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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

IGME

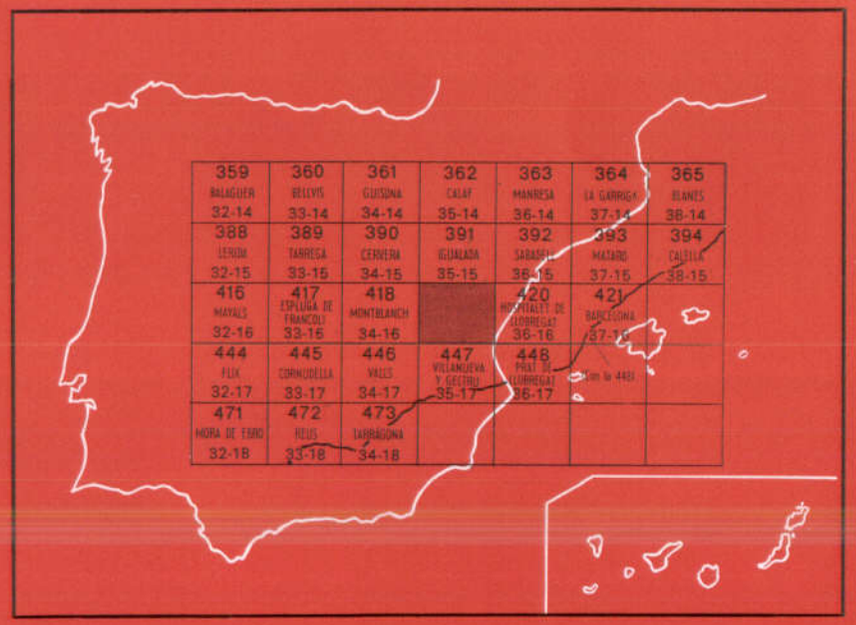
419
35-16

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VILLAFRANCA DEL PANADES

Primera edición - Segunda serie



Advertencia para las Hojas de:

VALLS
VILLANUEVA Y GELTRU
TARRAGONA
VILLAFRANCA DEL PANADES
MONTBLANCH

A la hora de imprimir esta Memoria y cuando ya lo han sido las correspondientes a las Hojas de VILLANUEVA Y GELTRU —TARRAGONA— VILLAFRANCA DEL PANADES y MONTBLANCH, hemos recibido las determinaciones específicas de Orbitolínidos enviados a M. MOULLADE y pertenecientes a las facies margosas que, con reservas, habíamos atribuido totalmente al Albiense en las cinco Hojas Geológicas arriba mencionadas.

Estas determinaciones muestran que el límite Aptiense-Albiense se encuentra dentro del paquete margoso, ya que:

Mesorbitolina parva
Mesorbitolina minuta
Sabaudia minuta
Trocholina infragranulata
Dorothia praeoxycona
Haplophragmoides sp.

representarían al Gargasiense.

Así pues, todas las reconstrucciones paleogeográficas expresadas en las citadas Memorias deben ser interpretadas con una cierta migración en el tiempo.

Agradecemos al I.G.M.E. la inclusión tardía de esta nota que subsana en parte el error cometido.

Los Autores.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VILLAFRANCA DEL PANADES

Primera edición - Segunda serie

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

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

AUTORES:

Geología de campo: Mauricio Benzaquen, Wenceslao Martínez y Alfonso Núñez.

Petrografía y Micropaleontología: Isabel Cabañas y J. J. Mennig.

CONSULTORES Y COLABORADORES:

Microfaunas mesozoicas: E. Fourcade. Institut de Lapparent, París.

Microfaunas cenozoicas: J. Ferrer. ESSO Production Research European Laboratories. BEGLES (Francia).—J. Ramírez del Pozo. CIEPSA (Vitoria).—E. Perconig. ADARO (Madrid).

Macropaleontología: R. Busnardo. Université LYON (Francia).

Bibliografía: L. Solé Sabarís. Universidad Barcelona.

SINTESIS Y DIRECCION POR FINA IBERICA:

Ivan Guigon.

Los trabajos han sido realizados durante el primer semestre del año 1972.

Depósito Legal: M-12.730-1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Tres unidades geográficas constituyen la totalidad del marco abarcado por la Hoja «Villafranca del Panadés»:

1. En dirección SO.-NE., con un paralelismo acusado, dominan el ángulo NO. los relieves de la Cordillera Prelitoral.
2. Una gran franja central que constituye la Depresión del Panadés.
3. Las primeras estribaciones de la Cordillera Litoral en su sector Puerto de Ordal-Vendrell que, como continuación del Macizo de Garraf, entran por el extremo SE.

De un modo general, los problemas geológicos planteados no han podido resolverse, marginándolos sólo a los límites geográficos que encuadra el mapa topográfico 1:50.000; de tal forma que nos hemos visto obligados a realizar cortes estratigráficos fuera de dichos límites, así que necesariamente hemos de incluir en esta Memoria explicativa términos geográficos que no están en el territorio comprendido por ella. El planteamiento estratigráfico, tectónico y paleogeográfico será, pues, tratado limitándonos lo más posible al perímetro de la Hoja, pero integrando ésta es un conocimiento regional que es imprescindible para el bien comprender y resolver la mayor parte de las interrogantes.

Tres etapas primordiales han llevado a la realización del proyecto:

Una primera litoestratigráfica con cortes de terreno muestreados cada cinco metros, muestreo intensificado en los niveles *a priori* más significativos; definiendo de esta forma las unidades litológicas que admitían una cartografía normal.

Una segunda etapa puramente cartográfica en la que hemos tratado de resaltar los rasgos estructurales y paleogeográficos.

Finalmente, hemos introducido los resultados estratigráficos y abocado a la síntesis paleogeográfica y paleoestructural del proyecto tratándolo dentro del ámbito de las Cordilleras Costeras catalanas.

Como siempre ocurre, no todo queda resuelto: interesantes cuestiones quedan en el aire. Las hipótesis sobre ellas planteadas abren un camino a seguir y otros vendrán a dar el toque final.

Relación de documentos depositados en el informe complementario:

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

Mioceno:

— Torrelles de Foix.
— San Sardurní de Noya.
— Las Masucas (*).
— Villovi.
— Mirador de las Cavas.

Eoceno:

— Pontils (*).
— Pontons-R. Bonani.

Jurásico-Cretácico:

— Marmellá.
— Garraf (*).
— Sierra de Juncosa.
— Más Borrás (*).
— Pantano del Foix (*).
— Sierra de Vandellós (*).

(*) Fuera de la Hoja 1:50.000.

Triásico:

— San Quintín de Mediona.
— Fontrubi.
— Pontons-Bonani.

— Informe Macro y Micropaleontológico.
— Informe Sedimentológico y Correlaciones.
— Informe Petrológico.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 PALEOZOICO (PAL) INDIFERENCIADO

Espesor indeterminable.

En un aislado afloramiento al norte de San Quintín de Mediona, existe un reducido manchón formado por materiales eminentemente pizarrosos. Una atribución estratigráfica precisa es realmente imposible, tan sólo telecorrelaciones puramente litológicas con el distante Palezoico Catalán podrían dar cierto resultado.

Lo constituye una apretada y monótona serie de pizarras siltomicáceas gris-ceniciento a tonos verdosos, alteradas, cubiertas, con fuerte esquistosidad. Oxidos de hierro se instalan en los planos sedimentarios primarios y de esquistosidad. Escasísimas y en hiladas centimétricas se reconocen cuarcitas criptocristalinas teñidas igualmente por óxidos ferruginosos.

Son rocas criptocristalinas (con partículas tamaño limo) en las que destacan pequeños granos de cuarzo algo mayores, con formas más o menos lenticulares.

Esquistosidad de flujo incipiente, definida por el material micáceo que forma ángulos de 30 a 40° con la estratificación residual.

Composiciones mineralógicas con cuarzo y micas tipo sericita o illita, y como accesorios, óxidos ferruginosos y turmalinas.

Por su aspecto textural cabe considerarlas como pizarras epimetamórficas, de facies prehnita-pumpellyta a esquistos verdes.

2.2 MESOZOICO

Tres grandes unidades estructurales, constituidas por materiales mesozoicos predominantemente carbonatados, originan los relieves acusados que encierran la Depresión del Panadés, rellenada por los depósitos cenozoicos.

En estas distintas unidades se pone de manifiesto el carácter continuo de la sedimentación mesozoica a la vez que la rápida aceleración del proceso de diferenciación de las facies en el transcurso del tiempo.

El Trías parece afectado sólo por cambios de espesores.

La importante serie jurásica de la desembocadura del Ebro se reduce aquí a un bisel afectado por la dolomitización.

Durante el Cretácico se acusa la tendencia a la diferenciación batimétrica en el seno de la cuenca, con los consiguientes cambios laterales de facies, particularmente notables en el Albiense, donde se pasa de facies pelágicas a facies lagunares con influencias continentales.

2.2.1 **Triásico**

Representado de forma muy completa en el bloque del Gayá, está constituido por tres tramos característicos, cuya litoestratigrafía ha sido ampliamente estudiada por C. VIRGILI en numerosos trabajos, considerados como básicos. Unicamente por litofacies, y con referencia a dichos estudios, hemos dado su cronología.

2.2.1.1 *Buntsandstein* (TG_1)

Espesor medio de 50 m. (Sección tipo de Cabra del Campo.)

Serie detrítica roja con espesores variables tanto por laminaciones tectónicas como por áreas sedimentarias (posibles rellenos de surcos).

Constituido por conglomerados heterométricos, de elementos muy rodados de cuarzo filoniano, cuarcita y pizarras como accesorio; tamaño medio, 6 cm. Cemento calcáreo y numerosas inpregnaciones ferruginosas. Areniscas finas ferruginosas y micáceas, con cemento calcáreo (esparita). Ocasionalmente, las laminillas de mica están orientadas en una dirección predominante. La fracción silícea ocupa desde un 50 hasta un 90 por 100.

En el techo, arcillitas rojas, verdes y versicolores que constituyen sin duda un nivel de despegue importante de toda la cobertera calcárea superior.

2.2.1.2 *Muschelkalk* (TG_2)

Compuesto por dos tramos carbonatados marinos con un nivel rojo continental intermedio. El paso al Keuper es progresivo y difuso, ya que las condiciones lagunares comienzan en su techo.

Muschelkalk 1 (TG_{21})

Espesor medio, 70-90 m.

Constituido por calizas microcristalinas ligeramente arcillosas, ferruginosas y ocasionalmente bioclásticas y oolíticas. Los bioclastos corresponden a restos de Equinodermos, Lamelibranquios, Ostrácodos y Gasterópodos; la dolomitización es patente en casi todo el tramo.

Son frecuentes los niveles menos dolomitizados, llenos de Fucoides y la

presencia de cherts aislados o estratificados que definen el tramo. Secciones de Ammonoideos y Lamelibranquios son relativamente frecuentes hacia el techo de la formación.

El tamaño microcristalino a criptocristalino de los constituyentes esenciales, micrita y dolomita, son las características petrográficas más acusadas.

Su estratificación clara en bancos gruesos menores de 1 m., la pátina gris y el color azulado que presenta la fractura fresca, la hacen fácilmente reconocible del resto de los carbonatos mesozoicos a excepción hecha del Muschelkalk 3, del que realmente sólo podemos diferenciarla cuando las relaciones geométricas aparecen claramente.

Muschelkalk 2 (TG_{22})

Espesor variable entre 25 y 60 m., quizá con un máximo acusado en la Zona del Pla de Manlléu.

Formación detrítica roja, en todo semejante al Buntsandstein, salvo en la ausencia de conglomerados y la ocasional aparición de yesos fibrosos a alabastros.

Son, pues, areniscas finas con cemento calcáreo-ferruginoso (esparita), con micas y óxidos de hierro distribuidos puntualmente en los huecos dejados entre los granos de cuarzo, a tal punto que llegan a constituir una cementación efectiva de la roca. Margas arcillosas rojas muy siltosas y yesos distribuidos muy irregularmente hacen de este tramo una formación inconfundible.

Representa paleogeográficamente una regresión muy acusada en el Muschelkalk Medio y estructuralmente constituye un nivel «incompetente», causante de acusadas disarmonías y despegues de los horizontes carbonatados.

Muschelkalk 3 (TG_{23})

Potencia aproximada, 70-80 m.

Paso progresivo a las facies atribuidas al Keuper, por confinamiento del medio de sedimentación.

Constituido por dolomías finamente cristalinas y calizas dolomíticas con escasos bioclastos de Algas, Lamelibranquios y Equinodermos. Escasísimos niveles de Fucoides, oolitos y filamentos. El techo suele estar constituido por una barra dolomítica masiva de 30 m., sobre la que se instalan las facies finamente tableadas que contienen restos de peces; progresivamente se acentúa el carácter margoso de las dolomías y pasamos al Keuper.

El límite cartográfico representado en el mapa es puramente morfológico, e incluye en Muschelkalk las últimas facies dolomíticas tableadas que coronan la barra dolomítica formando cornisa.

Desde el punto de vista petrográfico es posible, en general, diferenciar

el Muschelkalk 3 del 1 por el tamaño de los constituyentes. En efecto, mientras el inferior es criptocristalino (micrita), el superior es esparítico y con cristales de dolomita de mayor tamaño, a la vez que afectado por una dolomitización más intensa que incluso llega a borrar los planos de estratificación.

2.2.1.3 *Keuper* (TG_3)

Espesor muy variable, debido al período erosivo anterior al depósito del Ilerdiense (Eoceno basal). En las áreas sinclinales llega a alcanzar los 100 metros.

Tan sólo, muy ocasionalmente, semejante a las facies típicas de yesos y arcillas versicolores; totalmente excluido del carácter diapírico.

Constituido por facies dolomíticas amarillentas finamente estratificadas que progresivamente se van cargando de arcilla hasta llegar a arcillitas amarillas; tan sólo en el techo de la formación aparecen yesos grises bien estratificados, pero realmente escasos y nunca abandonando el carácter dolomítico.

Morfológicamente corresponde a zonas blandas con ciertos relieves en cuesta de los tramos más dolomíticos.

Carente de cuarzos bipiramidales y resto alguno de fauna.

Una característica muy constante de toda la serie carbonotada triásica es la presencia de granos poco rodados de cuarzo que en ocasiones llegan a constituir hasta un 5 por 100 de la muestra.

2.2.2 **Jurásico (J) indiferenciado**

Espesor máximo, 150 m.

Está constituido por dolomías bréchicas o brechas poligénicas con cemento dolomítico, a veces carniolizadas, en las que se reconocen restos de Crinoides, Lamelibranquios y Globochaetes. Sobre éstas, una barra dolomítica de aspecto masivo a veces, y otras bien estratificado, en las que ocasionalmente aparecen fantasmas de oolitos e intraclastos. Estructuras finamente cristalinas o en gruesos romboedros se suceden en la serie.

Coloración negruzca, y a menudo fuerte olor a H_2S.

Esta formación ha sido bautizada con el nombre de «Peñas Negras» y corresponde, sin duda alguna, a una serie comprensiva.

La atribución estratigráfica de este conjunto dolomítico al Jurásico queda demostrada por su posición entre el Keuper y el Valanginiense Inferior; y sobre todo por el estudio detallado de las regiones del Cabo Salou y Tarragona. En ellas da prácticamente comienzo el fenómeno de dolomitización, permitiendo de esta forma observar el isocronismo entre las facies con Ammonites de edad Bajociense, Bathoniense y Calloviense y las dolomías de la formación Peñas Negras.

No obstante, no deja de plantear un problema estratigráfico importante, ya que la dolomitización secundaria que afecta al conjunto ha borrado todo vestigio de microfacies que podría permitir correlacionar niveles con el Jurásico sin dolomitizar, presente más al Oeste.

Fuera de los límites de esta Hoja han sido realizados numerosos cortes litoestratigráficos, entre otros los de Vandellós, Salou y Garraf, básicos en cuanto al planteamiento del problema. (Ver correlaciones en margen Hoja geológica y documentación complementaria.)

El corte de Vandellós pone de relieve la existencia de un ciclo transgresivo jurásico bien caracterizado, con una transgresión máxima durante el Dogger, siendo el espesor total del Jurásico de 450 m.

En la serie dolomítica comprensiva que aflora en la presente Hoja, no ha sido posible identificar los términos del ciclo jurásico, ni, por lo tanto, determinar cuáles son los términos estratigráficos representados y las reducciones de espesor o lagunas acaecidas.

Ya que no se ha observado, en el seno de esta formación, ninguna señal de emersión, ningún «hard ground», y dado que las calizas valanginienses aparecen en continuidad de sedimentación con los tramos infrayacentes, admitimos, hasta que se pruebe lo contrario, que la formación «Peñas Negras» representa la totalidad del Jurásico, en una zona de «shelf» próxima al límite de extensión de la cuenca jurásica, aunque sin aparición de material terrígeno.

2.2.3 **Cretácico**

En el sector oriental del macizo del Garraf, cuya prolongación ocupa el extremo SE. de la Hoja, se puede observar perfectamente el paso de la serie dolomitizada atribuida al Jurásico (Peñas Negras) al régimen salobre, tipo Purbeck, del Neocomiense.

Este traduce un medio de sedimentación confinado, de circulación restringida, con esporádicas comunicaciones con el mar abierto, cuyas faunas permiten la identificación del Valanginiense y del Barremiense, sin que se pueda caracterizar el Hauteriviense (*).

Este «litotopo» constituye un máximo regresivo y cierra en cierto modo el ciclo sedimentario jurásico, a la vez que marca el principio de un nuevo ciclo, el Cretácico.

Este nuevo ciclo, con su máximo transgresivo en el Albo-Aptiense, tiene su fin con la regresión marcada por la facies garumniense, cuya aparición se sitúa en el Cenomaniense (ver Hoja Tarragona).

(*) Lo mismo ocurre en gran parte del sur de Francia, donde parece haber laguna de sedimentación del Hauteriviense.

En la presente Hoja no queda ningún vestigio de sedimentos de edad Cretácica Superior.

La superficie erosionada sobre la cual descansa el conglomerado basal del Mioceno se establece, a lo más, sobre niveles del Albo-Cenomaniense; por lo tanto, no queda excluida la posibilidad de que hayan sido sedimentados niveles más jóvenes.

Resulta arriesgado, pues, pronunciarse sobre los límites de extensión del Cretácico Superior en ese sector.

2.2.3.1 *Valanginiense-Aptiense* (C_{12-15})

Espesor no superior a 30 m.

Calizas microcristalinas de tipo «lime-mud», calizas finamente cristalinas, graveloso-bioclásticas y finas calcarenitas.

Las facies Purbeck con Ostrácodos, Charáceas, Algas, Gasterópodos y escasos y mal desarrollados Miliólidos dominan la sedimentación.

Una débil incursión marina es constante en la cuenca y permite datar el Valanginiense Superior, merced a la asociación de:

Simplorbitolina milliani,
Pfenderina neocomiensis,
Pseudocyclammina lituus,
Pseudotextulariella salevensis,
Sabaudia minuta,
Cuneolinas primitivas,
Trocholina alpina,
Nautiloculina,
Choffatella,
Actinoporella y
Salpingoporella.

2.2.3.2 *Barremiense*

Espesor máximo, 120 m., en el Garraf.

Tras la probable laguna de sedimentación del Hauteriviense, comienza el Barremiense con idénticas facies Purbeck, interrumpidas por breves invasiones marinas, poco estables.

Macroscópica y petrográficamente no se distingue del Valanginiense; tan sólo la aparición de pequeñas conchas de Rudistas y la instauración progresiva de un régimen más marino pueden servir al geólogo de campo. Trazar un límite cartográfico, dada la intensa fracturación y la identidad lito y morfológica, es totalmente imposible.

Se caracteriza, faunísticamente, por la siguiente asociación:

Orbitolinopsis kiliani,

Orbitolinopsis cuvillieri,
Paracoskinolina sunnilandensis,
Cuneolina hensoni,
Trocholina,
Nautiloculina,
Choffatella,
y gran variedad de algas Dasycladáceas.

Valanginiense y Barremiense presentan un olor ligeramente fétido, un color azulado en fractura y una pátina blanca de superficie.

Petrográficamente son biomicritas y bioesparitas en su mayoría, correspondiendo las pasadas marinas a medios de más energía y, por tanto, a la aparición de graveles, intraclastos y bioclastos.

2.2.3.3 *Aptiense*

El espesor máximo puede pasar de los 70 m. en el Garraf. El régimen marino se instaura de un modo franco a partir del Aptiense.

Sobre el Barremiense aparecen dos niveles de margas, separados por una barra calcárea; el conjunto no excede los 15 m.

Este tramo es un auténtico nivel guía en toda la cuenca desde Bonastre a Garraf. Las margas ocres, amarillentas e incluso rojizas de este nivel han proporcionado escasísima fauna de Ostreidos, Sérpulas y tubos de Gusanos no característicos.

Pensamos que este nivel puede corresponderse con los niveles rojos, de facies «weald», del corte de Vandellós y del Cabo de Salou, niveles inmediatamente subyacentes a la fase transgresiva del Aptiense.

La existencia de una ligera discordancia en el paso Barremiense-Aptiense no debe ser excluida.

A partir de este momento se instala un régimen marino, reconociéndose aún en el Aptiense Inferior recurrencias salobres (tipo Purbeck). Este tramo está caracterizado por:

Palorbitolina lenticularis,
Choffatella decipiens, en asociación con:

Orbitolinopsis,
Sabaudia minuta,
Cuneolinas primitivas,
Trocholina,
Rectocyclammina,
Dasycladáceas y Charáceas,
Ostrácodos y Gasterópodos en las facies salobres,
Rudistas, Briozoarios y restos de Equinodermos son frecuentes.

Calizas bioclásticas, calcarenitas bioclásticas, intraclásticas y pseudoolí-

ticas muy finas hacen su aparición y alternan con las biomicritas gravelosas de las recurrencias menos aireadas.

El Aptiense Inferior no es individualizable en todas las transversales, habiéndolo limitado en algunos cortes como Barremo-Aptiense.

Los últimos 30 m. corresponden invariablemente al Aptiense Superior, caracterizado por la abundancia de:

Orbitolinas bien desarrolladas,
Mesorbitolina texana,
Nautiloculina,
Bacinella,
Miliólidos abundantes,
Rudistas,
Equinodermos,
y numerosa microfauna que invariablemente define un medio nerítico de plataforma.

La litología se caracteriza por los siguientes elementos: calcarenitas oolíticas con intraclastos y graveles, biogravelmicritas y calcirruditas bioclásticas con cemento de esparita. La estratificación en bancos gruesos, fractura clara, pérdida total del carácter fétido, abundancia de fauna, ausencia total de facies salobres y el dominio de las calcarenitas definen inequívocamente el Aptiense Superior.

Aunque en el campo el Aptiense es fácilmente separable del Valanginiense y Barremiense, su separación cartográfica hubiese sido una labor de meses, puesto que morfológicamente no se distinguen; la tectónica y la intensa vegetación impiden, tanto en el campo como en fotogeología, seguir con honradez niveles cuya diferenciación puede hacerse sólo con el uso de la lupa.

2.2.3.4 *Albiense* (C_{16}, C_{C16}, C_{S16}).

La secuencia litológica del Albiense está muy mal representada en la Hoja de Villafranca, puesto que las facies netamente marinas apenas están representadas por afloramientos semicubiertos y muy tectonizados.

Un cambio lateral de facies, progresivo, desde las pelágicas con Ammonites a las parálicas y laguno-continentales, con yeso y lignito, ocurre durante el Albiense.

Gracias a él, los bordes de cuenca, Macizo del Gayá por el Norte y Umbral de Bonastre-Salomo por el SO. y O., quedan bien delimitados.

Facies marinas (C_{16}, C_{c16})

Comprende un total de 150 m. en el Garraf; 120 m. (C_{16}) francamente margosos y 20 a 30 m. del nivel calcáreo superior (C_{c16}).

La sedimentación marina iniciada en el Aptiense llega a su máxima profundidad en las margas (dolomíticas) verdes con:

Espículas de Espongiarios,
Radiolarios,
Ammonites,
Aptychus,
Belemnites,
Rhynchonella,

e intercalaciones irregulares de margas constituyendo auténticas «tafocenosis» de Orbitolinas, acompañadas a menudo de Toxaster.

Morfológicamente, sus afloramientos corresponden siempre a zonas blandas, deprimidas, terrazas intensamente cultivadas, con tierras de labor ocres-amarillentas.

El techo de la serie lo constituye un nivel muy bien caracterizado, desde el punto de vista morfológico, formando cuestas y cornisas ($C_{C_{16}}$).

Este tramo carbonatado comprende calizas construidas, calcarenitas bioclásticas, intraclásticas, biosparruditas y biograveloosparitas, con fauna muy abundante de:

Coralarios,
Briozoarios,
Algas,
Equinodermos,
Toucasias,
Orbitolinas y
Moluscos diversos.

Este nivel de alta energía corresponde a un auténtico arrecife, a un biohermo y a las facies organoclásticas que lo rodean.

Tienen un carácter evidentemente regresivo en relación con las margas subyacentes, y anuncian, pues, la segunda mitad del ciclo cretácico.

No hemos conseguido, ni en la base margosa, ni en la serie carbonatada, faunas suficientemente expresivas como para caracterizar la pertenencia estratigráfica de esas formaciones. Tan sólo en las facies costeras de transición a las laguno-continentales (series de Salomo y Marmellá), la microfauna ha permitido definir la edad Albiense.

Facies de transición (C_{s16}).

Espesor observable, 100-120 m.

Alternancia de calcarenitas y calizas bioclásticas pararrecifales, gravelosas y pseudoolíticas con tramos margosos y arcillosos, ocres:

Rudistas,
Ostreidos,
Lamelibranquios y
Orbitolinas.

Intercalaciones a veces superiores a 10 m. de espesor de areniscas rubefactadas, rojas y ocres, arenas blancas, arcillitas versicolores con granallas y costras limoníticas y estratificaciones oblicuas.

Estos episodios, correspondientes a depósitos litorales, incluso lagunocontinentales, indican la proximidad del borde de la cuenca y marcan la transición a las facies de tipo Utrillas.

La microfauna de los niveles marinos muestra una asociación de:

Involutina lenticularis,
Simplorbitolina manasi,
Pseudocyclammina,
Cuneolinas,
Algas,
Corales y
Miliólidos.

Inmediatamente encima de esta asociación aparece, en Salomo y Tarragona, el Cenomaniense bien datado. Esta serie, que en ocasiones (Salou, Tarragona, Salomo) presenta típicas facies Utrillas, situada entre el Aptiense Superior y el Cenomaniense, es indudable que en su mayor parte ha de corresponder al Albiense.

No aseguramos en absoluto que los límites cartografiados correspondan de una manera total a líneas isócronas, puesto que las influencias continentales pueden haber empezado a manifestarse en el Aptiense Superior e incluso continuarse desde el meridiano de Bonastre durante el Cenomaniense.

2.3 PALEOGENO

Paleógeno y Neógeno ocupan más del 50 por 100 de la Hoja cartografiada. Los dos conjuntos no llegan nunca a ser observados en una serie continua, ya que regionalmente corresponden a dos cuencas bien distintas. La serie paleógena ocupa el borde SE. de la Cuenca del Ebro, mientras que la sedimentación neógena rellena la fosa tectónica representada por los campos de Reus-Valls, Panadés y Vallés.

2.3.1 **Paleoceno** (T_1^A)

Espesor variable, máximo, 30 m.

Sobre el Keuper del horst del Gayá, y fácilmente confundible con éste a causa de una cierta convergencia de facies, se observa un tramo fundamentalmente arcilloso, rojo, presentando localmente intercalaciones muy débiles de areniscas rojas bien cementadas, con escasos Miliólidos y Microcodium. Creemos que podría tratarse muy bien de un equivalente del nivel con Bullimus Gerundensis, tratado en numerosos artículos (ver bibliografía).

En nuestra opinión, este nivel puede representar un paleosuelo al que ocasionalmente llegasen incursiones lacustres e incluso marinas que anunciarían el hundimiento de la Cuenca del Ebro; su estrecha relación con los yacimientos de bauxita y el carácter de sus materiales, en todo semejantes a las facies garumnienses de Salou-Tarragona, nos lleva a equipararlo a una etapa comprensiva que podría abarcar desde el Albiense Superior hasta el Ilerdiense.

2.3.2 **Eoceno**

En la Hoja sólo asoman términos atribuibles al Eoceno Inferior.

2.3.2.1 *Ilerdiense* (T_{21}^{Aa})

Espesor, 25-30 m.

Barra calcárea muy blanda, constituida en la base por brechas calcáreas y dolomíticas (1 m.), dolomías microcristalinas con fantasmas de graveles y bioclastos, biomicritas y bioesparitas en vías de recristalización o dolomitización y calcarenitas graveloso-bioclásticas que encierran una asociación faunística característica de esta edad:

Glomalveolina lepidula,
Alveolina aragonensis,
Orbitolites latimarginalis,
Orbitolites biplanus,
Orbitolites complanatus,
Spirolina cilyndrácea,
Lockarthia,
Idalina y Lacazina bluementhali,

acompañados por Valvulínidos, Algas Coralináceas y Dasycladáceas, Peneróplidos, Rotálidos, Gasterópodos y Lamelibranquios.

El nivel es fácilmente identificable cuando no está dolomitizado o recristalizado, fenómeno que ocurre en dirección Oeste, a partir de Vallespinosa, en la vecina Hoja de Montblanch.

2.3.2.2 *Cuisiense* (T_{22}^{Aa1} y T_{22}^{Aa2})

Espesor del orden de 220 m.

Tras la rápida transgresión marina del Ilerdiense, el medio de sedimentación se confina y pronto lo invade el material clástico terrígeno producto de desmantelamiento de los «horst» residuales. Las facies continentales van a ocupar gran parte del Eoceno Inferior y Medio, pues hasta el Biarritziense, que no aflora en la Hoja, pero sí a 2 km. de su borde NO., no se manifiestan las influencias marinas.

Las facies continentales agrupan un conjunto Cuisiense + Luteciense; el límite exacto entre ambos pisos es imposible de discernir, ya que en realidad están datados en sus equivalentes marinos más al NE.

Como en la zona sólo están representados los 60-80 m. iniciales de la formación, hemos preferido asignarle solamente edad Cuisiense.

La base (T_{22}^{Aa1}) con espesor máximo de 30 m., constituida por margas dolomíticas y margas amarillentas, arcillas rojas, verdes y violetas que alternan con bancos muy tableados de biomicritas y bioesparitas arcillosas y ligeramente dolomitizadas presenta en los niveles carbonatados:

Restos de Moluscos,
Algas de agua dulce,
Cyanophyceas,
Charáceas,
Ostrácodos y
Rotálidos.

El conjunto tiene gran continuidad lateral y puede seguirse por todo el borde de la cuenca, hasta la región del Francolí.

Sobre este tramo inicial se desarrolla una potente serie roja (T_{22}^{Aa2}), de la que sólo están representados sus metros iniciales: margas y arcillas rojas se extienden verticalmente hasta la base de la formación Pontils, donde aparecen yesos y lentejones de areniscas.

La busca de Charáceas u Ostrácodos sueltos, con el fin de determinar la edad de este tramo, ha sido infructuosa.

2.4 NEOGENO

De la abundante literatura dedicada a este problema, mencionada en la bibliografía, y en la que figuran listas exhaustivas de los innumerables fó-

siles, se desprende que ninguna estratigrafía precisa del conjunto Neógeno ha sido establecida hasta la fecha.

Razones litológicas y topográficas se unen a las dificultades ligadas al recubrimiento cuaternario y al intenso cultivo; dificultando las observaciones en un sector donde los cambios laterales de facies tienen lugar en cortas distancias.

El hecho de aclarar las relaciones geométricas entre las distintas facies caracterizables es fundamental a la hora de reconstituir la paleogeografía, y la ausencia de «markers» cronológicos constituye un *handicap* insuperable en este caso.

Hemos intentado, a través de un estudio micropaleontológico de detalle, establecer zonaciones y horizontes isócronos. Pero la diferenciación bastante pobre de la microfauna, debida tanto al medio de sedimentación como al intervalo relativamente corto implicado en la serie, no ha permitido más que una datación global del conjunto sedimentario.

Nos ha faltado tiempo para proceder al estudio palynológico y del nannoplancton, capaces quizá de aclarar el problema de las relaciones entre series marinas y continentales, a través de las formaciones deltaicas y de estuario, todas ellas presentes en la cuenca.

2.4.1 Mioceno

El conjunto sedimentario del Neógeno representado en la Hoja pertenece, en su totalidad, al Mioceno Superior, o sea, al Tortoniense-Andaluciense (= Messiniense).

En realidad, la parte atribuible al Tortoniense parece mínima, y las microfaunas presentes, si no son características del estratotipo Andaluciense, no se extienden más abajo que el Tortoniense Superior.

2.4.1.1 *Formación de base, de edad indefinida*

Comprende tres facies que han sido distinguidas en la cartografía.

Conglomerados y margas salmón (T_1^B)

Espesores de 0 a 30 m. (máximo en el Pantano del Foix).

En la zona de Vilovi, 20 m.

Se trata de formaciones continentales, con niveles de energía muy variados:

Depósitos fluvio-torrenciales, conos de deyección.
Depósitos de ladera, brechas de desmorronamiento.
Limos de crecidas o lacustres.

Los espesores son, por lo tanto, variables en función del paleorrelieve subyacente, establecido en terrenos cretácicos y generalmente tapizado de un paleosuelo o de un coluvión en forma de brecha carbonatada.

Luego, margas ocres a salmón, masas de conglomerados, anunciados siempre por una gradación en el tamaño de los cantos (en el techo la gradación es positiva).

La naturaleza de los cantos es en un 95 por 100 cretácica, observándose hasta grandes «galets mous» del Albiense.

Corona la formación un nuevo ciclo de margas salmón.

La microfauna resedimentada es abundantísima en toda la formación, siendo la autóctona muy pobre y reducida:

Microcodium,
Incrustaciones de Algas,
Gasterópodos y
Miliólidos?

todas ellas no excluidas de la posibilidad de ser resedimentadas. Tan sólo en el techo aparecen, quizás, las primeras formas autóctonas de la transgresión miocena:

Ostrácodos,
Cibicides sp.,
Elphidium cf. advenum,
Restos de Lamelibranquios y Equínidos.

Yesos (Ty_1^B)

Espesor ± 70 m.

En el sector de Vilovi se desarrolla una masa de yesos grises bien estratificados, separados por débiles intercalaciones de fango arcilloso de color negro, lleno de restos vegetales, lignitos y pirita que no han proporcionado microfauna alguna.

Esta formación evaporítica, llamada «Vilovi», la corona un nuevo tramo (5 m.) de margas de salmón y ocres, ligeramente siltosas, con flóculos de CO_3CA y dentritas de pirolusita.

Este tramo ha proporcionado:

Charáceas,
Ammonia beccarii,
Elphidium crispum,
Elphidium decipiens,
Cibicides ungerianus,
Fragmentos de Ostreidos, Pectínidos y Equínidos.

Calizas lacustres (Tc_1^B)

Espesor, 20 m.

Muy cerca de San Sadurní de Noya, sobre el paleorrelieve del Garraf, se desarrollan las facies de conglomerados, y encima, una formación claramente lacustre de biomicritas y biomicritas intraclásticas con:

Ostrácodos,
Charáceas,
Gasterópodos
y restos vegetales, toda ella con marcado carácter fétido.

Por su posición geométrica, esta serie (Tc_1^B) podría representar quizá un equivalente lateral de la formación Vilovi.

Si se considera la existencia, muy probable, de vestigios de Paleógeno en la fosa tectónica del Panadés, es de suponer que las facies de tal bisel, desarrolladas sobre el entonces alto fondo del Garraf, presentarían analogías con las de esa formación de base.

No obstante, la ausencia en el techo de esta serie de discontinuidad alguna en la sedimentación, de señal alguna de fase erosiva, y presencia de cantos con fauna del Eoceno, nos inclina a incluir esta formación en el ciclo transgresivo Tortoniense final-Andaluciense.

2.4.1.2 *Tortoniense Superior-Andaluciense* ($T_{11-12}^{Bc^3-Bc}$)

Desde las primeras manifestaciones marinas del Mioceno Superior, y por causa de una paleogeografía muy diversa, las facies se imbrican de forma espectacular.

Nuestra cartografía, que, como siempre, se apoya fundamentalmente en criterios litológicos y no cronológicos, no es más, en este caso, que una representación de líneas isópicas, y constituye un mapa de litofacies.

La reconstitución espacio-tiempo necesita la definición de superficies isócronas que no hemos logrado establecer.

Por lo tanto, las sucesiones verticales y los pasos laterales de litofacies que representamos en las columnas lito-estratigráficas, si bien se apoyan, en la mayoría de los casos, sobre observaciones de campo, en otros pocos no son exentos de hipótesis y de razonamientos geométricos.

Facies calcárea arrecifal ($T_{11-12}^{Bc^3-Bc}$)

Espesor máximo observable, 40 m.

Claramente transgresiva sobre la formación de base, esta facies se encuentra siempre apoyada sobre un paleorrelieve, pudiendo migrar en el tiempo y en el espacio a medida que se hunde la cuenca y que se modifica la morfología submarina.

Esta formación arrecifal no corresponde, pues, a una isócrona, siendo el cinturón arrecifal cada vez más joven a medida que progresa la transgresión en dirección NE.

El espesor es muy variable, en función del tiempo que perduran las condiciones ambientales óptimas.

Con estratificación masiva, o bien estratificado en bancos gruesos, se destaca en general como una barra carbonatada sin estratificación aparente, constituida por biomicritas con estructura stromatolítica, calizas biohermales y calcarenitas gravelo-bioclásticas con cemento de micrita y que engloban aislados granos de cuarzo.

Los organismos constructores son tanto Algas coralinas como Briozoarios, Corolarios e incluso enormes lumaquelas de Lamelibranquios, en especial Ostreidos.

En lámina delgada aparece una microfauna constituida por:

Operculinas,
Amphisteginas,
Heterosteginas,
Miliólidos,
Biseriados,
escasos Alveolínidos
y restos de Orbitolínidos resedimentados.

A medida que nos separamos del substrato cretácico (paleorrelieve), aparecen términos cada vez más silto-margosos, y mediante largas y estrechas cuñas se pasa lateralmente a la facies nerítica.

Facies nerítica $\overset{Bc^3\text{-}Bc}{Tm_{11\text{-}12}}$

Espesor variable en relación con su equivalencia lateral, 20-50 m.

Con aspecto noduloso o boudinado, representa una alternancia de margas siltosas amarillas a ocres y bancos centimétricos de calizas bioclásticas, calcarenitas bioclásticas y calizas silto-margosas, arcillosas, con cementos 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 una asociación de foraminíferos bentónicos litorales, resistentes a las variaciones de salinidad sobre todo:

Ammonia beccarii.

Destaca la presencia de especies exclusivas del Mioceno o especialmente frecuentes en el Mioceno Superior, como:

Uvigerina tenuistriata,
Cassidulina laevigata,
Bolivina scalpata miacénica cf. arta, cf. robusta,
Bulimina elongata,
Bulimina lappa,
Bulimina echinata,
Virgulinella miocénica,
Globigerinoides cf. bisphericus,
Heterostegina, etc.

Esta asociación carece de las valiosas formas planctónicas, pero indica una edad Tortoniense Superior-Andaluciense.

Cierto carácter oligotípico hace pensar en un acondicionamiento debido a temperatura o salinidad anormal de las aguas. La presencia de Ammonia beccarrii, constante en el Alto Panadés, desaparece a medida que nos desplazamos hacia el SO., debido sin duda a una variación del ambiente de sedimentación, cada vez más francamente marino o al menos libre de influencias continentales. Asimismo, en el SO. las facies parecen más antiguas y así lo atestiguan la abundancia de *Globigerinoides* y *Bolivina reticulata*, que indicarían un posible Tortoniense Superior. No obstante, el carácter constantemente endémico de las condiciones ambientales no permite mayores aproximaciones.

Facies marina de estuario ($Ts_{11-12}^{Bc^3-Bc}$)

Espesor del orden de 300-350 m.

Las tierras cultivadas del Panadés impiden siempre la buena observación de esta facies, de tal modo que, salvo en el puerto de San Sadurní de Noya y San Vicente Calders, es imposible obtener cortes continuos en ella. Esta facies ocupa todo el Bajo Panadés (Hoja «Villanueva y Geltrú»), donde las influencias continentales procedentes del NE. (Vallés-Panadés) son casi imperceptibles. Cuando las condiciones paleogeográficas lo permiten, dentro de ella se desarrollan las facies recifal y costera, realizándose el cambio de facies en dirección opuesta al paleorrelieve, como en el puerto de San Sadurní de Noya, donde el cambio lateral no se realiza en dirección norte, sino oeste.

Margas siltosas, 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 total de Globorotalias carenadas,
— Globigerinas y Globigerinoides representados por un número de especies muy restringido, y
— La falta total de Orbulina,

ponen en evidencia la presencia de condiciones paleoecológicas especiales, que operan también sobre el plancton. Los conjuntos microfaunísticos indican una edad *Mioceno Superior*, ya que son formas muy frecuentes en el Mioceno terminal de España:

Spiroplectammina carinata,
Virgulinella miocénica,
Bolivina cf. jniensis,
Heterostegina,
Globigerinoides bisphericus y
Globigerinoides quadrilobatus.

Dentro del tramo, pasadas de ambiente salobre a reductor, con lignitos, vegetales y pirita, nos muestran una sedimentación altamente oscilante que debe corresponder a un fondo de golfo o estuario donde las comunicaciones con el mar abierto no están continuamente aseguradas.

Desplazándonos hacia el Suroeste, el ambiente es ya francamente marino y llegamos a liberarnos totalmente de ambientes poco aireados.

Facies perideltaica ($Ta_{11-12}^{Bc^3-Bc}$)

Espesor aproximado, 100-120 m.

Definida por la presencia de pasadas rojas, arcillosas y arenosas muy mal seleccionadas, estratificaciones oblicuas y cruzadas son 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 microfauna idéntica a la facies anterior, y las predominantemente terrígenas se caracterizan por la presencia de Nonion boueanum:

Ammonia beccarii,
Elphidium cf. macellum,
Valvulineria cf. complanata,
Ostrácodos,
Restos de Moluscos y de Peces.

Los episodios fuertemente terrígenos se hacen cada vez más frecuen-

tes a medida que nos acercamos al Alto Panadés. Cuando alguno de éstos puede ser cartografiado con cierta verosimilitud, ha sido en el mapa con la notación $Tas^{Bc^3\text{-}Bc}_{11\text{-}12}$. Esta diferenciación es sólo posible en el alto de San Sadurní, puesto que en las tierras cultivadas del Panadés las observaciones son siempre puntuales y, por otra parte, la sedimentación deltaica aún no ha tomado cuerpo.

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 se ha realizado la emersión de la cuenca y la influencia de grandes aportes fluvio-torrenciales son palpables en un mar somero y poco aireado. El ambiente puede ser calificado de perideltaico a deltaico.

2.4.1.3 *Mioceno Superior* (Tc^{Bc}_{1})

Espesor máximo, 100 m. (zona Torrelles de Foix).

Atribuimos esta edad a formaciones en continuidad lateral con las muy conocidas y estudiadas series continentales del Vallés-Panadés, donde el Profesor CRUSAFONT ha reconocido faunas Vindobonienses, Vallesienses, Pikermienses y Pontienses. Todos los yacimientos quedan fuera de la Hoja, razón que, junto a la gran uniformidad de facies, hace imposible la separación en niveles dentro de ella.

Es muy sostenida la opinión de que toda la formación, o al menos la base, es un equivalente lateral de las facies marinas enumeradas anteriormente.

Por nuestra parte, ni la observación directa ni la cartografía nos han permitido poner en evidencia tal cambio de facies, y más bien nos inclinamos a pensar que se trata de una fase regresiva final del ciclo. Por lo tanto, casi en su totalidad, esta formación sería de edad más reciente que los depósitos marinos e incluso perideltaicos antes relacionados.

Dado el carácter gradual de todos los pasos de facies observados, quizá podríamos admitir que los tramos basales son imbricados y contemporáneos con los niveles superiores del término cartografiado bajo la apelación $Ta^{Bc^3\text{-}Bc}_{11\text{-}12}$, esto teniendo en cuenta la progradación de estos depósitos torrenciales en dirección del sector S.-SE.

Incluso la posibilidad de una ligera discordancia erosiva entre los términos marinos y los continentales no debe ser descartada.

Los conglomerados rojos son constantes en el Alto y Bajo Panadés y depresión de Reus-Valls, adosados siempre al escarpe de falla que limita esas fosas miocenas. Tan sólo en el Alto Panadés se observan tramos de proce-

dencia continental dentro de las facies marinas, difuminándose esta continentalidad en la transversal Arbós-Las Masucas. Sin embargo, la edad de toda la formación marina es indudablemente Tortoniense Superior-Andaluciense. En ninguna transversal hemos podido observar cuñas de facies marina dentro de los conglomerados continentales, pero sí escasos lechos de conglomerados en facies marinas, precursores de la gran regresión que llenará la cuenca de depósitos continentales.

En las alternancias de material conglomerático y de material de granulometría fina, presentes en la base de la serie conglomerática, podemos apreciar la progradación rítmica de la sedimentación terrígena, de origen fluvio-deltaica.

La síntesis paleogeográfica nos lleva a considerar los conglomerados como un depósito fluvio-torrencial, ocasionalmente lacustre (meandros abandonados), resultado de la deposición en un surco de subsidencia muy activa, donde se instala un curso fluvial que recibe aportes intensos (conos de deyección) del escarpe tectónico que, aún hoy, sigue funcionando.

Sea cual sea la interpretación válida, la formación está constituida por depósitos conglomeráticos rojos con numerosas acuñaciones de arcillas y ciertos tramos con calizas lacustres a travertínicas.

Son conglomerados polimícticos en una matriz margo-detrítica roja, de elementos poco rodados, de naturaleza fundamentalmente triásica y eocena; progresivamente se nota un aumento en el tamaño de los elementos, predominando las facies gruesas en el techo de la formación. Son frecuentísimos los restos de la destrucción de un karst, estalactitas y concreciones diversas de aragonito.

Ciertos niveles francamente lacustres han proporcionado grandes gasterópodos inclasificables por su mal estado de conservación y restos de Charáceas y Ostrácodos.

Las únicas determinaciones posibles han dado:

Planorbis,
Hydrobia,
Caudona cf. praecox y
Chara cf. brongniarti.

Esta facies salobre-lacustre es anterior al Pontiense y puede corresponder a un Vindoboniense terminal, de facies análoga a las «capas de Hydrobia» del Mioceno de Alemania.

2.5 CUATERNARIO (Q_T, Q_{Tr}, Q).

Los depósitos cuaternarios son poco potentes y están representados en la cartografía bajo tres formas:

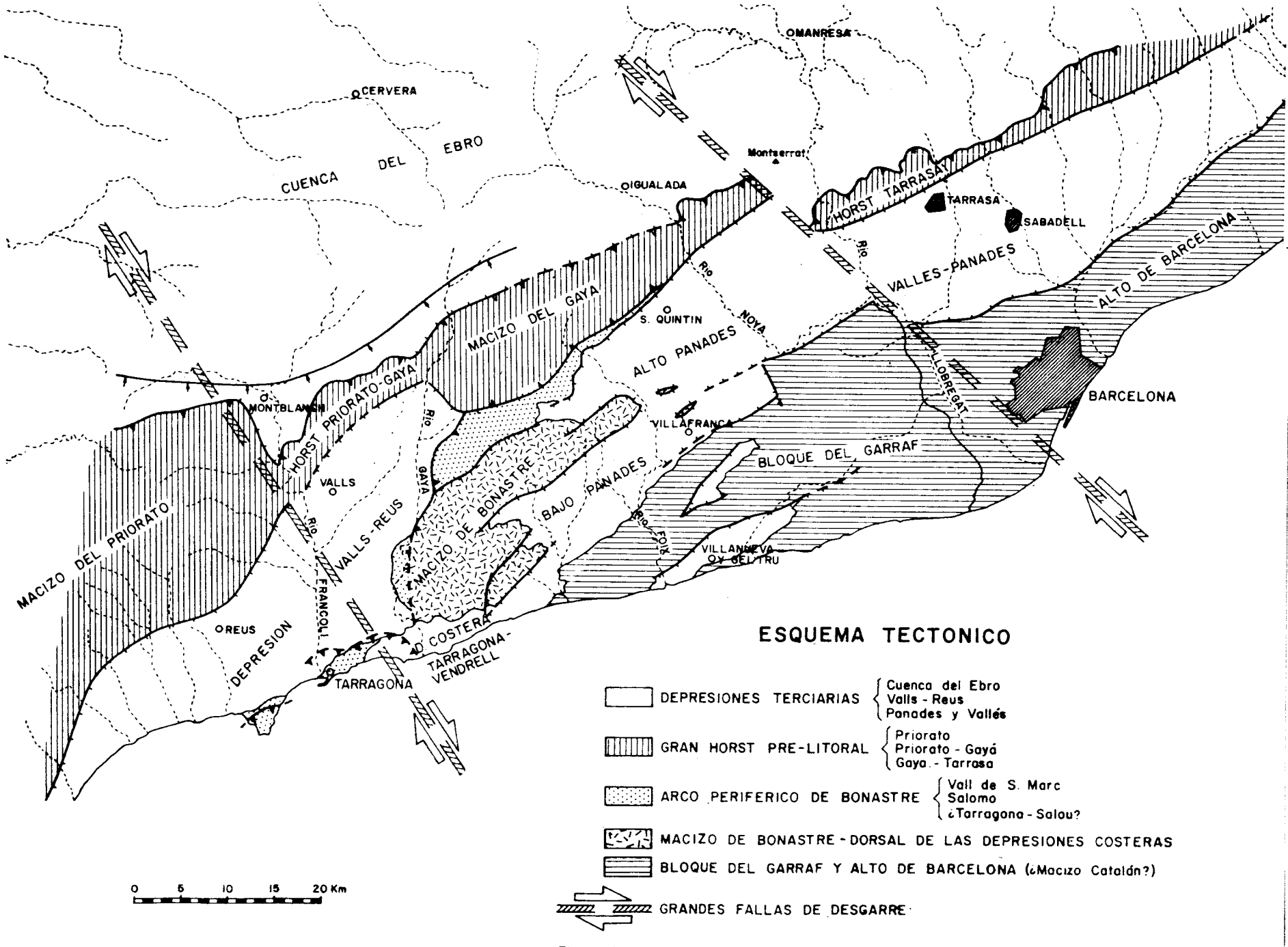

CERVERA
CUENCA DEL EBRO
MANRESA
Montserrat
IGUALADA
HORST TARRASA
TARRASA
SABADELL
VALLES-PANADES
ALTO DE BARCELONA
MACIZO DEL GAYA
S. QUINTIN
ALTO PANADES
NOYA
LLOBREGAT
BARCELONA
MONTBLANCH
HORST PRIORATO-GAYA
VILLAFRANCA
BLOQUE DEL GARRAF
VALLS
VALLS-REUS
MACIZO DE BONASTRE
BAJO PANADES
MACIZO DEL PRIORATO
FOIX
VILLANUEVA Y GELTRU
FRANCOLI
REUS
DEPRESION
COSTERA
TARRAGONA-VENDRELL
TARRAGONA
ESQUEMA TECTONICO
DEPRESIONES TERCIARIAS
Cuenca del Ebro
Valls - Reus
Panades y Vallés
GRAN HORST PRE-LITORAL
Priorato
Priorato - Gayá
Gaya - Tarrasa
ARCO PERIFERICO DE BONASTRE
Vall de S. Marc
Salomo
¿Tarragona - Salou?
MACIZO DE BONASTRE - DORSAL DE LAS DEPRESIONES COSTERAS
BLOQUE DEL GARRAF Y ALTO DE BARCELONA (¿Macizo Catalán?)
GRANDES FALLAS DE DESGARRE
0 5 10 15 20 Km

Figura 1

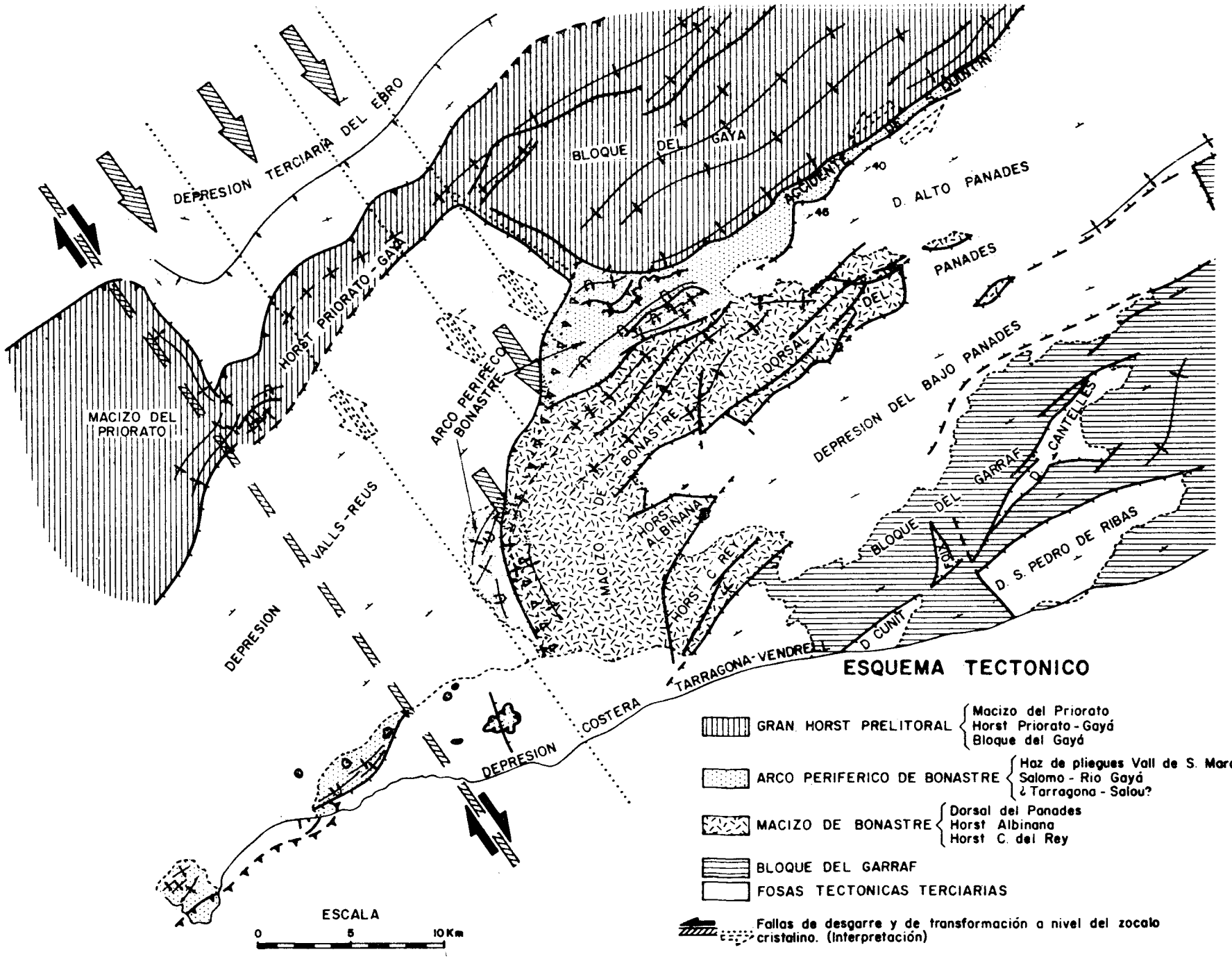

DEPRESION TERCIARIA DEL EBRO
BLOQUE DEL GAYA
ACCIDENTE
D. ALTO PANADES
PANADES
HORST PRIORATO-GAYA
MACIZO DEL PRIORATO
ARCO PERIFERICO BONASTRE
DORSAL DEL
DEPRESION DEL BAJO PANADES
MACIZO DE BONASTRE
HORST ALBIÑANA
HORST C. REY
VALLS-REUS
DEPRESION
BLOQUE DEL GARRAF
D. CANTELLES
D. S. PEDRO DE RIBAS
D. CUNIT
TARRAGONA-VENDRELL
COSTERA
DEPRESION
ESCALA
0
5
10 Km
ESQUEMA TECTONICO
GRAN HORST PRELITORAL
Macizo del Priorato
Horst Priorato - Gayá
Bloque del Gayá
ARCO PERIFERICO 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 zocalo cristalino. (Interpretación)

Figura 2

2.5.1 **Terrazas y aluviones** (Q_T)

Bien representados en el curso del río Noya, dispuestos sobre el curso actual del río excavado en el Mioceno. Morfológicamente están claramente expuestos y constituidos por gravas y conglomerados en una matriz margo-detrítica.

2.5.2 **Travertinos** (Q_{Tr})

En las cercanías de San Quintín de Mediona existe un depósito calcáreo-travertínico de reducido espesor, testigo de las resurgencias existentes en la villa. En la actualidad el depósito está colgado sobre el nivel actual de las fuentes.

2.5.3 **Suelos** (Q)

El resto del Cuaternario existente, cartografiado como Cuaternario indiferenciado, corresponde a suelos, tierras de labor y costras que enmascaran y tapan las series miocenas, no teniendo particular significado morfológico o sedimentológico.

3 TECTONICA

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

Para justificar nuestro análisis y facilitar al lector la comprensión del problema, nos ayudaremos de dos esquemas tectónicos a escalas 1 : 500.000 (fig. 1) y 1 : 250.000 (fig. 2), que cubren gran parte de las cordilleras costeras catalanas y cuencas anexas e interiores.

3.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

A escala regional se pueden definir cinco unidades estructurales principales, presentes en la Hoja de Villafranca, o sea, del NO. al SE.:

3.2.1 Bloque del Gayá.
3.2.2 Zona de fracturas de San Quintín.
3.2.3 Haz de pliegues de la Vall de San Marc (extremidad NE. del Arco Periférico de Bonastre).
3.2.4 Dorsal del Panadés (prolongación NE. del bloque de Bonastre).
3.2.5 Bloque basculado del Garraf.

Las directrices estructurales dominantes marcan un rumbo NE.-SO. que se reflejan en el trazado del litoral catalán.

De forma discreta aparece la influencia de un sistema antiguo de fracturas de dirección hercínica, o sea, de orientación casi perpendicular a la anterior, NO.-SE., cuyos efectos son más sensibles en las Hojas adyacentes.

El gran Valle del Panadés, relleno de sedimentos miocénicos, corresponde a la parte hundida del bloque basculado del Garraf, y pertenece al gran surco o graben disimétrico que se prolonga hacia el NE., más allá del río Llobregat, por Sabadell, hasta Estalric.

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 desnudo impone un estilo rígido (Garraf y Priorato); las series paleozoicas, y sobre todo carboníferas, suponen un colchón deformable que suaviza los accidentes en los horizontes superiores.

Estas fallas de transformación las atribuimos a la *translación en dirección del S.-E. del substratum profundo de la cuenca terciaria del Ebro* y concretamente del sector que indirectamente concierne a la Hoja Manresa-Igualada-Montblanch, *provocando el cabalgamiento frontal en dirección NO. de la Cordillera Prelitoral catalana,* en particular del horst Priorato-Gayá y sector Noya-Tarrasa.

Esta translación provoca en algunos sectores, por movimientos diferenciales, estrechamientos y escamas, con los consiguientes despegues de los niveles superiores y pliegues disarmónicos.

Uno de los sectores afectados por esa tectónica epidérmica es el haz de pliegues del Vall de San Marc, cuya extremidad oriental se observa en esta Hoja. En la misma, quizá los únicos rastros de directrices hercínicas sean unas fallas observables en la dorsal del Panadés y las que, invisibles y unidas a ejes de flexuración, deben presidir al hundimiento de los macizos mesozoicos debajo del Mioceno del Panadés, al E. de la carretera Villafranca-Torrelles de Foix.

3.2 TECTOGENESIS Y ESTRUCTURAS LOCALES

Examinaremos ahora las características estructurales principales de las distintas unidades diferenciadas, intentando definir el modo de formación de cada una de ellas.

3.2.1 Bloque del Gayá

El sector NO. de la Hoja, constituido por terrenos triásicos y nummulíticos, pertenece a una estructura en forma de horst de dimensión muy amplia: de 12 a 14 km. de ancho; este horst se prolonga en dirección NE. hasta

más allá del Meridiano de Barcelona, y en dirección SO. hasta más allá del Meridiano de Peñíscola, o sea, más de 200 km. de longitud.

Este horst separa la cuenca nummulítica del Ebro al N. de la cuenca miocénica, mediterránea, al S.

Fallas o haces de fallas paralelas lo limitan. Tanto las estructuras observadas de una parte y otra de esas fallas como el recorte con la topografía dejan sospechar que, en muchos tramos, esas fallas de difícil observación son inversas.

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 este sistema de fracturas, actualmente muy apretadas, aparecen en una época anterior al Ilerdiense, como lo demostraremos a propósito del accidente de San Quintín.

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

En el estado de nuestra investigación todavía se puede discutir el carácter predominantemente normal o inverso de las fallas que constituyen el sistema, particularmente en el sector NO. de la Hoja.

Hablaremos más adelante de las posibles traslaciones horizontales de los bloques así delimitados.

Las directrices hercinianas (o «ibéricas») observables en los afloramientos del Paleozoico de las Hojas vecinas han definido por su parte zonas de debilidad y un sistema de fracturas muy espaciado y casi ortogonal al otro.

Este sistema antiguo ha sido puesto nuevamente en juego durante el Terciario y posiblemente en una época muy reciente, postmiocénica; dicho sistema se manifiesta por fallas de desgarre, con translaciones horizontales muy importantes.

La Hoja de Villafranca se sitúa entre dos fallas de este tipo, muy espectaculares.

Una, más al NE. de la Hoja, cizalla la cuenca miocénica, a la altura de Esparraguera; esta falla, aprovechada por el curso bajo del río Llobregat y que, desde el Bruc, llega a Cornellá, ostenta un salto horizontal del orden de 6 km.

La otra, situada más al SO., pasa a *grosso modo* por Espluga de Francolí y Picamoixons. Su desgarre horizontal es superior a 8 km.

Ambas fallas son *dextrogiras*, sin componente vertical apreciable. Quizá se puede considerar como satélite de la primera la que limita al E. de Pont de Armentera la cuenca miocénica de Valls (cf. Memoria Explicativa Hoja Montblanch 418/34-16).

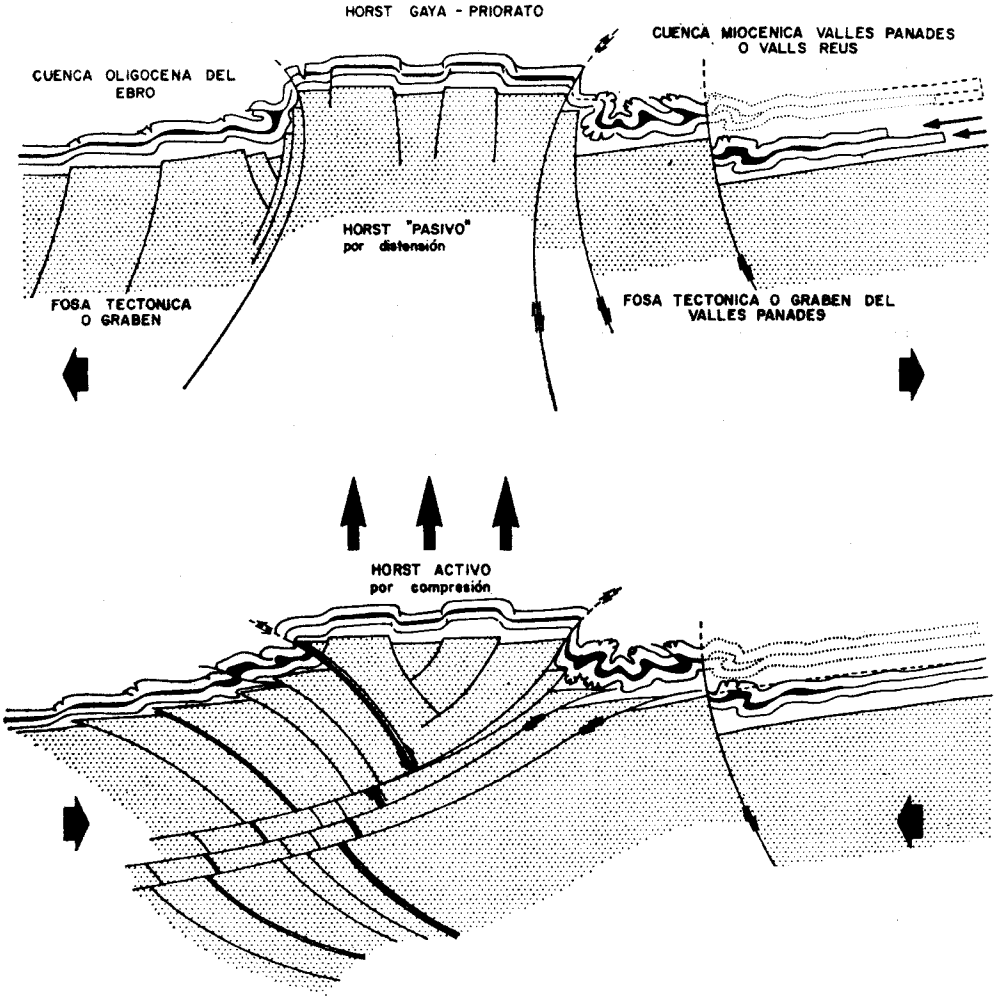

HORST GAYA - PRIORATO
CUENCA MIOCENICA VALLES PANADES
O VALLS REUS
CUENCA OLIGOCENA DEL
EBRO
HORST "PASIVO"
por distensión
FOSA TECTONICA
O GRABEN
FOSA TECTONICA O GRABEN DEL
VALLES PANADES
HORST ACTIVO
por compresión

Figura 3

La interpretación del mecanismo de formación de estas fallas es discutible y participa de dos hipótesis (fig. 3):

1.ª Pueden ser atribuidas al movimiento giratorio de bloques rígidos del zócalo profundo que, al hundirse, hace que localmente fallas fundamentalmente normales en profundidad se vuelvan inversas en superficie, siendo la tendencia general de las fallas a la «normalidad».

   Esta es la hipótesis conservadora que ha sido aplicada en la interpretación de los cortes estructurales.

   En tal caso, el horst del Gayá es considerado como una estructura residual, elemento *pasivo no hundido* respecto a las fosas tectónicas adyacentes del Ebro y del Panadés.

2.ª En una interpretación distinta, las fallas fundamentalmente inversas, localmente próximas a la vertical en superficie y confundibles con fallas normales, se tumban en profundidad, traduciendo compresiones laterales.

   En este caso, el horst aparece como una estructura *activa,* una cuña cuya expulsión hacia arriba es un corolario de la formación de las fosas adyacentes.

En la primera hipótesis, la supervivencia del horst constituye una anomalía, una manera de desafío a la gravedad, localmente chocante cuando sólo tiene 1 km. de ancho (cf. Hoja Montblanch).

¿Cómo justificar que esta última arista se haya mantenido en pie en la tangencia de dos cuencas de hundimiento por distensión?

En esta interpretación no existe relación causal entre la génesis de las cuencas del Ebro y del Panadés, de una parte, y el horst «pasivo» del Gayá (Priorato), de otra.

En la segunda hipótesis, por el contrario, existe una relación de causa a efecto entre el horst «activo» y las fosas adyacentes, productos de las compresiones ejercidas en los horizontes profundos del zócalo hercínico.

Hay una indeterminación de 180° en el rumbo de estas fuerzas respecto a las fallas limitando al horst. Existen índices de componentes paralelas (NE.) y perpendiculares (NO.).

En esta hipótesis, a los estilos generados por la tectónica de distensión siempre presente en algún sector, se une una tectónica tangencial, reflejo en los niveles superiores de los fenómenos profundos de estrechamiento.

El problema merecería un estudio microtectónico de tipo estadístico. Resulta difícil conciliar los dos estilos tectónicos resultantes de dos mecanismos opuestos, uno por compresión, el otro por distensión. En efecto, nosotros consideramos que el horst del Gayá, en su margen septentrional, entre los ríos Llobregat y Francolí, cabalga ligeramente sobre la cuenca terciaria mediante fallas inversas y escamas, de acuerdo con la hipótesis

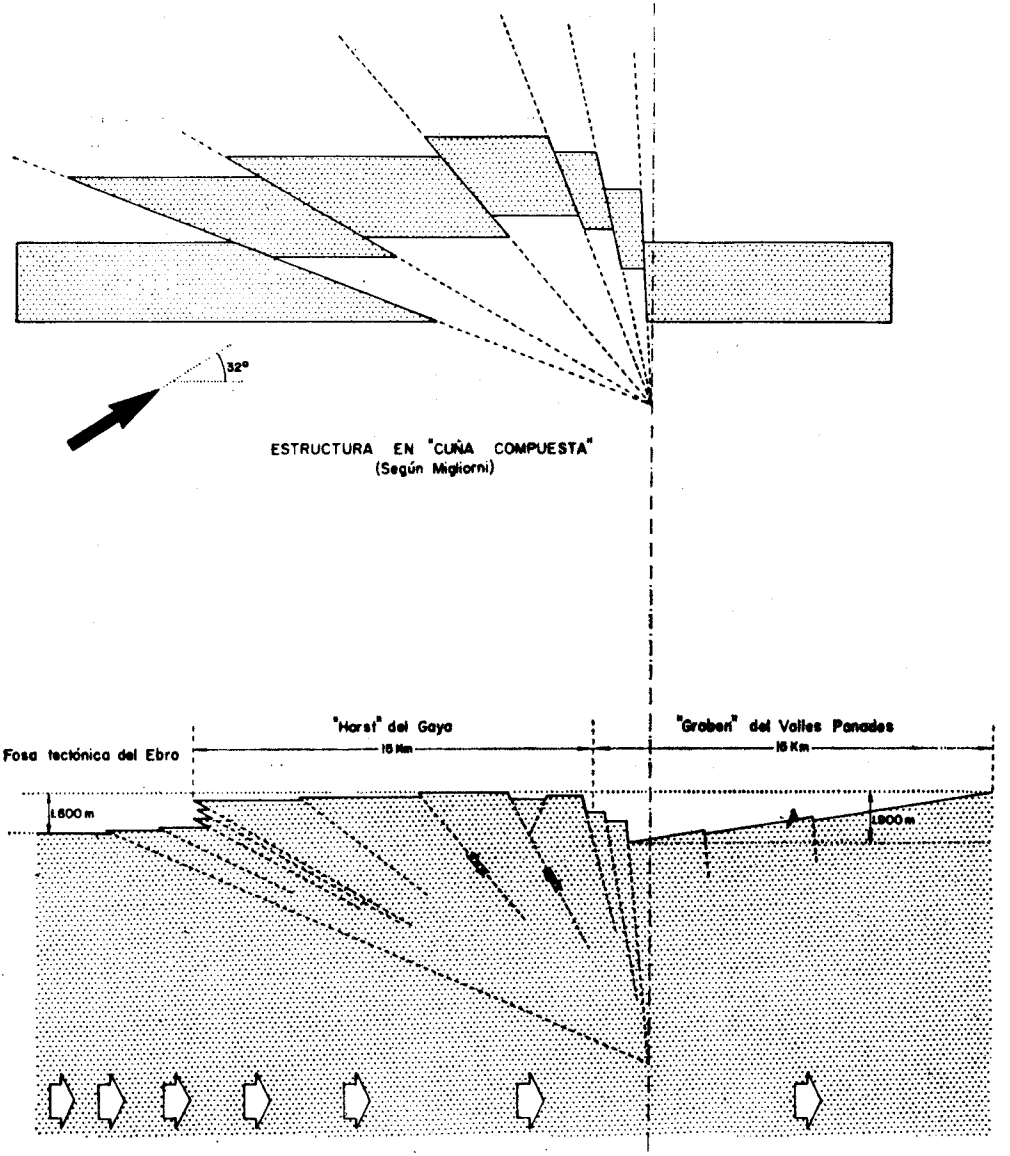

32°
ESTRUCTURA EN "CUÑA COMPUESTA"
(Según Migliorni)
"Horst" del Gaya
"Graben" del Valles Penedes
Fosa tectónica del Ebro
15 Km
15 Km
1.600 m
1.900 m
TRASLACION DEL ZOCALO CRISTALINO DEL EBRO HACIA EL S-E

Figura 4

segunda, mientras que el bloque del Garraf-Panadés parece afectado por una tectónica de distensión, con fallas normales, según la primera hipótesis.

Conviene aquí recordar qué fenómenos idénticos han sido observados en otras regiones, concretamente en la cuenca carbonífera de Liège (Bélgica) y en los Apeninos, donde BENEO y MIGLIORNI han identificado, en la «Montagna del Morrone», una estructura que han llamado en «cuña mixta» o «compuesta».

La estructura se caracteriza por el buzamiento creciente de las fallas, en forma de abanico, haciendo que de inversas al principio del proceso de compresión lleguen a ser normales. El esquema de Migliorni (fig. 4, 1) demuestra que todo ocurre como si se tratase de la resultante de un campo de fuerzas inclinadas.

Esta inclinación, en el caso que nos interesa, podría resultar en parte de la sobrecarga debida a la masa de los sedimentos eocenos y oligocenos de la cuenca del Ebro.

Llegaríamos de esta forma al siguiente esquema (fig. 4, 2), que daría cuenta de forma satisfactoria del dispositivo observado en esa Hoja.

La parte central del horst presenta dos anticlinales disimétricos, de gran continuidad lateral, con vergencia al SE. y hasta volcados hacia esa dirección, separados por un sinclinal en relación con un graben del substrato, como lo atestiguan las fallas que lo bordean.

Evidentemente, esas estructuras traducen el amoldamiento de la cobertera sedimentaria plástica a los escarpes de fallas normales o inversas, incluso hacia el N., por ejemplo en Can Fere Sacarrera, fallas que afectan al Paleozoico y son satélites de las grandes líneas de rotura que delimitan el horst.

3.2.2 Zona de fracturas de San Quintín

Muy llamativo es el haz de fallas afines, situado al N. de San Quintín de Mediona, que limita el horst del Gayá del graben mioceno donde se extiende el amplio valle del Panadés.

Con 125 km. de largo, se sigue desde la cuenca del río Francolí hasta Estalenc, en el valle del río Tordera. Este accidente complejo, que recorta el ángulo NO. de la Hoja, tiene una importancia trascendental tanto por su significado tectónico y morfológico actual como por su probable impacto sobre la paleogeografía.

Resulta muy significativo, en efecto, en la Hoja que estudiamos, que tanto el Cretácico como el Jurásico no pasen de este accidente al N. En efecto, no queda ningún testigo de sedimentos de esa edad debajo de los amplios afloramientos de Eeoceno que se extienden sobre el macizo del Gayá hasta el mismo accidente.

Este, por lo tanto, tiene que haberse manifestado antes que la transgresión ilerdiense.

Cabe, pues, preguntarse si no marcó anteriormente el límite de extensión, en dirección N., de la sedimentación marina cretácica... y jurásica quizá.

Pues es de extrañar que la erosión ilerdiense haya sido capaz de suprimir hasta el último vestigio de serie cretácica y jurásica y no haber afectado al Trías ni aun al mismo Keuper.

Otra hipótesis consistiría en considerar que la ausencia del Cretácico y del Jurásico al N. del accidente se debe a que la falla es «de transformación», levógira en esta ocasión, y que la disparidad de serie en una y otra parte es producto de un desplazamiento horizontal muy importante, poniendo frente a frente isópicas muy distantes.

Si en realidad existen indicios de tales desplazamientos, no tenemos argumentos para pensar que son tan amplios.

En cuanto al salto vertical que se produce a favor de ese accidente, es muy variable, pasando de unas decenas de metros en la porción SO. a unos 2.000 m. (?) en el límite N. de la Hoja.

El buzamiento hacia el accidente, en unos sectores, de los sedimentos continentales del Mioceno terminal, deja suponer que la falla fue activa por lo menos hasta esa época.

La existencia, sobre la prolongación oriental de ese accidente, en el sector Estalric-Martorell de la Selva, de manifestaciones volcánicas recientes, parece demostrar que el accidente afecta los niveles más profundos de la corteza, y apunta la presencia posible de tales manifestaciones en el seno del Mioceno del Panadés.

Conviene subrayar que este accidente se ve afectado por la falla de desgarre del Bajo Llobregat, que lo recorta y lo desplaza 6 km.

3.2.3 Haz de pliegues de la Vall de San Marc

El sector del Plá de Manlléu constituye la extremidad oriental de un haz en forma de abanico, constituido por pliegues disarmónicos, a nivel del Trías, siendo los niveles incompetentes Muschelkalk 2, Buntsandstein y quizá Paleozoico. La estructuración es violenta. Los pliegues tumbados, fallados, cabalgan frecuentemente al N., a veces al S.

Este abanico de pliegues y escamas se desarrolla en las Hojas vecinas de Montblanch y Valls (ver Memorias explicativas correspondientes), integrando el que hemos llamado Arco Periférico de Bonastre.

La figura 3 expresa los dos mecanismos fundamentales que pueden haber presidido la formación inesperada de tales estructuras.

Nos inclinamos hacia la segunda hipótesis, es decir: estrechamiento del substrato paleozoico por compresiones, y formación de fallas inversas y escama «intracutáneas». El pequeño arco anticlinal volcado del Plá de Manlléu podrá traducir movimientos levógiros de translación de los bloques.

Las ondulaciones que afectan a los ejes estructurales de la zona central del horst, junto con las dislocaciones que las recortan a 45° (entre meridianos 1° 30' y 1° 31' E.), quizá sean indicios de tales translaciones.

3.2.4 **Dorsal del Panadés**

En el ángulo SO. de la Hoja, un macizo jurásico y cretácico constituye la prolongación NE. del bloque de Bonastre, seccionado en estrechas tiras paralelas, de dirección NE., y bien desarrollado en las vecinas Hojas de Villanueva y Geltrú y de Valls.

El pequeño cerro de Vilovi forma evidentemente parte de la misma unidad, así como el pequeño relieve emergiendo de la llanura terciaria, al NO. de Villafranca, cerca de Pachs.

A base de compartimientos estrechos generalmente monoclinales con buzamientos moderados, de dirección NO., esta estructuración sencilla se debe a una tectónica vertical de bloques del zócalo rígido, afectado por fallas que parecen normales, en forma de teclas de piano.

Los saltos importantes hunden preferentemente el labio SE. de las fallas.

Estas teclas de piano se hunden bajo el recubrimiento del Mioceno Superior del Panadés, formando relieves enterrados limitados por fallas, estructuración puesta de manifiesto en los relieves de Vilovi y de Pachs. Posiblemente la continuación de este último en dirección del NE. sea responsable del abombamiento anticlinal observable en el Andaluciense, al S. de San Sadurní de Noya. Este abombamiento puede resultar de la compactación diferencial sobre un paleorrelieve preexistente. Cabe, pues, imaginar que esa cresta por falla se haya individualizado pronto en el transcurso del Mioceno Superior y haya funcionado como umbral entre un Alto Vallés-Panadés con sedimentación predominantemente terrígena y un Bajo Panadés más accesible a la sedimentación marina.

3.2.5 **Bloque basculado del Garraf**

Al O. de la falla de desgarre del Bajo Llobregat, y teniendo por base la línea Martorell-Cornellá, un triángulo, cuyo ápice se sitúa en Vendrell, constituye la parte visible de un gran bloque de zócalo basculado en dirección NO., con hundimiento de su eje hacia el SO.

Este dispositivo general, combinado con el recorte topográfico del valle del Llobregat, hace que aparezcan, en ese macizo, términos sedimentarios cada vez más jóvenes a medida que se desplaza uno hacia el SO., pasando del Paleozoico (en San Feliú) al Mioceno (en Calafell).

El rincón SE. de la Hoja de Villafranca se sitúa sobre el borde septentrional de la cobertera cretácica de ese macizo del Garraf, cuyas estribaciones aparecen igualmente al SE. de San Sadurní.

Contando desde el accidente de San Quintín hasta el mar, la anchura

del bloque es de 30 km., dimensión suficiente para que podamos considerar los accidentes limítrofes como afectando a la totalidad de la corteza terrestre, atribuyendo el basculamiento a reajustes geostáticos debidos a la forma trapezoidal del bloque. Se intuye la presencia de un accidente paralelo al litoral hundiendo el compartimiento situado bajo el mar. El movimiento relativo del bloque del Garraf a lo largo de estos dos planos de falla es de sentido opuesto. Las dos fuerzas de cizalla forman un par que da lugar al basculamiento del bloque de Garraf.

En forma de gran monoclinal intensamente fracturado, llega a unirse en profundidad con las prolongaciones nororientales de la «dorsal del Panadés», del mismo estilo tectónico, formando, pues, el basamento de un graben muy profundo, disimétrico y cuya subsidencia máxima estaría próxima al accidente de San Quintín, el cual muy posiblemente lo cabalgue localmente. Este substrato mesozoico del graben presentará, sin duda alguna, la misma estructura en teclas de piano que la observada en zonas de afloramiento.

El relleno mioceno de este surco complejo, de 12 a 15 km. de ancho, crece del SE. hacia el NO., donde tiene un máximo estimado en 1.000-1.500 metros.

A título de mera comparación, esta cifra corresponde *a grosso modo* con la profundidad actual del Mediterráneo entre el litoral de Sitges y el archipiélago Balear.

4 EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

El ciclo hercínico está únicamente representado por el afloramiento Paleozoico de San Quintín de Mediona, afloramiento al que hemos asignado una edad silúrica por similitud litológica con las facies de esta edad en el ámbito regional. Es, pues, evidente que nada podemos agregar a las ideas paleogeográficas que regionalmente se tienen del Paleozoico Catalán.

En las vecinas Hojas de Valls y Montblanch hemos observado no sólo la discordancia del Carbonífero sobre las series más antiguas, discordancia que regionalmente se interpreta como consecuencia de una fase bretónica de plegamiento, sino el gran paralelismo existente entre las alineaciones estructurales carboníferas (fase sudética o astúrica) y las propias alpinas.

La penillanura se ve invadida por los depósitos laguno-continentales del Buntsandstein; esta sedimentación detrítica sufre notables cambios de espesor a lo largo de la cordillera prelitoral, cambios, sin duda alguna, relacionados con los paleorrelieves de esa penillanura.

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 buenos 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 constantemente 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 una nueva plataforma marina equivalente al Langobardiense (C. VIRGILI), que poco a poco aparece más incomunicada con el mar abierto, ya que depósitos lagunares indican un paso progresivo a la regresión del Keuper. En éste se pasa progresivamente de barros dolomíticos depositados en un medio muy tranquilo a las arcillitas y yesos que coronan la formación y que tan sólo ocasionalmente han sido respetados por los ciclos erosivos posteriores.

La relativa abundancia de cherts que existen en los tramos marinos podrían ser testigo de un vulcanismo carbonífero que aún continúa.

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.

Uno nuevo ciclo comienza con la rápida transgresión del Lías basal, con facies de alta energía (brechas) y calcarenitas de plataforma muy somera. Toda 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 por 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 Aaleniense con el hard-grund de Vandellós, provisto de granalla limonítica, oolitos ferruginosos y numerosa macrofauna totalmente ferruginizada, en especial Ostreidos y tubos de Gusanos. ¿Significó 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 se reducen las áreas invadidas por el mar.

Una súbita subsidencia de la cuenca es puesta en evidencia por las facies del Dogger con Cancellophycus, 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 Espluga-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 del Montmell, equivalentes de un Dogger de plataforma, sino a auténticas facies purbeck presentes desde el Jurásico Medio a Superior al este 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 este del «hingeline», entre el Trías 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 isópicas 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 (ver Hoja Tarragona). Lo cierto es que tras el posible hiatus Calloviense Superior-Oxfordiense, y un Kimmeridgiense, al menos en un techo regresivo, el Portlandiense evidencia un mar de circulación restringida y escaso fondo, claramente regresivo, régimen que discurrirá sin hiatus alguno durante 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 Albiense.

En dirección NO. la cuenca se acuñaría siguiendo las directrices marcadas durante el Trías; 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 Va-

langiniense 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 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 isópicas 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 Vandellós, 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 estos afloramientos 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 (con recurrencias salobres) y no existe la certeza de una facies Weald, pero sí un posible equivalente en los dos niveles de margas ocres 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 isocronia más o menos perfecta entre las facies laguno-continentales, 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 pararrecifal superior.

Una rápida ola transgresiva llegó en el Cenomaniense; su instauración fue muy breve, ya que depósitos laguno-continentales 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 regresión albiense. Ciertos niveles de este paleosuelo, are-

niscas 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 pararrecifal y poco potente se desarrollan las facies continentales del conjunto Cuisiense-Luteciense.

Hemos de pensar que la potente serie marina Biarritziense y Priaboniense, que se encuentra muy cerca del borde norte de la Hoja y en la vecina de Montblanch, pasó con mucho al Panadés, pues los 1.400 m. de serie eocena no pueden biselarse de una forma tan brutal. Es decir, no es muy arriesgado pensar en 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.

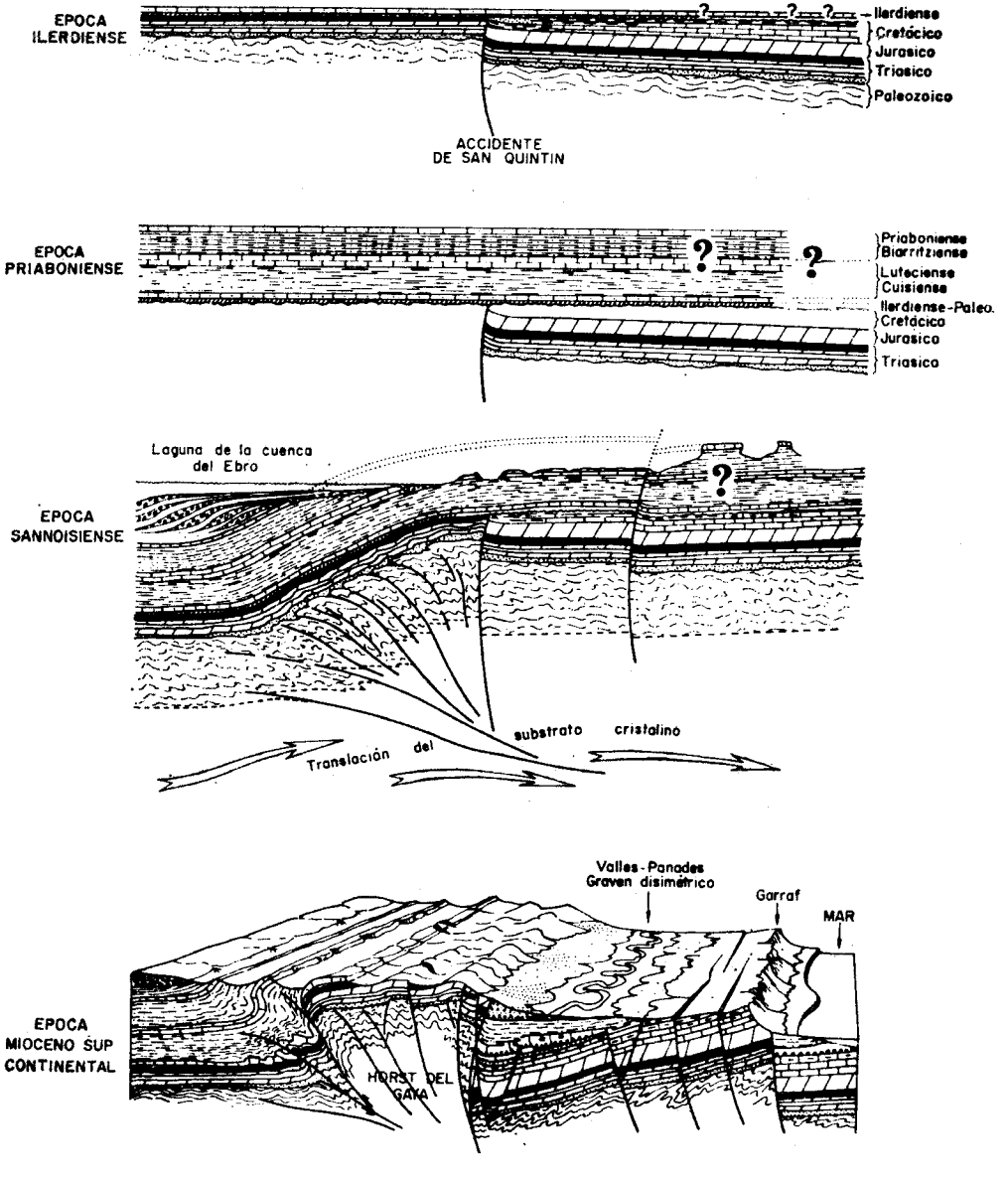
Esta interpretación sugiere que los límites de la sedimentación oligocena no debieron sobrepasar en mucho al Horst Prelitoral, y que estos sedimentos laguno-continentales alcanzan un espesor anómalo en un surco cobijado por la gran estructura que está levantándose y ligado a ella en una estrecha relación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

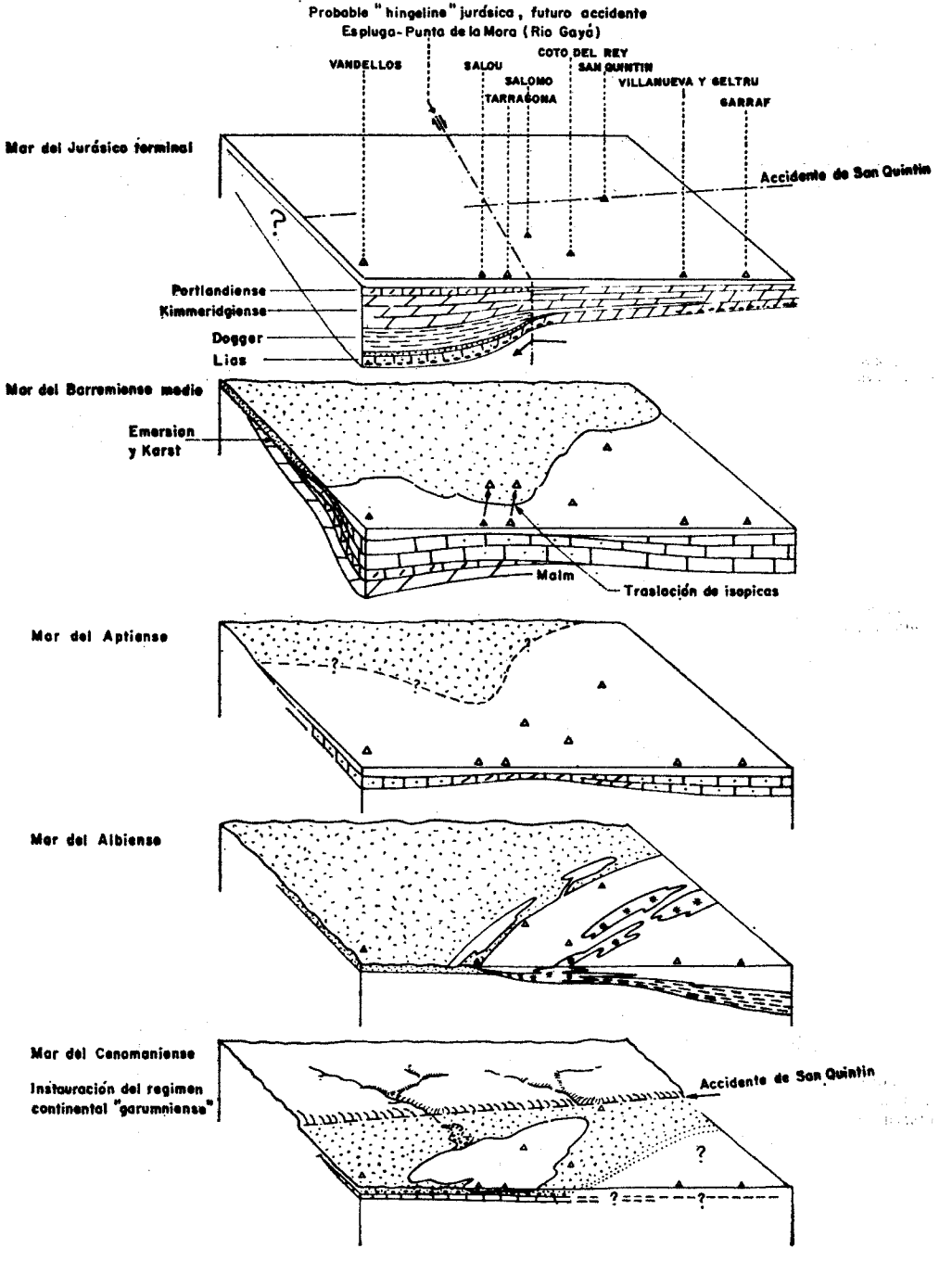
En el capítulo de tectónica hablamos ya cómo conciliar una tectónica por compresión con una de distensión (Esquema de Migliorni); pues bien, esta importantísima etapa de fracturación inicia la subsidencia y basculamiento de bloques que va a originar la cuenca abierta por la que penetró el mar mioceno 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. Notemos que el Garraf fue realmente sumergido, al menos en el Mioceno Superior, ya que son claros los fenómenos de sobre-

REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y ESTRUCTURAL DURANTE EL TERCIARIO



ESQUEMA DE EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA MESOZOICA



imposición de los ríos Foix y Gayá, y los de compactación diferencial que afectan a las facies recifales; pera 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 (VILOVI, PACHS) 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:

— Un 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 hasta el Pontiense.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Las únicas explotaciones mineras reconocidas por nosotros corresponden invariablemente a las bauxitas, cuyo origen ya ha sido comentado anteriormente.

Se presentan generalmente en magníficos agregados pisolíticos, costras y concreciones, frecuentemente acompañadas por estructuras fibro-radiadas de aragonito.

El nivel laterítico es invariablemente el Paleoceno, si bien los yacimientos que nosotros hemos visitado rellenan un karst elaborado en el Ilerdiense y Aptiense. Este karst, posiblemente de edad oligocena, no ha sido especialmente investigado, y sólo allí donde había signos externos se crearon las explotaciones.

Numerosas canteras existen distribuidas por todo el territorio de la Hoja, siendo sus aplicaciones y procedencias muy variadas:

— Piedra para obras públicas de las calizas infracretácicas.
— Complejos cementeros importantes explotan las margas albienses.
— Yesos de la formación Vilovi.
— Cales y fundentes para el cemento de las facies arrecifales miocenas.
— Arcillas cerámicas del mioceno marino.

La mayor importancia económica recae, sin duda, en los complejos cementeros de Monjos y Vallcarca; seguida de las explotaciones de yeso en Vilovi y cales de Pachs.

5.2 HIDROGEOLOGIA

No existe un solo acuífero reconocido con permeabilidad más o menos constante; en general, son todos malos y tan sólo cuando por pura suerte se acierta con el karst, los caudales son elevados.

Las facies detríticas del Mioceno, limpias y bien seleccionadas, pueden constituir acuíferos importantes; no obstante, dudamos de su continuidad y posibilidades de alimentación.

Hasta el momento, creemos que no hay ni un solo pozo que haya intentado la explotación de los acuíferos detríticos.

La investigación profunda de las depresiones miocenas supone graves inconvenientes:

1. Escasa permeabilidad del substrato mesozoico.

2. Profundidad de este zócalo objetivo, creemos muy superior a lo previsto por las campañas geoeléctricas llevadas a cabo. Se ha estimado en unos 600 m. y nos parece muy posible que sobrepase los 1.000 m.

6 BIBLIOGRAFIA

ALMERA, J. (1895).—«Etude stratigraphique du massif crétacé du littoral de la province de Barcelone». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e. sér., t. 23, pp. 564-571, París.

— (1987).—«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 du samedi 8 oct. à Castellví de la Marca, au vallon de San-Pere d'Ordal et à San Sadurni de Noya». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXVI, 3e. sér., pp. 840-851, 1 fig., París. (Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXVII, pp. 284-303, 1 fig., Madrid, 1903).

— (1898).—«Compte-rendu de l'excursion du vendredi 7 oct. aux environs de Villanueva et de Villafranca». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e. sér., t. XXVI, pp. 812-822, 2 figs., París. (Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXVI, pp. 251-267, 2 figs., Madrid, 1903).

— (1899).—«Sobre el descubrimiento de la fauna de Saint-Cassien en el Trías de nuestra provincia». *Bol. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, 3.ª ep., t. I, número 26, pp. 538-541, Barcelona.

— (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.° 11, pp. 135-140, Barcelona.

ALMELA, 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.° 30, pp. 17-45, 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.° 20, pp. 395-408, 8 láms., Barcelona.

ANGELIS D'OSSAT, G. de (1895).—«Los primeros Antozoos y Briozoos mio-

cénicos recogidos en Cataluña». *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona,* 3.ª época, t. III, n.º 4, pp. 1-31. Barcelona.

ANGELIS D'OSSAT, G. DE (1905).—«Coralli del Cretácico Inferiore della Catalogna». *Palaeont. Ital.,* v. XI, pp. 169-252, 2 figs., 3 láms., Pisa.

ASHAUER, H., y TEICHMÜLLER, R. (1935).—«Die Variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abh. Geselles. Wiss. Göttingen,* Math-Phys. Kl. III Folge, H. 16, pp. 16-93, 48 figs., 3 láms., Berlín (Trad. en *Publ. Extr. Geol. Esp.,* t. III, pp. 7-102, 48 figs., 7 láms., Madrid, 1946).

BATALLER, J. R. (1919).—«Las bauxitas de Cataluña». *Rev. R. Acad. Cienc.,* tomo XVII, pp. 422-470, 7 figs., 4 láms., fot., 1 mapa geol., Madrid.

— (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.

— (1963).—«Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España. I. Tallphita, II Protozoa, III Coelenterata Porifera, IV Coelenterata Nidaria, V Echinodernata, VI Vermes, VII Mulloscoidea». *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona,* v. XXVIII, pp. 279-484, 238 figs., Barcelona.

BAUZA, F. (1876).—«Reseña de las provincias de Tarragona y Lérida». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.,* t. III, pp. 115-123, Madrid.

CALAFAT, J. (1917).—«Sobre los nuevos yacimientos de bauxita en España». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.,* t. XVII, pp. 415-418, Madrid.

CAREZ, L. (1881).—«Etude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne», Paris, *Libr. F. Savy,* 327 p., 72 figs., 8 láms.

— (1898).—«Observations sur l'excursion à Castellví de la Marca». *Bull. Soc. Geól. Fr.,* 3e. sér., t. 26, p. 858, París (Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. España,* t. XXVII, p. 311, Madrid, 1903).

CLOSAS MIRALLES, J. (1954).—«Las bauxitas del NE. de España». *XIX Congreso Intern. Geol.,* sect. 12, fasc., 12, pp. 199-223, Argel.

COMBES, P. J. (1969).—«Recherches sur la génèse des Bauxites dans le Nord de l'Espagne le Languedoc et l'Ariège (France)». *Mém. C. Et. et Rech. Géol. et Hydrol.,* t. III-IV, 335 p., 71, figs., f. t., 16 láms., Montpellier.

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.

COQUAND, A. (1865).—«Monographie paléontologique de l'étage aptien de l'Espagne». *Mém. Soc. Emulation de la Provence,* t. III, 221 p. atlas, Marseille.

DEPERET, Ch. (1898).—«Observations sur les terrains néogènes de la région de Barcelone». *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 3e. 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 (1906).—«Nota d'excursions geológiques per la comarca del Vendrell (Tarragona)». *Bull. Ins. Cat. Hist. Nat.,* t. VI, pp. 101-111, 2 figuras, Barcelona.

FAURA Y SANS (1918).—«Naturaleza, origen i edat de formació de les bauxites de la Serra de la Llacuna». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XVIII, pp. 49-55, Barcelona.

— (1922).—«Explicatió de la fulla n.° 34: Villafranca del Panadés, Barcelona». *Serv. Mapa Geol. Cat.*, 95 p., 46 figs.

— (1923).—«Explicació de la fulla n.° 39, Villanueva y Geltrú, Barcelona», *Serv. Mapa Geol. Cat.*, 109 p., 50 figs., 1 mapa esc. 1:100.000.

FAURA Y SANS, M., y BATALLER, J. R. (1920).—«Les bauxites triasiques de la Catalogne». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e sér., t. XX, pp. 251-257, 1 mapa geológico, París.

FAURA Y SANS, M., y CANU, F. (1916).—«Sur les Briozooaires des terrains tertiaires de la Catalogne». *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. II, pp. 59-190, 21 figuras, láms. I-IX, Barcelona.

FERRER, J. (1971).—«El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña)». *Mém. Suisses de Paléont.*, v. 90, 70 p., 50 figuras, 8 láms. f. t., 6 cuadr. f. t., Basilea.

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.

GARCIA RODRIGO, B. (1957).—«El Valle de Anoia». *Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov.*, t. XVI, pp. 45-80, 7 figs., 2 láms., Barcelona.

GARCIA SIÑERIZ, J. (1950).—«Aprovechamiento industrial de las bauxitas de la zona subpirenaica para la producción de óxido de aluminio». 25 p., 10 fots., 4 láms., Barcelona.

GOETZ-PHILIPPI, R. (1920).—«La bauxita de Cataluña». *Rev. Minera*, tomo XXXVIII, pp. 225 y 359, Madrid.

GOMBAU, J. (1877).—«Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, v. IV, pp. 181-250, mapa geol., Madrid.

HERENGER, L. (1942).—«Contribution à l'étude des spongiaires du Jurassique et du Crétacé de Catalogne». *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XXIII, pp. 143-192, 16 figs., Grenoble.

— (1944).—«Nouveau genre d'éponge siliceuse fossile et remarques sur la classification des Hexactillinides». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 218, París.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1920).—«Algunas palabras más acerca de las bauxitas de Cataluña». *Rev. Minera*, t. XXXVIII, p. 385, Madrid.

— (1920).—«Condiciones geológicas de los yacimientos catalanes de bauxitas». *Bol. Inst. Geol. de Esp.*, t. XLI, pp. 1-147, 3 figs., 11 láms. fot., 1 microf., 1 lám., Madrid.

HOTTINGER, L. (1960).—«Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène». *Mém. Suisses de Paléont.*, v. 75-76, 1 vol. texto 243 p., 117 figuras, 1 tabla pleg. ft., 1 vol. lám., Basilea.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1932).—«Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja n.° 448: Gavá». Madrid, 39 p., 10 láms., 3 hoj. cort, f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.

— (1934).—«Mapa geológico de España, 1:50.000, Hoja n.° 446: Valls». Madrid, 73 p., 15 láms. f. t., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.

— (1934).—«Mapa geológico de España, 1:50.000, Hoja n.° 391: Igualada». Madrid, 1947, 113 p., 27 láms., 1 hoja cort., 1 mapa geol. pleg. f. t.

— (1952).—«Mapa geológico de España, 1:50.000, Hoja n.° 447: Villanueva y Geltrú». Madrid, 60 p., 2 figs., XI láms., 1 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.° 24, 128 p., 3 figs., 9 láms. París.

— (1927).—«Révision des Echinides fossiles de la Catalogne». *Mém. Mus. Cienc. Nat. Barcelona,* Ser. Geol., v. I, n.° 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.

LAPPARENT, A. F. de (1950).—«Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne». *C. R. Ac. Sc. Paris,* t. 230, pp. 983-984, París.

LLOPIS LLADO, N. (1943).—«Estudio tectomorfológico de la depresión prelitoral catalana». *Est. Geogr.,* año IV, n.° 10, pp. 31-111, 17 figs., 6 láms., 1 cuad., Madrid.

— (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. fots.

LLORENS, T. (1919-1920).—«Els minerals de Catalunya». *Treb. Inst. Hist. Nat.,* v. V, pp. 129-357, 37 figs., Barcelona.

MALLADA, L. (1889).—«Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.,* t. XVI, pp. 1-175, 7 figs., 1 lám., Madrid.

MAURETA, J., y THOS, S. (1881).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona». *Mem. Com. Mapa Geol. de Esp.,* v. XIII, 487 p., 44 figs., 11 láms., Madrid.

MOTTA, F., y ROCH, E. (1962).—«Bauxites d'Espagne: Observations et interprétations». *Acta Geológica,* t. VII, pp. 285-291, Budapest.

ROSELL SANUY, J. (1961).—«Afloramientos liásicos en el Montmell et en Pontons Torrelles de Foix (Tarragona)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.,* n.° 61, pp. 245-250, 1 fig., Madrid.

RÜHL, A. (1909).—«Geomorphologische Studien aus Katalonien». *Zeitsch. Gesells. f. Erdkünde,* Jahrg. 1909, n.° 4, pp. 297-316, 10 figs.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1950).—«Estudio geológico de los criade-

ros de bauxita del NE. de España». Barcelona, A. Rovira, Art. Gráf., 35 p., 7 corts., 18 láms.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1954).—«Geología de las bauxitas españolas». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* T. Homen. E. Hernández Pacheco, pp. 579-607, 4 figs., Madrid.

SCHRIEL, W. (1929).—«Der geologische Bau der Katalonischen Küstengebirge zwischen Ebromündung und Ampurdán». *Abh. Gesells. Wiss Göttingen,* Math.-Phys., Kl., N.F., B. 14, pp. 62-141, 29 figs., 11 láms., Berlín. (Trad. M. San Miguel de la Cámara, en *Publ. Alem. Geol. Esp.,* t. I, pp. 103-168, 20 figs., 1 mapa, 10 láms., Madrid, 1942.)

SOLE SABARIS, L. (1940).—«Superficies de erosión en las Cordilleras litorales de Cataluña». *An. Univ. Barcelona,* pp. 145-158, 3 láms., 3 corts., 1 mapa, Barcelona.

— (1945).—«El mapa geológico de la provincia de Barcelona». *Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* t. VII, Miscelánea Almera, 1.ª p., pp. 43-62, 5 figs., Barcelona.

— (1961).—«Estudio geológico de la Cordillera Prelitoral catalana en el curso superior del río Foix». *Bol. Serv. Geol. Obr. Públ.* (Inform. y Esta.), número 10, pp. 29-47, 1 hoja cort., 1 mapa geol., 3 esq., 2 fots., Madrid.

— (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.

SOLE SABARIS, L., y LLOPIS LLADO, N. (1939).—«Terminación septentrional de la Cordillera costera catalana». *Asoc. Est. Geol. Medit. Occid.,* t. VI, número 1, 87 pp., 1 lám., 1 mapa, Barcelona.

— (1948).—«Mapa hidrogeológico de los alrededores de Villafranca del Panadés». Esc. 1:25.000.

SOLE, L.; VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1956).—«Características estratigráficas del Trías en la zona limítrofe entre las provincias de Barcelona y Tarragona». *Est. Geol.,* t. XII, n.° 31-32, pp. 287-300, 5 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.

TRUYOLS, J., y CRUSAFONT, M. (1951).—«Caracterización de un sistema de cuñas marinas en el Mioceno del Panadés». *Est. Geol.,* n.° 14, t. VII, páginas 443-454, 2 figs., Madrid.

VEZIAN, A. (1856).—«Du terrain postpyrénéen des environs de Barcelone». Montpellier, Ricard, Impr., 116 p., 1 lám.

— (1856).—«Mollusques et zoophites des terrains Nummulitique et Tertiaire marins de la province de Barcelone». Montpellier, J. Martel, Impr., 54 p.

VILLALTA, J. F. de (1943).—«Los vertebrados del Mioceno continental de la cuenca del Vallés-Panadés. I. Insectívoros. II. Carnívoros». *Bol. Inst. Geol. y Min. España,* t. LVI, pp. 145-336, 48 figs., 17 láms., Madrid.

VILLALTA, J. F. de, y CRUSAFONT, M. (1941).—«Noticia preliminar sobre la fauna de carnívoros del Mioceno continental del Vallés-Panadés». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* t. XXXIX, pp. 201-208, 3 figs., 1 lám., Madrid.

— (1942).—«Los insectívoros del Vindoboniense de la cuenca del Vallés-Panadés». *Anal. Asoc. Esp. Progr. Cienc.,* año VII, n.° 1, pp. 55-67, 10 figuras, Madrid.

— (1943).—«Consideraciones sobre las formaciones pontienses de la cuenca del Vallés-Panadés». *Las Ciencias,* año VIII, n.° 3, pp. 574-581, Madrid.

VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.,* t. LXIX, 856 p., 90 figs., XVII láms., Madrid.

YACIMIENTOS (1917).—«De bauxita en Barcelona». *Bol. Of. Minas y Combust.,* n.° 1, Madrid.