

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

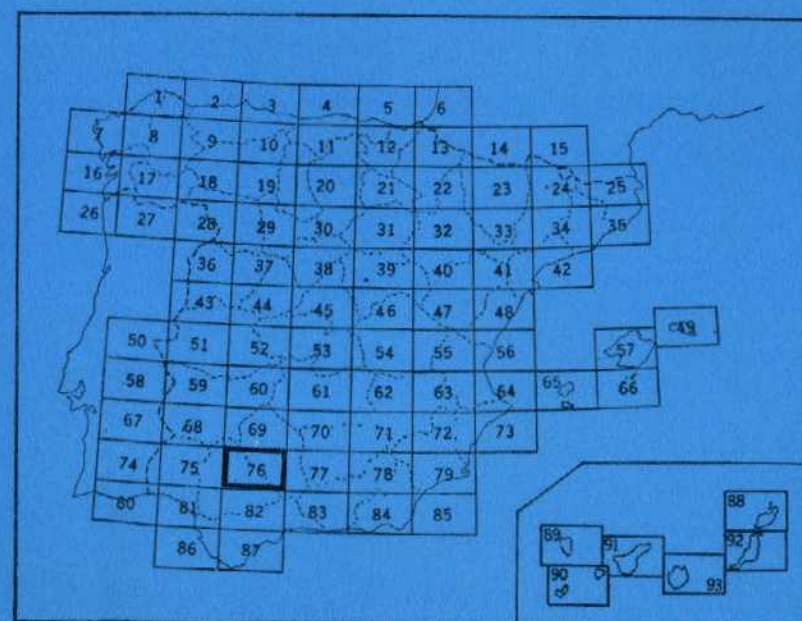
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

CORDOBA

Segunda edición

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

CORDOBA

Segunda edición

*Esta Memoria explicativa ha sido redactada
por J. M. FONTBOTE, de la Facultad de
Ciencias de Granada y por los equipos de
Síntesis del IGME.*

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Editado

por el

Departamento de Publicaciones

del

Instituto Geológico y Minero

de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

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

Depósito Legal: M-17.833 - 1980

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

1. INTRODUCCION

La Hoja número 76 del Mapa de Síntesis Geológica Nacional a escala 1:200.000, ocupa parte de las provincias de Córdoba y Sevilla.

El Guadalquivir separa, dentro de los dominios de esta Hoja, a dos regiones de materiales y comportamiento geológico muy diferentes. En la parte septentrional, el Precámbrico y Paleozoico de la submeseta meridional; en la margen meridional, la depresión del Guadalquivir.

Así pues, puede decirse que los materiales representados en esta Hoja son esencialmente paleozoicos y terciarios, con pequeños asomos de triásico y secundario. Las rocas plutónicas están, asimismo, muy bien representadas, aflorando en grandes macizos graníticos, como el que ocupa el O. de la Hoja.

La documentación usada para la confección de esta Memoria se ha tomado del «Estudio de la zona norte de la provincia de Córdoba», trabajo realizado por la División de Minería del Instituto Geológico y Minero de España en el año 1970; los estudios de la FAO, para el proyecto hidrogeológico de la depresión del

Guadalquivir; las Memorias suministradas por FONTBOTE, J. M. (1970) para las Hojas números 966 y 988, escala 1:50.000, y la tesis de FABRIES, J. (1963).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PRECAMBRICO

La Sierra de Albarrama, donde se ha podido establecer la serie, es un anticlinal con el núcleo algo extruido, lo que le da un aspecto un tanto informe. Se distinguen los siguientes tramos:

- a) Serie del núcleo, formada por areniscas cuarcítico-feldespáticas, con metamorfismo evidente y cuarcitas puras; en conjunto presentan una potencia de 150 metros.
- b) Paragneis con zonas de migmatización; se encuentran encima de la serie anterior, rodeándola en toda su extensión, y como ella, se ven cortados hacia ambos extremos mecánicamente. Resultan de la acción del metamorfismo regional sobre una serie arkósica, llegándose a condiciones de mesozona profunda con amplio desarrollo de sillimanita. La potencia en este punto se puede estimar en unos 400 metros.
- c) Micaesquistos rodean a la formación anterior, no siendo hundidos por completo por las fracturas del NO., por lo que continúan hacia Azuaga, hasta ser laminados paulatinamente por un accidente tectónico con componente de desgarre probablemente muy importante. El metamorfismo regional observado es del grado granate-estaurolita-distena. La potencia es difícilmente estimable, aunque lo normal es que sobrepase los 300 metros.
- d) Serie pizarroso-detrítica de Azuaga. Esta serie, que podemos asimilar al Precámbrico terminal, es la mejor representada de todo el conjunto.

Se trata de una serie pizarrosa en la que se intercalan episodios detríticos de tipo cuarcítico y que hacia el techo,

éstos se van haciendo más abundantes, hasta constituir una serie alternante de pizarras y cuarcitas, llegándose en algunos puntos al predominio absoluto de material detrítico y constituyendo los «porfiroides» de Malcocinado (FRICKE, 1941).

La potencia de esta serie es difícil de decidir, por desconocer en gran parte su estructura, aunque se estima que no debe ser inferior a los 6.000 metros. El metamorfismo corresponde a una epizona no muy profunda.

2.2. SERIE DE TRANSICION

Aunque el Cámbrico es discordante sobre el Precámbrico en el campo, el paso de un sistema a otro no es neto y se hace mediante una serie compleja de transición, en la que predominan materiales volcánicos básicos e intermedios, rocas piroclásticas y cineritas (polvos volcánicos) pizarrosas que, a veces, presentan estructuras de *kinkband*. De forma discontinua, aparecen conglomerados poligénicos de matriz generalmente volcánica; entre los cantos predominan los de naturaleza ígnea.

La potencia del nivel C) volcánico es difícil de evaluar; FRICKE apunta los 2.000 metros.

2.3. PALEOZOICO

2.3.1. Cámbrico

Existe un problema delicado, en cuanto a la datación Cámbrico-Precámbrico. No es intención resolverlo aquí. La labor de esta síntesis es dar un conocimiento sobre los datos actualmente existentes y, por tanto, se respeta la opinión de cada autor.

Se distinguirá:

Cámbrico provincia de Córdoba.

Cámbrico provincia de Sevilla.

2.3.1.1. Cámbrico provincia de Córdoba

El sistema Cámbrico está mejor individualizado gracias a la presencia de restos fósiles, especialmente en las calizas. Por otra parte, la estratigrafía presenta una gran continuidad lateral.

Se diferencian, de abajo a arriba, las siguientes secuencias:

- 1.º Serie detrítica con grauwas (*) y cuarcitas en su base, sobre las que se sitúa un paquete de pizarras más finas, a veces micáceas. Predominan los tonos violáceos y grisáceos. Puede estimarse como potencia media de 300 a 500 metros.

No se han encontrado fósiles, pero su posición subyacente respecto a las calizas fosilíferas autoriza a datarlas como Cámbrico Inferior (LOTZE, 1961); para BARD (1964), en la región de Zafra son del Georgiense Medio.

- 2.º Formación de rocas carbonatadas: calizas, dolomías, margocalizas y pizarras. Su litología es muy variable: desde muy compactas y ferruginosas en el O., a margosas y nodulosas en el E.

Generalmente alternan con margocalizas y/o pizarras, en bancos de potencia variable, con fractura astillosa.

LOTZE (1961) y BARD (1964), confirman que pertenecen al Cámbrico Inferior.

La potencia debe oscilar entre 200 y 1.000 metros.

- 3.º En concordancia con las calizas inferiores, se sitúa una nueva formación detrítica. Comienza con pizarras y grauwas arcillosas y micáceas, violáceas o verdosas, sobre las que se sitúa un paquete más detrítico. La potencia no puede precisarse debido a la tectónica violenta de la región, pero sobrepasa los 1.000 metros.

(*) El uso abusivo del término «grauwaca» —por otra parte muy restringido— lo convierte en equívoco. Aquí se mantiene el término en atención a la literatura consultada, aunque se aconseja su sustitución por el más universal de «litarenita».

2.3.1.2. Cámbrico provincia de Sevilla

Las capas de Tambor

La sedimentación paleozoica comienza por un conglomerado grosero. Contiene guijarros redondeados (5 a 10 cm.) de diferentes naturalezas; los más importantes son cuarcitas blancas y esquistos cuarcíticos gris-azulados, aunque los elementos de recrystalinas no sean raros. El cemento es en general cuarcítico-arcilloso. Esta formación conglomerática (30 metros de potencia) se revela en la morfología por aristas.

Los conglomerados están recubiertos por una potente serie de arcosas blancas y areniscas, que son más groseras en los horizontes inferiores. En el techo de esta serie, las facies cuarcíticas encierran muy delgadas intercalaciones de esquistos. En estas facies detríticas limpias, finas cintas negro-cenicientas, correspondientes a un enriquecimiento en magnetita, sirven de nivel guía. La potencia media de estas capas es del orden de los 200 metros.

La sedimentación detrítica continúa por alternancias de cuarcitas gris-claro y de esquistos arcillosos.

Capas de Campoallá

Las capas de Campoallá corresponden a facies principalmente calizas.

En el techo de los esquistos negros de la serie del Tambor, alternan capas de margas azules y arenisca con cemento calizo, en lechos de 5 a 10 cm. de espesor. Se hacen más ricas en carbonatos en los horizontes superiores y pasan progresivamente a un conjunto de calizas ancintadas. Este bandeado es debido a una sucesión de lechos calizos claros, de débil espesor y de lechos margosos gris-azulados. Numerosos bancos de calizas en plaquetas, de color azul oscuro, y algunos lechos de calizas nodulosas, vienen a intercalarse en la serie. La potencia total de margas y calizas es de alrededor de los 600 a 1.000 metros.

La parte terminal de las capas de Campoallá comporta el desarrollo de lentejones o bancos de calizas cristalinas, blancas o rosadas, con aspecto de mármol.

Las capas de Alanis

En el techo, bancos de calizas cristalinas criptozonales; reposa en concordancia una serie potente de 600 metros de capas abigarradas, cuyo contenido en caliza decrece de abajo a arriba.

Encima de estos niveles de transición se desarrolla un conjunto de margas verdes y violetas. En estos niveles margosos han sido encontrados los restos de una rica fauna de trilobites.

Las arcosas groseras

La serie Cámbrica en el N. de la provincia de Sevilla se termina por bancos de arcosas groseras, de color blanco o violeta. La potencia de este nivel es difícil de evaluar, pues parece haber sufrido una erosión marcada al final del Cámbrico. La orogénesis sárdica ha condicionado, sin duda, su sedimentación.

2.3.2. Silúrico

Los terrenos silúricos presentan una cierta homogeneidad litológica en el NE. de la provincia de Sevilla —NO. de la Hoja—, donde ocupan, en general, el centro de sinclinales pinzados. La base de esta serie estratigráfica está constituida por una facies cuarcítica, de edad Skiddawense y reposa en discordancia sobre el substrato Cámbrico.

Los terrenos silúricos ocupan extensiones menores que las formaciones cámbricas y están localizados únicamente en el corazón de los sinclinales variscicos. El descubrimiento de sedimentos de esta edad es bastante reciente en la provincia de Sevilla. J. MACPHERSON (1879) consideraba como silúricas las capas verdes de Alanis, que actualmente se consideran del Cámbrico Inferior. J. GABALA (1927), reconoce el primero la existencia del Silúrico en la región del Parroso.

El yacimiento silúrico del Cerro del Hornillo está situado a 1 km. al E. de la casa de peones camineros, a medio camino sobre la carretera de Constantina a Puebla de los Infantes. Corresponde a un sinclinal pinzado que está limitado al S. por las crestas de Lozana y al N. por la barra caliza (Cámbrico Inferior) de Sancha.

Se puede establecer la serie siguiente:

En contacto anormal, una alternancia de esquistos verdes micáceos y psammites, en capas de 5 cm. de espesor cada uno. Parece que encierra pequeños lentejones (5 a 50 cm. de espesor) de calizas margosas, a menudo muy ferruginosas, y que se hacen más abundantes en los niveles superiores. La potencia total de esta serie debe pasar los 200 metros.

Un banco de calizas margo-arenosas de color gris-azul a marrón-amarillo, cubre los esquistos verdes. Es bastante continuo y su potencia varía de 1 a 5 m. Es muy fosilífero y ha revelado en particular las especies siguientes: *Scyphocrinites elegans* ZENKER, *Cardiola cornucopia* GOLDFUSS y fragmentos de *Corthoceras*, que permiten atribuir una edad Gotlandiense a estas formaciones.

Las calizas con Crinoides están recubiertas por capas monótonas de esquistos negros. Encierran nódulos carbonatados que corresponden a fragmentos de capas estratificadas irregularmente.

2.3.3. Devónico

Parte norte de la Hoja

En líneas generales, se puede resumir diciendo que el Devónico en esta región está representado por una serie detrítica cuarcítico-pizarrosa, en cuya base predominan las cuarcitas, a veces muy compactas, que destacan fuertemente en el relieve.

El resto está constituido por un potente paquete de pizarras, areniscas y cuarcitas, de colores generalmente amarillos o rojizos en tipo de sedimentación flyschoides. Entre unos y otros se

encuentran afloramientos aislados (lentejones) de calizas detríticas muy fosilíferas del Devónico Inferior alto o del Devónico Medio.

Su posición respecto a sistemas inferiores es francamente anormal, según la tónica general en la Península (LLOPIS, VILLALTA, CABAÑAS PRUNEDA y VILAS), combinándose una discordancia con efectos tectónicos. En efecto, CARBONELL dice que, en el norte de la provincia de Córdoba, el contacto Silúrico-Pérmico es «algo anormal»; FEBREL (1963) encuentra un conglomerado basal en Balsequillo; SOS BAYNAT (1958), cita un Devónico cabalgante sobre el Silúrico en el Puerto de Las Camellas (Cáceres).

En los últimos estudios realizados en la zona se ha observado que:

- 1.º Al N. de la Cuenca de Bélmez, el Devónico se superpone al Precámbrico, sin que existan niveles conglomeráticos claros que indicarian una simple discordancia.
- 2.º Algo más al S. se encontró, sorprendentemente, que hay materiales devónicos encima del Carbonífero productivo, lo cual sólo puede explicarse mediante un importante accidente mecánico (Sierra Bollera).

Su relación con el Carbonífero también es objeto de controversias. Para CARBONELL, parte del gran pizarral de Los Pedroches corresponde al Devónico Superior, sobre el que está, en concordancia, el Carbonífero Inferior. Para FEBREL (1963), el Culm es discordante sobre un Devónico Inferior y Medio. Todo esto hace pensar que entre ambos sistemas existe una discordancia angular erosiva tanto más acusada cuanto más al sur.

2.3.4. Carbonífero

En discordancia sobre el Devónico, existe un Carbonífero bien representando, cuyo mayor afloramiento corresponde al N. y S. del Batolito de Los Pedroches. En la Hoja número 76 los afloramientos son menos extensos y se reducen a cuencas alojadas

en zonas deprimidas, ya sean sinclinales o fosas. Alternancia de pizarras y grauwacas, en facies flysch. Las pizarras suelen ser algo micáceas y de colores que van del gris-verdoso al negro. Las grauwacas forman estratos de potencia muy variable. A veces, el ritmo típico del flysch se rompe y aparecen masas muy potentes de grauwacas, esto no es sino un caso de series rítmicas truncadas.

Se asocia con la facies Culm de Huelva por su similitud, aunque no se han encontrado pruebas paleontológicas que lo demuestren.

Su potencia puede estimarse en unos 100 metros.

La Fase del Viar

En su curso inferior, el río Viar corre en medio de una gran depresión, cuya anchura y longitud puede alcanzar los 5 km. Está ocupada por formaciones detríticas permo-carboníferas, que describen un amplio sinclinal disimétrico, de dirección varisca NO.-SE. Su flanco occidental está caracterizado, en efecto, por una pendiente débil de 20° a 30° hacia el NE.; las capas permocarboníferas vienen a reposar de manera transgresiva sobre el substrato cristalino (granito y rocas verdes) del macizo de Castilblanco de los Arroyos.

El límite oriental del sinclinal está marcado, al contrario, por un accidente tectónico groseramente rectilíneo: el cabalgamiento del Viar, en la vecindad del cual las capas permocarboníferas se enderezan fuertemente, con pendientes acusadas del orden de 70° hacia el SO.

El Paleozoico Superior del Viar se oculta hacia el sur, bajo los terrenos miocenos del valle del Guadalquivir.

Desde el punto de vista petrográfico, la serie permocarbonífera comprende una alternancia de facies detrítica, entre la cual predominan los conglomerados y las areniscas rojas o gris-verdosas, con algunas intercalaciones de esquistos arenosos verdes. Estas formaciones continentales corresponderían al Estefaniense terminal y al Rotliegende (GABALA, 1925; SIMON, 1953; MELENDEZ y FONGMANS, 1951).

2.4. MESOZOICO

2.4.1. Triás Inferior

Este sistema, en discordancia manifiesta con los terrenos paleozoicos, está poco representado en la región. Se reduce a un paquete de conglomerados rojizos y areniscas rojo-amarillentas del Triás Inferior (Buntsandstein). Una característica peculiar de los conglomerados son las impresiones que presentan los cantos, generalmente cuarcíticos y muy redondeados. Normalmente están bien cementados, pero en ocasiones están tan sueltos que pueden confundirse con materiales pliocuaternarios de pie de monte.

El Keuper, constituido por margas de coloraciones fuertes, rojas y verdes y algunas areniscas y limonitas, carniolas y ofitas; son frecuentes los niveles de yesos. Pueden contener paquetes de calizas sin continuidad lateral.

2.4.2. Jurásico

Son escasos los afloramientos de materiales jurásicos, y los pocos que existen, localizados en los alrededores de Puente Genil, presentan una serie estratigráfica semejante a la que se reconoce en la Sierra de Cabra. Sin embargo, en estos afloramientos no llegan a reconocerse los términos basales de la serie, consistentes en dolomías y calizas blancas.

Siguiendo la descripción de la serie de Cabra, que realizan los autores (FELGUEROSO y COMA, 1964), diremos que en los alrededores de Puente Genil los términos jurásicos presentan las siguientes características:

- a) Nivel delgado de calizas cristalinas con crinoides, que deben corresponder al Charmutiense.
- b) Serie de margocalizas de tonos grisáceos, que soportan unas calizas rosadas y fosilíferas de facies parecidas a las de las «falsas brechas». La fauna de ammonites cla-

sificada por C. FELGUEROSO y J. E. COMA, constata la existencia de términos desde un Lías Superior hasta un Bajociense Medio. La potencia total del paquete no debe sobrepasar los 50 metros.

- c) Por encima del Bajociense existen unas calizas blancas oolíticas estratificadas en bancos gruesos. Son muy pobres en fauna, pero con algunos restos fósiles, y por su posición deben corresponder al Batoniense-Malm Inferior. La potencia de estas calizas puede estimarse como de 100-150 metros.
- d) Calizas nodulosas rojas del tipo de «falsas brechas» del Oxfordiense-Titónico. Entre los niveles de «falsas brechas» se intercalan unas calizas de tonos ocre y de pocos metros de espesor. Las «falsas brechas» comprenden una potencia de unos 30 m., y en la Sierra de Cabra abarcan, en opinión de los autores a que hemos hecho referencia, desde el Oxfordiense hasta el Titónico, aunque es posible que contengan un Calloviense Superior. R. BUSNARDO (1960-1962), estudiando el mismo afloramiento de Malm de la Sierra de Cabra, llega a la conclusión de que la facies nodulosa roja llega solamente hasta el Kimmeridgiense. El Titónico de Cabra corresponde, según él, a unas calizas nodulosas claras, situadas por encima de los términos rojos. Así pues, en opinión de R. BUSNARDO, las calizas nodulosas rojas de estas series abarcan desde el Argoviense hasta el Kimmeridgiense.

2.4.3. Cretácico

Sobre la serie Jurásica descansa un Cretáceo Inferior, que comienza por un Barriasiense datable y que se prolonga hasta el Albense, con una serie margosa y margocaliza de tonos grises muy claros. El Neocomiense es rico en ammonites, que permiten diferenciar varios niveles; pero son los Tintínidos los que permiten distinguir Barriasiense, Valanginiense y Hauteriviense. Entre los niveles margosos del Cretáceo Inferior se intercalan,

en ocasiones, otros silificados con apariencia de radiolaritas. El Barremiense es menos fosilífero y el Aptense y Albense llegan a ser caracterizados con alguna dificultad, por los escasos yacimientos de macrofaunas; es la microfacies la que permite la separación entre Aptense y Albense.

C. FELGUEROSO y J. E. COMA hacen, para el Cretáceo Inferior, una distinción entre Cretáceo Inferior subbético y Cretáceo Inferior prebético; la diferencia entre ellos es que el prebético se ha depositado transgresivamente sobre el Triás. No parece probable que exista en realidad un Cretáceo Inferior transgresivo sobre el Triás, o al menos tal fenómeno no existe en otros puntos de las Cordilleras Béticas.

Es cierto, en cambio, que en muchos puntos se encuentra un Cretáceo Superior descansando directamente sobre el Triás, pero también es cierto que en estos casos los afloramientos suelen representar a unidades de procedencia subbética que han emigrado hacia el N. Por esta razón, aquí no se hace una distinción entre el Cretáceo Superior subbético y el prebético, basándose en los materiales que le sirven de sustrato.

En la parte meridional de esta región, sobre el Cretáceo Inferior, se sitúan unos niveles de colores rosados o blancos correspondientes a calizas ligeramente arcillosas y margocalizas que pertenecen al Cretáceo Superior. Entre el Cretáceo Superior y el Inferior puede señalarse en muchos puntos la existencia de una discontinuidad en la sedimentación. El Cretáceo Superior es de facies pelágica y rico en microfauna de globotruncanas; dentro de él pueden diferenciarse, si el corte es favorable, términos entre el Senonense y Maestrichtiense.

2.5. Terciario

El Paleoceno es litológicamente muy parecido al Cretáceo Superior. A simple vista son muy difíciles de separar y es común encontrarlos asociados en cartografía. Hacia su parte alta, el Paleoceno contiene intercalaciones detríticas que muestran el comienzo de una sedimentación con el carácter de un flysch.

La sucesión característica del Eoceno es difícil de establecer porque falta continuidad en las observaciones. El Eoceno es de carácter más detrítico que el Paleoceno, pero los términos detríticos que posee son atribuibles no a un cambio en la batimetría, sino a unas condiciones de sedimentación por corrientes de turbidez; se trata, por tanto, de un flysch y de un flysch bien desarrollado.

El estudio del Oligoceno y Mioceno ofrece grandes dificultades en esta región; carecen de macrofauna y es grande la semejanza litológica de los términos que los constituyen. En su trabajo, C. FELGUEROSO y J. E. COMA distinguen hasta cinco grandes grupos de terrenos, a saber:

a) Estampiense-Aquitaniense

Entre el Eoceno y el Oligoceno Medio existe una discordancia, que se muestra por la falta del Oligoceno Inferior. La zona basal de la serie es, en el sector N., de poca profundidad (calizas brechoides con intercalaciones arenosas y margosas) y al ascender estratigráficamente se pasa a una facies francamente margosa. Más al S., en Puente Genil, se presentan también afloramientos de Oligoceno Medio-Aquitaniense. El Oligoceno puede descansar en transgresión sobre el Cretáceo en otros términos más antiguos y la serie se compone fundamentalmente de bancos calizos bien estratificados, depositados en régimen de poca profundidad; sin embargo, el Estampiense-Aquitaniense presenta, en esta zona meridional, una facies margosa, caracterizada por globigerinas y demás microfauna.

b) Aquitaniense-Burdigaliense

Corresponde a una alternancia de finos bancos de calizas margosas y arenosas y margas blancas, que se presentan muy bien representadas en la parte N. de la zona. La diferenciación de los materiales procedentes se consigue gracias a la microfauna.

c) Burdigaliense

En la parte N. de este área yace en transgresión sobre las formaciones más antiguas. En muchos puntos se puede localizar esta base transgresiva, que puede estar constituida por unas calizas de aspecto conglomerático, cristalinas duras y grises. Por encima yacen unas margas blancas, algo arenosas, que secundan a las formaciones burdigalienses de la parte más meridional.

d) Helveciense-Tortonense

Presenta una formación esencialmente margo-arcillosa, que reposa en general sobre el Burdigaliense. La formación se compone, en su parte inferior, de unas margas muy arcillosas azules y grises; a medida que se asciende en la serie, toman colores ocre, con finas intercalaciones de areniscas arcillosas ferruginosas, que nos indican el comienzo de una regresión.

e) Tortonense Alto-Mioceno Superior

Corresponde a una serie detrítica que reposa sobre formaciones miocenas más antiguas; generalmente se trata de areniscas bien estratificadas en bancos a veces potentes y de colores amarillos y grises; el cemento es calizo y son muy abundantes los granos de cuarzo. La parte alta de esta sucesión nos muestra una litología parecida, en lo que atañe a los elementos detríticos, pero el grado de cementación es menor.

2.6. CUATERNARIO

Antiguo

Se encuentra por todas partes, pero su extensión más amplia se observa entre Sevilla y Córdoba, donde forma un nivel muy constante. Está constituido por limos y arcillas con niveles irre-

gulares de cantos rodados y gravas, asociados a costras calcáreas y blancas de pequeño espesor (0,1 a 1 m.). Los colores superficiales muy vivos (rojo-naranja), así como las costras calcáreas, son los elementos más característicos de las facies del Cuaternario antiguo.

El espesor medio de este Cuaternario es del orden de 10 metros y no parece sobrepasar de 20 metros.

Medio

Esta terraza, que suele ser llana, poco erosionada y casi horizontal, puede observarse a lo largo de la mayor parte de la red fluvial. Este nivel está caracterizado por una rubefacción típica, bastante intensa, aunque no tanto como la del antiguo, y por una cementación de sus elementos. Sin embargo, no se observan nunca costras calcáreas como en el antiguo.

El corte más corriente corresponde a unos limos superiores, que descansan sobre niveles de areniscas, de arenas o de conglomerados. La potencia media de esta terraza es de 15 metros, pero puede variar entre 5 y 25 metros.

Reciente

Corresponde a la terraza actual. En este tipo de Cuaternario no se observan rubefacciones, cementaciones, ni costras calcáreas, lo que permite distinguirlo de los anteriores. Está normalmente constituido por una capa superior de limos más o menos arcillosos y por una capa inferior de cantos rodados y gravas más o menos arenosas.

La potencia de esta terraza es variable y está comprendida entre 5 y 30 metros.

2.7. PETROGRAFIA DE ROCAS IGNEAS

Complejo plutónico «Los Ojuelos-La Cornada».

Es una masa discontinua, al menos en superficie, cuya principal característica es su extrema complejidad. Si bien el tipo

de roca dominante es básica (gabro y/o diorita), también se presentan de forma irregular, pero muy abundante, rocas ácidas e intermedias.

La asociación de estos diferentes tipos de rocas es muy particular. En muchos casos, el material básico se encuentra englobado dentro del material ácido; a veces, el tránsito básico-ácido es gradual tanto en composición como en tamaño de grano, observándose cómo de un gabro de grano grueso se pasa paulatinamente a una diorita y/o grano más fino, pero que contiene cristales, en ocasiones grandes, de melanocratos, posiblemente heredados de la roca básica. En otras ocasiones, el paso básico es brusco y se diferencian perfectamente los bloques básicos del material ácido envolvente. Con frecuencia, los materiales más ácidos rellenaron fracturas y diaclasas.

Al norte de Santa María de Trassierra se podría invocar un proceso de asimilación de las calizas cámbricas próximas por una masa ígnea ácida, formándose así concentraciones de material más básico a manera de gabarros.

Respecto a la edad de este plutonismo se da como hercínico, porque en la zona de Mirabuenos, al este de Villaviciosa, metamorfiza a terrenos pizarrosos asimilables al Culm.

Granito

El pequeño batolito al NE. de Cerro Muriano es un leuco granito.

Al sur de Villaviciosa aparece una masa ígnea compleja que, en su parte central, tiene composición granítica; existe una red de fracturas rellenas por materiales volcánicos, fundamentalmente de tipo riolita.

El plutonismo de los arenales al O. de Cerro Muriano y al N. de Las Ermitas es, quizá, la masa granítica más uniforme de la zona. Se trata de un granito potásico en el que son muy frecuentes cavidades microlíticas, lo cual nos habla de un plutonismo poco profundo.

Considerada aparte, en virtud de su composición y textura

particulares, una masa ígnea no muy extensa que rodea, en parte, al granito del sur de Villaviciosa. De color intensamente rosado. Al microscopio resalta su textura gráfica micropegmatítica y su composición granítica. Por ello, se ha clasificado como un granito micropegmatítico o micrográfico. Aquí, y especialmente en el borde, se observan fenómenos de asimilación.

Volcánicas V.

Predominan los materiales básicos tipo microdiorita, basaltos y doleritas.

V_B-u-Complejo volcánico de El Alcornocal

Sin duda, la masa volcánica más importante se inicia en las proximidades de Argallón y se continúa hasta Cerro Muriano.

Su composición es extraordinariamente compleja y su estudio ha sido muy somero. No obstante, se puede consignar que se dan microgabros, microdioritas, basaltos, doleritas y riolitas.

Su edad es igualmente hercínica, aunque algo posterior al desarrollo del plutonismo y subvolcanismo hercínicos.

Reparto general de rocas volcánicas en la Hoja número 76, en la provincia de Sevilla

Los principales yacimientos de rocas volcánicas se reparten pues, de la siguiente manera:

- 1.º En la zona de Constantina, al N. del granito de Gonstal, se encuentran en filones poco espesos, diseminadas en las capas de Tambor y Capoallá; son, generalmente, concordantes con la dirección principal NO.-SE. El número de filones básicos parece aumentar en el Cerro del Granito.

Las rocas que constituyen estos filones son muy oscuras, casi negras y con granos finos, entre los cuales se individualizan algunos cristales más gruesos de plagioclasea gris-verdosa.

- 2.º La zona del cabalgamiento de Pedroso. La banda de terrenos cámbricos, que recubre a casi todo el macizo granítico del Garrotal, encierra numerosos yacimientos de rocas básicas, a menudo en sills, concordantes.

Doleritas muy cristalinas, caracterizadas por la abundancia de epidota, forman un potente acúmulo entre el Pedroso y la ribera del Ituesna.

- 3.º La zona media. Comprende entre el granito del Garrotal al N. y el cabalgamiento de Los Caños-Las Trancas; la zona media posee un gran número de sills básicos en tal grado que debe en parte su individualidad a la presencia de estas rocas.

La facies petrográfica más representativa corresponde a una dolerita muy cristalina de bello aspecto, que muestra por zonas diferenciaciones pegmatíticas difusas en la masa. Las calizas, con el contacto de estas rocas básicas están bastante transformadas y se cargan en minerales silicatados (epidota, diópsido) que se reparten en bandas más o menos regulares.

- 4.º La región de Villanueva de las Minas.

Podemos distinguir:

- a) *Los sills de Huesna y del Tamujoso.*

Las rocas que lo constituyen corresponden a facies básicas microcristalinas, de tipo espilitico, caracterizado a veces por una estructura vacuolar y variolítica. Presentan a menudo trazas de trituración y laminación que contienen a estos sills una disposición lenticular. Estas formaciones se encuentran en guijarros en la brecha autóctona de la base del Westfaliense en la cuenca de Villanueva.

- b) *Yacimientos de Galapagar.*

Esta formación volcánica está caracterizada por una facies espilitica bastante homogénea con textura micro-lítica fina y vacuolar, encerrando a veces fenocristales de

feldespato. En diferentes niveles presenta el aspecto de pillowlava, donde las almohadillas presentan una estructura zonada, puesta en relieve por las diferencias de alteración.

c) *Las formaciones basálticas del Panoso.*

Están constituidas por facies variadas. La más importante consiste en una brecha piroclástica con gruesos elementos de lavas negras, encerrando intercalaciones de tufitas finamente granuladas, de color gris-verdoso. Algunas coladas poco espesas alternan con los depósitos piroclásticos; están formadas por basaltos vacuolares con burbujas, donde las vacuolas están generalmente reemplazadas por calcitas y doleritas, donde la alteración hace resaltar la textura ofítica. Esta formación volcánica presenta una potencia máxima.

Granitos

Macizo del Pedroso

Está constituido, sobre todo, por granodioritas oscuras y corresponde a una zona deprimida. Aparecen afloramientos de aplitas blancas. Cerca del borde oriental, los enclaves gneísicos son abundantes. Al SO. de esta zona, una sucesión de crestas, orientadas al NO.-SE., es debido a la existencia de enclaves y dioritas cuarcíferas en un granito más leucócrato, a veces aplítico.

Cerca del borde occidental, las facies son más variadas y están repartidas de manera muy heterogénea, las facies detríticas son predominantes. Las tonalitas encierran numerosos enclaves melanócratos con granos finos y están atravesados por venas o filones de aplitas o pegmatitas claras; encierran, a veces, manchas más feldespáticas con contornos difusos.

Así, el macizo del Pedroso está caracterizado por una repartición de facies petrográficas en tres bandas, orientadas NO.-SE.

Macizo Ventas Quemadas.

Numerosas facies microgranudas o aplíticas se encuentran en el seno del granito, sea en manchas con cualquier contorno, a veces con pasos graduales, sea en filones bien netos. Pueden tener, en ciertos sitios, un desarrollo intenso, hasta el punto de ocupar un volumen más importante que el granito. Las aplitas blancas constituyen casi todo el borde del SO. del batolito y poseen un hábito prismático muy característico. Pueden estar asociadas a microgranitos rosas y a pegmatitas.

En la región del Blanquillo, al E. de Arenillas, este batolito granítico encierra riolitas que constituyen filones de algunos metros de espesor.

El granito de Ventas Quemadas está caracterizado sobre el terreno por la ausencia total de enclaves gneísicos o básicos, la abundancia de variaciones microgranudas y microlíticas, y la presencia de numerosas facies aplíticas y pegmatíticas.

3. HISTORIA GEOLOGICA

En esta hipotética cuenca geosinclinal subsidente se depositó, en principio, una potente serie detrítica, precámbrica para M. DELGADO e infracámbrica para FABRIES, con manifestaciones de un magmatismo inicial o anteorogénico de tipo basáltico. La potencia de estos materiales debió ser del orden del millar o algunos millares de metros (tres mil para FABRIES).

El magmatismo, según FABRIES, se produce durante el ciclo sedimentario del Cámbrico Inferior, dando nacimiento a sills de doleritas y coladas de espilitas. La diferenciación de este material básico muestra una relación bastante estrecha con el medio de emisión, que ha influido sobre la cristalización de:

Sedimentos detríticos: espilitas.

Sedimentos carbonatados: doleritas.

Calizas cristalinas: galenas y pegmatoides básicos.

Terminado el depósito de la serie precámbrica, el sector NO. de la Hoja continúa en régimen marino (precedido de fenómenos efusivos que proporcionan los materiales volcánicos de la serie de transición) de características algo diferentes; así, debieron ser frecuentes los bajos fondos, a favor de los cuales se formaron grandes barras arrecifales (calizas de Archescyathidos) y con sucesivas oscilaciones, como lo demuestra la alternancia de materiales arcillosos y margocalizos. En la parte alta del Cámbrico, el régimen fue más uniforme y se depositó la serie lutítica de las pizarras superiores.

Al final del Cámbrico se produjo el basculamiento, donde quedó emergido el sector sur. En efecto, en el sector sur, Hoja núm. 76, no hay sedimentos superiores al Cámbrico en la provincia de Córdoba, sólo aparece un afloramiento de Devónico en el ángulo NO. de la Hoja.

Para FEBREL, T., la serie devónica está incompleta y en consecuencia habría que admitir una discordancia Devónico-Culm. CARBONELL cree que este contacto es normal e incluye dentro del Devónico en Sierra Morena; señala una laguna estratigráfica que ocupa todo el Devónico Medio.

En contacto directo con el Devónico, se sitúa la serie flysch del Carbonífero Inferior. Este dispositivo sedimentario habla de una remoción y deslizamiento de materiales detríticos no consolidados, a favor de pendientes; esto no es sino un caso de corrientes de turbidez.

Después de la emersión total, se produjo una nueva transgresión, con el depósito, en zonas deprimidas, de los niveles del Carbonífero Medio en régimen límnic, existiendo aun con movimientos orogénicos, más tarde se debió depositar el Carbonífero Superior, del cual nos quedan muy escasos retazos en disposición subhorizontal.

A partir de entonces, la región permanece emergida hasta el Trías Inferior, época en que se formaron algunos depósitos conglomeráticos del Buntsandstein, transgresión que posiblemente esté en relación con el comienzo del gran accidente tectónico de la línea del Guadalquivir.

Respecto a los movimientos orogénicos se puede confirmar que el conjunto de las fases orogénicas que afectaron a esta zona son anteriores al Estefaniense. No obstante, es posterior la tectónica de fractura en grandes bloques, propia de un área ya claramente cratónica.

Los hechos observados abogan en favor de tres fases de plegamiento.

- a) En el Precámbrico se desarrolla una esquistosidad de flujo (S_1), quizá singenética con el metamorfismo regional; posteriormente esta esquistosidad ha sido plegada y, por último, se ha desarrollado una esquistosidad de fractura manifiesta.
- b) En los materiales del Devónico Inferior, después de una primera fase de plegamiento, que origina esquistosidad de plano axial, sobrevino otra a consecuencia de la cual se originaron los pliegues de eje vertical y la esquistosidad de fractura.
- c) La serie Culm está afectada por una fase de plegamiento intensa que produce los pliegues isoclinales agudos y una esquistosidad de fractura, coincidente en dirección con la segunda que se observa en el Devónico.
- d) El Carbonífero Medio está plegado en pliegues isoclinales menos agudos y no hay esquistosidad.

En definitiva, se puede considerar una fase hercínica principal anterior al Carbonífero Medio, basándose en la existencia de la laguna estratigráfica del Devónico Medio y en el tránsito prácticamente imperceptible Devónico-Culm.

En el Cámbrico, por falta de datos no se puede asegurar si existe una etapa orogénica anterior a la señalada en el Devónico Medio.

El plegamiento del Carbonífero Medio debe estar en relación con una fase tardía de escasa intensidad.

Aparte de estos movimientos orogénicos importantes, se han debido producir en el transcurso de la historia geológica movimientos epirogénicos, como lo demuestra el hecho de la abun-

dancia de niveles conglomeráticos en el seno de algunas formaciones.

Para FABRIES, la elevación que sigue al plegamiento sárdico, entraña un largo período de erosión desde el Cámbrico Medio del Tremadoc. Un nuevo dominio geosinclinal se instala a partir del Skiddaviense en la región y desaparece durante la orogénesis herciniana. Desde el punto de vista paleogeográfico, el NE. de la provincia de Sevilla parece pertenecer durante este período a onda eugeanticlinal.

La orogénesis hercínica está caracterizada por plegamientos de edad ante-Westfaliense. La fase Bretona (Devónico-Carbonífero) es responsable de la formación de pliegues de orientación general NO.-SE., estando acompañada por el metamorfismo general y por la migmatización del macizo de la Lora del Río. La fase Sudética está marcada por la aparición de grandes cabalgamientos de dirección NO.-SE. a O.-E. Los movimientos tectónicos de edad post-Westfaliense se manifiestan simplemente por reajustamiento y por el refuerzo de antiguos accidentes.

Se ha hablado mucho de la «falla del Guadalquivir», que marcaría el contacto entre el zócalo paleozoico de la Meseta y los terrenos miocenos que se encuentran al sur, sobre todo porque este contacto aparece como una línea casi recta en los mantos geológicos.

En tales condiciones, el zócalo paleozoico se hundiría brutalemente hacia el sur.

Esta hipótesis debe ser abandonada, si se tienen en cuenta los resultados obtenidos por los varios sondeos ejecutados en la depresión del Guadalquivir.

De hecho se trata de un hundimiento progresivo hacia el sur, por medios bien de flexuras o bien de una red de fallas paralelas con desniveles variables (50 a 300 m.), que localmente dan lugar a un sistema de «horst» o Graben, como se puede observar en Cartaya o en Palma del Río.

Este sistema de roturas, orientado según la dirección bética OSO.-ESE., que también es la del río Guadalquivir, es el resul-

tado de una tectónica de zócalo que ha sido originada por los movimientos béticos de edad miocena.

Así que, la Meseta, va bajando hacia el sur con una pendiente variable, pero normalmente moderada.

En conclusión, por debajo de la depresión del Guadalquivir el zócalo paleozoico está afectado por una red de fracturas de doble dirección, la hercínica y la bética, siendo las fracturas de dirección bética las que provocan su hundimiento hacia el sur.

Durante el Mesozoico (GARCIA DUEÑAS, 1970) se inicia el proceso de diferenciación de dominios paleogeográficos de subsidencia diferencial en el subbético y prebético. En relación con las tensiones ligadas a la subsidencia se originan las primeras estructuras, que constituyen el diastrofismo ligado a la cuenca sedimentaria. Se originan así fallas normales en el zócalo, que se prolongan hasta afectar a la cobertera en forma de otras fallas normales o bien como flexuras. Durante el Mesozoico se inicia ya el diapirismo, que se proseguirá posteriormente.

Durante el Cretáceo tienen lugar las primeras traslaciones, que se consideran debidas en gran parte al desarrollo de grandes deslizamientos gravitatorios. Después, durante el Nummulítico y el Mioceno Inferior, invadiendo la depresión del Guadalquivir, subsidente en esta época.

Durante el Helveciense se produce una gran transgresión marina, que invade la depresión del Guadalquivir y que forma un surco marino desde el Océano Atlántico hasta el Mar Mediterráneo, pasando por Sevilla, Jaén y Murcia, aislando la zona bética de la Meseta hercínica, pero cubriendo la mayor parte de la zona subbética.

Esta transgresión se caracteriza en sus bordes, tanto a lo largo del contacto con la Meseta hercínica como en la zona subbética, por más facies detríticas de tipo nerítico, mientras que en el centro las facies son de tipo pelágico.

Durante el Tortoniense, el régimen marino prosigue y potentes depósitos margosos rellenan la depresión, mientras que los mantos de corrimiento subbéticos se deslizan hacia el norte, intercalándose entre los depósitos autóctonos.

Al final del Tortonense y durante el Saheliense se inicia una regresión general que se caracteriza por facies neríticas de tipo arenoso, retrocediendo el mar hasta aproximadamente los límites actuales de las marismas del Guadalquivir y del Guadalete. En el interior de la Cordillera Bética, se individualizan algunas cuencas.

Durante el Plioceno, el régimen marino continúa en la zona de las marismas, mientras que se forma un inmenso «glaciar» continental en las regiones de Huelva, Almonte y Espartinas, encontrándose también huellas del mismo cerca de Sanlúcar de Barrameda y Conil.

En la región de Lebrija el régimen marino evoluciona hacia un régimen lacustre.

Durante el Cuaternario se forman las terrazas continentales a lo largo de los ríos y arroyos, al tiempo que se rellenan las marismas con depósitos de tipo pluviomarino, perdurando el mar en estas zonas hasta épocas históricas.

4. BIBLIOGRAFIA

- ALVARADO, A. de (1923): «Región este de Sierra Morena. Datos referentes a tectónica y formaciones filonianas de plomo». *Bol. I. G. M. E.*, t. 44, p. 297.
- BARD, J. P. (1970): «Mapa Geológico de la zona de la Sierra de Aracena». *Fac. Sc. Montpellier*.
- CABANAS, R. (1967): «Notas sobre la zona de meandros encajados del Guadalquivir al E. de Córdoba». *Acta Geol. Hisp.*, núm. 4, pp. 85-87.
- CANTOS FIGUEROLA, J. (1945): «Investigaciones sísmicas en la cuenca del Viar (Sevilla)». *Rev. Geog.*, t. IV, pp. 480-489.
- CARBONELL, A. (1921): «Estudio Geológico industrial del término municipal de Monturque».
- (1927): «Contribución al estudio de la Geología y de la tectónica andaluza». *Bol. I. G. M. E.*, t. 49, pp. 81-215.

- EGELER, C. G. y SIMON, O. J. (1969): «Orogenic evolution of the Betic Zone (Staning lecture)». *Geol. Mijn.*, n.º 3, pp. 196-306.
- FABRIES, J. (1957): «El problema del estrato cristalino en el nordeste de la provincia de Sevilla». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 48, pp. 195-202.
- (1963): «Les formations cristallines et metamorphiques du Nord-Est. de la Province de Seville (Espagne)». *Theses presentées a la Faculté des sciences de l'Universite de Nancy*.
- FEBREL MOLINERO, T. y SAENZ SANTAMARIA, J. (1964): «El Devoniano del sur del Batolito de los Pedrochès en las provincias de Córdoba y Badajoz». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 73, pp. 51-60.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J. (1962): «Nota sobre el subbético de la provincia de Córdoba». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 65, p. 104.
- (1964): «Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba». *Bol. I. G. M. E.*, t. 75, pp. 115-205.
- FRICKE, W. (1962): «Die Geologie des Grenzbietes Zwischen nordöstliches Sierra Morena und Extremadura». *Zaitsch deutsch Geol. Ges Band*, 103-136-138.
- GABALA LABORDE, J.; RUBIO, E.; MILANS DEL BOSCH, J. (1930): «Hoja n.º 985 (Carmona). Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000», *I. G. M. E.*
- GABALA LABORDE, J.; RUBIO, E.; MILANS DEL BOSCH, J. y CARBONELL, A. (1931): «Hoja n.º 943 (Posadas). Mapa Geol. Nac. E.: 1:50.000». *I.G.M.E.*
- GARCIA DUEÑAS, V. (1967): «Unidades paleográficas en el sector central de la zona subbética». *Not. y Com. I. G. M. E.*, 101-102, pp. 73-101.
- GROTH, J. (1911): «Sur le Primaire de la Sierra Morena». *C. R. Seances Acad. Sc.*, t. 151-1, pp. 231-232.
- (1914): «La tectonique de la Sierra Morena». *C. R. Acad. Sc.*, t. 158.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1968): «Movimientos caledónicos (fases salaírica, séndica y érica)

- en la Sierra Morena occidental». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 66, n.º 1, pp. 21-28.
- HERNANDO DE LUNA, R. (1970): «Bibliografía geológico-minera de la provincia de Córdoba». *Mem. I. G. M. E.*, t. 74, pp. 1-258.
- HOEPPENER, R. y HOPP, U. (1964): «Über den westlichen abschnitt der betischen kordillere». *Geol. Runds. B.*, 53, 295.
- I. G. M. E. (1955): «Investigaciones gravimétricas en Carmona (Sevilla)». *Not y Com.*, n.º 35, pp. 99-120.
- (1970): «Memoria geológica del norte de la provincia de Córdoba». *División de Minería*. (Inédito).
- JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR: «Hoja n.º 923, Córdoba. Esc. 1:50.000». (Inédito.)
- KOCKEL, F. (1967): «Fazies und tektonik im Miozän am S. Rand del Sierra Morena Zwischen K Lora del Río (Sevilla) und Posadal 8 (Córdoba)». *Geol. Runds. B.* 56, H. 3, pp. 784-791.
- LIZAUE Y ROLDAN, I y PRIETO, I. (1956): «Hoja n.º 965 (Ecija). Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000». I. G. M. E.
- MELENDEZ, B.; MINGARRO, F. y LOPEZ AZCONA, M.º C. (1967): «Hoja n.º 920. Constantina (Sevilla). Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000». I. G. M. E.
- MINGARRO MARTIN, F. (1962): «Estudio del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla». *Bol. I. G. M. E.*, t. 73, pp. 469-624.
- PRIETO CARRASCO, I. y LIZAU, J. de (1955): «Hoja n.º 944. Espejo (Córdoba). Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000». I. G. M. E.
- PROYECTO DEL GUADALQUIVIR IGME-FAO: «Mapa hidrogeológico de la depresión del Guadalquivir». (Inédito.)
- RUIZ CELLA, C. y ESTEBAN SANTIESTEBAN, F. (1969): «Hoja n.º 985 (Carmona). Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000». I. G. M. E.
- SIMON, W. (1953): «Datos para la historia de Sierra Morena, sin sedimentos variscos, la cuenca carbonífera de Villanueva». *P. Ex. Geol. Esp.*, n.º 7, 1, pp. 47-68.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. y AMADOCUETO, L. (1969): «Génesis de los yacimientos de hierro de la Sierra de El Pedroso y El Travieso». *Bol. Geol. Min.*, n.º 80, primer fascículo, pp. 50-61, I. G. M. E.