

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

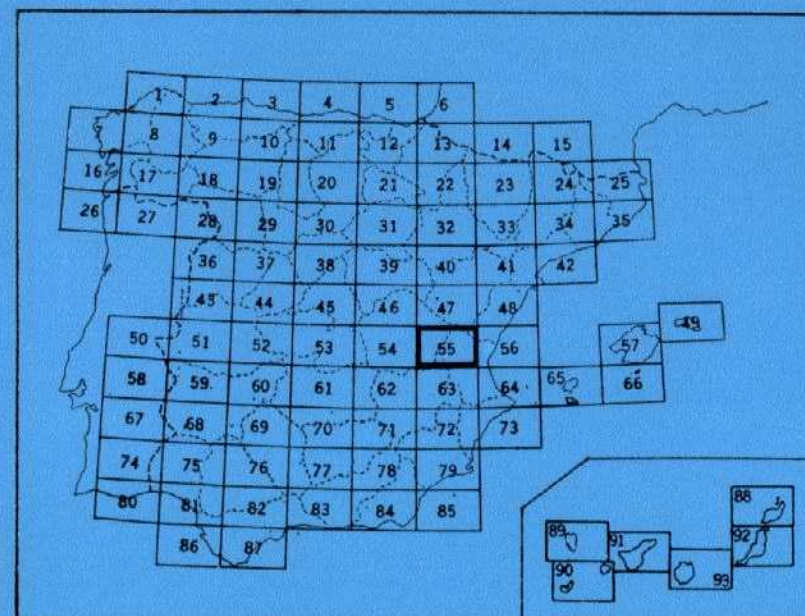
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

# LIRIA

Primera edición

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



# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

## LIRIA

Primera edición

*Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por la división de Geología del IGME.*

Editado  
por el  
Departamento de Publicaciones  
del  
Instituto Geológico y Minero  
de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M-37.092-1972

---

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16



## **1. INTRODUCCION**

La Memoria que nos ocupa corresponde a la descripción geológica de la Hoja cartográfica a escala 1:200.000 (Liria) del Mapa Geológico Nacional.

Está localizada entre las provincias de Valencia y Cuenca, donde afloran terrenos paleozoicos, mesozoicos y terciarios, ocupando mayor extensión los dos últimos.

Los depósitos cuaternarios quedan localizados en los cauces de los ríos y adquieren mayor importancia hacia la parte oriental de la Hoja.

## **2. ESTRATIGRAFIA**

El estudio estratigráfico de esta Hoja aparece dificultado por la variedad de tipos de trabajos que hemos tenido que emplear, hecho que queda patente a simple vista en la cartografía.

Afloran formaciones primarias, triásicas, jurásicas, cretácicas y miocenas, además de los someros depósitos cuaternarios.

### **2.1. PALEOZOICO**

Es evidente la existencia de un substratum paleozoico plegado por las orogenias hercinianas. La directriz herciniana es sólo ligeramente divergente

con la traza de los pliegues ibéricos mucho más recientes. Ello dificulta, en cierto modo, la determinación de hipotéticos fenómenos de rejuvenecimiento en los pliegues paleozoicos que afloran sólo en lugares aislados de la región.

Los afloramientos paleozoicos del interior de la Hoja de Chelva han sido ya descritos por varios autores, y entre ellos el profesor BRINKMANN (1931). Cita éste la presencia de pizarras arenosas grises, en las que descansan cuarcitas blancas, compactas. La formación ofrece restos de *Leptaena po-reata*, Mc Coy, lo que justifica la edad silúrica atribuida a este afloramiento.

Se encuentra este afloramiento en la parte intermedia del llamado barranco de Alcotas, al NE. de Chelva. Se trata de un asomo de reducida extensión, en el que afloran pizarras grises, metamórficas, brillantes, coronadas por cuarcitas duras, que han resistido la erosión. No se han hallado fósiles en la formación, pero su facies es detrítica, como la del resto de los afloramientos silurianos que conocemos en la Ibérica.

Atendiendo a esta circunstancia, y principalmente al dato paleontológico citado por BRINKMANN, nos inclinamos a situar este afloramiento en el Silúrico, en lugar del Cámbrico, como hacen los geólogos franceses que han visitado la región.

Existen otros tres afloramientos al norte del Pantano del Generalísimo de gran extensión, aún poco estudiados.

## 2.2. MESOZOICO

### 2.2.1. Triásico.

En conjunto se presenta el Triás en toda la región en facies germánica típica

#### *Buntsandstein.*

En la provincia de Albacete, el Buntsandstein es predominantemente arcilloso y muy potente. Hacia el norte de la provincia de Valencia predominan los niveles de arenisca dura, que llegan a ser casi exclusivos, formando la mayor parte del espesor total.

A veces presenta alineaciones largas de areniscas rojas y ocreas («rodeno») y arcillas abigarradas y yesíferas, y a veces puede verse en algunos puntos sobre arenisca roja.

Es evidente el carácter transgresivo en discordancia del Buntsandstein sobre el Paleozoico de la región. Esta transgresión no es además uniforme en la Ibérica, no sólo a causa del plegamiento y erosión previa del subs-

trato, sino también porque son asimismo distintos los tramos del Trías que constituyen la base de la transgresión.

Así, se citan en determinados lugares del sur y centro de la Ibérica típicas formaciones del Permotrías, en la base de la transgresión triásica. En Albarracín, en cambio, yacen sobre el Silúrico, en típica disposición transgresiva, niveles de arenisca roja que correspondían a una parte ya relativamente alta del Buntsandstein. En la zona de Almenara, en cambio, la base del Trías sobre el Silúrico no es claramente visible, pero puede apreciarse la existencia de núcleos de conglomerados y arcillas rojo-vinosas.

En la Hoja de Chelva se encuentran conglomerados de cemento arcilloso rojo y elementos entre los que predominan las cuarcitas y cuarzo del Silúrico, cuyos conglomerados alternan con arcillas rojas compactas. El espesor total de esta serie basal puede estimarse en el orden de 10 a 15 cm., siendo difícil establecer con exactitud el tránsito con las capas superiores, ya pertenecientes al Buntsandstein Inferior.

Parece apreciarse un aumento de la facies arcillosa superior («röt») hacia la parte occidental de la Hoja de Chelva, mientras que los bancos de arenisca son más potentes hacia el Este, para enlazar, probablemente con los grandes bancos de arenisca roja de la zona litoral.

### *Muschelkalk.*

En la Hoja de Chelva, el Muschelkalk es transgresivo sobre el Buntsandstein. La violencia de la disposición tectónica de los afloramientos del Trías impide muchas veces observar con detalle la naturaleza de los contactos intermedios, pero existen, sin embargo, frecuentes ejemplos en los que se observan cómo el Muschelkalk es transgresivo sobre diferentes niveles de arenisca roja del Bunt, faltando el tramo arcilloso superior.

Al oeste de Tuéjar, la carretera que conduce al Pantano del Generalísimo produce un corte completo del Muschelkalk. Puede aquí apreciarse la disposición completa de la serie, e incluso el tramo rojo intermedio, que aquí aparece en parte laminado a causa de la violenta disposición tectónica del afloramiento.

Asimismo, los asomos del Muschelkalk al este de Chelva son accesibles por la carretera de Ahíllas, que atraviesa la formación, dando lugar a interesantes exposiciones de la misma.

Está constituido por dolomías grises, bien estratificadas en bancos gruesos, que alternan con calizas dolomíticas de tonos oscuros. Siguen calizas dolomíticas gris oscuro, muy tableadas, y sobre ellas calizas negras, ligeramente margosas, surcadas de vetas de calcita blanca. Siguen calizas cristalinas, muy oscuras, sacaroideas, y a continuación margas nodulares grises, que coronan la serie.

### *Keuper.*

Se presenta el Keuper en su facies peculiar de arcillas abigarradas y yesíferas, y con una potencia muy grande, que debe estimarse próxima a los 1.000 m. El espesor aparente es todavía mayor, a causa de las fracturas y duplicaciones, consecuencia de la violenta disposición tectónica de estas series.

El espesor del Keuper en la Hoja de Venta del Moro es de 700 a 800 m., a los que es preciso agregar la potencia de los tramos superiores ocultos bajo las formaciones recientes.

Cerca del pueblo de Fuencaliente, un corte de las capas más altas del Keuper dio:

Techo: Carniolas.

Arcillas ocre y rojas con yesos y numerosos Jacintos de Compostela: 50 m.

Areniscas verdosas con yesos: 20 m.

Areniscas ocre con yesos negros y blancos: 50 m.

Muro: Zona fracturada.

BARTRINA (1954), en su estudio sobre la zona del Puerto de Contreras divide el Keuper en dos tramos:

a) Superior, con calizas tableadas, blancas, con emanaciones bituminosas y con intercalaciones carbonosas, en una gran mancha en Fuencaliente, con una potencia total de unos 50 m.

b) Inferior, con margas abigarradas, yesíferas y salíferas, presentándose en dos grandes afloramientos: al E. de Minglanilla y desde La Pesquera hacia el N.

### *Suprakeuper.*

Está representado en general por carniolas, dolomías y calizas dolomíticas.

En la zona suroriental de la Hoja de Liria existen buenos afloramientos de Suprakeuper. La mancha más importante se encuentra al sur de Bugarra, formando un extenso núcleo N.-S. en el eje de la estructura principal de la zona.

El tránsito del Lías Inferior al Rético se realiza por una serie alternada de calizas claras, arrecifales y calizas grises ligeramente dolomíticas.

Debajo yacen calizas francamente dolomíticas, en bancos bien estratificados, en los que se observan figuras de corrosión que hemos visto con mucha frecuencia en el Suprakeuper; el cual adquiere en la mayor parte

del Prebético y zona meridional de la Ibérica extensión y potencia considerables.

También merecen destacarse los afloramientos situados en el borde oriental del gran asomo triásico de Chelva, especialmente en la base de las crestas liásicas que dan origen al Pico de Chelva.

En el Puerto de Contreras también existen afloramientos de Suprakeuper. Así, coronando la serie y en el flanco sur del anticlinal triásico, nos encontramos unas calizas duras dolomíticas sacaroideas y azoicas que por su facies y disposición tectónica corresponden al Suprakeuper, representado en toda la región levantina con gran uniformidad, variando su potencia de los 80 a los 150 m. aproximadamente, aunque posiblemente faltan tramos, por existir fracturas definidas, puestas de manifiesto por discordancias entre estas capas y las superiores del Lías, que están bien datadas gracias a los fósiles encontrados.

En el Puerto de Contreras los niveles que se han distinguido son los siguientes:

- Calizas marmóreas grises y ocreas: 20 m.
- Dolomías gris oscuro, alternando con calizas muy duras y silíceas: 60 m.
- Dolomías alternando con calizas silíceas bien estratificadas: 20 m.
- Calizas algo dolomíticas tableadas, silíceas, muy duras, con intercalaciones margosas: 10 m.
- Calizas arenosas, con muchas oquedades y calcita: 5 m.
- Calizas tableadas con alternancias margosas y margas calcáreas con facies del Charmutiense: 30 m.
- Calizas muy tableadas en bancos finos alternando con margas nodulares con facies del Charmutiense Superior y Toarciense: 40 m.

## 2.2.2. Jurásico.

El Estudio de la sedimentación Jurásica presenta en esta zona particularidades de gran interés. Existen muy buenos afloramientos de la serie Jurásica, aunque a causa de la violencia tectónica de los pliegues no es posible estudiarla completa en ningún asomo.

El Jurásico aparece bastante completo, aunque con un espesor no muy grande. Las lagunas estratigráficas que se aprecian deben obedecer más que a ausencia de sedimentos, a la semejanza de facies con los niveles infra y suprayacentes y a la falta de restos fósiles representativos.

En efecto, examinados directamente la casi totalidad de los afloramientos jurásicos más importantes, en ninguno se ha observado la presencia de una facies litoral o costera que nos indique la proximidad a una zona emergida. Tampoco se ha podido apreciar la existencia de transgresiones o regresiones acentuadas en el conjunto del paquete jurásico.



### *Liásico.*

El Lías se halla bien representado en esta serie jurásica, y su espesor sufre un aumento de sur a norte desde la zona de Buñol, donde la potencia del Lías es del orden de los 50 m., hasta la de Bugarra, donde se miden de 80 a 120 m.

Sobre las calizas dolomíticas del Suprakeuper descansan calizas grises, en facies arrecifal, con restos frecuentes de corales y espongiarios inclasificables.

RAMBAUD (1962) tiene realizado un corte al NO. de Chelva y de él entresacamos de abajo arriba los datos siguientes:

El Lías Inferior no aparece descrito. Sólo DUPUY (1956), en la zona de Buñol y Chiva da con dudas calizas grises dolomíticas con bancos tableados.

El Lías Medio está representado por calizas compactas claras, caliza gris y caliza silícea.

El Lías Superior empieza en su base con margas amarillentas, seguidas de una serie de bancos delgados tableados de caliza margosa y nodular. Al final, unos 20 m. de alternancias de calizas grises y tramos margosos poco potentes.

El Charmutiense parece que está representado por calizas tableadas grises.

En la facies más profunda de la Sierra de Bicuerca las calizas son amarillentas en superficie y más oscuras en fractura, alternando con bancos más potentes de calizas duras y compactas, de tonos generalmente grises y ocre, entre los que a veces resaltan algunos bancos de color rojo. Sobre ellas, en la Hoja de Liria yacen margas amarillentas deleznales, en las que la erosión produce valles y barrancos.

### *Dogger.*

Esta serie se encuentra claramente definida tanto en el Puerto de Contreras como en la Sierra de Bicuerca y está constituida esencialmente por calizas duras, brechoides, con intercalaciones de calizas, de tonos gris claro, tableadas y margosas.

En la zona de Siete Aguas se encuentran varios afloramientos, uno de ellos en la trinchera de la carretera, a la entrada de Siete Aguas, con calizas margosas tableadas con restos de *Campotenectes richei*.

En la Hoja de Venta del Moro el conjunto del Dogger mide unos 50 m. de espesor, lo cual supone una reducción notable en relación con la zona de Requena y Buñol.

En las cercanías de Cheste los afloramientos son menos extensos y su riqueza paleontológica es mucho menor.

En relación con los afloramientos de la zona de Buñol, el Dogger presenta una sedimentación en facies menos profunda. A las margas y margas calcáreas de Buñol corresponden en la Hoja de Liria calizas tableadas, calizas margosas y calizas sabulosas, estratificadas en bancos delgados.

#### *Malm.*

Un afloramiento interesante se encuentra al norte de la carretera de Liria a Pedralba.

En contacto directo con la facies Weald, afloran calizas cristalinas, de tonos claros, estratificadas en bancos de 20 a 30 cm. de potencia y que no contienen fósiles, o por lo menos no se han podido encontrar.

Por último, afloran también calizas claras, cristalinas, en facies muy semejantes a la que acabamos de describir.

El contacto de esta serie, hacia el norte con el Keuper e incluso hacia el sur (en la Hoja de Liria) con la facies Weald, es mecánico.

El Malm es muy fosilífero en el área de Buñol y Puerto de Contreras. Con calizas claras bien estratificadas y a veces margosas.

En Buñol se pueden distinguir los siguientes tramos:

40 m. de calizas grises; encima 60 m. de calizas tableadas. Le siguen 10 m. de margas ocreas, arcillosas; después 50 m. de calizas tableadas en bancos gruesos. Calizas cristalinas en 80 m., y al final margas ocreas azuladas con una potencia de 15 m.

En la zona de Siete Aguas, sobre este paquete de calizas cristalinas, yacen unos cinco metros de margas arcillosas ocreas, y sobre ellas, tres metros de calizas ocreas, amarillentas, coronadas a su vez por un banco de margas arcilloso-sabulosas, que contienen ya orbitolinas.

El Oxfordense-Kimmeridgense está representado con calizas, calizas margosas y margas en la localidad de Enguñanos.

El tránsito del Jurásico a los materiales de la facies Weald se realiza por una sucesión, fácilmente visible, de margas ocreas, azuladas o verdosas, con intercalaciones de areniscas, en tonos pardos o verdosos. Quizá atribuible al Purbeckense.

#### **2.2.3. Cretácico.**

Aflora el Cretácico en las grandes estructuras tectónicas del área que consideramos.

En el E. de Requena, la sedimentación alcanza hasta el Turonense inclusive, o quizá hasta la parte baja del Senonense; en el Puerto de Contreras, en cambio, se encuentran sedimentos hasta el Garumnense, e incluso cabe en lo posible la presencia de sedimentos lacustres del Eoceno.

Esta regresión hacia el E. en la sedimentación del Cretácico Superior es un dato de considerable interés para el estudio de la historia geológica de la zona. Hacia el O. existe una rápida disminución de espesores.

En gran parte de la región que consideramos constituye el Jurásico Superior el substratum para la sedimentación en los comienzos del Cretácico, lo cual se realiza casi de un modo continuo.

En la parte sur-occidental de la zona estudiada se produce una emersión después del Suprakeuper, y se encuentra una extensa laguna estratigráfica, que alcanza hasta los niveles más bajos del Aptense. Sólo en determinados lugares ha sido posible reconocer niveles cretácicos más bajos, en facies Weald.

Se encuentra en esta época perfectamente dibujada la fosa Bética, y a la zona sur corresponden las mayores profundidades, que disminuyen rápidamente hacia el norte, pasándose de los sedimentos con la facies batial a la nerítica, y de ésta a la litoral.

Más al norte se encuentra la típica facies Weald con intercalaciones francamente continentales y períodos de emersión.

#### *Facies Weald.*

Sobre las calizas jurásicas, y en raras ocasiones sobre el Suprakeuper, se encuentran en gran parte de las zonas central y septentrional de la región, que consideramos depósitos de facies Weald.

Falta aún un estudio detenido de sus principales afloramientos, que permita fijar en cada punto la extensión vertical de la facies Weald.

En general, podemos admitir que en los niveles inferiores no pasa de la parte más alta del Jurásico; en Buñol se ve descansando sobre calizas fosilíferas del Malm Superior, e incluso sobre margas arenosas, que podríamos situar en el Purbeckense.

Está constituida por alternancias de margas y arcillas abigarradas, arcillas compactas, conglomerados de cantos de cuarcita, arenas silíceas y arenas caoliníferas, todo ello sedimentado en régimen continental fluvial y en ocasiones fluvio-marino.

En conjunto, todos estos sedimentos dan origen al Weald, que no debe considerarse como una formación de edad definida, sino más bien como una facies determinada, cuya extensión vertical es generalmente variable.

La duración de la facies Weald es variable en los distintos afloramientos, y, en general, se carece de elementos para poderla fijar con precisión en gran parte de ellos.

En el centro y norte de la Península es frecuente que la facies Weald comprenda gran parte del Jurásico Superior. En la zona de Cheste comienza prácticamente con el principio del Cretácico Inferior; quizá, en cambio, en la zona que ahora estudiamos, comprenda la parte más alta del Malm.

La carretera de Pedralba a Casinos atraviesa un interesante corte: En las capas superiores, en contacto ya con las calizas aptenses, se encuentran margas sabulosas amarillentas y calizas arenosas o margosas. Siguen hacia abajo arcillas y margas sabulosas, y debajo los niveles más altos de conglomerados y areniscas. Debajo de un banco grueso de arenisca basta se encuentra el nivel más caracterizado de arenas caoliníferas. Yacen debajo de éstas nuevas areniscas, y a continuación arcillas oscuras muy compactas, que son explotadas en algunos niveles. Hasta la base de la formación continúan las alternancias de arcillas compactas con areniscas bastas y algún banco de conglomerados.

Son interesantes los trabajos de BRINKMANN (1931) sobre el particular, y se han llegado a conocer una serie de cortes de esta facies que nos permiten fijar su posición en la escala estratigráfica, en la mayor parte del área estudiada.

También son muy útiles los trabajos del profesor ROYO GOMEZ (1926), y concretamente su estudio de la fauna de vertebrados de Benagéver.

Veamos el corte que cita BRINKMANN (1931) cerca de Ahíllas.

De arriba abajo:

50 m. de arenas caoliníferas, con cantos de cuarzo lechoso en la base.

Le siguen 3 m. de conglomerados, con cantos de caliza, arenisca y cuarzo.

Continúan 90 m. de areniscas blandas, blancas y rojas, con intercalaciones de arcillas verdosas.

Después, 75 m. de areniscas calizas, pardas, con algunas capas fosilíferas.

80 m. de areniscas blandas, en bancos gruesos, rojizas o blancuzcas, con intercalaciones de margas sabulosas.

40 m. de areniscas color pardo claro, blancuzco o rojizo, con pizarras intercaladas.

15 m. de calizas y margas grises, finamente sabulosas.

3 m. de gredas arenosas rojizas.

2 m. de caliza finamente brechoide, con cantos de Jurásico y restos de ostreas.

Debajo se encuentran las calizas oolíticas del Jurásico Superior.

La serie en el Puerto de Contreras es:

*Techo:*

Aptense, representado por calizas arenosas duras.

Arcillas compactas negras: 2 m.

Alternancias de arcillas sabulosas y margas y areniscas más duras: 5 m.

Arcillas puras rojo ladrillo: 3 m.

Arcillas sabulosas verdes: 5 m.

Areniscas y arcillas ocreas: 5 m.

Arcillas sabulosas ocreas de transición al Jurásico.

### *Muro:*

Potentes arcillas amarillentas y verdosas con belemnites y crinoides.

En la actualidad, los más importantes asomos weáldicos se encuentran al este de la línea Higuieruelas-Loriguilla, desde donde continúan hacia levante por Villar del Arzobispo. En toda esta zona existen frecuentes explotaciones de los niveles caoliníferos superiores.

Asimismo son extensos y potentes los asomos de esta facies en la zona del Pantano del Generalísimo (Benagéver), siendo aquí recubiertos hacia el SO. por formaciones más recientes.

### *Aptense.*

Aparece transgresivo sobre las formaciones weáldicas, pero por falta de fósiles determinativos en éstas no es posible determinar con exactitud si las capas de la facies Weald corresponden al Barremense Superior o son ya de edad Aptense.

El Aptense, en el Puerto de Contreras, es extraordinariamente fosilífero. En los niveles inferiores afloran margas arenosas, cuajadas de orbitolinas.

Con variaciones locales, puede estimarse el espesor total del Aptense en unos 100 ó 150 metros.

Aunque con espesor más reducido, se encuentra el Aptense bien representado en los afloramientos de esta Hoja, al O. de Venta del Moro.

Sobre las arcillas weáldicas yacen margas arcillo-sabulosas amarillentas, con muchos fósiles. El espesor de estas margas es de unos 40 m. Encima se encuentran unos 30 m. de calizas duras, ocre y grises, con frecuentes secciones de Toucasias. Sobre estas calizas yace un débil espesor de margas claras, y encima, areniscas y arenas en clara facies Albense.

En todo el flanco de las estructuras complejas de Bugarra puede apreciarse con claridad el tránsito de la facies Weald al Aptense.

Un interesante afloramiento Aptense existe inmediatamente al sur de la ciudad de Liria, donde se explotan las calizas.

En la zona de Chelva los principales afloramientos aparecen representados y están constituidos principalmente por casquetes que coronan los cerros weáldicos, protegiendo de la erosión a las arenas y arcillas infra-yacentes.

### *Albense.*

El Albense presenta variaciones de facies y espesor en toda esta región de Levante.

En la parte sur del Prebético oriental aparece formado por calizas marinas, sabulosas o dolomíticas, bastante potentes y desprovistas de fósiles.



En la Ibérica, en cambio, el Albense, con su típica facies de Utrillas, da origen a un gran espesor de arenas, a veces caoliníferas, con bancos intercalados de arcillas compactas y lechos de lignitos.

Entre ambos extremos se encuentra una serie intermedia, que en la Hoja de Utiel se intercala entre formaciones marinas, depósitos arenosos o arcillosos en facies de Utrillas.

Está constituido por capas de arenas silíceas, blancas, rojizas o abigarradas, que alternan con bancos de arcilla gris, ocre y verdosa, y con muy débiles lechos de lignitos.

Los mejores afloramientos se encuentran en el área del Puerto de Contreras, aunque también son interesantes los asomos en los flancos de las grandes estructuras cretáceas, como en las Sierras de Negrete, en medio de los bosques, de Martés y Malacara.

En general, el Albense, más deleznable, se erosiona con facilidad, y recubierto por depósitos cuaternarios da origen a campos cultivados situados entre las formaciones calizas del Cretácico.

Aunque no se trate de afloramientos de gran importancia, merecen citarse los situados al norte de Camporrobles, donde las arcillas arenosas ocre y violáceas del Albense pasan bruscamente, por cambio de facies lateral, a calizas arenosas compactas de los mismos colores, formando bancos de 3 ó 4 metros de potencia.

Otras calizas albenses son las que se extienden por la zona de Levante, al norte de Utiel, que dan lugar a pequeñas explotaciones de arenas caoliníferas.

Los depósitos albenses se presentan con facies marina, nerítica o litoral; con facies Weald, o formando depósitos de arenas sueltas en la típica facies de Utrillas.

Su espesor, muy variable de unos puntos a otros, se estima como máximo en 60 m.

#### *Cenomanense.*

Sobre las arenas y arcillas albenses aparece el Cenomanense, también claramente transgresivo, como en las Sierras de Negrete, Santa María, Cabrera y Malacara.

Su facies marina litoral es sensiblemente diferente de la que aparece más al SE., ya que el Cenomanense está constituido por margas y calizas margosas, generalmente fosilíferas.

En el Puerto de Contreras, comienza el Cenomanense por bancos de arenisca también silícea, de elementos más finos, y de margas arenosas que continen frecuentes fósiles.

Al sur del Puerto de Contreras encontramos dos afloramientos separados

por el río Cabriel, las capas aparecen concordantes, descansando sobre el Albense, y contienen restos fósiles.

#### *Turonense.*

En el Prebético oriental corresponde al Turonense un gran espesor de calizas generalmente dolomíticas, estratificadas en gruesos bancos y generalmente azoicas.

En la zona de Utiel, la facies es predominantemente caliza, el espesor sensiblemente menor, apenas se encuentran dolomías, y aparecen, en cambio, bancos intercalados de margas, en ocasiones fosilíferas.

Los afloramientos no son muy extensos y corresponden, en general, a los flancos y zonas marginales de las grandes estructuras cretácicas. Están situados en la parte sur-centro de la Hoja. Forman pliegues con capas frecuentemente muy inclinadas, e incluso verticales, que reducen la proyección horizontal en los mapas.

En general, el Turonense está constituido por gruesos paquetes de dolomías y calizas dolomíticas, casi por completo desprovistas de fósiles.

En la zona del Puerto de Contreras, BARTRINA y GEA han encontrado dos ejemplares muy bien conservados de *Hipurites canaliculatus* e *Hipurites requiei*, que definen, sin duda, el Turonense.

#### *Cenomanense-Turonense.*

Es difícil, en la mayor parte del área estudiada, establecer una separación neta entre el Cenomanense y el Turonense. Son formaciones casi azoicas y constituidas siempre por grandes masas de dolomías y calizas dolomíticas, que, apenas sin variación apreciable, se extienden desde el Albense Superior al Senomanense.

En el NO. de la Hoja tenemos representadas grandes extensiones de estos materiales.

#### *Senonense.*

El Senonense se encuentra bien representado, sobre todo en la zona central oeste de la Hoja.

Por desgracia tiene muy escasos fósiles y en mal estado de conservación, por eso la subdivisión del Senonense ha de hacerse, en general, atendiendo a la analogía de facies y a la disposición de los diferentes pisos, en relación con los infra o suprayacentes, de edad ya conocida.

Es frecuente que sobre las calizas turonenses aparezcan en el interior de la Hoja de Utiel bancos de margas amarillentas, en ocasiones caoliníferas, seguidas de calizas margosas, que no contienen fósiles.

Atendiendo a la continuidad de la sedimentación se han situado estas capas en el Coniacense, ya que aparecen, además, debajo de calizas con fósiles del Santonense.

El Santonense, a su vez, está representado por un espesor entre 50 y 100 m. de calizas grisáceas bien estratificadas. En casi todas las manchas senonenses aparecen, en el Santonense, unos bancos de caliza gris claro o blanquecina, que contienen gran cantidad de lacacinas, lo que ha permitido situar la formación.

Sobre la determinación de la continuidad de los niveles senonenses superiores, y de la existencia del Garumnense lacustre, BARTRINA y GEA en el Puerto de Contreras sitúan sobre las capas más altas de caliza senonense bancos de areniscas y calizas areniscosas, y a continuación una serie claramente lacustre con areniscas margosas rojas y margas yesíferas verdosas.

## 2.3. Terciario

### 2.3.1. Oligoceno.

Se presenta unas veces concordante sobre los tramos inferiores; otras, en franca discordancia con ellos.

Presentan capas de conglomerados, de tono gris claro, en alternancia con areniscas grises y niveles arcillosos de color rojo oscuro. A veces, sobre todo en contacto con asomos liásicos, aparecen potentes capas de yesos.

Los afloramientos se encuentran en las cercanías de Mira, en las márgenes del río Turia a su paso por Loriguilla y en el embalse de Buseo.

## NEOGENO.

### 2.3.2. Mioceno.

Desde el Cretácico Superior al Mioceno sobreviene, en la mayor parte de la zona, un largo período de emersión, que no se interrumpe.

Se encuentran extensos depósitos arcillosos del Mioceno Superior, recubiertos en ocasiones por la caliza pontiense de los páramos.

#### *Sarmatiense-Tortonense.*

Se agrupan aquí los depósitos lacustres, con espesor en general muy débil. Está constituido por bancos muy homogéneos de arcillas y margas arcillosas, ocreas, pardas y rojizas, con algún pequeño nivel, ligeramente arenoso.

Su espesor aumenta hacia el Este.

Al oeste de Yátova comienza la serie con niveles de conglomerados en bancos estrechos. Son de matriz arcillosa, poco consistentes, y entre los ele-

mentos, en general poco rodados, predominan cantos triásicos. Sobre ellos se encuentran areniscas gruesas y margas arenosas rojizas. Continúa una alternancia de margas arcillosas y arcillas grisáceas, y entre ellas se encuentran bancos delgados de lignito. El espesor total de la serie llega a alcanzar en algunos sitios los 150 m.

La facies de conglomerados se presenta en el flanco meridional de las alineaciones cretácicas que van de NO. a SE., constituida principalmente por bancos de conglomerados.

#### *Sarmatiense-Pontiense.*

Se encuentra representado en la Hoja de Utiel.

Se agrupan con la denominación de Sarmatiense Superior-Pontiense Inferior en un nivel característico de arcillas negras fosilíferas y las capas situadas inmediatamente debajo y encima.

Sobre las arcillas yacen generalmente margas arcillosas de tonos más claros, ocres, amarillentos y blanquecinos, que incluyen a veces bancos de caliza margosa.

Encima de estas capas se encuentra el nivel de arcillas negras.

Mide este nivel en el borde de la Hoja de Utiel de 1 a 2 m. de potencia; hacia el S. aumenta su espesor hasta alcanzar unos cinco metros.

En la zona situada al S. del río Cabriel se intercalan, entre las arcillas negras, dos bancos de arenisca margosa ocre, que dividen al nivel arcilloso en tres capas de unos 30 cm. de potencia cada una.

#### *Pontiense.*

Está compuesto por unas arcillas margosas compactas con un espesor de 20 a 50 m.; coronadas por bancos de caliza lacustre que no siempre se hallan presentes. En ocasiones, como en la Hoja de Cheste, llegan los niveles lacustres arenosos de la base a la parte más alta de la formación, sustituyendo parcialmente a los bancos de caliza.

La mancha pontiense más extensa se encuentra en el NO. de la Hoja de Liria.

La caliza de los páramos, con un espesor de 10 a 25 m., se estratifica en bancos de un metro aproximadamente de potencia, y entre ellos suelen encontrarse capas de margas arenosas o arcillas, friables.

Al sur del río Cabriel, y en su parte meridional, presenta el Pontiense una facies arcillosa. Aflora un nivel de arcillas negras fosilíferas.

Sobre él se encuentran unos 40 m. de margas arcillo-arenosas de tonos claros, que se atribuyen todavía al Sarmatiense Superior, y encima yacen 100 m. de arcillas ocres, deleznales, que incluyen algún banco más arenoso, formando en conjunto una serie muy homogénea.

La formación es muy friable, y en ella ha excavado la erosión profundos barrancos. Se distinguen, además, dos terrazas sucesivas del río Cabriel.

La naturaleza diferente de esta serie Pontiense se explica teniendo en cuenta que se ha formado a expensas de la erosión de las formaciones del Keuper y Suprakeuper.

### 2.3.3. Plioceno.

Alcanza su mayor desarrollo en la cuenca del río Cabriel. Está constituido por areniscas silíceas bastas y conglomerados poco consistentes, en los que predominan los granos de cuarzo y cuarcitas, de tamaño reducido, unidos por cemento arcilloso de tonos pardos o rojizos.

Su edad debe situarse en el Plioceno, posiblemente Superior, si se tiene en cuenta que su origen es posterior a la emersión y parcial denudación de la cuenca.

La potencia de la serie es, en general, reducida, de dos a cinco metros, y la formación está interrumpida por la erosión, que, una vez atravesada, excava con facilidad en las series, generalmente blandas infrayacentes.

Gran parte de la zona está recubierta por un espesor no muy grande de arcillas margo-arenosas, poco arenosas, que alternan con delgados bancos de conglomerados poco consistentes o de margas calcáreas.

## 2.4. CUATERNARIO

Corresponde a depósitos de gravas, principalmente calizas, y de areniscas calizas y arcillas sueltas, que jalonan el cauce de los principales arroyos y ríos de la zona, así como las ramblas y torrentes de curso intermitente.

Estos depósitos adquieren especial importancia a lo largo del curso del río Cabriel.

En la parte oriental, los materiales cuaternarios forman una capa superior de tierra vegetal, bajo la que yacen alternancias de arcillas, sabulosas y arenas, con bancos intercalados de conglomerados sueltos. Esta gran mancha cuaternaria forma una parte de la huerta de Valencia.

Las aguas cargadas de cal procedentes de las formaciones mesozoicas han producido depósitos de tobas calcáreas y travertinos.

## 3. TECTONICA

Los principales rasgos de esta tectónica vienen definidos por la directriz Ibérica y las irrupciones secundarias del Keuper con el efecto de modificar localmente los accidentes principales.



La región levantina se halla atravesada, en la base de su tercio septentrional, por una gran línea de fractura, de dirección sensible este-oeste. Esta línea sirve de divisoria aproximada a dos regiones geológicas distintas: al norte encontramos tectónica germánica, con fallas y movimientos epirogenéticos predominantes; al sur, tectónica alpina, con empujes tangenciales e intensas fases orogénicas que dominan sobre la epirogenesis.

Existe además una amplia zona intermedia que podemos considerar como de transición entre estas dos regiones tectónicas de características tan diferentes.

La más septentrional está caracterizada por una tectónica de tipo germánico, con facies en las series epicontinentales o, a lo más, neríticas.

Al sur de estas series se encuentra ya la tercera región de que hemos hablado, en la cual la tectónica es típicamente alpina, perteneciendo esta última zona al borde septentrional de la Fosa Bética, y con carácter nerítico, para pasar luego a subbatial y batial.

Al oeste se encuentra una serie de pliegues fuertemente volcados hacia el SO., entre los que destaca la Sierra de la Bicuera y las estructuras del Puerto de Contreras.

En el oeste de la Hoja de Cheste se encuentra la terminación oriental del anticlinal de Mijares, estructura también de dirección NO-SE. hasta el S. de Requena.

En la tectónica de la parte NE. de la Hoja predominan las características del anticlinal de la Sierra Perenchiza.

Se encuentran grandes asomos triásicos en toda la zona que nos ocupa, cuyo origen y significación tectónica ha sido en general objeto de diferentes interpretaciones.

Parece comprobado que en gran parte de los grandes asomos extrusivos triásicos es necesario admitir una estrecha relación entre su irrupción y la presencia en el Keuper de grandes masas salinas.

En términos muy generales podemos admitir, en la formación de un pliegue diapírico del Keuper con núcleo salino, las siguientes fases consecutivas:

1.ª—Fase orogénica. En ella se forman las estructuras primitivas acompañadas de líneas y zonas de fractura.

2.ª—Concentración y movilización de las masas salinas en el subsuelo. Estas, bajo presión, emigran utilizando las zonas de mínima resistencia. Su empuje origina abombamientos, neutralizando en parte el sentido descendente en el proceso general de hundimiento de la cuenca sedimentaria.

3.ª—Fase orogénica principal. A consecuencia de los empujes tangenciales comienza la irrupción paulatina de los sedimentos plásticos.

4.ª—En la parte exterior de la zona de curvatura de los pliegues anticlinales formados por los empujes orogénicos; los fenómenos son de distensión y se producen fracturas y desgarres.

5.\*—En las zonas en que asoman los sedimentos plásticos se produce fácilmente la erosión.

En los fenómenos que dan origen a los diapíros de núcleo salino pueden influir, según WARREN, además de las causas dinámicas que acabamos de citar, las estáticas, debidas a la diferencia de densidad entre la sal y los restantes elementos que la acompañan.

Cuando existe predominio de empujes tangenciales, la tendencia en la migración de las masas arcilloso-yesíferas es ascendente y pueden aplicarse, en su ausencia, las hipótesis sobre la formación de diapíros, aun en el caso de que no exista núcleo salino.

Cuando los empujes son predominantemente verticales, la tendencia de la migración es horizontal, y se producen en tal caso desplazamientos laterales de las masas arcilloso-yesíferas.

En lo que respecta a la zona que estudiamos, parece indudable que la irrupción de las grandes masas triásicas se encuentra en estrecha relación con los grandes empujes orogénicos, que dieron lugar a los pliegues de directriz ibérica.

La estructura del Puerto de Contreras es de gran complejidad tectónica y de difícil interpretación.

De N. a S. aparece la estructura de Contreras como un pliegue sinclinal muy fracturado, cuya rama septentrional está levantada y en contacto mecánico con el Triás diapírico.

En algunos lugares las capas liásicas y del Suprakeuper aparecen volcadas sobre el Keuper, e incluso parcialmente sumergidas en aquél.

Más hacia el sur, y en su parte suroriental, la zona central de este pliegue sinclinal se desarrolla en calizas del Lías con relativa normalidad.

Al N. de la estructura anterior se extiende un área en que afloran sedimentos triásicos muy plegados y fracturados, tanto a causa de los violentos empujes a que han estado sometidos, como por consecuencia de la tectónica peculiar de las masas plásticas yesíferas del Keuper y Buntsandstein.

Son tan frecuentes las fallas secundarias, los pequeños anticlinales de núcleos de yesos y las repeticiones de las series, que resulta difícil distinguir, en este conjunto de repliegues y fracturas, unas unidades tectónicas principales a las que pudieran referirse todos estos accidentes menores.

Hacia el NO. de la estructura anterior, junto a Fuencaliente, se encuentra un curioso asomo de areniscas y margas pontienses. Estas capas están sedimentadas directamente sobre el Triás, e incluso en algunos tramos formadas a sus expensas, además de violentamente levantadas, a causa, sin duda, de una póstuma erupción triásica.

Adoptan ahora la disposición de un domo casi perfecto, cuyos flancos buzan de 30° a 45°, y una parte central erosionada da paso al cauce del río Cabriel, y está en gran parte recubierto por depósitos cuaternarios.

El área que circunda a Camporrobles está en la actualidad ocupada por sedimentos miocénicos y cuaternarios, que impiden apreciar la disposición tectónica del substrato.

Sin embargo, las formaciones cretácicas y jurásicas que rodean esta zona se hallan levantadas en un círculo casi perfecto, cuya parte central se encontraría al SO. de Camporrobles. Una investigación detallada de la zona ha permitido encontrar afloramientos de brechas y conglomerados en los que predominan elementos del Jurásico y Suprakeuper, e incluso masas de alguna extensión de dolomías supatriásicas.

Si tenemos además en cuenta la absoluta independencia de esta disposición tectónica en círculo, con las directrices ibéricas de la tectónica regional, parece evidente la presencia en esta zona de un diapiro triásico oculto bajo el recubrimiento mioceno, pero cuyos efectos se aprecian en las series mesozoicas circundantes.

La Sierra de Bicuerca está formada por un pliegue sinclinal que hacia el SO. se continúa en un anticlinal volcado y separado por una fractura de compresiones, de una nueva serie cretácica con buzamiento al NO.

Se ha observado que es un anticlinal volcado hacia el SO. y separado por una falla del pliegue subsiguiente; hecho muy frecuente en la zona que estudiamos.

En el flanco NE. de la Sierra de la Bicuerca se desarrolla un sinclinal que deja asomar sucesivamente toda la serie cretácica.

La parte septentrional presenta, además, en su área occidental, una zona de gran complicación, en relación probablemente con el diapiro triásico de Camporrobles.

Los movimientos orogénicos no han sido los mismos que en la parte septentrional y en la meridional de la región que nos ocupa. En general no son de igual intensidad los empujes en las diferentes fases orogénicas, y más bien parece observarse una alternancia en la intensidad de las fases sucesivas al N. y S. del área considerada.

Es indudable la existencia de una fase hercínica. Los movimientos paleo y neokiméricos han debido tener en la región pequeña importancia. La existencia de lagunas estratigráficas en el Jurásico, la falta de sedimentos jurásicos en determinadas zonas y las variaciones de facies y de extensión vertical de la facies Weald nos indican, al menos, una serie de transgresiones y regresiones, posible consecuencia de epirogénesis de signos opuestos.

Análogamente puede decirse de los plegamientos astúricos y larámicos, cuyos efectos, en todo caso, pudieron haberse producido en la parte meridional de la región que consideramos.

En el Neocomiense existió una facies de tipo batial; nerítica en el Senonense y una emersión hasta el Luteciense en la zona marginal septentrional de la Fosa Bética.

En el Terciario tienen lugar grandes dislocaciones. La edad de alguna de

ellas es difícil de precisar, por la falta casi general de sedimentos eocenos y oligocenos.

En la fase pirenaica se originan profundos pliegues en la Fosa Bética, que se reflejan con menor intensidad en la zona de transición.

Durante las fases sálica y estaírica tienen lugar los grandes plegamientos en la zona marginal de la Fosa Bética y en la parte meridional del área de transición.

En toda la región, pero especialmente en su parte septentrional, se pueden apreciar los efectos de orogenias muy recientes, de fases rodánica y valáquica.

Actualmente son frecuentes los seísmos y las anomalías de la gravedad, que nos indican una región todavía fuera de su posición de equilibrio.

La sedimentación en el Buntsandstein es mucho más intensa en la parte septentrional que en la meridional del área que consideramos. La sedimentación en el Muschelkalk es discontinua, pero abarca también la mayor parte de la región.

Más continuos y extensos son los depósitos del Keuper, que se producen en casi toda la región, pero disminuyen rápidamente de potencia en la parte septentrional de la misma.

El Keuper es seguido de las carniolas y calizas dolomíticas, en las que es difícil distinguir el tránsito al Rético.

El Oligoceno únicamente aparece representado por algunas formaciones detríticas aisladas, coincidentes o posteriores a los plegamientos.

Los depósitos del Tortonense al Pontense son de facies continental. En el NO. de la región, y especialmente en la cuenca del río Cabriel, adquieren gran extensión y desarrollo.

En general se aprecian en la región determinados hiatos en la sedimentación jurásica, originados por regresiones parciales.

En el borde meridional de la Ibérica, es decir, en la zona que ahora estudiamos, los depósitos del Eocretácico presentan la típica facies Weald. Entre uno y otro extremo se encuentra toda la serie intermedia.

#### **4. HISTORIA GEOLOGICA.**

Los afloramientos paleozoicos se encuentran al NO. de la Hoja de Utiel y están formados por cuarcitas y pizarras ordovicienses. No obstante, hay que admitir la presencia de un substratum paleozoico, plegado por la orogenia herciniana.

Entre el Paleozoico y el Trías existe un largo período de emersión, con la intensa erosión consiguiente.

La sedimentación en el Buntsandstein es mucho más intensa hacia el norte de la Hoja.

En el Muschelkalk es discontinua. Más continuos y extensos son los depósitos del Keuper al Jurásico Superior, aunque en facies muy litoral en algunos horizontes jurásicos. Es posible también la existencia de pequeños hiatos en la sedimentación jurásica, pero de muy reducida importancia tectónica y paleogeográfica.

Al final del Jurásico Superior y principio del Cretácico, las diferencias de facies y condiciones de sedimentación son ya muy acentuadas. La facies Weald se extiende desde el límite superior del Jurásico hasta el Aptense, pero con variaciones locales muy acentuadas.

En las zonas que quedaron emergidas al principio del Jurásico, la laguna estratigráfica llega, en general, hasta el Aptense.

Los movimientos paleo y neokiméricos debieron adquirir en el país muy reducida importancia. A ellos puede atribuirse la existencia de algunas lagunas sedimentarias en el Jurásico y las variaciones en espesor y facies en el Eocretácico.

Análogamente puede decirse de los plegamientos astúricos, y en cuanto a la fase larámica parecen observarse sus efectos en la regresión que se produce en el país al final del Cretácico.

A las fases pirenaicas y sálica corresponden los grandes pliegues de directriz ibérica, y a los fenómenos de descompresión subsiguientes una parte de las grandes líneas de fractura que afectan a las estructuras tectónicas del área que consideramos.

Al principio del Terciario comienzan a dejarse sentir ya los empujes orogénicos, que más tarde se habrían de ejercer con gran intensidad, produciendo bruscas y continuas variaciones en la estructura y condiciones de sedimentación.

La sedimentación en las grandes cuencas lacustres del país comienza en el Tortonense, y los depósitos lacustres alcanzan hasta el Plioceno Superior.

El Luteciense presenta en ocasiones facies flych.

Una erosión cuaternaria muy intensa ha excavado grandes barrancos en estos depósitos lacustres terciarios.

El Oligoceno falta en la mitad meridional del área que estudiamos. En algunas zonas del N. de la región la sedimentación oligocena, discontinua, se produce en forma de conglomerados, a los que siguen margas y arcillas, y en algunos lugares calizas lacustres. En este período, por tanto, y al contrario de lo sucedido hasta ahora, la mayor altitud corresponde a la mitad meridional de la región.

Durante el Mioceno, el geosinclinal bético permanece hundido, y de él parten fuertes transgresiones que inundan gran parte de la región.

Es la época de la formación del «tap» burdigaliense, que tanta extensión y desarrollo alcanza en la parte meridional.

A consecuencia de los empujes orogénicos sigue una nueva fase de emer-



sión a la que sucede una transgresión helveciense que no alcanza los límites de la anterior.

Existen fenómenos epigenéticos muy recientes que han modificado sensiblemente la morfología del país, a ello se deben las profundas hoces y gargantas que han excavado en su cauce los cursos de agua de la zona.

En los niveles altos suele encontrarse la típica caliza lacustre. Desde esta época a la actual únicamente la erosión y los depósitos cuaternarios han influido sobre la morfología del país.

Las aguas, cargadas de cal, procedentes de las sierras calizas, depositaron en algunos cursos fluviales masas muy potentes de tobas calcáreas. Son éstas particularmente notables en la Hoja de Cheste, y en particular en la zona de Buñol.

## 5. BIBLIOGRAFIA

- AERO SERVICE.—«Plan General de Explotación de aguas subterráneas en España», t. 3-1, zonas 11-12, Valencia, I. N. E., 1966.
- BARTINA BANSELL, A.—«Reconocimiento geológico en la zona del Puerto de Contreras-Cuenca-Valencia». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 33, 1954.
- «Estudio geológico de la parte oriental de la Hoja n.º 692». *Memorias alumnos Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas*. Madrid, 1933.
- BRINKMANN, R.—«Geologische Karten der Provinz Valencia». *Abhan. Gessell. Wassen. Gött.* n.º 13, 1931.
- «Las cadenas béticas y celtibéricas del sureste de España». *Publ. Ext. Geol. España*, n.º 4, 1948.
- CORTAZAR, D.—«Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca». *Mem. Com. Mapa Geol. España*, t. 3, 1875.
- CORTAZAR, D., y PATO, M.—«Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia». *Mem. Com. Mapa Geol. España*, tomo 10, 1882.
- DUPUY DE LOME, E.—Hoja n.º 666. Chelva (Valencia). *Inst. Geol. Min. España*, 1963.
- DUPUY DE LOME, E., y MARIN DE LA BARCENA, A.—Hoja n.º 693. Utiel (Valencia-Cuenca). *Inst. Geol. Min. España*, 1961.
- DUPUY DE LOME, E.—Hoja n.º 695. Liria (Valencia). *Inst. Geol. Min. España*, 1958.
- Hoja n.º 719. Venta del Moro (Valencia). *Inst. Geol. Min. España*, 1959.
- DUPUY DE LOME, E., y TRIGUEROS MOLINA, E.—Hoja n.º 720. Requena (Valencia). *Inst. Geol. Min. España*, 1957.
- DUPUY DE LOME, E.—Hoja n.º 721. Cheste (Valencia). *Inst. Geol. Min. España*, 1956.
- «El Cretáceo en Levante». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, tomo 57, 1956.

- LAPPARENT, A. F. de, y MONTARDEST, L.—«Nuevas geológicas entre Cheste y Benagéver (Valencia)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 47, 1957.
- LOTZE, F.—«Estratigrafía y tectónica de Las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas». *Pub. Ext. Geol. España*, n.º 8, 1954-55.
- RAMBAUD, D.—«Descripción geológica de la región de Tuéjar (Valencia)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, n.º 73, 1962.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R.—«Die Entwicklung del Keltiberischen Ketten». *Abh. der Gessel. Wissens Zu-Gottingen*, 1933.
- ROYO GOMEZ, J.—«Sobre algunos restos del reptiles wealdicos de Benagéver (Valencia) y Morella (Castellón)». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid, 1926.