



IGME

907

21-36

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

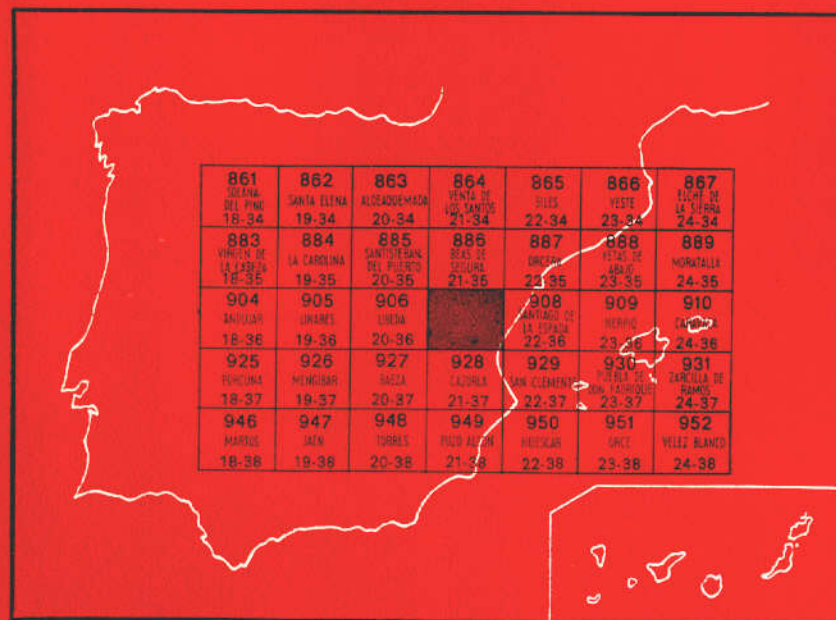
E. 1:50.000

VILLACARRILLO

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS. 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VILLACARRILLO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por FINA IBERICA bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes:

Geología de campo: Wenceslao Martínez y Alfonso Núñez.

Petrografía y Micropaleontología en lámina delgada: Isabel Cabañas.

Micropaleontología del Terciario: Enrico Perconig (ENADIMSA).

Delineación: Luis Gallejones y Ramón Bretones.

Ayudantes de campo: Francisco Bárcena y Juan López.

Laboratorio: FINA IBERICA, S. A.

Dirección por Fina Ibérica: Iván Guigon.

Y con la colaboración del Profesor L. Grambast en la determinación de Charáceas del Cretácico Inferior.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestra y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 32.500 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja de Villacarrillo está enclavada en la región correspondiente al curso alto del río Guadalquivir, que la recorre, primero con dirección NE. y luego en su clásica alineación SO. que define, por así decirlo, la tan discutida depresión del Guadalquivir.

Es destacable la gran expresividad morfológica que encierra el perímetro de la Hoja; es posible distinguir en ella:

- Formas tabulares del curso del río Guadalimar.
- Relieves suaves de la llamada «Loma de Ubeda».
- Depresión del Guadalquivir.
- Sierra de Cazorra (porción denominada Sierra de las Villas), tras un brutal acantilado francamente impresionante.

Los cuatro dominios tienen una clarísima génesis geológica y prácticamente coinciden con el esquema tectónico regional.

Esta citada expresividad deja ya adivinar la «situación geológica» en que nos encontramos, que de una forma simplista puede fijarse como abarcando tres grandes unidades geológicas peninsulares: Borde de la Meseta (Escudo Hespérico), Depresión neógena del Guadalquivir y Prebético externo.

Los trabajos comenzaron en septiembre de 1972, y tras una obligada

interrupción debida a la llegada de las nieves, concluyeron en el mes de abril del año siguiente.

El mapa litológico cartografiado ha sido realizado en base a las formaciones establecidas ya para las Hojas vecinas de Orcera y Santiago de la Espada, realizadas por L. Garrido y J. Dabrío, de la Universidad de Granada. Esperamos que tras la incorporación a los mapas de nuestros hallazgos microfaunísticos, la unificación litológica y estratigráfica sea total.

Buscando esta unificación, dedicaremos algunas líneas de esta Memoria a un intento de correlación entre las diversas formaciones a las que unos y otros hemos dado una nomenclatura propia.

2 ESTRATIGRAFIA

El problema fundamental se centra en la datación de las formaciones mesozoicas, ya que, debido a una intensa dolomitización o a un carácter eminentemente detrítico no lejos de medios de sedimentación continentales a salobres, recaen sobre ellas las peores condiciones posibles para poder hacer una bioestratigrafía aceptable.

Nos creemos poseedores de una gran suerte al haber encontrado microfauna representativa del Barremiense y Albo-Aptiense que ya había intuido A. FOUCAULT en los trabajos por él realizados inmediatamente al sur de nuestra área.

Las series cenozoicas, exclusivamente pertenecientes al Mioceno Superior, son, por el contrario, extremadamente ricas en microfaunas planctónicas que permiten una bioestratigrafía detallada.

Durante la exposición estratigráfica trataremos siempre de usar la misma nomenclatura empleada por los pioneros (L. GARRIDO y J. DABRIO) en las publicaciones referentes a este sector de las Cordilleras Béticas.

2.1 FORMACION HORNOS-SILES (T_{c2} - T_{c3})

Unidad litoestratigráfica definida por L. GARRIDO (1931) y que toma su nombre por aflorar en la línea del alto Guadalquivir, valle donde están enclavados los pueblos de Hornos y Siles.

En líneas generales es posible subdividirla en dos miembros, uno con intercalaciones carbonatadas y otro detrítico-salino. Ambos, sin muchas precisiones, pueden ser atribuidos como Muschelkalk y Keuper, respectivamente.

2.1.1 Muschelkalk (T_{c2})

Espesor visible, 15 m.

Constituido por calizas de pasta fina (micritas), con estratificación en

plaquetas y color verde oscuro. Hacia el techo, la estratificación llega a hacerse francamente hojosa, siendo aún más perceptibles las frecuentes intercalaciones margosas. La dolomitización y los elementos piritosos y ferruginosos no están nunca ausentes.

El nivel es francamente rico en macrofauna, existiendo en el corte que hemos realizado, primero A. FOUCAULT y luego nosotros, una asociación que caracterizaría el Muschelkalk Superior (Langobardiense): Abundantes *Fucoides*, *Myoforia kiliani* (M. inaequicostata), *Placunopsis flabellum*, *P. cf. flabellum*, *P. cf. teruelensis*, *Avicula hallensis*, *A. cf. obtusa* y *Gervilleia joleandi*.

Este nivel calcáreo, según L. GARRIDO (1971) no es único, variando su número según las transversales.

2.1.2 Facies Keuper (T_{C3})

Sobre el tramo carbonatado aparece, en la línea del alto Guadalquivir, una serie eminentemente detrítica, que si en ocasiones presenta unas facies Keuper de yesos y arcillas, en otras aparecen arenas y arcillas, facies típicas del Buntsandstein.

El máximo espesor lo presenta en la anterior ubicación, donde podemos establecerlo en un mínimo de 90 m. En dirección NO. disminuye sensiblemente, pasando a unos 50 m. en el valle del Guadalquivir y a 25-30 m. en el valle del Guadalimar y Borde de la Meseta.

Constituida esencialmente por arcillitas rojas y verdes, muy siltosas y micáceas en ocasiones. Numerosas y variables intercalaciones de areniscas y arenas rojas, verdes y blancas, ferruginosas, micáceas y feldespáticas son frecuentes; cuando existe cementación, ésta es eminentemente silíceas, pues la proporción de carbonato no sobrepasa el 3 por 100.

En el techo visible de la serie es posible identificar tres niveles de caliza: microcristalina, ferruginosa y ligeramente arenosa.

Un nivel, con potencia próxima a los 20 m., es llamativo y característico, pues en él se presentan las facies evaporíticas alternando en capas centimétricas y bien estratificadas con arcillitas verdes y rojas.

Este miembro superior de la formación Hornos-Siles es posible identificarlo, bajo facies evaporíticas-detríticas, en la depresión del Guadalquivir (Puente de la Gorda) y en todo el valle del Guadalimar, en facies evaporíticas, llegando aún más al NO. por los cerros de Arquillos y Vilches, donde mantiene esos 15-20 m. de yesos bien estratificados.

Como muestra la lámina 1, su posición entre las formaciones Chiclana del Segura y Beas de Segura (L. GARRIDO, 1969), que «a priori» y en su mayor parte han de corresponder al Buntsandstein y al Lías, dejan para el conjunto de la formación Hornos-Siles una edad triásica. Ahora bien, si el miembro inferior carbonatado representa el Muschelkalk, el miembro superior puede

ser tanto Keuper como Muschelkalk en facies muy similares a las conocidas en las Cordilleras Costeras Catalanas (Anhydritgruppe).

Atribuir totalmente al Keuper este miembro superior es realmente arriesgado, pues ello supondría un esquema paleogeográfico como el representado en la lámina citada. Tras la deposición de la formación de Chiclana de Segura (no conocida hacia el interior de la cuenca bética), comienza la flexuración del sillón subsidente en una línea marcada por los depósitos marinos del Muschelkalk más septentrionales; esta flexuración creemos es mucho más lógica no dejando amplias zonas emergidas, de tal forma, que los depósitos carbonatados sean en gran parte sincrónicos con la deposición de yesos en un surco creado entre la Meseta y el mar del Muschelkalk. Posteriormente, con la regresión final del Muschelkalk, se permitiría, hacia el interior de la cuenca, la deposición de las enormes masas de yesos y sales que constituyen las conocidas facies Keuper.

Un hecho significativo, al margen de la atribución estratigráfica, se centra en la aparición del material detrítico en el miembro superior; sin muchas posibilidades de comprobación, podemos admitir que aparece progresivamente al SE. de la línea marcada por la loma de Ubeda. ¿Significa ya un índice de la flexuración que más tarde será decisiva en la cuenca?

2.2 FORMACION BEAS DE SEGURA (J₁)

Definida por A. C. LOPEZ-GARRIDO en 1969 con el apelativo de Formación, y en 1971 como Unidad Beas de Segura.

El estilo en escamas, comprobado por la presencia de pinzaduras con sedimentos miocenos, hace presumir que otras escamas han de pasar inadvertidas, ya que no existen tramos guía dentro de la monótona formación.

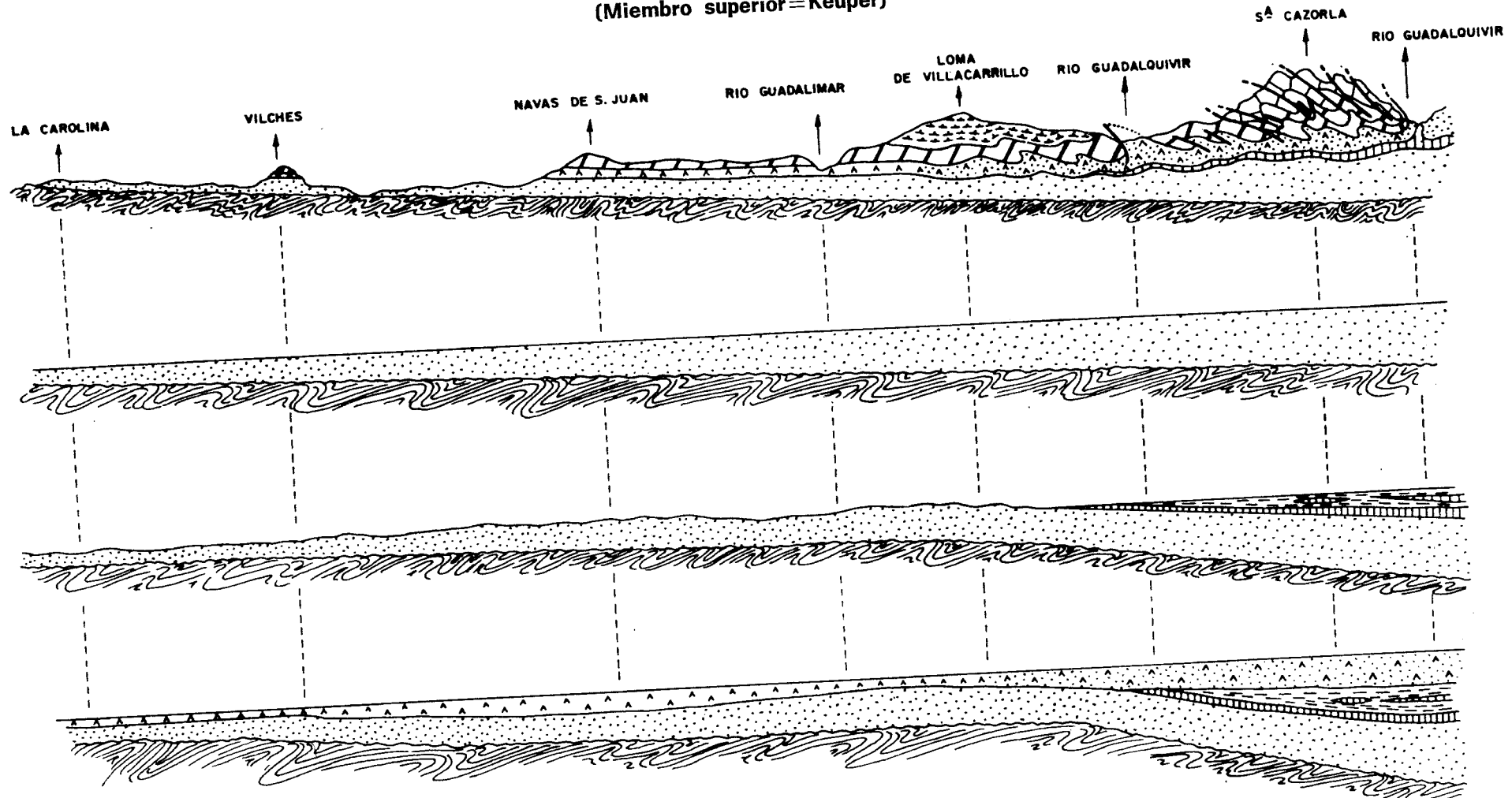
Este hecho hace muy difícil evaluar el espesor total y más aún al no poder observar nunca el techo, siempre mecánico o bajo el bisel erosivo miocénico o infracretácico.








Como orden de magnitud podemos articular cifras entre 130 y 200 m. de espesor total.

Dentro de su gran uniformidad se pueden, «a priori», distinguir dos tramos:

- Uno inferior, constituido por tres gruesas barras de dolomías finamente romboédricas, con estratificación muy tableada e incluso varvada. Las barras están separadas por dos tramos de margas dolomíticas, dolomías margosas y arcillas verdes, rojas y violáceas. Cristales y lechos milimétricos de yeso aparecen en estos paquetes blandos. Son frecuentes, asimismo, dentro de los tramos dolomíticos, la aparición de cristales de yeso reemplazados por calcita. Este tramo inferior alcanza una potencia de 70-80 m.

DISPOSITIVO ACTUAL E INTERPRETACION PALEOGEOGRAFICA (Miembro superior=Keuper)



-  Neogeno del Guadalquivir
 -  Formaciones del Prebético externo (Sierra de Cazorla)
 -  Formación Beas de Segura
 -  Miembro Superior 2 Keuper ?
 -  Miembro Inferior. Muschelkalk
 -  Formación Chiclana de Segura
 -  Zócalo
- } Formación Hornos - Siles

ESCALA HORIZONTAL 1: 600.000

- El superior puede distinguirse por un aumento progresivo de los tramos blandos y la reducción de espesor de las barras dolomíticas. En el techo visible, o muy cerca de él, aparece una barra calcárea blanca de 5 m. de espesor, son intraesparitas y biomicitas con juntas stylolíticas.

Ambos tramos presentan, cuando la dolomitización no es total, finos fondos calcareníticos, intraesparíticos y micríticos. Son visibles fantasmas de graveles y coated-grain total o parcialmente afectados por dolomitización o recristalización.

En conjunto, hemos muestreado la formación en unas 150 estaciones entre láminas delgadas y levigados. Los lavados de marga han resultado todos totalmente estériles y las transparencias han proporcionado una microfaua en mal estado y poco significativa.

Hacia los términos de base, acompañando a las frecuentes calcarenitas, hemos reconocido: *Coprolitos*, *Ostrácodos* y *Algas recristalizadas* y restos de *Moluscos*.

En lo que podíamos llamar techo de la formación, junto al más marcado carácter micrítico, aparecen: *Coprolitos*, *Ostrácodos*, *Globochaete sp.*, *Macroporella* y *Thaumatoporella*, *Kurnubia sp.*, *Coskinolinopsis?*, *Labyrinthina sp.*, y restos de *Moluscos*, *Equínidos*, *Briozoarios* y un banco con secciones de *Pentacrinus*.

Estas asociaciones definen en todo el ámbito prebético una indudable edad jurásica.

Si la formación Beas de Segura aflora ampliamente y bajo una constancia de facies muy completa en todo el dominio frontera entre la Meseta y el Prebético externo, parece que su existencia no está muy clara dentro ya del país prebético. Nosotros hemos tratado de realizar un intento de correlación, tomando como base datos publicados de L. GARRIDO, J. MIR, L. LINARES, T. RODRIGUEZ, datos inéditos de S.E.P.E. y nuestras propias observaciones (láminas 2 y 3).

La propia característica de las formaciones objeto de esta correlación, intensa dolomitización, hace que la correlación biológica sea imposible. Por tanto, tenemos que apoyarnos en datos puramente litoestratigráficos.

En el esquema de correlación se presentan dos puntos críticos: pasar de las series del borde de cuenca, Alcaraz-Fábricas y La Herrera-Fuente del Piojo, a las series más internas del Yelmo-Navalperal, por un lado, y Peñas de San Pedro-Madroño, por otro.

En favor del primero creemos suficiente la constancia litológica y de espesor de la Formación Chorro y la existencia de gran número de intercalaciones arcillosas entre ésta y los yesos de la formación Hornos-Siles. Si aceptamos esta línea, admitimos que va a producirse una intensa dolo-

mitización y tal vez reducción de potencia, si no para la propia formación Beas, sí para el conjunto Beas-Chorro.

El paso de las series externas a las más marinas de la región de Albacete-Hellín parece avalado por varios hechos:

- Potencia en el techo de la constante formación Chorro en las series de Albacete-Hellín.
- Facies neríticas interiores, con pasos salobres y evaporíticos en las formaciones Madroño-Colleras, conservando una microfauna muy semejante a la encontrada en la formación Beas de Segura.
- Presencia del nivel de carniolas y calizas recristalizadas en la base y sobre las facies evaporíticas atribuidas al Keuper.

Es indudable que, como toda correlación no basada en pura bioestratigrafía, presenta dificultades. No obstante, es altamente sugestiva y sus consecuencias paleogeográficas encajan bastante bien en el contexto general del Prebético externo.

Tal como muestra el esquema (lámina 4), las series externas, prácticamente sobre la Meseta, estarían depositadas en un medio restringido que presentase esporádicamente ciertas incomunicaciones con el mar abierto; el paso a las facies más marinas se realizaría por el intermedio de una flexuración o umbral que a *grosso-modo* va a jugar durante todo el Mesozoico.

Todas estas consideraciones, repetimos que carecen de suficiente base y sobre todo de puntos de control y series llamémoslas intermedias. Al exponerlas, tan sólo hemos pretendido llamar la atención sobre la evolución y significado de la formación Beas de Segura más allá del Guadalquivir.

Agreguemos, por último, que si nuestras hipótesis no son del todo falsas, dicha formación correspondería casi completamente al Lías, pues las series de Peñas de San Pedro y Madroño son de esta edad, y por otro lado, correlacionables con el dominio ibérico (Puerto de Contreras), lugar donde la sucesión estratigráfica es muy evidente.

2.3 FORMACION CHORRO (J₁₋₂JC₁₋₂)

Definida por S.E.P.E. (1966) y conservada con esta denominación por F. PENDAS en 1971 (I Congreso de Geología Económica), la formación Chorro es también difícilmente evaluable por la intensa tectónica que afecta a la Sierra de Cazorla. El máximo espesor visible se alcanza en el escarpe del Chorro Gil, donde posiblemente sobrepasa los 170 m. Diversas razones que más tarde comentaremos nos inclinan a pensar en un rápido adelgazamiento en dirección NO.

Está constituida por un conjunto calcarenítico y micrítico afectado por

Manzanares



Albacete



SITUACION DE CORTES LITOESTRATIGRAFICOS Y POSIBLE UNIFICACION DE LAS NOMENCLATURAS USADAS PARA EL JURASICO PREBETICO

Peñas de S. Pedro



Alcaraz



ALCARAZ
FABRICAS

MADROÑO

Hellín

Ontur

NAVALPERAL

Orcera

YELMO

SIERRA CAZORLA

LA HERRERA

Villacarrillo

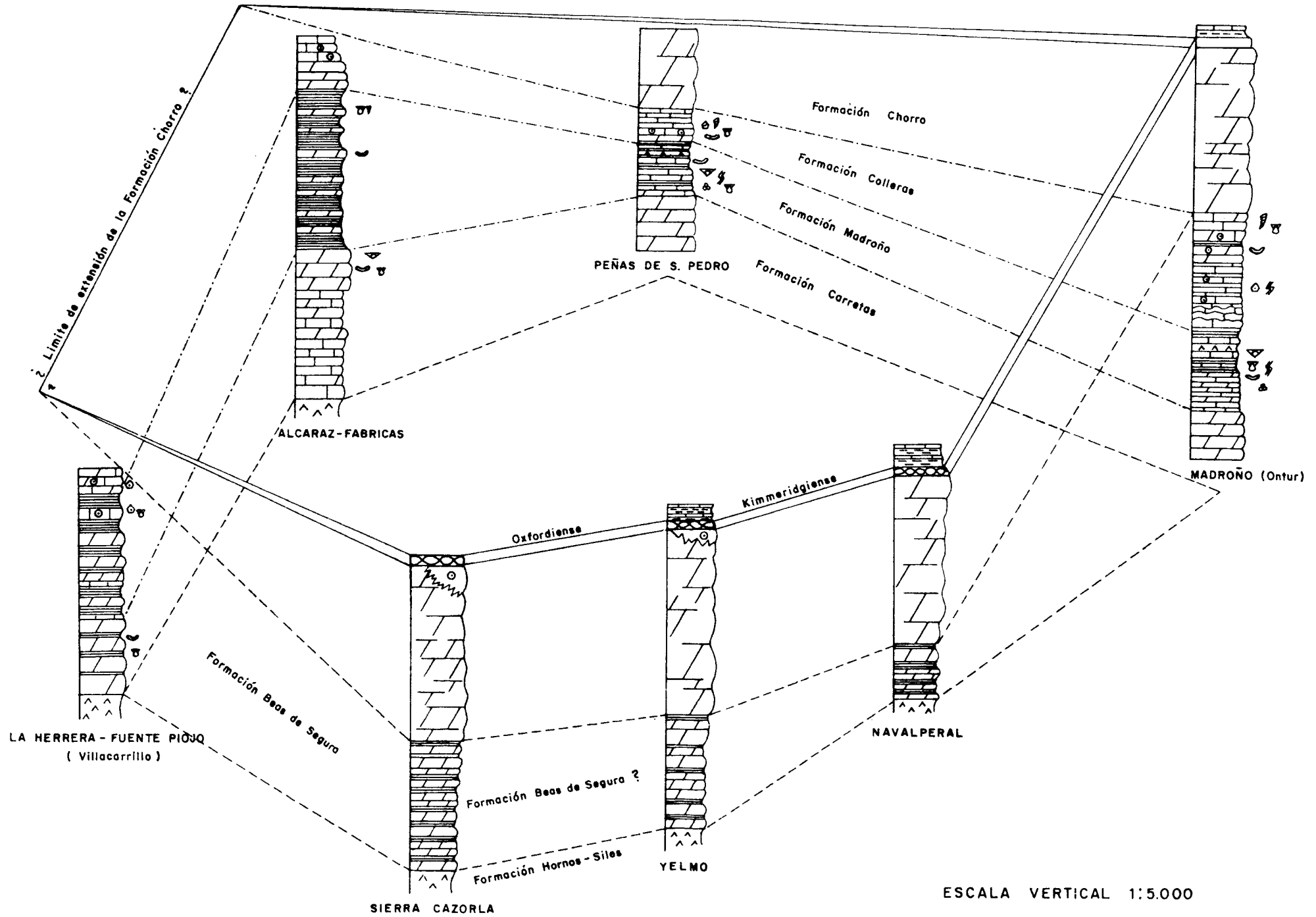
FUENTE DEL PIOJO

Caravaca

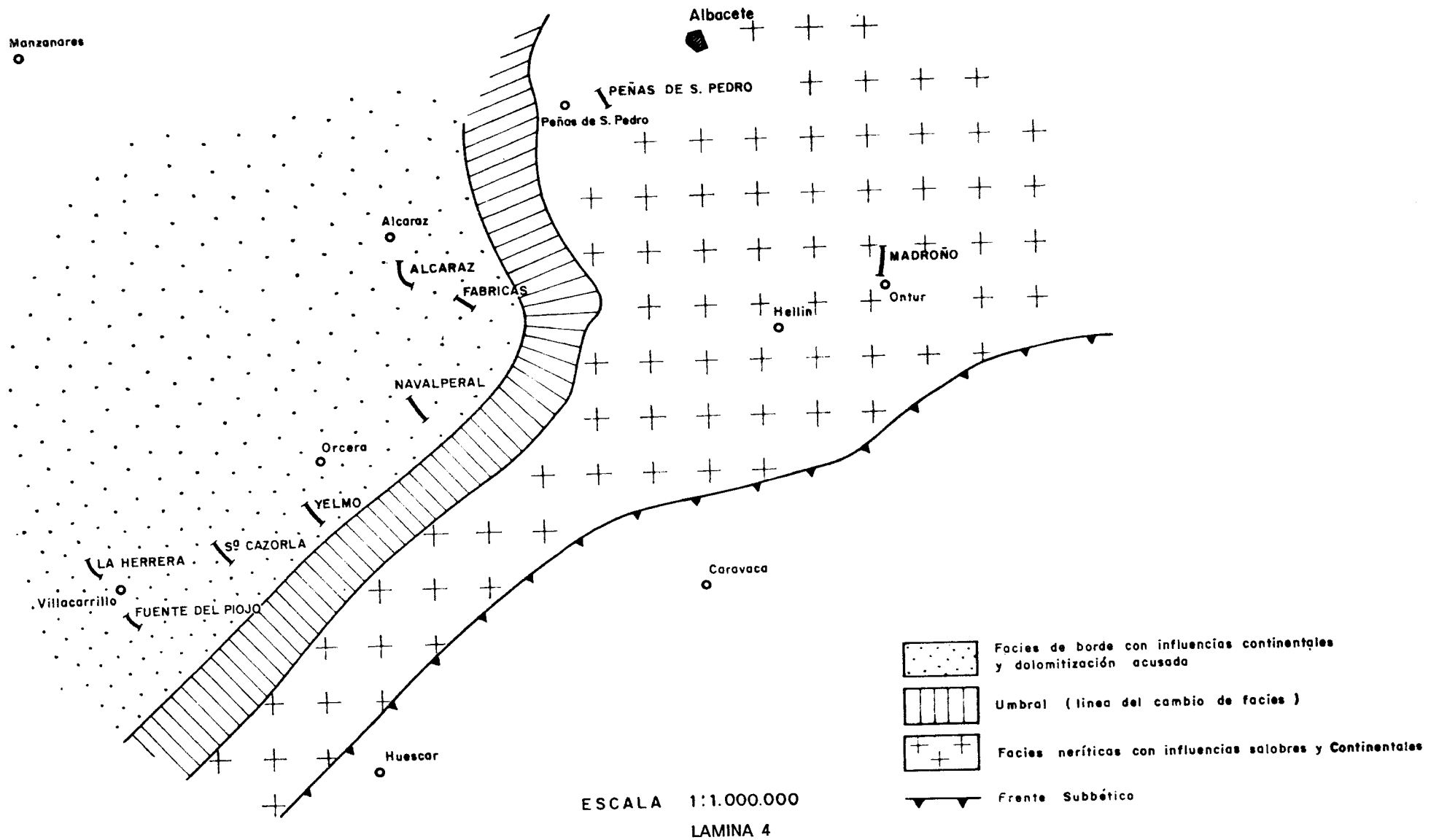
Huescar



FINA IBERICA	L. GARRIDO	L. GARRIDO	L. GARRIDO - J. MIR	L. LINARES - T. RODRIGUEZ	SEPE (1966)	SEPE (1966)	NOMENCLAT. Y PROCEDENCIA EDAD
LA HERRERA - FUENTE PIOJO	SIERRA CAZORLA	YELMO	NAVALPERAL	ALCARAZ - FABRICAS	PEÑAS S. PEDRO	MADROÑO	
	Caliza nodulosa	Caliza nodulosa	Caliza nodulosa		Caliza nodulosa	Caliza nodulosa	OXFORDIENSE
					Formac. CHORRO	Formac. CHORRO	DOGGER
Formación BEAS DE SEGURA (Tomada de L. Garrido)	LIAS + DOGGER	LIAS + DOGGER	LIAS + DOGGER	Formación Arcillosa	Form. COLLERAS	Form. COLLERAS	LIAS
					Form. MADROÑO	Form. MADROÑO	
				Formación Carbonatada	Form. CARRETAS	Form. CARRETAS	



HIPOTESIS PALEOGEOGRAFICA



una intensa dolomitización que, en la región estudiada, no alcanza el techo y que en ocasiones respeta enclaves aún más bajos.

Por haber sido previamente cartografiados en las Hojas de Orcera y Santiago de la Espada, quizá con un criterio de excesiva perfección, los dos conjuntos, nosotros también lo hemos hecho, y así hemos distinguido un conjunto dolomítico (J_{1-2}) y otro calizo (Jc_{1-2}) cuya línea divisoria es, no sólo bastante imprecisa, sino también carente de valor estratigráfico.

La característica fundamental es el hábito romboédrico, generalmente zonado y bien desarrollado; en el corazón de tales cristales es posible a veces observar un gravel, oolito o bioclasto.

Visto el desarrollo isométrico de los cristales zonados, estaríamos tentados de ver una roca original extremadamente homogénea, micrita o calcarenita generalmente gravelosa y oolítica donde la dolomitización se produciría lentamente y con tiempos de parada. En efecto, la zonación de los cristales se resuelve muchas veces en capas alternas de calcita y dolomita, estando, pues, cercanos al límite de exigencias en iones Mg^{++} requeridos por el fenómeno de dolomitización.

El techo y ciertos enclaves privilegiados están constituidos fundamentalmente por calcarenitas a calcirruditas con bioclastos, oolitos e intraclastos (intraoosparitas y oosparitas), raras calcilitas, con cemento de micrita (oomicritas), calizas aloquímicas microcristalinas (bio-oomicritas e intrabio-oomicritas) y calizas microcristalinas (micritas con fósiles).

Aunque existen todos los términos intermedios, lo cierto es que el carácter calcarenítico con cemento de esparita es el que define más concretamente el paquete calcáreo superior.

La asociación microfaunística existente es en esta ocasión muy pobre, pudiendo resumirse en: *Trocholina sp.*, *Trocholina cf. cónica*, *Nautiloculina sp.*, *Thamatoporella sp.*, *Macroporella sp.* y *Conicospirillina sp.*, acompañadas de *Ostrácodos*, *Valvulinidos*, *Textuláridos*, *Charáceas* y restos abundantes de *Equinidos*.

La formación Chorro mantiene un carácter regional verdaderamente sorprendente, sus características son muy fijas en todo el Prebético externo; casi invariablemente se encuentra entre las formaciones atribuidas al Lías y un hard-ground que da paso al Oxfordiense Superior. Su edad Jurásica es, pues, indudable.

Dentro de ella se ha realizado una gran cantidad de cortes estratigráficos que han proporcionado asociaciones características del Dogger y más concretamente del Bajociense y Batoniense. Esta bioestratigrafía está además avalada por el hallazgo de escasísimos Ammonoideos y por correlación con la unidad intermedia del Jabalcuz (S.E.P.E., 1967).

Por otra parte, A. FOUCAULT (1971) en la Cañada de la Coscoja y en Puerto Lorente, muy próximos a Cazorla, indica la posibilidad de que parte de la serie dolomítica pertenezca al Lías Medio (capa de *Opisoma sp.* y

Palaeodasycladus mediterraneus). Quede pues para la formación una edad Lías-Dogger.

La existencia en el techo calcáreo de frecuentes pasadas micríticas con Ostrácodos, Charáceas y pequeños Gasterópodos, anuncian ya, con medios de sedimentación lagunares a salobres, la emersión general que posiblemente alcanzó desde el Calloviense hasta el Oxfordiense Superior.

La intrpretación de la extensa plataforma que dio origen al paquete dolomítico es ya más problemática y trataremos de ella en el capítulo de paleogeografía.

2.4 OXFORDIENSE SUPERIOR (J₃₁³)

En la unidad de Sierra de Cazorla, en su sector oriental, sobre las costras limoníticas y niveles ferruginosos que coronan las calizas oolíticas, se observa un tramo con espesor máximo de 15 m. Aunque es difícilmente cartografiable, ha sido representado dada su importancia paleogeográfica.

Está constituido por una barra bien estratificada, con coloraciones grises a rosas y con aspecto noduloso, característico, más marcado aún por los numerosos interbancos margosos que posee.

En la base es frecuente encontrar bancos constituidos por calizas microcristalinas, arenosas y con numerosos oolitos ferruginosos (oomicritas y bio-oomicritas). Progresivamente se alcanza una alternancia de finas calcarinitas bioclásticas, con escasos intraclastos en proceso de recristalización, microesparita (intrabiomicritas y biomicritas) y micritas finamente bioclásticas (biomicritas).

La asociación microfaunística es: *Cornuspira sp.*, *Ostrácodos*, *Protoglobigerina?*, *Lagénidos* y *Algas (Acicularia?)*, junto con restos de *Lamelibranchios*, *Equínidos* y *Espongiarios*.

Si la microfauna es poco significativa, el nivel es extraordinariamente rico en Ammonoideos, y éstos han sido estudiados sucesivamente por P. FALLOT (1928), S.E.P.E. (R. BUSNARDO), L. GARRIDO y J. DABRIO (A. LINARES), así como por A. FOUCAULT (R. ENAY).

Ante tanta y tan de acuerdo información, nosotros nos limitamos a transcribir que se trata del Oxfordiense Superior, zonas de *Transversarium*, *Bimammatum* y subzona de *Bifurcatus* (A. FOUCAULT).

El Oxfordiense Superior se encuentra en las escamas más orientales de la Sierra de Cazorla, mientras que en las occidentales se pasa de la caliza oolítica a los niveles detríticos del Cretácico Inferior, que reposan igualmente en el dominio oriental sobre el Oxfordiense. Esta discordancia erosiva (acordancia) hace muy difícil la interpretación paleogeográfica del Oxfordiense. Ciertos hechos parecen restar importancia al bisel erosivo infracretácico y atribuir mucha más al propio bisel sedimentario; es decir, posi-

blemente estamos casi cartografiando la línea de costa del Oxfordiense (abstracción hecha de la perturbación tectónica). Es muy significativo que:

- Las calizas oxfordienses presenten una macrofauna de Ammonites, Espongiarios, Lamelibranquios y Braquiópodos. Los estudios regionales de S. E. P. E. demuestran que las láminas talladas en el sedimento mismo que rellena las conchas de los Ammonites libran una microfauna netamente pelágica (*Protoglobigerinas*, *Saccocoma* sp., *Globochaete*, embriones de Ammonites y *Eotrix alpina*). Al mismo tiempo existe un carácter bentónico en el cortejo microfaunístico que acompaña a la formación (*Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Copépodos* y restos de *Crinoides* y *Terebrátulas*).
- La brusca flexuración de la cuenca ocurrida en el Malm tras la existencia de un Kimmeridgiense (formación Lorente), que no existe en la sección frontal de la Sierra de Cazorla (Sierra de las Villas), lo que hace intuir ya una brusca diferenciación de la cuenca sedimentaria en dominios de escaso fondo y poco aireados depósitos del Kimmeridgiense, y en zonas prácticamente emergidas, donde el bisel erosivo infracretácico pudo causar más impacto.
- La brutal desaparición del nivel en el espacio que media entre una y otra escama (< 500 m.) y su débil espesor, 10-15 m.

Todas estas razones nos hacen intuir que el Oxfordiense Superior representa una sedimentación de escasísimo fondo y muy próxima a la costa, donde, por una u otra causa, son concentradas las conchas de los Ammonites.

Si desde luego no estamos muy cerca de las líneas de costa del Oxfordiense, es entonces necesario admitir una línea de fuerte flexuración que permita el desmantelamiento exhaustivo de sus sedimentos por el ciclo erosivo infracretácico. La postura lógica y conservadora es atribuir a ambos fenómenos, bisel sedimentario y bisel erosivo, el hecho de la total y rápida desaparición de la caliza nodulosa con Ammonites. Sea ésta por el momento la hipótesis más verosímil.

2.5 FORMACION DE LA SIERRA DE SEGURA (Kimmeridgiense-Valanginiense) (J₃₂ - C₁₅)

En el extremo SE. de la Hoja, al otro lado del accidente del alto Guadalquivir y en una situación frontera entre la prolongación de la Sierra de Cazorla y la de Segura, aflora una monótona serie de calizas en las que hemos realizado el corte estratigráfico denominado Río Borosa, que acaba fuera de la propia Hoja.

Dada la complejidad tectónica y paleogeográfica de la región y lo limitado de nuestros afloramientos, además, cortados por un accidente tectó-

nico importante, nos encontramos en una situación muy crítica para su estudio y más aún para extraer de él conclusiones.

El conjunto puede subdividirse en tres tramos con características litológicas y faunísticas bien distintas y aspecto externo totalmente uniforme:

- 1) La base visible consta de un espesor próximo a los 80 m.; son calizas grises a beige, con juntas margosas bien estratificadas, en ocasiones con aspecto noduloso. Corresponden a calizas microcristalinas bioclásticas (biomicritas), siendo frecuentes los tramos ligeramente dolomitizados, ferruginosos y aun con restos piritosos.

La microfauna es abundante, siendo destacable la presencia de: *Alveosepta sp.*, *Clypeina jurassica*, *Anchyspirocyclina cf. lusitánica* en asociación con *Trocholina sp.*, *Labyrinthina sp.*, *Nautiloculina sp.*, *Actinoporella*, *Miliólidos* y *Gasterópodos*.

Este primer tramo correspondería al Kimmeridgiense Terminal.

- 2) El segundo tramo consta de otros 30 m. de calizas microcristalinas (biomicritas) y finas calcarenitas bioclásticas, gravelosas y con raros intraclastos (intra-biomicritas), más frecuentes hacia el techo. Las intercalaciones margosas ocres son más abundantes y espesas. Es de destacar la constante presencia de granos aislados de cuarzo y un par de niveles finamente oolíticos. Junto a la microfauna accesoria del tramo anterior, este nivel está caracterizado por la abundancia de: *Clypeina jurassica*, *Salpingoporella sp.*, *Pseudocyclamina sp.*, y niveles con abundantes Políperos.

El nivel, coronado por microfaunas progresivamente de ambiente menos profundo a salobre: *Ostrácodos*, *Algas (Oncholitos)*, *Pisólitos* ferruginosos y un nivel de arenisca gruesa ferruginosa, debe corresponder al Portlandiense, siendo el tránsito al Cretácico estas areniscas ferruginosas del techo.

- 3) El último paquete consta de unos 70 m., que se completan en una serie mucho más potente, fuera ya de la Hoja de Villacarrillo.

Consta esencialmente de una base detrítico-margosa, con macrofauna compuesta de *Ammonites*, *Rudistas*, *Gasterópodos* y *Alectryonias* en mal estado e indeterminables: hacia el techo de estos iniciales 30 m. se reconoce un nivel lumaquélico de *Exogyras*. Todo el conjunto presenta síntomas evidentes de ferruginización y rubefacción.

Los 40 m. finales constan de una alternancia de calizas y margas ocres, poco visibles y dispuestas en finos bancos. Desde el punto de vista petrográfico, son calcarenitas y calcirruditas intraclásticas, gravelosas, bioclásticas y algunas oolíticas (intra-bio-oesparitas y biointraesparitas) que alternan con escasos niveles de calizas microcristalinas bioclásticas (biomicritas); en general, la pre-

sencia de elementos detríticos (SiO_2) es constante y se mantiene aún un cierto carácter ferruginoso.

La asociación microfaunística es de: *Trocholina valdensis*, *Chofatella* sp., *Pseudocyclamina*, *Actinoporella* sp., y restos de *Gusanos*, *Moluscos*, *Algas*, *Briozoarios*, *Equínidos*, *Textuláridos* y otros pequeños Foraminíferos. En este tramo está, pues, caracterizado el Valanginiense Inferior y posiblemente el Berriasiense (*).

Esta formación no existe sobre la Sierra de Cazorla (de las Villas), interpretándose una fuerte flexuración durante el Malm en una línea sensiblemente paralela al alto Guadalquivir, compartimentándose un dominio oriental fuertemente subsidente y otro occidental falto de sedimentos, al menos marinos.

2.6 EL CRETACICO INFERIOR DE LA SIERRA DE CAZORLA

La cartografía geológica muestra un magnífico y posiblemente doble bisel erosivo entre materiales eminentemente detríticos (infracretácicos) y las series carbonatadas de edad jurásica.

Progresivamente, de SE. a NO., la sedimentación detrítica se presenta en acordancia y sucesivamente sobre el Oxfordiense Superior, calizas oolíticas, dolomías de grueso romboedro y formación Beas, que *a priori*, constituyen la serie Lías-Dogger.

Más en detalle, esta serie consta de tres tramos bien característicos: uno inferior de arcilla verde, con pisolitos ferruginosos; otro intermedio y potente de arenas, arcillas y dolomías arcillosas muy tableadas, y otro superior, reconocible sólo en la región oriental, de dolomías arenosas grises, con interbanco margosos y arcillosos.

En las estructuras posiblemente autóctonas, al NE. y E. de Chilluevar, el tramo arcilloso inicial y constante en toda la Sierra de Cazorla aparece progresivamente difuminado bajo las arenas intermedias que rápidamente se superponen a la formación Beas sin vestigio alguno de arcillas verdes entre ambos niveles.

Este hecho nos lleva a considerar un doble bisel erosivo, uno finijurásico y otro intracretácico.

A. C. LOPEZ-GARRIDO, en su Tesis Doctoral (1971), sin argumento paleontológico, asigna a estas facies detríticas una edad Kimmeridgiense, interpretándolas como un cambio de facies de la formación Lorente (margocalizas piritosas como Ammonites en la base). A la vez, y también sin

(*) En la Hoja geológica contigua, C. DABRIO, alcanza a distinguir dentro del paquete calcáreo niveles aptienses. Como su separación cartográfica es imposible, nosotros, siguiendo un criterio unificador, hemos incluido todo el paquete, como $J_{32}-C_{15}$, y mantenido en la leyenda la más alta edad encontrada en nuestro corte del Río Borosa (Valanginiense).

control faunístico alguno, A. FOUCAULT (Tesis Doctoral, 1971) atribuye las arcillas verdes al Berriaslense y las arenas-dolomías al Albo-Aptiense.

Nuestras conclusiones, apoyadas en hallazgos micropaleontológicos, coinciden prácticamente con la interpretación de A. FOUCAULT.

2.6.1 Las arcillas verdes pisolíticas (C₁₄)

Dada la tremenda estructuración, este nivel incompetente está ampliamente replegado, laminado, y, en suma, su espesor es muy difícil de fijar, más aún por la no existencia de un tránsito claro con las arenas que lo recubren. Admitamos con muchas reservas un máximo de 30 m.

Consta de arcillitas verdes a ocres, con pisolitos y concreciones ferruginosas que llegan a alcanzar tamaños de 2 cm.

Dolomías arcillosas finamente tableadas y arenas limpias se encuentran frecuentemente hacia el techo del tramo. Los levigados intensivos han proporcionado una muestra no azoica, que determinada por el Profesor GRAMBAST han dado:

- *Atopochara trivolvis* Peck, ssp. *triquetra* (transición hacia ssp. *trivolvis*).
- *Embergerella cruciata* (muy rara).
- Pequeños ejemplares de *Clavatorites* y de *Flabellochara*.

Edad: Barremiense Medio o eventualmente Superior.

Merced a esta datación, en la cartografía y leyenda aparece como Barremiense (C₁₄). Hacemos constar aquí que muy posiblemente el nivel represente un tramo comprensivo de génesis lagunar a continental, y que a modo de paleosuelo incluya los depósitos equivalentes al Malm y Neocomiense que se reconocen en el compartimiento oriental tras la brusca flexuración de la cuenca sedimentaria.

2.6.2 Las facies detríticas y dolomíticas (Cas₁₅₋₁₆-Cc₁₅₋₁₆)

Discordantes sobre los depósitos anteriores en las zonas más externas (depresión del Guadalquivir), y quizá en continuidad en las zonas más orientales, los depósitos infracretácicos siguientes creemos son realmente equivalentes.

Las facies detríticas, muy semejantes a las facies Utrillas, se desarrollan extraordinariamente en la zona alta occidental y pasan lateralmente a las dolomías de la zona más profunda y subsidente del SE.

1) *Facies detríticas* (Cas₁₅₋₁₆)

Muy difíciles de diferenciar netamente de las arcillas verdes de base y con espesor próximo a los 80 m. El nivel ha soportado a su vez el ciclo erosivo anterior a la transgresión miocena.

Los niveles inferiores son, fundamentalmente, arenas finas, con coloraciones abigarradas, caoliníticas, micáceas y con numerosas costras ferruginosas. Frecuentemente se observan estratificaciones cruzadas.

Las arcillitas, verdes, rojas, violáceas y siempre abigarradas, se presentan en grandes lentejones y tramos, con los niveles fuertemente detríticos.

Progresivamente aparecen intercalaciones de dolomías tableadas arenosas, con moldes de Gasterópodos, Lamelibranquios y más raramente de Orbitolínidos.

La serie es prácticamente azoica, habiendo tan sólo recogido una muestra con Gasterópodos muy mal conservados y que I. QUINTERO (E. T. S. I. M.) cree posible identificar como *Pteroceras sp.* del Cretácico Inferior.

2) *Las facies dolomíticas* (Cc₁₅₋₁₆)

Expesor máximo, 30 m.

Dispuestas posiblemente en concordancia con las arcillas verdes pisolíticas. Aspecto bien estratificado, con juntas margosas y color beige a gris.

El tramo debuta con dos niveles de caliza microcristalina bioclástica y piritosa (biomicrita), que contienen: Rudistas y Ostreidos, así como: *Acicularia sp.*, restos de *Moluscos* y *Equínidos*.

Siguen dolomías de grano medio, arenosas y ferruginosas, con abundantes fantasmas de gravales, intraclastos y bioclastos. Un nivel sin dolomitizar totalmente, constituido por una calcarenita bioclástica (bioesparita), con pequeños romboedros de dolomita, permite las únicas determinaciones posibles de los frecuentes moldes y fantasmas de Orbitolínidos de la serie: *Iraqia sp.*, *Acicularia sp.*, *Ophthalmididos* y restos de *Moluscos*.

Es, pues, evidente que al menos podemos concretar una edad Albo-Aptiense para estos niveles que constituyen el más alto Mesozoico presente en la Hoja.

2.7 EL NEOGENO DEL GUADALQUIVIR Y DE LA SIERRA DE CAZORLA

$$(T_{11}^{Bc} / T_{12}^{Bc})$$

Apoiado sobre cualquier material mesozoico y definiendo una marcada discordancia erosiva, los sedimentos miocénicos son claramente preorogénicos, pues están estructurados en una acordancia total con los más altos niveles mesozoicos representados.

Mantiene una identidad de facies muy constante a lo largo y ancho de

todo el territorio, lo que parece indicar unas condiciones muy estables durante su depósito y que la transgresión se realizaría sobre una plataforma sin accidentes notables. Los cambios de espesor observados entre la Depresión del Guadalquivir (> 350 m.) y la Presa de Aguascebas, en plena Sierra de Cazorla (± 70 m.), pueden ser debidos tanto a una diferenciación de la cuenca como a fenómenos erosivos posteriores.

Una cartografía formal admitía la representación de dos tramos, y así lo hemos hecho, si bien hay que contar con los fenómenos de soliflucción de las margas, que en muchas ocasiones enmascaran los niveles de base.

2.7.1 Tortoniense (T₁₁^{Bc})

Potencia, aumentando de NO. a SE., desde 15 a 35 m.

Paralelamente al aumento de espesor se aprecia una cierta reducción en el tamaño de los elementos clásticos, que de conglomerados pasan a ser areniscas con canto.

Un paquete inicial corresponde a los conglomerados y microconglomerados heterométricos, bien rodados y poligénicos. La selección en tamaños es gradual y este tramo suele finalizar en areniscas con cemento calcáreo.

Los conglomerados y en ocasiones brechas de base, cuando no están cementados, presentan una matriz arcillosa roja y verde, con frecuentes «galet-mou». Desigualmente distribuidas se observan intercalaciones margosas que han sido intensivamente muestreadas. Inmediatamente aparecen las primeras margas, con Globigerinas; es un tramo característico por provocar unas tierras de labor negras muy llamativas y fácilmente indentificables. Este tramo no lo hemos encontrado casi nunca en buenos afloramientos, pero sospechamos que la intensa coloración negra proviene de un nivel, que a juzgar por los cantos encontrados, debe ser lacustre (calizas de algas de agua dulce, restos carbonosos, etc.). El nivel, aunque no sobrepasa los 40 cm., tiñe intensamente y es, en suma, un buen marker, aunque quizá peque de discontinuidad.

En lámina delgada hemos reconocido: *Algas coralináceas*, *Amphistegina* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Globigerinas*, *Briozoos* y restos de *Moluscos*.

Los lavados de los interbancos y de los primeros metros de marga han proporcionado asociaciones muy ricas en microfauna planctónica, de las que cabe destacar: *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides bolli*, *Globigerinoides amplus*, *Globorotalia* cf. *menardii*, *Globorotalia* cf. *merotúmida*, *Globorotalia* cf. *miocénica*, *Globorotalia* cf. *acostaensis*, *Globorotalia* cf. *conomiozea*, *Globoquadrina globosa*, *Globoquadrina conglomerata*, *Globigerina* cf. *nepenthes*, *Sphaerodinellopsis rutschi*, *Hastigerina pelágica* y *Globigerinita uvula*.

La asociación y la posición estratigráfica bajo las primeras formas del

Andaluciense son argumentos más que suficientes para definir la edad del paquete.

2.7.2 Andaluciense (T₁₂^{Bc})

Espesor mínimo en la depresión del Guadalquivir, 300 m.; sobre la Sierra de Cazorla (Aguascebas) son al menos reconocibles 60 m. Monótono paquete margoso, fundamentalmente amarillento a gris, con tramos muy hojosos y esquistosos. Presenta raras intercalaciones de bancos de unos 30 cm. de espesor de calizas arenosas bioclásticas, con cemento de esparita y microesparita. Estos interbancos son muy glaucónicos, y en el cerro de Iznatoraf constituyen los tramos más altos de la serie.

Presentan siempre en lámina delgada una microfauna compuesta por: *Rotálidos*, *Discórbidos*, *Globigerínidos* y restos de *Moluscos*.

Tanto los interbancos margosos que han sido muestreados en Iznatoraf como el resto de la serie son inequívocamente de edad Andaluciense, observándose incluso en la base de los cortes las formas del Andaluciense Inferior.

Las margas son en general extremadamente ricas en microfaunas planctónicas, destacando como más representativas: Formas ancestrales de *G. margaritae*, *Globorotalia praemargaritae*, *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia humerosa*, *Globorotalia plesiotúmida*, *Globorotalia merotúmida*, *Globorotalia suterae*, *Globorotalia miocénica*, *Globorotalia martinezi*, *Globigerina dutertrei*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerinita uvula* y *Orthomorphina tenuicostata*.

Salvo en escasísimas muestras, la presencia de microfaunas bentónicas y ambientes salobres o de baja salinidad es prácticamente inexistente, lo que obliga a definir la sedimentación como propia de un medio nerítico de plataforma.

2.8 CUATERNARIO

Alcanza un gran desarrollo en el valle de Guadalquivir, sobre todo a partir de Mogón, pues aguas arriba el río circula encajado en los depósitos de las formaciones Beas y Hornos-Siles.

Numerosos depósitos de origen no fluvial, depósitos de ladera, canchales y conos de deyección existen sobre los acantilados de la Sierra de Cazorla; éstos han sido suprimidos en la mayoría de los casos, al objeto de dar una claridad necesaria al ya abigarrado mapa geológico. Igualmente han sido suprimidas de la cartografía ciertas formas de erosión kársticas observables sobre las superficies estructurales de las calizas oolíticas.

2.8.1 Pleistoceno (Q_{T1} - Q_{T2} - Q_{T3} y Q_T)

Corresponden sin duda a esta época las bien expuestas terrazas de los ríos Guadalquivir y Guadalimar.

La diferenciación entre los tres niveles observables es puramente morfológica, puesto que muy pocos criterios litológicos pueden usarse para definir a qué nivel corresponde un depósito aislado. Salvo la cementación y los llamativos limos rojos existentes en la terraza superior, las otras características son muy similares en todas: depósitos bien rodados, heterométricos y con ausencia total de grandes bloques. La naturaleza de los cantos es fundamentalmente dolomítica, aunque son frecuentes los cantos de materiales cretácicos, eocenos y paleozoicos.

Es de destacar la fuerte pendiente que caracteriza la base de la terraza superior (Q_{T1}), hasta el punto de hacernos dudar de si existen realmente cuatro y no tres niveles de terraza. Con el único criterio de la aludida cementación y de la fuerte pendiente observada, hemos considerado sólo tres niveles.

2.8.2 Holoceno (Q_{cd} - Q_L)

Depósitos originados a favor de las pendientes actuales y favorecidos por las condiciones climáticas.

Los conos de deyección alcanzan escaso desarrollo y están constituidos por gravas monogénicas y limos grises.

Los depósitos de ladera corresponden a canchales, aglomerados por arcillas de descomposición y margas soliflujionadas.

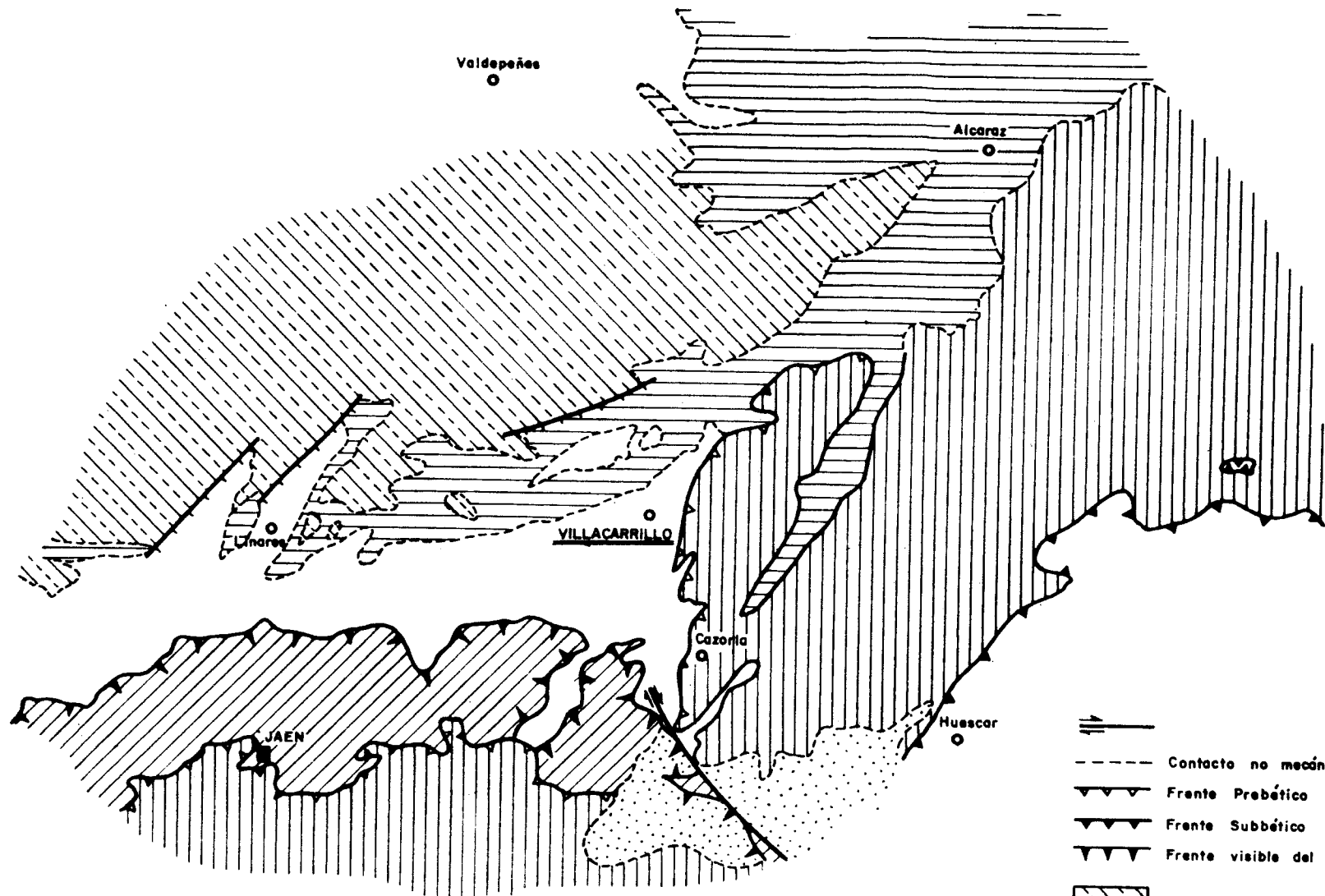
3 TECTONICA

Dibujar un esquema estructural del territorio de la Hoja resulta un gran problema, ya que cualquiera que sea la escala adoptada es preciso simplificar al límite o realizar una miniatura incomprensible.

Así, pues, hemos tratado de expresar los pequeños problemas y estructuras locales de una forma gráfica en la cartografía geológica y los cortes realizados sobre el mapa.

En este capítulo, ayudados por esquemas muy simplistas a escalas de 1:1.000.000 y 1:200.000 (este último tomado en parte de L. GARRIDO y A. FOUCAULT), trataremos primero de introducir y situar Villacarrillo en el contexto geológico regional; después, analizaremos más detenidamente los problemas locales.

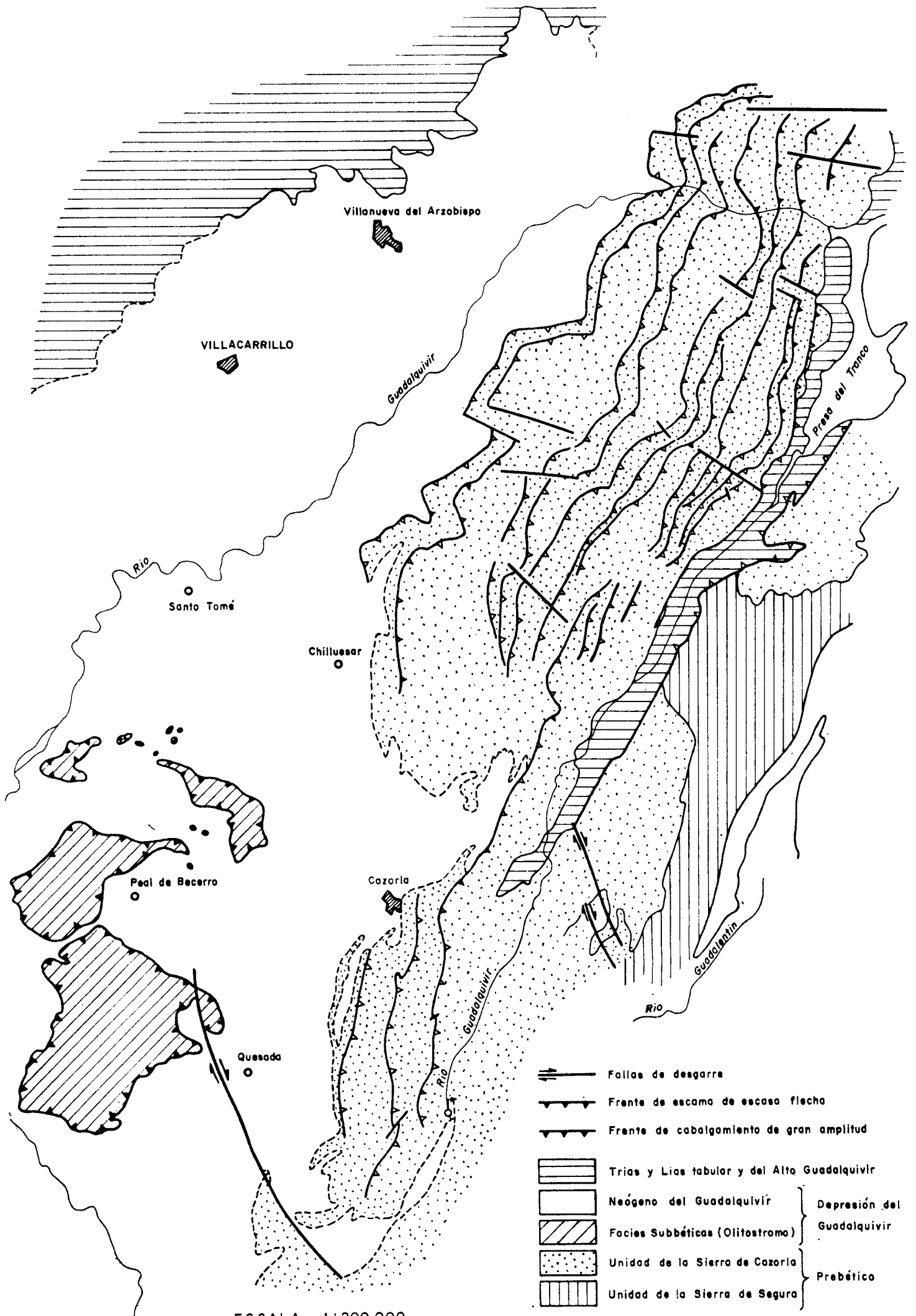
ESQUEMA GEOTECTONICO



ESCALA 1:1.000.000

Depresión del Guadalquivir

- Contacto no mecánico
- ▼ Frente Prebético
- ▼ Frente Subbético
- ▼ Frente visible del Oligoestrato
- Granito y Paleozoico de la Meseta
- Trias y Lias tabular y del alto Guadalquivir
- Neógeno del Guadalquivir
- Neógeno postorogénico
- Facies Subbéticas (Oligoestrato)
- Facies Prebéticas



3.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

Las ya clásicas unidades de la España meridional aparecen claramente delimitadas en el primer esquema (lámina 5):

- 1) La Meseta, antepaís de la cuenca Bética.
- 2) Las formaciones mesozoicas que recubren su borde y que, merced a la débil potencia y a la rigidez del substrátum, reaccionaron durante la orogenia alpina en un clásico estilo de fallas normales.
- 3) La depresión tectónica del Guadalquivir, rellena por sedimentos pre, sin y postorogénicos, y a la que ha llegado la gran cuña de materiales subbéticos que constituyen el olistostromo.
- 4) El frente de las unidades del Prebético Externo, unas veces francamente cabalgante y otras no.
- 5) El país prebético, el espectacular frente subbético y la gran falla de cizalla del Guadiana Menor que afecta a los depósitos postorogénicos de las depresiones internas.

La Hoja de Villacarrillo se sitúa en el alto Guadalquivir, donde hablar de depresión es ya muy problemático. Corresponde, pues, a un dominio frontera entre los bordes de la Meseta y el Prebético plegado más externo.

A primera vista (lámina 6) se aprecia la compartimentación en tiras estrechas de dirección SO.-NE., dirección alpina típica, modificada en contornos sinuosos únicamente cuando las escamas y frentes tienen una marcada flecha. Esta dirección antigua de fallas y pliegues es cortada casi perpendicularmente por otra NO.-SE., que se manifiesta en fallas de desgarre generalmente dextrógiras. Estas fallas son visiblemente posteriores y se han manifestado en épocas muy recientes, pues afectan a los depósitos neógenos postorogénicos de las depresiones internas.

No existe, por el momento, ningún indicio sedimentológico o paleogeográfico que permita suponer que estas líneas póstumas sean reheredadas o hayan funcionado durante el Mesozoico. Para la típica dirección alpina las cosas cambian, pues en el 90 por 100 de las hipótesis paleogeográficas se recaba la existencia de umbral, flexuraciones o accidentes que son dibujados en una alineación SO.-NE. Esto hace pensar que los primeros índices epirogénicos, con un claro impacto en la diferenciación de medios sedimentarios, pueden ser asimilados ya a movimientos fundamentalmente verticales (horst y graben) de dirección alpina. El primer hecho importante que llama la atención es la ausencia de materiales del olistostromo en el alto Guadalquivir, y es de señalar que difícilmente puede achacarse a un desmantelamiento erosivo, pues la profunda tectonización habría permitido que ciertos retazos pudiesen ser observados. Para nosotros es casi indudable que la caótica y fluida masa no penetró en el alto Guadalquivir. En principio

hemos de admitir como posible la idea expuesta por E. PERCONIG (1960) y A. FOUCAULT (1971), según la cual, el manto subbético se pone en movimiento durante el Mioceno Medio, permitiéndose la llegada de los olistostromos a todas aquellas regiones no defendidas por los relieves prebéticos ya emergidos o semisumergidos.

Como no existe ninguna prueba que ratifique la contemporaneidad de todos los pliegues prebéticos, y, sin embargo, podemos apreciar el buzamiento axial de la Sierra de Cazorla en dirección SO., así como índices de emersión a partir prácticamente desde el Oxfordiense hasta el Mioceno Superior, es de suponer que el olistostromo no progresó sino a través de la depresión del Guadiana Menor (¿existente ya?) y sobre el Prebético más suroccidental (montañas de Jaén).

Esta posible preexistencia de la depresión del Guadiana Menor es el único camino por el que podemos esbozar la herencia que, disequilibrios en el zócalo, fallas antiguas, han dejado a la orogenia alpina, siendo removilizadas en el Mioceno Superior-Plioceno.

Esta imagen coincidiría con la frecuentemente observada en todo el Levante español, donde antiguas fallas de zócalo, con compartimiento occidental hundido, rigen en parte la sedimentación del Mesozoico y son removilizadas como fallas dextrógiras durante el Plioceno.

3.2 TECTOGENESIS Y ESTRUCTURAS LOCALES

Pasemos ahora una breve revista a las unidades definidas, su génesis y su estilo.

3.2.1 Autóctono y Parautóctono

Desde los bordes de la Meseta hasta el frente de la Sierra de Cazorla es posible apreciar gradualmente la intensidad del diastrofismo tectónico.

Este progresivo diastrofismo sólo puede explicarse como consecuencia de aumento de espesores en dirección SE., aumento que debe recaer en las formaciones triásicas. El apilamiento al pie del frente de la Sierra de Cazorla es lógicamente provocado por la expulsión de los materiales plásticos (ante-Dogger) bajo la presión y arrastre de la cobertera calcárea (lámina 7, figura 1). Es difícil atribuir toda la gradación tectónica únicamente a este fenómeno.

Así, pues, es posible delimitar un dominio tabular, subhorizontal, con paso a un dominio ondulado; progresivamente los pliegues se tumban y cabalgan hasta dar entrada a una región donde prácticamente sólo son reconocibles los flancos normales de los anticlinales. Esta región, fuertemente plegada, se distribuye en un arco sensiblemente paralelo al frente de la Sierra de Cazorla. Consecuencia de una mayor importancia del fenómeno

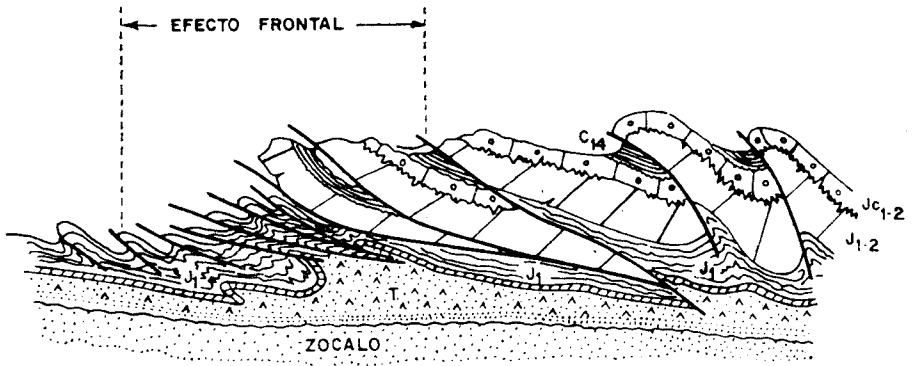


Fig. 1

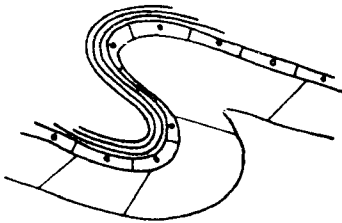


Fig. 2

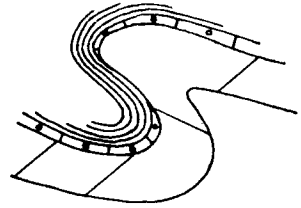


Fig. 3

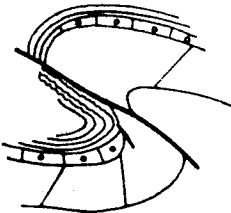


Fig. 4

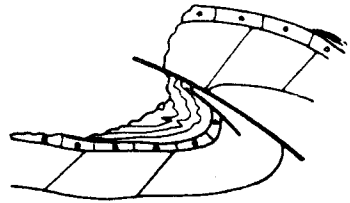


Fig. 5

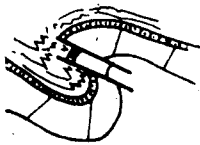


Fig. 6

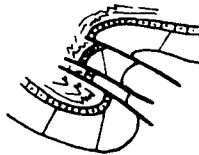


Fig. 7

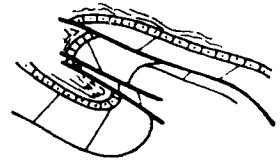


Fig. 8

Fig. 1. Efecto frontal con fallas muy tumbadas y apretadas.

Figs. 2, 3, 4 y 5. Evolución del pliegue falla más frecuente, con despegue sobre el techo del paquete dolomítico y suela deslizante de arcilla verde.

Figs. 6, 7 y 8. Estructuras poco frecuentes; el paquete dolomítico funciona en bloque y raramente se dilacera en tiras.

frontal de la unidad calcárea o simplemente de un mayor espesor de sedimentos neógenos que amortiguan en los niveles altos la estructuración profunda.

La cartografía de las escamas revela que las flechas de los cabalgamientos son reducidas y que muchos accidentes no pasan de simples fallas inversas.

3.2.2 Unidad de Sierra de Cazorla

El análisis de esta unidad permite apreciar hechos y diferencias en verdad significativos:

- 1) La arista frontal es característica, por lo apretado de las escamas, las débiles potencias de la serie dolomítica y por presentar los planos de cizalla más horizontales, que posibilitan las mayores flechas de cabalgamiento.

En ella es difícil reconocer charnelas y flancos inversos, sin duda alguna porque realmente no existen. Tan sólo con el buzamiento axial de la estructura permite observar las relaciones entre las facies carbonatadas y las miocenas, aparecen las estructuras anticlinales estrechas y alargadas.

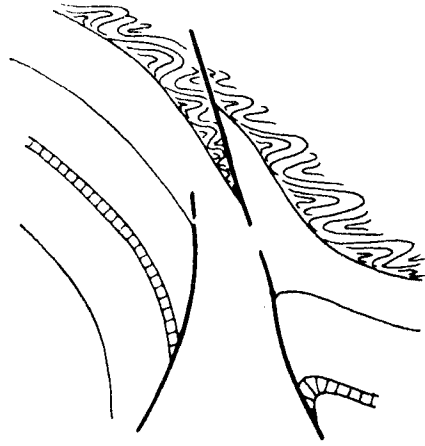
- 2) En las proximidades de Chilluevar es claro el enraizamiento de las estructuras en un nivel inferior al auténtico cabalgamiento. Una prueba más de que la unidad de la Sierra de Cazorla es realmente paraautóctona, pudiendo fijar una máxima flecha de un kilómetro. Los cortes estructurales 3 y 4 expresan claramente esta interpretación.
- 3) El estilo de la región no frontal es sensiblemente diferente; las charnelas y flancos inversos son frecuentes, correspondiendo todas las escamas prácticamente a una misma génesis: un pliegue falla con cabalgamiento del flanco normal por una línea que nunca llega a alcanzar la base de las dolomías. Las flechas son reducidas, pues los términos cobijados se reducen a la caliza oolítica y algunos metros de dolomía, amén del tramo incompetente. Si la flecha fuese mayor, alguna vez observaríamos la serie infradolomítica.

Cuando en esta estructuración juega un potente tramo plástico (Barremiense+Albo-Aptiense) la disarmonía originada a nivel mioceno es francamente espectacular: Colinas de Chilluevar, Presa de Aguascebas y Cumbre del Pardal.

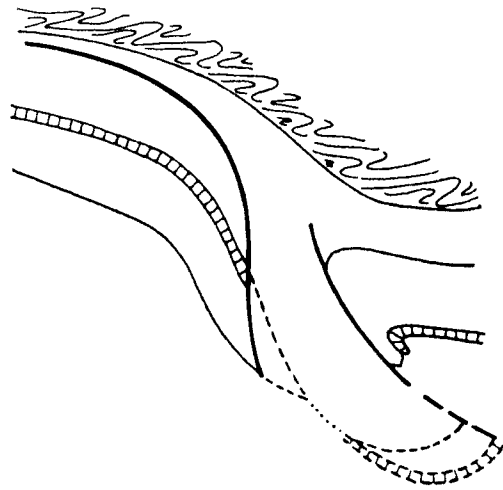
- 4) Visto, pues, que el paquete de dolomías se resiste a ser dilacerado en múltiples fragmentos (lámina 7, figuras 2 a 8), es de sospechar que la estructuración del frente responde también a una causa sedimentaria: débiles espesores para el conjunto Lías-Dogger.

La autoctonía de la unidad y la selectividad del fenómeno, discutida ya

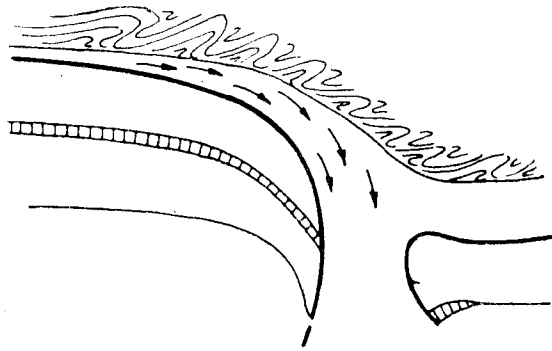
HIPOTESIS CON ZOCALO ACTIVO



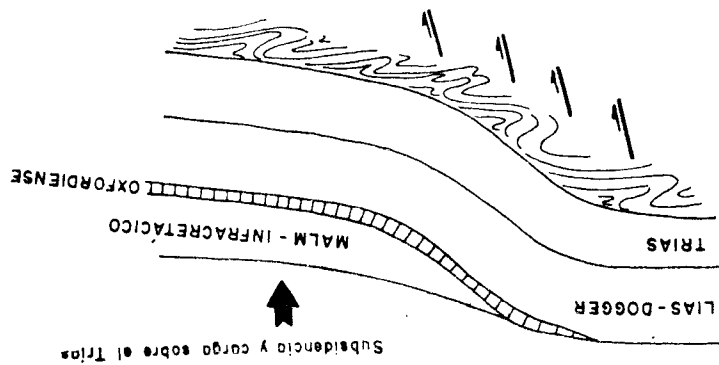
HIPOTESIS MIXTA: PLEGAMIENTO Y MIGRACION DE TRIAS



HIPOTESIS DIAPIRICA



PUNTO DE PARTIDA: FLEXURACION CON DIFERENCIACION SEDIMENTARIA



ACCIDENTE DEL ALTO GUADALQUIVIR

para el Oxfordiense, nos obligan a pensar que este adelgazamiento no es sólo originado por el bisel erosivo infracretácico. Todo parece indicar la presencia de un fuerte bisel sedimentario de las formaciones marinas en dirección a la próxima meseta.

3 El accidente del alto Guadalquivir

Constituye una neta frontera con marcado carácter diferencial en la sedimentación durante el Malm y el Cretácico. En efecto, las espesas series mesocénicas y paleocretácicas no son conocidas más que en el compartimiento meridional. En este brutal cambio de isólicas no existe ningún indicio para poder atribuirlo a una falla de desgarre.

Desconocer el espesor de las formaciones Hornos-Siles y Chiclana de Segura impide precisar si este accidente afecta o no al zócalo de la cuenca, aunque es bien difícil de explicar una profunda subsidencia sin una flexura tectónica que afecte también al zócalo y cree ya una cierta fragilidad.

Si admitimos esta implicación del substrátum profundo es fácil pasar progresivamente a una línea diapírica, pues sin duda alguna constituiría una línea predispuesta y próxima a una zona de desequilibrio, provocada por la diferencia de espesores de la cobertera supratrástica a uno y otro lado (lámina 8, figuras 1, 2 y 3). Lo más chocante de esta hipótesis es la aparente tranquilidad del Trías y que, más que un diapirismo de sal, sería una arena. Sólo nos queda evocar la presencia de un nivel salino más antiguo (Anhydritgruppe).

La figura 4 de la misma lámina expresa gráficamente el accidente, dando al zócalo un activo papel.

Debemos de reconocer que lo limitado de nuestros afloramientos y las dificultades que entraña la interpretación de este accidente nos impiden no sólo saber «a qué carta quedarnos», sino intuir algo más simple o mucho más complejo.

4 EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Visiblemente discordante, al menos en los bordes de la Meseta, los más antiguos sedimentos mesozoicos corresponden a la formación Chiclana de Segura. Dichos materiales, atribuidos al Buntsandstein, no llegan a aflorar en la Hoja de Villacarrillo, pero sí en sus proximidades.

Considerando que las atribuciones estratigráficas, discutidas ya en el capítulo de Estratigrafía, sean válidas, el ciclo mesozoico comienza con una acusada discordancia erosiva y angular sobre la penillanura fini-hercínica.

El inicio de este ciclo, con materiales eminentemente detríticos y no libres de continentalidad, es roto por la transgresión del Muschelkalk, con

facies carbonatadas de escasa profundidad y más o menos litorales o costeras. Estos depósitos, libres ya de las influencias continentales e incluso comunicados en ocasiones con mares más abiertos, alcanzaron una amplitud máxima que no debió sobrepasar el actual contorno del Guadalquivir.

El régimen regresivo final del Trías está caracterizado por las facies evaporíticas constantes en toda la región y que reposan sobre las calizas del Muschelkalk. A este mar más cerrado e incomunicado llegan aportes detríticos al parecer cada vez más intensos en dirección SE. y a partir prácticamente de la línea de orilla del Muschelkalk.

Es muy difícil, sin una base cronoestratigráfica cierta, integrar estos hechos en la paleogeografía del Trías (lámina 9). Nosotros pensamos que desde el Muschelkalk la cuenca empieza el proceso de subsidencia con una flexuración en la línea del Guadalquivir, marcando ahí las orillas del Muschelkalk y la agitación que turba la sedimentación de yesos con aportes detríticos intensos, reflejo de las más profundas condiciones anteriores.

La transgresión del Lías rebasa las antiguas líneas de costa del Muschelkalk y se pierde bajo el bisel erosivo antemiocénico; la sedimentación es más carbonatada y los aportes detríticos disminuyen sensiblemente. Prácticamente todo el Lías aparece depositado en un mar epicontinental, con acuse de condiciones poco aireadas a salobres en dirección a la meseta. Sería pues una plataforma muy estable donde las facies litorales, salobres e incluso lagunares alternan rápidamente; hacia el SE. los depósitos carbonatados son cada vez más importantes, coincidiendo con una mayor profundidad de la plataforma. El tránsito Lías-Dogger es difícil de estudiar, dada la intensa dolomitización de los depósitos; sobre el origen de este paquete dolomítico existen dos tendencias:

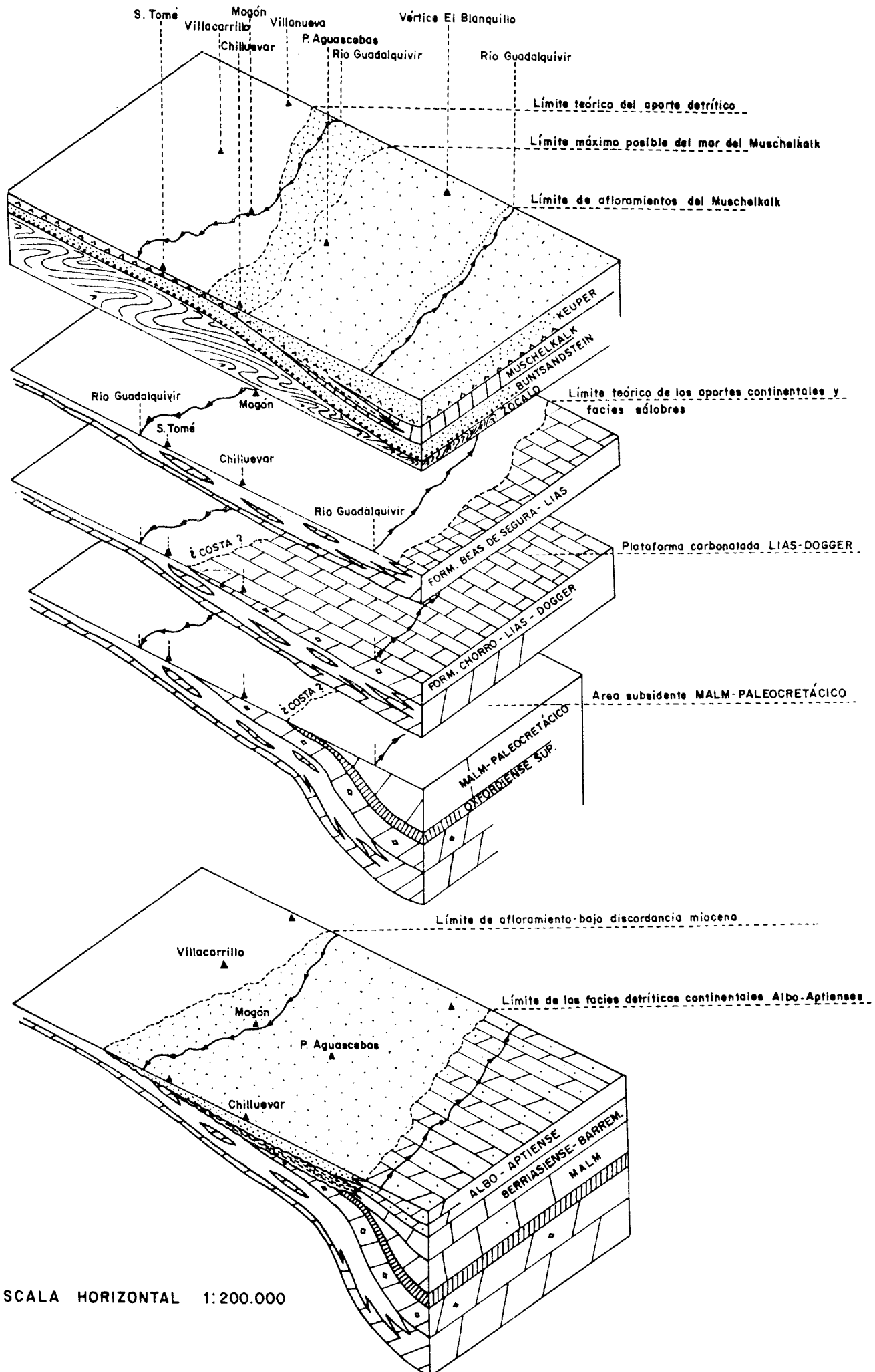
- 1.º Génesis debida a una extensísima plataforma de escasísima profundidad.
- 2.º Génesis en un mar epinerítico a nerítico con profundidad no superior a la zona de agitación de las olas.

Sería relativamente fácil decidirse por una y otra génesis si pudiésemos saber dónde se situó la línea de costa del mar del Dogger.

Nosotros creemos que al final del Lías comienza la auténtica diferenciación de la cuenca jurásica; el Lías marca el fin de las amplias plataformas, y con el Dogger la subsidencia del surco bético toma carta de personalidad. Esta subsidencia de la cuenca provocaría una regresión de las líneas de costa, obteniéndose en las zonas sumergidas una mayor profundidad y agitación consiguiente.

Al final del Dogger las facies son progresivamente menos profundas y un barrido de fondos (recesión, D. V. NALIVKIN, 1956) o una auténtica emersión se generaliza en el país. Pensamos en una emersión que abarcaría hasta el Oxfordiense Superior. Este nivel de Ammonites ya hemos indicado

ESQUEMA DE EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA AL MESOZOICO (La traslación de isólicas por tectónica no se ha tenido en cuenta)



que en realidad debe corresponder a facies muy litorales de un mar con riberas coincidentes, con la línea de flexuración bruscamente activada en esta época y prácticamente esbozada durante todo el ciclo mesozoico precedente.

Con la diferenciación subsidente del dominio oriental, donde se depositaron espesas series de Malm y Paleocretácico, queda al O. de la línea de flexuración un gran país semiemergido. Sobre este alto se depositan las arcillas verdes barremienses y que quizá a modo de paleosuelo alcancen hasta el Malm; estas facies tienen su equivalente lateral en el sillón subsidente donde Malm y Paleocretácico (Río Borosa) aparecen en una serie tipo Pürbeck.

El ciclo cretácico comienza verdaderamente durante el Albo-Aptiense, aunque ya en el compartimiento hundido se deja sentir la presencia detrítica desde el Berriasiense-Valanginiense e incluso desde el Portlandiense. Sobre las zonas más externas, el bisel erosivo se acentúa y los depósitos detríticos llegan a alcanzar espesores superiores a los 70 m.; desde la zona **subsidente las invasiones marinas alcanzan progresivamente el país emergido y se depositan las facies costeras que deben constituir en gran parte el equivalente lateral de las «utrillas».**

Desde este momento, la región permanece emergida o el ciclo erosivo antemiocénico ha desmantelado toda la sedimentación que mediaría entre el Albiense y el Tortoniense. Encuadrados en el ámbito geológico regional, y como ocurre en casi todo el Prebético Externo, es muy posible que al menos desde el Paleoceno la región estuviese realmente sometida a un intenso ciclo erosivo.

Así pues, hasta el Tortoniense el mar no invade otra vez los bordes de la Mesetas; primero de una forma tímida y paulatinamente se instauran las facies nerfíticas internas del Andaluciense.

A juzgar por la distribución actual de los depósitos, toda el área estudiada quedó sumergida, al menos hasta que la onda orogénica intraandaluciense llegó a la región.

A través de los capítulos de Tectónica y Paleogeografía hemos esbozado muchas ideas que ahora a modo de conclusión queremos ordenar:

- 1.º La flexuración de la cuenca es realmente progresiva y sufre al parecer un desplazamiento continuo en dirección SE.
- 2.º Los primeros movimientos epirogénicos fuertes pueden fijarse en el Oxfordiense Superior-Kimmeridgiense, explicando así la anómala distribución en las zonas vecinas de la formación Lorente y la gran diferenciación sedimentaria.
- 3.º Al menos, si no todo, gran parte del Andaluciense es claramente anteorogénico.
- 4.º Movimientos de traslación de bloques a gran escala se verifican

en una época póstuma (¿Pliocena?) y dan origen a las grandes fallas de desgarre.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Salvo las impregnaciones de minerales cupríferos en la formación Hornos-Siles, radicadas fuera de nuestra Hoja, no conocemos la existencia de explotación o intento alguno.

Desde el punto de vista de la obtención de grava no especializada (cuarcítica o porfídica), las posibilidades son incalculables. Las mejores condiciones de explotación recaen, sin duda alguna, en las terrazas del Guadalquivir, en virtud de su elevado índice de esfericidad, del costo de obtención y de su proximidad a los centros de consumo o vías de comunicación principales.

Los yesos del Keuper, debido a su yacimiento finamente estratificado con arcillitas y arenas, constituyen sin duda alguna una explotación dificultosa y en suma poco adecuada.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Los problemas hidrológicos de los pueblos de la loma han sido resueltos con la construcción de la Presa de Aguascebas.

Es muy posible que el conjunto de la Sierra de Cazorla constituya una unidad hidrogeológica única; todas las escamas deben estar comunicadas entre sí. La posible coincidencia del nivel estático en este gran almacén (Formación Chorro) con las fuentes del Guadalquivir y el buzamiento axial de la estructura, hacen de la depresión del Guadiana Menor una región idónea para investigar las enormes reservas potenciales del conjunto de la Sierra de Cazorla.

6 BIBLIOGRAFIA

Sin perjuicio de incluir en el informe complementario una lista exhaustiva, creemos oportuno resaltar en este capítulo la bibliografía que consideramos realmente básica.

ALVARADO, M. M., y SAAVEDRA, J. L. (1966).—«Estudio geológico del extremo NE. de la provincia de Granada». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. 77, pp. 99-139.

- ARRIBAS, A. (1962).—«Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Cazorla (Jaén)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 60, pp. 237-242.
- AUBOUIN, J. (1964).—«Réflexions sur les faciès "Ammonítico rosso"». *B. S. G. F.* (7), VI, pp. 475-501.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., y PAQUET, J. (1970).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques: essai de coordination». *Cuad. Geol. Ib.*, t. II.
- BULARD, P. F. (1970).—«La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur le bord NE. des chaînes ibériques». *Cuad. Geol. Ib.*, t. II.
- BUSNARDO, R. (1960).—«Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén». *B. S. G. F.* (7), II, pp. 324-329.
- (1960-62).—«Regards sur la géologie de la région de Jaén». *Livr. Mém. Prof. Paul Fallot*, t. I, pp. 189-198.
- COLOM, G. (1943).—«Foraminíferos de las margas burdigalienses de la Sierra de Cazorla». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLI, pp. 408-424.
- CHAUVE, P.; DIDON, J.; MAGNE, J., y PEYRE, Y. (1964).—«Mise au point sur l'âge des phénomènes tectoniques majeurs dans les Cordillères Bétiques occidentales». *Géol. Mijn.*, 43, pp. 273-276.
- DABRIO, C. J. (1970).—«Bosquejo estratigráfico sobre la región El Tranco-Pontones-Santiago de la Espada». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. I, n.º 3.
- DABRIO, C. J., y LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1970).—«Estructura en escamas del Sector Noroccidental de la Sierra de Cazorla y del borde de la Depresión del Guadalquivir». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. I, n.º 3.
- DUPUY DE LOME, y SANCHEZ LOZANO, E. (1965).—«El concepto del olistotromo y su aplicación a la geología del Subbético». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, LXXVI, pp. 23-74.
- FALLOT, P. (1928).—«Sur la partie centrale des Sierras de Segura». *C. R. Ac. Sc.*, t. 186, pp. 157-159.
- (1928).—«Sur la terminaison occidentale de la Sierra de Cazorla». *C. R. Ac. Sc.*, t. 186, pp. 89-91.
- (1928).—«Observations sur la géologie des environs de Cazorla». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 28, pp. 273-288 y 321-345.
- (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, n.º 8, pp. 83-172.
- (1959).—«La géologie profonde du bassin de Pô et le mystère de celui du Guadalquivir». *Est. Geol.*, XV, pp. 155-162.
- FOUCAULT, A. (1971).—«Etude géologique des environs des Sources du Guadalquivir». *Tesis Doctoral. Universidad de Paris*.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes Bétiques et Ibériques». *Thèse Fac. Sc. Paris*.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M., y LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1970).—«El Mioceno pretectónico del extremo oriental de la Depresión del Guadalquivir». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. I, n.º 3.

- LINARES GIRELA, L., y RODRIGUEZ-ESTRELLA, T. (1971).—«Observaciones sobre la geología del sector Alcaraz-Robledo». *Bol. Geol. y Min.* (en curso de publicación).
- LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1971).—«Geología de la zona prebética al NE. de la provincia de Jaén». *Tesis Doctoral Universidad de Granada*.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C., y JEREZ-MIR, F. (1971).—«La serie estratigráfica de Navalperal. Serie tipo del Mesozoico Prebético en la región Orcera-Siles». *Act. Geol. Hisp.*, t. VI, pp. 15-18.
- MRAZEC, L. (1927).—«Les plis diapirs et le diapirisme en général». *C. R. Séances Inst. Geol. Roum.*, 6 (1914-1915), pp. 226-270.
- PERCONIG, E. (1960-62).—«Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir». *Liv. Mém. Prof. Paul Fallot*, t. I, pp. 229-256.
- (1969).—«Bioestratigrafía del Neógeno mediterráneo basada en los Foraminíferos planctónicos». *Rev. Esp. Micropal.*, t. I, pp. 103-111.
- SAAVEDRA, J. L. (1964).—«Datos para la interpretación de la estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía». *Not. Com. Inst. Geol. Min. de Esp.*, n.º 78, p. 550.
- VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de las Catalánides». *Bol. Inst. Geol. Min. de Esp.*, t. 69.
- SEPE-CIEPSA (1966).—«Síntesis del Jurásico Prebético». *Datos inéditos*.