triturado y cuarzo con fracturación de extinción ondulante.

Posteriormente a la fracturación, los minerales citados se han cementado por un agregado en mortero de cuarzo, plagioclasa y microclina.

Entre los componentes básicos, la biotita es dominante, sufriendo los mismos síntomas de deformación (distorsión, repliegue y truncado de los cristales). Sus bordes aparecen desflecados y rodeados de moscovita. Como minerales accesorios presentan: esfeno-circón, apatita, rutilos y ocasionalmente hornblenda verde y clonopiroxeno.

Por su parte, las facies leucocráticas (leucogranitos) aparecen como masas subordinadas dentro del batolito de Barcarrota o en «stocks» aislados. En el primer caso son variedad de grano medio (2-4 mm.), mientras que en los «stocks» corresponden a grano fino (1 mm.) de tipo microgranítico-afanítico. En ambos casos los fenómenos de cataclasis y deformación son patentes. La característica esencial de este grupo es la proporción muy subordinada (a veces inexistente) de plagioclasa frente al feldespato alcalino y la escasez de componentes ferromagnesianos. Por tanto, el componente principal es el feldespato alcalino (60-80 por 100 del volumen total), que es una ortosa muy pertitzada y subidiomorfa. Además del cuarzo cataclástico deformado existe otro cuarzo posterior que cementa las zonas de fracturación. Los componentes oscuros están representados por biotita verdosa (algo de hornblenda verde en ocasiones), y como accesorios, circon, óxidos metálicos y ocasionalmente moscovita.

Dado el antecinemático carácter de sus componentes mineralógicos, estos granitoides deben considerarse como emplazados con anterioridad a la segunda fase mayor hercínica de deformación (cf. apartado de Tectónica) dentro del grupo  $G_0$  de BARD y FABRIES (1970) y del grupo de granitos ante- $F_2$  (VEGAS, 1972).

## 6.2 ROCAS BASICAS

Se distinguen dos grupos: las rocas básicas asociadas a los granitoides y las intercaladas en los materiales cámbricos. Las primeras aparecen como grandes inclusiones con límites netos. La relación temporal entre estas rocas y el granito no aparece siempre clara, pero en algunos puntos se ha observado cómo la roca básica es atravesada por venas de material granítico, induciendo a considerar el episodio básico en conjunto como predecesor del granítico. La composición de este material es en general muy uniforme, variando entre gabros y gabrodioritas y sus equivalentes de grano más fino, diabasas. En todos los casos las texturas dominantes son las diabásicas y ofíticas, variando el tamaño de grueso-medio en los gabros a fino en las diabasas. La composición mineralógica original puede considerarse integrada por: plagioclasa idiomorfa y zonada ( $An_{45}-An_{60}$ ), clinopiroxeno de tipo augita y en algunos casos hornblenda parda. Sin embargo, transformaciones posteriores han producido uralitización de la augita o de la hornblenda parda. También se ha producido epidotización de la augita y además se añaden procesos de alteración de la plagioclasa por seritización y ocasionalmente la pseudomorfosis total o parcial de algunos minerales por un agregado de cuarzo en proceso de silificación.

En cuanto a las rocas básicas que están intercaladas entre los materiales cámbricos, se trata de «sills» o masas concordantes de diabasas de grano fino o basaltos, muy transformados en ambos casos (uralitizados o alitiza-



dos). Están constituidos por plagioclasa sericitizada y/o albitizada y por anfíbol actinolítico o clorita. Los componentes accesorios son: leuoxeno, epidota, clinozoisita, óxidos metálicos y carbonatos en parte secundarios. Aunque las texturas residuales doleríticas son comunes, aparecen frecuentemente enmascaradas por una esquistosidad reflejada en la recristalización de anfíbol y clorita.

Al igual que estas rocas básicas aparecen también rocas ígneas de carácter intermedio, aunque en mucha menor proporción intercaladas en los horizontes del Cámbrico Medio-Inferior. Gran parte de ellas son tobas volcánico-detriticas de carácter andesítico-dacítico.

Hay facies claramente volcánicas correspondientes a lavas andesíticas y facies tobáceas volcánico-sedimentarias.

Las primeras presentan texturas porfídicas holocristalinas con fenocristales de plagioclasa ( $An_{30-35}$ ) con planos de macla distorsionados y una matriz constituida por microlitos de plagioclasa entrecruzados con carbonato, epidota y óxidos metálicos. Las variedades tobáceas están constituidas por fragmentos de feldespato potásico, plagioclasa, microlitos de plagioclasa, cuarzo y biotita, y como accesorios: zircón, apatito y esfena.

## 7 BIBLIOGRAFIA

- ALIA, M. (1963).—«Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (G)*, 61, pp. 247-262.
- ASSMANN, W. (1959).—«Stratigraphie und Tektonik im Norder der Provinz Huelva (Spanien)». *Tesis Fac. Ciencias Mat. y Naturales de Münster*.
- BARD, J. P. (1964).—«Observaciones sobre el Paleozoico de la región de Zafra (Prov. de Badajoz), España». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 76, pp. 175-180.
- (1965).—«Introduction à la Géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaîne». *Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dyn.* (2), 8, pp. 323-337.
- (1966).—«Quelques précisions sur la lithologie du Silurien de la région d'Aracena (Huelva), Espagne». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, 83, pp. 93-98.
- (1969).—«Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique». *Tesis Fac. de Ciencias de Montpellier*, 397 p.
- BARD, J. P., & FABRIES, J. (1970).—«Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne)». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, 81, 2, 3, pp. 112-127.

- FABRIES, J. (1963).—«Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques». Tesis Fac. de Ciencias de Nancy, Sc. de la Terre, 4, 262 p.
- GONÇALVES, F. (1970).—«Contribuição para o conhecimento geológico dos mármore de Estremoz». *Est. Not. e Trabalhos de Serv. de Fom. Mineiro*, 20, 1-2, pp. 5-11.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1970).—«Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores». Publicaciones J. E. N., 170.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1960).—«Graptolítidos españoles (recopilación de R. FERNANDEZ-RUBIO)». *Not. y Com. Ins. Geol. y Min.*, 57, pp. 3-78.
- JONGMANS, W. J. (1956).—«Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO. de España». *Est. Geol.*, 29-30, pp. 19-58.
- KALTHOFF, H. (1963).—«Stratigraphie und Tektonik im Südwesten der Provinz Badajoz (Spanien)». Tesis Fac. Ciencias Mat. y Nat. de Münster, 157 p.
- LEUTWEIN, J.; SAUPE, F.; SONET, J., y BOUYX, E. (1970).—«Premiere mesure geochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosas (Province de Ciudad Real, Espagne)». *Geol. en Mijnbow*, 49, 4, pp. 297-304.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch*, 6, pp. 78-92.
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens». *Abh. Math.-Naturw.*, Kl. 1961, 1, pp. 283-498.
- MESEGUER PARDO, J., & PRIETO CARRASCO, J. (1944).—«Estudio geológico de la zona de Villanueva del Fresno (Provincia de Badajoz)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 13, pp. 167-180.
- PERDIGAO, J. C. (1961).—«Fauna graptolítica gigante típicamente mediterránea em Portugal». *Comm. Serv. Geol. de Portugal*, 45, pp. 519-528.
- (1972).—«O problema da idade dos calcários paleozoicos de Barrancos, de Portalegre e de Estremoz». *Rev. da Fac. de Cienc. de Lisboa* (2.ª ser.), 17, 1, pp. 243-251.
- ROMARIZ, C. (1961).—«Graptoloides dos formações faníticas do Silúrico português». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 14, pp. 17-30.
- SCHNEIDER, H. (1941).—«Altpaläozoikum bei Cala in der westlichen Sierra Morena». Tesis. Fac. Cienc. Mat. y Natur. de Berlin.
- (1951).—«Das Paläozoikum im Westteil der Sierra Morena (Spanien)». *Z. dt. Geol. Ges.*, 103, pp. 134-135.
- SIMON, W. (1951).—«Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)». *Abh. Senkenb. Naturforsch. Ges.*, 485, pp. 31-52.
- TEIXEIRA, C. (1951).—«Notas sobre a geologia da Região de Barrancos e, em especial sobre a sua flora de psilofitneas». *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 32, pp. 75-83.



- VEGAS, R. (1968).—«Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura». *Est. Geol.*, 24, pp. 85-89.
- (1971 a).—«Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Min.*, 82, 3, 4, pp. 351-358.
- (1971 b).—«Precisiones sobre el Cámbrico del centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuía y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz». *Est. Geol.*, 27, pp. 412-425.
- (1972).—«Formaciones preordovícicas de Extremadura y Sierra Morena occidental. Su evolución geotectónica». *Tesis Fac. Ciencias de Madrid*, 585 p.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA