



IGME

7900207

420

36-16

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

HOSPITALET DE LLOBREGAT

Segunda serie - Primera edición

360	361	362	363	364	365	366
MONT	SERRA	COST	MONT	SIERRA	BAL	VALLE
33-14	34-14	35-14	36-14	37-14	38-14	39-14
369	390	391	392	393	394	395
MONT	SERRA	SERRA	MONT	MONT	MONT	MONT
33-15	34-15	35-15	36-15	37-15	38-15	39-15
417	418	419	420	421	422	423
ESPINA 17	MONTBLANC	MONTBLANC	MONTBLANC	MONTBLANC	MONTBLANC	MONTBLANC
33-16	34-16	35-16	36-16	37-16	38-16	39-16
445	446	447	448	449	450	451
CONCA	VAL	VALLODEVIA	VALLODEVIA	VALLODEVIA	VALLODEVIA	VALLODEVIA
33-17	34-17	35-17	36-17	37-17	38-17	39-17
472	473					
405	406					
33-18	34-18					



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

HOSPITALET DE LLOBREGAT

Segunda serie - Primera edición

420

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por T. C. R., S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores de la Universidad de Barcelona siguientes:

Paleozoico, metamórtico y rocas eruptivas: Dr. Luis Solé Sugrañes.

Triásico y Cretácico: Dr. L. Solé Sabaris.

Neógeno: Dr. A. Obrador.

Cuaternario: María Angeles Marqués.

Síntesis y Dirección por T. C. R., S. A.: Dr. José Medialeida Vega.

Los trabajos se efectuaron durante el año 1973.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 15.318 - 1975

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

1 INTRODUCCION

El territorio de la Hoja núm. 420, Hospitalet de Llobregat, corresponde en su totalidad a la provincia de Barcelona, encontrándose los barrios extremos de la capital en el ángulo sureste de la misma.

El área cartografiada incluye una parte de la Cordillera Costero-Catalana, que discurre paralelamente a la costa, separando el Mediterráneo de la Depresión del Ebro y constituyendo la unidad geológica denominada «Catalánides». Este sistema se descompone en tres grandes unidades morfoestructurales: la Cordillera Prelitoral, la Depresión Prelitoral y la Cordillera Litoral, de las cuales solamente aparecen aquí parcialmente las dos últimas.

La *Cordillera Litoral*, que linda con el mar y corre de noreste a suroeste, es de alturas modestas y aparece atravesada en su parte central por el río Llobregat, que desemboca en las proximidades de Barcelona. Se distinguen en ella dos sectores muy diferentes separados por el valle de este río: un macizo paleozoico al Noreste que, en la parte comprendida dentro de la Hoja corresponde a la sierra de Collserola con el Tibidabo (512 m.), montaña que domina la ciudad de Barcelona, y al Suroeste el macizo de Garraf, cuya altura máxima es el Montant (660 m.), al norte de Begas, constituido por terrenos mesozoicos, principalmente cretácicos. El contraste a uno y otro lado del valle del Llobregat es notable, y refleja el cambio de constitución geológica. Los relieves paleozoicos son dominanteamente pizarrinos y dan origen a formas suaves, con valles relativamente anchos, en cuyo fondo aparece casi siempre un relleno cuaternario que sustenta los

cultivos, mientras las laderas aparecen cubiertas por una lozana vegetación de bosques mediterráneos de pinos y encinas, con subsuelo de matorral alto y muy denso, allí donde ha sido respetado por el hombre.

Al oeste del Llobregat este zócalo paleozoico desaparece suavemente bajo la cobertura secundaria, constituida por formaciones del Trías, Jurásico y Cretáceo, terrenos que forman unas cuestas sucesivamente escalonadas e inclinadas hacia el Oeste. La mayor parte del macizo de Garraf es de naturaleza caliza o dolomítica y se encuentra fuertemente karstificado. Entre el macizo y el zócalo paleozoico se intercala el reborde o franja correspondiente al Trías, de estructura compleja y litología variada, en la que alternan los niveles calizos con areniscas, conglomerados y arcillas de colores rojizos y abigarrados.

El valle del río Llobregat, que atraviesa la cordillera, forma un largo y estrecho pasillo de origen tectónico, lleno por sedimentos piocenos y cuaternarios, y por él circula la mayor parte del tráfico de entrada y salida de la Ciudad Condal. Se halla densamente poblado y su fértil suelo está ocupado por una franja de huertas, gran número de industrias e importantes poblaciones.

Al norte de la Cordillera Litoral se extiende la fosa tectónica correspondiente a la Depresión Prelitoral, en el sector comprendido en las comarcas del Vallés, al Este, y el Panadés, al Oeste, separadas por el curso del Llobregat. Esta fosa está llena por un potente espesor de sedimentos miocenos marinos y continentales, relativamente blandos, que se prestan al desarrollo agrícola y aparecen densamente poblados.

Al sur de la Cordillera Litoral cabe distinguir otra pequeña unidad que comprende la estrecha plataforma costera, formada por el llano de Barcelona y el delta del Llobregat, del cual sólo aparece en la Hoja un pequeño retazo en el ángulo sureste, constituido igualmente por terrenos terciarios y cuaternarios.

Las líneas principales de la estratigrafía y cartografía de este sector de la provincia de Barcelona fueron establecidas con precisión en los meritorios trabajos de ALMERA, principalmente en su mapa a escala 1:40.000 y, como puede observarse en la bibliografía adjunta, existen numerosos trabajos sobre la zona. A pesar de ello, la cartografía que figura en esta Hoja presenta numerosas novedades, tanto estratigráficas como tectónicas, debido en gran parte al empleo del método micropaleontológico en el estudio de las calizas de Garraf y a la feliz circunstancia de haber dispuesto de un excelente mapa fotogramétrico, en escala 1:10.000, e isohipsas de 5 m., levantado por la Diputación Provincial, el cual ha servido de base para los trabajos de campo. Igualmente se ha dispuesto de la fotografía aérea en escala 1:15.000, que ha permitido un trazado más riguroso de los contornos y de los accidentes tectónicos, frecuentemente difíciles de precisar en macizos calcáreos homogéneos, como el de Garraf.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 PALEOZOICO

Los terrenos paleozoicos de esta Hoja se reparten en dos áreas principales: una situada al este del río Llobregat, donde forma el macizo de la sierra de Collserola o bloque del Tibidabo, y otra al oeste del mismo, donde se presentan las lomas del borde oriental del macizo de Garraf, perdiéndose hacia el Oeste, bajo la cobertura mesozoica de dicho macizo.

En el sector cartografiado, los terrenos paleozoicos abarcan desde el Ordovícico hasta el Carbonífero Inferior. Excepto el Ordovícico, que se halla muy mal caracterizado paleontológicamente, el resto de los niveles suele contener fósiles cuyos yacimientos son conocidos desde mediados del siglo pasado.

En el presente trabajo, la datación cronoestratigráfica de los diferentes terrenos se ha basado fundamentalmente en los abundantes datos paleontológicos obtenidos de la literatura geológica y en la revisión de algunos ejemplares de las colecciones existentes.

La extraordinaria complicación tectónica que presentan estos terrenos, situados en un nivel tectónico profundo y afectados por dos sistemas de esquistosidad, hace que sólo pueda apreciarse la estratificación inicial en los casos en que el contraste litológico es suficientemente neto. Por ello, en la cartografía se ha procedido a distinguir únicamente aquellos conjuntos que presentan una individualidad litológica suficiente, prescindiendo en este caso de los límites cronoestratigráficos, sólo identificables en los afloramientos amplios y con abundantes fósiles.

Se han podido diferenciar dentro del Paleozoico siete niveles: uno inferior, de pizarras micacíticas y sericitas arenosas con cuarcitas basales, que en líneas generales puede asimilarse al Ordovícico; el segundo nivel comprende los tramos de filitas y pizarras ampelíticas en las que se encuentra fauna silúrica; un tercer nivel aparece constituido por dolomías y calizas nodulosas con intercalaciones de pizarras, y contiene fauna del Silúrico y Devónico Inferior; el cuarto nivel lo constituyen los calcoesquistos con fauna devónica. Los tres niveles siguientes corresponden al Carbonífero, estando constituido el basal por lítitas y pizarras síliceas, el intermedio por un delgado banco de calizas y pizarras purpúreas y el superior por grauwackas.

2.1.1 ORDOVICICO (O y O_q)

Bajo este conjunto se han agrupado los niveles de pizarras micacíticas

y de pizarras arenosas con intercalaciones de bancos poco potentes de cuarcita e hiladas de rocas carbonatadas.

En Sant Antoni, al sur de Sant Vicens dels Horts, aflora, en el núcleo de un anticlinal bastante complejo, un paquete de unos 50 m. de potencia, formado por cuarcitas y pizarras cuarcíticas. En este afloramiento las cuarcitas se sitúan debajo de las pizarras anteriormente descritas, pero es difícil precisar si se trata de un tramo basal continuo, al no aflorar con la misma facies en ningún otro sector de la zona. Algo más al Sur, en el cerro de la ermita de San Ramón, también en disposición anticlinal, aunque con el flanco sur fallado, las pizarras son de naturaleza cuarcítica y las intercalaciones de bandas de ortocuarcita muy importantes, pero sin llegar a formar una masa continua, como ocurre en Sant Antoni, por lo que cabe suponer que existen importantes cambios laterales de facies en cuanto a la repartición de estos niveles cuarcíticos, que han sido considerados en el presente trabajo como del Ordovicico indiferenciado.

El espesor de estas formaciones resulta indeterminable por desconocerse la base y hallarse el techo generalmente tectonizado. ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935) atribuyen 120 m. a las cuarcitas y 450 m. al resto de pizarras y pizarras cuarcíticas. Sin embargo, en Sant Antoni sólo son visibles unos 50 m. de espesor de cuarcitas, y en la misma localidad el espesor de las pizarras ordovicicas, aunque con mucha inseguridad, puede ser evaluado entre 200 y 300 m.

2.1.2 SILURICO-DEVONICO

Se han diferenciado en este período tres niveles litológicos: uno, esencialmente filítico, con abundante fauna graptolítica; otro, predominantemente calcáreo, que constituye el tránsito entre el Silúrico Superior y el Devónico Inferior; y un tercer nivel, calcoesquistoso con Tentaculites, perteneciente al Devónico Medio.

2.1.2.1 Filitas y pizarras ampelíticas (S_{1-2}^{A-B})

Este nivel se halla relativamente poco extendido en el sector de Collserola, donde sólo aflora en su vertiente meridional, así como en Papiol, pero presenta mayores extensiones en el sector de Sant Vicens dels Horts y Sant Clemente de Llobregat.

Está formado por una serie de 150 a 250 m. de espesor de pizarras ampelíticas, filitas y sericitas, que alternan con bancos delgados (de pocos decímetros) de cuarcitas. En estas pizarras es fácil encontrar graptolites y crinolídeos que permiten identificar el Llandoveryense, Wenlockiense y Ludlowiense. Al igual que en el Ordovicico, es necesario tener en cuenta al intentar establecer una secuencia estratigráfica detallada los importan-

tes cambios laterales de facies. Así, los niveles de ampelitas, que en el sector suroccidental de la sierra de Collserola caracterizan el tránsito del Ordovícico al Silúrico (explotaciones de Santa Creu d'Olorde y Can Tintoré en Sant Bartomeu de la Quadra), no aparecen nunca con la misma facies al oeste del Llobregat, hallándose en este sector las faunas características del Llandoveryense en filitas sericíticas.

LLOPIS y otros (1969), en el sector de Santa Creu d'Olorde, distingue tres tramos:

- Valentiniense Inferior.—Formado por ampelitas y cuarcitas de facies Llandovery con fauna de la biozona de *Monograptus convolutus*, zona 22.
- Valentiniense Superior.—De pizarras arcillosas y ampelíticas con fauna de las biozonas de *Monograptus sedwickii* y *M. turrilculatus*, zonas 23 y 24.
- Wenlockiense y Ludlowiense Medio.—Formado por ampelitas y pizarras blancas con fauna de la biozona de *Monograptus nilssoni*, zona 34.

Cerca de la ermita de Santa María de Cervelló, y en las proximidades de la de Brugues, se ha encontrado, en pizarras sericíticas y algo ampelíticas, *Scyphocrinus elegans*. Sin embargo, en este sector occidental, tal como ya se ha dicho, las series son menos ampelíticas y hay, quizás, un mayor predominio de niveles cuarcíticos interestratificados en bancos muy delgados.

2.1.2.2 Calizas de Santa Creu d'Olorde (S_2^3 -D₁)

Se halla representado este nivel de tránsito del Silúrico al Devónico en el cerro de Santa Creu d'Olorde, en Can Amigonet (Papiol), en Castell Ciuró (Molins de Rey) y en Sant Bartomeu de la Quadra.

En Can Amigonet presenta la siguiente secuencia:

Muro: Filitas sericíticas grises blanquecinas.

- 1 m. de calizas dolomíticas pardas, con nódulos ferruginosos dispuestos en bancos centímetros.
- 10 m. pizarras sericíticas, grises, con huellas de graptolites.
- 5 m. de dolomías pardas, masivas.
- 5 m. de calizas dolomíticas grises, en bancos de 30 a 50 cm., con algunas intercalaciones de calcoesquistos grisáceos de hasta 20 cm. de espesor. Hacia la parte superior pasan a calizas rosadas nodulosas con *Orthoceras*.
- 0,5 m. de calcoesquistos rosados.
- 15 m. de calizas nodulares grises con *Orthoceras*.

Techo: Calcoesquistos devónicos con *Tentaculites*.

En Santa Creu d'Olorde, LLOPIS y otros (1969) reconocen una secuencia muy parecida a la de Can Amigonet, pero más rica en fauna determinable, hallada casi toda en la cantera de Can Farrer, que les ha permitido establecer la siguiente diferenciación cronoestratigráfica:

- Un nivel inferior calcáreo con *Scyphocrinus elegans* y *Cardiola interrupta*, perteneciente al Ludlowiense.
- Un nivel formado por calizas grises masivas, con alguna intercalación calcoesquistosa y de pizarras rojizas, carente de fauna, pero sin discontinuidad estratigráfica aparente.
- Un nivel calcáreo margoso con *Monograptus hercynicus*, *Novakia amaria* y *Stropheodonta gigas*, que caracterizan al Emsiense.
- Un nivel superior calcoesquisto, con Tentaculites, en el que la presencia de *Paranorakia geinitziana* permite atribuirlo al Devónico Medio, probablemente al Couviniense.

Según el criterio adoptado por los mismos, en el corte de Can Amigonet deberían considerarse como Ludlowienses los tramos 1 a 5, mientras que el tramo calcáreo 6 sería un tramo compresivo en el que se hallarían comprendidos el Downtoniense y el Devónico Inferior.

2.1.2.3 Calcoesquistos devónicos (D_{11-21})

Comprende este nivel un conjunto de 20 a 30 m. de espesor de calcoesquistos y calizas arcillosas, grises y amarillentas, con abundante fauna de Tentaculites, que se hallan bien caracterizadas en las canteras de Santa Creu d'Olorde y en el barranco existente entre Can Amigonet y Can Puig (Papiol).

El mejor yacimiento paleontológico de este nivel se halla en el cerro de Roca Bruna, cerca de Gavá, en la Hoja núm. 448. En este yacimiento, hoy totalmente agotado, se citan más de quince especies devónicas, siendo las más significativas: *Orthoceras bohemicum*, *O. consocium*, *Tentaculites genitziatus* y *Posidonomya eugira*.

2.1.3 CARBONIFERO (H_{q12}^A , H_{p12}^A y H_{gr12}^A)

En la presente Hoja, el Carbonífero sólo aflora en el núcleo de algunas estructuras sinclinales, en el sector de Papiol y Molins de Rey, así como en el Turó Putxet, dentro del casco urbano de Barcelona, donde presenta carácter algo metamórfico.

En la cartografía se han diferenciado tres niveles:

- Un primer nivel basal, H_{q12}^A , formado por lítitas y pizarras silíceas.
- Un nivel intermedio, H_{p12}^A , constituido por bancos calcáreos, calcoesquistos y pizarras purpúreas.

— Un tercer nivel, H_{gr12}^A , de pizarras arenosas, grauwackas y conglomerados de cantos de cuarzo.

La secuencia más completa puede encontrarse en Can Puig (Papiol), donde pueden distinguirse:

Muro: Calcoesquistos del Devónico Medio.

1-15 m. de lítitas y pizarras silíceas muy repiegadas.

2-7 m. de calizas dolomíticas grises y calcoesquistos pardo-rojizos en la parte superior.

3-12 m. de pizarras purpúreas con *Phyllipsia*.

4-10 a 15 m. visibles de pizarras arenosas grises y grauwackas con Posidonomia y Calamites.

En el resto de afloramientos del sector de Molins de Rey sólo afloran los tramos inferiores de esta serie. En el Putxet, la intensa edificación ha cubierto totalmente todo el afloramiento de Carbonífero, que sólo ha podido ser observado en los cimientos de algunos edificios en construcción. Es dudoso que existan las lítitas basales, aunque de una cita de Almera puede suponerse su presencia. Sin embargo, es casi seguro que están ausentes los niveles 2 y 3 de Can Puig. En el nivel superior predominan los conglomerados de cantos de cuarzo, cuarcita y lítita, que no se encuentran en Can Puig. Todo ello hace suponer que existen importantes cambios laterales de facies en la cuenca carbonífera de este sector, pero muy difíciles de reconstruir dada la escasez de afloramientos.

El conjunto de este Carbonífero ya fue descrito por ALMERA (1900) como perteneciente al Culm, y posteriormente SCHRIEL (1929) y ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935) han situado la fauna marina del mismo en el Viseense, atribuyendo al Culm los niveles silíceos basales.

SCHRIEL (1929), MARCET RIBA (1933) y ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935) consideran que el Carbonífero yace en discordancia sobre el Devónico, pero el alto grado de tectonización y la mala calidad de los contactos hace difícil tal afirmación.

Sin embargo, en el borde sur del cerro de Can Puig, las lítitas basales se apoyan indistintamente sobre los calcoesquistos mesodevónicos, sobre las calizas nodulosas del Devónico Inferior, o bien sobre las filitas silúricas. También, en el cerro de cota 115, situado al norte de Molins de Rey, puede observarse cómo las lítitas carboníferas se apoyan directamente sobre las pizarras silúricas.

Estas consideraciones, unidas a la ausencia de parte del Devónico Medio y Superior y quizás de parte del Carbonífero Inferior, permiten suponer que, al igual que sucede en el Priorato, el Carbonífero se apoya transgresivamente sobre terrenos de distinta edad y que ha existido un período importante de erosión anterior al Viseense.

2.2 MESOZOICO

2.2.1 TRIASICO

Este terreno forma una banda continua de 4 a 5 km. de anchura por 20 km. de longitud, y constituye el reborde occidental del macizo de Garraf, desde Begas hasta Gelida. Como en el resto de los Catalánides, consta de los tres pisos del Trías de facies germánica y ha sido, precisamente en esta zona, donde se ha podido precisar la sucesión, gracias a la existencia de algunos yacimientos fosilíferos que han servido, en buena parte, de base para establecer la cronoestratigrafía del Trías de los Catalánides.

2.2.1.1 Buntsandstein (T_{G1} y T_{G1})

El Buntsandstein aparece formado esencialmente por depósitos de facies continental, de color rojizo característico, ligeramente violado, compuesto de conglomerados, areniscas y argilitas. Se inicia con una sedimentación gruesa de conglomerados basales, de espesor variable, que generalmente no sobrepasa los 50 m., formados por cantos de cuarzo bien rodados, aun cuando todavía puede haber otros elementos silíceos procedentes del Paleozóico. En algunos puntos aparecen precedidos de un delgado espesor (de algunos decímetros) de areniscas y argilitas, en el que quizá algún día pueda demostrarse la presencia del Pérmico, como ha sucedido en la Cordillera Ibérica. Progresivamente se suceden pasadas de elementos más finos hasta transformarse totalmente en un conjunto de areniscas bien estratificadas, en las que es frecuente la estratificación cruzada. Sobre el mismo, y por transición gradual, se pasa a las arcillas rojas y, finalmente, a algunas pasadas grises o verdosas que recuerdan el Röt alemán. En las areniscas que forman escarpes orientados al Norte son frecuentes hermosos ejemplares de tafonías y sobre todo de alvéolos de erosión, como en Martorell y Corbera.

El espesor total no sobrepasa los 150 m., según la columna detallada que figura en el mapa, y hasta ahora no ha suministrado más que impresiones de plantas indeterminables en Coll Fe, al sur de Begas.

2.2.1.2 Muschelkalk (T_{G21} , T_{G22} , T_{G23})

En este piso se distinguen dos tramos calizos de características litológicas bastante parecidas, separados por una intercalación de areniscas y arcillas rojas yesíferas.

La sucesión de tramos es la siguiente:

T_{G21} Dolomías y calizas (nivel de Paraceratites). Espesor: 50 a 70 m.

Generalmente empieza con bancos gruesos dolomíticos, que poco a poco van pasando a calizas bien estratificadas, en las que suele encontrarse algún nivel con nódulos de sílex. Su atribución al Muschelkalk Inferior está bien demostrada por la presencia, en Begas (Hotel Petit Canigó) y en el afloramiento de la Rectoría, de *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* y *Giroporella*, MUNST. De Corbera (Can Baró), ALMERA cita *Natica gregaria*, *Encriinus*, *Corbula*, *Lima*. En Sant Andreu de la Barca, la *Spiriferina mentzeli* va acompañada de *Paraceratites* sp. en las capas inferiores, y, también, de dicha zona ALMERA obtuvo una lista bastante extensa con *Myophoriopsis goldfussi*, *Terebratula vulgaris*, etc. (VIRGILI, p. 330).

T_{G22} Areniscas y arcillas rojas del tramo medio. Espesor máximo: 50 a 70 m.

Formado por areniscas y argilitas rojas, las cuales, hacia la parte alta, contienen frecuentemente algunas vetas y lentejones de yeso blanco, y pasando a arcillas verdosas en sus últimos cinco o seis metros. Anteriormente se había confundido este tramo intermedio del Muschelkalk con el Keuper, debido a la presencia de yesos y colores abigarrados de la parte alta.

T_{G23} Calizas y dolomías con *Daonella*. Espesor: 60 m.

Empieza por dolomías de poco espesor, seguidas de bancos de calizas bien estratificadas, con capas de fucoides y, a veces, nódulos de sílex. Pronto estos bancos alternan con niveles de calizas margosas, en los que se ha encontrado *Daonella lommeli* v., MOJJS, en el cerro de Santa Eulalia y en el Mas Trabal de Begas, y *Cassianella* en Montmay.

2.2.1.3 Keuper (T_{G3} y Td_{G3})

Las calizas margosas del Muschelkalk Superior pasan por tránsitos insensibles a margas amarillentas bien desarrolladas, con algunos bancos intercalados de calizas margosas más resistentes. En ellos y en el Font de Can Jem, en el fondo de Can Prunera, 4 km. al oeste de Cervelló, se ha encontrado *Myophoriopsis keuperiana*, QUENST., primera localidad que ha permitido datar paleontológicamente este piso triásico en los Catalánides. Yacen encima margas abigarradas yesíferas que, si bien en algunos sitios faltan, quizás por laminación tectónica, en general se encuentran mucho mejor desarrolladas que en la región situada más al Sur, comprendida en la Hoja núm. 448. El espesor de este tipo de formación es siempre difícil de precisar, a causa de su gran movilidad, pero no es aventurado atribuir 30-40 m. a las margas inferiores y otro tanto a las margas yesíferas superiores.

Se sitúan encima de los yesos o de las margas formaciones de dolomías oscuras, cavernosas, brechoides, cuya edad se discute a continuación.

CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL TRIAS

T _{c32}	Margas yesíferas abigarradas, a veces inexistentes ...	20 a 25 m.
T _{c31}	Margas amarillentas con algunos bancos de calizas mar-gosas. Con <i>Myophoriopsis keuperiana</i>	20 a 25 m.
T _{c23}	Calizas y dolomías en bancos gruesos en la parte inferior, que progresivamente pasan a capas en lajas con intercalaciones margo-calizas. Con <i>Daonella-lommeli</i> . (Nivel de <i>Paraceratites</i> fuera de la Hoja)	70 m.
T _{c22}	Areniscas y arcillas rojas, frecuentemente con capas de yeso intercaladas en la parte superior, las cuales pasan progresivamente, en sus últimos metros, a arcillas verdes y abigarradas	50 m.
T _{c21}	Calizas y dolomías en bancos gruesos y compactos, pre-sentándose niveles con nódulos de sílex. <i>Spiriferina (Ment-zella) mentzelli</i> , <i>Protachiceras</i> , <i>Naticagregaria</i> , etc. ...	60 m.
T _{c13}	Arcillas arenosas, principalmente en la base, pasando ha-cia la parte alta a arcillas verdes o versicolores (facies Röt) ...	15 a 20 m.
T _{c12}	Areniscas rojas, con algunas hiladas de conglomerados finos en la base. Frecuentemente estratificación cruzada.	50 a 60 m.
T _{c11}	Conglomerados basales de color rojo, constituidos predo-minantemente por cantos de cuarzo bien rodados ...	50 a 100 m.
	Areniscas y argilitas amarillentas, no siempre presentes. ...	Algunos cm.

2.2.2 JURASICO (J)

Sobre las margas abigarradas del Keuper o sobre niveles más bajos del Triás, cuando aquél falta, se desarrolla la potente serie dolomítica-calcárea de más de un millar de metros de espesor que constituye el macizo de Garraf. Las calizas y, sobre todo las dolomías, son pobres en macrofauna, y la microfauna no había sido estudiada hasta tiempos recientes, por lo cual la edad de esta serie ha sido objeto de discusión durante tres cuartos de siglo, y ahora, gracias al concurso de la micropaleontología, se han logrado determinaciones más precisas.

En líneas generales se distinguen tres niveles en este complejo dolomítico-calcáreo:

- a) Una serie inferior de dolomías oscuras, de pátina negruzca y olor fétido, que da lugar a numerosos topónimos de «peñas» y «rúcas».

negras u otros análogos. Aparece en su base frecuentemente un nivel brechoide más o menos desarrollado, semejante al que en el Sistema Ibérico ha sido datado como Liásico.

- b) A continuación sigue una serie de calizas cada vez más puras y de tonalidades blanquecinas, que en el paisaje contrasta fuertemente con las dolomías, razón por la cual, por oposición, son también frecuentes los topónimos «blancos».
- c) Hacia su parte superior va enriqueciéndose en niveles margosos, sin que lleguen a ser dominantes ni constituir espesores importantes.

La serie de calizas blancas suele contener abundantes secciones de Rúditos y Orbitolinas, y en las calizas margosas son frecuentes los Braquiópodos, Moluscos, Equinodermos, Orbitolínidos, que permiten atribuir estas capas al Aptiense-Albiense. En cambio, en las capas restantes, especialmente en la serie dolomítica inferior, los macrofósiles son rarísimos, poco característicos, y la microfauna únicamente aparece en algunas capas de transición a las calizas superiores. Por esta razón su edad había permanecido dudosa y había sido incorporada al Eocretáceo, aun reconociendo su perfecta independencia e identidad litológica. A esta dificultad para su correcta atribución cronoestratigráfica se unen otras varias circunstancias. En primer lugar, la existencia de una complicada tectónica, de fracturas distintamente orientadas, y muy densa, que hace difícil reconstruir una serie estratigráfica continua. Por otra parte, el dudoso reconocimiento de estas fracturas sobre el terreno, en material homogéneo como las calizas, a pesar de su perfecta identificación en la fotografía aérea, más aún cuando en la masa de calizas no siempre es fácil diferenciar los planos de estratificación de los de diaclasamiento. Por último, hay que señalar la dificultad que entraña la existencia de una dolomitización secundaria, que a veces corta oblicuamente los planos de estratificación y a la que se había atribuido, exagerando su papel, muchos de los contactos anormales que, en realidad, corresponden a accidentes tectónicos. Tales circunstancias justifican las dudas existentes sobre la estratigrafía del macizo de Garraf.

Primeramente, VERNEUIL y VEZIAN atribuyeron las dolomías al Trías Superior. Posteriormente, ALMERA (1897) reconoce en su base la presencia de una fauna de agua dulce con *Paludestrina*, etc., que atribuye al Wealdense, mientras cree que las calizas se extienden desde el Haueriviense al Urgo-Aptiense.

LLOPIS (1947) considera por primera vez como *Retiense* las brechas basales, cuya extensión señala que alcanza 30 km. más al Norte, hasta el macizo de Montseny. Los autores alemanes SCHRIEL, ASHAUER y TEICH-MÜLLER, que posteriormente se ocuparon de la región, incluyen todas estas capas de transición entre el Trías y el Cretáceo, en el nivel de las Carniolas, mientras consideran que el Jurásico y el Liás, bien caracterizado, quedó

acantonado al sur de Salou. ROSELL (1961) cree encontrar argumentos para su atribución al Lias Medio. En 1966, FERRER hace por primera vez un estudio micropaleontológico muy local y reconoce la presencia de Orbitolínidos, Dasicladáceas, etc., pero los incluye erróneamente en el Aptiense-Albiense, sin duda llevado por el peso de la tradición geológica anterior. RAT (1966) reconoce el mismo nivel de Dasicladáceas que coloca en el Purbeck, y CALZADA (1972) reconoce la existencia del Portlandiense-Berriasiense, a causa de la presencia de *Clypeina jurassica* y *Favreina salavensis* en la parte alta de la serie dolomítica, en las capas de transición a las calizas claramente cretácicas. El mismo autor determina la existencia del Valanginiense y de un probable Haueriviense no lejos del contacto con las calizas de Rudistidas (véase Hoja núm. 447). Siguiendo este criterio, los autores de la nueva edición de la Hoja núm. 447, Villanueva y Geltrú (1973), aunque sin aportar nuevos datos paleontológicos, atribuyen las brechas basales al Lias y la serie dolomítica al Jurásico, adjudicando sus niveles superiores al Calloviano.

Los resultados que se exponen aquí se apoyan principalmente en los estudios de ESTEBAN CERDA, realizados en el sector meridional, y que han sido la clave de las determinaciones cronoestratigráficas establecidas para el conjunto del macizo de Garraf, y en las determinaciones paleontológicas de RAMIREZ DEL POZO.

La sucesión observada puede esquematizarse como sigue:

1. Brechas dolomíticas intraformacionales formadas por cantos dolomíticos angulosos y subangulosos, procedentes en su mayor parte del Trías subyacente, de matriz calcárea y color ocre. Este nivel presenta muy variable potencia, extensión y aspecto. Frecuentemente forma pequeños lentejones en la base de la formación dolomítica, pues en algunos puntos apenas alcanza un metro de espesor, mientras en otros llega a tener varlos. En la parte meridional de la Hoja, en la cabecera del barranco de Joan, consta de varias capas interestratificadas con las dolomías inferiores, y su potencia puede alcanzar los 40 m. Otras veces, cuando existen las margas yesíferas, consta de cantos casi sueltos o poco cementados y relativamente gruesos. En la Massana, al oeste de Begas, consiste en una brecha muy cementada y fina, de elementos angulosos alterados que no rebasan el centímetro de diámetro.
2. Dolomías oscuras, casi negruzcas en la base, fétidas, a veces cavernosas, pero siempre con una karstificación poco acentuada en relación a las calizas puras suprayacentes. Se trata de doloesparitas, doloesparitas asfálticas o arenosas, con granos de cuarzo o cristales de pirita en algunos niveles, que presentan, frecuentemente, estratificación cruzada. Su espesor se puede citrar en unos 250 m.

3. Dolomías tableadas, en capas finas de pocos centímetros, alterando con láminas o bancos delgados de calizas grises, de transición al Cretáceo. Este nivel, de pocos metros de potencia, resulta, a veces, difícil de localizar. Se trata del nivel que contiene *Clypeina jurassica*, y constituye el límite superior de la formación dolomítica, atribuido al Portlandiense. Espesor de 150 m.

Es interesante señalar la analogía de facies con las dolomías, muy característica, que en buena parte del Pirineo catalán señalan la presencia del Dogger (Valle del Segre, etc.), aun cuando puede llegar incluso a la base del Cretáceo.

CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL JURASICO

JURASICO	J ₃₋₃ Portlandiense	}	Dolomías lacustres tableadas, en alternancia con bancos de calizas grises. Facies purbeck. Con <i>Clypeina jurassica</i> , etc.	150 m.
J ₂₋₃ Dogger-Malm			Dolomías negras, fétidas, espiríticas. Algunos bancos con estratificación cruzada	
			Brechas dolomíticas, angulosas, de espesores muy variable, con capas dolomíticas y fauna lacustre (Paludestrina), etc. ...	250 m.
J ₁ Retiense, Lias		}	50 a 40 m.	

2.2.3 CRETACEO (C₁₂₋₁₄ y C₁₅)

A las dolomías jurásicas sigue, según se ha dicho, una potente serie de calizas blancas atribuibles al Eocretáceo. El contacto entre ambas unidades varía de un lugar a otro, y su significación será oportunamente discutida en el apartado de tectónica y paleogeografía. Unas veces, la sucesión tiene lugar por tránsitos insensibles y a través de una serie de transición entre las dolomías inferiores y las calizas superiores, con perfecta continuidad estratigráfica entre ambas formaciones. La serie transicional consiste en un paquete de poco espesor, en el que las dolomías van perdiendo su carácter, alternando con bancos de calizas hasta que éstas llegan a ser predominantes o exclusivas, pasándose de la microfauna portlandiense a la característica del Cretáceo Inferior. Sin embargo, otras veces el Cretáceo se inicia por brechas, que en algunos lugares están formadas por cantos de algunos decímetros, fuertemente cementados y claramente discordantes sobre el yacente, aun cuando la discordancia angular nunca es muy acusada.

A su vez, el yacente puede corresponder indistintamente a niveles del Muschelkalk, Keuper o Jurásico.

En conjunto, y con escasa diferencia de matiz, se trata de una serie calárea muy homogénea, de cerca de un millar de metros de espesor, cuya atribución estratigráfica ha sido discutida, aun cuando siempre dentro de su indudable pertenencia al Eocretáceo. ALMERA, basándose en la abundante presencia e secciones *Matheronia* y otros moluscos, considera la parte inferior como Hauteriviense, mientras las calizas superiores, ricas en *Toucasia carinata* y *Orboloina canoidea discoidea*, etc., pasarian al Barremiense, y finalmente al Aptiense de facies urgoniana, que sería el piso más ampliamente representado. Entre los autores posteriores ha habido, en general, la tendencia a simplificar el problema, atribuyendo el conjunto al Aptense-Albense, sin mayores precisiones ni apoyo paleontológico, debido en parte a la dificultad en la determinación de las diferentes especies de Orbitalíñidos.

En la Hoja núm. 447, Villanueva y Geltrú, ha sido expuesta con todo detalle la sucesión estratigráfica, que puede resumirse en la forma que se detalla en el cuadro de la página siguiente:

CRETACEO

CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL CRETACEO

		Albiense	Mal caracterizado, quizá inexistente dentro de la Hoja, pero en general representado por margas y margocalizas de facies pelágica (con ammonites fuera de la Hoja).	
C ₁₅₋₁₆		Gargasiense	Calizas beige, biomicritas o biointraesparitas, con corales, Rudistas (<i>Orbitolina texana</i> , etc.).	40 m.
	Aptiense	Beduliense	Margas gris-amarillentas o azuladas y margocalizas en bancos delgados de 40-50 cm. Fauna planctónica con <i>Tritaxia</i> , <i>Lenticulina</i> , <i>Paleorbitolina</i> ...	120 m.
C ₁₄	Barremiense		Calizas masivas, compactas, gris claro, de pátina blanca, con algún nivel dolomítico intercalado y abundantes Rudistas (<i>Toucasia</i>), fragmentos de Gasterópodos, Braquiópodos, Miliólidos, <i>Orbitolipnosis</i> , <i>Paleorbitolina</i> , <i>Chofatela</i> , etc. ...	500/600 m.
C ₁₂₋₁₃	Valanginiense- Hauteriviense		Calizas grises, con intercalaciones dolomíticas, incluso alguna brechoídes, otras laminares, con estromatolitos, mudcraks, micríticas; continuación de la facies purbeck del Jurásico Superior; con <i>Clypeina</i> , <i>Ortonella</i> , <i>Valvulinella</i> , etc.	200 m.

2.3 CENOZOICO

2.3.1 MIOCENO

Los sedimentos neógenos que afloran en el ámbito de esta Hoja forman parte de los materiales que rellenan la cubeta del Vallés-Panadés o Depresión Media del Sistema Mediterráneo, a excepción de los materiales miocenos y pliocenos que afloran en el valle del río Llobregat. Estos materiales son conocidos desde antiguo, existiendo numerosos trabajos publicados sobre el tema. No obstante, quedaba por realizar una cartografía y

una correlación entre los numerosos yacimientos citados y estudiados en el Mioceno continental y marino.

En esta Hoja afloran los horizontes inferiores y medios del Mioceno, que poseen un carácter continental (fluvio torrencial), a excepción de las «cuñas» marinas, que deben ser atribuidas a sedimentos de bahía y playas de fondo de bahía. Localmente existen sedimentos arrecifales que coronan, en algunos puntos, los sedimentos marinos miocenos. En cuanto a los materiales pliocenos, corresponden a depósitos de bahía y se localizan en el valle del río Llobregat, entre Esplugas y Castellbisbal.

Desde el punto de vista geológico se han podido distinguir diferentes unidades, caracterizadas petrográficamente y sedimentológicamente, que se definen a continuación:

2.3.1.1 Mioceno Inferior indiferenciado. Conglomerados de color rojo con matriz arcillosa (T_{cl}^{Ba})

Se incluyen en este tramo indiferenciado unas formaciones de conglomerados de color rojo, con matriz arcillosa y cantos de procedencia paleozoica o mesozoica, según sea su situación geográfica. Su edad es dudosa, pero se atribuyen al Mioceno por su relación lateral con sedimentos de esta edad. Los afloramientos más notables son los que existen en la cubeta de San Andrés de la Barca y Corbera, donde los cantos son predominantemente pizarrosos, y los que se observan en la depresión de Olesa de Bonesvalls, donde todos los elementos son de naturaleza calcárea. Estos últimos pasan lateralmente a las calcarenitas bioclásticas o calcarenitas arrecifales, estudiadas por CHEVALIER (1961).

Su espesor es muy variable, alrededor de 20-30 m. en Olesa de Bonesvalls y San Andrés de la Barca.

2.3.1.2 Burdigaliense

Corresponde a la serie roja basal del Mioceno del Vallés-Panadés, atribuido al Burdigaliense por las abundantes faunas fósiles halladas en las explotaciones de arcillas de las inmediaciones de Castellbisbal, Martorell y Gelida por CRUSAFONT, VILLALTA y TRUYOLS (1955). Desde el punto de vista litológico hemos diferenciado tres facies, que a continuación se describen.

2.3.1.2.1 Conglomerados muy cementados de color rojo ($T_{cg_{clz}}^{Ba}$)

Se trata de conglomerados masivos, fuertemente cementados, con esporádicas intercalaciones de areniscas y margas. Los cantos son muy angulosos, polígenicos y heterométricos, abundando los de pizarra, cuarzo, cali-

zas micríticas, areniscas y rocas intrusivas. Los tamaños máximos que se observan en los cantes de pizarra y rocas graníticas llegan a alcanzar los 50-60 cm. de diámetro. En general no existe ningún tipo de clasificación, y el tamaño medio se puede fijar en los 10-15 cm. de diámetro. Afloran únicamente en las inmediaciones de la Cordillera Litoral, Puig Pedros, Can Domenec, alrededores de Papiol y proximidades de Gelida, y corresponden, tal como sugiere ROSELL y otros (1973) a conos de deyección cuya área de procedencia se sitúa evidentemente en la Cordillera Litoral. Es importante hacer notar el hecho de que estos materiales representan casi los únicos aportes procedentes del Sur, ya que el resto de los materiales que afloran en la Depresión del Vallés-Panadés proceden indudablemente de la Cordillera Prelitoral, a excepción, claro está, de las formaciones marinas.

En Puig Pedros muestran una potencia de unos 50 a 60 m. y se presentan cruzados por numerosas fracturas, tal como puede observarse en el corte de la gasolinera existente en la carretera de Papiol a Rubí.

2.3.1.2.2 Arcillas, yesos y dolomías de colores blanquecinos (Ta_{c12}^{Ba})

Se apoya esta unidad, de reducida extensión cartográfica, sobre el Paleozoico del cerro del Telégrafo (Martorell), a través de un nivel de conglomerados poco potentes, intercalados en margas y limonitas rojas, que ha suministrado una abundante fauna, estudiada por CRUSA FONT, VALENCIANO y SANZ (1968), en la que citan una serie de especies que les permite atribuir esta unidad al Burdigaliense Inferior.

Sobre estos materiales yace una alternancia de margas rojas y limolitas con niveles de calizas blanquecinas, que localmente presentan abundantes restos vegetales. Al mismo tiempo existen intercalaciones de niveles yesíferos, dolomías blanquecinas y calizas travertínicas con algunos restos de gasterópodos y vegetales.

Esta unidad muestra una potencia de 118 m. y sus detalles pueden examinarse en el trabajo antes citado.

2.3.1.2.3 Arcillas, limos, areniscas y conglomerados de color rojo ($T_{c11-c12}^{Ba-Bb}$)

Este conjunto aparece constituido por arcillas y limos de color rojo, intercalándose capas lenticulares de conglomerados y de areniscas de grano medio a fino. Estas capas muestran generalmente un contacto inferior erosivo, y probablemente se trata de materiales depositados en un ambiente fluvio-torrencial. Afloran ampliamente en la zona de Castellbisbal y desaparecen progresivamente hacia el Oeste, en las inmediaciones de Gelida. La potencia medida en la Costa Blanca de Martorell es de 233 m., mientras que en la zona de Gelida se reduce a sólo 30-60 m. visibles.

Los yacimientos fósiles existentes en estas formaciones son abundan-

tísimos, pudiendo citarse en tal sentido los lugares de Costa Blanca, Moli Calopa, Can Más, Can Juliá, Sant Mamet, Can Cerdá, en los que es frecuente la presencia de *Lagopsis peñai* (ROYO), *L. verus* (HENSEL), *Caenotherium miocaeicum* (CRUS), etc., que señalan una edad Burdigaliense.

Localmente, en la zona de Subirats (Gelida), existen intercalaciones de margas areniscosas con tonos azulados y contienen restos de lignitos (que fueron objeto de explotación), en los que se encontró un *Cricetodon antiquum* del Oligoceno Superior.

La fauna hallada en todos los yacimientos estudiados corresponde al Burdigaliense, pero no hay datos suficientes para determinar el techo del mismo. Siguiendo, además, la opinión de SOLE (1957) y CHEVALIER (1961) parece que no existe en esta zona el Burdigaliense de facies marina.

2.3.1.3 Helveciense-Tortoniense

Los sedimentos datados como Helveciense-Tortoniense son de carácter marino, y sus facies y cambios laterales observados corresponden a unas características paleogeográficas muy peculiares. En líneas generales puede decirse que la transgresión marina realmente importante en la cuenca del Vallés-Panadés penetra por el Suroeste (zona de Vendrell), en cuyo sentido es cada vez más antigua, iniciándose en el Helveciense. No obstante, debe recordarse que tal como proponen algunos autores es muy probable que en el Helveciense haya tenido lugar una transgresión marina en el valle del río Besós, que penetraría hasta las inmediaciones de St. Cugat del Vallés, quedando como testigos algunos escasos afloramientos en la zona comprendida entre St. Cugat del Vallés y Sardanyola.

2.3.1.3.1 Arcillas azuladas plásticas ($Ta_{1.11}^{Bb-BC}$)

Se incluyen bajo esta denominación dos tipos de arcillas azuladas, muy plásticas, que presentan una distribución geográfica diferente y también una interpretación genética distinta. Así, los niveles arcillosos de la comarca del Vallés, con abundante fauna estudiada, representan sedimentos marinos de mar cerrado, cuya entrada debió efectuarse a través del actual valle del río Besós.

Presentan numerosos ostrácodos: *Ammonia becarii*, *A. tepida*, *A. inflata*, *Nonion granosum*, etc. Lateralmente y hacia la parte superior, pasan a limolitas y arenas arcillosas que probablemente (Castell de Sardanyola) representan un episodio lagunar.

Por el contrario, los niveles arcillosos que afloran en la comarca del Panadés corresponden a sedimentos de mar más abierto (hacia el Suroeste) y presentan fauna muy variada. En cuanto a la microfauna, han sido ahora identificadas numerosas especies.

2.3.1.3.2 Areniscas de grano grueso lumaquélidas (T_{1-11}^{Bb-Bc})

Se trata de areniscas [biomicritas o biorruditas] generalmente lumaquélidas, que en algunos puntos presentan conglomerados, principalmente en la base. Su potencia es muy variable, con un valor medio de unos 10 m., y contienen numerosos restos fósiles que han sido objeto de determinación. La lista de los mismos, muy numerosa, está siendo objeto de una revisión sistemática, señalando una edad Helveciense-Tortoniense.

Algunos autores opinan que los dos niveles marinos observables en la serie de la Rierusa (Cuñas de Can Raimundet y de la Pedrera, según TRUYOLS y CRUSA FONT, 1951) son en realidad dos facies diferentes del mismo piso, separadas por depósitos aluviales (*flood plain deltaico*).

En la memoria de la Hoja contigua de Villafranca del Panadés se asigna a estos materiales una edad Tortoniense Superior-Andaluciense, utilizando este último término por su afinidad con las formaciones de la Depresión del Guadalquivir.

2.3.1.3.3 Arenas arcillosas y limolitas de color amarillento (T_{1-11}^{Bb-Bc})

Esta facies aflora ampliamente al oeste del valle del río Llobregat, y pasa lateralmente a las arcillas azuladas y a las areniscas lumaquélidas descritas anteriormente. En general son azoicas, aunque de manera local, como ocurre en la inmediación de los cambios laterales de facies ya mencionados, pueden contener algunos restos fósiles.

Se trata de arenas de grano medio, con abundante fracción arcillosa, entre las que se intercalan capas delgadas de limolitas y areniscas poco consolidadas. Se acuñan hacia el Este, pasando a sedimentos continentales. El espesor máximo de esta unidad puede evaluarse en unos 150-200 m.

2.3.1.3.4 Calcareitas arrecifales (T_{1-11}^{Bb-Bc})

Esta unidad aparece constituida por calcarenitas arrecifales y se encuentra en las proximidades de la antigua línea de la costa, que contorneaba al macizo cretácico de Garraf. Algunos autores admiten que se trata de arrecifes-barrera, situados sobre el macizo de Garraf, que en tal época se hallaba parcialmente sumergido.

En el ámbito de la Hoja cabe citar los niveles arrecifales de Papiol (Les Escletxes), Sant Pau d'Ordal (Can Sala) y Olesa de Bonesvalls, que no pertenecen a un mismo nivel estratigráfico, pues mientras el nivel de Papiol es de indudable edad Helveciense, el de Sant Pau d'Ordal es de edad Tortoniense.

Se trata de calcarenitas, biomicritas y biorruditas de carácter masivo o en bancos, siendo muy abundantes las algas coralinas y los corales (*Helias-*

Trea, Porites, Tarbellastrea, etc.), los Ostreidos y Lamelibranquios. Su estudio en lámina delgada ha proporcionado diversas especies.

Su potencia es muy variable, del orden de los 20 m. en Les Escletxes de Papiol y en Can Sala.

2.3.1.4 Vindoboniense-Vallesiense

El conjunto de formaciones de facies continental que afloran sobre los niveles marinos descritos anteriormente, en la zona central del Vallés-Panadés, se atribuye al Vindoboniense-Vallesiense, de acuerdo con los datos que suministra la abundante fauna de vertebrados hallada en sus diferentes niveles. Se encuentra constituido por arcillas arenosas y limosas de tonalidades rojizas o amarillentas, entre las que se intercalan progresivamente niveles de areniscas y conglomerados. Todas estas formaciones se hallan a su vez recubiertas, fuera del ámbito de la Hoja, por otras detríticas que difieren poco de las que aquí describiremos, pero cuya fauna indica un Vallesiense Superior-Pikerniense.

Se han distinguido, desde el punto de vista cartográfico, las siguientes unidades:

2.3.1.4.1 Arcillas, areniscas y conglomerados de tonos rosáceos ($T_{c11-c12}^{Bb-Sc1}$)

Se trata de arcillas amarillas en la zona del Vallés y de tonos ligeramente rojizos en la zona del Panadés. En ellas se intercalan pequeños lentejones de arenas y a veces verdaderos lechos de conglomerados. Estas arcillas incluyen frecuentemente nódulos calcáreos de color blanco, y es en esta facies donde se localiza la mayoría de los yacimientos de mamíferos conocidos en la depresión (Ct. Quirce de Galliners, Masquefa y Hostalets de Pierola —Vindoboniense— y Can Llobateras, Viladecaballs, Can Ponsic, etc. —Vallesiense—), situados casi todos ellos fuera del alcance cartográfico de la Hoja.

2.3.1.4.2 Conglomerados de color gris con matriz arenosa, sin cemento

($Tgs_{c11-c12}^{Bb-Sc1}$)

Está constituida por conglomerados grises con matriz arenosa y sin cemento, con cantos de pizarra, cuarzo, litita, caliza, roca granítica, cuarcita y areniscas. En orden de deposición puede observarse una disminución progresiva en los cantos de caliza, y un ligero aumento de los cantos de pizarra y cuarzo. La repartición superficial de los mismos, junto con la disposición sedimentaria de las capas de conglomerados en forma de canales, con su contacto inferior erosivo y ondulado y el superior plano, paralelo y neto, indica que se trata de materiales depositados bajo un régimen torrencial.

La dirección del aporte en los mismos es sensiblemente Sur-Norte. ROSELL y otros [1973] distinguen para la zona del Vallés tres subunidades detritico-groseras que denominan «Cono de deyección de les Fonts de Terrassa», «Cono de deyección del cementerio de Castellar del Vallés» y «Arcosas del sur de Caldes de Montbui», perteneciendo los materiales aflorantes en la Hoja a los tramos basales de la primera de las subunidades mencionadas.

2.3.1.4.3 Conglomerados de color gris, con matriz arcillosa, sin cemento

($T_{c11-c12}^{Bc-Bc1}$)

Aparece constituida esta facies por conglomerados grises con matriz arcillosa y sin cementar. Los cantos son de pizarra y caliza con predominio de estos últimos. Aflora en la comarca del Panadés y, dentro del ámbito de la Hoja, poseen una potencia máxima de unos 30 m., siendo objeto de explotación al sur de Masquefa. Las características sedimentológicas son idénticas a las descritas para los conglomerados de la unidad anterior.

2.3.2 PLIOCENO

El Plioceno, en sus facies marinas y «marginales» aflora a lo largo del valle inferior del río Llobregat, entre Esplugas y Castellbisbal, siendo el yacimiento clásico, en vías de destrucción, el de la localidad de Papiol.

En la cartografía se han distinguido tres facies diferentes que a continuación se describen.

2.3.2.1 Conglomerados con matriz arenosa (Tcg_2^b)

Esta facies aflora en la base y parte alta de los depósitos claramente pliocenos y solamente en el borde de la cuenca de sedimentación. Así, los conglomerados basales son claramente visibles en el cerro de la Gatxarella, cerca de las casas del Riu, donde debido a la intensiva extracción de áridos se puede observar un magnífico corte. En este punto los conglomerados son de naturaleza predominantemente calcárea, con numerosos cantos de cuarzo y muestran una potencia de 8-10 m.

Los conglomerados superiores quedan generalmente desligados de los sedimentos claramente pliocenos. Están formados por elementos de caliza (35 por 100), arenisca (15 por 100), cuarzo (20 por 100) y algunos de pizarra, granito, cuarcita y lilita. Poseen una matriz arenosa y cemento prácticamente inexistente. Su atribución al Plioceno se debe a VALENCIANO (1967), relacionándolos con la ría pliocena del Bajo Llobregat, y denomina a esta formación «gravas de Castellbisbal». Tal atribución al Plioceno la

basa en la notable diferencia en cuanto a composición e índices de aplanaamiento que presentan estos conglomerados y los de igual altura topográfica, pertenecientes a la terraza alta del río Llobregat.

2.3.2.2 Arcillas azuladas (Ta_2)^b

Se trata en esta unidad de arcillas azuladas, localmente grisáceas, con abundantes restos de fauna. Presenta numerosas intercalaciones de capas de arenas, muy finas, junto a manchas irregulares ferruginosas y muy localizadas vetas de yeso. En la parte media es relativamente intensa la actividad biológica, debida a organismos excavadores, y en la parte alta, ya cerca de las arenas arcillosas del nivel superior, existen algunas intercalaciones arenosas con restos de plantas.

En la base de este nivel, GILET (1965) cita una intercalación de arcillas abigarradas y arenas de 1 m. de espesor que encierran una fauna de carácter salobre.

La potencia de este nivel es difícil de evaluar y se le asigna la cifra de 70 m.

La macrofauna de este nivel fue estudiada por ALMERA, y una muestra de la base de dicho nivel, obtenida ahora, se atribuye al Andaluciense, de acuerdo con la microfauna encontrada. Puede igualmente aceptarse la edad Plasenciense propuesta por otros autores que han estudiado este yacimiento.

2.3.2.3 Arenas y arcillas arenosas de color amarillento (Ts_2)^b

Se trata de arenas de grano medio, localmente grueso, con débiles intercalaciones de margas azuladas, presentando una estratificación oblicua a gran escala. Localmente poseen un contacto erosivo en la base, con cantos blandos de arcilla. Hacia el Sur aumenta el espesor de este tramo y son más potentes los niveles lenticulares con contacto inferior erosivo y abundantes cantos blandos en la base. Son frecuentes las marcas de corriente tipo groover en la base de algunos estratos, y abundantes los restos de fauna, entre los que destacan espícululas de equinídos, *Brissopsis papuolensis*, LAMBERT, y Pectinidos (*Chlamys bollenensis*, MAYER). Entre la microfauna se ha estudiado ahora una asociación de especies que se atribuyen al Andaluciense. Puede también aceptarse la edad Astiense propuesta por autores que han estudiado anteriormente este yacimiento.

En los sondeos practicados en el delta del Llobregat se ha reconocido la presencia del Plioceno marino bajo el Cuaternario, a profundidades de 70-80 m. (sondeos de La Ricarda, Prat de Llobregat).

2.4 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios ocupan una gran extensión, encontrándose fundamentalmente en las Depresiones Litoral y Prelitoral y a lo largo de los ríos Llobregat y Anoia.

Genéticamente se han diferenciado varios tipos: terrazas fluviales, complejos limosos y depósitos de piedemonte, y se han cartografiado bajo la notación (Q) los derrublos de pendiente, conos de deyección, limos, suelos actuales y arcillas de descalcificación, cuya localización viene asociada a los barrancos y hondonadas. Se trata de depósitos de escaso espesor y se encuentran relacionados con la actual red hidrográfica.

2.4.1 TERRAZAS FLUVIALES (Q_1^a , Qs_1^b , Q_1^b , Q_1^c y Q_2)

Las terrazas fluviales aparecen a lo largo de los cursos de los ríos Llobregat y de su afluente el Anoia, mientras que en sus afluentes menores, como la riera de Rubí y la de Cervelló, aparecen menos desarrolladas.

Se pueden distinguir hasta unos ocho niveles distintos de terrazas. Dadas las características cartográficas, algunos de éstos se han considerado compresivos y sólo se han distinguido cinco, incluyendo en ellos, siempre que ha sido posible, algunos depósitos que no pudiéndose considerar genéticamente como fluviales van siempre asociados a los de esta naturaleza e incluso los caracterizan, como ocurre con la sucesión de arcillas brechoides, limos y costras de caliche, que llega a repetirse tres veces encima de la terraza situada a 15-20 m. (Las cotas utilizadas corresponden a la altura de las terrazas sobre el río Llobregat, en la zona de Martorell.)

Los perfiles litológicos que presentan los afloramientos ofrecen unas características comunes; sobre la superficie de excavación del río aparecen depósitos detríticos formados por gravas, aunque en algunos casos pueden incluir lechos de arenas, como en la terraza de 40 a 50 m., donde alcanza 0,5 m. de espesor, y sobre las gravas aparecen, recubriendolas, limos, loes, arcillas, brechas y costras de origen eólico, edáfico, etc. La caracterización de las terrazas se ha basado en el estado de conservación de sus materiales, grado de cementación, altimetría y por los depósitos no fluviales que sopoitan.

El espesor máximo de los sedimentos propiamente fluviales puede alcanzar 40 m., y el de los no fluviales, asociados, hasta 30 m.

El nivel más alto (Q_1^a), actualmente desmantelado, sólo aparece en el cerro del Telégrafo, en Martorell, a 90 m. sobre el nivel del río Llobregat, a su paso por el estrecho de Martorell. Aunque no se ha hallado fauna alguna, puede correlacionarse con la terraza de 80-90 m. de Manresa, que

contiene *Elephas meridionalis*, *Rhinocerus etruscus*, *Hippopotamus major* y *Equus stemonis* (Pleistoceno Inferior).

El siguiente nivel en altitud ($Q_{s_1}^b$) se sitúa a 40-50 m. y presenta, además de las gravas propias de la terraza, unas intercalaciones de arenas de grano grueso, bien cementadas y con estratificación cruzada y un nivel de limos amarillos calcificados en la parte superior.

Esta terraza, en San Andrés de la Barca, alcanza un gran desarrollo (40 m. de potencia), lo que indujo anteriormente (Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 420) a atribuir estos depósitos al Oligoceno. Sin embargo, en la parte superior se ha encontrado una industria lítica de cuarzo y sílex, poco evolucionada, que por la escasez de material recogido no se ha podido datar, aunque por su posición es probable que corresponda al interglaciar Mindel-Riss.

Aparece posteriormente el nivel de 15-20 m. (Q_1^b), constituido por una terraza cubierta por depósitos de tipo cílico, que llegan a alcanzar 30 m. de potencia. Suministró en Martorell unos restos de *Elephas antiquus*, lo que, junto con su posición, permite su atribución al interglaciar Riss-Würm I.

Finalmente, el nivel de 3 m. (Q_1^c) soporta sobre las gravas de la terraza un paquete de limos arenosos, beige, sin calcificación, que llega a alcanzar de 2 a 6 m. de espesor. Esta terraza correspondería al interestadial Würm I-Würm II.

Hay que añadir a estos cuatro niveles el lecho del río (Q_2), que representa el nivel superior de la colmatación del surco excavado en las últimas fases de la glaciación de Würm.

2.4.2 COMPLEJOS LIMOSOS (Q_a)

En ambas vertientes de la Cordillera Litoral, y a lo largo del valle del Llobregat, se encuentran derrubios finos (Q_a) de carácter limoso que ocultan los relieves preexistentes, pudiéndose diferenciar dos tipos: uno amarillento, loésico y cementado; y otro arenoso, de color beige y sin calcificación.

En aquellas zonas donde el espesor de Cuaternario es considerable se han podido diferenciar, dentro del primero, hasta tres ciclos sedimentarios. Consta cada uno de ellos de un nivel inferior formado por brechas y arcillas rojas; un nivel medio, pardo amarillento, predominantemente limoso, de origen eólico, con pasadas de sedimentos detriticos; y un nivel superior, formado por «muñequitas» que se van concentrando hasta dar una verdadera costra. Según VIRGILI (1960), estas alternancias se deben a cambios climáticos, que variarían desde áridos y fríos con la depresión de los loes,

LITORAL MEDITERRANEO		PANADES		VALLES	
PLIOCENO					
	Margas arenosas pardas, de facies astiense, con abundantes Pectinidos, Impresiones de vegetales, etc. <i>Pecten bollensis</i> , <i>Terebratula biplicata</i> , <i>Brissopsis papiolensis</i> (Papiol, Sant Feliu de Llobregat, Esplugues, etcétera).				
	Margas azules de facies placentiense con una abundantísima fauna de Equinodermos, corales y Moluscos: <i>Turritella subangulata</i> , <i>Natica helicina</i> , <i>Nassa italica</i> , etc. (Papiol, Sant Feliu de Llobregat, Esplugues, etcétera...)				
MIOCENO	SUPERIOR (Pontiense)	PIKERMENSE	Arcillas y areniscas rojas con abundantes restos de mamíferos de marcado carácter oriental (<i>Tragoceros</i> , <i>Hipparium</i> , Jiráfidos, etc.).	Probablemente representado en Can Bayona, con escasos Mamíferos (<i>Hipparium</i> , etc.).	
	VALLESIENSE		Margas, areniscas y conglomerados rojos con una fauna de Mamíferos en la que dominan formas endémicas y sobrevivientes del Mioceno Medio: <i>Hipparium catalaunicum</i> , <i>Dinotherium laevis</i> , <i>Tetralophodon longirostris</i> , <i>Chalicotherium goldfussi</i> , etc. (Hostalets de Pierola).	Margas y areniscas grises con <i>Hipparium catalaunicum</i> , <i>Hispanopithecus layetanus</i> , <i>Indarcos vireti</i> , etc. (Viladecaballs, Sabadell, Tarrasa, Sant Celoni).	
	TORTONIENSE		Facies continental: margas rojo vinosas con numerosa fauna de Mamíferos: <i>Dinotherium laevis</i> , <i>Tetralophodon longirostris</i> , <i>Euproct furcatus</i> , <i>Listriondon splendens</i> , etc. (Hostalets de Pierola).	Margas amarillo verdosas con abundantes mamíferos (<i>Stenofiber depereti</i> , <i>Stephanoceras elegans</i> , <i>Tetralophodon longirostris</i> , y <i>Dinotherium laevis</i> , etc. (Sant Quirze de Gaià)).	
	MEDIO (Vindoboniense)		Margas azul verdosas de facies salobre con abundantes <i>Cerithium</i> (Sardanyola, Sant Pau d'Ordal).	Desconocido en superficie.	
	HELVECIENSE		Margas azules con abundante Pleurotoma asociada a una numerosa fauna de moluscos: <i>Phacoides</i> (<i>Linga columbellata</i> , <i>Pereiraria gervasi</i> , <i>Rostellaria ordoniensis</i> , etc. (Sant Pau d'Ordal, niveles inferiores).		
	INFERIOR (Burdigaliense)		Facies continental Margas y areniscas, probablemente sin fauna, equivalentes a las que en las cercanías de Masquefa contienen una fauna de mamíferos relativamente pobre: <i>Dinotherium laevis</i> , <i>Brachipoterium brachypus</i> , <i>Talpa minuta</i> , <i>Pseudocyon sansaniensis</i> , etc.		
			Facies marina Margas calcáreas y calizas de carácter arrecifal con abundantes coralarios: <i>Orbicella defrancei</i> , <i>Solenastrea turonensis</i> , Algas calcáreas, Equinídos y Moluscos: <i>Cardium hians</i> , Sirénidos: <i>Metaxitherium cuvieri</i> , etc. (alrededores de Villafranca).	Margas arenosas con algunos moldes de moluscos: <i>Lucina</i> , <i>Tellina</i> , <i>Cardium</i> , etc.	
			Facies contin. Margas rojas (Esparraguera) o gris amarillentas con <i>Listriodon lockarti</i> , <i>Palaeomerix kaupi</i> , <i>Trilophodon angustidens</i> e <i>n.s.</i> (Gelida).	Margas y areniscas rojo vinosas con abundantes restos de Mamíferos: <i>Lagopsis peñal</i> , <i>Cae-notherium miocaenicum</i> , <i>Trilophodon angustidens</i> , etc. (Papiol, Rubí, etc.).	

hasta cálidos y húmedos con el desarrollo de los suelos rojos, aunque los depósitos arcillosos alóctonos puedan considerarse coluviales, procedentes de la alteración y denudación del suelo.

En cuanto a la edad de estos depósitos tricíclicos puede estar relacionada con las fluctuaciones climáticas correspondientes al Würm, puesto que es durante este período cuando PAQUEREAU (1970) y RENAULT-MISKOVSKY (1972) distinguen hasta siete fases climáticas, con períodos fríos y secos y templados y húmedos, en repetida alternancia. Por otra parte, la fauna de la terraza que soporan ha proporcionado restos de *E. antiquus* que, según FURON (1972), corresponden a períodos interglaciares.

Respecto a los limos arenosos, beige, que cubren la terraza de 3 m. en el Llobregat, se han podido datar, gracias a los restos de *Elephas primigenius* hallados en los limos de la misma terraza en el río Besós, y que según FURON (1972) es un representante de fauna fría, asociada a períodos glaciares y corresponderían por tanto al Würm II.

2.4.3 COSTRA DE CALICHE (Q_c)

Además de las costras asociadas a los complejos limosos, algunas formaciones miocenas y pliocenas se encuentran recubiertas por una formación calcárea, que llega a alcanzar 1,50 m. de potencia, compuesta por una masa pulverulenta, cuya parte superior forma una costra compacta. Estas formaciones, de edad difícil de precisar, deben interpretarse como pruebas de existencia, durante el Cuaternario, de períodos de gran aridez.

2.4.4 DEPOSITOS DE PIEDEMONTE (Q_g)

En las laderas de la Cordillera Litoral y bordes de las depresiones que limita aparecen unos potentes depósitos de piedemonte que forman una superficie, suavemente inclinada hacia las depresiones, que encaja la actual red hidrográfica.

La naturaleza de estos depósitos (Q_g) está íntimamente relacionada con la de los relieves junto a los cuales se desarrolla. Así, los que se forman al pie de los relieves paleozoicos de Puigmadrona, hasta el sur de San Cugat, y los que aparecen en la vertiente marítima de la sierra de Collserola, están formados por derrubios angulosos de pizarras y cuarcitas mezcladas con arcillas de color rojo. Hacia el llano, estos derrubios indentan con los complejos limosos.

Al este de Gelida, y sobre el borde de la Depresión del Panadés, la naturaleza es totalmente distinta; aquí los derrubios son calcáreos y están fuertemente cementados, al proceder de los relieves cretácicos del macizo de Garraf.

2.4.5 SUELOS ROJOS Y PARDOS

Sobre la extensa formación calcárea del macizo de Garraf se han desarrollado, durante el Cuaternario, intensos procesos de descalcificación con la consiguiente formación de suelos (rojos en los momentos cálidos y secos, y pardos en los húmedos). Los primeros se han acumulado preferentemente en las depresiones creadas por los procesos kársticos, donde llenan dolinas y uvalas, mientras que los segundos se conservan mejor en las cuevas y simas de este mismo macizo, al quedar exentos de efectos posteriores.

3 PETROLOGIA

3.1 INTRUSION GRANODIORITICA ($\text{m}_\text{c}\gamma\eta^3$)

Aflora en esta Hoja, aunque muy escasamente, el extremo meridional del gran batolito granítico de los Catalánides. Los escasos afloramientos se encuentran principalmente en la mitad oriental de la zona representada, en la falda sur del macizo del Tibidabo y al pie del cerro de Puigmadrona. Al oeste del valle del Llobregat sólo existe un pequeño afloramiento en las proximidades de Martorell.

Se trata de una intrusión de granodiorita o de granito alcalino, que tuvo lugar en una fase hercíniana póstuma y que produjo el metamorfismo de los materiales paleozoicos desde el Ordovícico hasta el Carbonífero Inferior, plegados durante esta orogénesis.

En un análisis de quince muestras representativas del sector oriental del macizo del Tibidabo, de Puigmadrona y de Martorell, se observa la siguiente composición mineralógica: cuarzo, 37,5 por 100; plagioclasa (tipo oligoclasa), 30 por 100; feldespato potásico, 15 por 100; biotita, 16 por 100; moscovita, 0,5 por 100, y hornblenda, 0,5 por 100, que corresponde a una granodiorita. Sin embargo, algunas muestras aisladas presentan una composición más propia de un granito calcoalino.

La estructura es de grano grueso, con cierta tendencia a porfídica al incluir grandes cristales de plagioclasa y de ortosa.

Al pie de San Pedro Mártir, en el techo de la intrusión, se observa una banda de algunas decenas de metros de espesor de granito aplítico, en el cual, según VAQUER (1973), predomina el cuarzo (del 30 al 40 por 100), la ortosa micropertítica (del 30 al 35 por 100), las plagioclasas (An 16-18) (del 25 al 30 por 100) y contiene menos de un 5 por 100 de micas. Composición parecida a este granito aplítico la presentan algunos diques que cruzan la masa granítica o que se hallan intercalados dentro de otros de mayor tamaño, de granodiorita, que cruzan las pizarras paleozoicas.

Acompañando esta intrusión de granodiorita se hallan algunos diques de pórfido granodiorítico, de orientación preferente Noreste-Suroeste, con salbandas felsíticas y de composición análoga a la de la masa intrusiva principal. Estos diques son de anchura muy variable, desde pocos decímetros a algo más de 10 m. Entre los de menor tamaño son también frecuentes diques de cuarzo, de pegmatita y de aplita. Pero mientras estos últimos deben relacionarse, en cuanto a génesis y edad, con la intrusión post-herciniana, los diques de cuarzo son anteriores a la primera fase de deformación. Igualmente hay que mencionar la presencia de diques diabásicos.

3.2 AUREOLA METAMÓRFICA

Circundando los afloramientos de granodiorita se halla una aureola metamórfica de unos 1.500 m. de espesor, caracterizada principalmente por la paragénesis de la biotita, albita y cordierita, que corresponde a un típico metamorfismo de baja presión y temperatura relativamente elevada.

El primer estudio detallado sobre la misma se debe a SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1929), quien define los distintos tipos de materiales metamórficos que se encuentran en el sector del Tibidabo. La génesis de este metamorfismo ha sido objeto recientemente de un minucioso estudio por parte de VAQUER (1973), cuyos datos se consideran esenciales para la descripción e interpretación de los fenómenos metamórficos del sector del Tibidabo.

En líneas generales pueden distinguirse tres tipos principales de rocas afectadas de metamorfismo térmico: corneanas pelíticas, corneanas y esquistos calcosilicatados y esquistos moteados.

3.2.1 CORNEANAS PELITICAS

Constituyen la parte más interna de la aureola metamórfica y afloran en el contacto con el granito. Su espesor es muy pequeño, generalmente de pocas decenas de metros, y en numerosos sectores el contacto entre el granito y las corneanas se halla afectado por fracturas posteriores a la intrusión.

En estas corneanas la recristalización metamórfica es total, presentan estructuras granoblástica poligonal o granoblástica poco común, a veces con presencia de nódulos poiquiloblásticos, pero raramente es posible observar restos de la estructura premetamórfica.

Los minerales esenciales son el cuarzo, albita-oligoclase, moscovita, biotita, cordierita y, muy raramente, andalucita.

Las paragénesis más frecuentes son: cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita, o bien, cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita-cordierita.

Pueden clasificarse como una típica facies de corneanas hornbléndicas

formadas a partir de rocas pelíticas o filíticas con esquistosidad bien desarrollada.

3.2.2 CORNEANAS Y ESQUISTOS CALCOSILICATADOS (F^{K_2})

Intercalada entre el resto de rocas metamórficas, existe una franja de rocas corneanas y esquistos calcosilicatados que se disponen transversalmente respecto a la aureola metamórfica y que muy probablemente deben su origen a la metamorfización de un nivel calcáreo de edad no identificada.

En esta franja se observa una variación de la estructura de acuerdo con la distancia al contacto con el granito, y en sus proximidades se hallan las corneanas calcosilicatadas, con estructuras bandeadas y nodulares, mientras que en el nivel correspondiente a la aureola más externa se encuentran estructuras del tipo granonematoblástico. En las rocas con estructura bandeadas se presentan bandas alternantes de granate-anfíbol-plagioclasa, anfíbol-epidota y calcita-anfíbol.

Los minerales esenciales observados son: granate (grosularia), calcita, anortita, tremolita, diópsido, epidota, cuarzo y clorita.

En general, la grosularia sólo se halla en las corneanas, mientras que falta por completo en los esquistos albíticos calcosilicatados, lo que indica que aquéllas han estado sometidas a un nivel metamórfico superior al de los esquistos.

3.2.3 ESQUISTOS MOTEADOS (Pizarras mosqueadas) (E^K , $E^K_{S.R.}$, $E^K_{S.V.}$)

Corresponden al sector externo de la aureola metamórfica y presentan una gradación continua desde las corneanas, con estructura granoblástica, hasta las filitas no afectadas por el metamorfismo de contacto, con estructura lepidonematoblástica.

Lo más característico de este nivel es su estructura moteada, formada por nódulos poliquiloblásticos de agregados cristalinos no orientados, que crecen sobre un fondo lepidonematoblástico orientado por una bien desarrollada esquistosidad de flujo, crenulada por una segunda esquistosidad por deformación y deslizamiento.

Cerca de las cornubianitas, el fondo presenta una cierta tendencia granoblástica, con crecimiento de pequeños cristales no orientados del mismo tipo que el de los nódulos, mientras que, en el sector más externo de la aureola, los nódulos se difuminan, reduciéndose a algún cristal aislado de tipo poliquiloblastico.

Los nódulos son redondeados y se disponen sin orientación preferente, aunque a menudo se sitúan sobre las superficies de esquistosidad, presentando una sección elíptica sobre cualquier plano perpendicular a dicha superficie. Si ésta contiene a su vez alguna lineación mineral bien definida,

los nódulos pueden presentar una sección elíptica, incluso sobre el plano de esquistosidad, pero en ningún caso se observa orientación alguna en los cristales que componen el nódulo.

Los nódulos suelen ser de cordierita, biotita, andalucita (quiastolita), sólo abundante en las pizarras amplexicas del Silúrico, y de clorita, que caracteriza los niveles de menor grado metamórfico.

Algunas estructuras bandeadas, que pueden encontrarse en los esquistos, corresponden a la alternancia de lechos de estratificación de distinta composición mineralógica o granulométrica, lo que da lugar a acumulaciones de minerales metamórficos diferenciadas. Sin embargo, el fuerte desarrollo de la esquistosidad de flujo, que afectó a todos estos materiales antes de la intrusión granodiorítica, hace que sea muy escaso tal tipo de alternancia, ya que prácticamente los procesos tectónicos destruyeron la casi totalidad de las estructuras sedimentarias.

4 TECTONICA

En el sector abarcado por la Hoja se distinguen tres grandes unidades morfotectónicas:

- a) Parte del *macizo hercíniano* de los Catalánides, que forma la sierra de Collserola al Este, hundiéndose hacia el Oeste hasta desaparecer bajo la cubierta mesozoica.
- b) El *macizo de Garraf*, extendido al oeste del Llobregat y constituido, según se ha visto, por una orla paleozoica que constituye su basamento; un reborde triásico y una gran masa calcárea jurásico-cretácea. Ambas unidades son parte integrante de la Cordillera Costera Catalana, separadas por la falla del *valle inferior del Llobregat*, que corta transversalmente la cordillera y aparece rellena por sedimentos pliocenos y cuaternarios.
- c) La depresión del Vallés-Panadés, fosa tectónica de edad alpídica, en la que se han depositado sedimentos miocenos.

El zócalo paleozoico de los Catalánides está separado de la cubierta mesozoica por la discordancia pretriásica, que es un rasgo tectónico de primer orden en toda la Cordillera y sólo es visible al oeste del Llobregat, pues la erosión ha desmantelado toda la cubierta de Collserola que pudo existir. Esto ha sido favorecido por otro accidente importante: la falla o estrecha fosa transversal recorrida por el curso inferior del Llobregat y que separa los dos macizos de la Cordillera Costera Catalana, que ha elevado el bloque de Collserola respecto al de Garraf.

Los accidentes tectónicos de mayor importancia alpídica no sólo afectan

a la cobertura, sino que alcanzaron al zócalo hercíniano, cruzando indistintamente a uno y otra.

A continuación se describe, en primer lugar, la estructura del zócalo y, seguidamente, la cobertura mesozoica y fosas del Vallés y del Llobregat, así como los accidentes de edad terciaria que afectan al substratum hercínico.

4.1 TECTONICA HERCINIANA

El basamento o nivel tectónico profundo corresponde a la orogenia hercínica, que en su fase principal dio origen a una esquistosidad de flujo, si bien con transformaciones de metamorfismo regional relativamente importantes, produciéndose un plegamiento de acusada vergencia, acompañado de fenómenos de despegue. Posteriores fases orogénicas han determinado una segunda generación de pliegues más laxos y afectados por numerosas fracturas, habiendo concurrido la tectónica hercínica, alpina y postalpina.

Primera fase esquistosa (S 1).—Todo el conjunto de materiales paleozoicos, desde el Ordovícico al Carbonífero, se halla afectado por una esquistosidad totalmente penetrativa de flujo, que en los niveles pelíticos va acompañada de crecimiento orientado de clorita y biotita y, algunas veces, de moscovita. En los niveles más arenosos se observa recrcimiento orientado de los granos de cuarzo, que toman formas elipsoidales con extinción orientada y crecimiento de clorita y biotita entre los granos de cuarzo. También es frecuente el crecimiento de pequeños cristales de plagioclasas tipo albita.

En algunas muestras, en las que alternan niveles pelíticos y arcillosos, pueden observarse pliegues de tipo similar, cuyo plano axial es paralelo a esta esquistosidad de flujo. Sin embargo, generalmente la transposición de la superficie de estratificación es grande y difícilmente puede reconocerse la estratificación primitiva, que forma ángulos muy variados con la esquistosidad S 1.

En los niveles calcáreos y en las lítitas carboníferas se observa también la presencia de esta esquistosidad S 1, con paragénesis de cuarzo, albita y clorita. Al mismo tiempo se observa recristalización y orientación de los granos de cuarzo y plagioclasas y micropliegues con plano axial en S 1.

En líneas generales, pueden asimilarse los materiales metamórficos de este sector de los Catalánides a una facies de esquistos verdes, y más concretamente a la subfacies de la clorita y probablemente de la biotita, con persistencia de clorita.

En las observaciones de campo las superficies de pizarrosidad visibles corresponden casi siempre a las de esta fase esquistosa, que presenta una dirección general Oeste-Noroeste/Este-Sureste, con inclinaciones muy variables, debido a hallarse fuertemente afectada por una segunda genera-

ción de pliegues y con numerosas fracturas. Así, en detalle, tanto la dirección como la inclinación de las superficies de esta misma esquistosidad son muy variables.

Cuando entre las pizarras existen delgados bancos interestratificados de cuarcita, puede observarse que toda la masa pizarrosa se halla intensamente afectada por pliegues de tipo similar y de tamaño métrico o decamétrico. Buenos ejemplos de este tipo de pliegues pueden observarse a todo lo largo de la carretera de Vallvidrera a Molins de Rey.

La mayoría de los macropliegues que pueden ser cartografiados, tales como el anticinal de Sant Antoni, en cuyo núcleo afloran las cuarcitas ordovícicas, o de los sinclinales de Papiol, Santa Creu d'Olordre, Molins de Rey o de la carretera de Sardanyola, en cuyo núcleo se pinzan las pizarras silúricas y a veces las calizas y calcoesquistos devónicos y carboníferos, se observa que presentan la misma dirección que la esquistosidad, y que el plano axial de estos accidentes, cuando es determinable, es aproximadamente paralelo a la esquistosidad S_1 , por lo que es lógico relacionarlos con la misma fase de deformación tectónica, que, por otra parte, es la más importante.

Segunda fase esquistosa (S_2).—En la mayoría de las muestras examinadas al microscopio, y sobre todo en las correspondientes a pizarras filíticas y serícíticas y a cuarcitas de grano fino, se observa que existe una segunda esquistosidad, de deformación por deslizamiento, que corta con ángulos diversos la primera esquistosidad de flujo. En algunas ocasiones pueden verse pequeños filoncillos de cuarzo y no se observa el crecimiento de ningún otro mineral entre las dos fases de esquistosidad.

En algunos puntos, sobre todo en el borde septentrional de la sierra de Collserola, esta esquistosidad de «strain slip» pasa a una esquistosidad de fractura poco penetrativa («tectonic banding») e incluso a «micro kink bands», con bandas de varios milímetros de anchura.

También en algunas muestras del sector de Sardanyola y Sant Cugat se ha puesto de manifiesto la ausencia de esta segunda esquistosidad, por lo que, probablemente, podría aceptarse, aunque sólo fuese a título de primera hipótesis, que el frente de la esquistosidad S_2 se halla en la ladera septentrional de la sierra de Collserola, cerca de su contacto con la depresión del Vallés. Sin embargo, no se ha realizado aún un estudio microtectónico suficientemente detallado para localizar con precisión este frente.

Asociados a esta fase esquistosa aparecen deformaciones de tipo casi concéntrico, que pliegan la esquistosidad S_1 , presentando una orientación que varía entre 110° y 130° Norte, con ejes subhorizontales y plano axial subvertical, casi coaxiales con los pliegues debidos a la primera fase, aunque aquéllos presentan una fuerte vergencia al Sur.

Fase de «kink bands».—En los sectores donde la esquistosidad S 1 presenta buzamientos con inclinación inferior a unos 45°, es frecuente encontrar bien desarrollada una fase de deformación con «kink bands», de bandas de varios centímetros de anchura, orientadas al Oeste-Noroeste/Este-Sureste, aproximadamente igual que la esquistosidad S 2, con la que a menudo puede confundirse.

La intrusión granodiorítica y el metamorfismo de contacto.—El último episodio de la tectónica herciana viene representado por la intrusión de una importante masa de granodiorita que aflora al pie del Tibidabo, en Puigmadrona y en Martorell. Esta intrusión granodiorítica aparece acompañada de una aureola de metamorfismo, de baja presión y elevada temperatura, con más de 1.500 m. de espesor. En todas las láminas que se han observado al microscopio puede verse cómo los minerales que se han formado, como consecuencia de este proceso metamórfico, crecen sobre el fondo esquistoso preexistente, desordenando completamente los minerales que presentaban ordenación preferente y sin que, a su vez, pueda observarse que se hallen afectados por ningún tipo de microdeformación. Esta intrusión, considerada por VAQUER (1973) como producida por un fenómeno de «stoping», en el que la cobertura ha permitido la intrusión, sin necesidad de mecanismos de adaptación importantes, debe representar el último fenómeno importante de la orogénesis herciana, ya que afecta a las demás fases de deformación, y los minerales producidos por el metamorfismo de contacto no se hallan deformados por ningún otro proceso de tipo profundo.

Quizá, si se consideran los «kink bands» como producidos por una compresión que actúa casi perpendicularmente sobre superficies penetrativas bien definidas, puede relacionarse esta presión con la sobrecarga producida por el empuje del plutón contra la bóveda pizarrosa y admitir un origen coetáneo para la intrusión granodiorítica y la formación de «kink bands».

Cronología de las deformaciones hercianas.—Todos los autores que se han ocupado de la tectónica de este sector han intentado establecer la cronología de las distintas fases de deformación, atendiendo fundamentalmente a la interpretación de las discordancias entre los distintos niveles paleozoicos.

Así, SCHRIEL (1929) supone discordantes el Silúrico, el Devónico, el Carbonífero y el Buntsandstein, lo que le induce a creer en la existencia de movimientos tacónicos, caledonianos, bretónicos y variscos (fase Asturica). ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935) demuestran que estas discordancias son contactos tectónicos y sólo admiten las discordancias del Carbonífero y del Buntsandstein, con lo que las fases orogénicas quedarían reducidas a los movimientos bretónicos y a los movimientos variscos.

FONTBOTE y JULIVERT (1952) admiten la existencia de movimientos pre-

viseenses bastante intensos, un plegamiento postviseense, que suponen que quizá sea el más intenso de todos, y atribuyen una edad también postviseense a la intrusión granítica que dicen tiene carácter posttectónico.

Tal como ya se ha indicado en el apartado de Estratigrafía, el Carbonífero tiene carácter transgresivo y es incluso probable que, en su base, exista una cierta discordancia angular, indicativa de los efectos tectónicos de edad previseense, aunque ello no signifique necesariamente que haya existido una verdadera fase de plegamiento entre el Devónico Medio y el Carbonífero, ya que puede tratarse de una simple regresión debida a fenómenos de basculamiento de gran amplitud.

El análisis microtectónico revela que, desde el Ordovicico hasta el Viseense, todos los materiales se hallan afectados por dos sistemas de esquistosidad superpuestos, que dan lugar a dos sistemas de pliegues, igualmente superpuestos.

Estos dos sistemas de pliegues, de edad indiscutiblemente postviseense, corresponden a los movimientos orogénicos principales, localizables a lo largo de todo el Paleozoico de los Catalánides, atribuidos normalmente a la fase astúrica de la orogénesis hercíniana. En un tercer estadio, posterior a la génesis de estas dos fases de plegamiento, debe situarse la intrusión granodiorítica responsable del metamorfismo térmico que afecta a estos materiales.

De esta forma es posible distinguir, dentro de la orogénesis hercíniana, cuatro fases de importancia muy distinta que corresponden a un movimiento, probablemente de tipo epirogénico, previseense, y tres episodios orogénicos postviseenses (dos fases de plegamiento y una fase de intrusión magmática).

Sin embargo, aunque se hable de tres fases postviseenses, éstas no deben interpretarse como verdaderas fases orogénicas distintas, separadas por importantes lapsus de tranquilidad tectónica, sino que, probablemente, se trata de tres fases de deformación concatenadas en el tiempo y que deben incluirse en una única fase paroxismal importante, cuya datación, con los datos procedentes de este sector, sólo puede precisarse como postviseense.

4.2 COBERTERA MESOZOICA

La cubierta mesozoica que forma el macizo de Garraf destaca, por la mayor resistencia de sus materiales, del zócalo paleozoico que constituye su basamento y se extiende en forma de orla al este de dicho macizo. La base del Mesozoico está formada por los conglomerados del Buntsandstein, los cuales se elevan bruscamente sobre el zócalo paleozoico, formando una línea de escarpe que cortornea el macizo, desde Begas hasta Martorell. Esta línea no es continua ni regular, pues aparece cortada por numerosas fallas transversales que afectan indistintamente al zócalo y a la cubierta.

Además de la discordancia pretriásica, hay que distinguir dentro del Mesozoico otras dos discordancias, menos acusadas, que hasta ahora habían pasado inadvertidas. Una, en la base del Jurásico, y otra en la del Cretáceo, aun cuando no revisten siempre igual importancia y características, según se apuntó ya en el apartado de Estratigrafía.

La *discordancia jurásica* ha sido reconocida en numerosos puntos de la Hoja. En efecto, el Jurásico se inicia casi siempre por un nivel de brechas angulares intraformacionales, de extensión y espesor muy variables, desde algunos decímetros a varios metros y desde lentejones localizados a grandes masas. El yacente de las mismas varía de unos lugares a otros, correspondiendo a diversos niveles del Keuper o Muschelkalk. No hay, pues, duda de que en algunos puntos de la región estudiada hubo inmediatamente antes del Jurásico, o durante el mismo, un período de erosión que hizo desaparecer los sedimentos blandos del Keuper y afectar, incluso, a las calizas del Muschelkalk, a cuyas expensas se formaron las brechas basales del Jurásico. Sin embargo, la interpretación de los hechos no es sencilla, pues más al Oeste hay perfecta continuidad estratigráfica desde el Keuper al Cretáceo, aun cuando se presentan a veces algunos niveles brechoides en la base del Jurásico que revelan el mismo ritmo sedimentario. Por consiguiente, la interpretación más aceptable consiste en suponer que, antes del Jurásico o durante el mismo, tuvieron lugar movimientos localizados, quizás como reacción haloquinética del zócalo keuperiano, causa de los contactos anormales y variables que se observan. Así pues, dicho sector oriental formaría una plataforma continental suavemente sumergida en aguas lacustres o marinas muy someras, que darían lugar a la facies purbeck y que pudieron producir la disolución de los yesos del Keuper infrayacente.

Un fenómeno análogo, pero más extendido y constante, se observa en la base del Cretáceo, que dio lugar a una segunda discordancia pre-cretácea, anterior al Valanginiense o Barremiense. En las capas basales del Cretáceo es frecuente la presencia de brechas más groseras, generalmente menos potentes, que se apoyan en discordancia angular —más o menos acusada— sobre diversos niveles jurásicos, o inclusive sobre el Triás. Al sur de Begas, en el mismo borde de la Hoja, las calizas valangienses-barremienses se apoyan sobre el tramo rojo del Muschelkalk Medio, y dentro de ella, en San Pons de Corbera, a través de un pequeño conglomerado con rudistos, sobre las margas inferiores del Keuper. Tampoco esta discordancia parece afectar a todo el conjunto del macizo de Garraf, estando localizada en algunos sectores de su parte oriental, lo mismo que la discordancia jurásica, y, por consiguiente, la explicación puede ser análoga a la dada en el caso anterior.

Accidentes tectónicos de la cobertura mesozoica

El conjunto mesozoico, en toda su extensión, está débilmente afectado

por pliegues de gran radio de curvatura, pero en cambio está cruzado por una densa y muy importante red de fracturas, de dirección muy variable, típica del estilo tectónico germánico y propia de una cobertura no muy potente y poco plástica, apoyada sobre el zócalo superficial y suficientemente rígido. En líneas generales, ni los pliegues ni las fallas enmascaran demasiado la disposición monoclinal del macizo, inclinado suavemente hacia el Oeste-Suroeste, y que viene reflejada por la serie de cuestas que lo bordean, inclinadas en igual sentido y formadas por los niveles resistentes del Buntsandstein, calizas del Muschelkalk y dolomías y calizas jurásico-cretácicas, que se suceden con toda regularidad de Este a Oeste, formando una serie de rebordes montañosos de perfil disimétrico, cortados por algunos accidentes transversales que interrumpen su continuidad. Tal disposición de bloques se acentúa en las proximidades del Triás y especialmente del Keuper. Así, por ejemplo, el campo de fracturas de la zona de Begas está convertido en un verdadero «puzzle» de bloques muy difíciles de restituir en su posición originaria, siendo también frecuentes las fallas de desgarre.

En algunos de estos accidentes ha ejercido un papel importante la tectónica diapírica y los deslizamientos provocados por la plasticidad del Keuper, como en la falla que bordea la cubeta tectónica de Corbera, descrita más adelante, donde existe un verdadero manto de corrimiento de Keuper sobre Buntsandstein y una pequeña ventana tectónica.

Los accidentes más importantes están dirigidos de Noreste a Suroeste, siguiendo la orientación del eje de la cordillera, y permiten dividir el macizo en bloques montañosos separados por angostas depresiones, algunas ocupadas por el Mioceno. La más importante de estas estructuras se refiere a la cubeta tectónica que se extiende desde Sant Andreu de la Barca a Sant Pons de Corbera, pasando por el pueblo de Corbera, con una longitud de 7 km. y anchura máxima de 1 km. Esta cubeta, como las restantes del macizo, es asimétrica por la influencia de la falla de su borde meridional, la más importante, que ha actuado repetidamente, mientras que la falla de su borde norte se reduce a una simple flexión, sin movimientos sucesivos. Así pues, el zócalo de la cubeta aparece basculado en dirección sur, y morfológicamente esta disimetría se traduce en unos bordes escarpados de la parte meridional y mucho más suaves del lado norte. Gracias a estas fallas, el zócalo paleozoico aparece al descubierto y entra en contacto con el Keuper. Es interesante señalar que esta cubeta quedó rellena de depósitos groseros de edad miocena, de tipo continental: conglomerados de cantos calizos subangulares o relativamente rodados, limos rojos y areniscas de cemento calizo, etc. Hacia el Este, estos depósitos parecen estar en contacto con el Mioceno marino del valle del Llobregat, pero las condiciones de observación son tan difíciles que cualquier hipótesis sobre sus relaciones estratigráficas resulta aventurada. Por otra parte, las formaciones miocenas se encuentran fuertemente basculadas hacia el Sur, siguiendo la in-

clinación del zócalo de la cubeta, afectadas por fallas que señalan la existencia de una tectónica postmiocena bastante intensa.

Otra cubeta, de estructura menos compleja, es la de Olesa de Bonesvalls, en el extremo occidental de la Hoja, rellena también por un importante conjunto de sedimentos, fuertemente basculados hacia el Sur. Al Norte, un dispositivo monoclinal parecido afecta a los sedimentos del Mioceno marino, que determinan una faja hundida al pie de Montgros. Igualmente, el Mioceno de Ordal, afectado por la tectónica postmiocena, parece llenar una depresión preexistente.

4.3 DEPRESIÓN DEL VALLES-PANADES

Las líneas generales de esta depresión han sido estudiadas por diversos autores y, dado que en la Hoja solamente queda incluido un pequeño sector de la misma, el inmediato a la Cordillera Litoral, en los aledaños del río Anoia, únicamente se estudian aquí las estructuras cartografiadas. Basta recordar, para la mejor comprensión de las mismas, que se trata de una larga fosa tectónica, tendida de Noroeste a Suroeste, de unos 200 km. de longitud por 10-15 de anchura, limitada por dos líneas de falla de significación e historia distintas. La falla meridional, en contacto con la Cordillera Litoral, ha sido relativamente estable después del Mioceno, mientras que la del borde norte, que discurre al pie de la Cordillera Prelitoral, es de mayor importancia y se ha movido después de la deposición terciaria.

Falla meridional del Vallés-Panadés, entre Gelida y Martorell

Esta falla afecta a los materiales mesozoicos del macizo de Garraf, determinando un contacto brusco con el Terciario marino o continental de la depresión. A causa de la inclinación general de estas formaciones hacia el Oeste, su edad decrece en igual sentido. Así, en Martorell, el contacto se establece con el Paleozoico; con el Trías en Castellví de Rosanes, y con los diversos niveles del Jurásico y Cretáceo, al oeste de Gelida. En cuanto a los materiales terciarios, están fuertemente basculados hacia el Norte o Noroeste, de acuerdo con la disposición general de la fosa tectónica, con un buzamiento que frecuentemente rebasa los 45°. Afloran las capas más antiguas burdigalienses continentales o de tránsito al Vindoboniense marino, entre Martorell y Gelida, y del Vindoboniense marino, al oeste de esta localidad y en Subirats. Ello obedece a dos causas: en primer lugar, a la progresiva extensión que, en dirección suroeste van alcanzando las facies marinas terciarias de la depresión; y, en segundo lugar, a la paulatina disminución del significado de la falla. En efecto, hacia el Oeste, el macizo mesozoico de Garraf va hundiéndose bajo la cubierta discordante formada por los depósitos neógenos, de forma que, al oeste de Subirats, casi todos

los afloramientos marginales del Cretáceo son ya relieves fósiles exhumados de su cubierta neógena. Cabe, pues, diferenciar la depresión tectónica y la depresión morfológica, siendo esta última más reducida que la primera.

La falla meridional del Vallés-Panadés, al oeste de Martorell

En Martorell, la falla del borde meridional del Vallés-Panadés queda interrumpida por un gran accidente transversal: la gran falla de desgarre del valle del Llobregat, que afecta únicamente al zócalo y no al Terciario. Es anterior al Mioceno y, por efecto de ella, el contacto Paleozoico-Terciario queda desplazado unos 10 km. más al Sur, fenómeno que debió ir acompañado de fracturación y movimientos importantes. En tal sentido, parece que la alineación de la cubeta de Corbera es una réplica dentro del macizo de la línea de falla del Vallés, entre Papiol y Sant Cugat y, por otra parte, no hay alguna duda de que el bloque oriental o de Collserola está levantado respecto al de Garraf. Posiblemente en períodos diferentes. Al menos en la cubeta de Corbera cabe distinguir una tectónica importante antemiocena, y otra, de segundo orden, postmiocena.

En el valle del Llobregat las formaciones burdigalienses, de potencia considerable, están basculadas hacia el Norte unos 30-40° y han sido levantadas por los movimientos póstumos de la falla del desgarre, en el cerro del Telégrafo de Martorell. En la mina Berta de Papiol, entre el granito o el Paleozoico del macizo de Collserola y el Mioceno, se presenta una falla que ha elevado las capas terciarias.

En el interior de la depresión las formaciones terciarias aparecen menos afectadas por la tectónica. No obstante, se distinguen pliegues de gran radio de curvatura y algunas fallas, si bien de escasa importancia.

4.4 LA FALLA DE DESGARRE DEL LOBREGAT

El carácter tectónico del valle del Llobregat y su edad antemiocena es bien patente.

Ya se ha indicado que la falla meridional del Vallés se desplaza unos 10 km. al Sur, originándose una fuerte disimetría entre las dos vertientes del Llobregat; a partir de Pallejá, hacia el Norte. La vertiente oriental aparece constituida por materiales terciarios: Burdigaliense continental, fuertemente inclinado hacia el Norte, y Plioceno casi horizontal o con débil pendiente hacia el mar. Al sur de Pallejá la disimetría continúa, pues mientras la parte oriental aparece formada exclusivamente por Paleozoico, la vertiente occidental del valle está constituida por el Triásico y Cretáceo, y el zócalo paleozoico únicamente aparece en su parte más inferior. Dada la casi subhorizontalidad de la cubierta mesozoica, es forzoso admitir que el bloque oriental está levantado respecto al occidental. Esta falla de des-

garre, sin embargo, no fue invadida por el mar hasta el Plioceno, durante el cual penetró por el Sur, formando una ría (la llamada por FAURA y SANS «ría Rubricata»), que se extendía hasta las proximidades de Castellbisbal, depositando formaciones pliocenas a todo lo largo del valle que ocultan la falla, únicamente visible en Martorell.

5 HISTORIA GEOLOGICA

La discordancia pretriásica permite diferenciar en la evolución paleogeográfica de la región dos grandes ciclos sedimentarios y tectónicos: el hercíniano y el alpino.

5.1 CICLO HERCINIANO

El terreno más antiguo de los Catalánides corresponde al Ordoviciense, representado por el potente conjunto de pizarras satinadas con intercalaciones areniscosas, que en el ámbito de la Hoja forman la mayor parte de los afloramientos paleozoicos. Su constitución litológica es común a todos los Catalánides, con ligeras variaciones locales, y señala las condiciones sedimentarias del geosinclinal que ocupó la región, incluido el Pirineo, y cuyos límites son difíciles de precisar a causa de escasez de afloramientos. Con el Silúrico se implanta una sedimentación aún más fina de tipo pelágico, representada por las pizarras de graptolítidos, que constituyen un rasgo general de la región. Unicamente cabe señalar, como particularidad especial, el escaso espesor del Silúrico en relación, por ejemplo, al del Montseny y al del Pirineo.

Al terminar el Silúrico, la profundidad del mar disminuye según acusan los niveles calizos con faunas de moluscos y las intercalaciones arenosas. Este régimen sedimentario se acentúa en el transcurso del Devónico, representado por un escaso espesor de dolomías y calizas, en las que, además, se presentan lagunas, reflejo, sin duda, de los movimientos caledonios que afectaron a otros lugares de la Península.

El verdadero cambio paleogeográfico se produce durante el Carbonífero Inferior, en el que se pasa de la sedimentación marina a la continental. Durante el Dinantiense persiste la sedimentación marina, como indican las pizarras purpúreas con trilobites, de Papiol, en alternancia con lechos de lítitas, pero pronto se implanta la sedimentación tumultuosa, de tipo parálico, representada por las grauwackas, pizarras arenosas y conglomerados de facies Culm, que pueden atribuirse al Viseense.

En este piso termina la sedimentación paleozoica interrumpida por la orogenia hercíniana, que tiene lugar en diversas etapas. En algunos puntos

de los Catalánides se observa una clara discordancia, menor entre el Devónico y el Cámbrico, cuyo yacente es variable. En la zona cartografiada, sin embargo, los escasos y diminutos afloramientos devónicos y carboníferos no permiten una mayor precisión, por lo que no es posible asegurar la presencia de plegamientos de edad bretónica. Tampoco es posible precisar la edad exacta del paroxismo hercíniano, aun cuando al juzgar por lo que ocurre en el resto de los Catalánides habría que asociarla al plegamiento sudético o, mejor, asturico. El paroxismo fue acompañado de la intrusión granítica y de su cortejo filoniano de diques eruptivos.

El estudio petrotectónico ha permitido precisar la sucesión de fases y sus efectos sobre los materiales paleozoicos: una primera fase determinó la esquistosidad de flujo propia del metamorfismo regional, aun cuando poco intensa, y afectó al Carbonífero; y una segunda fase, del tipo «strain slip», que corta a la primera, seguida de otra última, determinativa de los pliegues tipo «kink bands».

La Intrusión granítica del Collserola y Puigmadronea corresponde a la última fase, a la que se debe una aureola de metamorfismo de contacto, de baja presión y elevada temperatura, que alcanza unos 1.500 m. de espesor.

5.2 CICLO ALPINO

Tras el plegamiento hercíniano, la cordillera formada quedó sometida a un largo proceso erosivo que dio origen a una penillanura, la misma que existe en amplios sectores de la Península y que en los Catalánides ha dejado vestigios en el Montseny, macizo de Prades, etc. Aquí, dada la proximidad del nivel de base, no existen vestigios exhumados de la misma, pues han sido destruidos por la erosión de la red hidrográfica del Llobregat, pero puede observarse cómo el Buntsandstein se apoya sobre un zócalo arrasado, sobre el cual se sedimentarán los depósitos detríticos del Triás Inferior. Más tarde tiene lugar la primera transgresión marina del Muschelkalk, que sin duda procedía del geosinclinal mediterráneo instalado al Sur, al encontrarse a escasa distancia del norte de Barcelona la línea de costa triásica. Una regresión, representada por el tramo rojo del Triás Medio y equivalente al Anhydritgrup germánico, interrumpe la sedimentación marina, que es suplantada por otra de tipo lacustre, que da lugar a los yesos con que termina el Muschelkalk Medio. Sigue otra transgresión breve en el Muschelkalk Superior y más tarde la regresión del Keuper que da origen a las margas yesíferas abigarradas.

La historia paleogeográfica del resto del Mesozoico es menos precisa a causa de la falta de fósiles, hasta llegar al final del Jurásico. Nada se sabe del Lías, quizás representado por las brechas que yacen sobre el Keuper, pero que otros autores atribuyen al Retiense. Si es indudable que antes de la deposición de estas brechas existió un período de erosión que hizo

desaparecer gran parte del Keuper, e incluso en el sector próximo a la plataforma continental se produjeron algunos movimientos que determinaron la discordancia prejurásica y que, en parte, debieron continuar en el transcurso del Jurásico. A este terreno se atribuye el potente conjunto de dolomías negruzcas que sucede a las brechas basales, y cuya edad resultaba muy hipotética hoy referida al Jurásico, pues su parte terminal corresponde a una facies lagunar mal aireada, de tipo purbeck, que puede ser datada con toda seguridad como del Portlandiense.

A ella sucede la transgresión mesozoica más importante después del Triás, la del Cretáceo Inferior, que alcanza sus límites septentrionales en el mismo macizo de Garraf, al no existir depósitos de esta edad más allá del Llobregat. Continúa, al principio, la fase lagunar, siguiente a la iniciada en el Jurásico Superior, pero pronto las aguas marinas avanzan hacia el Norte y se depositan las calizas del Valangiense-Barremiense con Rudistas y Orbitolínidos que se apoyan sobre las dolomías jurásicas. También aquí es posible registrar débiles movimientos precretáceos en el sector próximo a la plataforma continental, como parece deducirse de las discordancias observadas en la base del Cretáceo, asociadas también a un nivel de brechas calizas, aunque menos desarrollado que en la base del Jurásico.

Finalmente, la sedimentación del Aptiense, de formaciones margosas con ammonítidos, señala todavía una mayor profundidad de las aguas. Pero con el Albiense se inicia una nueva regresión en el área, aun cuando no existen datos en tal sentido dentro de la zona cartografiada.

El Cretáceo Superior falta en toda la región y no empieza a aparecer sino mucho más al Sur, en la zona del Ebro. Hay que concluir, pues, que la región iniciada en el Albiense continúa y se acentúa durante el resto del período, al contrario que en el Pirineo, donde tiene lugar la gran transgresión senonense. Desde entonces el macizo de Garraf, y con él toda el área estudiada, permanecen emergidos hasta el Mioceno. Sin embargo, durante este tiempo tienen lugar los plegamientos alpinos que, en los Catalánides, afectan a la mitad meridional de la cordillera y son indudablemente intraeocénicos. A ellos sin duda se debe el plegamiento del macizo de Garraf, pero como entre el Cretáceo y el Mioceno no hay depósitos en esta zona, no es posible deducir mayores precisiones que las suministradas por la evolución general de la cordillera.

Con el Mioceno se inicia un nuevo registro sedimentario que permite seguir los detalles de la evolución paleogeográfica. El Burdigaliense, bien representado por sus sedimentos continentales con abundante fauna de mamíferos, se depositó en el fondo de la Depresión Prelitoral, deduciéndose que ésta se hallaba esbozada al principio del Mioceno. Su hundimiento hubo de producirse un poco antes, tal vez en el transcurso del Oligoceno Superior, según demuestran los sedimentos de Campins, de edad stampiense, alojados en el fondo de la cubeta hundida.

Más tarde tiene lugar, durante el Vindoboniense, una nueva transgresión marina, que penetra desde Tarragona hacia el Norte, a lo largo de la depresión recién formada, que sumerge gran parte del macizo de Garraf, rebasando, por breve espacio, Rubí y Sant Cugat, con ligeras oscilaciones representadas por las cunas marinas que existen en esta zona. Indentando con los depósitos marinos, se reconocen en el resto de la depresión del Vallés importantes depósitos continentales formados a expensas de los materiales constitutivos de las dos cordilleras que bordean la fosa. El régimen exclusivamente continental se instala en la región con el Pontiense, como en la totalidad del área mediterránea, estando en el Vallés muy bien datado por la rica fauna de mamíferos encontrada, que puede examinarse en el magnífico museo de Sabadell.

Nuevos cambios importantes debieron producirse durante el Plioceno, pues el mar no penetra ya en el interior de la depresión, si bien lo hace ahora desde el Sureste, a lo largo de la falla de desgarre que atraviesa la Cordillera Litoral, y llega hasta el área de Montserrat, oculta bajo los sedimentos miocenos de la depresión. Los fenómenos de subsidencia en su parte meridional facilitaron la penetración marina, que dio origen a la llamada ría Rubricata, de unos 20 km. de longitud. Extendida hasta Papiol y Castellbisbal, a ella se deben los sedimentos arcillosos pliocenos que rellenan el valle inferior del Llobregat.

Los sondeos realizados en el delta del Llobregat han demostrado cómo el Plioceno, que en Papiol alcanzó alrededor de unos 80 m. de altura, se halla aquí a unos 60 m. de profundidad, lo que indica nuevas deformaciones post-pliocenas, relativamente importantes, en el transcurso del Cuaternario.

