



IGME

447

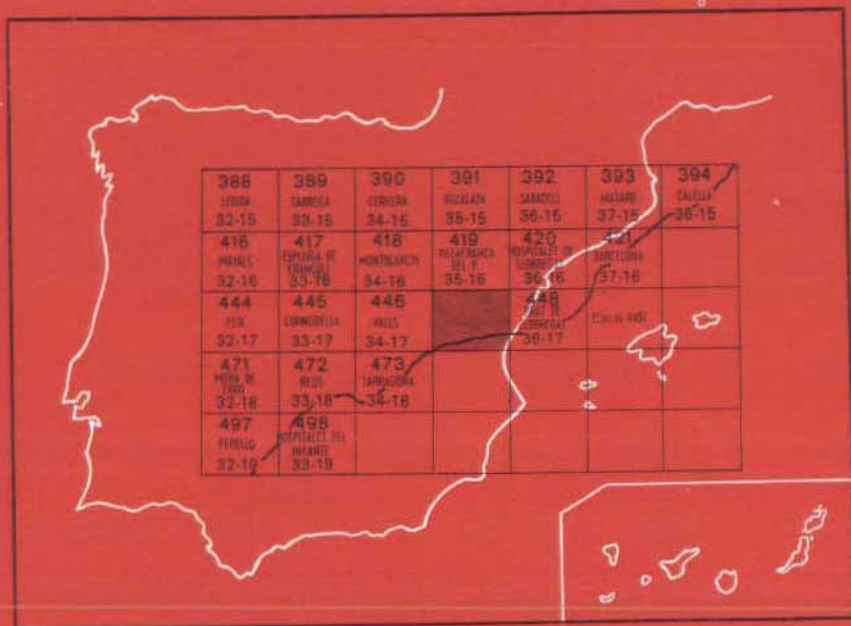
35-17

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VILLANUEVA Y GELTRU

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**VILLANUEVA
Y GELTRU**

Primera edición - Segunda serie

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por FINA IBERICA, CON NORMAS, DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME.

AUTORES:

Geología de campo:

Mauricio Benzaquen, Alfonso Núñez y Wenceslao Martínez.

Petrografía:

Isabel Cabañas.

Micropaleontología:

Isabel Cabañas y J. J. Mennig.

CONSULTORES Y COLABORADORES:

Microfaunas mesozoicas:

E. Fourcade. Institut de Lapparent, París.

Microfaunas cenozoicas:

J. Ramírez del Pozo. CIEPSA (Vitoria) y E. Perconig. ADARO (Madrid).

Bibliografía:

L. Solé Sabarís. Universidad de Barcelona.

SINTESIS Y DIRECCION POR FINA IBERICA:

Ivan Guigon.

Los trabajos han sido realizados durante el año 1972.

Depósito Legal: M-12.599-1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Con dirección SO.-NE. y sensiblemente paralelos, los relieves de las Cordilleras Costeras Catalanas limitan una gran depresión central: el Bajo Panadés. Depresiones internas del macizo de Garraf, que viene a morir en Vendrell, se identifican con la región de Canyelles y Sant Pere de Ribes. Panadés, Garraf y depresiones internas definen totalmente el marco geográfico de la Hoja Villanueva y Geltrú.

De forma general, los problemas geológicos planteados no han podido ser resueltos dentro de los límites geográficos que encuadran la superficie de la Hoja a 1:50.000. Necesariamente hemos tenido que recurrir al conocimiento regional y realizar numerosos cortes estratigráficos fuera de dichos límites, así que nos vemos obligados a incluir en esta Memoria términos geográficos que no corresponden a su territorio.

El planteamiento estratigráfico, tectónico y paleogeográfico será tratado circunscribiéndonos en lo posible al perímetro cartografiado, pero abandonando la limitación geográfica siempre que la interpretación lo requiera.

El estudio de la presente Hoja se ha realizado en varias fases:

Después de la preparación fotogeológica de los grandes itinerarios de reconocimiento, se empezó con una fase inicial litoestratigráfica con muestreo cada cinco metros de grandes cortes de referencia, muestreo intensificado en los tramos *a priori* más interesantes, llegando así a definir las series litológicas que admiten una cartografía formal.

La segunda fase, puramente cartográfica, tiende a realzar los rasgos estructurales y paleogeográficos.

Por último, inclusión de los resultados estratigráficos en nuestro mapa y llegar así a la síntesis global, sin olvidar en ella el ámbito regional en que nos encontramos.

Indudablemente, quedan incógnitas por resolver, nuestras hipótesis deben abrir un nuevo camino a la investigación de este interesante sector de las Cordilleras Catalanas.

Relación de documentos depositados en el informe complementario:

- Mapa de situación de muestras, cortes y fotografías.
- Mapa de itinerarios.
- Album fotográfico de Microfacies.
- Láminas delgadas y levigados.
- Cortes litoestratigráficos a 1:500 de:

Mioceno:

- Torrelles de Foix (*).
- San Sadurn de Noya (*).
- Pantano del Foix.
- Las Masucas.
- San Vicente Calders.
- Pi Torrat.

Eoceno:

- Pontils (*).
- Pontons-Bonani (*).

Jurásico-Cretácico:

- Garraf (*).
- Vandellós (*).
- Cabo Salou (*).
- Salomo (*).
- Pantano del Foix.
- Más Borrás.
- Autódromo Terra-Mare.
- Coto del Rey.
- Montmell (*).
- Marmellá (*).

(*) Fuera de la Hoja 1:50.000.

Triásico:

- Pontons-Bonani (*).
 - Cabra del Campo (*).
 - Albiñana.
-
- Informe Macro y Micropaleontológico.
 - Informe Sedimentológico y Correlaciones.
 - Informe Petrográfico.

2 ESTRATIGRAFIA

No es la Hoja de Villanueva y Geltrú, dada su intensa tectonización, la más idónea para obtener buenas series litoestratigráficas. Además, la disposición del Garraf, prácticamente en superficie estructural, condiciona la falta de afloramientos de los términos inferiores, siendo tan sólo gracias a la falla que desde Albiñana corre hasta la depresión costera de Tarragona que aflora el Muschelkalk Superior.

2.1 MESOZOICO

Se puede asegurar la existencia de una sedimentación prácticamente continuada desde el Buntsandstein hasta el Albiense. Fenómenos a destacar en ella son: el bisel que afecta en este sector al Jurásico, tan potente en la desembocadura del río Ebro, y la revelación de un umbral sedimentario en la región de Bonastre.

2.1.1 TRIASICO

Limitado a dos pequeños afloramientos, ninguno de sus términos está bien expuesto; ahora bien, es de presumir exista la serie completa que aflora en las vecinas Hojas de Valls y Vilafranca del Panadés. Los cortes de Cabra del Campo y Pontons-Bonani son francamente representativos.

2.1.1.1 Muschelkalk 3 (T_{G23})

Potencia aproximada, 70-80 m.; espesor visible, 20 m. (Albiñana). Dolomías finamente cristalinas y calizas dolomíticas (bioesparitas), con escasos filamentos y bioclastos de Algas y Lamelibranquios; niveles con *Fucoides* son presentes en la serie de una forma irregular. El paso al Keuper se realiza por un confinamiento progresivo del medio de sedimentación, la ausencia de fauna hace imposible delimitar una isocrona. El límite cartografiado es, pues, un límite primordialmente morfológico.

(*) Fuera de la Hoja 1:50.000.

2.1.1.2 Keuper (T₃)

Espesor visible, 60 m. Potencia máxima, 100 m.

Con carácter netamente diferente a las tradicionales facies peninsulares; tan sólo de una forma ocasional posee yesos y arcillas versicolores.

En facies dolomíticas amarillentas finamente tableadas que paulatinamente se van cargando de arcillas hasta constituir auténticos barros dolomíticos con estratificación muy tableada y esquistosa. Ausencia total de cuarzos bipiramidales y resto alguno de fauna.

Granos de cuarzo poco rodados se observan tanto en el Muschelkalk como en el Keuper, llegando en ocasiones a alcanzar porcentajes del 5 por 100.

2.1.2 JURASICO (J)

Espesor aproximado, 150 m. (Garraf).

Corresponde, sin duda alguna, a este sistema el problema estratigráfico más interesante y a la vez arduo de resolver, ya que una intensa dolomitización lo afecta. Para resolver el problema de las llamadas dolomías infracretácicas, hemos realizado numerosos cortes litoestratigráficos en la cuenca, de los cuales son particularmente expresivos los llamados de Vandellos, Cabo Salou y Garraf. Junto con los realizados dentro de la Hoja, Más Borrás y Autódromo Terra-Mare, resuelven en parte ese problema.

El bisel sedimentario no está totalmente identificado, pues dentro de la serie dolomítica no podemos definir límites estratigráficos, quedándonos con la incógnita de si realmente existió una progresiva retirada del mar jurásico o si simplemente estamos frente a un fuerte bisel sedimentario por adelgazamiento de todos y cada uno de los términos.

Posiblemente las líneas de costa más amplias correspondan al Lías, la máxima profundidad al Dogger y el Malm esté representado por una serie compresiva de reducida potencia, de facies poco profundas y escasamente aireadas desde el «hingeline» de Tarragona hacia el NE.

El ambiente confinado de este último tramo, rico en materia orgánica, explicaría el carácter a menudo oscuro y fétido de las dolomías infrayacentes al Cretácico.

Constituido por dolomías bréichicas en la base, a veces carniolizadas y en las que ocasionalmente encontramos vestigios de Crinoides y Lamelibranchios, el resto de la formación está integrado por dolomías negras masivas a bien estratificadas.

Caracteres finamente cristalinos o en gruesos romboedros se suceden en la serie que, junto al marcado color negro y el fuerte olor a SH₂, diferencian perfectamente este paquete con cualquier otro tramo.

La atribución al Jurásico de esta formación dolomítica, a la que hemos llamado Peñas Negras, resulta tanto de su constante posición geométrica

entre el Keuper y el Valanginiense, como de la detallada observación de la región Salou-Tarragona, donde el proceso de dolomitización es incipiente y permite apreciar la contemporaneidad de las facies con Ammonites de edad Bajociense a Calloviense con las dolomíticas a las que pasan lateralmente. Además, es indudable que en la base de la formación Peñas Negras es posible reconocer el Lías.

2.1.3 CRETACICO

El ambiente de sedimentación de tipo Purbeck, que pudo marcar el Jurásico Superior, perdura, como se puede observar durante gran parte del Cretácico Inferior, para formar un nivel guía datado en todas las transversales sobre el horizonte dolomítico atribuido al Jurásico.

El nuevo ciclo sedimentario se desplaza progresivamente hacia el NE., llegando aquí en el Aptiense Inferior, ya francamente marino. El mar alcanza su máxima profundidad en el Albiense y rápidamente se inicia una regresión que culminará en las facies garumnienses, presentes ya en el Cenomaniense.

La transgresión cenomaniense parece no haber sobrepasado el alto fondo de Bonastre, que prácticamente independizó durante todo el Cretácico Inferior el lagoon o golfo del Garraf de la cuenca abierta hacia el Ebro. No obstante, el fuerte ciclo erosivo que precede la transgresión del Mioceno, puede haber desmantelado totalmente los materiales del Cretácico Superior.

2.1.3.1 Valanginiense-Aptiense (C₁₂₋₁₅)

Espesor máximo, 30 m.

Calizas microcristalinas a lime-mud (biomicritas), calizas finamente cristalinas graveloso-bioclásticas (biogravelmicritas/esparita) y finas calcarenitas, constituyen el Valanginiense. No excluimos la posibilidad de que la dolomitización de la formación Peñas Negras alcance a parte del Valanginiense. Las facies Purbeck con Ostrácodos, Charáceas, Dasycladáceas, Gasterópodos y escasos y mal desarrollados Miliólidos dominan el medio. Una débil incursión marina con carácter stromatolítico es constante en la cuenca, y ella permite datar el Valanginiense Superior por la asociación de: *Simplorbitolina milliani*, *Pfenderina neocomiensis*, *Pseudocyclammina lituus*, *Pseudotextulariella salevensis*, *Sabaudia minuta*, *Cuneolinas primitivas*, *Trocholina alpina*, *Nautiloculina*, *Choffatella* y *Dasycladáceas*.

2.1.3.2 Barremiense.

Espesor, 100-120 m. (máximo en el Garraf).

Con ausencia del Hauteriviense, posiblemente por laguna sedimentaria,

al igual que ocurre en gran parte del sur de Francia, el Barremiense continúa en idénticas facies Purbeck, pero frecuentes y poco estables invasiones marinas son reconocidas.

Macroscópica y petrográficamente no existen diferencias entre ambos pisos, tan sólo la aparición de pequeñas conchas de rudistas y la instauración progresiva de un régimen más marino sirven al geólogo de campo para diferenciar Valanginiense de Barremiense. Sin embargo, trazar un límite cartográfico, dada la intensa fracturación y la completa identidad morfológica, es totalmente imposible.

Caracterizado por microfacies, se independiza del Valanginiense por la asociación de: *Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolinopsi cuvillieri*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Cuneolina hensoni*, *Trocholina*, *Nautiloculina*, *Choffatella* y *Dasycladáceas*. La proximidad del alto fondo de Bonastre hace que en el macizo de Más Borrás (Oeste de Vendrell), Valanginiense y Barremiense, presenten facies características de un medio más agitado con secuencias oolíticas, intraclásticas, incluso finamente bréchicas, principios de dolomitización secundaria y ciertas costras ferruginosas con granalla limonítica en el puerto de Santa Cristina.

2.1.3.3 Aptiense.

Espesor máximo en el Garraf con 70-80 m.

En él se instaura de un modo franco el régimen marino, existiendo todavía recurrencias salobres en el Aptiense Inferior del Garraf.

Sobre el Barremiense aparecen dos niveles de margas separados por una barra calcárea, estos 15 m. constituyen un auténtico nivel guía en toda la cuenca al NE. de Bonastre; las margas ocreas, amarillentas e incluso rojizas han proporcionado una pobre fauna de Ostreidos, Sérpulas y tubos de Gusanos. Aún nos preguntamos si realmente este tramo es un equivalente de las facies fin de ciclo que en Vandellós y Salou son intrabarremienses, y si existe o no discordancia entre Barremiense y Aptiense. Lo cierto es que a partir de este momento comienza el ciclo sedimentario cretácico con un claro régimen marino y caracterizado por *Palorbitolina lenticularis*, *Choffatella decipiens* asociadas a *Orbitolinopsis*, *Sabaudia minuta* y *Cuneolinas* primitivas en el Aptiense Inferior. Esta microfauna no siempre es reconocida en todos los cortes, siendo entonces imposible delimitar con claridad Barremiense y Aptiense Inferior.

El Aptiense Superior está perfectamente caracterizado por la presencia de Orbitolinas bien desarrolladas, *Mesorbitolina texana*, *Nautiloculina*, *Bacinella* y *Miliólidos* abundantes. Rudistas, *Lamelibranquios* y *Equinoideos* son frecuentes.

Las litofacies características corresponden a biogravelmicritas y calcarenitas a calcirruditas gravelosas, oolíticas, intraclásticas y bioclásticas con

cemento de esparita. La estratificación en bancos gruesos, fractura clara, pérdida total del carácter fétido y, en fin, la constancia de las calcarenitas, definen inequívocamente el Aptiense Superior.

Aunque en campo, con el uso de la lupa, es fácilmente separable del Barremiense y Valanginiense, su separación en cartografía hubiese sido una labor de meses, puesto que morfológicamente todo el paquete carbonatado es idéntico, y además, la intensa tectonización y abundante vegetación impiden, tanto en campo como en fotogeología, interpolar con honradez el límite Barremiense-Aptiense.

2.1.3.3.1 *Dolomías superiores* (Cd₁₅₋₁₆)

Espesor, entre 30 y 60 m.

La proximidad del alto fondo, que hemos llamado Umbral de Bonastre y del que hablaremos más tarde, se manifiesta también en el Aptiense Superior por la progresiva aparición de facies más agitadas, netamente oolíticas y por una dolomitización secundaria que en ocasiones llega a borrar todo vestigio de la textura original. Estas dolomías superiores corresponden, pues, a excalcarenitas oolíticas y pseudoolíticas, con numerosos fantasmas de microfauna y en ocasiones auténticos biostromos de Rudistas.

La dolomitización puede alcanzar y de hecho alcanza, a la base del Albiense, y dentro del tramo es posible encontrar irregularmente distribuidas todas las proporciones posibles entre caliza y dolomía.

Su expresividad morfológica es clara, y por esta causa han sido independizadas en el mapa, asignándoles ya una edad Aptiense Superior-Albiense.

2.1.3.4 **Albiense** (C₁₆, Cc₁₆, Cs₁₆)

Dentro de la Hoja Villanueva y Geltrú, las facies marinas del Albiense están muy bien representadas en el Garraf (pelágicas) y Más Borrás (de plataforma); las facies con marcada continentalidad tan sólo aparecen en un pequeño afloramiento en los altos de Marmellá-La Atalaya. Estas facies laguno-continuales toman su máximo desarrollo en las vecinas Hojas de Tarragona y Valls.

Un cambio de facies progresivo, desde las pelágicas con Ammonites a las de marcada influencia lagunar-continental con yeso y lignito, ocurre durante el Albiense; gracias a él, los bordes de la cuenca, Macizo del Gayá por el Norte y Umbral de Bonastre por el Suroeste, quedan magníficamente delimitados.

2.1.3.4.1 *Facies marinas* (C₁₆, Cc₁₆)

Espesor aproximado a los 150 m. en el Garraf, de los cuales 120 m. co-

rresponden a las facies francamente margosas (C₁₆) y 20 a 30 m. al nivel calcáreo superior (Cc₁₆).

El régimen francamente marino iniciado en el Aptiense desemboca en el mar más profundo de todo el Cretácico, del que son fiel testigo las margas dolomíticas, verdes cuando están oxidadas y gris oscuro cuando están frescas, con numerosas espículas de Espongiarios y Radiolarios, Ammonites, Aptychus, Belemnites y Rhynchonellas; progresivamente se instalan las margas llenas de grandes Orbitolinas, y aguas más someras aparecen reveladas por Toxaster y Toucasia.

Sus afloramientos están fuertemente tectonizados y morfológicamente son zonas blandas, intensamente cultivadas.

En el techo es constante un tramo pararecifal, a veces construido por Coralarios, Briozoarios, Algas, Orbitolinas y numerosos restos de Moluscos, Equinoideos y Toucasias. El medio es agitado, fuertemente oxigenado, siendo una auténtica taphocenosis sin clasificación de tamaños.

Calizas construidas, calcarenitas bioclásticas e intraclásticas, biosparruidas y biograveloosparitas definen este tramo geomorfológico que da acusados relieves en cuesta (Cc₁₆).

Ni las facies margosas, ni este horizonte calcáreo contienen una fauna netamente expresiva de la edad Albiense; tan sólo las facies costeras de tránsito a las continentales, series de Salomo, Marmellá y Más Borrás permiten datar el Albiense. Por esta razón, aunque no estén casi representadas en la Hoja hemos de describirlas.

2.1.3.4.2 *Facies de tránsito* (Cs₁₆)

Con notables y explicables cambios de espesor están constituidas por una alternancia de arcillas, arenas y areniscas rojas a ocreas, entre las que se intercalan breves episodios marinos con calcarenitas y calizas pararecifales muy rubefactadas y con fauna de Ostreidos y Rudistas muy mal desarrollados.

Las microfacies muestran una asociación de Involutina lenticularis, Simplorbitolina manasi, Pseudocyclammina, Cuneolinas, Algas, Corales y Miliólidos. Inmediatamente encima aparecen, en Salomo y Tarragona, las facies de Prealveolínidos del Cenomaniense.

Sin duda alguna, este conjunto que lateralmente pasa a las típicas facies Utrillas (Salomo, Salou y Tarragona), con muro y techo bien datados, respectivamente del Aptiense y Cenomaniense, debe corresponder al Albiense en su mayor parte; más aun, cuando ciertas transversales dan una asociación de microfauna «muy albiense».

De nuevo, el alto de Tarragona-Bonastre se deja sentir en la sedimentación; esta vez por la aparición de estas facies de tránsito ya muy rubefactadas y que culminarán algo más al Oeste con los yesos, lignitos, arcillas

rojas y nódulos de limonita. La continentalidad es, pues, la característica imprimida.

Como es lógico, no podemos asegurar que los límites cartografiados correspondan exactamente a isocronas, puesto que la «continentalidad» puede haber empezado en el Aptiense Superior.

2.2 CENOZOICO

Interesantes cuestiones, no sólo estratigráficas, sino paleogeográficas, suscitan el estudio de la sedimentación neógena.

La bibliografía existente enseña con claridad que las interminables listas de fósiles encontrados no son capaces de definir una estratigrafía fina y menos aún de resolver los importantísimos problemas de ambiente, denominador común que rige toda la sedimentación miocena.

En primera aproximación, dos formaciones bien distintas han rellenado la fosa tectónica: una basal con carácter continental y otra superior más o menos marina.

2.2.1 FORMACION DE BASE [T₁]^B

Espesores sumamente variables, como corresponde a una formación de relleno con carácter continental: medio, 20 m.; máximo, 30 m., en el río Foix.

Comienza con un paleosuelo o brecha calcárea sobre los paleorrelieves cretácicos; a continuación se desarrolla una masa de conglomerados poco rodados, mal seleccionados y con grandes bloques. Todo ello englobado en una matriz margo-detritica de color rojo. Lentejones de margas ocreas a salmón existen en la masa de conglomerados, siendo anunciados siempre por una gradación en el tamaño de los elementos; en el techo la gradación es positiva, dando, pues, la impresión de la existencia de un cierto carácter cíclico.

En un 90 por 100 los cantos son de procedencia cretácica, observándose incluso grandes «galets mous» del Albiense.

Sobre los conglomerados es constante la presencia de un nivel margo-detritico de color salmón, nivel que contiene quizás las primeras faunas no resedimentadas. La microfauna removida es abundantísima en toda la formación, constituida en un 95 por 100 por Orbitolínidos; la posible autóctona está representada por escasísimos restos de Microcodium, Ostrácodos, Cíclidos sp., Ephidium cf. advenum y restos de Gasterópodos y Algas incrustantes.

En la vecina Hoja de Villafranca del Panadés, el ciclo continental se completa con la deposición de 60-70 m. de yesos con interbancos conteniendo innumerables restos vegetales.

Esta formación, prácticamente azoica y con microfauna poco expresiva

y quizás resedimentada, podemos considerarla como la base del ciclo mioceno, de origen torrencial, que rellenó inicialmente el surco creado. Hemos de mantener muchas reservas en esta atribución estratigráfica, puesto que igualmente podríamos pensar en su correspondencia con las facies de borde del tremendo bisel sedimentario, que el Paleógeno de la Cuenca del Ebro realizaría sobre el entonces emergido Garraf. Más aun, es posible pensar en la existencia de un Mioceno Inferior y Medio con carácter continental que rellenase el surco creado por el nacimiento del gran Horst Pre-litoral.

2.2.2 TORTONIENSE SUPERIOR-ANDALUCIENSE (T₁₁₋₁₂^{Bc³-Bc})

La sedimentación marina está totalmente ligada a las condiciones paleogeográficas. Es decir, a una misma isócrona pueden corresponder hasta cuatro isópicas distintas. Nosotros hemos cartografiado un mapa de facies, paleogeográfico, y como no existe una sucesión litológica constante, describiremos las distintas facies y su relación en el espacio y el tiempo.

2.2.2.1 Facies calcárea arrecifal (T₁₁₋₁₂^{Bc³-Bc})

Espesor máximo, 40 m.

Claramente transgresiva sobre la formación de base, se encuentra siempre apoyada sobre un paleorreliete, pudiendo migrar tanto en el tiempo como en el espacio; no corresponde a una isócrona, pues el cinturón arrecifal es cada vez más joven en dirección Noreste. Posiblemente migraría con la progresiva invasión marina de la fosa tectónica.

Espesor muy variable en función del tiempo que ha perdurado las condiciones ambientales óptimas para su desarrollo; el máximo corresponde a la zona de Vendrell, con sus 40 m. de potencia.

Debido a su estratificación en bancos gruesos o masiva, se destaca siempre como una barra carbonatada sin estratificación aparente. Formada por biomicritas con estructura stromatolítica, calizas biohermales y calcarenitas graveloso-bioclásticas con cemento de micrita o esparita. Es característica la presencia de aislados granos de cuarzo.

Los organismos constructores son tanto Algas coralinas como Briozoarios, Coralarios e incluso lumaquelas de Ostreoides y Lamelibranquios diversos. Su estudio en lámina delgada ha proporcionado una microfauna caracterizada por la asociación de Operculinas, Amphisteginas, Heterosteginas, Miliólidos, Biseriados y ciertos Alveolínidos. Numerosa microfauna resedimentada acompaña a la autóctona.

Al separarnos del paleorreliete las facies son menos carbonatadas, más silto-margosas, y mediante largas y estrechas cuñas pasan lateralmente a la facies costera.

2.2.2.2 Facies Costera (Tm^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂)

Potencia muy en consonancia con su equivalente lateral.

Con aspecto noduloso o boudinado, representa una alternancia de margas silteosas amarillas a ocreas y bancos centimétricos de calizas silto-margas, arcillosas, con cemento de microesparita y micrita; el grado de cementación y la proporción de cuarzo y arcilla están estrechamente relacionados con la distancia al paleorrelieve.

Abundante macro y microfauna existe en la formación; los levigados han proporcionado listas interminables caracterizadas por la asociación de foraminíferos bentónicos litorales, resistentes a las variaciones de salinidad, ante todo *Ammonia beccarii*. Destaca la presencia de especies exclusivas del Mioceno, o especialmente frecuentes en el Mioceno Superior, como: *Uvigerina tenuistriata*, *Cassidulina laevigata*, *Bulimina elongata*, *B. lapsa*, *B. echinata*, *Virgulinea miocénica*, *Bolivina scalpata miocénica*, *B. cf. arta*, *B. cf. robusta*, *Globigerinoides cf. bisphericus*, *Heterostegina*, etc. La asociación carente de las valiosas formas planctónicas indica una edad Tortoniense Superior-Andalucense.

El carácter «oligotípico» con la presencia constante de *Ammonia beccarii* en el Panadés más Nororiental desaparece progresivamente a medida que nos desplazamos hacia el SO., debido sin duda alguna al carácter más francamente marino o al menos libre de influencias continentales. Asimismo, las facies del SO. parecen más antiguas como indican la abundancia de *Globigerinoides* y *Bolivina reticulata* que indicarían un posible Tortoniense Superior.

2.2.2.3 Facies marina de estuario (Ts^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂)

Ocupando la mayor parte de los terrenos cultivados del Panadés, su observación es siempre dificultosa, de tal modo que tan sólo en San Vicente Calders es posible obtener cortes más o menos continuos.

Su espesor puede ser evaluado en unos 300 m.

Si bien cuando las condiciones paleogeográficas lo permiten, dentro de ella se desarrollan las facies recifal y costera, como ocurre en San Sadurní de Noya (Hoja de Villafranca del Panadés) y en el mismo techo del corte de San Vicente Calders. Margas silteosas, arenas, areniscas con cemento carbonatado, muy micáceas y calcirruditas arenosas constituyen sus litofacies características.

Es la facies más francamente marina con microfaunas abundantes, tanto bentónicas como planctónicas; la deposición es aún cercana a la costa y en ella persisten condiciones ambientales extrañas: la ausencia de *Globorota-*

lias carenadas, Globigerinas y los Globigerinoides representados por un número de especies muy restringido, así como la ausencia de Orbulina, ponen en evidencia la presencia de condiciones paleoecológicas especiales que operan también sobre el plancton. Las microfaunas indican una edad Mioceno Superior, ya que *Spiroplectammina carinata*, *Virgulinella miocénica*, *Bolivina* cf. *jniensis*, *Globigerinoides bisphericus*, *G. quadrilobatus* y *Heterostegina* son formas muy frecuentes en el Mioceno terminal de España. La sedimentación es cada vez más marina, desplazándonos hacia el SO., aunque aún en el corte de San Vicente Calders existen tramos salobres a lagunares, facies que quizá revelan la presencia del Umbral de Vendrell, alto fondo que posiblemente separaba el Panadés de la depresión costera Vendrell-Tarragona.

2.2.2.4 Facies perideltaica (Ta^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂)

Con procedencia indudable del Alto Panadés, los lentejones con marcado carácter continental invaden el medio de sedimentación; hemos delimitado en la cartografía los tramos donde estas influencias son notables.

La facies queda definida por la presencia de pasadas rojas, arcillosas y arenosas muy mal seleccionadas, con estratificaciones oblicuas y cruzadas muy frecuentes.

La microfauna evidencia cambios rapidísimos, es decir, una alternancia de medios bentónicos y de agua dulce, con predominio de este último.

Las pasadas marinas muestran una fauna especialmente bentónica, muy semejante a la facies anterior, desaparición casi completa de formas planctónicas y presencia constante de *Nonion boueanum*, *Ammonia beccarii*, *Elphidium* cf. *macellum*, *Valvulineria* cf. *complanata*, Ostrácodos, restos de Peces y Moluscos. Estos episodios se hacen cada vez más frecuentes a medida que nos acercamos al Alto Panadés, donde podemos decir que llegan a representar el 75 por 100 de la facies.

Por diversas razones, pensamos que estas cuñas y lentejones están depositados en un medio marino al que ocasionalmente llegan fuertes aportes del continente; aún no ha emergido la cuenca, pero en un mar muy somero y poco aireado los grandes aportes fluvio-torrenciales son bien palpables. Estas condiciones pueden llevarnos al establecimiento de un ambiente tipo perideltaico a deltaico.

2.2.3 MIOCENO SUPERIOR (Tc^{Bc}₁)

Espesor máximo, 80 m. (La Bisbal).

En afloramientos muy reducidos, pero con posición estructural y litología idénticas a las facies continentales del Alto Panadés y Vallés-Panadés,

se encuentran en las proximidades de La Bisbal y Sant Jaume dels Domenys las facies conglomeráticas rojas que tanto desarrollo alcanzan en la Hoja de Villafranca. La formación en principio puede correlacionarse con las conocidas y estudiadas formaciones donde el profesor Crusafont ha reconocido faunas Vindobonienses, Vallesienses, Pikermienses y Pontienses.

Ningún resto de fauna ha sido encontrado en esta formación equivalente del Bajo Panadés, pero repetimos que sus características litológicas y estructurales la hacen *a priori* correlacionable con aquéllas.

Es en esta zona del Bajo Panadés, donde el pretendido cambio de facies con las marinas parece más inverosímil, pues la ola de conglomerados llega sobre las facies marinas en las proximidades de La Bisbal y sobre las facies marino-continentales, en la región de Sant Jaume; es en estas transversales donde fácilmente pueden atribuirse los lentejones continentales como pertenecientes a la formación superior, como consecuencia de un cambio lateral en dirección NO.-SE. En realidad, estos lentejones continentales tienen una clara procedencia del Alto Panadés, es decir, del NE. Cuando estas influencias continentales de la formación yacente desaparecen, los conglomerados rojos se apoyan siempre sobre términos marinos.

En ninguna transversal hemos visto facies marinas dentro de las conglomeráticas; raras veces hemos observado lechos de conglomerado en las facies marinas, lentejones que significan para nosotros el anuncio del nuevo régimen.

Por otra parte, creemos que puede inducir a error de apreciación el hecho de que la base de los conglomerados suele ser de granulometría fina, como corresponde a su génesis fluvio-torrencial, granulometría fina intensamente indentada con los conglomerados; estos acuñamientos propios del cono de deyección trabajado por un río pueden ser fácilmente tomados como propios de la sedimentación marina, única y exclusivamente por su tamaño. Tampoco hemos observado una gradación paulatina en el tamaño; las facies gruesas aparecen siempre bruscamente. Por último, vemos los conglomerados como un depósito fluvio-torrencial, ocasionalmente lacustre (meandros abandonados), producto de la deposición en un surco de máxima subsidencia (escarpe tectónico) donde se instala un régimen fluvial que recibe aportes intensos (conos de deyección) de un escarpe de falla que aún hoy sigue funcionando (Campo de Montroig-Reus).

Sea cual sea la interpretación válida, la formación está constituida por depósitos conglomeráticos rojos con numerosos lentejones de arcillas. Su espesor máximo corresponde a la zona de La Bisbal, posiblemente del orden de los 60-80 m. Son conglomerados con elementos poco rodados de naturaleza fundamentalmente triásica y eocena envueltos en una matriz margo-detrítica roja. En el Alto Panadés (Torrellas de Foix) hemos obtenido débiles niveles lacustres que han proporcionado restos de Charáceas y Ostrácodos inclasificables, junto a Planorbis, Hydrobia, Candona cf. praecox

y Chara cf. brougniarti. Facies salobre-lacustre con fauna nada similar a las homónimas de la formación yacente.

Hasta el momento, su atribución estratigráfica debe ser la de un Mioceno Superior continental.

2.3 CUATERNARIO (Q/Qr)

Los depósitos cuaternarios no tienen prácticamente desarrollo alguno; tan sólo merecen cierta mención las terrazas altas del río Foix (QT) y una turbera desmantelada por el mar en la punta de San Gervasi.

El Cuaternario más extendido corresponde a los suelos, tierras de labor y depósitos de rambla, que, junto con las costras, dificultan enormemente el estudio del Mioceno del Panadés y más aún de la depresión de San Pere de Ribes.

En el litoral hemos representado las zonas de marismas, en las que se han instalado algunas salinas y un escarpe morfológico que podría representar la terraza flandriense.

3 TECTONICA

El marco geográfico de una Hoja a escala 1:50.000 puede resultar excesivamente limitado al querer definir unidades estructurales, cuyos caracteres sólo se perfilan a escala regional.

Para justificar nuestro análisis y facilitar la comprensión del problema, nos ayudaremos de dos esquemas tectónicos a escalas 1:500.000 y 1:250.000, que cubren gran parte de las Cordilleras Costeras Catalanas y cuencas anexas e interiores.

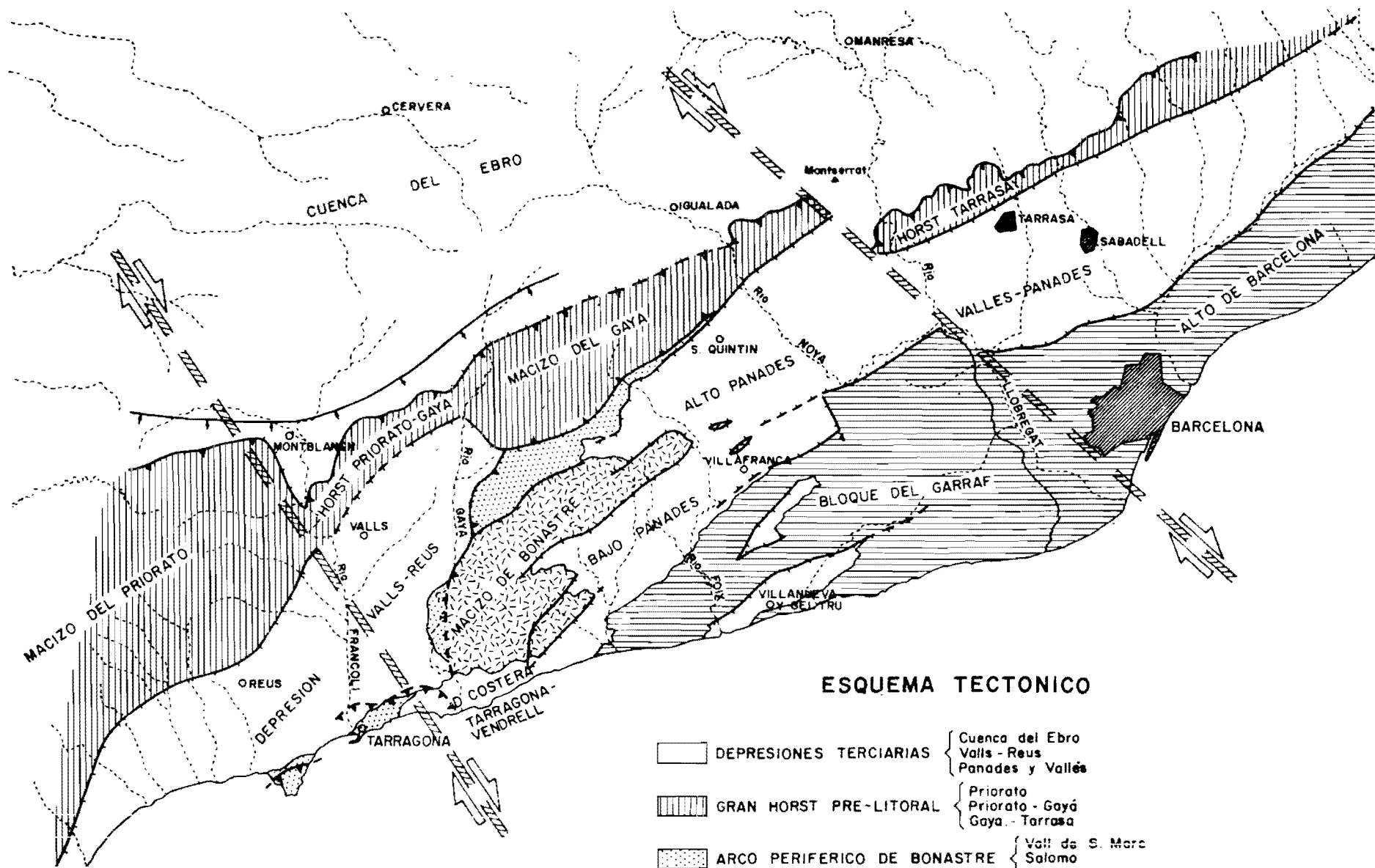
3.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

A escala regional, tan sólo dos de estas unidades estructurales principales están presentes en la Hoja de Villanueva y Geltrú:

- A) Macizo de Bonastre.
- B) Bloque Garraf-Panadés.

Las directrices estructurales dominantes marcan un rumbo NE-SO., que incluso encuentran reflejo en el trazado del litoral catalán.

De forma discreta, aparece la influencia de un antiguo sistema de fracturas con dirección hercínica; es decir, casi perpendicular al anterior (NO-SE.), con efectos mucho más sensibles en las Hojas vecinas de Valls y Montblanch.

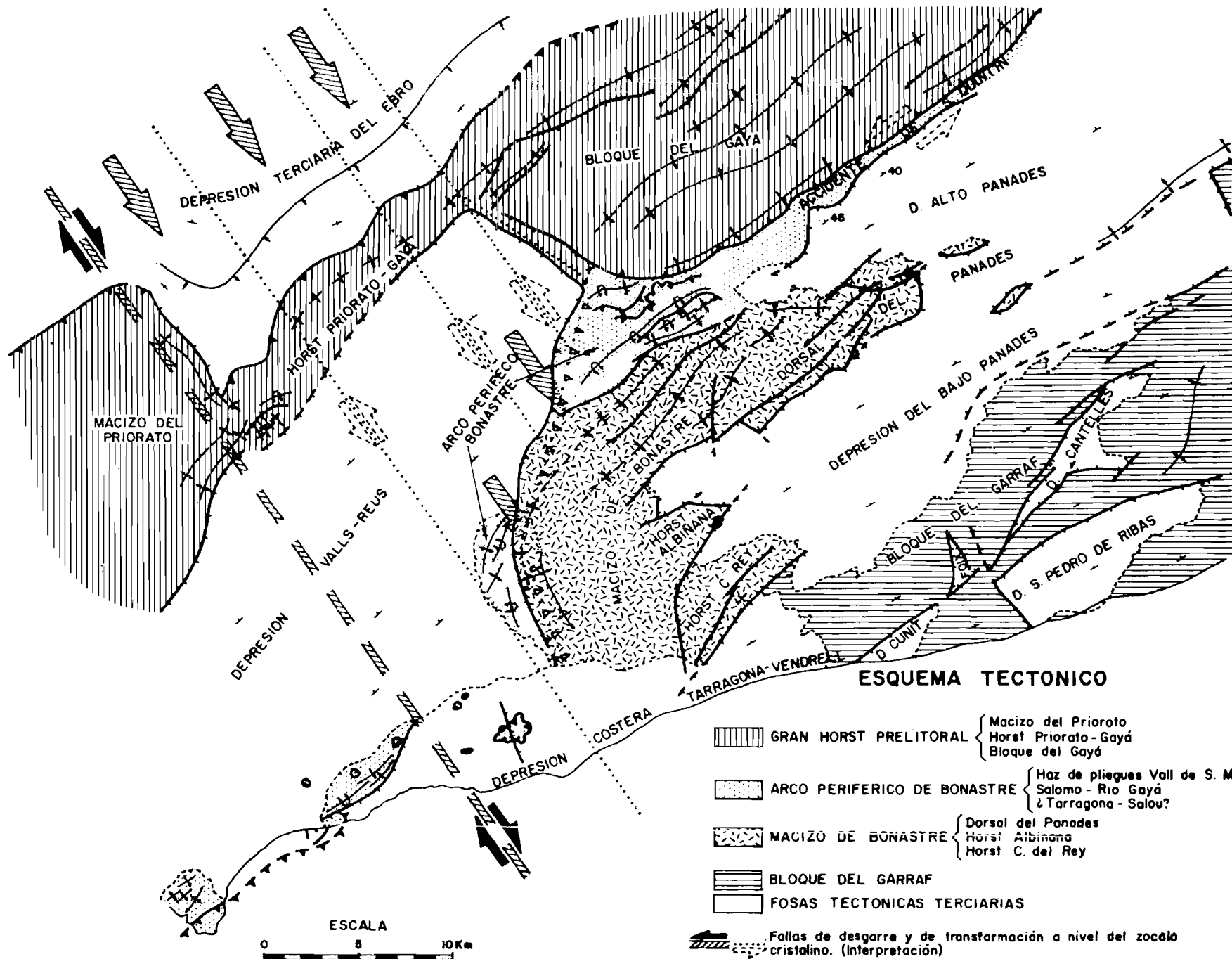


ESQUEMA TECTONICO

- DEPRESIONES TERCIARIAS { Cuenca del Ebro
Valls - Reus
Panades y Vallés
- GRAN HORST PRE-LITORAL { Priorato
Priorato - Gayó
Gaya - Tarrasa
- ARCO PERIFERICO DE BONASTRE { Vall de S. Marc
Saloma
¿Tarragona - Salou?
- MACIZO DE BONASTRE - DORSAL DE LAS DEPRESIONES COSTERAS
- BLOQUE DEL GARRAF Y ALTO DE BARCELONA (¿Macizo Catalán?)



GRANDES FALLAS DE DESGARRE



ESQUEMA TECTONICO

- GRAN HORST PRELITORAL {
 - Macizo del Priorato
 - Horst Priorato-Gayá
 - Bloque del Gayá

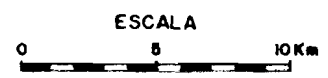
- ARCO PERIFÉRICO DE BONASTRE {
 - Haz de pliegues Vall de S. Marc
 - Salomo - Rio Gayá
 - Tarragona - Salou?

- MACIZO DE BONASTRE {
 - Dorsal del Panades
 - Horst Albinana
 - Horst C. del Rey

- BLOQUE DEL GARRAF

- FOSAS TECTONICAS TERCIARIAS

- Fallas de desgarre y de transformación a nivel del zócalo cristalino. (Interpretación)



La tónica estructural general a nivel mesozoico resulta de los movimientos diferenciales entre bloques del substrato cristalino profundo y rígido. Es probable que influya de forma muy apreciable la naturaleza litológica de este substrato sobre el estilo tectónico de su cobertera mesozoica: un zócalo granítico impone un estilo rígido (Garraf-Priorato); las series, ante todo carboníferas, suponen un colchón deformable que suaviza los accidentes en los horizontes superiores.

El juego entre bloques de zócalo es responsable del recorte en tiras estrechas, de orientación NE.-SO., que afecta a toda la zona. La componente principal parece vertical.

Los primeros índices de ese sistema de fracturas, actualmente muy apretadas, aparecen en una época anterior al Ilerdiense (Memoria Hoja Villanueva del Panadés).

Durante el Mioceno, este sistema, en parte preexistente, ha tenido un papel decisivo en la delimitación de los «horts y graben», que afectan a todo el sector costero catalán.

Las directrices hercinianas observadas en los afloramientos paleozoicos, especialmente precarboníferos, de las Hojas vecinas (Valls-Montblanch), han definido, por su parte, zonas de debilidad y un sistema de fracturas muy espaciado y casi ortogonal al anterior. Este antiguo sistema ha sido rejuvenecido durante el Terciario y posiblemente en una época posmiocénica. Este sistema se manifiesta por fallas de desgarre con translaciones horizontales muy importantes.

La Hoja de Villanueva y Geltrú se sitúa entre dos espectaculares fallas de ese tipo: una, al NE., que cizalla la cuenca miocénica a la altura de Esparraguera, es aprovechada por el río Llobregat y ostenta un salto horizontal del orden de 6 km. La otra, más al SO., la hemos llamado Esplugapunta de la Mora y muestra un salto superior a 8 km.

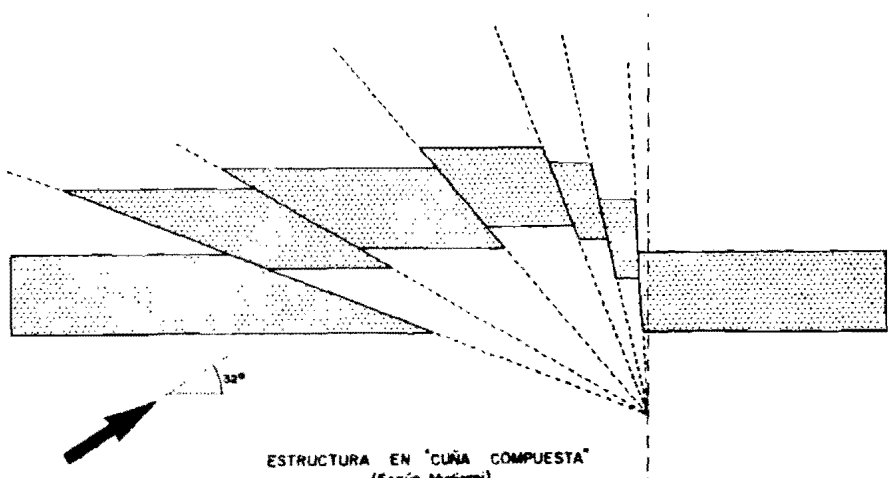
Ambas fallas son dextrógiras, sin componente vertical apreciable, y las atribuimos a la translación en dirección SE. del substratum profundo de la cuenca terciaria del Ebro; translación que ha provocado durante el Oligoceno los cabalgamientos frontales del gran Horts Priorato-Gayá y sector Noya-Tarrasa, así como la tectónica tangencial que originó los pliegues de lo que hemos llamado Arco Periférico del Bonastre y haz de pliegues del Vall San Marc.

En la Hoja que ahora nos ocupa, los únicos rastros de directrices hercinianas son ciertas fallas de la Dorsal del Panadés y Bloque del Garraf.

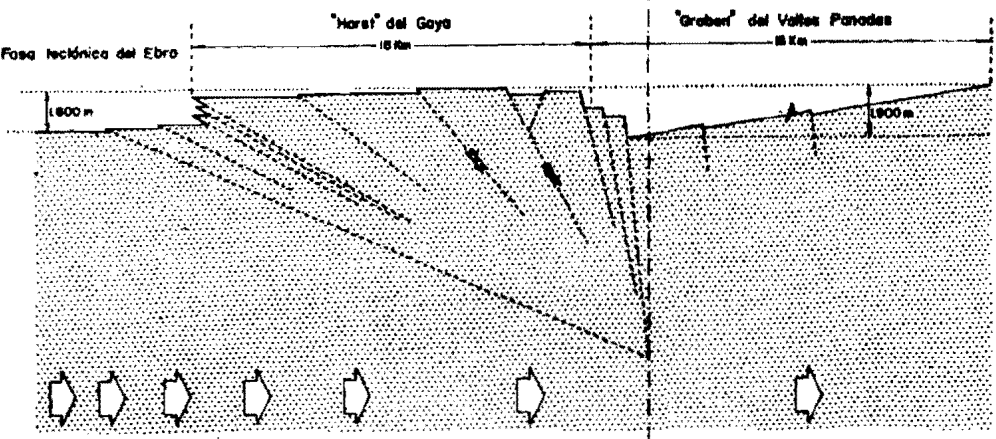
3.2 TECTOGENESIS Y ESTRUCTURAS LOCALES

3.2.1 MACIZO DE BONASTRE

Hemos llamado Macizo de Bonastre a un gran bloque mesozoico que separa las depresiones de Valls-Reus y del Panadés. Este bloque está circun-



ESTRUCTURA EN "CUÑA COMPUESTA"
(Según Magiorni)



TRASLACION DEL ZOCALO CRISTALINO DEL EBRO HACIA EL S - E

HORST GAYA - PRIORATO

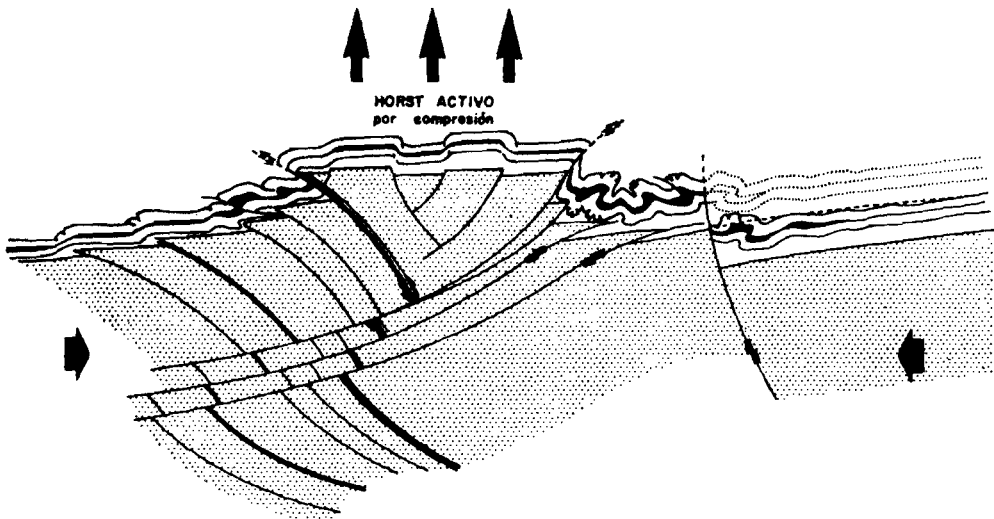
CUENCA MIOCENICA VALLES PANADES
O VALLS REUS

CUENCA OLIGOCENA DEL
EBRO

HORST "PASIVO"
por distensión

FOSA TECTONICA
O GRABEN

FOSA TECTONICA O GRABEN DEL
VALLES PANADES



dado al O. y NO. por estructuras complejas fuertemente volcadas que revelan el cabalgamiento frontal del Macizo como consecuencia de la translación profunda del zócalo hacia el SE. Estas estructuras se incurvan, sin duda alguna, merced al arrastre de la gran falla de transformación (a nivel zócalo) Esplug-Punta de la Mora (desembocadura río Gayá).

Este arco periférico muestra que el Macizo de Bonastre es una estructura activa originada por compresiones; una cuña cuya expulsión hacia arriba es un corolario de la formación de las fosas adyacentes.

Junto a esta tectónica tangencial, reflejo en los niveles superiores de los fenómenos profundos, se encuentra desarrollada una tectónica de distensión en el propio Macizo de Bonastre y en el Bloque Garraf-Panadés.

Resulta difícil conciliar los dos estilos tectónicos resultantes de dos mecanismos opuestos: uno, por compresión; el otro, por distensión. Es preciso recordar que fenómenos idénticos han sido observados en otras regiones, concretamente en la cuenca carbonífera de Liège (Bélgica) y en los Apeninos, donde BENEÓ y MIGLIORNI han identificado una estructura que han llamado en «cuña mixta o compuesta».

El esquema de MIGLIORNI demuestra que todo ocurre como si se tratase de la resultante de un campo de fuerzas inclinadas. En la Hoja de Villanueva y Geltrú, el Macizo de Bonastre encuentra su continuación en dos macizos de materiales mesozoicos, a los que hemos llamado, respectivamente, Dorsal del Panadés y Horst Albiñana-C. del Rey.

Generados a base de compartimientos estrechos generalmente monoclinales y con una estructura sencilla debida a una tectónica vertical de bloques de zócalo rígido, se ven afectados por fallas normales a modo de teclas de piano.

Los saltos importantes hunden preferentemente el labio SE. y en el caso de la Dorsal del Panadés, las estrechas tiras se sumergen bajo el recubrimiento del Mioceno Superior, creando relieves enterrados (PACHS y VILOVI). Posiblemente la continuación de esta estructura hacia San Sadurní de Noya sea responsable del abombamiento observado en el Mioceno, resultante de una compactación diferencial sobre el paleorrelieve preexistente. Paleogeográficamente, esta cresta puede haber tenido consecuencias importantes individualizando un Alto Vallés-Panadés, con sedimentación predominantemente terrígena y un Bajo Panadés más abierto a la sedimentación marina.

El horst Albiñana-C. del Rey corresponde a una estructura anticlinal en forma de cúpula o domo, merced a la cual se difumina el monótono y regional estilo monoclinal.

3.2.2 BLOQUE GARRAF-PANADES

Al oeste de la falla de transformación en cizalla del Bajo Llobregat y teniendo por base la línea Martorell-Cornellá, un triángulo, cuyo vértice se si-

túa en Vendrell, constituye la parte visible de un gran bloque de zócalo, basculado en dirección NO., con hundimiento axial hacia el SO.

Este dispositivo, en combinación con el recorte topográfico del valle del Llobregat, hace que en el macizo aparezcan términos sedimentarios cada vez más jóvenes a medida que nos desplazamos al SO.; pasando del Paleozoico en San Feiú al Mioceno en Vendrell. Seccionado por tallas normales afines, escalonadas, curvas en profundidad y con algunos reajustes antitéticos, el gran macizo se sumerge en dirección NO. bajo el Mioceno del Panadés, formando el basamento de un graben muy profundo y disimétrico, cuya subsidencia máxima en la Hoja estaría próxima a los relieves de la Dorsal del Panadés.

La depresión del Bajo Panadés corresponde, pues, a un surco disimétrico, comprendido entre la Dorsal del Panadés y su posible prolongación hasta San Sadurn de Noya y el relieve del Garraf. El substrato mesozoico del graben presentará, sin duda alguna, la misma estructura en teclas de piano que la observada en el Bloque del Garraf.

El relleno terciario de ese surco crece en dirección NO., eje de máxima subsidencia SO-NE., y allí llegará a un máximo, que estimamos en 1.000-1.500 m.; cifra que, a grandes rasgos, equivale con la profundidad actual del Mediterráneo entre el litoral catalán y las Baleares.

Este estilo monoclinal, con fallas normales y compartimiento hundido al Sur, ocasiona la génesis de depresiones que hemos llamado internas; en todo réplicas exactas de la gran depresión del Panadés. Las pequeñas fosas así formadas han permitido la conservación no sólo de los sedimentos neógenos, sino también de los fácilmente erosionables materiales albienses, y son, junto a otros hechos, un dato significativo en favor de un Garraf sumergido durante el Mioceno Superior. Las antiguas directrices hercínicas han jugado un papel importante, encontrando, pues, de nuevo el hecho significativo de su removilización en épocas muy tardías.

Un movimiento de báscula, al igual que los anteriores, origina la que hemos llamado depresión costera Tarragona-Vendrell, desgajada del Macizo de Bonastre por una fractura que ha sido en parte fosilizada por el Mioceno marino y separada del Bajo Panadés por afloramientos mesozoicos (Umbral de Vendrell), sobre los que existe un arrecife miocénico bien desarrollado. Es decir, el Umbral de Vendrell tiene un marcado carácter paleogeográfico, pues, a buen seguro, constituyó un alto fondo semiaislando el Panadés de la depresión Tarragona-Vendrell.

Dentro de este capítulo hemos de resaltar el escarpe morfológico que separa las facies miocénicas recifales y costeras; escarpe producto de una intensa compactación diferencial puesta de manifiesto por numerosas diaclasas y microfallas, agrupadas en una estrecha banda sensiblemente coincidente con la zona donde se produce el cambio lateral de facies.

Un nuevo escarpe morfológico separa muy constantemente las facies

costeras detríticas del Panadés; creemos corresponde a una respuesta o reflejo miocénico a una línea tectónica fosilizada por dicha sedimentación.

4 EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

No existen afloramientos de materiales paleozoicos dentro de la Hoja de Villanueva y Geltrú. Es, pues, evidente que nada podemos añadir a las ideas tanto estratigráficas como paleogeográficas que regionalmente se tienen del Paleozoico Catalán.

Los afloramientos más próximos corresponden a la región de San Quintín de Mediona (Hoja de Vilafranca), por demás muy inexpresivos.

Algo similar ocurre con la sedimentación triásica, únicamente representada por los pequeños afloramientos de Albiñana.

Responsable de estos hechos es, sin duda alguna, el marcado carácter monoclinial que, acompañado por una fracturación con innumerables reajustes antitéticos, impide el afloramiento de términos estratigráficos antiguos.

Dada la escasa distancia que nos separa del Bloque del Gayá y la constancia de facies observada en la sedimentación triásica, nos atrevemos a pensar que las diferencias posibles con los vecinos dominios serán prácticamente nulas, y de este modo comenzaremos nuestra evolución paleogeográfica con el Mesozoico.

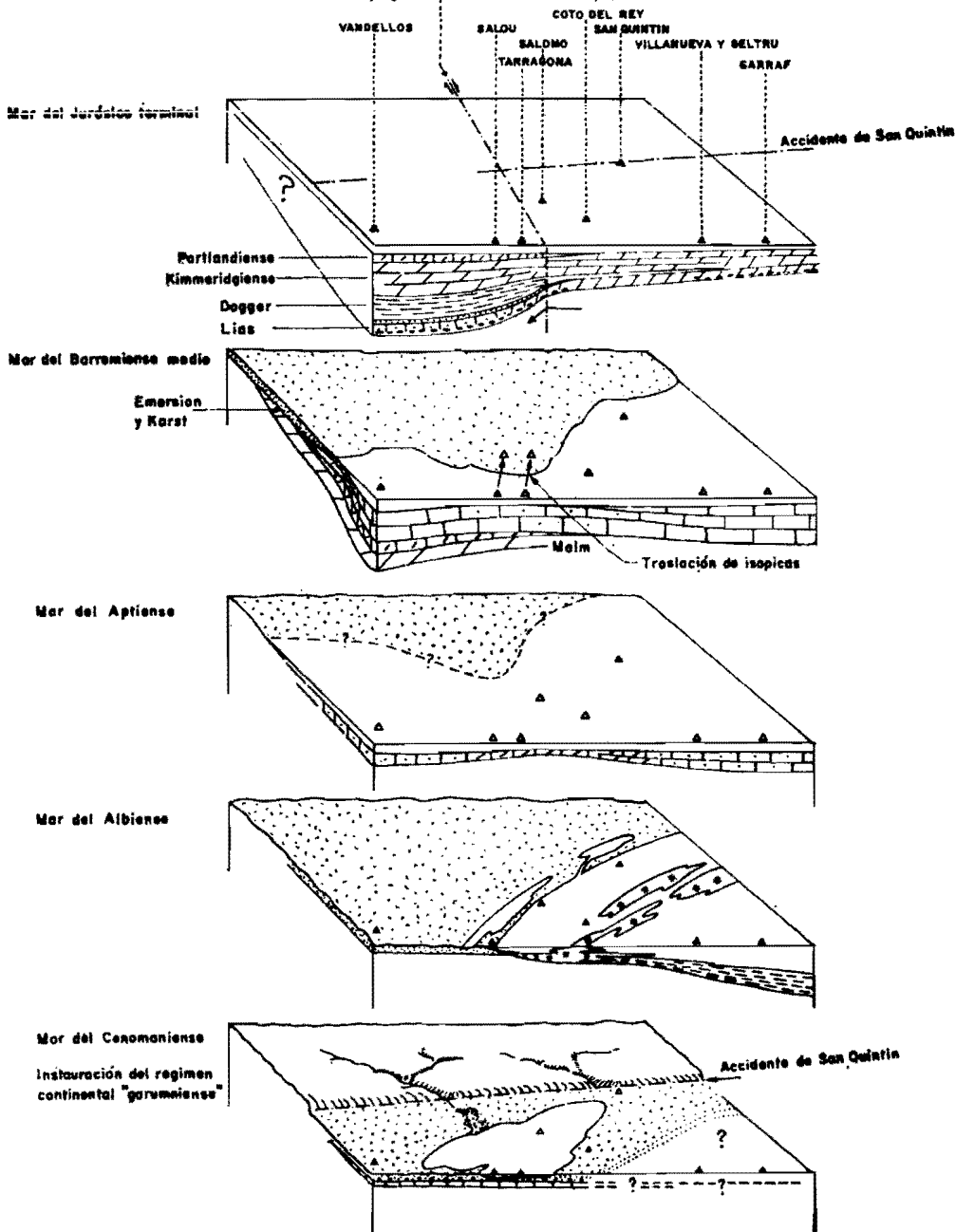
La penillanura fini-hercínica se ve invadida por los depósitos laguno-continuales del Buntsandstein; estas facies detríticas sufren notables cambios de espesor a lo largo de la cordillera prelitoral: estos cambios son, sin duda alguna, motivados por el propio carácter fluvio-torrencial de la sedimentación y por los paleorrelieves de la penillanura, a la que fosilizan.

En el Muschelkalk se produce la primera invasión marina mesozoica; la transgresión es muy rápida y aunque sus depósitos están francamente dolomitizados, podemos pensar en el establecimiento de una plataforma de agua poco profunda y muy salada, donde ciertas secuencias oolíticas indicarían medios agitados. A esta plataforma llegarían las conchas flotantes de ciertos Ammonoideos.

No existen argumentos que permitan situar el máximo transgresivo de este Muschelkalk Inferior. Pensamos en unas condiciones muy estables, rotas brutalmente por la regresión que representan los depósitos equivalentes al Anhydritgruppe alemán (C. VIRGILI) del Muschelkalk Medio. Estas facies rojas, constituidas por areniscas, con ripple-marks, arcillitas y yesos, nos llevan al establecimiento de mares muy cerrados poco profundos y supersalados que reciben constantes aportes del país hercínico aún emergido. El Anhydritgruppe termina bruscamente, invadido por un nuevo impulso transgresivo del que son testigo las facies dolomíticas del Muschelkalk Superior; se instaura entonces una nueva plataforma marina equiva-

ESQUEMA DE EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA MESOZOICA

Probable "hingeline" jurásica, futura accidente
 Esplugas-Punto de la Mora (Ria Gayó)



lente del Langobardiense (C. VIRGILI), que poco a poco aparece más comunicada con el mar abierto, ya que depósitos lagunares indican un paso progresivo a la regresión del Keuper.

Las facies del Keuper pasan progresivamente de barros dolomíticos, depositados en un medio muy tranquilo, a los yesos y arcillitas rojas que coronan la formación y que ocasionalmente han sido conservados de la erosión paleocena.

Los límites del mar triásico son realmente una incógnita, pues aunque en la cuenca del Ebro los sondeos petroleros han encontrado una sedimentación triásica muy reducida e incluso ausente, no está aún decidido si se trata de una laguna estratigráfica o erosional.

Tras el doble ciclo sedimentario del Triás, comienza uno nuevo con la rápida transgresión de Lías basal, con facies de alta energía (brechas) y calcarenitas de plataforma muy somera. Toda la sedimentación del Jurásico Inferior está instalada en esta plataforma, muy somera e intensamente agitada, al menos a partir del meridiano de Hospitalet del Infante hacia el E.

A partir del Toarciense comienza una etapa regresiva puesta en evidencia por las facies salobres con Ostrácodos y Gasterópodos, así como con material detrítico terrígeno greso-micáceo de procedencia quizá meridional (emersión del Macizo Catalán, que alimentó en cuarzos de gran tamaño al Lías de Mallorca). Esta etapa culmina en el Aalenense con el hard-ground de Vandellós, provisto de granalla limonítica, oolitos ferruginosos y numerosa macrofauna totalmente ferruginizada, en especial Ostreidos y tubos de Gusanos arenícolas. ¿Significa realmente una emersión?

Esta época fini-liásica marca el fin de las plataformas estables y uniformemente horizontales, comenzando ya una auténtica diferenciación de medios marinos. Las cuencas comienzan a individualizarse y, a la vez, se reducen las áreas invadidas por el mar.

Una súbita subsidencia de la cuenca es puesta en evidencia por las facies del Dogger con *Cancellorhynchus*, Radiolarios y Ammonites extendidas desde Tarragona a Vandellós, acentuándose el espesor de esta serie en dirección a la desembocadura del Ebro.

Esta cuenca, abierta al río Ebro, sufre un importantísimo bisel y una profunda dolomitización a partir del Umbral de Bonastre-Salomo. Interpretamos que este alto fondo corresponde al «hingeline» del mar jurásico, y que a *grosso modo* se identifica con una antigua zona de debilidad; falla de zócalo que posteriormente jugará un importante papel. Es la línea por la que corre la fractura de transformación Esplugu-Río Gayá (Punta de la Mora).

Se establece entonces un mar abierto hacia el SO. y un mar poco profundo hacia el NE., con posibles riberas en el Alto de Barcelona-Montseny. En esta plataforma la dolomitización puede no sólo haber afectado a las facies oolíticas y recifales de Montmell, equivalentes de un Dogger de plataforma, sino a auténticas facies Purbeck, presentes desde el Jurásico Me-

dio a Superior al E. de la zona de articulación de la plataforma y como consecuencia de la constitución de un lagoon o fondo de golfo, que estaría limitado por los macizos emergidos del Ebro, Montseny y Catalán; este último entre el litoral actual y el archipiélago balear.

Así, pues, al E. del «hingeline», entre el Triás y el Valanginiense, existe una serie completamente dolomitizada correspondiente a un depósito comprensivo sobre una plataforma estable, cuyas condiciones batimétricas han perdurado durante todo el Jurásico.

La escasez, dispersión y distribución de los afloramientos dolomíticos de este bisel sedimentario, hace imposible obtener datos precisos que permitan trazar isólicas y progresivas líneas de costa. De todas formas, es muy posible que toda la serie jurásica de Vandellós esté representada en el Garraf, ya que parece muy difícil bascular en un sentido durante el Malm y en el opuesto durante el Neocomiense, esto suponiendo que el Kimmeridgiense represente un depósito regresivo (Hoja de Tarragona). Lo cierto es que, tras el posible hiatus Calloviense Superior-Oxfordiense, y un Kimmeridgiense, al menos en el techo regresivo, el Portlandiense evidencia un mar de circulación restringida y escaso fondo, claramente regresivo, régimen que discurrirá sin hiatus alguno durante todo el Neocomiense.

Idéntico fenómeno de reducción progresiva de la profundidad del mar, pero no regresión que deje zonas emergidas, parece ocurrir en el Garraf, pues no existen discontinuidades o hiatus ni dentro de la serie dolomítica, ni entre ella y el Valanginiense.

¿Alcanzó la regresión del Malm al Garraf? Es posible que sí, pero dejando desde el «hingeline» un golfo escasamente aireado y comunicado con el mar abierto, situación que perduraría hasta el Aptiense.

En dirección NO. la cuenca se acuñaría siguiendo las directrices marcadas durante el Triás; insistiendo de nuevo en la posible laguna erosiva que haga sobrevalorar a la sedimentaria.

Con el Berriasiense quizá incluido en el bisel, la sedimentación cretácica es continua con el ciclo sedimentario jurásico en las facies Purbeck de Valanginiense y Barremiense. Ya indicamos con anterioridad la posible existencia de una laguna sedimentaria general durante el Hauteriviense.

Es notable la gran reducción que sufre la cuenca marina durante todo el Cretácico, pues ni aun las transgresiones de edad aptiense y cenomaniense llegan a alcanzar los antiguos límites jurásicos; es muy posible, además, que los límites del mar cretácico no llegasen a sobrepasar la línea marcada por el accidente de San Quintín.

Esta reducción del dominio marino implica una variación neta en el trazado de las isólicas, que en líneas generales son NE.-SO., quedando un gran país casi continuamente emergido, país del que destaca poderosamente la silueta de un cabo que constituyó el llamado Umbral de Tarragona-Bonastre.

La cuenca continúa en el Garraf prácticamente aislada, aunque un mar abierto no muy lejano la invade esporádicamente.

En la cuenca de Vandellos, en el Barremiense, empieza a manifestarse el auténtico ciclo cretácico, con la existencia de un hard-ground intrabarremiense en la carretera del Perelló y por un fuerte ciclo erosivo sobre Salou-Tarragona (la situación actual de este afloramiento debe ser en las reconstrucciones paleogeográficas, trasladada unos kilómetros al Norte), donde una auténtica facies Weald separa el Dogger Terminal o Kimmeridgiense dolomítico del Barremiense Superior.

Al Garraf, el frente transgresivo llega en el Aptiense Inferior, que aún conserva recurrencias salobres, y no existe la certeza de una facies Weald, pero sí un posible equivalente en los dos niveles de margas ocreas que invariablemente separan Barremiense y Aptiense.

En un mar epinerítico a nerítico discurre la sedimentación Aptiense; llegándose a una profunda diferenciación batimétrica durante el Albiense, diferenciación de un surco profundo que implica una regresión general sincrónica. Nosotros mantenemos una isocronía más o menos perfecta entre las facies laguno-continuales de plataforma y pelágicas de esta edad.

La regresión general en el Albiense Superior se pone en evidencia incluso en las zonas profundas de la cuenca, con el paquete pararecifal superior, de neto carácter regresivo sobre las margas con Ammonites.

Una rápida ola transgresiva llegó en el Cenomaniense; su instauración fue muy breve, ya que depósitos laguno-continuales de facies garumniense han sido datados como Cenomaniense Superior. El alcance de esta nueva invasión marina es imposible de definir, pues sus afloramientos actuales están reducidos a la región de Tarragona-Bonastre.

Es indudable que una emersión general afecta a toda la región hasta el momento de la transgresión ilerdiense, procedente de la cuenca del Ebro.

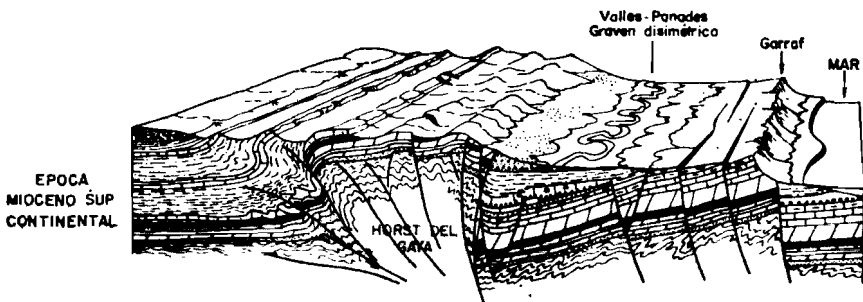
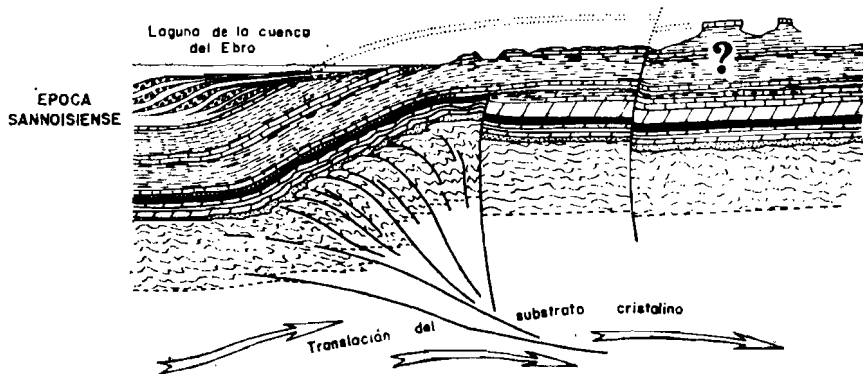
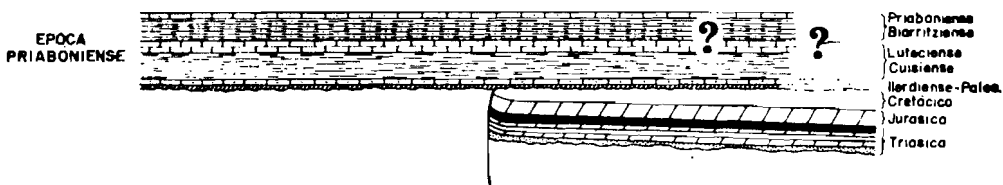
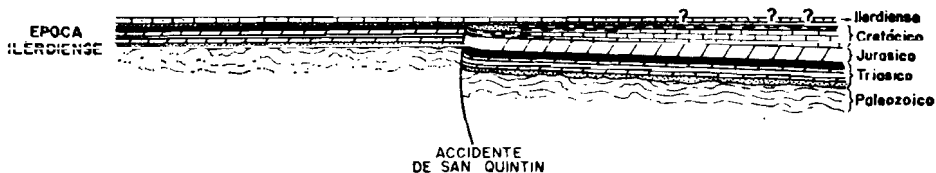
Durante esta emersión el país es intensamente trabajado y climas apropiados permiten los depósitos de bauxitas en un paleosuelo con extensión vertical, al menos desde el Cenomaniense Superior hasta el Ilerdiense. Para muchas zonas, donde no llegó la transgresión Cenomaniense, su origen puede buscarse en la gran regresión Albiense.

Ciertos niveles de este paleosuelo, areniscas con *Microcodium*, *Miliólidos* y *Bulimus* pueden representar las áreas parcialmente inundadas, premonitoras del gran impulso transgresivo procedente de la Cuenca Terciaria del Ebro.

La transgresión ilerdiense realizada sobre una plataforma cubierta por una costra laterítica es muy rápida y de escasa duración, pues tras un Ilerdiense pararecifal y poco potente se desarrollan las facies continentales del conjunto Cuisiense-Luteciense.

Hemos de pensar que la potente serie marina Biarritzliense y Priabonienense que se encuentra en la próxima Hoja de Montblanch pasó con mucho

REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y ESTRUCTURAL DURANTE EL TERCIARIO



a: Panadés, pues los 1.400 m. de serie eocena no pueden biselarse de una forma tan brutal. Es decir, no es muy arriesgado pensar que los límites del mar eoceno llegaron al actual Mediterráneo.

En las zonas donde aflora esta serie marina, yace bajo las facies conglomeráticas de edad sannoisiense, que constituyen un conjunto en discordancia progresiva. Observando la distribución de los enormes lentejones de conglomerado y su edad, se aprecia perfectamente su situación preferencial en las líneas donde las fallas de desgarre con dirección hercínica han sido señaladas, siendo los conglomerados progresivamente más jóvenes al desplazarnos al SO. (Montserrat-Barbará-Espluga).

Interpretamos como síntesis de estos fenómenos que el gran Horst Prelitoral está surgiendo como una estructura activa merced a la traslación del zócalo profundo de la Cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo. Este resurgir comienza en el Pirineo y se va trasladando hacia el SO.; los abruptos relieves formados son activamente trabajados, creándose así los enormes conos de conglomerados que jalonan todo el accidente.

Esta interpretación sugiere que los límites de la sedimentación oligocena no debieron sobrepasar en mucho el Horst Prelitoral y que estos sedimentos laguno-continentales alcanzan un espesor anómalo en un surco cobijado por la gran estructura que está levantándose y ligado a ella en una estrecha relación causa a efecto.

Por desgracia, esta precisión cronológica no es posible definirla al estudiar el fenómeno idéntico que provocó el levantamiento y la fuerte estructuración del Macizo de Bonastre y su Arco Periférico. Es lógico pensar en una época más tardía, quizá intramiocénica (Memoria Hojas Valls y Tarragona).

En el capítulo de tectónica hablamos ya de cómo conciliar una tectónica por compresión con una de distensión (esquema de MIGLIORNI); pues bien, esta importantísima etapa de fracturación inicia la subsidencia y basculamiento de bloques que va a originar la cuenca abierta por la que penetró el mar mioceno y que al parecer no sobrepasó las líneas de hundimiento que limitan la cuenca actual por el Norte.

Esta etapa morfogenética es, pues, decisiva, y prácticamente la morfología actual sería muy parecida. Signifiquemos que el Garraf fue realmente sumergido, al menos en el Mioceno Superior, ya que son claros los fenómenos de sobreimposición de los ríos Foix y Gayá y los de compactación diferencial que afectan a las facies recifales; para ambos fenómenos son necesarios una carga de sedimentos.

Este segundo hecho implica por su parte que al menos constituyó un enorme alto fondo sobre el que se desarrolló un magnífico cinturón arrecifal.

La falta de sedimentos reconocidos entre el Oligoceno y el Tortoniense

Superior nos sumerge en una completa indeterminación a la hora de pretender una continuidad absoluta en nuestra evolución paleogeográfica. Podríamos, sin embargo, esbozar la posible presencia en las áreas de máxima subsidencia (líneas de hundimiento que limitan la cuenca neógena por el Norte) de una sedimentación laguno-continental e incluso marina de edad Mioceno Inferior y Medio. Esta sedimentación podría ser equivalente al ciclo basal con carácter continental que yace bajo la transgresión marina de edad Tortoniense Superior.

Sobre un fondo muy accidentado, con paleorrelieves acusados ya existentes o generados sincrónicamente con la sedimentación, el mar del Tortoniense invade la fosa disimétrica del Panadés, al parecer con penetración procedente del SO. Este mar de poca profundidad, muy móvil y profundamente influenciado por condiciones paleogeográficas, origina una sedimentación en la que a una misma isócrona corresponden varias isópicas.

A partir de la que hemos llamado Dorsal del Panadés, las influencias continentales son mucho más manifiestas y parecen abrirse como un abanico que tuviese su vértice en la región de San Sadurní de Noya.

A primera vista es casi indudable la existencia de una cresta tectónica (Dorsal del Panadés) que funcionaba como umbral y diferenciaba dos dominios:

- Uno, Alto Panadés, muy afectado por influencias continentales, muy cerrado.
- Otro, Bajo Panadés, más libre, un mar poco profundo, pero abierto.

Por otra parte, las facies de golfo cerrado, estuario, perideltaicas e incluso francamente continentales, se suceden en la serie miocena; llegando a concebir esta región como un profundo estuario o fiordo que recibiría un intenso drenaje del continente. ¿Delta Mioceno del río Noya?

El ciclo mioceno culmina en una regresión general, y es entonces cuando depósitos fluvio-torrenciales se instalan en las zonas de mayor subsidencia. Un amplio valle fluvial se desarrollaría pegado al gran escarpe, y son estas condiciones ambientales precisas las que permiten el desarrollo de una completa fauna de vertebrados terrestres; las mismas comenzarían en el Vindoboniense Superior, acentuándose progresivamente hasta el Pontiense.

Hemos de advertir que en toda la reconstrucción paleogeográfica estamos profundamente influenciados por el litoral Mediterráneo; es decir, por la estrecha faja SO.-NE., donde están distribuidos los afloramientos. Esta continua distribución acaba por polarizar nuestra interpretación en direcciones costero-catalanas, y realmente esto puede ser muy lejos de la realidad. En efecto, intentamos reconstituir la paleogeografía de un gran dominio sedimentario, apoyándonos exclusivamente en las facies más litorales.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

No existe, dentro de la región, explotación minera alguna, pero sí gran profusión de canteras, con aplicaciones y procedencias muy variadas:

- Piedras para obras públicas de las calizas infracretácicas.
- Margas albienses para la industria cementera.
- Cales, blancos y fundentes para el cemento son extraídos de las facies recifales miocenas.
- Arcillas cerámicas del Mioceno marino y sillería de las facies costeras.

La mayor importancia económica recae, sin duda alguna, en la industria cementera (Monjos) y explotaciones del carbonato miocénico.

Las posibilidades de producción de cualquier tipo de producto son prácticamente ilimitadas.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Constituye un grave problema, pues los abastecimientos en agua del litoral son en general deficitarios y de escasa calidad.

La intrusión marina es poco avanzada, pero en algunas regiones empieza a tomar carta de personalidad (Calafell y Sitges).

La contaminación industrial de los ríos Foix y riera de Vilafranca presentan índices elevados, sobre todo en esta última, habiéndose iniciado ya la contaminación de los acuíferos mesozoicos.

El nivel estático regional es sensiblemente coincidente con el Mediterráneo, al cual drena todo el macizo de Garraf mediante un aparato kárstico muy desarrollado y poco conocido (La Falconera, Aigua Dolça).

Las permeabilidades son en general muy bajas, como lo demuestra la innumerable cantidad de pozos perforados con caudales inferiores a los 15 litros/segundo. Sólo cuando por pura casualidad se acierta con los canales de circulación kársticos, los caudales son elevados (Canyelles).

Desde el punto de vista de una explotación intensiva, el Macizo de Garraf significa, sin duda alguna, una unidad hidrogeológica a tener en cuenta, ya que es muy posible que por sí solo pudiese resolver el abastecimiento de todo el litoral. A pesar de su congénito problema de permeabilidad, creemos debía merecer atención especial.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALMERA, J. [1891].—«Ojeada sobre el pasado y presente de las Costas de Garraf.» *Crón. Cientif.*, t. XVI, n.º 324, pp. 161-166, Barcelona.
- [1895].—«Etude stratigraphique du massif crétacé du littoral de la province de Barcelona.» *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. 23, pp. 564-571, París.
- [1897].—«Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región segunda o del río Noya al Mar. Esc. 1:40.000.» Barcelona.
- [1897].—«Reconocimiento de la presencia del primer piso mediterráneo en el Panadés.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, t. I, pp. 349-394, 6 figuras, Barcelona.
- [1898].—«Compte-rendu de l'excursion de jeudi 6 oct. à Castelldefels et Costas de Garraf.» *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXVI, pp. 801-812, 2 figuras, París [trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXVII, pp. 238-250, 2 figs., Madrid, 1903].
- [1900].—«Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región tercera o del río Foix a La Lacuna. Esc. 1:40.000.» Barcelona.
- [1907].—«Un reconocimiento de los terrenos terciarios de las comarcas occidentales bañadas por el Mediterráneo.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, 3.^a ep., v. 6, n.º 11, pp. 135-140, Barcelona.
- ALMERA, J., y BOFILL, A. [1884].—«Moluscos fósiles de los terciarios superiores de Cataluña.» *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XI, pp. 81-157, 5 láminas, Madrid.
- [1885].—«Moluscos fósiles de los terrenos terciarios superiores de Cataluña.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, 2.^a ep., t. II, n.º 30, pp. 17-45, 2 láms., Barcelona.
- [1897].—«Fauna salobre tortoniense de Villanueva y Geltrú.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, t. III, n.º 1, pp. 1-16, 2 láms., Barcelona.
- [1897].—«Monografía de las especies del género *Pecten* del Burdigaliense Superior y de una *Lucina* del Helveciense de las provincias de Barcelona y Tarragona.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, t. I, n.º 20, páginas 395-408, 8 láms., Barcelona.
- ANGELIS D'OSSAT, G. de [1895].—«Los primeros Antozoos y Briozoos miocénicos recogidos en Cataluña.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, 3.^a ep., t. III, n.º 4, pp. 1-31, Barcelona.
- [1905].—«Coralli del Cretacico Inferiore della Catalogna.» *Palaeont. Itál.*, v. XI, pp. 169-252, 2 figs., 3 láms., Pisa.
- ASHAUER, R., y TEICHMÜLLER [1935].—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens.» *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen. Math-Phys.*, KI, III F., H. 16, pp. 16-98, 48 figs., 3 láms., Berlín. (Trad. J. María Ríos,

- Publ. Extranj. Geol. España*, t. III, pp. 7-102, 48 figs., 7 láms., mapa y cort., Madrid, 1945.)
- BATALLER, J. R. (1947).—«Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España. I. Thallophyta; II. Protozoa; III. Coelenterata Porifera; IV. Coelenterata Cnidaria; V. Echinodermata; VI. Vermes, y VII. Molluscoidea.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, v. XXVIII, pp. 279-484, 238 figs., Barcelona.
- (1949).—«Las investigaciones paleontológicas en la Real Academia de Ciencias.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, t. XXX, n.º 5, pp. 135-153, Barcelona.
- (1961).—«Geología cara al mar.» *Miscel. Ianea Fontseré*, pp. 67-75, 8 fotografías, f. t., Barcelona, Ed. G. Gill.
- BATALLER CALATAYUD, J. R. (1962).—«Los cefalópodos del macizo cretácico de Garraf (Barcelona).» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, 3.ª ep., v. XXXIV, pp. 177-210, 8 láms. f. t., 3 figs., 1 tabla, Barcelona.
- BAUZA, F. (1876).—«Reseña de las provincias de Tarragona y Lérida.» *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. III, pp. 115-123, Madrid.
- CALZADA BADIA, S. (1969).—«Litoestratigrafía y paleontología de unas arenas del Mioceno de Sant Pere de Ribes (Garraf, Barcelona).» *Acta. Geol. Hisp.*, t. IV, pp. 29-54, 4 figs., Barcelona.
- CAREZ, I. (1881).—«Etude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne.» París, *Libr. F. Savy*, 1881, 327 p., 72 figs., 8 láms.
- COMISARIA DE AGUAS DEL PIRINEO ORIENTAL, SERVICIO GEOLOGICO DE OBRAS PUBLICAS (1970).—«Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental. Zona I. Informe Garraf-Panadés-Gayá.» Barcelona, 1970.
- COQUAND, A. (1865).—«Monographie paléontologique de l'étage aptien de l'Espagne.» *Mém. Soc. Emulation de la Provence*, t. III, 221 pp., atlas, Marseille.
- CHEVALIER, J. P. (1961).—«Recherches sur les Madréporaires et les formations miocènes de la Méditerranée occidentale.» *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n. s., t. XL, n.º 93, 562 p., 202 figs., 1 vol. atlas, 26 láms., figs. 37-199, París.
- DEPERET, Ch. (1898).—«Observations sur les terrains néogènes de la région de Barcelone.» *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3ª sér., t. XXVI, pp. 853-858, París. (Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXVII, pp. 306-311, Madrid, 1903.)
- FAURA Y SANS, M. (1922).—«Explicació de la fulla, n.º 34. Villafranca del Panadés, Barcelona.» *Serv. Mapa Geol. Cat.*, 95 p., 46 figs.
- (1923).—«Explicació de la fulla n.º 39, Villanueva y Geltrú, Barcelona.» *Serv. Geol. Cat.*, 109 p., 50 figs., 1 mapa esc. 1:100.000.
- FAURA Y SANS, M., y CANU, F. (1916).—«Sur les Briozzoaires des terrains tertiaires de Catalogne.» *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. II, pp. 59-190, 21 figuras, láms. I-IX, Barcelona.
- FERRER, J. (1966).—«Observaciones micropaleontológicas del macizo cretá-

- cico de Garraf [Barcelona].» *Acta. Geol. Hisp.*, t. I, n.º 2, pp. 7-14, 2 cortos., 1 col. estr., 1 mapa, 19 fots., Barcelona.
- FONTBOTE, J. M. (1954).—«Sobre la evolución tectónica de la Depresión del Vallés-Panadés.» *Arrahona*, 37 p., 6 figs., Sabadell.
- (1956).—«Tectónica comparada de las Depresiones del Vallés-Panadés y de Calatayud-Teruel. Resumen.» *Curs. y Conf. Inst. «Lucas Mallada»*, fascículo III, pp. 123-130, Madrid.
- GIRESSE, P. (1970).—«Les limites de la province sédimentaire littorale du Delta de Llobregat.» *Cahiers Océanogr.*, t. XXII, pp. 581-612, 9 figs., París.
- HERENGER, L. (1944).—«Nouveau genre d'éponge siliceuse fossile et remarques sur la classification des Hexactinellides.» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 218, París.
- (1945).—«Nouvelle étude des spongiaires du Crétacé Inférieur et Supérieur d'Espagne.» *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n.º 13, p. 169, París.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1930).—«Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja n.º 420: San Baudilio de Llobregat.» *Madrid*, 119 p., 21 láms., 1 hoja cort. f. t., 1 mapa geol. f. t.
- (1932).—«Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja n.º 448: Gavá.» *Madrid*, 39 p., 10 láms., 3 hojas cort. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- (1933).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja n.º 473: Tarragona.» *Madrid*, 71 p., 3 figs., 13 láms. fot., 2 láms. cort., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- (1952).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja n.º 447: Villanueva y Geltrú.» *Madrid*, 60 p., 2 figs., XI láms., 17 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- LAMBERT, J. (1906).—«Description des Echinides fossiles de la province de Barcelone.» *Mém. Soc. Géol. Fr. Paléont.*, n.º 24, 128 p., 3 figs., 9 láms., París.
- (1927).—«Révision des Echinides fossiles de la Catalogne.» *Mem. Mus. Cienc. Nat. Barcelona*, Ser. Geol., v. I, n.º 1, 102 p., 10 figs., 4 láms., Barcelona.
- (1933).—«Supplément à la révision des Echinides fossiles de la Catalogne.» *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXIII, pp. 183-195, 2 figs., 1 lám., Barcelona.
- LLAMAS MADURGA, M. R., y DOMENECH ARNAU, J. (1967).—«Study of seepage from a reservoir situated on Calcareous Land.» *Intern. Assoc. of Hydrol.*, Congr. Istanbul, Mem., t. 8, pp. 207-216, 8 figs., Estambul.
- (1969).—«Estudio de las filtraciones del embalse de Foix y la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas para el abastecimiento y riego de la franja costera de Calafell a Sitges.» *Doc. Invest. Hidrol.* (Supl. de «Agua»), n.º 5, pp. 157-169, 9 figs., Barcelona.
- LLOPIS LLADO, N. (1943).—«Estudio tectomorfológico de la depresión prelitoral catalana.» *Est. Geogr.*, año IV, n.º 10, pp. 31-111, 17 figs., 6 láms., 1 cuad., Madrid.

- LLOPIS LLADO, N. (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides.» Barcelona, C. S. I. C., *Inst. «Lucas Mallada»*, 372 p., 40 figs., 18 láms., 22 láms. fot.
- LLORENS, T. (1919-20).—«Els minerals de Catalunya.» *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. V, pp. 129-357, 37 figs., Barcelona.
- MALLADA, L. (1889).—«Reconocimiento geográfico-geológico de la provincia de Tarragona.» *Bol. Com. Mapa Geol. España*, v. XVI, pp. 1-175, 7 figs., mapa geol., Madrid.
- MARCET Y RIBA, J. (1932).—«Antigues platges marines fossilífères a la costa catalana.» *Treb. Mus. Cienc. Nat. de Barcelona*, t. VIII, n.º 2, pp. 1-7, Barcelona.
- MAURETA, J., y THOS CODINA, S. (1881).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona.» *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. IX, XII, 378 p., 44 figs., 11 láms., Madrid.
- MONTORIOL POUS, J. (1950).—«Estudio geoespeleológico de dos simas en el macizo de Garraf (Barcelona).» *Speleon*, t. I, n.º 1, pp. 39-53, 3 figs., Oviedo.
- (1950).—«El Campo de Dolinas del Pla del Campgrás (Macizo de Garraf, Barcelona).» *Speleon*, t. I, n.º 2, pp. 23-39, 5 figs., Oviedo.
- (1950).—«Resultado de las observaciones espeleometeorológicas realizadas durante la exploración de la Sima de los Esquirols (Macizo de Garraf, Barcelona).» *Speleon*, t. I, n.º 3-4, pp. 177-186, 1 fig., Oviedo.
- (1950).—«Estudio geoespeleológico de la sima de la Ferla (Macizo de Garraf, Barcelona).» *Pirineos*, n.º 15-16, pp. 217-228, 1 fig., 2 láms. Zaragoza.
- (1951).—«Nueva sima en el macizo de Garraf.» *Speleon*, t. II, n.º 1, páginas 47-49, 1 fig., Oviedo.
- (1952).—«Estudio hidrogeológico del Fondo de les Terradelles (Macizo de Garraf, Barcelona).» *Speleon*, t. III, n.º 1-2, pp. 3-29, 7 figs., 2 láms., Oviedo.
- (1954).—«La hidrología cárstica del Pla de les Bases y sus relaciones con las de otras zonas del macizo de Garraf (Barcelona).» *Speleon*, t. V, n.º 1-2, pp. 55-104, 11 figs., láms. 5-6, Oviedo.
- (1966).—«Las resurgencias de las Costas de Garraf.» *Dritter Internationaler Kongress für Speläologie*, 1966, B. V., pp. 43-49, 2 figs., Viena.
- MONTORIOL POUS, J., y MUNTAN ENGBERG, L. (1968).—«Resultados de nuevas investigaciones sobre el karst del Plá de les Basses (Macizo de Garraf, Barcelona).» *Speleon*, t. XII, n.º 1-2, pp. 35-53, 5 figs., Oviedo.
- PORTA, J. de (1956).—«Bibliografía sobre el Cuaternario marino de las costas mediterráneas de España.» *Est. Geol.*, t. XII, n.º 31-32, pp. 301-325, Madrid.
- RAT, P. (1969).—«Sur les faciès du Crétacé Inférieur dans l'Est du domaine

- Pyrénéen.» *Act. V Congr. Intern. Est. Pir.*, Jaca-Pamplona, 1966, t. I, secc. 1, pp. 117-127, 1 esp., Zaragoza.
- SAINZ AMOR, E., y FONT ALTABA, M. (1968).—«Estudio de las arenas del litoral catalán. III Tramo Barcelona-Sitges.» *Anal. Edaf y Agrob.*, XXVII, pp. 477-491, 2 tabls., 2 figs., Madrid.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1927).—«Excursiones complementarias de las conferencias geológicas profesadas en la Escuela del Trabajo.» Barcelona, Impr. Casa Prov. Caridad, 1927, 23 p., 6 figs.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., y MARCET RIBA, J. (1928).—«Contribución al estudio de las terrazas del NE. de España.» *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXVIII, pp. 59-69, 14 cort., 5 láms., Barcelona.
- SCHRIEL, W. (1929).—«Der Geologische Bau der Katalonischen Küsten gebirge zwischen Ebromündung und Ampurdán.» *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, B. 14, n.º 1, pp. 62-141, 29 figs., 11 láms., Berlín. [Trad. M. San Miguel de la Cámara, *Publ. Alem. Geol. Esp.*, t. I, pp. 103-168, 20 figs., 1 mapa, 1 lám. cort. geol., 9 láms. fot., Madrid, 1942.]
- SOLE SABARIS, L. (1951).—«Las aguas subterráneas del Llano de Sitges (Provincia de Barcelona).» *Speleon*, año II, pp. 81-100, 3 figs., Oviedo.
- (1962).—«Le quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique.» *Quaternaria*, v. VI, pp. 309-342, 11 figs., Roma.
- (1964).—«Ciclo de geología práctica sobre los alrededores de Barcelona.» Madrid, *Dir. Gen. Enseñanza Media*, 136 p., 30 figs., 1 lám. fot.
- (1972).—«Mapa geológico de España esc. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente, n.º 34: Hospitalet.» Madrid, *Inst. Geol. y Min. de Esp.*, 38 p., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- TRUYOLS, J., y CRUSAFONT, M. (1951).—«Caracterización de un sistema de cuñas marinas en el Mioceno del Panadés.» *Est. Geol.*, n.º 14, t. VII, pp. 443-454, 2 figs., Madrid.
- TRUYOLS SANTONJA, J. (1947).—«Sobre la Paleontología del Mioceno marino de la Depresión del Vallés. La colección fosilífera del Museo.» «Museo de la Ciudad de Sabadell», v. III, pp. 43-56, Sabadell.
- VEZIAN, A. (1856).—«Mollusques et zoophites des terrains Nummulitique et Tertiaire marins de la province de Barcelona.» Montpellier, J. Martel, Impr., 54 p.
- (1856).—«Du terrain postpyrénéen des environs de Barcelone.» Montpellier, Ricard, Impr., 116 p., 1 lám.
- VILLALTA COMELLA, J. F. de, y ROSELL SANUY, J.—«Una formación turbosa risiense en el subsuelo de Vilanova y Geltrú.» *Mem. y Com. Inst. Jaime Almera*, 2.ª ser., t. I, pp. 93-108, Barcelona.
- VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de los Catalánides.» *Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.*, t. LXIX, 858 p., 96 figs., 17 láms., Madrid.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA