



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

I.S.S.N. 0211-4860



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA



IGME

70

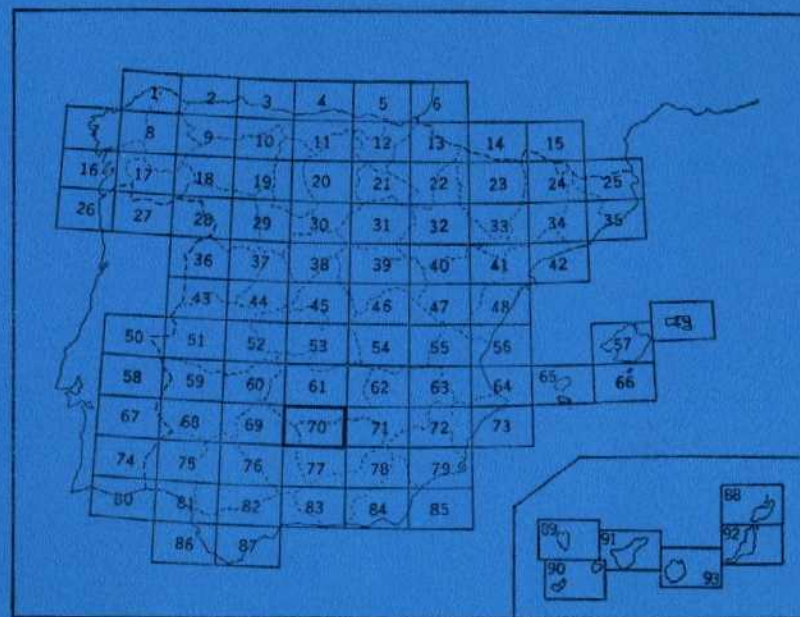
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

LINARES

Segunda edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

LINARES

Segunda edición

Esta Memoria explicativa ha sido redactada por J. M. FONTBOTE, de la Universidad de Granada, y por el Departamento de Estudios Geológicos 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-38.050-1982

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

1. INTRODUCCION

La Hoja n.º 70 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000 comprende parte de las provincias de Ciudad Real, Córdoba y Jaén. Geológicamente está formada por dos unidades, estratigráfica y tectónicamente diferentes. La primera corresponde a la zona más meridional de la Meseta, con predominio de materiales paleozoicos, rocas plutónicas ácidas y algunas manifestaciones volcánicas. La segunda comprende la parte más septentrional de la unidad denominada Depresión del Guadalquivir, con abundancia de materiales mesozoicos (Triásico) y sobre todo cenozoicos (Mioceno).

La presente Memoria ha sido redactada a base de los datos aportados por la Facultad de Ciencias Geológicas de Granada, Hojas escala 1:50.000, núms. 904 (Andújar), 905 (Linares), 906 (Ubeda), 885 (Santisteban del Puerto) y 863 (Aldeaquemada).

División de Minería del Instituto Geológico y Minero de España núms. 835 (Brazatortas), 836 (Mestanza), 860 (Fuencaliente), 861 (Solana del Pino), 882 (Venta de Cardeña), 883 (Virgen de la Cabeza); y por Ibergesa (Síntesis Geológica de la Provincia de Ciudad Real).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PRECAMBRICO

Gran confusionismo ha imperado siempre en los diferentes autores que han estudiado los terrenos más antiguos de la provincia de Ciudad Real.

Motivo de polémica ha sido desde antiguo el Valle de Alcudia y la serie de esquistos que allí afloran. Prescindiendo de consideraciones históricas, perfectamente resumidas por E. BOUYX en su obra «Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordovi-ciennes de la Meseta Meridionale» (Memoria del IGME, t. 73, año 1970), se extraerán las principales conclusiones a que llega el autor, por ser la obra más documentada y moderna de todas aquellas que han tratado las formaciones anteordovícicas. Hay que destacar que se ha señalado como Precámbrico una zona más extensa que la abarcada por los trabajos de BOUYX, con los riesgos consiguientes dentro de un estudio de tipo general. Ahora bien, los terrenos paleozoicos y prepaleozoicos de Ciudad Real merecen un estudio detallado, única forma de poder realizar una síntesis con verdadero rigor.

Los datos paleontológicos faltan por completo en estas series, ya que los primeros niveles fosilíferos pertenecen al Georgiense Superior, debajo de los cuales yacen series de gran potencia. Según E. BOUYX, la serie inferior (denominada «esquistos de la Alcudia»), con una potencia de 6.000 a 7.000 m. y constituida por alternancia de esquistos, grauwacas (*) y niveles de ftanitas interestratificadas, se data como Precámbrico Superior. La serie superior conglomerática, separada de la anterior por una discordancia, tiene una potencia no inferior de los 2.000 m. Litológicamente está representada por la presencia de esquistos, grauwacas y conglomerados, con algunos niveles de areniscas grue-

(*) Se conserva aquí el nombre equívoco de «grauwaca» en atención a la bibliografía consultada. Dicho nombre debe ser sustituido por el más apropiado de «litarenita».

sas y microconglomerados. En la observación «de visu» de muestras de grauwacas, se observa la presencia de gran cantidad de cuarzo, algunos feldespatos y accidentalmente algo de calcita y óxidos de hierro. En fractura fresca son de color verde-azulado, dándoles la alteración un color verde claro. Poseen una gran dureza y fractura irregular. Los esquistos suelen presentar idéntica composición mineralógica, aunque de menor dureza y más afectados por la esquistosidad.

Algunos autores (LOTZE, F. y SDZUY, 1961) datan esta serie como «capas de transición del Precámbrico al Cámbrico. E. BOUYX, 1970, la denomina «Precámbrico Superior y capas de transición al Cámbrico.

Las dataciones aproximadas se basan en general en criterios de posición relativa de unas series con respecto a otras, y por semejanza de facies con otras conocidas y estudiadas.

Realmente estos criterios no pueden ser absolutos y terminantes por faltar en primer lugar datos cartográficos de detalle, además de criterios paleontológicos rigurosos.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. Cámbrico-Ordovícico

En discordancia con el denominado «complejo de la Alcudia» aparecen unos nuevos materiales de naturaleza detrítica. Aunque localmente no muy visible, la discordancia se aprecia en ambos flancos del valle de Alcudia, con un estudio a escala más amplia. E. BOUYX la identifica con la «discordancia asintica», reconocida por LOTZE en otros puntos de España.

En estas secuencias, consideradas como infra-arenigienses por estar situadas bajo unas cuarcitas datadas por fósiles del Arenig, se observan cambios laterales de facies de E. a O., de tal forma que hacia el E. constituyen la base unos conglomerados muy bien desarrollados, formados por cantos de cuarzo generalmente de color blanco, cuyas dimensiones varían entre 5 y 30 cm.

de diámetro. La matriz se halla formada por una pasta silíceica de color rojizo. La potencia de estos conglomerados oscila entre 6 y 10 m. Intercalados y formando parte de la matriz aparecen unas arenas gruesas que nunca llegan a individualizarse en bancos, pero en conjunto formarían unas alternancias dentro del conglomerado con un espesor superior a los 20 cm.

Hacia el O. este conglomerado se va haciendo más potente, llegando a tener 60 m. al E. de la carretera de Córdoba a Tarragona, y al S. de Puerto Pulido, en la zona de Brazatortas.

Desde este punto hacia el O. se adelgazará hasta unos 2 m. de potencia, y a partir de aquí parece que se acuña aún más, llegando a desaparecer. También el tamaño de grano del conglomerado disminuye conforme se aleja uno de E. a O.

Asimismo, se observa que entre la discordancia y el conglomerado van apareciendo unos sedimentos detríticos de naturaleza diferente, identificados con una arcosa formada por arenas de tamaño superior a los 2 mm. de diámetro (*). Se encuentran estratificados en bancos de hasta 40 cm. de espesor y su potencia total varía, haciéndose mayor hacia el O., donde se le calcula unos 40 m. A veces presentan gran cantidad de óxidos de hierro, y según van estando más próximas al conglomerado aumenta su compactación, llegando a convertirse en una arenisca cuarcitosa.

En el flanco S. del valle de Alcuña, en la zona de Brazatortas, se observa esta arcosa más compacta, mientras el conglomerado es muy poco potente.

En este mismo flanco y hacia el E. se observa cómo aumenta de potencia, estando bien desarrollado al S. del Puerto de Ventillas y en el cauce del río Montoro, donde alcanza los 10 m.

El tamaño de los granos de cuarzo es similar a los del conglomerado del Puerto de Pulido, en el flanco N. Esto equivaldría a una acuñación general del conglomerado de N. a S.

Sobre ellos se encuentra una alternancia de esquistos, are-

(*) En realidad se trataría de un microconglomerado de tipo arcósico.

niscas y cuarcitas. Los esquistos son silíceos, de coloración que varía entre rojiza y verdosa.

Al S. del Puerto de Pulido se encuentran unas pizarras limoníticas violáceas, alternando con bancos de areniscas de color rosado. Hacia abajo, en la serie, las areniscas desaparecen y las pizarras se van haciendo más arcillosas. La potencia total de esta serie es, aproximadamente, de unos 40 m. en esta zona.

A unos 2 km. al O. de Hinojosas de Calatrava, en la zona de Mestanza, aparece sobre el conglomerado rojizo e intercalado en forma de lentejón en los esquistos y areniscas cuarcitosas superiores, un paquete de caliza negra con abundantes vetillas de calcita, datadas en el Mapa Geológico de Mestanza (IGME, 1929) como acadienses.

De todo ello surge el problema de la datación de esta serie, incluíble en el Cámbrico, o bien en la base del Ordovícico. Según estudios recientes realizados por el IGME en aquella zona, al no existir datos paleontológicos que definan claramente y tener como única referencia la existencia de cuarcitas con cruziana, concordantes e inmediatamente superiores, se da en términos generales como Infraarenig a todo el conjunto de estratos comprendidos entre el Complejo de la Alcudia y las cuarcitas con cruziana.

2.2.2. Ordovícico

Sobre el tramo anterior y en concordancia aparece un paquete muy potente de cuarcitas, que debido a su resistencia a la erosión forman los resaltes más destacados dentro de la zona.

Este paquete comienza con unos 60 a 100 m. de cuarcita masiva, blanquecina, de tamaño de grano variable, desde la criptocristalina de grano muy fino hasta la cuarcita arenosa de grano medio. Se encuentran generalmente con impregnaciones de hierro acumulado en las fracturas.

Sobre este paquete aparece una alternancia de cuarcitas más

arenosas, tableadas, y pizarras arcillosas, moscovíticas, de color azulado-grisáceo y a veces verdoso, estratificadas en lechos de 5 cm. de espesor máximo. El adelgazamiento de las cuarcitas y la intercalación de pizarras hace a este paquete menos resistente a la erosión y a menudo se encuentra recubierto de Cuaternario.

En este tramo ha encontrado E. BOUYX *Cruziana Goldfussi* y *Cruziana furcifera*. La potencia máxima es de unos 20 m. Sobre ellas vuelven a aparecer otra vez las cuarcitas masivas de color blanco y más moscovíticas. Las impregnaciones ferruginosas son mucho menos abundantes.

Hacia la parte superior se hacen más tableadas, llegando a tener hasta 5 cm. de espesor sus bancos, y la alternancia con pizarras arcillosas va siendo más abundante, hasta llegar a desaparecer las cuarcitas. También las cruzianas aparecen en este tramo de alternancias.

Todos los paquetes de cuarcita, con una potencia total de unos 300 m., se incluyen en el Arenig.

A partir de esta formación detrítica, y como ya se ha señalado, aparece una alternancia de cuarcitas tableadas con pizarras arcillosas moscovíticas, de color verde rojizo, a veces rojas, y con elementos negros accidentalmente. Dentro de esta serie pizarrosa aparecen unos bancos de areniscas cuarcitosas de 20 centímetros de espesor.

Sobre ellas y concordantes se encuentran unas pizarras también arenosas, moscovíticas, de color gris-verdoso, en las que existe un gran número de plieguecillos de arrastre y en las que se observan fenómenos de ripple mark.

A todo este tramo lo podemos considerar como la transición del Arenig al Llandeiliense.

Concordante con el tramo anterior aparecen unas pizarras muy laminadas, de color verdoso cuando están alteradas y negras en fractura fresca, conocidas vulgarmente como «pizarras de librillo». Tienen grano fino, abundancia de mica blanca, y su color negro posiblemente sea debido a la acción conjunta de ma-

teria orgánica y óxidos de hierro sobre los minerales que las forman.

Son muy abundantes en fauna; se han encontrado: *Calymene Tristani-Brong*, *Redonia Duvaliana-Ron*, *Iliaenus Hispánicus*, *Bern-Barr*. Estos fósiles datan el Llandeiliense.

El tránsito Llandeiliense-Caradociense viene dado por un tramo de cuarcitas de grano más grueso que las de cruziana y de color rojizo. No contienen fauna, pero por su posición estratigráfica se sitúan en esa edad.

Inmediatamente encima de este tramo de cuarcitas se encuentran unos bancos de espesor variable —en algunos sitios tienen hasta 20 m.—, de una especie de dolomía muy silícea, a veces muy mineralizada con galena y blenda.

Este tramo aparece asociado a lentejones de caliza silícea de facies arrecifal, que está constituida por una lumaquela de lamelibranquios: *Dalmanella elegantela*, *Dalman*, *Dalmanella testudinaria*, que datan el Caradociense.

Sobre ellas aparecen otra vez pizarras verdes cuando están alteradas y negras en fractura fresca. Se diferencian de las del Llandeiliense en que no presentan fauna y su grano es más fino. Por su posición se las sitúa en el Ashgileense.

2.2.3. Silúrico

En concordancia con las series anteriores se encuentran unas cuarcitas arenosas, blancas, muy teñidas de óxidos de hierro y con abundantes nódulos de los mismos, muy tectonizadas.

Se inician por capas de 20 cm. de potencia y llegan a tener hasta 5 m., para luego volver a adelgazarse.

No se han encontrado fósiles en ellas y su potencia es de unos 40 m., adelgazándose de O. a E. Coincide este tramo con las «cuarcitas de criadero» de Almadén.

Por su posición, algunos autores lo consideran como el tránsito del Ordovícico al Silúrico (trabajos del IGME, 1970).

Sin solución de continuidad de estas cuarcitas de transición

se pasa a unas pizarras negras muy laminadas, que al alterarse toman un color muy blanco, probablemente debido a la existencia de feldespatos caolinizados.

Estas pizarras, con abundancia de coleolus, se datan como silúricas.

En algunos puntos se encuentran interestratificados algunos bancos de rocas volcánicas básicas, probablemente espilitas, pero no se puede hablar mucho de su continuidad ni potencia por hallarse en parte recubiertos por aluvial.

Continuando en la columna estratigráfica, aparecen unas cuarcitas muy compactas de grano fino y de color gris-blancuecino. Por la posición y semejanza con las existentes en la zona de Almadén se consideran como el tránsito del Silúrico al Devónico.

2.2.4. Devónico

A continuación y en aparente concordancia viene un tramo de areniscas de grano grueso, muy impregnadas de óxidos de hierro, sobre todo en las superficies de estratificación. También aparecen niveles de pizarras oscuras y esquistos. La fauna encontrada en la parte superior del tramo, de *Noculites modulatus*-Kindle, *Paleonilo* cf. *filosa*-Conrad, permite datarlo como Devónico Medio.

El problema del comienzo del Devónico está aún vigente, pues según apunta ALMELA, A., o bien existe un hiato sedimentario, o bien en la base de esta serie está representado el Gediense y parte del Cobleciense. Por su parte LLOPIS LLADO, al describir los materiales devónicos de la Península y refiriéndose a Sierra Morena, diferencia:

a) Devónico Inferior, con una serie rítmica cuarzo-pelítica sin fósiles, como base, sobre la que se sitúa un nivel discontinuo de calizas detríticas con fósiles. Conjunto con una potencia aproximada de 200 m.

b) Devónico Medio, serie flyschoides de pizarras y cuarcitas sin fósiles.

c) Devónico Superior, también flyschoide con una potencia de 200-500 m.

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 induce a pensar que entre ambos sistemas existe una discordancia angular-erosiva, tanto más acusada cuanto más al sur.

2.2.5. Carbonífero

En discordancia sobre el Devónico existe un Carbonífero bien representado, cuyos principales afloramientos se sitúan al norte y sur del batolito de Los Pedroches.

Según HERNANDEZ PACHECO, ALVARADO y LA ROSA, en su estudio geológico de la zona de Mestanza, el Carbonífero descansa discordantemente sobre las pizarras de calymene en algunos tramos; es decir, se dispone en discordancia sobre los tramos anteriores. Estiman que su potencia oscila entre 500 y 800 metros.

Existen, al parecer, cinco capas de carbón, y entre la cuarta y la quinta aparecen unas pizarras bituminosas. Estas capas de carbón alternan con pizarras y areniscas, éstas de color blanco o gris claro y aquéllas gris oscuro.

En ellas aparecen Pecopteris, Sigillarias, Anularias y Cordaites que las sitúan en el Estefaniense.

Como síntesis de los estudios realizados por el IGME en la zona de Los Pedroches (año 1970), la estratigrafía es aproximadamente:

a) Carbonífero Inferior. Alternancia de pizarras y grauwacas en facies «flysch». Las pizarras suelen ser algo micáceas y de colores que van del gris-verdoso al negro. A veces la ritmicidad del flysch se rompe y aparecen masas muy potentes de grauwacas (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 se estima en unos 100 m. Aflora en el valle de Los Pedroches.

b) La discordancia Carbonífero Inferior-Carbonífero Medio, se manifiesta por la existencia de un importante conglomerado basal poligénico, suprayacente del Culm. Su potencia varía lateralmente. Sigue una serie detrítica pizarrosa con disposición ciclotemática; algunos de estos ciclotemas terminan en un nivel de carbón, niveles que ya han sido explotados.

Las calizas carboníferas de Adamuz (borde SO. de la Hoja) son ricas en braquiópodos y crinoides aún no clasificados, por lo que no se puede pronunciar respecto a si son de edad Dinantiense o Namuriense.

2.3. COBERTERA MESOZOICA DE LA MESETA

Formada esencialmente por las formaciones rojas de Vilchez-Chiclana de Segura, Beas de Segura (al E. de la zona) y la prolongación más occidental de Adamuz, y por la serie carbonatada que los recubre.

Bajo esta denominación se incluye la formación que LOPEZ GARRIDO (1969) define como «Formación de Chiclana».

Sus principales afloramientos están en la cuenca del río Guadalimar, donde aparecen discordantes sobre el Paleozoico.

Es una serie de unos 300 m. de potencia, formada por:

— Conglomerados de cemento calizo y cantos silíceos angulosos.

— Areniscas micáceas rojas (con estratificación cruzada) que alternan con arcillas y margas rojo-verdosas, en las que hay pequeños niveles de margocalizas estériles.

— Arcillas y margas yesíferas.

— Calizas esparíticas, con algunos niveles margosos intercalados. Color gris, dolomitización en algunos sectores y generalmente muy diaclasadas.

De momento a estos materiales no se les puede asignar una edad definitiva, pues si bien se les ha atribuido edad triásica (BRINKMANN y GALLWITZ, 1933), e incluso Buntsandstein y Keuper (Hoja 906, año 1932) (FAO-IGME, 1969), hasta ahora no existen criterios paleontológicos definitivos que lo justifiquen. Por correlaciones de facies puede pensarse tanto en una edad triásica como Weald para los niveles rojos, y jurásica o cretácea para las calizas y dolomías.

2.4. NEOGENO DE LA DEPRESION DEL GUADALQUIVIR

Comprende materiales cuya edad va desde el Burdigaliense hasta un probable Plioceno. Es una formación casi tabular, con ligera inclinación hacia el O.S.O. Así pues, los términos más antiguos afloran en las zonas más orientales de la Hoja, si bien no es fácil establecer una exacta correlación entre los diferentes afloramientos, pues su litología es muy similar y las faunas no siempre aportan gran precisión.

Los tramos más inferiores son de margas y margocalizas silíceas de color blanquecino. Algunos niveles de areniscas silíceas hacia la base. Microfauna de globigerinas, radiolarios y espículas de esponjas. Constituyen las denominadas «facies de albarizas» o «moronitas», y corresponde al «tap» burdigaliense de la región valenciana.

A este conjunto se le data como Aquitano-Burdigaliense:

En discordancia sobre los materiales anteriores afloran unas margas y arcillas, amarillas en superficie y gris-azuladas en profundidad, con un nivel calizo de base y numerosas intercalaciones de arenas y areniscas. Constituyen la parte nororiental de la «Loma de Ubeda». Fauna de edad Helveciense y facies litoral, correlacionable, por tanto, con la base de las formaciones postorogénicas de las regiones más meridionales.

En aparente concordancia sobre las anteriores, a las que ocultan desde el sector Ubeda-Baeza hacia el O., aparecen unas

margas, areniscas y calizas margosas que condicionan la morfología típica de la región («en cuevas»).

Situadas sobre el anterior paquete, del que se diferencian sólo por su mayor contenido en elementos detríticos, aparece un nuevo paquete de margas, arcillas y areniscas, datadas como Mioceno Superior-Plioceno.

Por último, afloran unas arenas, conglomerados, arcillas y limos en las zonas en contacto con el Paleozoico de la Meseta. En algunos puntos parecen estar en continuidad lateral con glaciares y conos de deyección recientes, pero en general no guardan relación con la red de drenaje actual. Están formados por tramos irregularmente repartidos de arcillas, limos, arenas y conglomerados de materiales paleozoicos. Su composición es de tipo arkósico. Se les atribuye una edad Plioceno-Cuaternario.

Ligados a la red actual se encuentran depósitos aluviales que forman terrazas cuaternarias. Su naturaleza viene influida por los materiales que constituyen la cuenca de los respectivos ríos. En general predominan los niveles de conglomerados de cantos silíceos y calizos, arenas, limos y arcillas.

2.5. ROCAS PLUTONICAS ACIDAS

Los fenómenos plutónicos han tenido un amplio desarrollo en la mitad sur de nuestra zona.

La mayor extensión en rocas plutónicas corresponde al gran batolito del valle de Los Pedroches, que sigue la dirección aproximada NO.-SE. Se ha intruido en el seno de una potente formación de pizarras y grauwacas carboníferas, a las que metamorfiza, dando una aureola de 1 a 1,5 km. de potencia, con corneanas biotítico-feldespáticas. Sus bordes no son netos, sino que son extraordinariamente numerosas las apófisis aisladas.

La composición es granítica en general, predominando rocas del tipo granodioritas y adamellita de grano medio. El conjunto está cruzado por una intensa red de fracturas rellenas en gran parte con materiales porfídicos.

En algunas zonas aparecen filones de textura aplítica, filones de cuarzo, etc. Las mineralizaciones son muy frecuentes y de marcado interés.

La masa granítica de Santa Elena, también de tamaño de grano medio, presenta aureola metamórfica de pizarras andalucíticas, granatíferas y silíceas. Se considera como un lacolito que se comprimió durante el plegamiento orogénico, provocando el levantamiento de los materiales paleozoicos que le rodean (W. HENKE, 1926). Además de esta masa granítica existe un sistema de apófisis de granito de grano fino que atraviesa aquella zona procedente de un lacolito profundo. Los cristales de andalucita de esta zona se diferencian de los formados en la aureola metamórfica de contacto con el granito de Santa Elena por su pequeño tamaño.

2.6. ROCAS VOLCANICAS

Aunque LOTZE reseñó en el Cámbrico las primeras manifestaciones volcánicas de la provincia de Ciudad Real y ALMELA ha estudiado el vulcanismo de las proximidades de Almadén, realmente las manifestaciones volcánicas más extensas de la provincia se encuentran en el denominado Campo de Calatrava.

Quizá sean los basaltos las rocas volcánicas más abundantes de la provincia de Ciudad Real, si bien se presentan en diferentes variedades que oscilan entre limburgitas y basaltos propiamente dichos.

A simple vista se presentan en general con tonalidades oscuras, peso específico elevado y gran dureza. La textura es variable, dominando las porfídicas.

Como se indicó, las variedades más frecuentes pertenecen a limburgitas, basaltos plagioclásicos, limburgitas basálticas, basaltos nefelínicos e incluso piroxenitas.

En el SO. de la Hoja, zona de Adamuz, las intrusiones básicas afectan al Devónico y Carbonífero. Predominan los materiales básicos tipo microgabro, microdiorita, basaltos y doleritas.

3. TECTONICA

La mayor parte de la zona está situada en la denominada mitad meridional de la Meseta Castellana. Todos los materiales, excepto los del Complejo Moderno, están afectados por una tectónica de esfuerzos de dirección aproximada N. 20-30° que va a dar lugar a pliegues de dirección N. 110 y a fallas, de la misma dirección de los pliegues unas, y transversales a ellos otras.

Esta serie de esfuerzos se traduce, pues, sobre el terreno en una sucesión de anticlinales y sinclinales, a veces separados por fallas de régimen inverso y atravesados por multitud de ellas en régimen de desgarre.

Generalmente, esta sucesión de pliegues no es tan simple, y los anticlinales y sinclinales pasan a ser anticlinorios y sinclinorios, los primeros de los cuales tienen la charnela erosionada, dejando al descubierto los materiales más antiguos existentes en su núcleo.

Las directrices de estos pliegues coinciden con las hercínicas, y se puede decir que es en esta orogenia cuando se lleva a cabo la mayoría de los fenómenos tectónicos que condicionaron las estructuras que hoy son visibles.

A escala regional, se encuentra una sucesión de pliegues cuya cuerda es muy variable, así el anticlinorio de Alcuía, de unos 12 Km. de cuerda; el sinclinorio de Puertollano, de 7 Km., y el sinclinal del Escorial, inmediatamente al S. del de Alcuía, de 2 Km. de cuerda.

Se observa como característica general que hacia el S. se van haciendo más agudos estos pliegues, siendo el de menor longitud de cuerda el de la sierra de Fuencaliente, en sus proximidades al pueblo de Horcajo, con una amplitud inferior a los 700 m.

El anticlinorio de Alcuía parece tener vergencia sur, ya que el buzamiento en el flanco N. es más suave que el opuesto.

Los sedimentos menos competentes intercalados entre los más rígidos dan lugar a fenómenos de crucero, que a veces han servido para determinar la posición de estos pliegues.

En el flanco S. y sobre las pizarras de gran límite de elasticidad, situadas sobre las cuarcitas con crucianas, se observa gran cantidad de pliegues de arrastre, originados en parte por pequeños movimientos diferenciales entre estratos más rígidos, como son las cuarcitas que los limitan y en parte por fenómenos de tipo de deslizamiento gravitacional.

La dirección del plano axial de este anticlinorio es la de N. 100 a N. 110, y en sus flancos se observan importantes variaciones de rumbo, debido al movimiento originado por las fallas.

En los sinclinorios de Puertollano y del Escorial, situados respectivamente al N. y al S. del anticlinorio de la Alcudia, se encuentran características tectónicas semejantes, como son los dos flancos de cuarcitas, más resistentes a la erosión, que los limita, y gran cantidad de repliegues de origen diverso en los estratos más modernos situados sobre estas cuarcitas.

Ambos presentan vergencia al S. y los fenómenos de crucero en los estratos más incompetentes son muy abundantes.

En el núcleo del sinclinorio de Puertollano se observa una gran cantidad de pliegues de vergencia S. de ángulo muy fuerte, llegando a veces a constituir pliegues volcados.

Las fracturas son muy abundantes, existiendo fundamentalmente de dos tipos, las paralelas a los pliegues y las transversales.

Sobre las primeras, según un rumbo N. 120, no podemos hablar mucho, porque sólo se han podido localizar algunas en el ángulo NO. del mapa y en el sinclinorio de Puertollano, casi siempre invocando su presencia para resolver las estructuras allí existentes, ya que las superficies de las mismas no es posible verlas. Sin embargo, dada la naturaleza de los pliegues y los sedimentos rígidos de sus flancos, pensamos que deben de existir gran número de fallas de este tipo, ocupando las charnelas de los pliegues sobre todo, pero en los anticlinales generalmente estarían

erosionadas y en los sinclinales ocultas. A estas fallas se las clasifica como inversas.

Para explicar la presencia de los sedimentos paleozoicos y su disposición topográfica respecto de los que ocupan el valle de Alcu \ddot{a} dia, hemos de invocar la presencia de fracturas de zócalo con esta direcció \acute{n} , puesto que la disposici \acute{o} n de los estratos en é \acute{s} te y su rigidez, les obliga a responder a los esfuerzos herc \acute{n} icos de una manera distinta que los sedimentos paleozoicos.

Por otra parte, la identidad de cotas en ambos complejos, incluso a veces las del paleozoico, inferiores a las de Alcu \ddot{a} dia, siendo éstos el zócalo y teniendo sobre ellos depositados un considerable espesor de sedimentos, obliga a pensar en la existencia de fracturas de zócalo que den lugar a una fosa de hundimiento en lo que hoy constituye el sinclinorio de Puertollano.

Algo semejante debe ocurrir en la cuenca carbonifera, puesto que el espesor calculado para los estratos estefanienses, 500 a 800 m., sobrepasan con mucho el espacio real que dejarían los sedimentos anteriores para ser ocupados por los carboníferos.

Por tanto, es muy posible la existencia de una tectónica de bloques en toda la región que favorezca la posterior formació \acute{n} de anticlinales o sinclinales.

En el sector del Horcajo es bien patente la existencia de este tipo de fracturas paralelas a los pliegues.

En cuanto a las fracturas que atraviesan a los pliegues, son abundantísimas, observándose en algunas de ellas saltos de hasta 2 Km.: éstas son las de mayor magnitud de salto. También existen multitud de diaclasas y fallas de muy pequeño salto, paralelas a las de mayor magnitud.

Las direcciones teóricas más frecuentes en estas fracturas que incluyen la casi totalidad de las mismas son según el sistema N. 55 y N.-S., que formaría dos direcciones conjugadas de fracturas.

La naturaleza de las fallas de salto mayor se puede incluir en fallas de desgarre, aunque también pueden existir algunas fallas

normales de salto en dirección, pero al estar erosionadas la totalidad de las superficies de fractura, no podemos distinguirlas.

La edad de los plegamientos ya hemos señalado anteriormente correspondía a la orogenia herciniana; en cuanto a las fallas, hay que decir de ellas que son singenéticas a la fase de plegamiento. Para llegar a esta afirmación, se han hecho numerosas observaciones en ambos bloques de numerosas fallas, pudiendo ver que en conjunto los estratos se mantienen rígidos, mientras que en el otro están muy replegados. Esto se traduce en que después de haberse producido la falla, el plegamiento continuó respondiendo al esfuerzo ambos bloques en forma diferente; por tanto, las fallas son de la misma edad que el plegamiento.

Respecto a la parte S. de la zona, son muy pocos los datos existentes sobre la estructura de los materiales mesozoicos y terciarios de esta región.

En general se les denomina como «estructuras tabulares, afectadas muy ligeramente por la orogenia alpina».

No han sido señaladas otras estructuras que sistemas de fracturas de direcciones NO.-SE. y NE.-SO., que han funcionado como fallas normales cuyo efecto se tradujo en un movimiento relativo de bloques de las citadas direcciones. Esta disposición en «teclado de piano» es especialmente clara en la región de Bailén y La Carolina, donde el Mioceno, y naturalmente la cobertera mesozoica, aparecen en bloques hundidos de dirección N. 30, limitadas por fallas normales.

Lo reciente de esta tectónica (afecta al Mioceno Superior) no excluye su existencia en épocas anteriores. Muy probablemente la distribución de potencias en la serie de la cobertera y del Neógeno puede revelar datos muy importantes a este respecto. El enfoque de esta cuestión ha de hacerse con una perspectiva regional que permita situar la zona en el contexto de la evolución tectónica de las Cordilleras Béticas. La cuestión capital a este respecto es conocer la reacción mecánica y, en consecuencia, su comportamiento tectónico durante las fases de deformación alpina, que en líneas generales hay que situar entre Cretáceo y Paleógeno. La falta de datos en bibliografía a este

respecto es casi absoluta, pero hay dos hechos muy significativos:

1. Las direcciones de estratificación de los materiales mesozoicos y terciarios son claramente béticas (ENE. OSO.).
2. Los sistemas de fracturas más desarrollados tienen la misma dirección (NE.-SO.) que los preponderantes en las regiones hercinianas próximas.

Todo ello, unido al carácter estratigráfico de los materiales, permite aventurar algunas hipótesis sobre la posición tectónica y el ámbito paleogeográfico.

A) Se trata de una región de plataforma, no de prefosa (si es que ésta existe realmente), respecto al ámbito geosinclinal de sedimentación de las Cordilleras Béticas.

B) Su tectónica corresponde al estilo germánico, pues se limita a una serie de bloques hundidos o levantados según las líneas de fractura del substrato paleozoico. No se conocen en toda la zona que describimos estructuras que impliquen una tectónica tangencial, que tanto desarrollo tuvo hasta época muy reciente en las regiones colindantes por el sur.

Así pues, desde un punto de vista tectónico, esta región no puede asimilarse a las Cordilleras Béticas, sino que ha de ser considerada como una cobertera de la penillanura pretriásica desarrollada sobre los materiales paleozoicos afectados por la orogenia herciniana.

La influencia de la orogenia alpina sólo se traduce en la creación de una serie de fracturas que individualizan bloques de dirección aproximada NE-SO, y que muy probablemente coinciden con una red de fracturas ya existentes en el Paleozoico subyacente.

Un examen rápido de esta red sugiere el alargamiento en sentido aproximado E-O de la región hercínica. Pero esta posibilidad (de notable trascendencia en varios aspectos, ya que

puede indicar un movimiento relativo del conjunto del macizo herciniano respecto al bético), habrá de ser estudiada en regiones más septentrionales.

HISTORIA GEOLOGICA

La zona presenta una larga y compleja historia geológica que comprende prácticamente desde el Precámbrico hasta nuestros días. Debido principalmente a la escasez de datos no es posible realizar un examen detenido de los fenómenos que dieron como resultado las actuales estructuras.

Como se indicó en el apartado de Estratigrafía, aparecen en la zona terrenos datados como Precámbrico Superior.

En una hipotética cuenca geosinclinal subsidente se depositó, en principio, esta potente serie detrítica precámbrica con probables manifestaciones de un magmatismo anterogénico, de tipo basáltico. La potencia considerable de esta serie, en parte, contribuyó al fenómeno de la metamorfización que actualmente presentan los materiales.

Poco se sabe aún de cómo se realiza el tránsito del Precámbrico al Cámbrico. Algunos autores han invocado el criterio climático, al encontrarse en gran parte del globo vestigios de un período glacial que precede a la transgresión cámbrica. LOTZE abogó por extender esta teoría a toda la Península Ibérica. Para LLOPIS y SANCHEZ DE LA TORRE las series conglomeráticas del centro de España no presentan caracteres inequívocos de origen glacial y, por tanto, no pueden aplicarse las hipótesis de LOTZE.

Tampoco existen argumentos paleontológicos que determinen el tránsito en el Cámbrico, y suponer una transgresión en la base resulta muy aventurado.

Para LOTZE, en el Cámbrico de Ciudad Real falta la serie basal.

La potencia del Cámbrico parece ser pequeña, aunque los

límites no están definidos y se engloban con los del Ordovícico Inferior (Tremadoc). No obstante, hay autores que los diferencian, incluso apuntando la posible existencia de una discordancia en la base de este último, depositado por transgresión, materializada en un conglomerado basal.

El Arenig se depositó en un ambiente litoral somero, y a continuación parece que existieron movimientos epirogénicos que se manifiestan en un descenso del fondo y como consecuencia en una pequeña transgresión. El final del Llandeilo viene dado por una ligera regresión.

Durante el Silúrico Superior continúa el hundimiento de la cuenca geosinclinal, depositándose pizarras con faunas pelágicas.

El Devónico se deposita en aguas someras, apareciendo faunas litorales después de movimientos epirogénicos del fondo que originan una nueva transgresión.

El Carbonífero se deposita de forma muy dispar. Existen depósitos netamente marinos y otros de cuencas someras parcialmente cerradas, con notables cambios en el régimen de sedimentación.

En el Ordovícico existen ya oscilaciones eustáticas del fondo del geosinclinal. Posteriormente aparecen los movimientos típicamente orogénicos de la zona que se continúan para llegar al máximo de paroxismo orogénico durante el Westfaliense-Estefaniense, con algunas secuelas volcánicas.

El magmatismo se desarrolló en varios momentos de la orogenia hercínica y afectó, aunque de manera desigual, a casi todos los materiales paleozoicos, en los que origina zonas de metamorfismo térmico, que en ocasiones pueden extenderse hasta 1, e incluso 1,5 Km. de anchura.

Es un magmatismo ácido, de tipo granítico o granodiorítico, cuyos contactos y demás características permiten considerarlo como intrusivo y probablemente sincinemático tardío. En algunos puntos existen fenómenos de anatexia, aunque en general reducidos.

Tras la orogenia hercínica se instaura el predominio de agen-

tes externos, que originan extensas áreas de peneplanización.

Sobre éstas se van depositando a partir del Triásico (para algunos autores a partir del Pérmico) la extensa y homogénea formación de conglomerados, arcillas y margas rojas que hacia el techo se hacen yesíferas, para terminar en una serie carbonatada («Formación de Chiclana»), que probablemente comprende la parte superior de Trías y casi todo el Jurásico (zona sur de la Hoja).

No aflora ningún otro material de edad inferior al Terciario, lo cual puede deberse a que no se haya depositado o a que fuera erosionado tras su depósito. Ambas eventualidades son igualmente posibles, dada la situación paleogeográfica de la región, como borde de una cuenca de sedimentación.

A partir del Burdigaliense se instaura de nuevo en régimen marino cuyos depósitos son esencialmente margosos y margoarenosos, hasta final del Mioceno. Tales depósitos constituyen uno de los jalones más orientales del llamado Terciario del Valle del Guadalquivir, cuyo afloramiento más característico dentro de la zona sur que describimos está constituido por la «Loma de Ubeda».

A partir de un hipotético Plioceno se realiza un cambio radical en las condiciones de sedimentación: se inicia un régimen continental, originándose depósitos de arenas, gravas, arcillas, etc., procedentes de erosión y arrastre de los materiales preexistentes. Comienza a configurarse una red hidrográfica cuyo trazado y características son bien diferentes de las actuales, a juzgar por la distribución de los materiales.

Los últimos episodios de la historia geológica se caracterizan por la actividad erosiva de la red hidrográfica ligada al Guadalquivir, que va extendiendo rápidamente su cuenca hacia el norte a costa de un gran número de ríos, antiguos afluentes del Guadiana. El trazado de la red del Guadalquivir es en líneas generales subsecuente o consecuente respecto a los materiales mesozoicos y terciarios, y obsecuente respecto a los paleozoi-

cos, en los cuales son los sistemas de fractura NE-SO los principales factores que controlan su trazado.

Por lo que respecta a los terciarios de la Meseta, los depósitos miocénicos son continentales, con unas facies detríticas groseras marginales y unos depósitos de origen químico en la central.

Después del Pontiense parece ser que se realizaron unos reajustes isostáticos y una elevación de los bordes de la Meseta y sus sierras interiores.

Probablemente las coladas volcánicas terciarias queden explicadas por la reactivación de las fallas de basamento a causa de la presión ejercida por el mismo magma del que proceden.

4. BIBLIOGRAFIA

- ALMELA SAMPER, A. (1959).—«Esquema geológico de la zona de Almadén (Ciudad Real)». *Bol. del Inst. Geol. y Min. de España*, LXX.
- ALVARADO, A. de, y TEMPLADO, D. (1935).—«Hoja n.º 838, Santa Cruz de Mudela (Ciudad Real)». *Inst. Geol. y Min. de España*, 1 Map., E: 1:50.000.
- ALVARADO, A. (1923).—«Región E. de Sierra Morena». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. XLIV.
- «Fracturas metalizadas en el término de Andújar». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. XLVII, 2.º parte.
- ANONIMO (1944).—«Investigaciones sísmicas en la zona de Linares-La Carolina (Jaén)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 48.
- ANONIMO (1944).—«La investigación eléctrica de los filones de cobre de la Sierra de Córdoba». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 48.

- ARRIBAS, A. (1964).—«Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de Uranio, Cardeña (Córdoba)». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- BAUTISTA MUÑOZ, M. (1877).—«Reconocimiento del terreno de Montoro hasta el río Yeguas». *Rev. Min., Serie B*.
- BOUYX, E. (1963).—«Extension des terrain ante-ordoviciens au sud du Ciudad Real (Espagne Meridionale)». *Com. R. S. Sec. Geol. Fr., Fas. 10*.
- (1964).—«Los terrenos ante-ordovicenses del sur de Ciudad Real». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- (1962).—«La edad de los esquistos de Alcudia». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- (1964).—«La transgresión ordoviciense en la Sierra de Mesanza». *C. R. Acad. Sc., París, t. 258*.
- (1970).—«Contribution a l'étude des Formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España, t. 73*.
- BRINKMANN, R., y GALLWITZ (1933).—«Du Betische ausseurand in Sudost-Spanien». *Abhan. Geseel. Wissen. Gott., n.º 10*.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Zur Tektonik der Betische Kordilleren». *Geol. Rdsch., XVII*.
- BUTENWEG, P. (1968).—«Geologische Untersuchungen in Ostteil Der Sierra Morena Nordostlich von La Carolina (Prov. Jaén)». *Münster Forseh. Geol. Paläont. H. G.*
- CABANAS, R. (1957).—«Las terrazas cuaternarias del Guadalquivir y sus afluentes en la provincia de Jaén». *Rev. de R. Acad. de Ciencias de Madrid, t. 51, cuaderno 2.º*.
- CABANAS PAREJA, R. (1959).—«Los niveles de terrazamiento cuaternario del Guadalquivir y sus afluentes en la provincia de Jaén». *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., n.º 55*.

- CABAÑAS, F. (1969).—«Informe sobre la prospección geofísica del Triás de la provincia de Albacete y Jaén». (Inédito.)
- CANTOS FIGUEROLA, J. (1935).—«Investigación sísmica en Baños de la Encina (Jaén)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, t. LV.
- (1951).—«Investigación sísmica Baños de la Encina». *Rev. Geofísica*, t. X.
- CANTOS, J., y TARGHETTA, J. R. (1943).—«Algunas notas de interés para la Hoja de Linares». *Not. y Com.*, n.º 11.
- CANTOS, F., y TARGHETTA, J. R. (1943).—«Algunas notas de interés para la Hoja de Linares». *Not. y Com.*, n.º 11.
- CARBONELL, A. (1946).—«Nota sobre los veneros minero-medicinales de Fuencaliente (Ciudad Real)». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 16.
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J., y TAMAIN, G. (1969).—«Précision sur l'ordovicien moyen et supérieur de la 'serie-Tipe' du Centenillo, Sierra Morena Orientale (Espagne)». *Bull. Soc. Geol., Fra.* XI.
- DOUVILLE (1911).—«Espagne Hdb Reg. Geol. III, 3». Heidelberg.
- DUPUY DE LOME, F., y P. DE NOVO (1926).—«Madrid-Sevilla, guía». XIV Congreso Geol. Intern.; Exc. F-2.
- ESTEBAN SANTISTEBAN, F. (1970).—«Descubrimiento de unos yacimientos de sales sódicas en Ubeda (Jaén)». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, 1.º.
- FERNANDEZ, M.; VALDES, A.; ALVARADO, A. de, y MESEGUER PARDO, J. (1931).—«Hoja n.º 885, Santisteban del Puerto (Jaén)». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- FERNANDEZ, M.; VALDES, A., y MESEGUER PARDO, J. (1933).—«Hoja n.º 906, Ubeda (Jaén)». *Inst. Geol. y Min. de España*.

- FUGANTI, A. (1967).—«Riceriha Geologische e minerarie nella parte orientale della Sierra Moreno (Andalucía, Spagne)». Trieste Univers, n.º 47.
- (1968).—«Ricerche stratigrafiche, petrographich e structuralli nella zona mineraria de Linares (Spagne meridionale)». Trieste Univers, n. 76.
- GARCIA SIÑERIZ, J. (1944).—«Investigación sísmica en la zona de Linares-La Carolina (Jaén)». Rev. Geof., t. III.
- GAVALA LABORDE, J.; RUBIO, E.; MILANS DEL BOSCH, J., y CARBONELL, A. (1931).—«Memoria geológica del Inst. Geol. y Min. de España, Escala 1:50.000, n.º 882 (Venta de Cardeña)»
- HENKE, W., y BORN, A. (1953).—«Aportación a la geología de Sierra Morena en la parte norte de La Carolina (Jaén)». P. Ex. G. E. n.º 7.
- HERNANDEZ PACHECO, F., y MACAN VILAR, F. (1962).—«Descripción geográfico-geológico del itinerario Madrid-Cádiz, por la C. N. IV». Bol. n.º 13 del Servicio Geológico de O.P. Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—«Siluriano de Andalucía (Despeñaperros)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 45.
- (1942).—«Isleos del Centro (Mestanza)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, t. 45, 1 Map., E: 1:300.000.
- (1942).—«Siluriano de Andalucía (Santisteban del Puerto)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, t. 45, 1 Mapa, E: 1:450.000.
- HERNANDO DE LUNA, R. (1970).—«Bibliografía geológico-minera de la provincia de Córdoba». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*, t. 74.
- HOEPEMER, R., y HOPPE, P. (1964).—«Über den westlichen abschnitt der betischen kordillere». Geol. Rinds. B. 53 H, 1, 3 mapas. E: 1:500.000, 1:800.000, 1:250.000.

- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (División de Minería) (1970).—«Proyecto de investigación minera del Valle de Alcudia-Ciudad Real». (Inédito.)
- KINDELAN DUANY, J. A.; CANTOS FIGUEROLA, J., y TARGHETTA, J. B. (1946).—«Hoja n.º 905, Linares (Jaén)». *Inst. Geol. y Min. de España*, 1 Map., E: 1:50.000.
- LOTZE, F. (1970).—«El Cámbrico en España». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- LLOPIS LLADO, N., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1965).—«Sur les caracteres morphotectoniques de la discordance precambrienne du Sud de Toledé (Espagne)». *Comp. R. S. Soc. Geol. Fr.*, Fasc. 7.
- MALLADA, L. (1884).—«Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén». *Beol. Com. Map. Geol. de España*, t. XI (1885-1911). «Explicaciones del mapa geológico de España». *Memoirs Cm. M. Geología de España*.
- MARTIN Y BERTRAN DE LIS, A. (1949).—«Investigaciones de los distritos mineros más importantes de España». *Rev. de Minería y Metalurgia*, p. 51.
- MESEGUER, J., y CANTOS, J.— «Investigación de nuevas metalizaciones en el distrito de Linares-La Carolina». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 10.
- PEREZ REGODON, J. (1966).—«Nota sobre los yacimientos fósiles encontrados en Sierra Morena». *N. y C. del Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 91.
- PERAN, M., y TAMAIN, G. (1967).—«La Formation Campana dans le Nord de la Province de Jaén (Espagne)». *C. R. de la Ac. des Sc. París*, t. 265.
- QUIROS LINARES, F. (1970).—«La minería en el valle de Alcudia y el Campo de Calatrava». *Est. Geog.*, t. XXX-117.

- RECHEMBERG, H. P. (1957).—«Algunas observaciones respecto a los criaderos de plomo de Linares (España)». *Not. y Com.*, n.º 46.
- RICHTER, P. (1957).—«Stratigraphie und tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)». *Munster, Forsch. Geol. Paleont. H. 3.*
- RUIZ CRUZ, M. D. (1970) (inérito).—«Estudio biológico de la zona de Vilches (Jaén)». Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada, Lab., de Petrología.
- ROSA, A. de; ALVARADO, A. de, y HERNANDEZ PACHECO, F. (1929).—«Hoja n.º 836, Mestanza-Ciudad Real». *Inst. Geol. y Min. de España*, 1 map., E.: 1:50.000.
- SAEZ GARCIA, D. (1946).—«La estratigrafía del Triásico y Terciario marinos en la zona de Ubeda». *Bol. Real. Soc. Esp. Inst. Nat.*, n.º 44.
- TAMAIN, G. (1968).—«Le distric minier de Linares-La Carolina et son ordre metalogique en Sierra Morena Orientale». *Bull. S. B. France*, 7.º serie, t. X.
- (1966).—«Les ecailles du Centenillo (Jaén, Spagne), Contribution a l'etude structurale du rebord meridionale de la Meseta Iberique». *C. R. des seances de l'Ac. des Sciences de Paris*, t. 263.
- (1967).—«El Centenillo - Zona de reference pour l'etude de l'Ordovocien de la Sierra Morena Orientale (Spagne)». *C. R. de S. de l'Ac. des Sc. de Paris*, t. 265.
- (1966).—«Esquisse merallongenique de la Sierra Morena Orientales (Spagne)». *C. R. de l'Ac. S. des Sc. de Paris*, t. 266.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1967).—«Nuevas áreas de devonianas en la zona occidental de Sierra Morena». *Not. y Com.*, n.º 98.
- VEGAS, R. (1970).—«Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovicicas de Almadén, Don Benito y Cáceres». *Est. Geol.*, vol. 26.