



IGME

365

38-14

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000


BLANES

Segunda serie - Primera edición

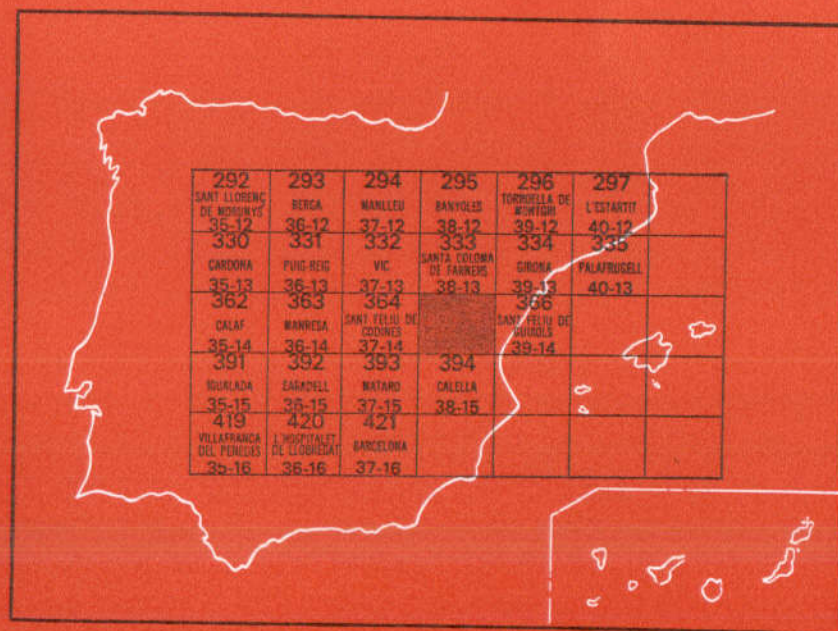


INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3

I.S.S.N. 0373-2096

 SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

451



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BLANES

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 los siguientes técnicos superiores:

En *Geología de Campo*: I. C. Gállego Coiduras, A. García Domingo y F. López Olmedo, de INYPSA (Madrid), y L. Pallí Buxó, de la Universidad Autónoma de Barcelona.

En *Análisis Petrológicos*: F. Martínez (Universidad Autónoma de Barcelona) y J. Carreras (Universidad Central de Barcelona).

Coordinador: T. Sanz Hernández Sampelayo (GEOCISA).

Supervisor del IGME: Antonio Barnolas Cortinas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Mínero 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 - 37.145 - 1983

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

1 INTRODUCCION

1.1 GENERALIDADES

La zona objeto del presente estudio se encuentra ubicada en las estribaciones nororientales de la Cordillera Costero-Catalana y concretamente en la zona donde se condiciona e inicia la Depresión del Vallés-Penedés. Desde el punto de vista geológico aparecen representadas, parcialmente, las siguientes unidades geológicas:

- 1.º Cordillera Litoral.
- 2.º Depresión del Vallés-Penedés.
- 3.º Cordillera Prelitoral.
- 4.º Depresión de la Selva.

La característica principal de la Hoja es la presencia de un macizo cristalino, de naturaleza granítica, cuyos límites sobrepasan los de la zona. El citado macizo cristalino engloba una serie de materiales metamórficos (Paleozoico) cuya disposición es arbitraria, dado el origen posttectónico de la masa ígnea. Rellenando las depresiones postalpinas aparecen materiales sedimentarios de edad Oligoceno Medio-Mioceno-Plioceno, afectados por una tectónica de fracturación tardía, que provoca la aparición de focos volcánicos en distintos puntos (Massanet de la Selva y Hostalric). La red fluvial y el relieve, así como las condiciones climáticas, han favorecido el desarrollo, durante el Cuaternario, de numerosos depósitos de génesis variada que descansan indistintamente sobre el resto de los materiales más antiguos.

Para la realización del trabajo de campo han sido estudiadas, por una parte, las rocas ígneas y metamórficas y por otra los materiales detríticos terciarios de relleno de fosas. Las manifestaciones volcánicas, así como

su representación cartográfica han sido tratadas detenidamente, exagerándose a veces su representación puntual, dada la escala de trabajo y la importancia de estos fenómenos en la historia geológica regional.

Los trabajos de campo y gabinete se han llevado a cabo durante el año 1978 y constan de Mapa, Memoria y Documentación Complementaria.

1.2 ANTECEDENTES

Sobre la zona en concreto los datos son más bien escasos. Los más antiguos son de ALMERA, J. (1914), correspondientes al mapa geológico de la región cuarta o del río Tordera, en el que se hace una detallada cartografía y descripción de los materiales aflorantes, tanto ígneos como metamórficos, así como del cortejo filoniano que acompaña a éstos.

Este mismo autor trata también a veces zonas en concreto, aportando nuevos datos al conocimiento geológico de la zona. Son ASHAUER, H., y TEICHMULLER, R. (1935), quienes desde el punto de vista tectónico y estructural realizan los primeros ensayos sobre la disposición y estructura de los materiales y aportan datos sobre su comportamiento tectónico en relación con los distintos movimientos orogénicos que han afectado a la zona.

MARCET, J. (1948) realiza un estudio sobre la edad y momentos de intrusión de las distintas masas graníticas y de las etapas de emplazamiento del cortejo filoniano que les acompaña. Paralelamente, LLOPIS, N. (1942-1947) contribuye a un conocimiento más detallado de la región aportando datos de interés en el Valle del Congost, Montseny y sobre la infraestructura de las Catalánides. El mismo autor (1951), en Caldas de Malavella, lleva a cabo un estudio hidrogeológico denunciando la tectónica y disposición de los materiales volcánicos y vulcano-sedimentarios, así como la relación entre ambos, aportando a la vez una cartografía del entorno descrito.

VAN DER SIJP, JW. CH. (1951) estudia, en el macizo del Montseny-Guilleries, los granitos y la orla metamórfica adyacente, lo que permite obtener una serie de conclusiones de tipo petrogenético y edad de emplazamiento de los granitos, discutiendo a su vez la relación de los afloramientos gneísicos con la estratigrafía y su momento de formación.

PUSCHMANN, H. (1968), en la riera del Avencó, próxima al Montseny, distingue una serie de unidades litológicas, caracterizadas y datadas, que sirven de base para la realización de otros estudios en la región mediante correlación e identificación de facies.

Desde entonces y hasta la actualidad son pocos los trabajos existentes sobre el Paleozoico o la masa ígnea en el área que ocupa la Hoja, a excepción de algunos, como los de VILADEVALL, que ha trabajado en la vertiente meridional y oriental del Montseny, pero que hasta la fecha de redacción de esta Memoria aún permanece inédito.

Trabajos sobre los materiales terciarios sedimentarios (Oligoceno Medio-Mioceno del Vallés y Plioceno de la Selva) son ya más frecuentes y han sido abordados por diversos autores, aportando datos de tipo paleogeográfico sedimentológico, estratigráfico, paleontológico y tectónico. Además de los trabajos de ALMERA (1907, 1913, 1915), CRUSAFONT, M. (1950, 1959) y CRUSAFONT y TRUYOLS (1954), realizan ensayos bioestratigráficos de la Depresión del Vallés. SOLE, L. (1948) sobre el Plioceno de la Selva, FONTBOTE, J. M. (1954) marca la evolución tectónica de la unidad anteriormente citada, y ROSELL, OBRADOR, ROBLES y PALLI (1973) realizan estudios sedimentológicos en el Vallés Occidental (en Hojas vecinas) y ANADÓN (1973) estudió el Oligoceno Medio de Campins, caracterizándolo estratigráficamente y sedimentológicamente.

El vulcanismo de la zona es denunciado por ALMERA a principios de siglo y abordado con posterioridad más profundamente por geólogos españoles y extranjeros. SOLE SABARIS (1962) trata el vulcanismo gerundense y data las distintas manifestaciones volcánicas existentes en la región, al igual que LLOPIS (1951) lo había hecho para la zona de Caldas. GUARDIA, P. (1962) estudia los focos volcánicos de Hostalric, San Corneli, La Esparra y Caldas y mediante paleomagnetismo realiza un ensayo cronológico de las manifestaciones volcánicas de Olot, alto y bajo Ampurdán y los existentes en el macizo hercínico.

TOURNON (1969) lleva a cabo un estudio petrográfico y mineralógico de las rocas basálticas en la provincia de Gerona y es DONVILLE, B. (1970) quien en base a las imágenes de satélite y datos de campo, estudia la geología del Neógeno de Cataluña Oriental, marcando la evolución tectónica sedimentaria y volcánica de esa región.

La confección en estos últimos años del Plan Gerona y de las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 de Calella y La Garriga, han aportado datos sobre la geología general de la región y han contribuido a un mejor conocimiento de la zona. Recientemente, SOLE, L. (1978) ha estudiado las alineaciones y fracturas en el Sistema Catalán según las imágenes Landsat-1, relacionando dichos accidentes con las fases de fracturación correspondientes a los distintos movimientos orogénicos.

2 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja estudiada aparecen representados materiales paleozoicos y terciarios con edades que abarcan desde el Cámbrico al Carbonífero y desde el Oligoceno al Plioceno respectivamente. Los depósitos cuaternarios adquieren gran desarrollo y se apoyan indistintamente sobre las anteriores formaciones.

Los sedimentos paleozoicos aparecen afectados por un metamorfismo de tipo regional y por otro posterior de tipo térmico o de contacto, debido éste al carácter posttectónico de la masa granítica que junto con la tectónica, dificulta la obtención de valores estratigráficos reales a la hora de su estudio.

Los depósitos terciarios afloran en la Depresión del Vallés, en la mitad occidental de la Hoja, y al norte de Vidreras, en el borde meridional de la Depresión de la Selva.

Asociados a ambas fosas se manifiesta un vulcanismo fisural, bien en coladas o de tipo neck, cuya actividad en la región comenzó en el Mioceno y perduró hasta el Cuaternario.

2.1 PALEOZOICO

2.1.1 CAMBRICO-ORDOVICICO

Aparece representado por una estrecha franja de dirección SO-NE que se extiende desde la zona de Gualba hasta las proximidades de la localidad de Massanes, al norte de Hostalric. Frecuentemente, la serie se encuentra afectada por un metamorfismo térmico, consecuencia del emplazamiento posttectónico de los granitos. Desde el punto de vista cartográfico se han diferenciado las siguientes unidades:

2.1.1.1 Esquistos y micaesquistos alternando con niveles de paraneíses (CA-O)

Esta unidad está constituida por una monótona serie de esquistos, frecuentemente afectados por intrusiones graníticas. Los niveles basales presentan a veces intercalaciones calcáreas fuertemente metamorizadas (mármoles y granatitas), tratándose de cuerpos sedimentarios sin continuidad lateral, es decir, pequeños lentejones de escaso espesor. Todo esto es observable en la carretera al castillo de Montosoliú. En la riera de Massanes y a lo largo de toda ella se observan estos materiales afectados también por la intrusión granítica, dando como resultado la presencia de esquistos y cornubianitas.

Petrográficamente, se trata de esquistos andalucíticos y cordieríticos con cuarzo, clorita, andalucita, moscovita y feldespato como minerales principales; circón y opacos como accesorios.

Se observa una foliación deflectada, alrededor de los porfidoblastos, teniendo éstos un origen posiblemente postesquistoso. La biotita se encuentra orientada preferentemente según la primera esquistosidad. Los esquistos corneánicos presentan una disposición al azar de las biotitas provocados por efecto térmico (muestras 142 a 145 y 148 a 159).

Desde el punto de vista estratigráfico, toda la serie esquistosa, que se encuentra por encima de los gneises y se ve afectada frecuentemente por la intrusión granítica, es correlacionable con zonas próximas (embalse de Susqueda). Los niveles inferiores de la serie Paleozoica son también comparables en parte con la serie de Canaveilles, por lo que se atribuye al Cámbrico la edad de esta formación.

2.1.1.2 Mármoles en la serie cambro-ordovícica (CAΔ)

En las proximidades de esa población y en las laderas meridionales del macizo del Montseny aflora una formación marmórea, objeto actualmente de intensa explotación, cuya distribución geográfica se extiende hasta zonas cercanas a Breda.

Se trata de rocas calcáreas, masivas, donde no se encuentra una estratificación definida, que han sufrido un fuerte efecto térmico provocado por la intrusión de la masa granítica en contacto.

Petrográficamente, corresponde a minerales carbonatados con textura granoblástica, afectados por un metamorfismo de tipo regional y otro térmico (muestras 113 y 116). Los afloramientos constituyen un ejemplo de «Skarn», en el que se ponen de manifiesto las características que definen este fenómeno.

Resulta difícil dar su posición estratigráfica exacta, al tratarse de lentes calcáreas con gran variación lateral de espesor de la formación, pero el hecho de encontrarse por debajo de las pizarras, esquistos y grau-wackas datadas en la región como Cámbrico-Ordovícico, permite asignar a estos mármoles, ya citados por VAN DER SJIJ (1951) en este lugar, edad cámbrica.

2.1.2 ORDOVICICO-SILURICO

2.1.2.1 Esquistos sericíticos (O-S^A)

Se trata de una monótona formación constituida por los materiales que dan nombre a la misma. Aflora en la Sierra del Montnegre, donde aparece en contacto con la masa granítica y ocupa una extensa superficie en las proximidades del Serra del Solá, siendo perfectamente observable en la carretera que sube hacia la Ermita del Montnegre.

Por lo general, son esquistos y micaesquistos que incluyen como mineral principal la moscovita y biotita. Presentan una esquistosidad de flujo deformada por crenulación (muestra 264) y los materiales de las zonas afectadas por metamorfismo térmico poiquiloblastos de cordierita sobreimpuestos a la esquistosidad y totalmente retromorfoseados (muestras 265 a 268).

PUSCHMANN (1968), en el Valle de Avencó, atribuye al Ordovícico tres unidades, que de muro a techo son:

- 1.º Nivel de grauwackas (grauwackas y esquistos).
- 2.º Esquistos con niveles calcáreos.
- 3.º Esquistos negros (esquistos de Avencó).

Para la zona del Montnegre es difícil establecer una equivalencia y resulta la serie mucho más monótona (esquistos), existiendo además una alteración mineralógica motivada por el mayor o menor efecto del metamorfismo que da lugar a la presencia de cornubianitas, esquistos moteados, nodulosos o sericiticos, según la composición mineralógica de los materiales. Esto, unido al hecho de encontrarse en esta zona inmediatamente por debajo de las pizarras azules del Silúrico, lleva a pensar en una posible edad que abarcaría desde el Ordovícico hasta el Silúrico Inferior, a falta de argumentos paleontológicos que confirmen esta datación.

Otros afloramientos de estos esquistos con cornubianitas se observan cerca de Vidreras y en dirección a Llagostera (Can Llobet).

Están relacionados con una amplia mancha metamórfica, aflorante en la zona de Caulés (Hoja 366, San Feliú de Guixols).

La falta de fauna y la proximidad de la masa granítica hace imposible una datación, si bien en la Hoja adjunta, estos niveles tienen continuidad y aparecen por debajo de unas pizarras con quistolita, equivalente a las pizarras con graptolites de edad Wenlokiense. PUSCHMANN (1968) y LLOPIS (1953) citan en el Castell de Vidreras la existencia de pizarras micáceas y cuarzosas asignándoles una edad Llandeloiense-Caradociense, de lo que se deduce que los afloramientos cartografiados en esta zona deben pertenecer al Ordovícico.

Estos materiales se encuentran afectados por un intenso metamorfismo de contacto, como lo denuncia la presencia de esquistos moteados y cornubianitas en sus proximidades.

2.1.3 SILURICO

Aparece bien caracterizado y en él se han distinguido dos formaciones: una inferior pelítica, constituida por pizarras azuladas, y otra superior, con intercalaciones calcáreas que tienen continuidad con la siguiente (calizas azuladas) mucho más potente, motivo por el cual se incluye en ella.

2.1.3.1 Pizarras azules (S₁₋₁^{A-B})

En la carretera hacia la Ermita del Montnegre y en los alrededores de Orsavinyá, afloran unas pizarras azules y grises en alteración, cuyas carac-

terísticas litológicas y posición estratigráfica coincide con las pizarras con graptolites de PUSCHMANN (1968) descritas en la riera del Avencó.

Aunque no se ha encontrado fauna que lo corrobore, se le asigna a esta unidad una edad Valentiense-Wenlokiense por correlación con la zona del Montseny y Calella. El espesor es difícil de determinar, ya que se encuentran afectadas por una fuerte tectónica en escamas con despegues, pudiendo estimarse entre los 30 y 40 metros.

La base de la formación en la zona de Orsavinyá está representada por unas cornubianitas calcosilicatadas originadas por efecto de metamorfismo térmico, bien por emplazamiento de granito o de la tectónica (disposición en escamas). Hacia el techo las pizarras se hacen grafitosas y comienzan a alternar con niveles calcáreos (mármoles) de 20 a 60 cm. de espesor hasta pasar a la unidad cartográfica superior.

2.1.4 SILURICO SUPERIOR-DEVONICO

2.1.4.1 Caliza ($S_2^B-D^1$)

Se incluye en este epígrafe una formación constituida por calizas de colores grises y pardos que recuerdan en parte a las aflorantes en la Sierra de Montnegre (Can Ginesta, Orsavinyá y Ermita de Arola).

Estratigráficamente se encuentran por encima de las pizarras azules. Los niveles basales están constituidos por una alternancia de bancos calcáreos y pizarras grafitosas que insensiblemente pasan a potentes bancos carbonatados de varios metros y de carácter masivo.

La parte inferior de la serie se sitúa en el Silúrico Superior (Ludowiense) y el resto en el Devónico Inferior. En otras zonas (riera del Avencó) estas calizas contienen *Orthoceras*, *Crinoides* y *Ostrácodos*; por encima existen unos niveles pelíticos que contienen *Tentaculites*, lo que ha permitido su datación por correlación con esas zonas.

La ausencia de este último nivel en el Montnegre implica, o bien su erosión o la existencia de facies carbonatadas como tránsito lateral a las pizarras con *Tentaculites* citadas por PUSCHMAN (1968) en el macizo del Montseny.

Petrográficamente esta formación consiste en un conjunto bastante homogéneo de rocas carbonatadas sin fauna, fuertemente metamorizadas, tipo mármoles calcáreos y dolomíticos, con textura equidimensional y cristales deformados y escaso contenido de silicatos tipo feldespatos, piroxeno y anfíbol.

Se estima para todo el conjunto una potencia aproximada de 50 a 60 m., aunque es muy variable e irregular debido a los procesos erosivos posteriores.

2.1.5 CARBONIFERO

Aparece representado por dos formaciones: una inferior, constituida por pizarras silíceas, liditas y calizas, y otra superior en facies «Culm», encontrándose todo el conjunto discordante sobre las calizas del Devónico y las pizarras silúricas.

2.1.5.1 Pizarras silíceas, liditas y calizas (H_{1-2}^{A-1})

Se engloban en este apartado una serie de materiales aflorantes en los alrededores de la Ermita del Montnegre.

La falta de afloramientos y el hecho de encontrarse replegada la serie, impiden precisar la sucesión de materiales. En zonas próximas (cerro Montagut, situado en la Hoja de Calella) las liditas y pizarras silíceas ocupan los niveles basales, mientras que a techo alternan las calizas. Los niveles inferiores de esta unidad se apoyan discordantemente sobre las pizarras del Silúrico y las calizas devónicas.

El nivel calcáreo superior, PRUVOST (1912) lo atribuye al Viseiense, por lo que en esta zona las liditas deberían corresponder al Tournaisiense, debiendo faltar parte de éste para poder explicar temporalmente la discordancia, de lo que se deduce que lógicamente los niveles de liditas y pizarras atribuidas por ALMERA a la base del Carbonífero deben corresponder al Viseiense Inferior.

2.1.5.2 Facies «Culm». Alternancia de conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras (H_{1-2}^A)

Sobre la unidad anterior, aflorantes en el Serrat de Miralles y cerca de la Ermita de Valmanyá se observan unos niveles constituidos por pizarras azules, grauwackas y conglomerados. Estos últimos están formados por cantos de cuarcita y pizarra, aunque en zonas próximas se han encontrado también de granito.

El afloramiento encontrado aparece en contacto con la masa ígnea, por lo que resulta difícil establecer una sucesión de los materiales en la vertical, encontrando frecuentemente cornubianitas (muestra 133) y rocas calcosilicatadas, indicativas del efecto térmico de la masa ígnea intrusiva y del carácter posthercínico de ésta.

La potencia resulta imposible de determinar al encontrarse el techo de la serie decapitado por los procesos erosivos posteriores.

2.2 TERCIARIO

Aparece rellenando la Depresión del Vallés-Penedés y de la Selva, aflorante parte de esta última al norte de la Hoja.

El Paleógeno no tiene apenas representación, limitándose a una pequeña mancha existente en las proximidades del Serrat de Mata, próximo a Campins.

El Neógeno ocupa la casi totalidad del resto de los afloramientos terciarios. Aparece en facies continental detrítica y presenta frecuentes cambios laterales de facies, que se han denunciado en la cartografía. Se distinguen las siguientes unidades:

- Arcosas ($T_{c11-c12}^{Bb-Bc1}$)
- Arcillas y areniscas arcóscicas ($T_{c11-c12}^{Bb-Bc1}$)
- Conglomerados y areniscas ($T_{c11-c12}^{Bb-Bc1}$)
- Arcillas rojas ($T_{c11-c12}^{Bb-Bc1}$)
- Depósitos mixtos de areniscas y materiales volcánicos ($T_i^B cv$)
- Arcosas blancas con bloques de granitos (T_{g21}^{B1})

El Plioceno se encuentra ampliamente representado en la zona de borde de la Depresión de la Selva, en los alrededores de Vidreras, y en él se han distinguido dos unidades:

- Arcosas de colores claros ($T_2^B s$)
- Depósitos mixtos de arenas y materiales volcánicos ($T_2^B v$)

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

2.2.1 OLIGOCENO

2.2.1.1 Conglomerados (T_{3-2}^A)

En el Serrat de la Mata, en la vertiente meridional del Montseny, cerca de Campins y recubierto en parte por depósitos cuaternarios, aflora una serie detrítica grosera compuesta por: conglomerados de cantos de pizarra y granito que alcanzan su máxima representación superficial en la Hoja contigua. Estos afloramientos fueron denunciados por ALMERA (1907), datándolos ya de Oligoceno, encontrando fauna tipo *Limnea*, *Ancylus* y *Planorbis*, así como restos vegetales, separando tres formaciones litológicas perfectamente diferenciables. ANADON (1973, inédito) data estos depósitos como Estampiense e incluso Oligoceno Superior, distinguiendo tres unidades de características similares a las de ALMERA (1907).

La serie en conjunto aparece bastante replegada y considerable espesor. En el área cartografiada sólo se han observado niveles de conglomerados y areniscas con fuerte buzamiento y a veces incluso en disposición vertical o

subvertical. Litológicamente, se trata de conglomerados y areniscas de cantos de pizarra y granito con intercalaciones de niveles arcillosos de poco espesor, continuando la serie hacia la zona más Occidental, fuera ya del área cartografiada, donde adquiere mayor desarrollo.

De la bibliografía consultada se deduce que se trata de una potente serie de 500 a 700 m. de espesor, que si bien no tiene importancia por el área que ocupa en la Hoja, lo es a la hora de la reconstrucción de la historia tectónica general.

2.2.2 MIOCENO

Se apoya en discordancia y fosiliza los materiales oligocénicos de Campins y el zócalo Paleozoico (granitos y rocas metamórficas) que condiciona y limita la Depresión del Vallés.

Se trata de una serie monoclinal de dirección NE-SO y buzamiento suave hacia el NO, que ha sido afectada por una tectónica de hundimiento.

Se incluyen aquí la casi totalidad de los depósitos que afloran entre San Celoni y Hostalric. La edad de estos materiales está comprendida, posiblemente, entre el Helvetiense, para los niveles más inferiores, y el Pontiense.

2.2.2.1 Arcosas (T_S^{Bb-Bc1}_{C11-C12})

Es el tramo más bajo desde el punto de vista estratigráfico.

Se trata de una pequeña mancha que aflora en el borde Occidental de la Hoja, en los alrededores de San Celoni.

Tiene poca representación cartográfica, pero hacia el Vallés parece adquirir mayor desarrollo. En la carretera de San Celoni a Llinás se observa cómo estos depósitos se apoyan directamente sobre una cuña elevada de granito. Litológicamente se trata de sedimentos arenosos compactos, procedentes de la erosión de los macizos graníticos circundantes.

El espesor observado de la unidad es de unos 25 m., si bien hacia el suroeste parece alcanzar mayor potencia; en la vertical pasa gradualmente a la 2.^a unidad, constituida por:

2.2.2.2 Arcillas y areniscas arcósicas (T_A^{Bb-Bc}_{C11-C12})

Afloran en las proximidades de San Celoni, si bien se encuentran en parte recubiertas por depósitos cuaternarios. Adquieren su mayor desarrollo en las proximidades de Caldas de Montbuí, fuera de la Hoja. Composicionalmente, es similar al tramo anterior aunque presente niveles arcillosos así como cantos de rocas metamórficas.

BATALLER (1932) encontró restos de fauna (Mamíferos); corresponde al único hallazgo citado hasta ahora que ha permitido datar a estos niveles.

2.2.2.3 Conglomerados y areniscas (Tg^{Bb-Bc1}_{c11-c12})

Sin duda alguna resulta la facies más característica de los depósitos detríticos continentales que afloran en la Hoja. Desde el punto de vista superficial abarca la casi totalidad de los afloramientos.

Litológicamente se trata de una formación de conglomerados y areniscas, donde pueden observarse estructuras sedimentarias, canales, etc., que definen un medio de sedimentación fluvial, tipo «Alluvial Fan» mal desarrollado. Los conglomerados son compactos, con matriz arcillosa de colores rojizos y grises, están formados por cantos de granodiorita, leucogranitos, esquistos y a veces de cuarzo y cuarcita de 12 cm. de media, aunque la heterometría es una de las características que definen el conjunto. Insensiblemente se va produciendo el cambio a niveles más finos (areniscas) que conservan las mismas propiedades en cuanto a composición se refiere. Las arcillas son de tonos rojizos y forman delgados lechos.

Estas características son observables en las proximidades de Gualba, La Batlloria y zona de Breda predominando uno u otro tipo litológico indistintamente, aunque hacia el centro de la Hoja (zona de Hostalric) se aprecia un sensible cambio heterométrico así como composicional, con un mayor contenido de cantos de rocas metamórficas, debido sin duda alguna a la proximidad de esta zona a la orla metamórfica (Mas Barnola y Mas Girau).

La edad resulta difícil de establecer, dado el carácter azoico de la formación. BATALLER (1932) y SOLE (1932) le asignan una edad Pontiense incluyéndola, además, en el Vindoboniense Superior por las relaciones estratigráficas a escala regional (Hoja núm. 364). No obstante, los tramos superiores pueden pertenecer a los niveles inferiores del Plioceno, aunque no existen argumentos paleontológicos que lo confirmen.

2.2.2.4 Arcillas rojas (Ta^{Bb-Bc1}_{c11-c12})

En la carretera de San Celoni a Hostalric y próximo a esa población, cerca del cruce con la carretera a Arbucias, se observan unos afloramientos constituidos por arcillas arenosas de colores rojizos que destacan a simple vista.

Este nivel, aunque de escaso espesor (20-30 m.), ha de interpretarse como un cambio lateral de facies de la anterior unidad motivado sin duda alguna, al margen de las condiciones paleogeográficas de la cuenca en el momento de su sedimentación, por un aporte precedente de un área madre formada por materiales finos tipo esquistos y/o arcillas.

Lateralmente no parece tener gran continuidad, quedando por tanto reducida su extensión a la zona cartografiada, aunque se desconoce en profundidad su geometría espacial.

2.2.2.5 Depósitos mixtos de areniscas y materiales volcánicos de Hostalric (T₁^Bcv)

En los alrededores del Castillo de Hostalric y en las zonas próximas a esta población (carretera del Castillo), se observa la existencia de unos depósitos constituidos por areniscas amarillas y grises, así como por algunos conglomerados muy compactos, con aureolas de óxidos de hierro y estratificación definida, formados por cantos de cuarzo, pizarras, granitos y rocas volcánicas. En algunos puntos, aparecen intercaladas con alguna colada basáltica.

Estos materiales se encuentran relacionados sin ninguna duda con el vulcanismo allí existente (neck de Hostalric) y del que se hablará en el apartado correspondiente. La génesis se debe buscar en los primeros momentos de actividad volcánica, que dio lugar a la formación de unos niveles mixtos constituidos por aportes procedentes de las zonas próximas y de la actividad volcánica, predominando uno u otra, según el grado de actividad del foco emisor.

Cartográficamente tienen poca representación, aunque aportan datos interesantes en el momento de la reconstrucción de los hechos, quedando limitada su extensión a los alrededores del Castillo de Hostalric.

2.2.2.6 Arcosas blancas con bloques de granitos (Tbg₂₁^{B1})

Corresponde a los niveles superiores y a los afloramientos de borde más nororientales de la Depresión del Vallés. Se trata de un conjunto heterométrico formado por arcosas masivas de colores claros, que engloban cantos y bloques de granito poco rodados y de dimensiones a veces considerables, superiores al metro. Tales características son observables en la trinchera del ferrocarril en dirección a Massanes y a dos kilómetros de la primera población.

No existe fauna que pueda datar estos depósitos, que significan la colmatación y relleno del borde de la depresión, pero la forma de presentarse, su disposición y litología, hacen pensar en aportes de las zonas graníticas adyacentes que debieron tener lugar a finales del Mioceno, y quizá a principios del Plioceno, ya que no existe ningún criterio para asegurar la no deposición de materiales en esta zona a finales del Terciario, cuando en el área próxima a la Selva comenzaban entonces los aportes y el relleno de esa cuenca.

Así pues, es factible pensar que estos materiales, de poca extensión superficial, corresponden a una colmatación a finales del Mioceno y quizá principios del Plioceno.

3.2.3 PLIOCENO

Aflora en los alrededores de Vidreras formando parte del relleno de la Depresión de la Selva. Se trata de una formación homogénea de características litológicas muy definidas.

Se han distinguido las siguientes unidades:

2.2.3.1 Arenas de colores claros (T₂s^B)

Es la unidad más representativa; aflora desde Vidreras hasta La Esparra, prolongándose fuera de la Hoja hacia el norte.

Se trata de unos depósitos muy conocidos, citados ya por ALMERA, SOLE y LLOPIS (1939), SOLE (1948), LLOPIS (1951 y 1953). Litológicamente están formados por arenas de colores claros, con niveles delgados de arenas arcillosas y arcillas, lo que confiere un aspecto muy típico a todo el conjunto.

Indistintamente se apoyan, en clara discordancia, bien sobre rocas volcánicas, como se puede observar en Las Mallorquinas, o en la salida de la autopista, en el talud de la carretera en dirección hacia Massanet de la Selva, o bien sobre granitos, observable también en la carretera de Vidreras a Lloret de Mar. De esto se deduce que el basamento que condiciona la Depresión de la Selva en este área, está constituido por una masa granítica hundida afectada por un vulcanismo anterior a estos depósitos.

Muchas veces la naturaleza arcósica de esta formación resulta fácil de confundir, en las zonas de borde, con la alteración «in situ» del granito, por lo que es necesario recurrir a criterios de tipo morfológico para su identificación. En otras ocasiones, motivado por la red fluvial actual quedan enmascarados bajo sedimentos arcillosos de poco espesor y gran extensión superficial.

En las zonas de borde, la litología es siempre más variada y distinta según el área madre de los depósitos. En la zona de Vidreras y Sils se encuentran niveles de conglomerados intercalados entre arenas y arenas arcillosas de color gris verdoso. En Massanet de la Selva se observa un potente nivel basal de cantos de rocas volcánicas tipo basalto, y en la zona de La Esparra, donde existe un fuerte relieve, los materiales de borde descansan en discordancia sobre coladas de lava basáltica, estando constituidos por aglomerados y conglomerados de cantos de granodiorita, leucogranito y basalto, poco cementados, empastados en una matriz arenosa. Todo el conjunto cambia lateralmente a las arenas arcósicas claras, observables en la carretera hacia Gerona, las Mallorquinas, Vidreras y Sils.

Cronológicamente, desde muy antiguo, se han atribuido al Plioceno estos depósitos de origen lacustre, encontrándose restos de fauna de gasterópodos, moluscos y de mamíferos fuera de la Hoja (Palau-Sacosta), pero que

no aportan una edad en concreto. La correlación con las series del Ampurdán hacen suponer una edad Pliocena para la zona de la Selva.

2.2.3.2 Depósitos mixtos de arenas y materiales volcánicos de Caldas (T₂v^B)

En el ángulo NE de la Hoja existen unos afloramientos similares a los que se encuentran en Hostalric, que están constituidos por arenas arcóscicas y cantos de rocas volcánicas. El origen de estos depósitos es similar al descrito para los afloramientos del Vallés (Hostalric), obedeciendo su composición al aporte mixto de las zonas graníticas adyacentes y a la actividad volcánica de Caldas de Malavella, existente fuera de la Hoja y estudiada por LLOPIS (1951). Lateral e insensiblemente estos depósitos pasan a arenas claras características del Plioceno de los alrededores de Vidreres, ya descrito en el epígrafe anterior.

2.3 CUATERNARIO

En toda la Hoja se ponen de manifiesto una serie de depósitos que han sido agrupados según su génesis.

2.3.1 PLEISTOCENO

Se trata de los materiales más antiguos que se encuentran actualmente fosilizados por depósitos más modernos y/o retocados por la erosión. Se encuentran localizados en la Depresión del Vallés y al pie de la falda meridional del macizo del Montseny. Se han distinguido:

2.3.1.1 Derrubios de ladera y coluviones antiguos (Q₁L-C)

Se apoyan indistintamente sobre los materiales paleozoicos y el Terciario de borde de la Depresión del Vallés. Son observables entre el Serrat de la Mata, en las proximidades de Gualba y Breda.

Se trata de un conjunto heterogéneo y heterométrico, con disposición geométrica digital, constituido por depósitos caóticos de cantos y bloques de granito y de pizarras empastados en una matriz areno-arcillosa. En las zonas de contacto con los depósitos terciarios resulta difícil su identificación por su gran similitud con las facies de borde del Mioceno. No obstante, la forma caótica, el tamaño de bloques, de más de un metro en ocasiones, y su geometría, permiten tanto su identificación, como denunciar la existencia de un intenso período erosivo para esos tiempos.

2.3.1.2 Depósitos de arroyada, antiguos (Q_1M_a)

En la riera de Breda, desde la estación de ferrocarril hasta el pie del Serrat de Baldiré, se extiende una larga franja de 5 Km. de longitud que está constituida por cantos y bloques graníticos y pizarrosos, gravas, arenas y arcillas.

La génesis hay que buscarla en la instalación de una red fluvial, bajo condiciones climáticas determinadas, tributaria del Tordera, con carácter divagante y estacional que dismantelaría en parte el zócalo y la cobertera terciaria, sobre la que se instala, dejando como relicto en forma de isleo los afloramientos del cerro de la Ermita de Santa Ana, en las cercanías de Breda. Sobre estos depósitos, posteriormente se instalará la red fluvial actual.

2.3.1.3 Primera terraza (Q_1T_1)

Se trata de los depósitos aluviales más antiguos situados a +20 a +30 metros relacionados con el río Tordera. En las proximidades de Hostalric y en dirección a San Celoni, en la margen izquierda, se observa un nivel de 2 m. de gravas y cantos de 20 cm. de media, que se apoya en discordancia erosiva sobre los depósitos terciarios. La continuidad del afloramiento es difícil de seguir por la similitud litológica con los materiales infrayacentes y por los procesos erosivos que la han dismantelado.

En la margen derecha no ha sido posible la identificación de este nivel, lo que induce a pensar que la incisión inicial de la red fluvial tuvo lugar a favor de los depósitos terciarios, no afectando al zócalo granítico y depositándose materiales sólo en la margen izquierda. Se trata, pues, de una terraza disimétrica, que aparece descolgada de los otros dos niveles.

2.3.2 HOLOCENO

Se atribuye esta edad a la mayoría de los depósitos cuaternarios existentes en toda la Hoja.

2.3.2.1 Segunda terraza (Q_2T_2)

Es identificable en el río Tordera, en San Celoni y a lo largo de las rieras de Arbucias y Gualba.

Se encuentra situada a +10 a +15 m., y litológicamente está constituida por gravas y aglomerados, con predominio de cantos de pizarra de heterometría variada, no observándose apenas cantos de granito, aunque existen repartidos irregularmente. En las proximidades de Hostalric las ca-

racterísticas litológicas cambian, observándose un predominio de rocas ígneas que constituyen, junto con las arenas, los componentes de este segundo nivel de terrazas.

En las rieras de Arbucias y de Gualba, las características resultan semejantes, siendo función los componentes de los depósitos aluviales, del área madre de donde proceden (macizo cristalino o dominio metamórfico).

2.3.2.2 Tercera terraza y depósitos de rieras (Q₂T₃)

Conectada con la terraza anterior y a lo largo de la red fluvial actual, se encuentran estos depósitos constituidos por gravas, arenas, arcillas y limos con proporción variable de unos u otros según zonas. Así, el río Tordera presenta predominio de gravas, al igual que las rieras tributarias de éste, mientras que en la zona de Vidreras destacan las grandes extensiones de depósitos arcillosos y limosos con contenido de arena variable.

Es frecuente, sobre todo en la red fluvial de segundo orden, la existencia de aportes laterales que incrementan la extensión de los afloramientos cuaternarios.

2.3.2.3 Arcillas y turbas de Caldas (Q₂a)

En las proximidades de Caldas de Malavella y sobre las arenas arcóscas, se encuentran unos depósitos arcillosos oscuros que oscilan entre los 3 y 25 m. de espesor.

Se trata de arcillas turbosas, citadas y estudiadas por LLOPIS (1951). Sobre estos depósitos, en los que fueron encontrados restos de fauna e industria, se desarrolla una serie de travertinos que se encuentran fuera ya del alcance geográfico de esta Hoja.

2.3.2.4 Derrubios de ladera y coluviones (Q₂-LC)

Se encuentran bien desarrollados y con carácter local en el macizo del Montseny, donde existe un relieve acusado que permite la formación de estos depósitos. La heterometría de los cantos, la presencia o ausencia de finos y su disposición geométrica permite su identificación.

2.3.2.5 Dunas, arenas y limos (Q₂D)

Los afloramientos quedan condicionados a lo largo de la línea de costa. En Blanes, en la zona de los campings se observa el desarrollo de estas formas, que tienen continuidad hasta la desembocadura del río Tordera.

2.3.2.6 Playas. Arenas (Q₂P)

En las calas y a lo largo de la costa hasta la desembocadura del Tordera existe una serie de depósitos arenosos que constituyen las playas actuales. Es frecuente encontrar gravas, mezcladas con arena o sueltas como consecuencia del lavado de las aguas.

2.3.2.7 Aluvial actual o subactual. Arcillas, arenas y cantos (Q₂Al)

A lo largo del curso del río Tordera y en la riera de Massanet, se observa la presencia de estos materiales cuya deposición y espesor está ligada a las crecidas estacionales del río.

3 TECTONICA

Se distingue:

3.1 Tectónica Hercínica.

3.2 Tectónica Alpina.

3.1 TECTONICA HERCINICA

Los materiales paleozoicos más modernos encontrados pertenecen al Carbonífero (Viseiense). Todo el conjunto se encuentra afectado por una masa intrusiva ácida de tipo granítico y de marcado carácter postectónico, lo que motiva una falta de continuidad en los afloramientos así como una complejidad estructural.

La estructura obedece a la combinación de los siguientes procesos:

- Metamorfismo regional.
- Fases de deformación.
- Intrusión granítica postectónica y metamorfismo térmico (Tectónica de emplazamiento).

Los movimientos debieron comenzar —por comparación con el Pirineo— (FONTBOTE y JULIVERT, 1974) en el Westfaliense. Sin embargo, es posible la existencia de movimientos anteriores, dada la erosión en algunas zonas de parte del Devónico, lo que implicaría la presencia de deformaciones pre-viseienses. Es observable y conocida en la región la existencia de dos fases de deformación con desarrollo de esquistosidades y estructuras pertenecientes a niveles estructurales inferiores.

Los afloramientos metamórficos corresponden a dos zonas geográficas bien diferenciadas: el macizo meridional del Montseny y la Sierra del Montnegre en la Cordillera Litoral, ambos separados por la Depresión del Vallés-Penedés.

El establecimiento de la geometría de las deformaciones en base a criterios estructurales resulta complejo con los datos de campo de que se dispone; no obstante, se denuncian los siguientes movimientos:

- Movimientos previseienses.
- Movimientos westfalienses.

3.1.1 MOVIMIENTOS PREVISEIENSES

Los depósitos carboníferos se apoyan en discordancia sobre los niveles calcáreos del Devónico o sobre las pizarras silúricas. Esto implica una serie de movimientos o pulsaciones precursoras de las fases álgidas de deformación.

Estas fases producen un efecto erosivo sobre los materiales hasta entonces formados, sin desarrollo de esquistosidad, lo que implicaría la deformación en un nivel estructural superior. Tales fenómenos son observables en la Sierra del Montnegre y en la Cordillera Litoral, que es donde aparecen representados los términos más altos de la serie paleozoica que han permitido extraer tales conclusiones.

3.1.2 MOVIMIENTOS WESTFALIENSES

Son los que han condicionado la estructura paleozoica. Se distinguen dos fases de plegamiento con desarrollo de esquistosidad en ambos casos, siendo la segunda, la más penetrante, la que da lugar a fenómenos de trasposición.

3.1.2.1 Fase primera

Tiene lugar la formación de pliegues inclinados y tumbados con esquistosidad de flujo S_1 , observables en la parte más baja de la serie paleozoica, encontrando muy pocas veces pliegues asociados a esta fase en los niveles estratigráficos más altos, ya que la deformación tiene lugar en los niveles estructurales inferiores. No existen datos que permitan obtener más conclusiones, dado el enmascaramiento producido por la tectónica posterior.

3.1.2.2 Fase segunda

Deforma a la S_1 y es la causante de las estructuras que actualmente

se observan, aunque existieran procesos posteriores tardíos de deformación. Durante esta fase se produce una segunda esquistosidad S_2 , que a nivel microscópico resulta más penetrante que la primera, produciéndose fenómenos de trasposición y alcanzando a los tramos superiores de la serie paleozoica (Montnegre). Otras características es la verticalidad de esta esquistosidad S_2 , frente a la esquistosidad de flujo S_1 de la primera fase.

A nivel meso y macroestructural la geometría de la deformación resulta compleja, ya que la litología de los materiales permite fenómenos de despegue como consecuencia de la competencia e incompetencia entre ellos, produciéndose una serie de escamas o imbricaciones a favor de los niveles más incompetentes que junto a los distintos momentos de la deformación complican las estructuras.

ASAHUER y TEICHMULLER (1935) hablan de la divisoria tectónica del Montseny, que motiva un cambio tanto direccional como de vergencia de los pliegues. Esta divisoria también llamada «Charnela del Montseny», discurriría imaginariamente según dirección NO-SE desde el macizo del Montseny, atravesaría la Depresión del Vallés y pasaría en el borde sur de la Hoja, entre la Sierra del Montnegre y Orsavinyá, produciéndose una inflexión de la «charnela» en las cercanías de esta última. Todo esto provoca en la Cordillera Litoral la presencia de dos vergencias; una hacia el sur en el Montnegre y otra hacia el NE de Orsavinyá, vergencia corroborada por los afloramientos metamórficos y estructuras cartografiadas.

En Orsavinyá, es difícil encontrar micropliegues o pliegues menores, ya que la calidad de los afloramientos no permite tales observaciones; sin embargo, la repetición de distintos tramos (pizarras azules, calizas en facies tipo «griotte»), permiten deducir una serie de escamas de dirección NE-SO que confirman lo anteriormente expuesto.

Más tarde se debieron producir una serie de procesos de tipo «Kin-king» que provocarían «reverse Kink-bands».

3.1.3 TECTONICA DE EMPLAZAMIENTO

Posteriormente tuvo lugar el emplazamiento de granitos, provocando un metamorfismo de tipo térmico, así como una distensión de todo el conjunto según fracturas de dirección general NE-SO y conjugadas NO-SE, en menor proporción, más tarde rellenadas por filones de composición variable según la zona y el momento de emplazamiento, afectando también a la serie metamórfica. Este emplazamiento filoniano es observable en el macizo del Montseny y en la Cordillera Litoral, y tanto en la Sierra del Montnegre como en la región más nororiental de la citada unidad, en las Sierras próximas a Blanes y Lloret de Mar.

En resumen, la tectónica hercínica para la región resulta compleja y puede descomponerse en una serie de momentos de deformación (previ-

seiense y westfaliense) con desarrollo de dos esquistosidades (S_1 y S_2) y una geometría complicada que se ve incrementada en cuanto a complejidad por una intrusión granítica de marcado carácter postectónico, y acompañado de un cortejo filoniano, de carácter tardío, inyectado a favor de fracturas y de composición varlada.

3.2 TECTONICA ALPINA

Ha condicionado principalmente y mediante fracturación, las unidades geológicas actualmente observables. La reactivación de fallas hercínicas de dirección NE-SO, NO-SE y E-O, así como la neoformación de fracturas según dirección NO-SE han dado lugar, mediante la compartición en bloques, a la formación de la Depresión del Vallés y de la Selva.

Las discontinuidades tectónicas más importantes se pueden agrupar en dos direcciones: NE-SO y NO-SE, existiendo una tercera dirección casi E-O. En el primer grupo destacan la falla septentrional y meridional del Vallés, que condicionan esa depresión, y una serie de fracturas paralelas, asociadas y en relieve que se prolongan hacia el NE. y salen fuera de los límites de la Hoja. Algunas condicionan en parte el borde meridional de la Depresión de la Selva y han sido estudiadas por SOLE y LLOPIS.

Normalmente a esta familia de fracturas, aparece otra de dirección NO-SE, de las que destacan como accidentes principales las fallas de Santa Coloma, que delimitan la Depresión de la Selva con las Guillerries, la de la riera de Arbucias, Tordera y Gualba.

Por último, existe una familia de dirección general casi E-O que es de origen hercínico, al igual que algunas de la anterior familia (NE-SO) y que se han reactivado durante el Terciario.

3.2.1 DEPRESION DEL VALLES

En la zona en concreto se puede observar el límite nororiental que cierra la depresión. Es en este área donde se inicia y condiciona esta unidad, cuya prolongación hacia el SO es de sobra conocida.

Aparece limitada por la Cordillera Prelitoral en su borde norte y la Cordillera Litoral en su borde sur. Ambos contactos se realizan por falla, si bien el primero aparece enmascarado o fosilizado, en parte, por los depósitos de relleno terciarios.

La Cordillera Prelitoral para FONTBOTE (1954) consiste en un bloque en cuña situado entre la Depresión del Ebro y la del Vallés. El contacto con esta última interesa al Mioceno mediante una falla directa bastante vertical hacia el SO, pero que en la Hoja evoluciona hacia un sistema más complejo

de fallas paralelas. Esta falla ha jugado en distintas ocasiones durante el Terciario; primero en una doble etapa de distensión-compresión y otra en etapas tardías de distensión, lo que motivaría el basculamiento y hundimiento hacia el NO de la serie detrítica del Mioceno.

En la zona de Campins, en el extremo oriental de la Hoja y fuera de ella, la presencia de materiales Oligocenos y del zócalo granítico complica en un primer momento el funcionamiento tectónico de la falla. Para ANADON (1973) los depósitos del Oligoceno de Campins se encuentran en contacto, por falla, con la orla metamórfica del Montseny, fosilizados ambos por los materiales más modernos del Mioceno. Efectivamente, esta hipótesis parece cumplirse ya que la discontinuidad a la que hace referencia este autor es observable por su prolongación en la Hoja. No obstante, el límite del Paleozoico y Terciario se ve afectado por un sistema de fallas paralelas de dirección SO-NE, que pone en contacto estos materiales entre sí, contacto no observable fácilmente al quedar enmascarado por depósitos más modernos o por Mioceno de relleno de carácter postectónico. El zócalo granítico aflorante entre Campins y Gualba representaría un umbral dentro del conjunto deprimido de la Cuenca del Vallés. El límite de la Depresión en las proximidades de Hostalric está representado por un sistema de fallas SO-NE y NO-SE que ponen fin a esta unidad.

El borde sur de la depresión, es decir, el contacto con la Cordillera Litoral es claro y no presenta duda alguna, ya que se trata de una fractura de dirección NE-SO que delimita a toda la Cordillera y tiene su prolongación en toda la Hoja. Consiste en una falla normal, que pone en contacto el zócalo granítico de esta unidad con los materiales miocenos, discurriendo por ella el curso actual del río Tordera; esto hace que el contacto aparezca enmascarado por los depósitos aluviales, aunque su existencia y detección es evidente y confirmada por todos los autores que han trabajado en la región.

3.2.2 DEPRESION DE LA SELVA

Aflora sólo el borde meridional de esta unidad, apareciendo delimitado en su parte más occidental con las Guilleries por la falla de Santa Coloma, denominada así por ir encajada en ella la riera que toma dicho nombre. Se trata sin duda alguna de uno de los accidentes tectónicos más importantes no sólo a nivel local, sino regional, ya que su continuidad por el norte es un hecho conocido, así como hacia el sur, aunque queda enmascarado por un sistema de fracturas paralelas y en relevo de menor importancia. Geométricamente, se deduce de su traza una disposición bastante vertical del plano de falla. Se trata de una falla normal con hundimiento del labio derecho.

Casi normal a ella, existe una familia de dirección NE-SO, al igual que

las de la Depresión del Vallés, y que parecen delimitar, en las proximidades de Vidreras, el borde meridional de esta unidad.

3.2.3 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Se desconoce, por falta de datos, la evolución tectónica de la zona durante el Mesozoico, si bien como anteriormente se ha expuesto debió existir una pequeña actividad magmática tardía, de relleno de fracturas durante el Triásico y quizá Jurásico. Cualquier movimiento de fracturación, en caso de existir, debió estar relacionado con las fases Kimméricas, precursoras de la orogenia alpina.

Los movimientos alpinos tienen sus primeras manifestaciones a finales del Eoceno y es aquí donde se dispone de datos para establecer una sencilla cronología.

A finales del Eoceno se producen sin duda los primeros movimientos correspondientes a una fase compresiva (Fase Pirenaica) que originan fallas inversas (contacto Cordillera Prelitoral-Depresión del Ebro).

Durante el Oligoceno y probablemente a finales de éste, en una etapa de compresión seguida de una de distensión (Fase Sávica) para esta zona se produce una fracturación de la dirección NE-SO, originándose la Depresión del Vallés. Es fácil pensar que estas fracturas debieron comenzar ya en el Eoceno Superior, comportándose ahora como normales y continuando su actividad durante el Mioceno e incluso quizá Plioceno, como lo demuestra el hecho de encontrarse basculado el Mioceno y en contacto por falla con los bordes de la Cordillera Litoral y Prelitoral.

Asociado a la fase Rodánica, a finales del Mioceno y/o principios del Plioceno, aparece una nueva etapa de distensión que da lugar a la formación de fallas de dirección NO-SE, es decir, fallas normales a la costa. Durante estos tiempos la actividad de algunas fracturas de dirección NE-SO quizá continuó, favoreciéndose así la formación de la Depresión de la Selva. Esta fase de distensión neógena está relacionada con el vulcanismo existente en esta zona y en toda la región, vulcanismo que comienza a manifestarse en las etapas de distensión miocena y continúa durante el Plioceno e incluso el Cuaternario. Es de destacar una neotectónica para la zona norte, pues en el borde superior de la Hoja y en las proximidades de ella (Caldas de Malavella) LLOPIS (1951) habla de la existencia de movimientos de reajuste, denunciados por la actividad sísmica y la actividad termal ya conocida en ese área, actividad que se manifiesta por las fallas que afectan a los depósitos cuaternarios recientes en esa zona.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Los niveles más bajos, que por correlación han sido ya datados, corresponden al Cámbrico Inferior. Durante estos tiempos, en la región, existiría un régimen marino, con sedimentación de tipo arcilloso. Durante el Cámbrico Medio, bajo condiciones marinas de plataforma y próximo a la línea de costa, tendría lugar la formación de potentes niveles calcáreos, tipo biohermal (Gualba). Posteriormente se desarrollaría una sedimentación arcillo-arenosa bastante potente, que perduraría hasta finales del Ordovícico. Según PUSCHMANN (1968) a finales del Ordovícico debió comenzar una inestabilidad en la cuenca que provoca la formación de una ritmita, interpretada por este autor como turbiditas distales.

Durante el Silúrico continúa la sedimentación marina de tipo pelítico (pizarras con *Graptolites*) y es a finales del Wenlokiense cuando tiene lugar una sedimentación de carbonatos en forma de paquetes delgados alternando con niveles arcillosos.

A finales del Silúrico y durante el Devónico Inferior, tiene lugar una sedimentación carbonatada de poca profundidad. A partir de entonces y hasta el Carbonífero, si bien no existen datos en la Hoja, probablemente la sedimentación continuó, siendo erosionados los materiales en el Tournaisiense, como consecuencia de los movimientos precursores de la Orogenia Hercínica.

Posteriormente a estos movimientos y en el Viseiense se instala un régimen con sedimentación de pizarras, liditas y calizas. Para estos tiempos existe un cambio notable en las condiciones paleogeográficas, pasándose de un medio marino a uno continental, existiendo un aporte de detriticos que denuncian el levantamiento y la proximidad de áreas emergidas. Con este episodio finaliza el ciclo de sedimentación paleozoico y comienzan los movimientos hercínicos.

Durante el Westfaliense tienen lugar las deformaciones. Se produce una primera fase que va acompañada de una esquistosidad de flujo en zonas profundas, formándose pliegues isoclinales y recumbentes. Posteriormente se origina una segunda fase de deformación, mucho más intensa que la primera y a la que va asociada una segunda esquistosidad más penetrante, originándose las directrices generales de las estructuras actualmente observables. Esta fase se manifiesta en toda la región, si bien en la Sierra del Montnegre es donde mejor se halla representada, encontrando una serie de escamas imbricadas, con planos de discontinuidad, complejos, que denuncian el tipo de deformación actuante. Posteriormente a esta fase tiene lugar la intrusión granítica que afecta a toda la serie, superponiéndose al metamorfismo regional una aureola de contacto como consecuencia de tal proceso.

El emplazamiento de la masa granítica se ve acompañado de una frac-

turación que afecta a todo el conjunto, inyectándose posteriormente y a su favor rocas filonianas de composición variable. Este emplazamiento se realiza con carácter tardío durante el Pérmico, Triásico y quizá hasta el Jurásico, como últimas manifestaciones.

Desde el Carbonífero hasta el Oligoceno, en la zona en concreto existe una amplia laguna, que inicialmente lleva a pensar en la no sedimentación en esta zona, durante el Mesozoico, lo que implicaría el comportamiento de umbral o área emergida para esos tiempos. Sin embargo y analizando más detenidamente, la existencia de una penillanura modelada sobre el Paleozoico, la proximidad en las Hojas colindantes de afloramientos triásicos y la ausencia del Jurásico y Cretácico así como la presencia de una penillanura pre-eocénica, hace pensar a nivel regional en una sedimentación continental para los primeros tiempos del Triásico, que se vería superada en extensión, durante el Triásico Medio y Superior, mediante la instalación de un medio marino, somero, con depósitos de plataforma carbonatados y a veces con episodios evaporíticos intercalados. Posteriores movimientos (paleokimméricos) provocarían la definitiva elevación del macizo, comenzando su denudación, que perduraría durante el Jurásico y Cretácico. Como consecuencia del efecto erosivo tendría lugar la formación de la penillanura pre-eocénica, que modelaría todo el conjunto anterior.

Es en el Oligoceno cuando, como consecuencia de los primeros movimientos alpinos (finales del Eoceno), tiene lugar la instalación de un medio continental de carácter lacustre, reducido, pero donde se deposita una potente serie de depósitos cuyas características litológicas son función de la estabilidad tectónica regional.

En los comienzos del Mioceno tiene lugar una etapa compresiva que afectaría al Oligoceno, seguida de una fase distensiva que origina la Depresión del Vallés, delimitada por las actuales Cordilleras prelitoral y litoral, quedando cerrada en su parte más oriental, por el que podría denominarse «Umbral de Massanet».

En el Mioceno se instala un régimen continental de tipo fluvial, rellenándose la Depresión del Vallés de depósitos torrenciales, tipo «alluvial fan» y «braided», colmatándose a finales del Pontiense. Al mismo tiempo tienen lugar una serie de movimientos que afectarían a esos materiales. Paralelamente y como consecuencia de la actividad tectónica de fracturación, comienza a manifestarse a favor de las discontinuidades y en diferentes puntos, un vulcanismo de tipo basáltico. En Hostalric aparecen los primeros focos de emisión, así como en sus proximidades (Sean Corneli) y quizá en otros puntos, aunque se carece de datos para tal afirmación.

A principios del Plioceno la actividad tectónica continúa y es acompañada de un vulcanismo de iguales características, creándose una serie de focos emisores en la zona de Massanet y la Esparra. Es entonces cuando parte del llamado «Umbral de Masanet» sufre un hundimiento como consecuencia

de la formación de discontinuidades NE-SO, creándose la Depresión de la Selva e instalándose posteriormente, a finales del Plioceno, un medio continental de carácter fluvio-lacustre que va rellenándose de depósitos arenosos, tipo arcosa y arcillosos procedentes de la denudación de las zonas próximas.

Durante el Cuaternario parece haberse alcanzado una estabilidad tanto tectónica como volcánica, y es entonces cuando comienza el modelado. Las condiciones climáticas, así como la presencia del macizo del Montseny, de fuerte relieve, dan lugar a la formación de importantes depósitos de piedemonte tipo coluvión y conos de deyección, así como depósitos periglaciares. Paralelamente tiene lugar el encajamiento de una red fluvial, normalmente a favor de las discontinuidades, que llegan en algunos casos a denudar gran parte de los depósitos infrayacentes. En el Holoceno queda definitivamente instalada la red fluvial, terminándose de configurar el relieve y sólo en determinadas zonas (Caldas de Malavella) parecen manifestarse débiles movimientos de origen tectónico, así como una actividad volcánica de tipo hidrotermal.

5 PETROLOGIA

5.1 ROCAS IGNEAS

5.1.1 ROCAS PLUTONICAS

Casi el ochenta por ciento de la Hoja está constituida por un macizo granítico, en el que se han distinguido las siguientes unidades petrológicas:

1.º Granodioritas y granitos biotíticos

Son las que mayor representación superficial tienen, formando parte tanto de la cordillera Prelitoral (macizo Montseny-Gulleries) como de la Cordillera Litoral (Sierra del Montnegre), condicionando en esta Hoja la Depresión del Vallés.

2.º Granodiorita porfídica

Aflora en el ángulo SE de la Hoja, en los alrededores de Blanes y Tordera, y de características similares a la anterior unidad.

3.º Leucogranitos

Se trata de un complejo ácido que aflora en la parte oriental de la

Hoja, extendiéndose desde las proximidades de Blanes hasta las sierras próximas a la Esparra. El tamaño de grano que estas masas presentan han permitido una diferenciación en dos unidades: grano medio y grano grueso. Una de las características es la forma del afloramiento, ya que aparecen a veces como pequeñas manchas intruidas dentro de la masa granodiorítica. La mayoría de las veces constituyen las zonas topográficas más elevadas.

Todo el conjunto petrológico, se caracteriza, como ya se ha expuesto, por su origen postectónico de edad postviseense y pretriásica, ya que en zonas próximas se observa cómo el Buntsandstein se apoya sobre los granitos sin encontrarse afectado por ellos y estos a su vez afectan a los materiales paleozoicos más modernos viseenses en facies «Culm». CHESSEX et al (1965) han datado radiométricamente, mediante el método Potasio/Argón en biotitas, los granitos del área de Palafrugell-Palamós, obteniendo una edad de 270×10^6 años (postwestfaliense), lo que corrobora las hipótesis planteadas a partir de las observaciones de campo.

5.1.1.1 Granodiorita y granito biotítico ($c_3\gamma m_b^s$)

Es la masa que mayor representatividad tiene en la Hoja. El motivo de haber agrupado en una sola unidad ambos tipos de granito, obedece a la no diferenciación de visu de estos materiales, ya que tanto las características mineralógicas, forma de presentarse, textura, etc., resultan idénticas, aunque al microscopio sí se ha establecido la diferenciación.

De visu se trata de una masa bastante homogénea, gris, en general muy alterada y donde la presencia de abundante biotita es el factor de reconocimiento más positivo a la hora de su diferenciación. También se observa, en corte, la existencia de un pequeño cortejo filoniano de no más de cincuenta centímetros de espesor, así como la presencia de gabarros, formados por concentraciones de micas. A escala regional este conjunto se completa con un complejo filoniano de composición variable.

A nivel microscópico el tamaño de grano es bastante homogéneo (medio) siendo los componentes fundamentales el cuarzo, la plagioclasa, la ortosa y la biotita, aunque esta última a veces aparece como accesorio en el caso de los «granitos s. s.» (muestras 59, 61, 116, 118). Otros accesorios son el circón, apatito, moscovita, opacos y a veces hornblenda.

La textura es granuda, holocristalina e hipidiomorfa, aunque a veces es inequigranular y alotriomorfa (muestras 60, 65, 73, 200 y 242).

El cuarzo, componente fundamental, presenta a veces un desarrollo poiquilítico englobando cristales plagioclasas (muestras 227 y 229) así como cristales alotriomorfos con extinción ondulante (muestras 92 y 254).

El feldespato potásico puede tener desarrollo poiquilítico englobando plagioclasas (muestras 143, 227 y 229) y a veces perfitas (muestras 66, 67 y 118).

Las plagioclasas frecuentemente están zonadas y pueden presentar fenómenos (muestras 43, 60, 242 y 245) de sausrización parciales.

La biotita suele ser uno de los minerales que aparece bien como principal o como accesorio, encontrándose a veces alterada a clorita. La moscovita está presente como accesorio junto al apatito, circón y opacos. La hornblenda aparece en algunas muestras (muestras 80, 92, 102, 134 y 208).

Los análisis químicos realizados a partir del muestreo han dado los siguientes resultados para granodiorita (muestra 336) y granodiorita biotítica (muestra 331) respectivamente.

SiO ₂	69,93	75,33
Al ₂ O ₃	16,15	14,83
Fe ₂ O ₃	2,52	1,34
CaO	2,79	2,08
MgO	1,05	0,72
K ₂ O	3,58	3,63
Na ₂ O	3,01	2,66
P. p. c.	0,96	0,20

5.1.1.2 Granodiorita porfídica (^b_p γ η ³)

Corresponden sus afloramientos a los alrededores de Blanes y Tordera, no destacando morfológicamente de los otros grupos petrológicos.

De visu, se distingue por la presencia de fenocristales de feldespatos y plagioclasa de hasta tres o cuatro centímetros de longitud. Estos aparecen a veces muy concentrados (playa de Blanes) o diseminados (alrededores del Tordera). El contacto con la granodiorita es gradual, por lo que de visu en campo resulta muy difícil la apreciación y el establecimiento del contacto.

Composicionalmente es similar al grupo anterior, siendo cuarzo, feldespato y mica los componentes principales. Se encuentra muy alterado, por lo que la obtención de muestras es bastante difícil.

Los análisis químicos (muestra 334) han dado los siguientes resultados:

SiO ₂	73,61
Al ₂ O ₃	15,19
Fe ₂ O ₃	1,75
CaO	1,26
MgO	0,75
K ₂ O	5,07
Na ₂ O	2,63
P. p. c.	0,71

5.1.1.3 Leucogranito de grano grueso (c_2Y^3)

Los afloramientos corresponden a la parte más oriental de la Hoja, quedando limitados estos en su zona centro por el curso del río Tordera, extendiéndose hacia el norte hasta los alrededores de Massanet de la Selva y sierras circundantes. Independizada de toda esta gran masa aflora, al norte de la Hoja, en La Esparra, el borde meridional de otra gran mancha cuya mayor representación la tiene en la Hoja de Santa Coloma de Farnérs.

Morfológicamente resulta interesante destacar que estos afloramientos corresponden a zonas de topografía acusada. LLOPIS (1953), en San Feliú de Guixols, lo denomina granito pegmatítico, en base al aspecto textural que, de visu, presentan estas masas en el campo.

Se trata de un granito de color rosa, macrogranular de textura pegmatítica, con cristales de feldespato de color rosado y escasa biotita, lo que confiere un aspecto muy peculiar a todo el conjunto. Tales características son patentes en la carretera general de Tordera a Gerona y en la de Blanes a Hostalric.

Desde el punto de vista microscópico la composición obedece a la de los granitos, si bien interesa destacar la presencia ocasional de melancratos que confiere una composición más ácida a todo el conjunto.

La textura es hipidiomorfa granular, aunque puede presentarse como alotriomorfa y heterogranular.

Intervienen como minerales principales el cuarzo, el feldespato potásico y las plagioclasas. Como accesorios figuran apatito, circón, moscovita, a veces biotita y opacos.

En el feldespato potásico, aparecen fenómenos de pertitización, encontrándose dos generaciones de pertitas (muestras 63). La albita es policrostalina.

Los análisis químicos (muestra 332) han dado los siguientes resultados:

S_iO_2	45,85
Al_2O_3	14,43
Fe_2O_3	0,20
CaO	0,51
MgO	0,09
K_2O	4,47
Na_2O	3,89
P. p. c.	0,52

5.1.1.4 Leucogranito de grano medio $(c_3Y_p^3)$

Se encuentra repartido irregularmente dentro de toda la Hoja, apareciendo en forma de masas circulares o alargadas, afectando bien a la serie metamórfica o intruyendo en los otros grupos graníticos.

Son de destacar los afloramientos del Montseny, Roca Rosa en el Montnegre, Riera de Massanes, Munt Barbat y Turó del Villar. También son frecuentes pequeños afloramientos que representan apófisis de los grandes complejos ácidos anteriormente citados.

Deben señalarse, asimismo, las características morfológicas de los afloramientos, ya que por lo general su presencia coincide con zonas topográficas elevadas y de fuerte resalte.

Desde el punto de vista litológico se trata de granitos de color claro al corte, ocre en alteración, de grano medio a fino y donde se observa como componentes principales el cuarzo, feldespato y micas tipo biotita. En general están poco alterados.

Microscópicamente presentan textura granuda homogranular, alotriomorfa de grano medio a fino, a veces con tendencia aplítica (muestras 99, 103, 206, 230 y 247).

Los componentes fundamentales son el cuarzo y los feldespatos, estos últimos bien en forma de ortosa o de plagioclasa. La mica, tipo biotita, está presente en ocasiones (muestras 86, 93, 99, 104, 112, 128 y 158) como componente principal.

Como accesorios suelen encontrarse plagioclasas, apatito, circón, sericita, biotita y clorita.

El cuarzo alotriomorfo, con extinción ondulante (muestras 104, 125, 158 y 206), aparece generalmente poco deformado. Algunos granos presentan estructura gráfica (muestra 95).

El feldespato potásico, alotriomorfo, frecuentemente peritítico o microperitítico (muestras 86, 95, 128, 206 y 246), aparece en ocasiones maclado según Carlsbad (muestras 95 y 128). En las plagioclasas se observan maclas (muestra 206) o zonación (muestra 95), aunque no siempre se pone de manifiesto.

La biotita es escasa y cuando existe tiene tendencia de hipidiomorfa a alotriomorfa (muestras 125, 222, 230, 236 y 240). En general hay que destacar la ausencia de máficos.

Desde el punto de vista geoquímico todo el complejo ácido, constituido por los leucogranitos, se caracteriza por su riqueza en volátiles, una composición muy alcalina, y un enriquecimiento en fases alúmina y elementos de diferenciación magmática tardía.

Los análisis químicos (muestra 335) han proporcionado los siguientes resultados:

SiO_2	76,37
Al_2O_3	13,43
Fe_2O_3	0,68
CaO	1,07

MgO	0,36
K ₂ O	4,69
Na ₂ O	2,77
P. p. c.	0,61

5.1.2 ROCAS HIPOBISALES (DIQUES Y FILONES)

Dentro de la masa granítica aparece un cortejo filoniano de composición muy variada, motivo por el cual ha sido necesario agruparlos con el fin de simplificar la cartografía.

La edad de emplazamiento de estas masas resulta difícil de precisar, al no existir criterios de campo válidos para el establecimiento de tal datación, MARCET, J. (1948) habla del Pérmico y Triásico como los momentos principales de emplazamiento del cortejo filoniano y CHESSEX et al (1965) mediante dataciones radiométricas en Palafrugell y Palamós obtienen una edad de 185 M. A. para los Lamprófidos, considerados como los más modernos de todos.

La orientación preferente de los diques y filones es NE-SO, aunque existe alguno de dirección conjugada. Estas direcciones aparecen generadas como consecuencia de una fase de distensión del batolito granítico, que son aprovechadas posteriormente para el emplazamiento de los diques. Otras características de este complejo filoniano es su relación con las masas de tipo granodiorita, ya que es en este tipo de granitos donde mayor densidad de filones se presentan, si bien en el resto también aparecen con características similares aunque en menor proporción.

A continuación se pasa a exponer las características petrográficas de cada uno de los grupos considerados:

5.1.2.1 Lámprofidos (FL³⁻⁴)

Muy frecuentes, aunque de pequeñas dimensiones, apenas se han distinguido cartográficamente.

De visu se trata de rocas oscuras, muy alteradas, de aspecto terroso, lo que dificulta la toma de muestras. Al microscopio presentan textura holocristalina, con minerales principales tales como: plagioclasas, moscovita, cuarzo y biotita, con presencia de caolín y sericita con elevado grado de alteración (muestra 212). Entre los accesorios se distingue apatito, epidota y minerales opacos.

Se localizan en la Sierra del Montnegre y en las proximidades de Blanes, así como en numerosos puntos, aunque con características geométricas muy reducidas.

5.1.2.2 Pórfidos de composición granodiorítica (FO γ η ³)

Son bastante abundantes, sobre todo en los alrededores del macizo del Montseny (zona de Arbucias).

Presentan textura holocristalina, heterogranular, porfídica, con cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita como minerales principales. El apatito, circón y opacos se encuentran entre los accesorios, pudiendo aparecer calcita (muestra 87) o también hematites (muestra 204).

Los fenocristales corresponden a la plagioclasa, aunque puede haberlos de cuarzo (muestra 256) con golfos de corrosión. La biotita suele aparecer bastante cloritizada y la moscovita, cuando está presente, debe proceder de la alteración de los feldespatos.

5.1.2.3 Pórfidos de composición monzonítica a monzosienítica (FO μ - μ χ ³)

Son poco representativos. Presentan una textura alotrimorfa y porfídica (muestras 2 y 51). Los componentes principales son el feldespato potásico y la plagioclasa. Entre los accesorios destacan el apatito, epidota, biotita, clorita, actinolita, esfena y minerales opacos.

Los fenocristales de feldespatos (ortosa y plagioclasa) crecen englobados por cristales en mosaico de la misma composición. Se observa también intercrecimiento gráfico de cuarzo y feldespato potásico.

5.1.2.4 Pórfidos de composición diorítica a cuarzodiorítica (FO η - η q ³)

Son bastante frecuentes dentro de la masa de leucogranitos, distinguiéndose dentro de este grupo pórfidos cuarzo-monzodioríticos (muestras 8, 215, 220 y 224), pórfidos dioríticos (muestras 36, 175, 207 y 261) y pórfidos cuarzo-dioríticos (muestras 14, 15, 130, 175, 202 y 203).

Los pórfidos cuarzo-monzodioríticos presentan textura holocristalina y heterogranular con cuarzo, plagioclasas, ortosa y biotita como minerales principales. Entre los accesorios se encuentran el apatito, circón, esfena, epidota y opacos en general. Es de destacar el alto contenido de plagioclasa, que a veces se presenta en cristales hipidiomorfos, tanto en la matriz como en los fenocristales.

Los pórfidos dioríticos presentan, unos, textura holocristalina heterogranular porfídica y otros hipidiomorfa granular con tendencia a porfídica. La plagioclasa es el componente mineralógico principal. Entre los accesorios aparecen anfíbol, apatito, sericita, epidota, biotita, clorita por alteración de esta última y sericita. Se observan fenómenos de sausriritización. Las

plagioclasas destacan como fenocristales dentro de la matriz, que también está formada por plagioclasas así como por anfíboles.

Los pórfidos cuarzodioríticos suelen presentar textura holocristalina, heterogranular, porfídica, siendo la plagioclasa el componente mineralógico principal. Apatito, epidota, hematites y magnetita destacan entre los accesorios. Presentan en general un alto grado de alteración y se observa también fenómenos de sausrización.

5.1.2.5 Granófidios, felsófidios y microgranitos ($FO_q\gamma^3$)

Son los más abundantes y se encuentran repartidos en toda la masa granítica. Las dimensiones geométricas son muy variadas, encontrando diques de metros o de kilómetros de longitud. Son frecuentes en las masas granodioríticas (macizo del Montseny-Guilleries).

Los granófidios resultan quizá, dentro de este grupo, los más abundantes. Suelen presentar textura holocristalina heterogranular porfídica (muestras 28, 106, 117, 166, 167, 234 y 255) o porfídica y granofídica (muestras 25 y 26). La composición principal es de cuarzo, ortosa, plagioclasa y a veces moscovita. La biotita, junto al circón, apatito y sericita, se encuentra dentro del grupo de los accesorios.

Los felsófidios son también abundantes (muestras 10, 49, 88, 94 y 252) con textura variada alotriomorfa equigranular, esferulítica u holocristalina heterogranular porfídica. El componente fundamental es el feldespato y el cuarzo. Entre los accesorios aparecen la sericita, circón, apatito, clorita y opacos. La matriz es feldespática y los fenocristales de cuarzo. Se observan biotitas totalmente cloritizadas y estructuras esferulíticas.

Los microgranitos suelen presentar estructura porfídica (muestras 50, 251, 281 y 291) y algunos holocristalina, heterogranular alotriomórfica (muestra 232). La composición mineralógica obedece a cuarzo y feldespato, con biotita, sericita, apatito y opacos entre los accesorios. Se observan crecimientos gráficos de cuarzo, así como intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato potásico. A veces, junto a los fenocristales de plagioclasa aparecen grandes cristales de biotita.

5.1.2.6 Pórfidos graníticos de feldespato alcalino-microsienita ($FO\gamma A-\chi^3$)

Son escasos. Presentan textura porfídica y alotriomórfica (muestras 3, 22 y 283) o alotriomorfa equigranular (muestras 5 y 33). El componente fundamental es el feldespato potásico. Cuarzo, sericita, moscovita, rutilo, circón y minerales opacos se encuentran como accesorios. El feldespato potásico se halla reemplazado por sericita y a veces con crecimiento radial (mues-

tra 33). En ocasiones se encuentran fenocristales de feldespato junto a los de cuarzo, que son más comunes; esporádicamente tienen forma ameboide.

5.1.2.7 Aplitas y pegmatitas en general (FA³)

Son muy frecuentes y su representación aparece a diferentes escalas. La composición fundamental obedece a la de los minerales que definen este tipo de roca.

Las aplitas presentan textura holocristalina, homogranular, alotriomorfa aplitica, con cuarzo, ortosa y plagioclasa como minerales principales. Entre los accesorios destacan la moscovita, biotita, hematites, apatito y epidota (muestras 83, 110, 129, 214 y 258). Las plagioclasas son hipidiomorfas, maccladas, y las ortosas presentan en ocasiones pertitas; los cuarzos ocupan posiciones intersticiales entre los feldespatos.

Las pegmatitas poseen textura gráfica (muestras 16 y 259). El cuarzo presenta un intercrecimiento, junto con el feldespato potásico, que ha cristalizado simultáneamente. El segundo es pertítico. Las biotitas forman cristales tabulares incluidos en los feldespatos y con orientaciones radiales entrecruzadas. Clorita, moscovita, epidota, así como opacos, junto al circón y apatito, son los minerales accesorios que se observan en estas rocas.

5.1.2.8 Cuarzo ($\frac{d}{c}F_q^3$)

Son muy frecuentes asociados a zonas de fractura, tanto en las rocas graníticas como en las metamórficas.

Suelen presentarse como zona de relleno de importantes fracturas hercínicas, algunas reactivadas durante los movimientos alpinos, por lo que se presenta con aspecto cataclástico y milonítico. A veces poseen moscovita y alineaciones de inclusiones líquidas, sólo apreciables al microscopio. Aparecen apatito y hematites en calidad de accesorios, acompañando a estas masas de origen hidrotermal (muestra 213).

5.1.3 ROCAS VOLCANICAS

Sus afloramientos corresponden al bloque nororiental, que delimita la falla de la riera de Arbucias y la del Tordera. Se presentan bien con carácter puntual en forma de pitones (neck) o en extensas coladas de lava precedentes de focos volcánicos agrupados.

La actividad volcánica, neógena y cuaternaria, en la provincia de Gerona aparece localizada a lo largo de los principales accidentes tectónicos. Estos, en la Hoja, corresponden a dos direcciones, NO-SE y SO-NE y son aquellas áreas donde coexisten ambos sistemas las que denuncian una

mayor actividad. Todos los autores que hasta ahora han estudiado los afloramientos volcánicos, coinciden con la relación entre tectónica y vulcanismo en la zona, apareciendo éste siempre ligado a algún accidente o discontinuidad importante.

Desde el punto de vista petrológico y de visu se trata de basaltos, de color oscuro, donde se observan abundantes cristales de olivino, a veces bastante alterados, presentando disyunción en bolas o columnar.

5.1.3.1 Vulcanismo de Hostalric

Se localiza en el castillo del mismo nombre y sus alrededores. Se observa su disposición afectando a los materiales terciarios. Existen depósitos vulcano-sedimentarios relacionados con los primeros momentos de actividad volcánica, pudiéndose diferenciar dos etapas: una inicial, con fase explosiva, y otra posterior, más calmada, correspondiente al emplazamiento de los basaltos de la chimenea (GUARDIA, 1972).

Al microscopio se trata de basaltos olivínicos de textura intergranular y porfídica, y como componentes fundamentales labradorita, augita y olivino. Entre los accesorios figuran ceolitas iddingsitizadas y magnetita (muestras 171 y 172).

El olivino tiene tendencia de hipidiomorfo a alotriomorfo. Aparecen microlitos de plagioclasa orientados, apreciándose vacuolas de desgasificación rellenas por ceolitas. Destacan también fenocristales de clinopiroxeno.

Tanto GUARDIA (1972) como DONVILLE (1976), en base a criterios de campo y de laboratorio (paleomagnetismo) asignan la edad de comienzo del vulcanismo en esta zona al Pontiense, continuando la actividad hasta el Villafranquiense, aunque no existe ningún criterio que permita tal afirmación, ya que los depósitos cuaternarios encontrados no están afectados por este vulcanismo.

A poca distancia de Hostalric, en San Corneli, y directamente sobre granito, existe otro neck de características similares que aparece alineado con el anterior, según dirección NO-SE, por lo que es fácil pensar que estén relacionados con la fractura del río Tordera. Corrobora esta afirmación el hecho de encontrar pequeñas emisiones basálticas a lo largo del curso del Tordera hasta su desembocadura (Can Mar y Turó de Montells).

5.1.3.2 Vulcanismo de Massanet de la Selva

Constituye la zona con mayor número de focos de emisión, lo que unido a la disposición en coladas de los basaltos motivan una extensa mancha que se extiende por debajo de los depósitos pliocénicos y los aluviones cuaternarios.

Estas manifestaciones volcánicas están relacionadas con la existencia

de los dos sistemas de fracturas que, en este área, condicionan la Depresión de la Selva. Quizá la falla de Santa Coloma de Farnérs se trate de la discontinuidad más importante, como se deduce de la cartografía y de los focos volcánicos encontrados, ya que se denuncia una alineación de éstos según dirección general NO-SE, que coincide con la de la fractura antes citada. Por todo ello se puede hablar de una relación entre fracturación y emisiones volcánicas que tuvieron lugar a principios del Plioceno.

Las emisiones basálticas se manifiestan en forma de coladas disponiéndose sobre una topografía suave, lo que lleva a pensar en la preexistencia de una superficie de erosión o al menos de un relieve senil que se vio modificado posteriormente por los movimientos que condicionaron la Depresión de la Selva.

Los estudios al microscopio denuncian una composición de tipo basalto olivínico con textura intergranular o hipocristalina porfídica, microlítica y mialopilitica, con plagioclasas (labradorita) y olivino como componentes principales, encontrándose este último muy iddingsitizado formando fenocristales (muestra 46). Los cristales de plagioclasa están orientados según el flujo (muestra 45).

La actividad volcánica en la zona no fue constante, sino que debieron existir interrupciones, como lo demuestran la presencia de paleosuelos entre coladas de lava (talud de la carretera, a la salida de la autopista en dirección a Massanet). Igualmente se pueden observar allí niveles brechoides con cantos de basalto, lo que lleva a pensar en la existencia de una serie de ciclos volcánicos interrumpidos en el tiempo.

Este vulcanismo corresponde a una etapa de fracturación que comenzaría ya a finales del Mioceno; DONVILLE (1976) al igual que en Hostalric. Posteriormente y a principios del Plioceno comenzaría la fase álgida eruptiva, creándose una serie de focos emisores relacionados con las discontinuidades principales. Tales manifestaciones quedarán en parte atenuadas al crearse la Depresión de la Selva e instalarse un régimen continental, cuyos depósitos irían cubriendo las zonas más deprimidas.

5.1.3.3 Vulcanismo de Las Mallorquinas

Junto a este lugar y alineado según dirección NE-SO, aparece una serie de focos emisores tipo neck, que destacan sobre los depósitos pliocénicos del entorno, conteniendo cantos de basaltos, lo que hace pensar que se trata de un vulcanismo relacionado con fases de fracturación iniciales, es decir, anteriores a la de dirección NO-SE. Si bien en cuanto a extensión de afloramientos carecen de importancia, no así desde el punto de vista tectónico, ya que ponen de manifiesto, claramente, la relación entre fracturas y vulcanismo. En la cartografía se observa cómo todos los focos se encuentran perfectamente alineados según una discontinuidad en el basamento granítico.

Desde el punto de vista petrográfico, al igual que en los anteriores, se trata de basaltos olivínicos; la tectura es intergranular con tendencia a porfídica (muestra 55); está formado por labradorita, olivino, augita e iddingsita (muestra 179) y leucita entre los accesorios, observándose el olivino casi totalmente iddingsitizado.

Se supone para este vulcanismo una edad Pontiense, por las razones anteriormente expuestas.

5.1.3.4 Vulcanismo de La Esparra

Al norte de la Hoja y en la localidad así denominada, se observa la presencia de coladas de lava que se apoyan sobre el zócalo granítico, así como brechas volcánicas y una chimenea volcánica. Las características petrológicas resultan similares a las otras zonas (muestra 56).

Resulta interesante destacar los pequeños afloramientos volcánicos existentes de forma diseminada por los alrededores. Se trata de pequeños neck que atraviesan el granito sin apenas representación cartográfica, y que sólo denuncian una actividad volcánica incipiente consecuencia de una fase de fracturación que tuvo lugar a finales del Mioceno (Pontiense) o quizá principios del Plioceno. Tal afirmación parece ser corroborada por los depósitos pliocénicos que se apoyan directamente sobre las coladas de lava y que contienen cantos de basalto, de ahí que se les asigne esa edad, si bien pudieron continuar a principios del Plioceno en relación con el accidente de Santa Coloma de Farnés. DONVILLE (1976) opina que se trata de un vulcanismo finimioceno isócrono con el vulcanismo de Massanet y relacionado con fenómenos de hundimiento del macizo granítico.

5.1.3.5 Vulcanismo de San Mauricio

Entre Caldas de Malavella y Vidreras existe una chimenea volcánica cuya composición petrográfica es similar a las anteriores (basaltos olivínicos), pero cuya actividad hay que asociarla probablemente con el vulcanismo de Caldas de Malavella.

Este neck rompe y destaca morfológicamente del zócalo granítico y no existe ningún criterio para su datación, aunque sí se correlaciona con el volcánico aflorante en Can Fregu, cerca de Vidreras, en la carretera a Llagostera, que es anterior a los depósitos pliocénicos, le correspondería una edad Pontiense-Plioceno Inferior: En el caso de correlacionarlo con el vulcanismo de Caldas, resultaría tener una edad de Plioceno Inferior, por lo que parece acertado asignarle esta edad.

5.2 ROCAS METAMORFICAS

En los apartados correspondientes de Estratigrafía, Tectónica, etc., se han expuesto las características tanto litológicas como estructurales que se de-

rivan del proceso o procesos metamórficos por los que la serie sedimentaria paleozoica se ha visto afectada. No obstante, inicialmente se distinguen dos tipos de metamorfismo: regional y de contacto.

5.2.1 METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales Cambro-ordovícicos (CA-O) e ígneos precoces (gneis cuarzofeldespáticos) del Montseny (Gualba-Breda) fueron afectados por una deformación intensa con metamorfismo regional que alcanza la facies de las anfibolitas almandínicas.

5.2.1.1 Gneis cuarzo feldespático ($N_4^h \zeta^2$)

En la zona de Breda, en la carretera hacia Arbucias y en el camino hacia el Castillo de Montsoliú, afloran unos materiales que «de visu» son de colores claros, y en los que se reconoce un bandeo oscuro cuya composición corresponde a gneises cuarzo feldespáticos.

Composicionalmente están formados por cuarzo, feldespato potásico y biotita, apareciendo como accesorios circón, turmalina y opacos. La textura es gneísica, lepidoblástica y granoblástica (muestra 111). Otras veces sólo se observa una orientación motivada por la naturaleza aplítica de estos materiales (muestras 135, 140 y 141). Por su textura, composición y génesis se les considera como ortogneises.

Todo el conjunto parece ser una intrusión sintectónica, que provoca en algunas zonas (Osor) un efecto térmico sobre la serie suprayacente, VAN DER SJIP (1951). La posición estratigráfica resulta algo compleja, aunque se debe tratar del término más bajo en la columna.

5.2.1.2 Esquistos andalucíticos y esquistos micáceos (CA-ξ)

Situados por encima de los niveles gneísicos, se encuentra una serie monótona de esquistos andalucíticos (muestras 142, 143, 144, 145, 150, 151 y 152), con cordierita y a veces estaurólita (muestra 148).

Ocasionalmente, como en la riera de Massanas, se denuncian en estos esquistos, con andalucita y cordierita, la presencia de sillimanita (muestras 162, 163 y 164), mineral posiblemente de carácter postectónico relacionado con el efecto térmico de la masa intrusiva tardía, aunque pudiese estar relacionada su génesis con fases tardías del metamorfismo regional.

En muchas muestras se observa que la esquistosidad de flujo está crenulada y existe una recristalización de micas (biotita y moscovita) en los planos de los micropliegues, creciendo paralelamente a ellos y observándose en las charnelas crecimiento mimético de las mismas.

La asociación mineralógica encontrada denuncia una facies del tipo de las anfibolitas, de metamorfismo regional de baja presión.

5.2.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

Las transformaciones metamórficas en esta región comprenden dos episodios:

El primero, de tipo regional, origina la orientación de biotitas según la dirección de la primera esquistosidad.

Posteriormente y en un segundo episodio a este metamorfismo regional de débil intensidad, se superpone un metamorfismo de contacto, cuyas primeras etapas deben ser sincrónicas con la 2.^a fase de deformación, ya que se encuentran poiquiloblastos de cordierita que presentan sombras de presión y una esquistosidad interna (girada con respecto a la esquistosidad de la matriz), así como la curvatura de la segunda esquistosidad alrededor de los porfidoblastos. En esta etapa se formaron nuevos cristales de biotita, normalmente dispuestos en los planos que definen la segunda esquistosidad, resultando ésta más penetrante y produciéndose fenómenos de trasposición.

Los cristales de biotita postectónica indican que los procesos metamórficos continuaron una vez concluida la deformación, es decir, se pone de manifiesto la presencia de un metamorfismo térmico provocado por la intrusión granítica y que motivaría la presencia de minerales micáceos.

El metamorfismo de contacto afecta indistintamente a las unidades deformadas en la serie paleozoica y aparece como consecuencia de las intrusiones graníticas de carácter postectónico.

Las rocas de tipo pelítico, una vez sufrido este proceso, se presentan como esquistos moteados o nodulosos (muestras 268, 282 y 284), las cuarcíticas se transforman en rocas granoblásticas (muestra 272), resultando las paragénesis encontradas propias de facies de las corneanas hornbléndicas.

Las rocas carbonatadas y calcosilicatadas, en su composición mineralógica inicial se transforman en un amplio espectro que fluctúa desde los mármoles hasta corneanas con silicatos cálcicos (muestras 320 a 323), granatitas y corneanas anfibólicas y epidóticas. La paragénesis encontrada denuncia un grado de metamorfismo térmico bastante elevado, perteneciente a la facies de las corneanas hornbléndicas y a veces a las corneanas piroxénicas.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja estudiada no se ha observado la presencia de explotaciones importantes desde el punto de vista minero. No obstante, podrían existir

indicios de mineralizaciones en las rocas filonianas y concretamente en las emplazadas dentro de la masa granodiorítica, al ser la que presenta mayor frecuencia y desarrollo del cortejo filoniano.

Con carácter diseminado la mayor posibilidad de concentración de minerales ha de buscarse dentro de la masa granítica en los complejos más ácidos (leucogranitos), ya que son ricos en volátiles, más alcalinos, y están enriquecidos en fases alúmina y elementos de diferenciación magmática tardía.

Cabe destacar como proceso de explotación la extracción de mármoles en Gualba. Tal explotación resulta ser la más importante de toda la zona.

Los materiales canterables más importantes se pueden agrupar en dos grandes grupos. Áridos naturales (gravas y arenas) y áridos de trituración (basaltos y granitos).

La explotación de áridos naturales es muy frecuente a lo largo del curso del río Tordera, desde San Celoni hasta Blanes, así como en las rieras tributarias más importantes (Arbucias, etc.).

Los áridos de trituración, que han sido y actualmente son objeto de intensa explotación, son los basaltos, utilizados como capa de rodadura. Las explotaciones más importantes corresponden a los alrededores de Massanet de la Selva, La Esparra y San Corneli. El granito también ha sido empleado, con este fin, aunque en menor proporción, ya que la gran alteración in situ (10 a 20 m.) que presenta, no permite su aprovechamiento, explotándose únicamente en zonas muy concretas. En ocasiones es y ha sido utilizado como árido natural debido a su alto grado de alteración.

Es frecuente encontrar zonas canterables en filones cuya explotación resulta muy reducida y en la mayoría de las veces están abandonadas.

6.2 HIDROGEOLOGIA

Las características litológicas de la Hoja permiten, en una primera observación, la distinción entre un macizo cristalino y una orla metamórfica impermeables y un Terciario-Cuaternario detrítico, permeable por porosidad intergranular.

Las zonas óptimas para explotación de aguas resultan ser las llanuras aluviales del norte de la Hoja, así como la existente a lo largo del río Tordera hasta su desembocadura, si bien en esta última zona cualquier explotación ha de hacerse cuidadosamente y bajo control por la influencia de la interfase agua dulce-agua salada.

Los materiales terciarios (Mioceno y Plioceno) en un primer reconocimiento pueden considerarse permeables, si bien la explotación de las aguas subterráneas debe ser bastante irregular al estar condicionados los acuíferos por los frecuentes cambios laterales de facies que se observan en los materiales.

Respecto al macizo granítico, el carácter impermeable que la roca confiere al conjunto puede variar, dado el intenso grado de alteración «in situ» de éste (hasta 20 m.) lo que puede, dadas las precipitaciones anuales en la zona, dar lugar a la presencia de aguas subálveas explotables en pequeños e irregulares caudales.

7 BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA, R. (1899).—«Rocas eruptivas de la provincia de Barcelona». *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*, pp. 359-369.
- ALMERA, J. (1884).—«Excursión al Montseny y descripción física de sus faldas y cumbres, época de su levantamiento final». *Barcelona Imp. J. Sepus*, pp. 1-26.
- (1907).—«Estudio de un lago oligocénico en Campins». *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*. Tomo 6, pp. 11-26.
- (1909).—«Ensayo de una síntesis de la evolución geológica de la Comarca de Barcelona». *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*, tomo 8, núm. 4, pp. 41-53.
- (1913).—«Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona, región quinta del Montseny Vallés y Litoral con explicación de la misma».
- (1915).—«Mapa Geológico de la provincia de Barcelona, descripción fisiogeológica de Tordera y sus Valles». *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*, pp. 365-371.
- (1915).—«Algo sobre las rocas eruptivas del NE de Barcelona». *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*, pp. 415-452.
- «Otra prueba de la invariabilidad de la fauna silúrica del oeste de Europa en la dirección NE a SO». *Mem. 1er. Congreso de Naturalistas Españoles*, pp. 1.900-1.909.
- «Época del levantamiento del Montseny fijada por los depósitos de cemento de Campins». *SL. SL.*, pp. 381-384.
- «Un reconocimiento de los terrenos terciarios de las comarcas occidentales bañadas por el Mediterráneo». *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*, pp. 8-1.907.
- ALMERA, J., y FAURA SANS (1918).—«Enumeración de las especies fósiles de los terrenos paleozoicos de la provincia de Barcelona».
- ANADON, P. (1973).—«Estudio stratigráfico y sedimentológico de los afloramientos terciarios de Campins (Barcelona)». *Tes. Licenc. Dpt. Estrat. Univ. Barc.*
- ASHAUER, H. (1934).—«Die ostliche endigung der Pyrenaen». *Adh. Gess. Wiss. Göttingen Math.*, tomo 3, vol. 10, pp. 1.285-1.397.
- ASHAUER, H., y TEICHMULLER, R. (1946).—«Origen y desarrollo de las Cordilleras Variscas y Alpídicas de Cataluña». *Publ. Extr. Geol. Esp.*, pp. 7-95.

- BARROIS, CH.—«Observations sur le terrain devonien de la Catalogne». *Ann. de la Soc. Geol. du Nord*.
- (1901).—«Note sur les graptolites de la Catalogne et leurs relations avec les étages graptolitiques de France». *Bull. de la Soc. Geol. de France*.
- BATALLER, J. R. (1925).—«Notas mineralógicas de Cataluña». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo 25, pp. 368-371.
- (1926).—«Yacimientos de vertebrados fósiles miocénicos de Cataluña». *Cong. Geol. Inter.*, pp. 1.009-1.015.
- CALDERON, S.; FERNANDEZ NAVARRO, L., y CAZURRO, M. (1907).—«Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, IV, pp. 160-489.
- CALVET, J. (1973).—«Esquema morfológico de la Costa Catalana». *Act. Geol. Hisp.*, tomo 8, núm. 4, pp. 125-130.
- CAREZ, L. (1910).—«Sur quelques points devue de la géologie du Nord de l'Espagne». *Bull. Soc. Geol. France*, tomo X.
- CARRERAS, J. (1974).—«Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas de la zona del cabo de Creus». Secretariado de publicaciones. *Intercambio científico y extensión universitaria*, pp. 3-9.
- CARRERAS, J., y SANTANACH, P. F. (1973).—«Micropliegues y movimiento en los cizallamientos profundos del cabo de Creus». *Est. Geol.*, volumen XXIX, núm. 5.
- CASTELLS, J. V. (1965).—«La flora terciaria catalana y la seva adaptació al quaternari». *Bol. Sec. Est. Centr. Exc.*, pp. 30-35.
- CID, J. (1954).—«Entre el Vallés y la Plana de Vich». *Ibérica*, pp. 429-434.
- COY-YLL, R.; GUNN, B. M., y TRAVERIA-CROSS, A. (1974).—«Geochemistry of the Catalanian Volcanics, Spain». *Act. Geol. Hisp.*, tomo IX, núm. 4, pp. 127-132.
- CRUSAFONT PAIRO, M. (1950).—«Datos para la biogeografía del Mioceno del Vallés-Penedés». *Arrahona*, pp. 49-55.
- (1955).—«El Burdigaliense continental de la cuenca del Vallés-Penedés». *Mem. I. G. Dip. Prov. Barcelona*, pp. 1-272.
- (1956).—«Análisis bioestratigráfico de las faunas de mamíferos fósiles del Vallés-Penedés». *Conf. Inst. Lucas Mallada*, pp. 73-100.
- (1959).—«La segunda fase transgresiva en el Vindoboniense del Vallés-Penedés». *Not. Com. IGME*, núm. 55, pp. 3-16.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1954).—«Sinopsis estratigráfico-paleontológica del Vallés-Penedés». *Arrahona*, pp. 1-14.
- CHEVALIER, M. (1926).—«Sur la physiographie de la Catalogne orientale les formes topográfiques et leurs relations avec la structure geologique». *Bull. Catal. Hist. Nat.*, 2.ª ser., vol. VI, núm. 1-2, pp. 27-51.
- (1932).—«Note sur la geologie de la catalogne pendant l'ère primaire». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, pp. 147-176.
- CHESSEX, R.; DELALOYE, M.; KRUMMENACHER, D., y VUAGNAT, M. (1965).

- «Sur l'âge des roches granitiques de la région Palamós-Palafrugell (Costa Brava)». *Bul. Suisse Mi. Petr.*, pp. 15-17.
- DONVILLE, B. (1973).—«Geologie néogène et âges des eruptions volcaniques de la Catalogne orientale». *Tesis doctoral*. Toulouse.
- (1976).—«Geologie néogène de la Catalogne orientale». *Bull. B. R. G. M.*, Sec. IV, núm. 3, pp. 177-210.
- ELIAS, J. (1925).—«Notas geológicas de Cataluña». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo 25, pp. 271-282.
- FAURA, M. (1913).—«Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 5-202.
- (1919).—«Condicions estructurals del terreny en la caracterizació de les comarques catalanes». *Extrt. Bull. C. Ex. Catalunya*, pp. 1-26.
- (1922).—«Carte geologique de la Catalogne». *Extrt. du compte rendu XIII Congres. Geol. Intern.*, pp. 1.553-1.538.
- FAURA y SANS (1909).—«Graptolites citados en Cataluña». *Mem. R. Soc. Esp. Hist.*, tomo 6, pp. 45-65.
- (1923).—«Das alter des granitsteine Kataloniens». *Zeitschr. Deuts. Geol. Ges. B. D.*, pp. 38-44.
- FONTBOTE, J. M. (1954).—«Sobre la evolución tectónica de la Depresión Vallés-Penedés». *Museo ciudad Sabadell, sp. Arrahona*, pp. 1-37.
- (1954).—«Las relaciones tectónicas de la Depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro». *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 281-310.
- FONTBOTE, J. M., y JULIVERT, M. (1954).—«Algunas precisiones sobre la cronología de los movimientos hercinianos en Cataluña». *C. R. XIX Sess. Congr. Geol. Int.*, fasc. 15, pp. 575-591.
- FONT y SAGUE (1908).—«Troballa de la Tremolita a Gualba (Montseny)». *Bull. Inst. Cat. H. Nat.*, pp. 1-94.
- (1908).—«Carta geológica de Cataluña».
- (1926).—«Curso de geología dinámica y estratigráfica aplicada a Cataluña». *Barcelona Imp. La Neotipia*, pp. 1-370.
- GIRESSE, P. (1966).—«Rôle du continent dans la sedimentation fluviatile et cotière de la province de Barcelone». *Not. y Comp. del IGME*, núm. 80, pp. 71-84.
- GREILING, L., y PUCHMANN, H. (1965).—«Die wende silurium devon». *Am. St. Creu d'Olorde Bei Barcelona*, pp. 453-457.
- GUARDIA, P. (1962).—«Contribution a l'étude des volcans de la province de Gerone et du paleomagnetisme de leurs coulées». *Diplome d'études superieurs*, pp. 32-85.
- (1964).—«Volcans tertiaries et quaternaires de la province de Gerone et paléomagnétisme de leurs coulées». *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, VI, pp. 201-210.

- GUITARD, G. (1970).—«Le metamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrenees orientales)». *Mem. Du. B. R. G. M.*, París, núm. 63, pp. 11-22.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1972).—«Mapa geológico de España 1:200.000, Hoja núm. 35, Barcelona».
- (1953).—«Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja núm. 356, San Feliu de Guixols».
- (1974).—«Mapa geológico a 1:50.000, Hoja núm. 365. Blanes». *Plan Girona. Inédito.*
- (1974).—«Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja núm. 364, La Garriga».
- (1974).—«Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja núm. 394, Calella».
- (1975).—«Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja núm. 393, Mataró».
- JULIVERT (1954).—«Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercínianos en Cataluña». *Congr. Geol. Inter. Comptes. rendus XIX Sesión.* Argel.
- LERICHE, M. (1910).—«Note sur les poissons néogènes de la Catalogne». *Bull. Soc. Geol. de France*, tomo 10, pp. 471-474.
- LLOBET, J. A. (1947).—«El medio y la vida en el Montseny, estudio geográfico».
- LLOPIS LLADO, N. (1942).—«Estudio geológico del valle del Congost». *Imp. Casa Provincial de Caridad*, pp. 1-102.
- (1942).—«Estructura del Montseny». *Publ. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo 11, pp. 513-532.
- (1945).—«Los movimientos corticales intracuaternarios del NE. de España». *Est. Geol.*, pp. 181-236.
- (1947).—«Contribución al conocimiento de las morfoestructuras de las Catalánides». *Barcelona, Inst. Lucas Mallada*, pp. 1-372.
- (1948).—«Sobre la tectónica del granito en las sierras de Levante y Barcelona». *Est. Geol.*, tomo 4, núm. 8, pp. 187-208.
- (1951).—«Estudio geológico de los alrededores de Caldas de Malavella (Gerona)». *Speleon*, pp. 103-164.
- MARCET RIBA, J.—«Geologie du Litoral catalan et des chaines cotières qui l'accompagnent». *Geologie Mediterranee Occidentale*, vol. 1.
- (1948).—«Edad geológica de los períodos eruptivos de las Gabarras y de la Costa Brava Catalana». *Mem. R. Acad. Cienc. y Arts.*, núm. 13, pp. 385-441.
- MASACH ALAVEDRA, V., y DE VILLALTA COMELLA, J. F. (1953).—«Aportación al conocimiento de la cronología de las terrazas fluviales del NE de España», pp. 73-77.
- MAURETA, J. THOS (1931).—«Descripción física y minera de la provincia de Barcelona». *Mem. Com. Mapa Geol. España*, pp. 1-487.
- MONTOTO SAN MIGUEL (1968).—«Estudio petrológico y petrogenética de las rocas graníticas de la cadena litoral catalana». Univ. de Barcelona,

- Mineralogía de los granitos costero-catalanes. *Publ. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barna.*, vol. XXII, pp. 25-53. Barcelona.
- PANZER, W. (1933).—«Die entwicklung der teler Kataloniens». *Geol. Medt. Occid.*, pp. 1-36.
- PLAZIAT, J. C. (1968).—«Stratigraphie continental et sedimentologie l'age des couches a "Bulimus Gerundensis" (Vidal) de la province de Barcelone». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, tomo 9, núm. 1, pp. 49-55.
- PRATT (1852).—«On the geology of catalonia». *Quat Journ of the Geol. Soc. of London*.
- PUSCHMANN, H. (1968).—«Stratigraphische untersuchungen im palaoozoikum des Montseny Kataloniens Spanien». *Geol. Roschav.*, pp. 1.066-1.088.
- ROSELL, J.; OBRADOR, A.; ROBLES, S., y PALLI, L. (1973).—«Sedimentología del Mioceno del Vallés Occidental (prov. de Barcelona)». *Acta Geol. Hisp.*, núm. 1, pp. 25-29.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1930).—«Catálogo de las rocas metamórficas de la provincia de Barcelona». *Publ. Inst. Geol. Top. Barcelona*.
- (1930).—«Novedades sobre la petrología en Cataluña». *Mem. R. Acad. Cienc. Arts.*, pp. 219-226.
- (1932).—«Resumen geológico geognóstico de la Costa Brava». *Asoc. Esp. Progr. Cienc. Lisboa*.
- (1936).—«Algunos datos nuevos e interesantes sobre las rocas de los volcanes de Cataluña». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*
- SAN MIGUEL, A., y CARRERAS, J. (1971).—«Relaciones entre metamorfismo y emplazamiento del granito en el área del Cap. Gros de Palamós». *Inst. Inv. Geol. Dip. Barcelona*, vol. 26, pp. 93-117.
- SAN MIGUEL MONTOTO (1967).—«Estudio, petrología y petrogenética de las rocas graníticas de la Cadena Costera Catalana». *Trabajo inédito*, pp. 1-25.
- (1968).—«Mineralogía de los granitos costeros catalanes». *Publ. Inv. Geol. Prov.*, pp. 15-42.
- (1970).—«Acción tectónica y transformaciones mineralógicas en rocas graníticas». *Bol. Geol. Min.*, pp. 78-84.
- SANTANACH PRAT, P. F. (1974).—«Estudi tectonic del paleozoic inferior del Pirineo entre la Cerdanya y el riu Ter». *Publ. Fund. Salv. Vives Casajuana*, pp. 1-133.
- SOLE SABARIS, L. (1936).—«Notes geomorfologiques sobre les Guilleries». *Inst. Cat. Hist. Nat.*, pp. 119-129.
- (1937).—«El relieu de Montseny, de les Guilleries». *Bull. C. Exc. Catal. Barcelona*, pp. 1-19.
- (1940).—«Superficies de erosión en las cordilleras litorales de Cataluña». *Barc. Imp. Elzeviriana anales univ. Barcelona*, pp. 145-158.
- (1945).—«El mapa geológico de la provincia de Barcelona». *Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, tomo 7, pp. 43-62.

- (1948).—«Observaciones sobre el Plioceno de la comarca de la Selva». *Mem. R. Acad. Cienc. y Art.*
- (1962).—«Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense». *Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, núm. 34, pp. 359-375.
- SOLE SABARIS Y LLOPIS LLADO, N. (1939).—«Terminación septentrional de la Cordillera costero catalana». *Asoc. Est. Geol. Med. Occ.*, pp. 1-83.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978).—«Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes Landsat-1». *Rev. Tecniterrae*, núm. 22, pp. 6-16.
- TOURNON, J. (1968).—«Le volcanisme de la province de Gerone, Espagne». *Tesis doctoral, Fac. Sc. Univ. Paris.*
- (1969).—«Les roches basaltiques de la province de Gerone». *Bull. Soc. Franc. Mineralogie et Cristallographie*, pp. 376-382.
- VAN DER SIJP JW. CH. (1951).—«Petrography and geology of Montseny Guilleries». *Tesis Doct. Pres. en Univ. de Utrecht*, pp. 99-215.
- (1952).—«Petrofabric analysis of some metamorphic rocks from the Guilleries». *Proceeding koninkl neder academien van Wetenschappen*, pp. 51-58.
- VIDAL, L. M. (1866).—«Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, tomo 13, pp. 1-172.
- VILLALTA, J. F., y ROSELL, J. (1966).—«Aportaciones al estudio del Mioceno marino de la comarca del Vallés». *Acta Geol. Hisp.*, año 1, pp. 5-8.
- VILLALTA, J. F.; ROSELL, J., y OBRADOR, A. (1968).—«Una nueva aportación al conocimiento del Mioceno marino del Vallés». *Act. Geol. Hisp.*, año 1, pp. 19-21.