Finalmente ha de mencionarse la formación de un sistema de terrazas, relacionada con los episodios climáticos de esta era, en parte ocultas bajo los recientes aluviones del río y que indudablemente fueron depositadas en función de un nivel de base inferior al actual, correspondiente a los períodos glaciares.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

La única explotación minera de cierto valor existente en la región es la mina Berta, cercana a Papiol, hoy Inactiva, pero hasta hace pocos años en explotación. Producía galena y fluorita. Mineralógicamente, ha dado lugar a numerosos estudios, figurando entre los más recientes y documentados los de MONTURIOL. Hubo explotaciones análogas, pero menos importantes, en Martorell y Cervelló.

Las areniscas del Buntsandstein se explotan modestamente en Castell-

defensas como material de construcción. Más importantes son las canteras de calizas cretácicas para cales y cementos, en Olesa de Bonesvalls y, sobre todo en Vallirana. Igualmente, las calizas silúrico-devónicas se explotan en Sant Just Desvern (Cementos Asland), y las del Muschelkalk Inferior en Cuatro Caminos (Cementos Molins).

Las arcillas pliocénicas de Sant Felíu de Llobregat y, sobre todo, de Papiol, alimentan a gran número de cerámicas, dentro y fuera del área estudiada. En algunos puntos, como en Corbera, se explotan los yesos del Keuper.

6.2 HIDROGEOLOGIA

El principal recurso hidrológico de la región se refiere al delta del Llobregat y cauce aluvial del mismo río, aguas abajo de Molins de Rey. En Cornellá existen los alumbramientos de aguas para el suministro, de todas formas insuficiente, a la ciudad de Barcelona, y numerosos pozos en distintos puntos del delta del Llobregat, que suministran agua a varias industrias. La hidrogeología del delta ha sido estudiada con todo rigor por R. LLAMAS y colaboradores de la Confederación Hidrográfica del Pirineo Oriental, en una voluminosa obra donde se encuentra una abundante información.

El contacto por falla entre la Cordillera Litoral y el Terciario de la Depresión del Vallés da lugar a numerosos alumbramientos de relativa importancia en Papiol, Martorell y Gelida.

En el macizo kárstico de Garraf la circulación es casi exclusivamente subterránea y los alumbramientos son raros, por la dificultad que entraña la localización de los puntos de almacenamiento.

Los terrenos terciarios son pobres en niveles acuíferos, a causa de la elevada proporción arcillosa de sus capas y consiguiente falta de permeabilidad.

7 BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI, B. (1953).—«La sedimentación marina en el Vallés-Panadés (Cataluña) y en el Veneto (Italia) durante el Mioceno». *Est. Geol.*, n.º 19, t. IX, pp. 415-426, XVIII-LI, Madrid.
- ALMERA, J. (1893).—«Descubrimiento paleontológico importantísimo. La presencia del Mamut (*Elephas primigenius*, Cuv?) en las riberas del Bajo Llobregat». *Crón. Científ.*, t. VI, pp. 352-353, Barcelona.
- (1880).—«De Montjuich a Papiol a través de las épocas geológicas». *Mem. recepción R. Ac. C. Nat. y Art.*, folleto de 53 p., 1 mapa geol., Imp. Libr. Religiosa, Barcelona.
- (1889).—«Elucidaciones geológicas sobre el Putchet y la antigüedad de

- su flora paleontológica». *Diario de Barcelona*, n.º 199 (18 julio 1889), pp. 8.946-8.948, Barcelona.
- (1889).—«Sobre el Keuper de la provincia de Barcelona». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXVII, pp. 787-788, París.
- (1889).—«Sobre el descubrimiento de la fauna de Saint-Cassien en el Trías de nuestra provincia». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona* (2.ª época), t. n.º 28, pp. 538-541, Barcelona.
- (1889).—«Descubrimiento del Jurásico (Malm.) en las costas de Garraf». *Crón. Científ.*, t. XII, 3 p., Barcelona.
- (1891).—«Mapa geológico-topográfico de la provincia de Barcelona. Región I o de contornos de la capital, con la explicación somera en la misma Hoja. Escala 1:40.000». 1.ª edición, Barcelona, 1891; 2.ª edición, Barcelona, 1900.
- (1891).—«Ojeada sobre el pasado y presente de las costas de Garraf». *Crón. Científ.*, t. XVI, n.º 324, pp. 161-166, Barcelona.
- (1891).—«Caracterización del Muschelkalk en Gavá, Begas y Pallejá». *Crón. Científ.*, t. XIV, pp. 474-476, Barcelona.
- (1893).—«Nota sobre el mapa geológico-topográfico de la región comprendida entre el paralelo de Vallirana, Ordal, Labern y el litoral». *Bol. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona* (3.ª época), t. I, núm. 8, pp. 147-150, 1 fig., Barcelona.
- (1894).—«Descripción de los depósitos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y llano de Barcelona». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona* (3.ª época), t. III, n.º 2, pp. 1-355, 17 figs., 28 láms., Barcelona.
- (1895).—«Etude stratigraphique du massif crétacé du littoral de la provincia de Barcelona». *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3.ª serie, t. 23, pp. 564-571, París.
- (1897).—«Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región segunda o del río Noya al mar. Esc. 1:40.000». Barcelona.
- (1898).—«Compte rendu de l'excursion du samedi 1 octobre 1898 à Moncada et à Sardanyola». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.ª serie, t. 26, pp. 732-741, 2 figs., París. (Reproducido en *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 27, Madrid.)
- (1898).—«Compte Rendu de l'excursion du samendi 8 octobre 1898 à Castellvi de la Merca au Vallon de San Pau d'Ordal et à San Sadurní de Noya». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.ª serie, t. 26, pp. 840-852, 1 fig., París. (Reproducido en *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 27, Madrid.)
- (1898).—«Compte Rendu de l'excursion du mercredi 5 octobre à Gava, Brugués, y Vallirana». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.ª serie, t. 26, pp. 789-800, 5 figs., París. (Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 27, pp. 224-237, Madrid, 1903.)
- (1898).—«Compte rendu de l'excursion de jaudi 6 octobre à Castelldefels et Costas de Garraf». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.ª serie, t. 26, pp. 801-812,

- 2 figs., París. (Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 27, pp. 238-250, 2 figs., Madrid, 1903.)
- (1899).—«Observations sur le Trias de la province de Barcelona». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.^a serie, t. 27, pp. 787-788, París.
- (1899).—«Compte rendu des excursions du dimanche 2 octobre à Grecia et le Coll (Horta) et du lundi 3 à Vallcarca, au Tibidabo et à Esplugas». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.^a serie, t. 26, pp. 742-763, 3 figs., París.
- (1900).—«Mapa geológico topográfico de la provincia de Barcelona. Región II o del Noya al mar, con explicación somera en la misma Hoja.»
- (1907).—«Un reconocimiento de los terrenos terciarios de las comarcas occidentales bañadas por el Mediterráneo». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.^a época, v. 6, n.^o 11, pp. 135-140, Barcelona.
- (1909).—«Descobriment d'una de les antigues flores triàssiques al Nord de Barcelona». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XIX, pp. 11-14, 2 figs., Barcelona.
- (1909).—«Ensayo de una síntesis de la evolución geológica de la comarca de Barcelona». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.^a época, t. VIII, n.^o 4, pp. 41-53, Barcelona.
- ALMERA, J., y BOFILL, A. (1885).—«Moluscos fósiles de los terrenos terciarios superiores de Cataluña». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 2.^a época, t. II, n.^o 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. Cienc. y Art. de Barcelona*, t. I, n.^o 20, pp. 395-408, 8 láms., Barcelona.
- ALMERA, J., et DEHERET, Ch. (1896).—«Découverte du Burdigalien aux environs de Barcelone». *Bull. Sec. Géol. Fr.*, t. XXIV, pp. 1.126-1.127, París.
- ALMERA, J., y HORNES, R. (1906).—«Reconocimiento de los terrenos terciarios de las comarcas occidentales bañadas por el Mediterráneo». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona* (3.^a época), t. III, n.^o 1, pp. 1-15, 2 láms., Barcelona.
- ALONSO, J. J., y VIRGILI, C. (1959).—«Un nivel de arcillas de la base del Triás estudiado con el microscopio electrónico». *An. Edaf. y Fisiol. Veg.*, t. XVIII, n.^o 1, pp. 1-9, 7 fotos, 2 figs., Madrid.
- ANGELIS D'OSSAT, G. de (1895).—«Los primeros Antezoos y Briozoos miocénicos recogidos en Cataluña». *Mem. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.^a época, t. III, n.^o 4, pp. 1-31, Barcelona.
- (1905).—«Coralli del Cretácico della Catalogna». *Palaeont. Ital.*, v. XI, pp. 169-252, 2 figs., 3 láms., Pisa.
- ASHAUER, R., y TEICHMULLER (1935).—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». Abh. Gesells. Wiss. Göttingen. Math-Phys. kl., III F. H. 16, pp. 15-98, 48 figs., 3 láms., Berlín (Trad. J. María Ríos. Publ.

- Extranj. Geol. España*, t. III, pp. 7-102, 48 figs., 7 láms., mapa y cort., Madrid, 1945).
- BARROIS, CH. (1891).—«Observations sur les terrains siluriens des environs de Barcelone». *Annal. Sec Géol. du Nord*, t. XIX, pp. 63-69, Lills.
- BATALLER, J. R. (1921).—«Excursió geològica a Garraf (Vallcarca)». *Butil. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXI, 98 p., Barcelona.
- (1933).—«El Triasic Catalá». *Butil. Soc. Ciències Nat. «Club Muntayenc»*. Any III, n.º 13, pp. 3-12, 2 láms., Barcelona.
- (1947).—«Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España. I. Thallophyta; II. Protozoa; III. Coelenterata Porifera; IV. Coelenterata Cnidaria; V. Echinodermata; VI. Vermes y VII. Molluscoidea». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, v. XXVIII, pp. 279-484, 238 figs., Barcelona.
- (1949).—«Las investigaciones paleontológicas en la Real Academia de Ciencias». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, t. XXX, n.º 5, pp. 135-153, Barcelona.
- (1950).—«Geognosia del Triásico español». *Anal. Esc. Per. Agric. y Sup. Agric.*, v. IX, pp. 193-219, Barcelona.
- BATALLER CALATAYUD, J. R. (1962).—«Los céfalópodos del macizo cretácico de Garraf (Barcelona)». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.ª época, v. XXXIV, pp. 177-210, 8 láms. f. t., 3 figs., 1 tabla, Barcelona.
- BERGOUNIOUX, F. M. (1957).—«Los reptiles fosiles du Tertiaire de la Catalogne». *Bol. Inform. de Activ. Euro. en Paleont. y Vertebr.*, n.º 8-9, pp. 39-41, Sabadell.
- (1958).—«Los reptiles fosiles du Tertiaire de la Catalogne». *Est. Geol.*, t. XIV, n.º 39, pp. 129-219, Madrid.
- BERGOUNIOUX, F. M., et F. CROUZEL (1957).—«Les mastodontes fossiles de l'Espagne». *Bol. Inform. Activ. Eur. en Paleont. Vertebr.*, n.º 8-9, pp. 41-45, Sabadell.
- (1958).—«Les Mastodontes d'Espagne». *Est. Geol.*, t. XIV, n.º 40, pp. 223-365, 45 figs., 7 cort., láms. XLV-LXII, Madrid.
- BOFILL, A. (1893).—«Notas sobre el mapa topográfico geológico del Alto y Medio Vallés. Descubrimientos paleontológicos en el Trías del Medio y Alto Vallés». *Bol. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.ª época, t. I, n.º 8, pp. 142-147, 1 lám., Barcelona.
- CALZADA, S. (1972).—«Cyrothyris middlemissi n. sp. del Aptense de Garraf (Barcelona)». *Acta Geol. Hisp.*, t. VII, pp. 66-68, 2 figs., Barcelona.
- CALZADA, S., y VIA, L. (1971).—«Sobre el supuesto Jurásico del macizo de Garraf (Barcelona)». *Cuad. Geol. Ibér.*, n.º 2, «I Col. Estr. y Paleogeogr. Jurásico de España», Vitoria, 1970, pp. 483-488, 1 fig., Madrid.
- CAREZ, I. (1881).—«Etude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne». París, Libr. F. Savy, 327 p., 72 figs., 8 láms.

- CATALAN LAFUENTE, J. G.; OLIVER, B., y ALONSO, J. (1971).—«Estudio hidrológico del río Llobregat». Ed. Comité Asesor y de Estudios del Abastecimiento de Agua a Barcelona, y por el Centro de Est. Invest. y Aplic., del Agua, Litocolor, S. A., 511 p., 137 fot., 178 figs., 165 tabl., Barcelona.
- 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.
- CRUSAFONT PAIRO, M. (1935).—«La zona fossilífera del Vallés-Panadés». *Anuari del Museu de Sabadell*, vol. I, pp. 5-11, Sabadell.
- (1949).—«El Vallés en tiempos miocénicos». *Bol. C. Ex.*, Sabadell del XXX aniversario de su fundación, 4 p., Sabadell.
- (1960).—«Datos para la biogeografía del Mioceno del Vallés-Panadés. I. Los Vertebrados». *Arrahona*, 1-2, pp. 57-60, Sabadell.
- (1952).—«Algunas características paleobiológicas del Mioceno español». *C. S. I. C. Inst. Est. Pir. y Mus.*, Sabadell. Primer Cursillo Internacional Paleontológico en Sabadell, pp. 56-59, Sabadell.
- (1954).—«El límite superior del Mioceno en Europa». *Congres. Geol. Inter.*, C. R. XIX sesión, Alger, 1952, fasc. XIII, pp. 111-117, 1 fig., Alger.
- (1956).—«Análisis bioestadístico de las faunas de mamíferos fósiles del Vallés-Panadés». *C. S. I. C. Cursillos y Conferencias del Inst. «Lucas Mallada»*, fasc. III, pp. 73-100, 19 figs., Madrid.
- (1956).—«Données biogeographiques relevées par la paleomammalogie du Miocene espagnol». *Coll. Int. du Cent. Nat. de la Rech. Scien., LX problèmes actuels de Paleontologie* (París 18-23, avril 1955), pp. 101-108, Edition du C. N. R. S., París.
- (1959).—«La segunda fase transgresiva en el Vindoboniano del Vallés-Panadés». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.º 55, pp. 3-16, 1 fig., Madrid.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1947).—«Sobre el descubrimiento de un nuevo yacimiento del Meótico en el Vallés». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. LX, pp. 69-110, 5 figs., 4 láms., 1 mapa topog. en negro a esc. 1:100.000, Madrid.
- (1954).—«Sinopsis estratigráfico-paleontológica del Vallés-Panadés». *Arrahona*, n.º 4, pp. 1-14, 1 fig., Sabadell.
- (1959).—«Sobre el nuevo proyecto de estructuración y nomenclatura del Mioceno mediterráneo». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.º 56, pp. 33-53, Madrid.
- CRUSAFONT, M.; VALENCIANO, A., y SANZ FUENTES, E. (1958).—«Un nuevo yacimiento de vertebrados en el Burdigaliense de Martorell». *Acta Geol. Hisp.*, III, pp. 44-47, Barcelona.

- CRUSAFONT PAIRO, M., y VILLALTA, J. F. de (1952).—«Una nueva localidad con mamíferos fósiles del Brudigaliense del Panadés (nota previa)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.º 27, pp. 153-158, Madrid.
- CRUSAFONT PAIRO, M.; VILLALTA, J. F. de. y TRUYOLS, J. (1952).—«Reconnaissance du Brudigalien continental du Vallés-Panadés (Espagne)». *C. R. Som. de la Soc. Géol. de France*, n.º 2 (21 janvier), pp. 21-22, Paris.
- (1955).—«El Burdigaliense continental de la cuenca del Vallés-Panadés. I. Estratigrafía, II. Paleontología». *Mem. y Com. del Inst. Geol. de la Dip. de Barcelona*, t. XII, 272 p., 54 figs., 3 mapas, 11 láms., Barcelona.
- CHEVALIER, J. F. (1961).—«Recherches sur les Madréporaires et les formations miocènes de la Méditerranée occidentale». *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n. s., t. XL, n.º 93, 562 p., 202 figs., 1 vol. atlas, 26 láms., figs. 37-199, Paris.
- DEPERET, CH. (1898).—«Observations sur les terrains néogènes de la région de Barcelone». *Bull. Sec. Géol. Fr.*, 3.ª serie, t. XXVI, pp. 853-858, Paris.
- (1903).—«Los terrenos neógenos de Barcelona». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXVII, pp. 306-311, Madrid.
- DUBOIS, G. (1930).—«Les rivages du Bassin méditerranéen pendant la dernière glaciation et pendant la transgression flandrienne». *Ass. Française avanç. Scien.*, t. LIV, Alger.
- ELIAS, J. (1930).—«Desviaments del Llobregat i de la riera de les Arenes». *Bibliot. d'Est. Comarcals*, v. I, Comarca del Vallés, pp. 171-179, Casa del Vallés, Barcelona.
- (1931).—«Esfondraments a Moncada i Martorell en començar en el període pliocènic». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXI, pp. 60-65, Barcelona.
- FAURA Y SANS, M. (1913).—«Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña con una descripción de los yacimientos fosilíferos más principales». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. IX, n.º 1, pp. 5-202, 19 figs., 9 láms., 3 cuadr., Madrid.
- (1922).—«Explicació de la fulla n.º 34: Villafranca del Panadés, Barcelona». *Serv. Mapa Geol. Cat.*, 95 p., 45 figs., Barcelona.
- (1923).—«Explicació de la fulla n.º 39: Villanueva y Geltrú, Barcelona». *Serv. Geol. Cat.*, 109 p., 50 figs., 1 mapa esc. 1:100.000, Barcelona.
- FAURA Y SANS, M., y CANU, F. (1916).—«Sur les Briozaires des terrains tertiaires de Catalogne». *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. II, pp. 59-190, 21 figs., láms. I-IX, Barcelona.
- FERRER, J. (1966).—«Observaciones micropaleontológicas en el macizo cretácico de Garraf (Barcelona)». *Acta Geol. Hisp.*, año I, n.º 2, pp. 7-14, 2 cort., 1 col. estr., 1 mapa, 19 fot., Barcelona.
- FONT Y SAGUE, N. (1898).—«Un descobriment espeleològic (Teoria de la Font d'Armena)». *Butll. Centre Exc. Cat.*, t. VIII, n.º 45, pp. 237-248, 2 figs.; n.º 46, pp. 265-276, 1 fig. y n.º 47, pp. 277-306, 1 fig., Barcelona.
- (1899).—«Sota terre. Excursió espeleològica a la Baronia d'Aramprunyá».

- Butll. Centre Exc. Cat.*, t. IX, n.º 57, pp. 233-252, 7 figs., y n.º 58, pp. 257-278, 3 figs., Barcelona.
- FONTBOTE, J. M. (1952).—«Características tectónicas de la depresión del Vallés-Panadés». 1.º Cursillo Internacional de Paleontología en Sabadell, *Arrahona*, 7 p., Sabadell.
- (1953).—«Sobre la edad de las capas rojas de Castellbisbal». *Mem. y Com. del Inst. Geol. de la Diputación de Barcelona*, t. X, pp. 41-42, Barcelona.
- (1954).—«Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Panadés con la Cordillera Prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro». *Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo extr. homenaje E. H. Pacheco, pp. 218-310, 5 figs., Madrid.
- (1954).—«Sobre la evolución tectónica de la Depresión del Vallés-Panadés». *Arrahona*, 37 p., 6 figs.
- (1956).—«Tectónica comparada de las Depresiones del Vallés-Panadés y de Calatayud-Teruel. Resumen». *Curs. y Conf. Inst. «Lucas Mallada»*, fasc. III, pp. 123-130, Madrid.
- GIRESSE, P. (1965).—«Exemples de transport cotier sur le littoral espagnol». *Cahiers Océanogr.*, t. XVII, pp. 99-106, París.
- (1965).—«Rôle du continent dans la sédimentation fluviale et cotière de la province de Barcelone [premières observations]». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 1965, n.º 80, pp. 71-84, 4 figs., Madrid.
- (1970).—«Les limites de la province sédimentaire littorale du Delta de Llobregat». *Cahiers Océanogr.*, t. XXII, pp. 581-612, 9 figs., París.
- GREILING, L., und PUSCHMANN, H. (1965).—«Die Wende Silurium/Devon em St. Creu d'Olorde bei Barcelona (Katalonien)». *Senckenberigiana Letheea*, t. 46, n.º 416, pp. 453-457, Frankfurt-am-Main.
- HERENGER, L. (1944).—«Nouveau genre d'éponga siliceuse fossile et remarques sur la classification des Hexactinides». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 218, París.
- (1945).—«Nouvelle étude des spongaires du Crétacé Inférieur et Supérieur d'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n.º 13, p. 169, París.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—«El sistema siluriano». *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. II, fasc. I, XVI+848 p., 47 figs., 31 láms., con cort., 23 map. geol., 8 cuadr. (en una hoja pleg.), 1 lista fósiles, Madrid.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1928).—«Mapa geológico de España. Esc. 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja n.º 421, Barcelona». 84 p., 4 láms., 1 foto, 1 lám. pleg. cortes f. t. y 1 mapa pleg. f.t., Madrid.
- (1930).—«Mapa geológico. Escala 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja n.º 420, San Baudilio de Llobregat». 119 p., 13 láms. fotos., 7 láms. cortes., 1 lám. cortes pleg., f.t., y 1 mapa pleg. f.t., Madrid.

- (1932).—«Memoria explicativa de la Hoja n.º 448, Gavá, del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000». 44 p., 19 láms., Madrid.
- LAMBERT, J. (1905).—«Description des Echinides fossiles de la province de Barcelone». *Mem. Soc. Géol. Fr. Paléont.*, n.º 24, 128 p., 3 figs., 9 láms., París.
- (1927).—«Révision des Echinides fossiles de la Catalogne». *Mem. Mus. Cienc. Nat. Barcelona, Ser. Geol.*, v. I, n.º 1, 102 p., 10 figs., 4 láms., Barcelona.
- (1933).—«Supplément à la révision des Echinides fossiles de la Catalogne». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXIII, pp. 183-195, 2 figs., 1 lám., Barcelona.
- LLOPIS LLADO, N. (1941).—«Morfología e hidrología subterránea de la parte oriental del macizo cárstico de Garraf (Barcelona)». *Est. Geogr.*, año II, n.º 4, pp. 413-466, 4 láms., 2 figs., 1 mapa geol., Madrid.
- (1942).—«Tectomorfología del macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat». *Est. Geogr.*, año III, n.º 7, pp. 321-383, 15 figs. y gráf., Madrid.
- (1942).—«Los terrenos cuaternarios del llano de Barcelona». *Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, t. VI, 52 p., 10 figs., 1 lám., Barcelona.
- (1943).—«Estudio tectomorfológico de la depresión prelitoral catalana». *Est. Geogr.*, año IV, n.º 10, pp. 31-111, 17 figs., 6 láms., 1 cuadr., Madrid.
- (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». *Barcelona, Inst. «Lucas Mallada»*, C. S. I. C., 372 p., 40 figs., 18 láms. pleg., 22 fot., Barcelona.
- (1952).—«Sobre el área de dispersión de Daonella of, lommeli, v. Mojs. en el NE. de España». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, t. IX, pp. 38-47, fig. II, Barcelona.
- LLOPIS LLADO, N.; VIA BOADA, L., y VILLALTA, J. F. (1969).—«Sobre el límite Silúrico-Devónico en Santa Creu d'Olorde (Barcelona)». *Cuadr. Geol. Ibér.*, vol. I, pp. 3-20, 3 figs., Madrid.
- LLOPIS LLADO, N., y VILLALTA, J. F. (1935).—«Contribución a la fauna triásica catalana». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXV, pp. 51-62, lám. IV, Barcelona.
- LLORENS, T. (1919-1920).—«Els minerals de Catalunya». *Treballs Inst. Cat d'Hist. Nat.*, v. V, pp. 129-357, 37 figs., Barcelona.
- MAIER, W. (1908).—«Dis Kontakzone des Monte Tibidabo bei Barcelona». *Berichte der Naturforsch. Gesells. zu Freiburg*, t. 17, pp. 61-126, 1 lám., 1 mapa, Freiburg.
- MALLADA, L. (1882).—«Catálogo de las especies fósiles encontradas en España». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. 18, pp. 1-253, Madrid.
- (1902).—«Explicación del mapa geológico de España. Tomo IV. Sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXII, 514 p., 93 figs., Madrid.

- MARCET RIBA, J. (1930).—«Las terrazas del NE. de España». *Mem. R. Ac. Cienc. Art.* (3.^a época), t. XXII, n.^o 7, pp. 129-174, Barcelona.
- (1945).—«La evolución paleogeográfica del nordeste de España y de las Baleares». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, t. XXVII, n.^o 9, pp. 227-345, 2 láms. pleg. con cort. y bloque diagr., Barcelona.
- MARTIN VIVALDI, J. L.; FONTBOTE, J. M.; RAUSELL COLOM, y TRUYOLS, J. (1957).—«Sobre la composición mineralógica de las arcillas del Mioceno del Vallés-Panadés». *Est. Geol.*, t. XIV, n.^o 35-36, pp. 305-321, 5 figs., 1 lám., Madrid.
- MAURETA, J., y S. THOS CODINA (1881).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. IX, XI, 78 p., 44 figs., 11 láms., Madrid.
- MONTORIOL POUS, J. (1950).—«Estudio geoespeleológico de dos simas en el macizo de Garraf (Barcelona)». *Speleon*, t. I, n.^o 1, pp. 39-53, 3 figs., Oviedo.
- (1950).—«Estudio geoespeleológico de la sima de la Ferla (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Pirineos*, n.^o 15-16, pp. 217-228, 1 fig., 2 láms., Zaragoza.
- (1950).—«Resultado de las observaciones espeleo-meteorológicas realizadas durante la exploración de la Sima de los Esquirols (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Speleon*, t. I, n.^o 3-4, pp. 177-186, 1 fig., Oviedo.
- (1951).—«Nueva sima en el Macizo de Garraf». *Speleon*, t. II, n.^o 1, pp. 47-49, 1 fig., Oviedo.
- (1952).—«Estudio hidrogeológico del Fondo de les Terradelles (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Speleon*, t. III, n.^o 1-2, pp. 3-29, 7 figs., 2 láms., Oviedo.
- (1954).—«La hidrología cártica del Plá de les Basses y sus relaciones con las de otras zonas del Macizo de Garraf (Barcelona)». *Speleon*, t. V, n.^o 1-2, pp. 55-104, 11 figs., láms. V-VI, Oviedo.
- (1966).—«Las resurgencias de las costas de Garraf». *Dritter Intern. Kongr. für Speläologie*, 1966. B. V, pp. 43-49, 2 figs., Viena.
- MONTORIOL POUS, J., y MUNTAN ENGBERG, L. (1968).—«Resultados de nuevas investigaciones sobre el karst del Plá de les Basses (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Speleon*, t. XII, n.^o 1-2, pp. 35-53, 5 figs., Oviedo.
- MORET, L., y HERENGAR, L. (1942).—«Spongiaires jurassiques et crétacés de Catalogne». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n.^o 4, pp. 31-33, París.
- PORTA, J. de (1969).—«Catálogo sistemático y estratigráfico de los Pectinídos del Neógeno del NE. de España (excepto Baleares)». *Acta Geol. Hisp.*, t. IV, pp. 135-142, 5 figs., Barcelona.
- REGUANT, S. (1965).—«Presencia de *Biffustra savartii* (Savigny-Audoin) (Brizoozo Queilstomado) en el Mioceno peninsular». *Acta Geol. Hisp.*, t. I, n.^o 5, pp. 2-4, 3 figs., Barcelona.
- RUBIO, C., y KINDELÁN, A. (1909).—«Apuntes para la hidrología subterránea

- del Llano de Barcelona». *Bol. Com. del Mapa Geol. de Esp.*, t. XXX, pp. 93-102, 1 lám. con mapa hidrogeol., y 2 láms. sondeos, Madrid.
- RUHL, A. (1909).—«Geomorphologische Studien aus Katalonien». *Zeits. Geells, für Erdkunde*, Jahrg. 1909, n.º 4, pp. 226-257, y n.º 5, pp. 297-315, figs. 27-37, Berlín.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1929).—«Las pizarras cristalinas de silicato cálcico de la zona metamórfica del Tibidabo». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona* (3.ª época), XXI, pp. 513-530, 1 mapa, 5 láms., Barcelona.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., y MARCET RIBA, J. (1928).—«Contribución al estudio de las terrazas del NE. de España». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXVIII, pp. 59-69, 14 cort., 5 láms., Barcelona.
- SANTAMARIA, L., y MARIN, A. (1909).—«Estudios hidrológicos en la cuenca del río Llobregat, provincia de Barcelona». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXX, pp. 31-52, 2 láms. cortes color, 1 lám., Madrid.
- SCHMIDT, M. (1929).—«Meue Funde in der Iberisch-Balearischen Trias». *Sitzung Preus. Akad. d. Wiss.*, t. XXV, pp. 516-521, Berlín.
- (1930-1931).—«Weitere Studien in der Iberisch-Balearischen Trias». I y II. *Sitz. Preuss. Akad. der Wissenschaft.*, t. XXVI, pp. 474-488, y t. XXVII pp. 716-734, Berlín.
- SIERRA YOLDI, A. de (1933).—«Tectónica e hidrología en la cuenca del Llobregat». *Mem. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.ª época, t. 23, n.º 15, pp. 309-332, 11 figs., Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1936).—«Excursió a Begues i Vallirana». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXVI, pp. 69-70, Barcelona.
- (1940).—«Superficies de erosión en las Cordilleras Litorales de Cataluña». *Anal. Univ. Barcelona*, pp. 146-158, 3 láms., 3 cort., 1 mapa morf., Barcelona.
- (1945).—«El mapa geológico de la Provincia de Barcelona». *Publ. Inst. Geol. Diput. Prov. Barcelona*, t. Miscelánea Almera, 1., pp. 43-62, 5 figs., Barcelona.
- (1963).—«Ensayo de interpretación del Cuaternario Barcelonés». *Miscel. Barcinonensis*, t. II, pp. 7-54, 5 figs., Barcelona.
- (1964).—«Ciclo de Geología Práctica sobre los alrededores de Barcelona». *Madrid, Dir. Gen. Ense. Media*, 135 p., 30 figs. (5 pleg. f.t.), 1 lám. fot. f.t.
- (1972).—«Mapa geológico de España esc. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente, n.º 34: Hospitalet». Madrid. *Inst. Geol. y Min. de Esp.*, 38 p., 1 mapa geol. pleg. f.t.
- SOLE SABARIS, L.; VIRGILI, C., y ZAMARREÑO, I. (1957).—«Livret guide d'excursions: Environs de Barcelona et Montserrat». V. *Congres. Inter. INQUA*, 38 p., 9 figs., Barcelona.

- (1957).—«Las terrazas del río Llobregat». V Congres. Inter. INQUA, Résumés de Comm., pp. 177-178, Barcelona.
- 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.
- (1952).—«Estratigrafía del Mioceno de la Depresión del Vallés-Panadés». C. S. I. C. Inst. «Lucas Mallada», fasc. 3, pp. 131-145, 2 figs., Madrid.
- (1956).—«La línea del litoral miocénico en el Vallés-Panadés». *Curs. y Conf. Inst. «Lucas Mallada»*, fasc. 3, pp. 131-146, 2 figs., Madrid.
- TRUYOLS SANTONJA, J., y CRUSAFOUNT, M. (1951).—«Caracterización de un sistema de cuñas marinas en el Mioceno del Panadés». *Est. Geol.*, n.º 14, t. VII, pp. 443-454, 2 figs., Madrid.
- VALENCIANO, A., y SANZ, E. (1967).—«Algunas consideraciones sobre la edad y la paleogeografía de las gravas de Castellbisbal». *Acta Geol. Hisp.*, II, pp. 55-59, 2 figs., 2 tb., Barcelona.
- VEZIAN, A. (1856).—«Mollusques et zoophites des terrains Nummulitique et Tertiaire marins de la province de Barcelona». Montpellier, J. Martel, Impr., 54 p.
- (1856).—«Du terrain postpyrénéen des environs de Barcelone». Montpellier, Ricard, Impr., 116 p., 1 lám.
- VIA, L. (1966).—«Pinnixa (Palaeopinnixa) mytilicola, nuevo braquiuro fósil en el mioceno marino del Vallés [Barcelona]». *Acta Geol. Hisp.*, t. 1, n.º 4, pp. 1-4, 2 figs., Barcelona.
- VILLALTA, J. F. de (1952).—«Las biocenosis del Mioceno continental del Vallés-Panadés». 1.er Cursill. Intern. de Paleont. en Sabadell, *Arrahona*, 8 p., Sabadell.
- (1954).—«Les biocenosis du Miocene continental du Vallés-Panadés». *Ann. de Paleont.*, t. XL, pp. 107-114, París.
- VILLALTA, J. F. de, y CRUSAFOUNT, 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. de cort., 1 lám. de fotos., Madrid.
- (1941).—«Los vertebrados fósiles del Mioceno continental del Vallés-Panadés (Barcelona)». *Publ. Museo Sabadell*, 16 p., 1 fig., Sabadell.
- (1942).—«Los insectívoros del Vindeboniense de la cuenca del Vallés-Panadés (provincia de Barcelona). (Nota preliminar)». *Las Ciencias*, año VII, n.º 1, pp. 55-67, 10 figs. de fósiles, Madrid.
- (1943).—«Los vertebrados del Mioceno continental de la cuenca del Vallés-Panadés (provincia de Barcelona). I. Insectívoros. II. Carnívoros». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. LVI, pp. 146-336, 48 figs., 17 láms., Madrid.
- (1944).—«Notas para la Estratigrafía de la cuenca del Vallés-Panadés». *Las Ciencias*, año IX, n.º 1, pp. 61-67, 4 figs. de cort., 1 cuadro, Madrid.

- (1950).—«Sobre algunas aves fósiles de Cataluña». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.º 20, pp. 143-156, 4 figs. de fósiles, Madrid.
- VILLALTA, J. F. de, y J. ROSELL (1966).—«Aportaciones al estudio del Mioceno de la comarca del Vallés». *Acta Geol. Hisp.*, año I, n.º 4, pp. 5-8, 2 cort., 15 fort., Barcelona.
- VILLALTA, J. F.; ROSELL, J., y OBRADOR, A. (1968).—«Una nueva aportación al conocimiento del Mioceno marino del Vallés». *Acta Geol. Hisp.*, t. III, pp. 19-21, 1 fig., Barcelona.
- VIRGILI, C. (1955).—«L'assise rouge intermédiaire du Muschelkalk des chaines cotières de Catalogne». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, t. V (6.ª serie, n.º 78, pp. 125-128, 1 fig., París).
- (1955).—«El tramo rojo intermedio del Muschelkalk de los Catalánides». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, t. XIII, pp. 37-78, 3 figs., Barcelona.
- (1958).—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. LXIX, 858 p., 96 figs., 17 láms., Madrid.
- VIRGILI, C., y ZAMARREÑO, I. (1957).—«Depósitos continentales del interglaciar Riss-Würms del litoral catalán». *V. Congr. Inter. INQUA, Resumés des Communications*, p. 194, Barcelona.
- (1959).—«Les conditions de sedimentation des niveaux detritiques du Trias des Catalanides (Espagne)». *V Congr. Inter. Sedimentología. Ect. Helvetiae*, pp. 814-825, 14 figs., Basel.
- WURM, A. (1919).—«Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien». *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesell.* B. LXXI, n.º 8-12, pp. 153-160. Stuttgart. (Traducido por Faura i Sans, en *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, pp. 156-162, Barcelona, 1920.)

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA