

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TORROELLA DE MONTGRI

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes:

En *Geología de Campo*: Isabel Clara Gállego Coiduras, Alfredo García de Domingo y Fabián López Olmedo, de INYPSA (Madrid), y Luis Pallí Buxó, de la Universidad Autónoma de Barcelona.

En *análisis sedimentológicos*: Juan Rosell Sanuy y Luis Pallí Buxó, de la Universidad Autónoma de Barcelona.

En *Paleontología: Micromamíferos*, José Gibert Clos, del Instituto Provincial de Paleontología de Sabadell; *Macropaleontología*, Carmen Llompart, de la Universidad Autónoma de Barcelona; *Micropaleontología*, Luis Granados.

En *análisis petrológicos*, Francisco Martínez, de la Universidad Autónoma de Barcelona.

Supervisión del IGME: Antonio Barnolas Cortinas.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16 |
|---|

Depósito Legal: M - 37.149 - 1983

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

1 INTRODUCCION

La Hoja núm. 296 (Torroella de Montgrí) se encuentra ubicada en la comarca del Bajo Ampurdán y en las estribaciones más septentrionales del macizo de Las Gavarres, que como un pequeño apéndice resalta topográficamente del resto de la Hoja. Los ríos Ter y Fluviá, ya en su curso bajo, dan lugar a vastas llanuras aluviales que imprimen un carácter morfológico a buena parte de la zona.

Geológicamente son diferenciables tres unidades de características estratigráficas y estructurales diferentes:

- 1.º Macizo de Las Gavarres.
- 2.º Macizo del Montgrí.
- 3.º Depresión del Ampurdán.

La característica principal de la región es, sin duda alguna, la existencia de una potente serie paleógena autóctona que se apoya discordante sobre un zócalo paleozoico formado por un conjunto predominantemente de esquistos, afectados por metamorfismo de contacto debido a las intrusiones de granitoides postectónicos que afloran fuera ya de los límites de esta Hoja. Como relleno de la depresión del Bajo Ampurdán aparece una serie de depósitos en facies continentales y a veces marinas (Neógeno) afectados por etapas tardías de fracturación de carácter distensivo. Asociados a estos accidentes, existe una serie de manifestaciones volcánicas, que afectan directa o indirectamente a la serie terciaria, y que tienen lugar en zonas principalmente próximas al zócalo hercínico.

Otra de las características interesantes a destacar es la presencia en la parte nororiental de la Hoja, del macizo cretácico del Montgrí, alóctono, sobre la serie paleógena continental superior (Fm. Artés). La red fluvial, el relieve y las condiciones climáticas durante el Cuaternario contribuyen al desarrollo de numerosos depósitos (fluviales, marinos, eólicos, etc.) que tanto en la horizontal como en la vertical tienen gran representatividad en toda la Hoja.

Para la realización del trabajo de campo han sido estudiadas, por una parte, las rocas metamórficas, y por otra, las series cretácicas y paleógenas, así como los materiales detríticos neógenos de relleno. Las manifestaciones volcánicas y su representación cartográfica han sido tratadas detenidamente, exagerándose a veces su representación, cuando tienen carácter puntual debido a la importancia de éstas en la historia geológica evolutiva durante el Neógeno.

La confección de la Hoja se ha llevado a cabo en estrecha colaboración con la Cátedra del Dr. Rosell, perteneciente a la Universidad Autónoma de Barcelona.

Los trabajos de campo y gabinete han sido realizados durante el año 1979, y constan de Mapa, Memoria y Documentación Complementaria.

2 ANTECEDENTES

Los trabajos más antiguos sobre el Paleógeno del Bajo Ampurdán se remontan al siglo pasado, y son GIL-MAESTRE (1845), BAUZA (1878) y VIDAL (1886) quienes aportan los primeros datos sobre el Eoceno de los alrededores de Gerona. Posteriormente, MALLADA (1906) realiza una síntesis de los conocimientos que sobre el Paleógeno hasta entonces se tenían.

Es FAURA y SANS (1923) quien en base a determinaciones faunísticas comienza ya a hacer claras divisiones en el Eoceno, y SCHRIEL (1929) denuncia el contrato por falla entre el Paleógeno y el Paleozoico en la zona septentrional del macizo de Las Gavarres, señalando este macizo el borde de cuenca durante la sedimentación a principios del Terciario.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA y SOLE (1932) describen el cabalgamiento del Montgrí, indicando que las calizas están cobijando el Eoceno Inferior, que según ellos corresponde al mismo nivel continental rojizo de los alrededores de Gerona, mientras que los conglomerados de Bellcaire serían sincrónicos con los de Montserrat. Posteriormente se comprueba la continuidad del accidente citado.

ASHAUSER y TEICHMULLER (1935) difieren de la opinión de SCHRIEL, desde el punto de vista paleogeográfico, coincidiendo con las ideas que FAURA y SANS habían señalado.

Son SOLE SABARIS y LLOPIS LLADO (1939) quienes aportan uno de los trabajos más interesantes, tanto desde el punto de vista morfológico como tectónico, además de realizar ya una estratigrafía del paleógeno ampurdanés. Estos autores señalan que hacia el Ampurdán los materiales suprayacentes a las calizas lutecienses adquieren el aspecto de «flysch», indicando cómo esta banda de sedimentos bordea Las Gavarres desde Gerona a Pals.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1941) elabora para el IGME la Hoja y

Memoria núm. 297, colindante con la del presente trabajo, denunciando la presencia para esa zona de Jurásico y Keuper, así como de un pequeño afloramiento volcánico de carácter muy puntual, además de realizar observaciones acerca del Eoceno aflorante en la falda del Montgrí. ALMELA y RIOS (1943) aportan nuevos datos sobre el Eoceno.

En la realización, en 1949, de la Hoja a escala 1:50.000 de Gerona por M. RIBA y S. SABARIS, se corroboran las hipótesis planteadas anteriormente por el último autor y LLOPIS, reconociéndose la presencia de afloramientos de Eoceno formando pequeños islotes en las proximidades de la desembocadura del río Ter. MARCET RIBA (1954 y 1956) estudia con detalle el Eoceno próximo a Palafrugell.

SOLE, FONTBOTE, MASACHS y VIRGILI (1955) denuncian afloramientos cretácicos cobijando el Eoceno en la zona de San Mori, Vilahur y NO de Albons, señalando la edad del avance de la escama del Montgrí.

Durante la década de los sesenta es quizá cuando existe una nueva fuente de conocimientos y se le da un mayor impulso al estudio de las series paleógenas. Así, VIA (1968), en su tesis doctoral entonces publicada, da una serie de datos sobre la evolución paleogeográfica del NE español durante el Eoceno, confirmando las ideas de ASHAUSER (1934).

Aunque fuera de los límites a estudiar, la tesis de REGUANT (1968) y FERRER (1971) resultan interesantes de ser destacadas, ya que aportan una cantidad de datos estratigráficos de gran importancia para el estudio del Eoceno catalán. KROMM (1968) facilita una visión sintética, tanto tectónica como paleogeográfica, de zonas próximas situadas hacia el oeste (zona de Bañolas). Este mismo autor, en 1969, presenta una serie de mapas paleogeográficos que completan la evolución de la cuenca nordeste de la Depresión Central Catalana.

Es a finales de esa década, GICH, ROSELL, REGUANT y CLAVELL (1967) y GICH (1969) cuando se intensifican los conocimientos y se comienza a definir y a establecer correlación de las distintas unidades paleógenas tanto de la zona del Prepirineo como la del Ampurdán. MARTINEZ GIL (1971) aporta interesantes datos tanto sobre la geología como hidrogeología del área a estudiar.

PALLI (1972), en su tesis doctoral, define un conjunto de unidades litoestratigráficas tanto en el Bajo como en el Alto Ampurdán correlacionando las series y estableciendo formalmente a nivel de Grupo y Formación las distintas unidades del complejo litológico del Paleógeno ampurdanés. Este mismo autor, en colaboración con ROSELL y OBRADOR (1972), llevan a cabo estudios de tipo paleogeográfico más profundos de las unidades anteriormente establecidas o de carácter regional y síntesis, ROSELL y ROBLES (1975).

Si el Terciario Inferior desde el siglo pasado ha sido objeto de estudio,

los conocimientos sobre el Neógeno han sido más vagos y difusos, aunque siempre fue citado por los autores que en la zona trabajaron.

Los trabajos de VILLALTA (1958), SOLE SABARIS (1971), CARBONELL, DONVILLE y MAGNE (1974) definen los tipos de depósitos así como su datación, si bien posteriormente BRUGES y VILLALTA (1974) diferencian los depósitos neógenos de los pliocenos y cuaternarios en base a la existencia de yacimientos fosilíferos que permiten tal distinción.

El vulcanismo es tratado por TOURNON (1969), que lleva a cabo un estudio petrográfico y mineralógico de las rocas basálticas en la provincia de Gerona, y DONVILLE (1976), en base a las imágenes de satélite y datos de campo, estudia la geología del Neógeno de Cataluña oriental, relacionando la evolución tectónica con la sedimentación y el vulcanismo en la región.

La confección en los últimos años del Plan Gerona y la realización de las Hojas próximas, a escala 1:50.000, para el IGME, así como sondeos para petróleo han aportado datos sobre la geología regional, contribuyendo así a una mejor comprensión de la problemática. Recientemente, SOLE, L. (1978) ha estudiado las alineaciones y fracturas en el Sistema Catalán según las imágenes Landsat-1, relacionando dichos accidentes con fases de fracturación correspondientes a los distintos movimientos orogénicos.

3 ESTRATIGRAFIA

Los materiales existentes comprenden edades muy diversas. Los más antiguos corresponden al zócalo paleozoico de Las Gavarres, aflorantes en la parte meridional de la Hoja. El Cretácico aparece representado en el macizo del Montgrí, al este de la zona, y el resto se encuentra ocupado por los materiales paleógenos plegados y fracturados sobre los que apoya en clara discordancia el Neógeno en facies continental. El Cuaternario adquiere gran desarrollo tanto en la horizontal como en la vertical, apoyándose indistintamente sobre las diferentes unidades.

3.1 PALEOZOICO

Como anteriormente se ha expuesto, aparece representado por una pequeña mancha en el borde sur de la Hoja. Desde el punto de vista estratigráfico y/o estructural está asociado al macizo de Las Gavarres, distinguiéndose en él las siguientes unidades:

3.1.1 ORDOVICICO-SILURICO SUPERIOR

3.1.1.1 Esquistos azulados con intercalaciones de cuarcita a techo (O-S₁^B)

Prácticamente ocupa esta unidad la totalidad de la mancha metamórfica aflorante. Litológicamente, está formada por una monótona serie esquistosa de color ocre en alteración y azulado en fresco, muy replegada y fracturada como consecuencia de las distintas fases de deformación hercínicas. Localmente, se puede observar intercalado algún pequeño nivel de carácter cuarcítico (metasamita, muestra 6) y de poca extensión lateral. Esto es observable en la senda de la Ermita de San Miguel o en cualquiera de los afloramientos existentes en las rieras de Buseal y del Torrente de Palagrel, en las cercanías de Celrá, así como en los taludes del Congost.

Hacia techo la serie presenta intercalaciones de niveles cuarcíticos en bancos que pueden llegar hasta 0,5-1 m. de espesor, pasándose mediante ellos a la unidad carbonatada superior. Tales características son observables en el camino hacia el castillo de San Juliá, en las cercanías del Congost.

Desde el punto de vista petrográfico corresponden los niveles anteriormente citados a chert metamorizados (muestra 8) y ortocuarcitas con mica tipo moscovita, como mineral accesorio. Los esquistos a veces son cuarcíticos, generalmente con abundante moscovita, que definen una esquistosidad de flujo (muestra 1) que a su vez se encuentra deformada por una esquistosidad e crenulación (muestras 1, 5, 7 y 10) que deforma los porfiroblastos de clorita y biotita de cuarzo (muestras 9 y 11).

Estratigráficamente, resulta difícil asignar una edad. La deformación sufrida y la ausencia de fauna no permiten una datación exacta, aunque el hecho de encontrarse por debajo de las calizas fosilíferas, tradicionalmente atribuidas al Devónico, así como la similitud a la serie Ordovico-Silúrico de más al sur hace que se les asigne esta edad.

3.1.2 SILURICO SUPERIOR-DEVONICO INFERIOR

3.1.2.1 Calizas gris-azuladas (S₂-D₁^B)

Corresponden al tramo más superior que se ha encontrado en la serie paleozoica. Litológicamente, está formada esta unidad por un conjunto calcáreo que ha sufrido en la zona estudiada metamorfismo de contacto; el estudio petrográfico las clasifica como mármoles (muestra 12), figurando el cuarzo como el mineral accesorio más abundante. Los cristales de calcita presentan a microscopio dos sistemas de exfoliación muy bien definidos, poseyendo además una textura tipo granoblástica y orientada.

De visu son fácilmente diferenciables, presentándose en bancos de 1 m. de espesor; si bien su reconocimiento es fácil, no lo es la estimación de su potencia, ya que se presume la presencia de estructuras tipo sinclinal volcado, lo que motiva la repetición de la serie, estimándose ésta entre los 40 y 50 m., aunque puede variar por acción de procesos erosivos posteriores.

Los afloramientos son bastante reducidos, limitándose a los del Castillo de San Juliá y autopista, desfiladero del Congost y Ermita de San Miguel. Todos ellos alineados según una dirección submeridiana en disposición estructural tipo sinclinal fuertemente deformados y fracturados.

Estas calizas en otras zonas del hercínico catalán contienen *Orthoceras*, Crinoides y Ostrácodos, por lo que se les puede incluir en el Devónico Inferior-Silúrico Superior.

3.2 MESOZOICO

Los afloramientos quedan marginados casi en su totalidad a la parte oriental de la Hoja, constituyendo el macizo de Montgrí, que se extiende desde las proximidades de La Escala hasta Estarlit. Algunos afloramientos aislados, cobijando a la serie superior paleógena, se detectan al norte de la Hoja, pero el carácter aislado de éstos, la calidad de afloramiento y la tectónica dificultan su observación para fines estratigráficos.

El Mesozoico se encuentra representado por materiales cretácicos (Albiense-Santoniense), si bien en la base y a favor de la escama del Montgrí aflora el Triásico Superior en facies Keuper.

3.2.1 TRIASICO

3.2.1.1 Arcillas versicolores con yesos (TG₃)

Sus afloramientos quedan reducidos en la Hoja a pequeñas manchas existentes por debajo de las calizas cretácicas, en el plano de deslizamiento del alóctono, alcanzando su mayor representación en Belcaire.

Litológicamente, se presenta en facies Keuper con arcillas rojizas y negras con yesos, manifestándose a veces como brecha compacta, provocada por la fricción dinámica de deslizamiento. Es frecuente encontrar cristales de cuarzo (jacintos de compostela) corroídos y formando masas compactas con la arcilla.

La potencia es imposible de precisar, ya que su aparición no obedece a causas sedimentarias, sino a condicionamientos tectónicos.

3.2.2 CRETACICO

3.2.2.1 Albiense-Cenomaniense

3.2.2.1.1 *Calizas oobioesparíticas amarillentas y calizas grises con Orbitolinas alternando con niveles margosos a techo (C₁₆₋₂₁)*

Corresponden estas características a los afloramientos más orientales del macizo del Montgrí y sus estribaciones septentrionales.

Se trata de un conjunto carbonatado de calizas ocre y amarillentas en los niveles basales, bioesparíticos, con «*herring bone bedding*», cambiando lateralmente a calizas de aspecto algo noduloso. Hay niveles formados por calizas grises que contienen Orbitolinas que han permitido su datación. Hacia techo alternan niveles carbonatados con niveles margosos, no observándose la presencia de tramos cronoestratigráficos más altos en este área.

3.2.2.2 Cenomaniense-Santoniense

3.2.2.2.1 *Alternancia de calizas con calizas margosas nodulosas y margas (C₂₁₋₂₄)*

Se puede decir que esta unidad constituye la casi totalidad de afloramientos del Montgrí. Se trata de una serie alternante de calizas y calizas margosas de aspecto noduloso con intercalaciones margosas. Los niveles basales contienen macrofauna.

En la base son frecuentes las calizas ocre (bioesparitas) con fragmentos de conchas y moluscos con estratificación de mediana a fina; hacia el techo se intercalan margas nodulosas grises de aspecto amarillento, alternando en la parte alta con calizas grises pelesparíticas finamente estratificadas.

Tales características son observables en el frente más occidental de la escama, siendo muy difícil el establecer una correlación a nivel litológico con los afloramientos existentes en la parte norte del macizo.

3.2.2.3 Santoniense

3.2.2.3.1 *Calizas grises masivas, calizas ocre y margas (C₂₄)*

En la parte más alta del Montgrí aflora una serie carbonatada en probable contacto tectónico con la serie infrayacente. Litológicamente, el tramo está constituido por calizas grises de aspecto masivo en la base y que en niveles superiores comienza a alternar con calizas margosas, que lateralmente pasan a margas nodulosas grises. A techo se encuentran calizas ocre. El estudio de las microfacies permite datar a todo el conjunto como

Santonense, obedeciendo a esta edad también los niveles más altos del frente cabalgante de la zona del castillo de Santa Caterina.

3.3 Terciario

Aparece ampliamente representado, ocupando gran parte de la Hoja. La edad de los materiales comprende desde el Paleoceno-Eoceno hasta el Plioceno.

La característica fundamental es la presencia de un paleógeno plegado y fracturado sobre el que se apoya en clara discordancia una potente serie de depósitos continentales neógenos, si bien existen pequeños afloramientos en facies marinas de la misma edad.

3.3.1 Paleógeno

Para el Paleógeno y a nivel cartográfico se han distinguido una serie de unidades que coinciden con las formaciones litoestratigráficas definidas y cartografiadas por los autores que han llevado a cabo trabajos en el Paleógeno de Cataluña, como KROMM (1967), REGUANT (1967), GICH (1972), FERRER (1971) y PALLI (1972).

3.3.1.1 Paleoceno-Eoceno Inferior

3.3.1.1.1 Conglomerados y areniscas rojas con niveles arcillosos (Tc^{A-Ab1}₁₋₂₁)

En discordancia sobre los materiales paleozoicos se apoya un conjunto de carácter detrítico y heterogéneo de color rojo vinoso que constituye el tramo basal del paleógeno en la zona estudiada.

Desde el punto de vista litológico se trata de conglomerados y conglomerados de cantos de pizarras y/o esquistos, y cuarzo como componentes de mayor proporción, observándose también cantos de rocas filonianas y plutónicas, así como algunas calizas paleozoicas. La heterometría también es muy variada, encontrando fragmentos desde el tamaño arena hasta bloques a veces de casi un metro de diámetro. Hacia el techo de la unidad disminuye el tamaño de grano y se hacen más frecuentes las intercalaciones arcillosas. La potencia es muy variable, encontrando zonas con bastante espesor (Costa Roja) junto a otras donde el espesor de la serie parece disminuir bien por la geometría del depósito y/o por la tectónica de la zona. En general, y en cuanto a potencia se refiere, resulta bastante irregular y difícil de precisar.

Respecto a su génesis se puede decir que se trata de depósitos continentales de carácter fluvio-torrencial, de corrientes tractivas para su parte proximal y obedece a un medio tipo alluvial-fan.

Su datación, dado el carácter detrítico y azoico de la unidad, resulta difícil de precisar, no obstante, el hecho de encontrarse por debajo de los niveles calcáreos con *Nummulites* permite una datación aproximada de Ilerdiense-Cuisiense, si bien pudiera quizá estar representado el Paleoceno en los niveles más basales y quizá parte del Luteciense Inferior en los tramos más superiores.

3.3.1.2 Eoceno Medio

3.3.1.2.1 Calizas «nummulíticas» (T^{Ab1-Ab1}₂₁₋₂₂)

Por encima de la unidad anterior se desarrolla una serie calcárea, cuyo mayor espesor se observa por los alrededores de Sarriá de Ter. Se trata de calizas oolíticas en la base, ricas en miliólidos, alveolinas y nummulites, así como en charofitas y ostrácodos.

Litológicamente, además del carácter organógeno, son fáciles de reconocer, presentando color ocre, recristalizaciones y estratificación en bancos de espesor variable. Sus afloramientos se sitúan en el entorno del macizo de Las Gavarres y el mayor espesor (100 m.) es observable en Sarriá de Ter y Celrá (130 m.), disminuyendo éste hacia la parte oriental.

El estudio de la microfauna permite datar a estas calizas como de edad Luteciense-Biarriztiense Inferior.

Genéticamente, el hecho de encontrar niveles de oolitos en los tramos basales hace suponer en un principio en un medio marino de elevada energía, si bien las microfacies permiten considerar a todo el conjunto como depósitos proximales dentro de la plataforma continental.

3.3.1.2.2 Arcillas y margas azules fosilíferas (T^{Ab3-Ab1}₂₁₋₂₂)

Corresponde esta unidad a una formación de arcillas y margas azules de aspecto noduloso que se desarrollan por encima de las calizas nummulíticas y cuyas características litológicas son observables muy bien en la carretera hacia Bañolas, cerca de Sarriá de Ter.

Son frecuentes las intercalaciones de areniscas de grano fino, tratándose siempre de cuerpos sedimentarios de continuidad lateral limitada. Hacia la parte oriental de la Hoja se observa una disminución de toda la unidad, al igual que hacia la zona de Figueras y norte de la Plana de Vic, donde existe un cambio lateral a facies continentales, REGUANT (1967).

Estos depósitos marinos contienen fauna tipo *Nummulites* (*n. aff. verneulli* y *n. aff. migiurtinus*) miliólidos, ostrácodos y crustáceos, lo que permite datar a estas margas y arcillas azuladas como Luteciense Superior-Biarriztiense Inferior.

3.3.1.2.3 *Areniscas con glauconita a veces con niveles de conglomerados*

(Ts ^{Ab2-Ab3}₂₂₋₂₂)

Los mejores afloramientos corresponden a la parte más occidental de la Hoja, en el corte de la autopista a La Junquera, en las inmediaciones de Sarriá de Ter. En las proximidades de Celrá-San Martivell y próximo al contacto con el Paleozoico también son observables estas areniscas y con similares características, aunque se ven parcialmente cubiertas por los depósitos pliocénicos y cuaternarios.

Las areniscas son de color gris-amarillento y de grano medio a grueso, localmente conglomeráticas con cemento calcáreo y abundante proporción de glauconita, cuarzo y feldespato observándose localmente bioclastos. La estratificación varía de masiva para su parte central a mediana y gruesa en su zona superior e inferior.

Desde el punto de vista de estructuras se observan laminación oblicua y *festoon*, *burrowing*, ripples de corriente y *wavy laminations*. Son frecuentes las bandas concéntricas de oxidación, así como masas de tipo pseudo-lenticulares y/o bolares.

La edad resulta más difícil de precisar, pero el hecho de encontrarse este tramo azoico intercalado entre dos formaciones fosilíferas datadas permite asignarle una edad Biarritziense Medio-Superior.

El medio de deposición de esta potente serie detrítica corresponde, dada su litología, estructuras y geometría a un gran canal depositado en la parte frontal de un delta (delta front), PALLI et al. [1972].

3.3.1.2.4 *Arcillas y limos gris-azulados alternando con niveles de areniscas.*

Localmente a techo intercalaciones de conglomerados (T ^{Ab2-Ac}₂₂₋₂₁)

Esta unidad aparece muy bien representada, ya que ocupa buena parte de los afloramientos paleógenos existentes en la Hoja. Se trata de una serie marina de color gris-azulada muy característica, constituida por arcillas, calizas organógenas y a veces areniscas. En el área de *Colomé-San Llorens de las Arenas* aparecen intercalados y con bastante potencia niveles de conglomerados y areniscas.

Presentan estructuras de *ripples* y *burrows* y *large scale cross bedding*. También se observan bancos de ostras. La microfauna (*Nummulites aff praefabianii*) miliólidos y ostrácodos permite asignar a esta unidad una edad Biarritziense Medio-Priaboniense Inferior.

Desde el punto de vista genético la interpretación del conjunto corresponde a un medio marino típico de plataforma continental, donde es frecuente la existencia de barras de *foreshore* y depósitos de *shoreface*. La presencia de potentes niveles de conglomerados (*San Llorens de las Arenas*)

obedece a la existencia de *delta fans*, correspondiendo los canales a un tipo braided torrencial, es decir, se trataría de torrentes que van a parar al mar y cuyo frente se ve retrabajado por el oleaje, llegando incluso a veces a tomar un cierto cariz de frente deltaico.

3.3.1.2.5 *Calizas con corales* (Tc^{Ab3-Ac}₂₂₋₂₁)

En el borde sur de la Hoja, en las proximidades de Ullestret y Llavíá, así como en el río Daró, cerca de Can Planes, es observable, a techo de la unidad anterior, la presencia de un nivel de calizas blancas con corales de aspecto noduloso. Estas calizas, muy características, tienen muy poco espesor (2 ó 3 m. como máximo), así como continuidad lateral, presentando una geometría a nivel de cuerpo sedimentario de tipo lenticular discontinuo. Lateralmente, al oeste desaparece y hacia la parte oriental pasa a areniscas calcáreas y luego otra vez a niveles carbonatados.

Petrográficamente se trata de una biomicrita con briozoos, nummulites, dasycladáceas, miliólidos y ostrácodos. Su datación desde el punto de vista faunístico parece corresponder a la parte alta del Biarritziense Superior-Priaboniense Inferior, ya que en otras zonas se han encontrado *Pellatispira madaraszii*, *Crazybowkia reticulata*, *N. aff. fabianii* y *N. striatus* que permiten su datación.

El ambiente deposicional corresponde a un medio litoral de poca profundidad y muy cercano a la cota, con formación de colonias coralinas.

3.3.1.2.6 *Calcoarenitas rojo-amarillentas* (Ts^{Ab3-Ac}₂₂₋₂₁)

Corresponde a un cambio lateral de facies de la unidad anteriormente descrita. Se trata de areniscas de grano fino, fuertemente cementadas y de color amarillo, a veces rojo, en alteración.

Son fácilmente observables cerca de Gualta, en la cantera y en las proximidades de Llavíá, al igual que en la parte más alta de las ruinas ibéricas de Ullestret, donde actualmente está situado el museo.

Son azoicas, aunque pueden presentar restos organógenos (conchas, etc.) correspondiendo probablemente a barras costeras, si bien una reconstrucción paleogeográfica resulta difícil de precisar por la tectónica de la zona, que afecta directamente a esta parte de la serie paleógena.

3.3.1.3 *Eoceno Superior-Oligoceno* (Tc^{Ac-A}₂₁₋₃)

3.3.1.3.1 *Arcillas rojas con niveles de conglomerados y areniscas grises*

Constituye esta unidad el tramo superior paleógeno del Bajo Ampurdán. Su litología es muy variable, condicionada por una parte a la instalación de

un régimen continental y por otra a los movimientos orogénicos que tienen lugar en la región durante esos tiempos.

En la mitad meridional de la Hoja la litología que se presenta es la de un conjunto rojizo, carácter imprimido por las arcillas, en la que se observan niveles de areniscas y/o conglomerados de continuidad lateral limitada. Las areniscas son de grano grueso y los conglomerados de color gris, están formados por cantos poligénicos subredondeados.

En la parte norte de la Hoja, en zonas próximas al Montgrí, en relación con los afloramientos de la escama (San Mori), la litología varía, obedeciendo ésta a niveles de conglomerados calcáreos cementados, procedentes de la denudación de la escama mesozoica.

Todo este conjunto ha sido englobado en una misma unidad, ya que la diferenciación a nivel cartográfico resulta difícil de precisar tanto por su heterogeneidad litológica como por la complejidad tectónica del área.

La edad de estos depósitos corresponde desde el Priaboniense hasta el Oligoceno, no pudiéndose delimitar más exactamente tanto por el carácter azoico de los niveles superiores, así como por encontrarse el techo de esta formación erosionada, lo que impide poder precisar. Resulta interesante destacar el hecho de haber sido localizados en otras zonas (San Pedro de Manresa y San Cugat de Gavadons) yacimientos de mamíferos en la base de la formación y que apuntan la edad anteriormente expuesta.

La serie en conjunto obedece a un medio continental fluvial, con frecuentes canales de conglomerados y zonas de encharcamiento que denuncian la presencia de macizos emergidos, así como una tectónica de carácter álgido a nivel regional.

3.3.2 NEOGENO

Aparece ampliamente representado en toda la Hoja. En general, es de carácter detrítico (Mioceno), si bien el Plioceno en facies marina aflora en el borde norte y resulta de escasa representatividad cartográfica dada su poca extensión superficial. Sobre todo el conjunto aparecen unos depósitos groseros, que se apoyan indistintamente sobre las unidades infra-yacentes y que han sido atribuidas al Plioceno Superior.

Las dataciones del Neógeno continental ampurdanés han sido realizadas por GIBERT CLOLS, quien ha estudiado y establecido una Bioestratigrafía del Neógeno considerado clásicamente como Plioceno.

A continuación se exponen las características de las distintas unidades cartografiadas.

3.3.2.1 Mioceno Superior (Vallesiense-Turolense)

Corresponden sus afloramientos a los depósitos de relleno de la depre-

si3n del Ampurd3n, as3 como los de otras zonas, como los alrededores de La Bisbal.

De forma cl3sica, todos estos dep3sitos (a excepci3n de La Bisbal) han sido considerados de siempre como de edad pliocena. Los estudios llevados a cabo por GIBERT CLOLS para la confecci3n de la Hoja figuran en la informaci3n complementaria, si bien un resumen de la Bioestratigraf3a de esta zona y su relaci3n con otros yacimientos de vertebrados realizados por el autor, figuran en el cuadro de la p3gina siguiente.

De ellos se deduce que a los dep3sitos ne3genos de la depresi3n del Ampurd3n en estas zonas les corresponde una edad Turoliense (yacimientos de Camallera y Las Olivas), mientras que los de La Bisbal son de edad Vallesiense.

3.3.2.1.1 Arenas, conglomerados, arcillas y margas con niveles calc3reos

$\begin{matrix} 1 \\ \text{Bc} - \text{Bc} \\ 2 \end{matrix}$
{Tc₁₂₋₁₂}

Litol3gicamente los dep3sitos presentan una gran heterogeneidad, que unido a la falta de buenos afloramientos y cortes significativos impiden una distinci3n a nivel cartogr3fico. Las facies de borde se presentan m3s detr3ticas, mientras que hacia el centro de la depresi3n la granulometr3a disminuye y es frecuente la presencia de niveles carbon3ticos, que son interpretados como caliches. Los niveles margosos parecen corresponder a tramos m3s basales y contienen fauna dulceacu3cola (gaster3podos) y vertebrados, como ocurre en los afloramientos de Las Olivas y Camallera.

El medio sedimentario a nivel global es considerado como continental, correspondiendo las facies de borde a sistemas «Alluvial fan» con canales de conglomerados rellenos por ciclos «braided» entre arcillas de llanura de inundaci3n. El transporte es r3pido, con canales cortantes correspondientes a crecidas. Los niveles de caliche representan restos de antiguos suelos.

En las proximidades de La Bisbal existen afloramientos en facies detr3ticas que tambi3n son interpretados como dep3sitos continentales en un sistema fluvial encauzado y dirigido hacia las zonas deprimidas. Tambi3n son frecuentes peque3as manchas aisladas, que pueden corresponder tambi3n a la misma forma de dep3sito. Aunque de g3nesis similar, var3a en la composici3n de cantos de los materiales, ya que 3stos engloban rocas volc3nicas tipo basalto, procedentes de las manifestaciones volc3nicas pr3ximas y anteriores a estos dep3sitos.

En el yacimiento de Las Olivas se han recogido molares que denuncian la presencia de *Valerimys vireti* (SCHAUB); *Occitanomys* *cf.* *sondaari* VAN DE WEERD, 1976; *Prolagus* *cf.* *crusafonti* LOPEZ, 1975, y Moluscos tales como *Testacella* (*Testacella*) s.p.

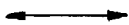
En la carretera nacional en direcci3n a La Junquera y en el paraje cono-

BIOESTRATIGRAFIA DEL NEOGENO

| D. RADIOMETRICA | PISOS MARINOS | Z. MARINA | EIDADES MASTOLOGICAS | MN | TAXA | P. CRUSAFONTI | M. IBERICUS | O. SONDARI | V. VIRETI | K. FAHLBUSCHI |
|-----------------|---------------|-------------------|----------------------|------------------|-----------------|---------------|-------------|------------|-----------|---------------|
| | | | | | LOCALIDADES | | | | | |
| 5.3 6.7 | TABIA. | N 17 | RUSCINIEN. | 14 | GORAFE | | | | | |
| | | | | | VILAFANT | | | | | |
| | MESIN. | | TUROLIENSE | 13 | CREVILLENTE VII | | | | | |
| | TORTONIENSE | CAMALLERA | | | | | | | | |
| | | VENTA DEL MORO | | | | | | | | |
| | | 12 | | MAS. DEL VALLE 5 | | | | | | |
| | | | | MANSUETOS | | | | | | |
| | | MAS. DEL VALLE 2 | | | | | | | | |
| | 11 | OLIVAS | | | | | | | | |
| | | TORTAJADA A | | | | | | | | |
| | | CREVILLENTE 1-2-3 | | | | | | | | |
| | N 15 | VALLESIENSE | 10 | VILADECABALLS | | | | | | |
| | | | | MAS. DEL BARBO | | | | | | |
| | | | 9 | C. LLOBATERES | | | | | | |
| | BISBAL 1 | | | | | | | | | |
| HOSTALET SU. | | | | | | | | | | |



YACIMIENTOS DE LA HOJA 296



CORRELACION MARINO-CONTINENTAL

cido como Can Maret se han reconocido: *Hydrobia*, s.p., *Succinia Candona*, s.p., *Cypis*, s.p.

En la Camallera han sido clasificados molares de: *Kowalskia fahlbuschi* BASCHMAYER y WILSON, así como Gasterópodos tipo *Anisus*, s.p., *Melanopsis laevigata* LAMARCK, 1882, *Theodoxus (Theodoxus) maculatus* ROBLES (in litt), *Testacella (Testacella)*, s.p.) y Bivalvos, tales como: *Pisidium*, s.p.

En las proximidades de la localidad de Bellcaire han sido encontrados sólo molares de leche y metápodos, que permiten reconocer la presencia de *Hipparion*, s.p.

En conclusión, se puede decir que a los depósitos neógenos comprendidos en la Hoja entre el río Ter y el Fluviá les corresponde una edad Turoliense, no descartándose fuera ya de la Hoja y más al norte la presencia de tramos cronológicos más altos (Plioceno) también en facies continental.

Por el contrario y para el sector de La Bisbal y hasta el río Ter en su límite norte, parece corresponder a los depósitos una edad Vallesiense.

3.3.2.2 Plioceno

Se asigna esta edad a los depósitos en facies marinas aflorantes al norte de la Hoja y a los materiales de piedemonte que discordantemente se apoyan sobre las distintas unidades cartográficas.

3.3.2.2.1 Arenas amarillas fosilíferas (T^{B2-B3}₂₁₋₂₁)

En los alrededores de San Mori (trinchera de ferrocarril) y Ventalló se observa unas arenas amarillas, fosilíferas, con pectínidos, así como niveles de conglomerados en los tramos más superiores; también se observan delgados niveles de carbonatos organógenos que llegan a constituir verdaderas lumaquelas, formadas probablemente por *Dentalium*. El espesor máximo observable es de unos 50 m., si bien puede ser superior, ya que se encuentran por encima depósitos más modernos que enmascaran los afloramientos.

Se trata, desde el punto de vista genético, de depósitos marinos costeros tipo playas con «delta fans», en cuyo frente se construye un «nearshore» (playas) arenoso.

La edad de estos materiales parecía corresponder, según autores, al Mioceno Superior y/o Plioceno. Estos afloramientos fueron objeto de estudio por VILLALTA (1958), SOLE (1962) y BRUGES y VILLALTA (1974), considerándolos como Vindoboniense. DONVILLE (1974) encuentra *Aulignyna mariei*, que indica edad Plioceno Medio-Superior.

Recientes trabajos publicados por MARTINELL y VILLALTA (1978), en los que se lleva a cabo una revisión de la fauna malacológica hallada anteriormente, así como de otra encontrada, denuncian la presencia entre otros de:

Fossarus (Fossarus) costatus (BROCCHI), *Turritella rhodanica* FONTANES, *Nassarius eurostus* (FONTANES), *Cuvierina artesana* (RONG) *Turritella tricarinata* (BROCCHI), *Lunatia helicina* (BROCCHI), *Sinum (Sinum) striatum* (DE SERRES) *Turris (Turris) contigua* (BROCCHI) *Actaeon semistriatus* (FERUSSAC), especies típicas del Plioceno Medio-Superior.

De todo ello se deduce que a los depósitos en facies marinas de los alrededores de San Mori parece corresponderles una edad Astiense.

3.3.2.2 Conglomerados, arenas y arcillas con grandes bloques (T_{21}^{B3})

Corresponden estos materiales a facies detríticas groseras y de borde dentro del modelo sedimentológico del Ampurdán. Se trata de conglomerados y aglomerados empastados en una matriz arcillosa-rojiza, que imprime un carácter especial a los depósitos. Los cantos son de cuarcita y pizarra fundamentalmente, así como procedentes de las distintas unidades litológicas del Paleógeno calizas, areniscas, etc.).

Se interpretan estos depósitos como piedemontes (Gavarres, Sierra de Ventalló y La Bisbal) y sus características litológicas permiten ser diferenciadas del resto del Neógeno. Son azoicos y lateralmente pasan a niveles más finos desde el punto de vista granulométrico.

Cronoestratigráficamente se encuadran en el Plioceno Superior, ya que se trata de unos materiales que en clara discordancia se apoyan indistintamente sobre diferentes unidades, incluidos los depósitos marinos de San Mori.

3.4 CUATERNARIO

Adquiere gran desarrollo y representación gráfica en toda la Hoja. Atendiendo a su génesis y edad han sido agrupados en los siguientes tipos:

- Manto aluvial antiguo.
- Depósitos palustres.
- Llanura deltaica.
- Derrubios de ladera.
- Glacis de acumulación.
- Derrame de glacis.
- Tobas y travertinos.
- Terrazas fluviales y depósitos de rieras.
- Coluvial.
- Marismas.
- Meandro abandonado.
- Dunas fijas.
- Aluvial actual o subactual.
- Playas.
- Aluvial.
- Dunas litorales.

3.4.1 PLEISTOCENO

3.4.1.1 Manto aluvial antiguo (Q₁Me)

Corresponden a depósitos de borde que ocupan una posición que va de los fuertes relieves paleógenos (Sierra de Ventalló) próximos a la costa, al Neógeno y la extensa llanura deltaica que se desarrolla en los alrededores de Albóns.

No constituye en ningún caso un depósito continuo, ni está relacionado con el actual trazado de los arroyos.

Está formado este abanico aluvial por un conglomerado heterométrico, caótico, mal seleccionado, según se deduce de su génesis y constituido de modo fundamental por cantos calcáreos fuertemente encostrados e incluidos en una matriz arcillo-limosa de tonos grises y rojizos. Son cantos subredondados, con un tamaño máximo de 40 cm.

Corrientes de alta energía y elevada densidad (tormentas) darían lugar a estos depósitos originados a expensas de los niveles superiores del Paleógeno, que constituye el macizo sobre el que se desarrollan estos abanicos antiguos.

3.4.1.2 Depósitos palustres (Q₁Pa)

Estos depósitos corresponden a antiguos fondos pantanosos y ocupan áreas denominadas «estansys».

Entre éstos se han distinguido dos: el de Ullastret y el de Cinc-Claus-Ampurias. Los materiales quedan casi exclusivamente formados por fangos arenosos y arcillosos de colores grises-negros con abundancia de materia vegetal, que en ocasiones les da el aspecto de turberas.

Se conoce la potencia en Ullastret, donde según datos de sondeos (MARTINEZ GIL) se estima en 20 m., aunque en otros puntos puede variar.

3.4.1.3 Depósitos de llanura deltaica (Q₁DI)

Ocupan el área conocida como corredor de Albons y curso bajo y desembocadura del Ter, constituyendo parte de la gran llanura aluvial, que a excepción de umbrales como el macizo de Montgrí, se extiende desde Rosas, al norte, hasta el Macizo de Bagur, al sur.

Dentro de la Hoja queda comprendida entre los ríos Fluviá y Ter, y corresponde a depósitos muy finos, fangos, limos y arenas sobre los que se ha desarrollado un importante suelo.

Datos extractados de MARTINEZ GIL (1972), en base a pozos y sondeos realizados en dichos depósitos, hablan de los típicos fangos deltaicos del Mediterráneo español. Son de color gris oscuro, de tamaño limo (entre 0,02

y 0,002 mm.) con una elevada fracción de arenas finas (entre 0,2 y 0,02 mm.).

Constituyen los elementos de colmatación de la depresión que se extiende desde la Bahía de Rosas a la Playa de Pals, rellena por los depósitos de las más importantes arterias fluviales.

Salvo por las irregularidades debidas al sustrato, se puede decir que el espesor de estos sedimentos, a grandes rasgos, es prácticamente constante en toda su extensión. Alcanza espesores medios de 35 a 40 m., con una secuencia que de modo generalizado va de arcillas y limos en la parte superior a arenas gruesas y gravas en contacto con el sustrato Eoceno, pasando por un conjunto intermedio de arenas finas con intercalaciones de limos y arcillas, de considerable espesor, respecto a las anteriores.

Genéticamente hay que interpretarlos como depósitos tipo deltaico, que constituirían el gran delta ampurdanés que se extiende desde el río Muga al Ter.

3.4.1.4 Derrubios de ladera (Q₁L)

En la falda meridional del macizo del Montgrí y extendiéndose desde Ulla hasta casi Estartit, existe una serie de depósitos formados por arcillas y limos ocre, que contienen irregularmente cantos angulosos, tanto de calizas cretácicas como del paleógeno.

La existencia de niveles discontinuos de pequeñas costras es a veces observable, así como la no continuidad de estos depósitos, que aunque no representables a nivel cartográfico pueden hacer referencia a antiguos y efímeros depósitos tipo glacis, que posteriormente fueron retocados por la erosión. Actualmente se interpreta como depósitos de piedemonte procedentes de la denudación y meteorización del borde sur del macizo del Montgrí.

3.4.1.5 Glacis de acumulación (Q₁G)

En las proximidades de Foixá, así como entre Juiá y Celrá o en la parte septentrional del Montgrí, en el caserío de Sobrestany, existe una serie de depósitos de gran desarrollo superficial y pendiente suave y que han sido genéticamente encuadrados dentro de este epígrafe.

Litológicamente están formados por un conjunto arcilloso de colores ocre y rojizos empastando niveles de cantos subredondeados y redondeados de carácter discontinuo, localizándose a veces niveles calcáreos de muy poco espesor (costras) interpretados como paleosuelo. Este hecho es observable tanto en el glacis de Foixá como en el de Juiá y Celrá, donde la actual red fluvial (arroyos y barranqueras) ha originado cortes de estos depósitos.

En su representación cartográfica dos hechos son observables; su situa-

ción al pie de zonas topográficamente elevadas (macizo de Las Gavarres o los montes de Foixá) y otra su orientación y disposición hacia el norte, siendo interesante este último dato, ya que es posible, como en el apartado correspondiente se expondrá, una relación entre estos depósitos y movimientos de basculamiento Plio-cuaternarios en el Ampurdán.

En el macizo de Montgrí (caserío de Sobrestany), se observan también unos depósitos bastante continuos formados por arcillas rojas empastando a veces niveles de cantos calcáreos.

El tipo de depósitos, geometría de éstos y la suave pendiente que el conjunto presenta, hace que sea interpretado como un pequeño glacis de acumulación de poco desarrollo superficial.

La génesis habría que buscarla en un período de divagación lateral y escurrimiento de aguas, que motivarían la forma plana y de poca pendiente que éstos presentan.

3.4.1.6 Derrame de glacis (Q₁Dg)

Sólo es observable en la parte distal del glacis de Sobrestany y bordeando a éste; litológicamente está formado por un conjunto de cantos de calizas sub-angulosos y sub-redondeados que predominan sobre la arcilla rojiza en la que a veces se encuentran empastados. La proximidad a los depósitos de tipo deltaico del corredor de Albons, así como a la gran formación eólica de dirección casi N-S, hace pensar en una serie de retoques posteriores que impiden su reconocimiento y fácil interpretación.

3.4.1.7 Tobas y travertinos (Q₁Ct)

Se trata de unos pequeños depósitos carbonáticos aflorantes en las proximidades de Sarriá de Ter, en la carretera nacional en dirección a La Junquera. El espesor es de 5 a 10 m. según puntos y la extensión superficial es muy reducida.

Su génesis hay que buscarla bien en alguna surgencia de tipo cárstico o en zonas encharcadas coetáneas con los depósitos de la segunda terraza, dada su altura y disposición respecto al cauce actual del Ter, aunque lo más probable es que se trate de una combinación de ambos procesos genéticos.

3.4.2 HOLOCENO

3.4.2.1 Coluvial (Q₂C)

Son muy frecuentes este tipo de depósitos. El mejor desarrollado corresponde a la parte meridional de la Hoja, en las proximidades de Las Gavarres y en aquellas zonas donde el relieve es acusado.

Litológicamente, están formados por un conjunto heterométrico de cantos angulosos empastados en una masa arcillosa, donde la composición de los cantos corresponde generalmente a la del sustrato sobre el cual se apoya.

3.4.2.2 Marismas (Q₂M)

Se encuentran representadas en dos puntos principales: en el ángulo SE de la Hoja, en las proximidades del río Daró y al N, desarrolladas a lo largo de la Bahía de Rosas.

Corresponden a fangos salobres con sedimentación en parte arenosa y en parte limosa. Esta última fracción fija la vegetación bastante abundante de arbustos, cañaverales, matorrales, etc.

Son lugares actualmente encharcados de aguas salobres donde predominan los limos y fangos de colores grises, con gran abundancia de materia orgánica.

3.4.2.3 Meandros abandonados (Q₂Ma)

Aparecen estos cauces antiguos en el río Ter cuando ya adquiere poca pendiente, a partir de los pueblos del Jafre y Vergés.

Como se observa en el mapa, son dos las principales trayectorias de los cursos abandonados; uno sigue de modo aproximado el actual trazado del Ter, mientras que el otro atraviesa el corredor de Albons, se bifurca y sigue trayectorias sinuosas con mayores curvaturas.

La existencia de estos antiguos brazos es de fácil explicación, si se tiene en cuenta la extraordinaria poca pendiente de toda la llanura deltáica, la escasa profundidad del lecho del río y la proximidad de la línea de costa sin apenas variaciones del nivel de base. Esto hace que el río no siga un trazado definitivo y definido, sino que al discurrir por una extensión casi plana, lo haga de modo divagante.

Estos meandros abandonados son claramente diferenciables en foto aérea. Por otra parte, la presencia casi constante a lo largo del corredor de Albons de formaciones arenosas de tamaño medio de 8 m. de espesor, MARTINEZ GIL (1972) confirma la existencia de estos antiguos cauces.

Existen documentos históricos que hablan de diferentes brazos y desembocaduras del Ter por Ampurias y La Escala, anegando de este modo el corredor de Albons, hasta que en 1302 fue mandado desviar según su curso actual, para su desembocadura en la playa de Pals.

Litológicamente están formados por arenas colmatadas por elementos finos (arcillas y limos), debido entre otras causas a la acción del hombre.

3.4.2.4 Dunas fijas (Q₂D₁)

Estas formaciones eólicas alcanzan un notable desarrollo en la zona,

constituyendo prácticamente un todo continuo desde La Escala hasta el Macizo de Montgrí. Con menos extensión se localizan entre los ríos Ter y Daro en el extremo de la Hoja y aguas arriba del Ter, entre Jafré y Colomés. De modo esporádico son visibles en el corredor de Albons en pequeñas depresiones coincidentes con cauces abandonados.

Los resultados del análisis petrológico realizado en muestras de estas arenas eólicas, que dan como componentes principales el cuarzo, fragmentos de rocas metamórficas y en menor proporción biotita.

Morfológicamente, las dunas tienen forma de media luna, siempre que en sus desplazamientos no hayan encontrado obstáculos. La parte convexa queda orientada al N, que es de donde proceden los vientos dominantes, los que precisamente condicionan el avance y forma de las mismas.

Los vientos, fuertes y constantes en determinadas épocas del año, tienen una componente principal N (Tramontana), si bien experimenta variaciones NE o NO. De ahí la forma y orientación de estos depósitos de modo perpendicular a la línea de costa y su avance según una dirección N-S.

Datos del año 1941 de la Hoja de Estarlit hablan de un avance medio anual de 5 m. y un adelantamiento lateral de la terminación de la duna de 1 a 2 metros por año.

También señala para estas dunas fijas e interiores una antigüedad de cinco a seis siglos.

A finales del siglo pasado se comenzaron las labores de fijación debido a los daños que las dunas ocasionaban en sus desplazamientos.

3.4.2.5 Aluvial actual o subactual (Q₂AI)

A lo largo de las principales arterias fluviales se desarrolla este tipo de sedimentos, que adquieren una dimensión considerable en el Ter y Fluviá.

Se trata de unos depósitos tipo «point-bar» como corresponde a cursos meandriformes, constituidos por material grosero, en el que también se encuentran arenas y arcillas en menor proporción.

Su deposición y espesor está condicionada a las crecidas estacionales de los ríos.

3.4.2.6 Playas (Q₂P)

Pertencen a la denominada «costa baja» dentro de la morfología litoral de la provincia de Gerona. Corresponden a costas bajas, rectilíneas, pantanosas, con cordones litorales de dunas, características del Ampurdán. A este tipo de playas pertenecen la de La Escala, la del Golfo de Rosas y la de Pals en la Hoja de Estarlit.

Termina el dominio continental con los cordones de dunas, quedando marcado el límite morfológico con el dominio marino por la berma.

Entre estos dos accidentes se encuentran arenas finas con restos de conchas, acumulaciones de troncos, etc., y estructuras tipo ripple, mientras que de la berma hacia el mar se desarrolla la playa propiamente dicha, que a diferencia de las dunas presentan mayor tamaño de grano y menor grado de selección.

En general, en las playas de la zona es más importante el dominio continental que el marino, de ahí la escasa anchura de las mismas, sobre todo en el golfo de Rosas.

3.4.2.7 Aluvial-coluvial (Q₂Al-C)

Es muy frecuente el encontrar a lo largo de rieras, depósitos cuya génesis obedece a la acción combinada de los dos procesos. La distinción de ambos, desde el punto de vista cartográfico, es prácticamente imposible, por lo que se les agrupa dentro de este epígrafe.

Comprende litológicamente a un conjunto de características fluviales, mezclado con aportes laterales, es decir, gravas, arena y limos, empastados en una matriz arcillosa que lateralmente contienen abundantes cantos angulosos y subangulosos de edad cretácica (macizo Montgrí) o paleógena (zona de Ullestret y Llavía).

3.4.2.8 Dunas litorales o sin fijar (Q₂D₂)

Constituyen una estrecha banda paralela a la línea de costa entre San Martí de Ampurias y Sant Pere Pescador, ya fuera de la Hoja.

Al igual que las anteriores, poseen las mismas fuentes de origen y mecanismo generador, y en general se puede decir que constituyen un estadio anterior a las fijas o interiores, ya que éstas ocupan sus actuales posiciones por avance o desplazamiento de las dunas litorales o sin fijar.

Los relieves cretácicos de los alrededores de La Escala han constituido la barrera que ha condicionado la posición de las actuales dunas interiores, unas las que se encuentran entre La Escala y Estartit y otras las situadas a lo largo del corredor de Albons.

Las dunas litorales, perfectamente observables en fotografía aérea a partir de Ampurias, tienen una anchura aproximada de 50 ó 60 m., llegando casi a la línea de costa.

El carácter selectivo del viento traduce la litología de las dunas en arenas finas muy bien clasificadas, es decir, de granulometría muy similar.

3.4.2.9 Terrazas fluviales

3.4.2.9.1 Río Fluviá

Se trata de un curso tipo meandriforme, con algunos puntos próximos

al estrangulamiento, asimétrico en cuanto al desarrollo de terrazas se refiere.

Estas adquieren mayores proporciones tanto en número como en dimensiones en la margen derecha del río, no excluyendo, sin embargo, el hecho de que en algunos existan idénticos niveles de terrazas en ambos lados del cauce.

Se han distinguido cuatro niveles de terraza, pertenecientes las dos más antiguas al Pleistoceno y las otras dos al Holoceno.

De antiguo a moderno son las siguientes:

Primera Terraza (Q₁T₁)

De escasa representatividad, sólo encontramos una terraza de este tipo en los alrededores de Ventalló.

Comprende niveles relativos entre 50-60 m., y litológicamente está formada por cantos heterométricos, casi todos de caliza, alguno de cuarzo, englobados de una matriz arcillosa. El conjunto da un color bastante rojizo.

Segunda Terraza (Q₁T₂)

De edad Pleistoceno Superior, se sitúa en niveles comprendidos entre 40 y 50 m. De todas las terrazas ésta es la que mayores dimensiones posee, especialmente entre Vilademat y Ventalló, donde ha sido definida.

Presenta un aspecto muy característico, que en ocasiones lo hacen confundir con otras formaciones.

Está muy cementada, dando resaltes muy fuertes, pareciendo realmente un conglomerado costrificado.

Queda constituida por cantos de cuarzo, cuarcita arenisca y caliza, con alto índice de planicidad, heterométricos y tamaño medio de 4 cm. Todo está empastado en una matriz arenosa, que ha sufrido un proceso posterior de compactación muy importante.

Estos factores le confieren un aspecto muy característico de depósito duro, compacto, con resaltes importantes en la topografía. A este horizonte encostrado se le conoce regionalmente con el nombre de «Turc».

Aguas arriba del Fluviá, entre Vilahur y Báscara, se desarrollan sobre estas terrazas unos glaciais terraza, no habiendo podido establecer el contacto de separación entre ambas formaciones. Por el contrario, sí se han distinguido replanos de terraza.

En la margen izquierda del río, este nivel T₂ es muy poco significativo.

MARTINEZ GIL (1972), habla para estos depósitos aluviales de un espesor de 5 m., llegando en ocasiones a alcanzar los 8 m.

Tercera Terraza (Q₂T₃)

Es de menores dimensiones que la anterior y a veces difícil de establecer por su tránsito gradual al nivel inferior. En otras ocasiones se pasa directamente de la T₂ a la T₄, faltando ésta que se está tratando.

Es arcillosa, de tonos ocres, con poca proporción de cantos. Son cantos pequeños de caliza, lidita, cuarzo y algunos de arenisca. El nivel de esta terraza se sitúa entre los 20-30 m.

Cuarta Terraza (Q₂T₄)

De edad Holoceno, posee un desarrollo irregular a lo largo del río. En cuanto a forma es la más típica, presentando aspecto de media luna.

Se encuentra sobre los niveles entre 5-10 m., litológicamente está constituida por arenas finas, sueltas, de colores oscuros, con escasos cantos de caliza, restos de costras y material volcánico; son de pequeñas dimensiones, estando la moda en 3 cm.

Actualmente son campos de labor y destacan sus tonos oscuros si la comparamos con la terraza anterior. Ha sido descrita en las proximidades de Vilarrobau.

3.4.2.9.2 Río Ter

Es de carácter meandriforme, al igual que el anterior, discurre por un valle más amplio y es más caudaloso que el Fluviá. Presenta simetría en cuanto al desarrollo y número de las terrazas, poseyendo ambas márgenes características similares; se han distinguido tres niveles, aunque los dos últimos son los más representativos. El nivel T₂ es de edad Pleistoceno, perteneciendo las dos más recientes, T₃ y T₄, al Holoceno.

Segunda Terraza (Q₁T₂)

Queda representada por pequeños afloramientos cercanos a Can Marnao, en las proximidades del Congost, en San Jordi Desvall's y al N de Jafré.

Se trata de una terraza colgada que se apoya sobre el sustrato paleozoico en la zona del Congost, a una altura aproximada de +30-40 m. sobre el curso del Ter.

Litológicamente está constituida por una formación conglomerática de cantos heterogéneos redondeados y granoclasificados. Se observa entre los clastos composiciones tipo basaltos, rocas plutónicas, esquistos, etc., que varían desde pequeños tamaños hasta los 15 cm., estando la moda en los 10 cm.

Tercera Terraza (Q₂T₃)

Su distribución a lo largo del Ter es perfectamente observable, formando vastas llanuras a ambos márgenes del río.

Litológicamente está formada por arcillas con cantos sueltos de 10 a 15 cm. de mediana y un centil de 50 cm. Los cantos son redondeados y responden a composición, tipo granito, rocas filonianas, gneis, cuarzo y esquistos. Se encuentra de +5-10 m. sobre el curso del río.

Cuarta Terraza (Q₂T₄)

Se trata de la terraza más moderna y está aproximadamente a +2-3 m. sobre el curso del río. Sobre ella se encaja el cauce actual del Ter y litológicamente se trata de un conjunto heterométrico y heterogéneo formado por gravas y cantos sueltos englobados en arenas, arcillas y limos. Su representación puede observarse al igual que la anterior entre el Congost y Colomé, pasando insensiblemente en ese área a los depósitos de tipo llanura deltaica correspondientes al curso más bajo del río.

3.4.2.9.3 Rieras

En la cartografía se observa la distinción de terrazas en algunas rieras importantes como las de Farga, S. Martí y sobre todo la de Terri, donde se han diferenciado tres niveles (definidos en el Tomet y S. Andreu de Terri) que son las que se describen a continuación.

Segunda Terraza (Q₁T₂)

Es la más alta y se trata de una terraza erosiva. Es de naturaleza arcillosa, con una ausencia casi total de cantos. Presenta tonalidades rojizas y queda situada a una altura aproximada de +10 m.

Adquiere mayor desarrollo en el margen derecha del río y a su vez es el más importante de los tres niveles.

Tercera Terraza (Q₂T₃)

De menores dimensiones que la anterior, aparece esporádicamente en cualquiera de los dos márgenes.

Es arcillosa, con cantos redondeados en escasa proporción, y se encuentra a una altura de +4-6 m.

Cuarta Terraza (Q₂T₄)

Dada la imposibilidad de la escala del mapa, no ha podido diferenciarse

este último nivel y se le considera englobado en el aluvial o cauce actual de la riera. De cualquier forma son terrazas de escasas dimensiones.

Se encuentra a una altura de +4 m. Litológicamente es más arenosa que las anteriores, presenta mayor proporción de cantos, siendo éstos fundamentalmente de caliza arenisca y restos de caliche.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS IGNEAS

Pese a la existencia en el macizo de Las Gavarres de masas intrusivas ácidas tipo granito y de un cortejo filoniano los materiales paleozoicos aflorantes en la Hoja de Torroella de Montgrí apenas se ven afectados por dicho complejo. Solamente y a nivel cartográfico ha sido observada una masa intrusiva tipo filón, de forma arborescente y poco definida en las proximidades a la Costa Roja y cuya composición obedece al tipo:

4.1.1 PORFIDOS GRANITICOS ($\frac{d}{p}FO\gamma^3$)

Afectando a las calizas paleozoicas aflorantes en el talud de la autopista en dirección a La Junquera y junto a Can Major se observa una masa filoniana dendriforme y de poco espesor, que corta a los tramos superiores de la serie paleozoica.

De visu es de color oscuro (verde grisáceo) y su composición a nivel petrográfico obedece a la de un microgranito con biotita (muestra 18) presentando textura granoblástica y cuarzo, feldespato potásico y dolomita como minerales principales, estando presente esta última posiblemente como consecuencia de los procesos de asimilación y emplazamiento en la serie calcárea aflorante.

Entre los accesorios figura la clorita, esfena y opacos. El cuarzo y feldespato forman textura micrográfica y la clorita y esfena proceden de la biotita.

La edad, muy difícil de precisar, sólo permite considerarse en base a los criterios de campo como posthercínico.

4.1.2 ROCAS VOLCANICAS

4.1.2.1 **Basaltos olivínicos. Vulcanismo del Bajo Ampurdán** ($\frac{c-6}{c} \beta^7$)

La presencia de manifestaciones volcánicas en la zona gerundense es

un hecho muy conocido y en concreto en lo referente al vulcanismo ampurdanés, si bien se pone de manifiesto de formas diferentes, a saber en:

- coladas
- neck
- diques.

Las coladas son las que ocupan mayor extensión y por tanto cartográficamente son fáciles de reconocer. Aparecen asociadas a fracturas importantes y ocupan bastantes kilómetros cuadrados, si bien se encuentran a veces enmascaradas por depósitos continentales más modernos.

Los neck o pitones tienen carácter puntual y se encuentran relacionados probablemente con emisiones importantes poco distantes. Son muy frecuentes y fáciles de reconocer, ya que morfológicamente constituyen la mayoría de los casos un resalte diferenciado en forma de cerros aislados.

Los diques volcánicos son los más difíciles de encontrar, ya que no son muy frecuentes y parecen tener un carácter más tardío, encontrándose asociados a fracturas y discontinuidades más o menos importantes.

A continuación se exponen las características de los diferentes afloramientos en relación con lo anteriormente expuesto.

Coladas

Obedece a este tipo el vulcanismo de Foixá-La Pera y San Martivell. El primero es el más importante y los afloramientos permiten reconocer desde el paleosuelo hasta la existencia de cenizas volcánicas y de diferentes coladas (Can Candell). Ocupan gran extensión, prolongándose fuera de la Hoja hacia el sur en dirección a La Bisbal.

Las manifestaciones volcánicas parecen tener lugar a favor de una discontinuidad de dirección N 35° E, si bien no se descarta la posibilidad de otra conjugada con la anterior y de dirección fundamental NO-SE, no detectada en campo, pero sí coincidente con la dirección general de fracturación del sistema meridional del Bajo Ampurdán y Gavarres (borde septentrional). La existencia de depósitos más modernos enmascarando los afloramientos no permiten obtener unos datos en cuanto a geometría del depósito, si bien denuncian en parte la edad de tales manifestaciones.

Petrográficamente estas rocas volcánicas obedecen a la composición tipo basalto (muestra 2) con disyunción columnar y/o en bolas, de textura microporfídica intragranular, estando presentes el olivino, la augita y labradorita como componentes principales y siendo muy frecuentes los minerales opacos entre los accesorios. El olivino presenta los bordes iddingsitizados y la augita de color verdoso parece indicar alto contenido en titanio.

Como resumen se puede decir que este vulcanismo aparece relacionado con los sistemas de fracturación principales del sistema que delimita Las

Gavarres-Depresión del Ampurdán, discontinuidades importantes y que ponen en contacto el macizo paleozoico con las series paleógenas.

Al norte de la Hoja y junto al río Fluviá (San Mori-Garriges) aflora también una serie de coladas basálticas superpuestas y cuya composición y textura es similar a la anteriormente descrita (muestra 203).

Al igual que en las proximidades de Las Gavarres, aparece asociado a un accidente importante de dirección prácticamente submeridiana (N 165° E), que puede ser considerada como prolongación de la falla de La Junquera. Esta discontinuidad oculta por los depósitos neógenos más modernos, se pone aquí de manifiesto y apenas parece tener prolongación hacia el sur, complicándose y quizá enmascarándose con las cobijaduras del alóctono Cretácico.

Neck o pitones

Son muy frecuentes y como ya se ha citado con carácter puntual, incluso a veces están algo exagerados en la cartografía.

La mayor concentración de estos afloramientos aparece entre San Martivell y Parlabá. Morfológicamente constituyen cerros aislados que destacan en el relieve general, aunque otras veces aparecen enmascarados y resultan difíciles de reconocer.

La génesis parece obedecer a chimenas volcánicas conectadas al sistema principal efusivo, por lo cual no tiene por qué aparecer ligado directamente a fracturas, aunque en determinadas ocasiones pueden guardar alguna relación (Más Soles, Parlabá, etc.).

Diques

No son muy frecuentes. Se observa la presencia de un dique en Flassá, en la carretera en dirección a Gerona. Este dique de naturaleza basáltica presenta una dirección NO-SE concordante con el sistema principal de fracturación y aparece intruido a favor de una discontinuidad afectando a los depósitos terciarios allí aflorantes.

4.1.2.2 Edad del vulcanismo

De las observaciones de campo se deduce que las manifestaciones afectan indistintamente a los depósitos paleógenos a la vez que se encuentran muchas veces fosilizados por los materiales miocenos. Otro dato interesante a destacar es el hecho de aparecer relacionados con las principales direcciones de fracturación.

De lo dicho se pone de manifiesto que en el Bajo Ampurdán el vulcanismo es post-paleógeno y Mioceno, a la vez que penecontemporáneo con la etapa de fracturación de carácter distensivo que existe a nivel regional.

No obstante, corroboran estas afirmaciones los trabajos de DONVILLE (1974), que considera sincrónicas las erupciones del Alto y Bajo Ampurdán (10 m. a.-9,2 m. a.) correspondiendo esta fase volcánica al Vallesiense (Mioceno Superior). Posteriormente tiene lugar una sedimentación de tipo continental y de relleno de la depresión, formada anteriormente por la dislocación en bloques del sistema Gavarres-Ampurdán (Vallesiense-Turolense).

La existencia de afloramientos volcánicos no fosilizados por sedimentos más modernos pone en duda la edad de aquéllos. Si se tiene en cuenta su relación con los sistemas eruptivos principales, pueden hacerse, sin embargo, extensivas para estas zonas, las conclusiones obtenidas en cuanto a edad se refiere.

5 TECTONICA

Se distingue una:

- 5.1 Tectónica hercínica.
- 5.2 Tectónica alpina.

5.1 TECTONICA HERCINICA

Afecta a todo el conjunto de materiales paleozoicos aflorantes en la parte meridional de la Hoja, que constituyen el pequeño apéndice correspondiente a las estribaciones septentrionales del macizo de Las Gavarres.

Este macizo se encuentra afectado por fenómenos de metamorfismo de contacto, fuera de la Hoja, por emplazamiento de masas graníticas. Los análisis al microscopio denuncian dos fases de plegamiento y la geometría de las deformaciones resulta bastante compleja obedeciendo ésta a la acción combinada de los siguientes procesos:

- Metamorfismo regional.
- Fases de deformación.
- Intrusión granítica posttectónica y metamorfismo térmico (tectónica de emplazamiento).

Según FONTBOTE y JULIVERT (1974) y por comparación con el Pirineo, es posible la existencia de movimientos pre-viseienses. No obstante y a falta de datos se pueden considerar en base a criterios regionales como Westfalienses los movimientos responsables de la estructura hercínica.

5.1.1 MOVIMIENTOS WESTFALIENSES

Son dos las fases de deformación que motivan la geometría, siendo probablemente la segunda fase la causante de pliegues vergentes y estructuras actualmente observables.

La primera fase de deformación produce una esquistosidad de flujo S_1 , dando lugar a pliegues inclinados y tumbados. La segunda fase de deformación, más intensa que la anterior, origina una esquistosidad de crenulación S_2 , haciendo más complejo el sistema geométrico. Posteriormente, aunque no afecta a los materiales aflorantes en la Hoja, tendría lugar un emplazamiento de granitos que motivaría una aureola de contacto en el entorno de su ubicación.

La disposición estructural del Paleozoico en la Hoja puede ser interpretada como estructuras volcadas de dirección casi submeridiana, con ligera inflexión hacia el oeste en su ápice septentrional. También se observa una cierta orientación de la esquistosidad, que varía desde $N 45^\circ E$ en la parte oriental de la riera de Buscal a $N 170^\circ E$ en el Castillo de Sant Jullá, produciéndose una inflexión gradual de tipo direccional entre las dos zonas más distales. Igualmente se observa una dirección de fracturación $N 150-160^\circ E$ y su conjugada $N 45^\circ E$, relacionadas sin duda alguna con las etapas compresivas y distensivas alpinas.

5.2 TECTONICA ALPINA

Condiciona mediante fracturación y plegamiento las unidades geológicas post-hercínicas, actualmente observables. La geometría y disposición estructural de las distintas unidades obedece a la acción dinámica y sucesiva en el tiempo de los siguientes procesos.

- Etapa compresiva efímera con neoformación y reactivación de grandes fracturas hercínicas.
- Emplazamiento en distintas etapas o fases, del alóctono del Montgrí procedente del N (Pirineo Oriental).
- Etapa de compresión-distensión con la creación del graven del Ampurdán.
- Etapa distensiva miocena con vulcanismo asociado.
- Basculamiento a nivel regional.

La dirección general de fracturación en la Hoja es la NO-SE. Se trata de grandes fracturas cuya traza se prolonga hasta el Pirineo. Conjugada con esta dirección aparecen, aunque en menor proporción, fallas de dirección NE-SO.

Los pliegues son raros, presentándose todo el conjunto como una serie

monoclinal escalonada adosada a Las Gavarres, observándose aquellos en zonas próximas a discontinuidades. Solamente en el cuadrante nor-oriental se detecta una serie continua de pliegues concéntricos muy apretados y relacionados con las etapas de emplazamiento de la masa alóctona.

Un análisis de conjunto de las trazas de falla permite observar direcciones N 135° E en la parte sur-oriental de la Hoja, norteándose estas hasta alcanzar direcciones casi submeridianas en su parte más occidental (N 175° E). Tal variación se produce mediante fallas normales y en relevo, cuya prolongación fuera ya de la Hoja pone límite general al macizo hercínico de Las Gavarres.

A continuación se describen los distintos dominios tectónicos, que dentro del contexto estructural general han sido diferenciados.

5.2.1 DOMINIO DE LAS GAVARRRES

Se incluye en este epígrafe las características estructurales de la orla paleógena que en torno al macizo hercínico se extiende desde Sarríá de Ter por Costa Roja y Flassá hasta los alrededores de Ullestret, quedando limitado al N por el curso del Ter.

El contacto Paleozoico-Paleógeno en la parte oriental se realiza mediante una gran falla longitudinal, que debe iniciarse en las cercanías de Palamós y atravesar la Hoja de Gerona, prolongándose hasta desaparecer aparentemente bajo los depósitos miocenos en los alrededores de Costa Roja. Este accidente se manifiesta en superficie mediante fracturas en relevo, desplazadas a veces por otras más pequeñas normales a éstas.

Todo esto obedece a una dislocación en bloques escalonados que afectan al hercínico y al paleógeno, motivando poco a poco un hundimiento de la serie paleógena que en disposición monoclinal se extiende hacia el NE. Otro hecho a destacar es la ausencia de pliegues en todo este área, a excepción de las inmediaciones de zonas de fracturas importantes.

Hacia el O y a medida que el zócalo de Las Gavarres queda algo más alejado (zona de Ullestret), las características de la deformación son similares, si bien las fallas adquieren una disposición submeridiana, denunciándose también para este área una intensa actividad tectónica así como una fuerte dislocación del basamento. Esta fracturación parece estar relacionada con la depresión de Palafrugell, que se encuentra a pocos kilómetros hacia el SO.

5.2.2 ALOCTONO DEL MONTGRI

Se incluye en este dominio el macizo Cretácico del Montgri y las deformaciones provocadas por él en la serie paleógena, como consecuencia del emplazamiento de la masa alóctona procedente del N (Pirineo Oriental).

El emplazamiento de esta unidad parece corresponder a distintas etapas en el tiempo, ya que la disposición estructural de ésta, tanto en superficie como en profundidad, no es tan sencillo de como aparentemente parece. Existe un complejo sistema de escamas que complican aún más la estructura deducida de las interpretaciones superficiales.

Hacia el O la presencia de depósitos neógenos ocultan el alóctono y es posible que exista una gran discontinuidad de dirección NNO-SSE, que correspondería a la prolongación del accidente de la Junquera, que lleva vulcanismo asociado (San Mori) y pondría límite al dominio alóctono.

El sistema estructural del macizo del Montgrí propiamente dicho es más sencillo, pudiéndose definir a grandes rasgos desde el punto de vista geométrico como un gran sinclinal que cobija a la serie eocena. Esta cobijadura se produce a favor de una superficie de discontinuidad, constituida por materiales arcilloso-yesíferos del Keuper, a expensas de los cuales toda la masa ha deslizado favoreciendo el desplazamiento. Tales afirmaciones están hechas en base a los afloramientos triásicos tipo brechoide, observables de forma esporádica a lo largo del frente de deslizamiento y corroborado por sondeos en distintos puntos del macizo que denuncian la existencia de estos materiales plásticos.

Como consecuencia de los empujes y emplazamiento de la escama se produce una serie de pliegues paralelos y apretados de gran longitud con ligeras inflexiones a lo largo de sus ejes. Estas estructuras se ponen de manifiesto en la cobertera paleógena, así como dentro de la estructura del alóctono.

5.2.3 DEPRESION NEOGENA DEL AMPURDAN

Corresponde al cuadrante nor-occidental de la Hoja. Se trata de un graben relleno de sedimentos neógenos, que se extiende desde Figuras, al norte, hasta el curso bajo del Ter, al sur.

Limita parcialmente a esta depresión el macizo hercínico. El contacto, aparentemente discordante en superficie, lo debe ser por falla en profundidad, afectando en parte a los depósitos neógenos. No obstante, en otras zonas se puede observar fácilmente cómo lo hace discordante sobre la serie paleógena. No se detecta en la serie neógena ningún tipo de plegamiento a nivel de mesoescala, si bien existe un suave basculamiento de dirección NO-SE, con hundimiento hacia el N, relacionado probablemente con movimientos de gran radio y/o con el basamento hercínico. A falta de otros datos se ha planteado esta idea, lo cual no excluye cualquier otra hipótesis.

5.2.4 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Se desconoce por falta de datos la evolución tectónica durante el Mesozoico, si bien en zonas próximas y relacionadas (hercínico de Las Gavarres) existió una cierta actividad con relleno de fracturas y emplazamiento de diques y pitones durante el Triásico y quizá Jurásico (fase Neocimérica).

Es un hecho que la tectónica condicionó la cuenca prepaleógena y es a finales del Eoceno cuando tienen lugar los primeros movimientos correspondientes a una etapa compresiva efímera, aunque anteriormente los cambios paleogeográficos debieron estar relacionados con movimientos en el Pirineo.

La primera deformación, perteneciente a la fase Pirenaica, motivó la fracturación (neofracción y reactivación de fracturas) de dirección fundamental NO-SE. No obstante, la fase álgida de la deformación parece corresponder a movimientos intraoligocenos (fase Sávica), que darían lugar por una parte a la creación incipiente del horst de Las Gavarres y graven ampurdanés y por otra la más importante al emplazamiento del alóctono del Montgrí.

Probablemente movimientos finioligocenos de compresión (fase Stáirica) debieron configurar la cuenca pre-miocena. Una segunda fase distensiva con vulcanismo asociado tiene lugar en el Mioceno Inferior. Estas manifestaciones son de tipo basáltico y aparecen en zonas de fracturación importantes. Parece observarse cierta estabilidad hasta el Mioceno Superior-Plioceno Inferior (fase Rodánica), que es cuando de nuevo movimientos de reajuste y basculamientos motivan parte de la deformación, actualmente observable en los materiales neógenos.

La reactivación de fallas eocénicas durante el Mioceno Superior es un hecho demostrado a nivel regional. La actividad de algunas de ellas durante el Plioceno debió continuar, favoreciéndose así la subsidencia de la cuenca neógena.

A finales del Plioceno o quizá principios del Cuaternario, tiene lugar un movimiento de gran radio de basculamiento, deformación que se detecta en la serie neógena bien a nivel regional o puntual (discontinuidades en los depósitos pliocénicos). Durante el Cuaternario la zona en concreto no debió experimentar movimientos importantes de reajuste que puedan ser apreciados, si bien en otras áreas de la región es conocida la actividad sísmica y volcánica de esta edad.

6 HISTORIA GEOLOGICA

Los niveles más bajos encontrados en la Hoja son los correspondientes a la monótona serie esquistosa atribuible al Ordovícico-Silúrico. Para esos

tiempos, en la región, bajo un régimen marino, tiene lugar una sedimentación de tipo arcilloso continua, observándose no obstante una disminución en potencia de todo el conjunto con respecto a la zona del Montseny y la del Pirineo Oriental, decrecimiento que se denuncia ya durante el Silúrico y en el Devónico, lo que implicaría en esa época la existencia de una zona de umbral entre las regiones antes citadas. Este umbral de Gerona o del Ampurdán queda corroborado además de por la disminución de espesores, por los cambios litológicos en la vertical, ya que a techo se pasa a sedimentos más detríticos (cuarcitas) y carbonatados (Devónico) correspondientes a condiciones de plataforma y poca profundidad. Posteriormente, ya en el Carbonífero tienen lugar una serie de movimientos que motivarían la presencia en esta zona de un área positiva. Tales movimientos se detectan en otras áreas más al sur (Montnegre y Avencó) lo que corroboraría lo anteriormente expuesto.

Es probablemente durante el Westfaliense cuando debieron tener lugar las distintas fases de deformación. La falta de datos impide una afirmación categórica, pero a nivel regional y en zonas próximas (Montseny-Montnegre) así se deduce. No obstante, es observable una primera fase de deformación acompañada de esquistosidad de flujo; originándose posteriormente una segunda fase con esquistosidad de crenulación que motivaría las estructuras actualmente observables, de complejidad geométrica bastante notable y complicada además por los procesos posttectónicos de emplazamiento de masas graníticas en Las Gavarres, así como del cortejo filoniano cuya intrusión se manifestaría desde el Pérmico hasta quizá el Jurásico. Todos estos procesos van acompañados de una intensa fracturación que condicionaría en parte la creación de un umbral para la región y cuyo comportamiento como tal, tuvo lugar incluso durante el Terciario.

Existe, pues, una amplia laguna desde el Devónico hasta el Eoceno en cuanto a continuidad sedimentaria se refiere, pero no se descarta zonas de posibles áreas de sedimentación durante el Mesozoico, si bien la existencia de una penillanura pre-eocénica y la ausencia de depósitos impiden plantear distintas hipótesis.

No obstante se puede decir que la morfología de la cuenca prepaleógena estuvo impuesta por las características tectónicas. En la parte oriental, donde actualmente está el Mediterráneo, debía existir un macizo emergido, en vías de levantamiento capaz de suministrar aportes, constituyendo además el límite oriental de la cuenca estudiada, mientras que el borde sur vendría dado por el actual macizo de Las Gavarres. Hacia el O la cuenca se abriría y el N comunicaría con el surco pirenaico.

La sedimentación paleógena comienza en el Paleoceno-Eoceno (Ypresien-se) con la instalación de un medio continental de alta energía, tipo «Alluvialfan», dando lugar a unos depósitos rojizos de conglomerados y areniscas y cuya distribución geométrica y litológica obedece a la de un medio fluvio-

torrencial, de corrientes tractivas rápidas capaz de depositar gran cantidad de carga en poco tiempo y de corto transporte, como lo denuncia la composición de los clastos de los niveles conglomeráticos, observándose no obstante un predominio de cantos graníticos y arcosas hacia la parte alta de esta unidad, lo que corrobora la idea de proximidad del área madre. En el Luteciense existe un cambio en las condiciones de sedimentación, instalándose un régimen marino de plataforma carbonática. La presencia de abundante fauna (miliólidos, alveolinas y nummulites), así como de oolitos en la base, suponen un medio de alta energía en un principio y fondos protegidos por barras de «foreshore» para el resto de la sedimentación, corroborando esta hipótesis la presencia de «large scale cross bedding» planar unidireccional. Hacia el este se observa una disminución en espesor de las calizas.

Posteriormente, a finales del Luteciense y principios del Biarritziense existe un aporte de detríticos, dando lugar a margas o arcillas alternando incluso con los primeros, formándose también delgados niveles bioclásticos. El desarrollo de barras «foreshore» y bancos de ostras es muy frecuente, coincidiendo entonces con un mayor aporte de detríticos que va a motivar un nuevo cambio en las condiciones del medio, depositándose una potente serie de areniscas tipo arcosa procedentes del E (golfo del Ampurdán) como denuncia el estudio de paleocorrientes. La geometría y el tipo de facies indican un medio deltaico, correspondiendo las areniscas al «delta front», PALLI, ROSELL y OBRADOR (1972).

El régimen deltaico instalado en la región evoluciona durante el Biarritziense Superior a un medio marino, donde tiene lugar una sedimentación margosa alternando con aportes detríticos e incluso con indentaciones que señalan claramente un aporte continental tipo «delta fan» con ciclos «braided» torrenciales alternando con ciclos deposicionales tipo playa, lo que indica una proximidad del continente.

A finales del Biarritziense comienza a manifestarse una influencia claramente continental, depositándose una serie roja de carácter detrítico formada por arcillas rojas, areniscas y conglomerados grises, que si bien en algunas zonas el cambio es gradual, en otras se forman pequeñas colonias coralinas y delgados niveles carbonatados de carácter discontinuo, pasándose así de manera gradual a la formación continental de carácter fluvial, que continúa hasta finales del Eoceno.

A comienzos del Oligoceno las condiciones se mantienen y es cuando comienza la deformación en distintas fases (plegamiento y fracturación) de la serie paleógena. El paso de medio marino a continental, está sin duda relacionado con el inicio de movimientos en el Pirineo, que motivarían tales cambios. La fase álgida de la deformación parece corresponder a movimientos intra-oligocenos y en los que tendría lugar el emplazamiento definitivo del alóctono del Montgrí procedente del N (Pirineo Oriental), que se comportaría además como macizo productor de clastos para la parte N de

la zona, como se deduce del análisis de las paleocorrientes de los niveles conglomeráticos y areniscosas existentes por debajo de la escama.

Todo esto motiva en la zona, por una parte, la reactivación de antiguas fracturas hercínicas y por otra la neoformación de discontinuidades de dirección NO-SE, así como una complejidad geométrica de la deformación y una disposición geográfica una vez alcanzada la estabilidad tectónica.

En el Neógeno y a comienzos del Mioceno tiene lugar una nueva etapa compresiva seguida de otra distensiva que condiciona la depresión del Ampurdán. Esta nueva etapa tiene carácter regional y condiciona también la conocida depresión del Vallés. Estos movimientos de compresión-distensión dan lugar a la formación del graben del Ampurdán y el horst de Las Gavarres. Paralelamente a la etapa distensiva y como consecuencia comienza a manifestarse a favor de las discontinuidades, una serie de emisiones volcánicas de tipo basáltico en diferentes puntos y en general en relación con las zonas más fracturadas, como las proximidades al macizo de Las Gavarres o accidentes importantes relacionados con las discontinuidades del Pirineo (San Mori). Todas estas emisiones son frecuentes, bien en forma de coladas o con carácter puntual en forma de pitones (neck) o diques.

En el Mioceno Superior (Vallesiense-Turolense) es cuando se instala en la depresión del Ampurdán un régimen continental, probablemente ya iniciado antes, tipo «alluvial fan» con canales rellenos por ciclos «braided» dando lugar a una potente serie de relleno en la actual depresión. Durante el Plioceno tiene lugar una deposición de materiales marinos en la parte nor-oriental (San Mori-Ventalló) con formación de «delta fan» en cuyo frente se forman «nearshore» (playas) de carácter arenoso. Estos depósitos corresponderían a sedimentación de un golfo abierto hacia el Este. Posteriormente y a finales del Plioceno o comienzos del Cuaternario? (Villafranesense) se produce un movimiento de basculamiento hacia el E con carácter regional y de reajuste que motiva la instalación de una red fluvial, así como la iniciación de una serie de procesos que continuarán durante el Cuaternario.

Las condiciones climáticas, el relieve existente y la diferente litología condiciona el modelado actual. Resulta interesante destacar el carácter deltaico que durante el Holoceno y quizá parte del Pleistoceno debió comportar el curso del Ter y Fluviá en su desembocadura y que dio lugar a la formación de vastas llanuras aluviales observables en todo el borde oriental de la Hoja, conocidas como el gran delta Ampurdanés.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA Y CANTERAS

Existen en la Hoja antiguas explotaciones mineras, actualmente abandonadas, situadas preferentemente en las zonas paleozoicas. Estas explotaciones han estado orientadas, posiblemente, al laboreo del hierro.

Los materiales canterables son objeto de intensa explotación en esta zona, observándose una elevada producción, tanto de áridos naturales como de trituración.

La explotación de áridos naturales es muy frecuente en los aluviales del río Ter. Asimismo se han observado explotaciones en arenas de origen eólico en la zona de La Escala y en S. Julia de las Arenas.

Los áridos de trituración también ampliamente utilizados, se explotan en las zonas donde afloran las calizas nummulíticas eocenas, en las cercanías de Sarriá de Ter, así como en afloramientos de calizas cretácicas, como sucede en las zonas de Montgrí y Albons.

Asimismo se han observado explotaciones de basaltos, algunas actualmente abandonadas, en las proximidades de la carretera a La Bisbal.

Teniendo en cuenta la tradición de la industria de cerámica en la región [La Bisbal] existen canteras de arcilla en los depósitos miocenos, donde se lleva a cabo la explotación bien con fin ornamental o industrial.

7.2 HIDROGEOLOGIA

Dentro de la superficie de la Hoja, cabe distinguir dos cuencas hidrográficas, las de los ríos Ter y Fluviá, siendo la primera de ellas la más importante, aportando un caudal medio anual de unos 750 Hm³.

Se describen a continuación las características hidrogeológicas de los distintos depósitos aflorantes en la Hoja.

Los materiales paleozoicos no presentan ningún interés hidrogeológico debido a la escasa porosidad de los materiales que lo forman (pizarras y calizas marmóreas), aunque en zonas de intensa fracturación y con gran desarrollo edáfico se podría localizar algún acuífero de escasa importancia.

Los materiales calcáreos cretácicos que constituyen el Macizo del Montgrí se encuentran diaclasados y carstificados, dando lugar a la formación de grietas y oquedades, que originan acuíferos de alta transmisividad.

Es de destacar, con vistas a la explotación hidrogeológica de estas calizas, el amplio margen de la superficie de interfase agua dulce-agua salada, debido por una parte a la proximidad del mar como lo demuestra el elevado contenido en sales que las aguas extraídas poseen y por otra, a la presencia de niveles salinos yesíferos del Keuper existentes por debajo de la cobertura calcárea.

Con respecto a los materiales eocenos, sólo el tramo de «calizas nummulíticas» presenta algún interés desde el punto de vista hidrogeológico; se trata de un acuífero confinado entre arcillas y margas, siendo el único con posibilidades de explotación hídrica. El resto del Eoceno, de naturaleza fundamentalmente margosa y conglomerática no posee interés hidrogeológico, este último debido a su falta de capacidad y estructura para retener agua

hace que se le considere estéril desde el punto de vista de explotación de aguas.

Las formaciones neógenas, constituidas fundamentalmente por depósitos margo arcillosos con intercalaciones de conglomerados, no son muy conocidas hidrogeológicamente, ya que están prácticamente sin explotar. En cualquier caso parece no ser rentable su explotación, ya que el contenido en agua se localizaría en los lentejones conglomeráticos que tienen una limitada geometría.

Los acuíferos más importantes se desarrollan en los materiales cuaternarios, fundamentalmente en los aluviales de las principales arterias fluviales y la llanura deltaica. Estas zonas aluvionares (ríos Ter y Fluviá) constituyen importantes acuíferos superficiales (con espesor considerable), de los que se puede llegar a obtener grandes caudales.

La formación deltaica está constituida por dos ramas, separadas entre sí por el macizo de Montgrí. La estructura hidrogeológica de este delta, puede ser muy semejante a los de los deltas de los ríos Besós y Llobregat (Barcelona), es decir, se trataría de un conjunto detrítico en el que se albergan dos acuíferos principales separados entre sí por unos depósitos fangoarenosos, que en algunos puntos dan lugar a acuíferos poco importantes.

8 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. (1954).—«Las investigaciones petrolíferas en la vertiente surpirenaica». *Pirineos*, t. X, núms. 31-32, pp. 239-252, 2 láms. Zaragoza.
- (1958).—«La vertiente surpirenaica desde el punto de vista de la investigación petrolífera». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 50, fasc. primero, pp. 241-281. Madrid.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1943).—«Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. 2.ª parte: Las edades de los yesos del Eoceno catalán y algunas observaciones sobre la estratigrafía del mismo». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, t. 56, pp. 391-451. Madrid.
- ASTRE, J. (1965).—«Plissements et signification de L'Eocene dans la Vallée du Ter». *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse*, t. LXV, pp. 521-525.
- ASHAUER, H., y TEICHMÜLLER, R. (1935).—«Die variscische und alpidische sebirgsbildung Kataloniens». «Beitrage zur Geologie der westlichen Mediterran Sebeite». Berlín. Trad. en *Publ. Extr. sobre Geología de España*. C. S. I. C., 1946, t. III, pp. 7-102.
- BATALLER, J. R. (1923).—«Assais bibliografic de la Geologia de Girona». *But. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXV, pp. 262. Madrid.
- CALDERON, S.; FERNANDEZ NAVARRO, L., y CAZURRO, M. (1907).—«Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona». *Mem. R. Soc. Esp. His. Nat.*, IV, pp. 160-489.

- CARANDELL, J. (1942-43).—«El Bajo Ampurdán. Ensayo Geográfico». *Bol. Univ. Granada*, núm. 71-72, p. 183. Granada.
- CARBONELL, G.; DONVILLE, B., y MAGNE, J. (1974).—«Le Neogène marin de l'Ampurdán (NE de l'Espagne)». *B. S. G. F.*, t. XVI, núm. 1, pp. 50-57.
- CLAVELL, E.; DEFALQUE, G., y REGUANT, S. (1970).—«La situación estratigráfica de las margas de Banyoles (Almela y Ríos, 1943)». *Act. Geol. Hisp.*, t. V, núm. 4, pp. 94-96. Barcelona.
- COMPTE, A. (1963).—«El Alto Ampurdán». Publ. CSIC, *Pirineos*, núms. 67-74. Zaragoza.
- CHEVALIER, M. (1927).—«Contribution à l'étude du volcanisme de Catalogne». *C. Rend. du XIV Congrès Géologique International*, t. IV, p. 42. Madrid.
- CHIA, M. (1879).—«Apuntes geológicos sobre los terrenos terciarios medio y superior del Bajo Ampurdán». *Rev. de Gerona*, t. IV, p. 342, Gerona.
- DONVILLE, H. (1921).—«Les mouvements alpins et pyrénéens pendant l'Eocène». *Bull. Soc. Geol. France*, C. R. S., pp. 42-45.
- (1973).—«Ages potassium-argon des vulcanites du Haut-Ampurdan, Implications stratigraphiques». *C. R. Acad. Sci.*, núm. 275, pp. 2497-2500. Paris.
- DONVILLE, B. (1976).—«Géologie néogène de la Catalogne orientale». *Bull. B. R. G. M.*, núm. 3, Set. IV, pp. 177-210.
- FAURA y SANS, A. (1920).—«Hidrología fluvial i soterrània del Baix Empordà». *Agricultura*, any IV, pp. 91-96, Barcelona.
- FERRER, J. (1967).—«Le Paleogène et l'Eocène des cordillères côtières de la Catalogne (Espagne)». *Ecol. Geol. Helveticae*, vol. 60, núm. 2, pp. 557-579. Basilea.
- (1971).—«El Paleoceno y Eoceno del borde suboriental de la depresión del Ebro (Cataluña)». *Mem. Suisses de Paléontologie*, vol. 90, p. 70. Basel.
- FONTBOTE, J. M.; MASSACHS, V., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Estudio geológico del permiso de investigación de hidrocarburos Pensylvania». *Lab. Geog. Física*, Fac. Cienc. Univ. Barcelona.
- FONTBOTE, J. M., y GUITARD, C. (1958).—«Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales, entre les bassins de la Cerdagne et de l'Ampurdan-Rousillon». *Bull. de la Soc. Geol. de France*, 6.^e série, VIII, pp. 884-890.
- GICH, M.; ROSSELL, J.; REGUANT, S., y CLAVELL, E. (1967).—«Estratigrafía del Paleogeno de la zona de tránsito entre la Cordillera Prelitoral Catalana y el Prepirineo». *Act. Geol. Hisp.*, t. II, núm. 1, pp. 13-18. Barcelona.
- GICH, M. (1969).—«Las unidades litoestratigráficas del Eoceno Prepirenaico del Ripollés Oriental». *Act. Geol. Hisp.*, t. IV, núm. 1, pp. 5-8. Barcelona.
- GOT, H. (1973).—«Etude des correlations tectonique. Sedimentación au cours de l'histoire quaternaire du precontinent pyreneo-catalán». *Thèse. Univ. Sci. tech. Languedoc*, p. 294. Montpellier.
- GOTTIS, M., y KROMM, F. (1968).—«Influence des variations de facies de

- l'Eocene de la región de Oia (prov. Gerone, Espagne) sur le style tectonique». *C. R. S. Soc. Geol. de France*, fasc. 3, seance 4. Paris.
- GOURINARD, Y. (1971).—«Détermination cartographique et géophysique de la position des failles bordières du fosé néogène de Cerdagne». *C. R. 96.^e Congr. Soc. Sav. Toulouse*.
- GUARDIA, P. (1964).—«Volcans tertiaires et quaternaires de la province de Gerona et paléomagnétisme de leurs coulées». *Rev. Geol. Phys. et Géog., Dyn.*, 2.^e serie, vol. VI, pp. 201-210. Paris.
- GUERIN-DESJARDIN, B., et LATREILLE, M. (1962).—«Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. LXXIII. Madrid.
- HABERT, M. (1966).—«Contribution à l'étude de la faune de Foraminifères de Ciurana et de Vilacolum (Ampurdan, Espagne)». *D. E. S. Nantes*.
- IGME (1972).—«Mapa Geológico de España 1:200.000. Hoja núm. 35, Barcelona».
- (1974).—«Mapa Geológico a 1:50.000. Hoja núm. 296, Torroella de Montgrí». Plan Gerona. Inédito.
- (1974).—«Mapa Geológico a 1:50.000. Hoja núm. 297, Estartit». Plan Gerona. Inédito.
- JULIA BRUGES, R., y VILLALTA, J. F. (1974).—«El Ampurdán». *Coloquio Inter. Bioestra. Cont. del Neog. Sup. y Cuater. Infer.*, Guía 28.9.
- KROMM, F. (1966).—«La sedimentation éocène entre la zone prepyrénéenne et la Cordillere prelitorale catalane». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIII, ser. B, núm. 1, p. 2. Bordeaux.
- (1966).—«L'âge et les conditions de sedimentation des couches rouges de l'Eocene terminal entre l'Ampurdan et le Rio Ter». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIII, ser. B, núm. 9, p. 18.
- (1967).—«Caracteres geologiques principaux de la region d'Olot-Besalu». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIV, núm. 17, p. 18.
- (1967 b).—«Stratigraphie résumée de l'Eocene du versant sud des Pyrénées-Orientales et de la zone prepyrénéenne». *C. R. S. G. F.*, fasc. 7, p. 224.
- (1968).—«Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et de la Cordillere prelitorale catalane». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CV, ser. B, núm. 2, p. 10.
- (1968).—«Repartition des facies et âge des formations "ilardiennes" de Catalogne orientale». *Mem. B. R. G. M.*, Colloque sur l'Eocene, t. III. Paris.
- (1968).—«Notice explicative d'une carte a 1/100.000 des formations éocenes de la zone prepyreneenne (provinces de Barcelone et de Gerone, Espagne)». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. 105, Serie B, núm. 8, p. 7. Bordeaux.
- (1969).—«Resultats d'une etude geodynamique en Catalogne oriental: chronologie des deformations. Paleogeographie à l'Eocene». *Act. Soc. Lin. de Bordeaux*, t. 106, núm. 3, p. 12. Bordeaux.

- LLOPIS, N. (1941-42).—«Sobre la geología de la Garrotxa y la estructura del borde occidental del Ampurdán». *Ann. Univ. Barcelona*. Barcelona.
- (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de las catalanides». Vol. 1, p. 372, *edit. CSIC*. Barcelona.
- MACAU, F. (1965).—«Informe geológico acerca del estudio de los recursos hidráulicos de la Costa Brava: zona del macizo montañoso comprendido entre l'Estartit y l'Escala (provincia de Gerona)». *S. G. del M. O. P.*, vol. 23.
- MAR CET RIBA, J. (1930).—«Las terrazas del nordeste de España». *Mem. R. Acad. Cienc. y Art.*, vol. XXII. Barcelona.
- (1947).—«Rocas eruptivas de las Gabarras y de la zona adyacente de la Costa Brava Catalana». *Trabj. Us. C. Nat. Barcelona*, vol. 1, núm. 1. Barcelona.
- (1948).—«Edad geológica de los períodos eruptivos de Las Gabarras y de la Costa Catalana». *Mem. R. A. C. Art. Barcelona*, vol. XXIX, núm. 13. Barcelona.
- (1949).—«Períodos eruptivos de la provincia de Gerona (Gavarres y Empordá)». *Est. Geol.*, núm. 9, pp. 189-203. Madrid.
- MAR CET RIBA, J., y SOLE, L. (1949).—«Memoria explicativa y mapa geológico 1:50.000. Hoja núm. 334 [Gerona]». *IGME*.
- MAR CET RIBA, J. (1954).—«Estudio estratigráfico del Eoceno de Esclanya (Baix Empordá, Gerona)». *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo homenaje a Hernández Pacheco. Madrid.
- (1955).—«Síntesis petrográfica y estratigráfica del Eoceno de la zona Palafrugell-Esclanya-Regencós». *C. S. I. C. Anales del I. E. G.*, vol. X, Gerona.
- (1956 b).—«Sucesión estratigráfica y fósiles del Eoceno de la zona de Palafrugell-Esclanya-Regencós (Baix Empordá)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, número 42. Madrid.
- MARTINELL, J., y VILLALTA, J. (1978).—«Nuevas aportaciones al conocimiento de las formaciones pliocénicas de l'Alt Empordá (Girona)». *Act. Geol. Hisp.*, t. XIII, núm. 1.
- MARTINEZ GIL, F. J. (1972).—«Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona)». *Memoria del IGME*, t. 84, Madrid.
- MICHAUX, J. (1971).—«Arvicoli (Rodentia) du Pliocène terminal et du Quaternaire ancien de France et d'Espagne». *Palaeovertebrata*, núm. 4, pp. 137-214. Montpellier
- OBRADOR, A.; PALLI, L.; ROSELL, J., y TRILLA, J. (1971).—«Morfología de la costa baja en la provincia de Gerona». *Rev. de Gerona*, núm. 55, pp. 29-36. Gerona.
- PALLI, L. (1972).—«Estratigrafía del Paleógeno del Empordá y zonas limítrofes». *Publ. de Geol. Univ. Aut. Barcelona*, núm. 1, p. 338, Barcelona.
- PALLI, L.; ROSELL, J., y OBRADOR, A. (1972).—«Interpretación sedimentoló-

- gica y paleogeográfica del nivel de areniscas eocénicas de Sarría de Ter». *Acta Geol. Hisp., C. S. I. C.*, año VII, núm. 4, pp. 109-112, Barcelona.
- PALLI, L. (1976).—«Morfología de las terrazas del Ter en Girona». *Anales de la Sección de Cienc. del Coloquio Universitario de Gerona*, año I, número 1, Gerona.
- PEYBERNES, B. M. (1972).—«Donnés stratigraphiques et tectoniques. Massif Montgrí». *Bull. de la Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, t. 107, núm. 3. Toulouse.
- PEYBERNES, B., y CALZADA, S. (1977).—«Braquiópodos albienses del Macizo de Montgrí (Gerona)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVIII-IV, Madrid.
- REGUANT, S. (1967).—«El Eoceno marino de Vic (Barcelona)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LXVIII, Madrid.
- RIBERA FAIG, J. M. (1945).—«Sobre el Plioceno Continental del Alto Ampurdán». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XLIII, pp. 41-64. Madrid.
- RIOS, J. M., y MASACHS, V. (1953).—«Hoja 295 (Bañolas)». Mapa Geol. de España. E. 1:50.000. IGME.
- ROSELL, J., et ROBLES, S. (1975).—«Le Paléogène marin de la Catalogne». *B. S. G. F.*, t. XVII, núm. 2, pp. 195-198.
- SAN MIGUEL, M., y MARCET RIBA, J. (1926).—«Región volcánica gerundense». *Cong. Geol. Inst.* Madrid.
- SAN MIGUEL, M., y SOLE, L. (1932).—«Nota geológica sobre el macizo cretácico de Torroella de Montgrí». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXII, pp. 243-260. Madrid.
- (1933).—«Geología del Macizo de Montgrí». *Bull. Inst. Catal. de Hist. Nat.*, vol. XXXIII, núms. 1 y 3. Barcelona.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1941).—«Hoja núm. 297 (Estartit)». Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. IGME.
- SCHRIEL, W. (1942).—«Constitución Geológica de la Cadena Costero Catalana entre la desembocadura del Ebro y el Ampurdán». *Pub. Ext. Geol. Esp.*, CSIC, núm. 1. Madrid.
- SOLE SABARIS, L. (1933).—«La geologia dels voltants de Figueres i la tectónica de l'Empordà». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXIII, pp. 250-257. Barcelona.
- (1942).—«Fauna coralina del Eoceno catalán». *Mem. R. Acad. Cienc. Art. de Barcelona*, 3.ª época, t. 26, núm. 9. Barcelona.
- (1948).—«Observaciones sobre el Plioceno de la comarca de la Selva (Gerona)». *Est. Geol.*, núm. 8, pp. 287-307. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L., y MARCET RIBA, J. (1949).—«Hoja núm. 334 (Gerona)». Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. IGME.
- SOLE, L.; FONTBOTE, J.; MASACHS, V., y VIRGILI, C. (1955).—«Continuidad de las escamas de corrimiento del Ampurdán entre Figueras y el macizo de Montgrí». *Univ. Barc. Mom. Dr. F. Pardillo*, p. 10. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1957).—«Empordà et region volcanique d'Olot». *Livret*

- guide de l'excursion aux Pyrenees, I. N. O. V. A., V Congr. Inter., p. 107. Barcelona.
- (1962).—«Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense». *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barc.*, vol. XXXIV, núm. 12. Barcelona.
- (1971).—«Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat». *Acta Geol. Hisp.*, año VI, núm. 1, pp. 8-12. Barcelona.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978).—«Alineaciones y fracturas en el Sistema Catalán, según las imágenes Landsat-1». *Tecniterrae*, núm. 22, pp. 6-16. Madrid.
- TRILLA, J., y PALLI, L. (1977).—«Vulnerabilidad a la polución como temática hidrogeológica». *Cámara Oficial de Comercio e Industria de Gerona*, pp. 1-73. Gerona.
- TOURNON, J. (1968).—«Le volcanisme de la province de Gerona (Espagne)». *Laboratoire de Petrographie de la Faculte des Sciences de Paris. These 3.^{er} cycle*.
- VIA BOADA, L. (1966).—«Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña». *Inst. de Est. Pirinealcos*.
- (1969).—«Crustáceos decápodos del Eoceno español». *Rev. Pirineos*, núms. 91-94, p. 480. Jaca.
- VIDAL PARDAL, M. (1959).—«El borde del bloque del Ampurdán en la zona de Banyolas». *Est. Geol. Esp.*, vol. XV, núms. 41-44, pp. 391-392.
- VILLALTA, J. F. (1958).—«Le Neogene de l'Ampurdan». *Bull. Soc. Geol. France*, 6.^a serie, t. VIII, pp. 947-948. París.
- (1965).—«Un yacimiento villafranquiense en las Islas Medas (prov. de Gerona)». *Act. du Congr. Inter. Etud. Pryrenennes*. Pau. Lourdes, Sect. 1 Toulouse, pp. 129-131.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA