



IGME

333

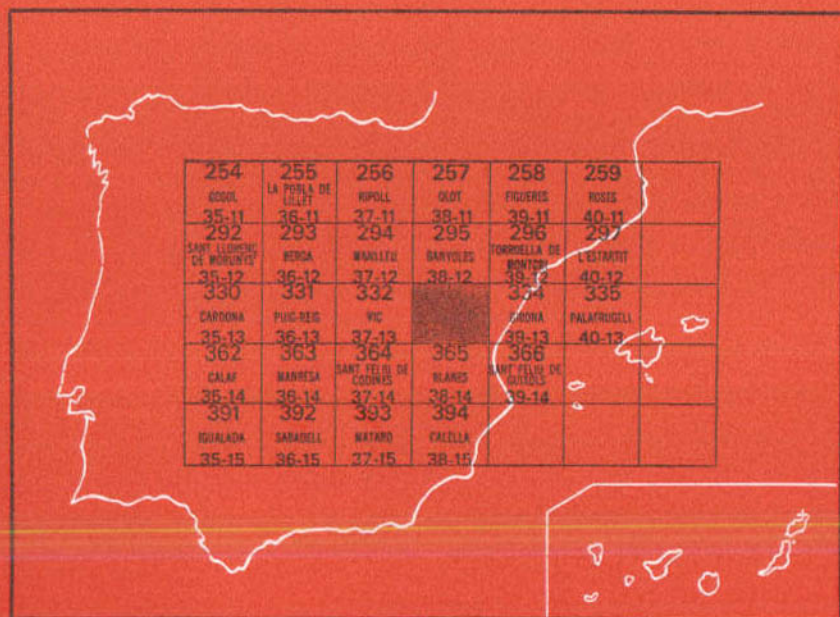
38-13

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SANTA COLOMA DE FARNERS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

SANTA COLOMA DE FARNERS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTECNIA Y CIMENTOS, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma los técnicos superiores siguientes:

En Cartografía y Memoria: Antonio Barnolas Cortinas. IGME (Metamórfico de las Guilleries); Antonio García Vélez, Alfredo Muelas Peña y Jorge Soubrier González, de GEOCISA, y Luis Pallí Buxó, de Univ. Autónoma Barcelona.

En Análisis Petrográficos: Jorge Carreras, Univ. Central Barcelona; Francisco Martínez, Univ. Autónoma Barcelona, y Cecilio Quesada y Casilda Ruiz, del IGME.

Análisis Químicos: Laboratorio de GEOTECNIA Y CIMENTOS, S. A.

Supervisión del IGME: Antonio Barnolas Cortinas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 37.147 - 1983

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

INTRODUCCION

La Hoja de Santa Coloma de Farners está situada en el suroeste de la provincia de Gerona, ocupando la parte noroccidental de la comarca de La Selva. Dentro de esta Hoja se puede delimitar dos zonas bien diferenciadas, tanto morfológica como geológicamente. Una primera zona, la occidental, de materiales exclusivamente hercínicos, con relieves abruptos y una frondosa vegetación que abarca la mitad oriental del macizo de las Guilleries, con sus vértices más elevados (Sant Miquel de les Formiges, con 1.204 m.; Sant Benet, con 1.182 m., y Sant Gregori, con 1.088 m.) y otra zona, la oriental, que ocupa la mayor parte de la depresión terciaria de La Selva, de relieves muy suaves y alturas comprendidas entre los 300 y 90 metros.

El río Ter recorre la mitad septentrional de la Hoja, de Oeste (embalse de Susqueda) a Este (Gerona). La cuenca de este río, junto con sus afluentes principales, riera de Osor y río Onyar, ocupa la mayor parte de la misma, en tanto que la parte meridional pertenece a la riera de Santa Coloma de Farners, afluente del río Tordera. Entre las poblaciones más importantes dentro de la Hoja, se puede citar, aparte de Santa Coloma de Farners, al pie de las Guilleries, a Salt, actualmente anexionada a Gerona, Caldes de Malavella, en el extremo suroriental, Sant Hilari Sacalm, en las Guilleries, y Anglés, al pie de las Guilleries, en el valle del río Ter.

Geológicamente, la presente Hoja se sitúa en la terminación NE de la Cadena Prelitoral Catalana (las Guilleries), donde afloran materiales paleozoicos (?) diversamente metamorfizados y rocas intrusivas. Aparte de estos materiales existen en la presente Hoja materiales Paleógenos de la cuenca surpirenaica que afloran en dos retazos del extremo septentrional de la misma, los materiales Neógenos del relleno de la Depresión de La Selva y varios asomos del vulcanismo reciente (Sant Dalmai, Caldes de Malavella).

De entre los trabajos más interesantes sobre la geología de este área cabe destacar los de VAN DER SIJP (1951) sobre los materiales metamórficos y graníticos de las Guilleries, los de ASHAUER y TEICHMULLER (1935), SOLE y LLOPIS (1939), LLOPIS (1947), FONTBOTE (1954a), DONVILLE (1973, 1976) y SOLE SUGRAÑES (1978) sobre la tectónica de fracturación Alpina; el de SOLE SABARIS (1948) sobre el Plioceno de La Selva, y los de AMIGO y FONT ALTABA (1966a y b, 1968), AMIGO (1967), COY-YLL et al (1966) y CAMPA et al (1974) sobre el yacimiento de Osor.

Para la confección de la Hoja se ha utilizado como documentación previa la cartografía 1:50.000 de la misma realizada por la División de Geología del IGME en el año 1971, dentro del Plan Gerona.

1 ESTRATIGRAFIA

Las áreas de la Hoja no ocupadas por rocas ígneas se reparten entre los terrenos Precámbricos (?) y Paleozoicos de la Cordillera Prelitoral y los materiales del Neógeno y Cuaternario que rellenan la Depresión de La Selva, además de los retazos de Eoceno que afloran en los cuadrantes NO y NE, que pertenecen a la cuenca surpirenaica.

En la mitad septentrional de la Hoja, aflora una serie de materiales de origen sedimentario e ígneo, afectados por metamorfismo regional de baja presión, que hemos asignado al Cambro-ordovícico (?), pero sobre cuya edad nos quedan aún dudas muy razonables. Se trata en realidad de una serie de materiales que describiremos a continuación y que son perfectamente correlacionables con los que en el Pirineo oriental han sido atribuidos al Cámbrico (Serie de Canavelles de Cavet, 1957).

A este grupo de materiales corresponderían los que forman el macizo de las Guilleries propiamente dicho y que afloran extensamente a lo largo de los valles del Ter y de la riera de Osor. Se trata de una serie predominantemente metapelítica con intercalaciones de mármoles, rocas calcosilicatadas, anfibolitas, cuarcitas y paragneises en la que se hallan interestratificados tres niveles de ortogneises leptiniticos (gneises de las Guilleries). El metamorfismo regional de baja presión (tipo Bosost de la literatura clásica) que afecta a estos materiales llega a alcanzar la anatexia en algunas partes de la garganta del Ter, en el Pasteral y de la riera de Osor, mientras que en la parte alta de la serie (Sant Gregori) no sobrepasa la facies de los esquistos verdes.

Un segundo grupo de materiales corresponden a los que afloran al norte de la garganta del Ter y al norte de Bonmatí, con un contacto tectonizado con los primeros, pero que creo discordante con ellos. Este grupo está formado por materiales vulcanosedimentarios de quimismo riolítico

a andesítico, junto a conglomerados de cantos cuarcíticos y pizarras azules a techo. Aunque no han sido datados en esta Hoja, su edad Caradoc-Asghill es segura.

Los materiales Paleógenos aflorantes, desconectados entre sí dentro de la Hoja, pertenecen a dos grupos litológicos distintos, la Fm. Pontils y la Fm. Rocacorba según las unidades litoestratigráficas de PALLI (1972).

Los materiales Neógenos y Cuaternarios de la Depresión de La Selva terminan de configurar el cuadro estratigráfico de la presente Hoja.

1.1 CAMBRO-ORDOVICICO (CA-O, CA-O_I, CA-O_{II-III}, CA-O_{IV}, CA-O_A)

Está formado por micaesquistos con intercalaciones de niveles de mármoles (CA Δ), rocas calcosilicatadas, anfibolitas, cuarcitas y paragneises (areniscas, rocas vulcanoclásticas, etc.) en el que encontramos intercalados tres niveles de ortogneises cuarzofeldespáticos leptiníticos (N_{4Y}^h) que nos delimitan, por tanto, a cuatro tramos de micaesquistos bien definidos y que han sido separados en la cartografía mediante el uso de sobrecargas en el sector de las Guilleries. Al este de la Falla de Amer no ha sido posible hacer esta delimitación.

La serie inferior de micaesquistos, o primera serie, aflora en el macizo del Puig d'Afrou desde el Pasteral hasta la riera de Osor. Está formado por un paquete de micaesquistos cuya potencia de afloramiento sobrepasa los 700 m. y que contienen importantes intercalaciones de mármoles, cuarcitas, rocas calcosilicatadas y anfibolitas. Dentro de este conjunto, que está afectado por un metamorfismo regional de facies anfibolíticas (zona de la sillimanita) abundan extraordinariamente las intrusiones de leucogranitos moscovíticos y pegmatitas, existiendo corismitas tanto en la zona de El Pasteral como en la riera de Osor, al sur del Bec de Juvell.

Los niveles inferiores de esta serie se encuentran en la zona de El Pasteral, en la garganta del río Ter, en contacto por falla con gneises del tercer nivel. Consisten en micaesquistos y mármoles, de los que existen dos niveles con un paquete de unos 5 metros de cuarcitas blancas sobre el primer nivel. Este puede observarse en la carretera de El Pasteral a Susqueda, junto a Can Blanc, y también en el camino que se dirige a Can Riera por el otro margen del Pantano de El Pasteral, donde existe un buen corte de las cuarcitas. El segundo nivel, más potente, aflora en el Coll de Gavá, junto a los afloramientos anteriores y está actualmente en explotación. En el camino de la Cellera de Ter al Pla de Roure se cortan todavía dos niveles importantes de mármoles, sobre uno de los cuales se encuentra una pequeña cantera abandonada. Otro nivel de mármoles perteneciente a

esta serie es el que se encuentra junto a la entrada del camino de acceso a la mina de Osor.

El techo de la primera serie de micaesquistos lo constituye el primer nivel de gneises que aflora paralelamente a la carretera de Osor a Anglés, al sur de ella.

Como dato importante hay que señalar que la mina de Osor mineraliza una fractura E-O dentro de los micaesquistos de esta serie y que, por tanto, existe una laguna de observación cuya importancia real no podemos valorar.

El segundo tramo de micaesquistos, que puede estudiarse perfectamente gracias a la gran cantidad de caminos forestales abiertos en la ladera norte de Santa Bárbara, es menos potente, unos 20 metros sobre la Casa Nova de Mas Coll, junto a la falla de Sant Joan de Fábreges y más de 300 metros en el camino de Anglés a Santa Bárbara. El espectro litológico existente es asimismo más pobre, tratándose de una serie de micaesquistos con intercalaciones cuarcíticas abundantes y algún que otro nivel gneísico.

El tercer tramo, menos potente todavía, aflora en el Santuario de Santa Bárbara, en Can Bosch, en la carretera de Osor a Sant Hilari Sacalm, donde existen unos niveles de anfibolitas con granate, y un pequeño asomo de este nivel aflora en el núcleo del domo gneísico del Ter, junto a Can Pas, en la carretera del Pasteral a Susqueda. La potencia del tramo estimable en el sector de Santa Bárbara es, en todo caso, inferior a los 200 metros. El espectro litológico es algo más rico, abundando los niveles de anfibolitas y los niveles calcosilicatados, aunque no hemos observado ningún nivel de mármoles.

Cartográficamente, el segundo y tercer tramo no han sido separados por quedar ya suficientemente delimitados.

El cuarto tramo de la serie de micaesquistos es el que aflora más extensamente y, asimismo el más potente, aunque en esta Hoja no se observa su límite superior. También es el que presenta más problemas interpretativos. Así, su base la constituye un tramo de metavulcanitas y micaesquistos que se apoyan junto con un nivel de mármoles constante sobre el tercer nivel de gneises en un dispositivo que recuerda al del Canigó descrito por GUITARD (1970). A continuación, la serie es predominantemente pelítica con escasas intercalaciones de cuarcita y anfibolitas, hasta que en la parte alta de la misma (cercañas del Coll de Nafre y Can Serra en el Sant Gregori), empiezan a abundar las intercalaciones de cuarcitas en niveles centimétricos a decimétricos. El espesor observable de este tramo es del orden de los mil metros.

La serie predominantemente metapelítica de las Guilleries es comparable con la serie de Canavelles del Pirineo Oriental definida por CAVET (1957) en el macizo del Canigó y que se encuentra reconocible como tal, aunque con importantes variaciones, FONTEILLES y GUITARD (1977) en todo el Pirineo Oriental.

1.1.2 CARADOC-ASGHILL (O_{31} - S_1^B)

Al norte de Susqueda, en el labio occidental de la falla de Amer, y al norte de Bonmatí, en el labio oriental, aflora una serie de materiales no metamórficos en contacto con los materiales de la serie metamórfica de las Guilleries. Este contacto está claramente tectonizado, como se demuestra con la cartografía del mismo, aunque en el detalle, por lo menos en las proximidades de la casa de las Artigues, junto al camino de acceso a ella, aparece como discordante.

El conjunto aflorante está constituido por materiales vulcanosedimentarios en la base con tobas, aglomerados y porfíroides de naturaleza riolítica a andesítica, junto a conglomerados con cantos muy heterométricos alguno de ellos con cantos excepcionales de hasta un metro cúbico, que han sido originados por un depósito de tipo gravitacional («mass flow»). Hacia el techo, los materiales vulcanosedimentarios groseros se espacian rápidamente y son sustituidos por pizarras y grauwackas (ocasionalmente con *ripples* de oscilación con colores verdes a rojo ladrillo hasta que, por último, en las cercanías de la Casa del Puig de Rajols, en Susqueda, y las casas de Pau en Bonmatí-Amer, nos encontramos con pizarras azules asimilables a las Pizarras del Avencó de PUSCHMANN (1968). La potencia de materiales observables es muy considerable, calculando una potencia de vulcanitas superior a los trescientos metros.

La edad Caradoc-Asghill ha sido interpretada por comparación con la serie Paleozoica del Pirineo Oriental y también con la serie de Las Gavarres, donde aflora una serie del Paleozoico, hasta el Devónico Inferior, mucho más completa.

1.2 Terciario

Los depósitos terciarios, ampliamente desarrollados, corresponden a materiales paleógenos afectados por la orogenia alpina, principalmente en su fase distensiva, y sedimentos neógenos que ocupan toda la zona de La Selva y se consideran pliocénicos, en ocasiones cubiertos por los materiales cuaternarios.

2.1.2 PALEOGENO

Dos pequeños afloramientos situados respectivamente al NO y al NE de la Hoja constituyen sendas representaciones incompletas de dos formaciones del Eoceno bastante separadas en la columna estratigráfica. Siguiendo las denominaciones utilizadas por PALLI (1972), quien además recopila de

forma exhaustiva las de autores precedentes, los materiales depositados en el Eoceno que afloran en esta Hoja pertenecen a las Formaciones Pontils y Rocacorba.

1.2.1.1 Formación Pontils (T_{C1-21}^{A-Ab1})

Aflora en una pequeña cuña que penetra por el NO, a la que se accede a través de un camino que parte de Rupit (Hoja de Manlleu).

Son sedimentos continentales constituidos por conglomerados, areniscas y arcillas rojo vinosas. La presencia de canales de conglomerados y areniscas intercalados en una serie limo-arcillosa roja junto a la organización interna de los mismos obliga a interpretar la serie como depositada en un medio de abanicos aluviales. La potencia observada dentro de la Hoja no sobrepasa los 50 metros.

En esta formación no se han encontrado fósiles que permitan su datación con cierta exactitud. Tan sólo el gasterópodo *Vidaliella* (*Bulimus*) *gerundensis*, VID, de amplia dispersión, el cual no nos permite una afinada cronología. Sin embargo, una cuña marina situada en la vecina Hoja de Bañolas (sector de El Far) nos permite acotar este piso como del Cuisiense-Luteiense Inferior.

1.2.1.2 Formación Rocacorba (T₂₂₋₂₃^{Ab2-Ab3})

Son sedimentos que se han depositado en un ambiente de tipo deltaico (PALLI et al, 1972) y litológicamente están constituidas por areniscas de grano medio a fino, con gran porcentaje de feldespatos en su composición. Estas areniscas aparecen sobre las margas y arcillas gris azuladas de la Formación Bañolas (ALMELA y RIOS, 1943) y constituyen la parte inferior de la Formación Rocacorba.

Se han diferenciado dos tramos: el inferior consiste en 24 m. de areniscas de grano grueso y de estructura masiva, color gris verdoso, que por alteración pasa a rosado oscuro. El principal componente es cuarzo, seguido de feldespato en una alta proporción, así como glauconita, todo cementado por carbonato.

Sobre este tramo masivo aparecen 120 m. de areniscas dispuestas en bancos de 0,20 m. mostrando una cierta estratificación. El tamaño de grano es medio a fino y el contenido en glauconita aumenta considerablemente. Son frecuentes algunas intercalaciones arcillosas, así como en la parte superior no es rara la existencia de paleocanales conglomeráticos. Litológicamente son areniscas feldespáticas de cemento calcáreo con abundancia de glauconita, de color gris oscuro. La potencia total del conjunto es de unos 145 metros.

En un sentido amplio esta formación de areniscas puede interpretarse

como depositada en la parte frontal de un aparato deltaico. Las paleocorrientes medidas demuestran que las corrientes dominantes que originaron la sedimentación procedían del E en el Bajo Ampurdán, y del E y NE en el Gironés, salvo en las proximidades del macizo de Las Gavarres, donde junto a las anteriores direcciones existen otras corrientes procedentes del SE y SO debido probablemente a los aportes laterales del macizo antes mencionado. Estas direcciones medidas de las paleocorrientes corroboran la existencia, durante el Eoceno, de un macizo productor de clastos situado al E del Golfo del Ampurdán (Macizo del Ampurdán), el cual representaría probablemente la prolongación oriental del macizo que actuó de área fuente de los clastos de las turbiditas eocénicas de los Alpes Marítimos, PALLI et al (1972).

Por los materiales que la limitan superior e inferiormente, así como la presencia de *Callianasa* cfr. *pseudonilotica*, LORENTHEY y *Harpactocarcinus punctulatus*, DESMAREST en la serie tipo, podemos datar a estos materiales como pertenecientes al Biarritziense, es decir, al Luteciense Superior en sentido amplio.

1.2.2 NEOGENO

Los materiales neógenos están representados por los sedimentos que rellenan la Depresión de La Selva, de edad Mioceno Superior-Plioceno. Se han cartografiado tres conjuntos, que se describen a continuación.

1.2.2.1 Neógeno de La Selva (Ts₁₋₂^{Bc-B})

Formado por limos arcillosos amarillentos, bien estratificados con alguna intercalación de arcillas compactas y abigarradas de colores rojizos a verdosos-azulados. Incluyen capas lenticulares con un contacto inferior erosional y otro superior plano de arenas groseras a finas, arcósicas, de color amarillento. En el sector de La Selva que ocupa esta Hoja, las capas de arena predominan sobre las arcillosas, al contrario de lo que ocurre en la zona de Palau Sacosta (Hoja de Gerona). La potencia visible es de 35 m., aunque TRILLA y PALLI (1977) estiman unos 200 m. entre El Perelló y Fornells de La Selva.

En cuanto a la edad, la bibliografía del sector data a los sedimentos lacustres de Palau Sacosta como del Plioceno Superior, aunque la datación se basa en fauna no demostrativa. VILLALTA y PALLI (1973) encontraron en los materiales arcósicos del Onyar en Gerona un molar de *Deinotherium giganteum*, KAUP, que coloca a las arcosas basales dentro del Mioceno y atribuyen al Plioceno Superior las arcillas y limos superiores.

En Caldes de Malavella, estos materiales sufren una modificación ocasionada por fenómenos geiserianos que responden a las manifestaciones tardías de la actividad volcánica que tuvo lugar en esta zona. Las arcosas,

bastante sueltas, pasan a arcosas síliceas muy compactas y cementadas por sílice procedente de infiltraciones fumarólicas. Son frecuentes las diaclasas rellenas de ópalo y calcedonia del mismo origen que la sílice cementante.

1.2.2.2 Plioceno volcánico (T_2^B v)

En las proximidades de Caldas de Malavella los materiales pliocénicos sufren algunas modificaciones a causa de manifestaciones volcánicas y geiserianas, que condicionan la existencia de arcosas con alto contenido en elementos volcánicos.

Las arcosas con componentes volcánicos afloran al SO de la población (Can Pol) y litológicamente son arenas con un alto contenido en fragmentos basálticos y, en menor proporción, graníticos y metamórficos, en capas bien estratificadas, que dibujan un conjunto de suaves pliegues. Estos sedimentos presentan una coloración rojiza amarillenta debida al alto porcentaje de productos ferruginosos existentes, originados por la oxidación en procesos de meteorización de los pequeños fragmentos basálticos, llegando en algunos casos a considerarse la roca como arcosa de cemento ferruginoso.

Cerca del afloramiento volcánico, el Plioceno se muestra con su facies observada en la comarca de La Selva, es decir arcosas con arcillas, pero englobando grandes bolos de basalto, granito y esquistos metamórficos, que a veces alcanzan 25 cm. de diámetro, lo que indica la anterioridad del vulcanismo de Caldas respecto al depósito del Plioceno. El tamaño de los fragmentos volcánicos disminuye según se sube en la serie.

1.2.2.3 Plioceno de San Gregori (T_2^B)

Está constituido por arcillas y limos de color rojo intenso, observándose algunas intercalaciones de conglomerados y areniscas que corresponden a paleocanales fluviales. Son frecuentes los cantos poco o nada redondeados procedentes de los depósitos eocénicos y esquistos metamórficos. La potencia estimada es de unos 200 metros como máximo.

1.3 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios alcanzan cierta importancia debido a la gran extensión que ocupan en la zona noroeste.

1.3.1 CONO DE DEYECCION ANTIGUO (T_2^{Bc} -Q₁Cd)

En San Marti Sapresa, se ha cartografiado un amplio depósito detrítico en forma de abanico y con zonas conglomeráticas, algo cementado. Posiblemente comenzó su formación al final del Plioceno.

1.3.2 PIE DE MONTE ($Q_{1-2}Pm$)

En las laderas de algunas elevaciones se ha originado un depósito heterométrico formado generalmente por cantos y arenas en una matriz arcillosa rojiza. El grado de cementación es muy desigual, así como la presencia de cantos, ya que cuando el material fuente es la arcosa pliocénica, el depósito es esencialmente arcillo-arenoso. Si el subyacente está formado por esquistos y granitos, como sucede en San Gregori, la presencia de cantos angulosos parcialmente encostrados es evidente.

1.3.3 CONOS DE DEYECCION RECIENTE (Q_2Cd)

En los límites de algunas zonas elevadas se han formado conos recientes sin apenas cohesión.

1.3.4 LIMOS FLUVIALES ($Q_{1-2}Lf$)

Forman una banda de amplitud variable ligada a los cursos fluviales. Suelen tener encajados diferentes niveles de terraza. En conjunto son limos arenosos pardos y grises con cantos redondeados y que en realidad son terrazas en las que los escarpes han desaparecido. Tienen un amplio desarrollo formando las llanuras de Bescanó y Gerona, y se sitúa a una cota de 9-12 m. sobre el nivel del río.

1.3.5 TERRAZAS FLUVIALES (Q_{1T_1} , Q_{2T_2})

El río Ter lleva asociado a su cauce varios niveles de terrazas, estudiadas detalladamente por PALLI (1972) en la zona de Gerona. Son formaciones limosas y arcillosas con niveles de gravas sueltas. La cementación es menor en los niveles inferiores y ya en el lecho mayor predominan cantos gruesos mezclados con arenas y limos. Las terrazas más frecuentes son las situadas entre 3 y 5 m. sobre el nivel del río y en ellas se encajan el lecho mayor del río con los depósitos de barro y cauces abandonados.

1.3.6 BARRAS FLUVIALES (Q_2B)

Son depósitos de gravas y arenas con cantos bastante grandes, así como también limos grises, situados en el lecho mayor a escasa altura sobre el curso actual del río. Temporalmente quedan invadidos total o parcialmente.

1.3.7 ARCILLAS LACUSTRES Y TURBAS (Q₂a)

Tanto en el cerro existente al SO de Caldas (Can Pol) como en la misma población existe un tramo de arcillas grises oscuras plásticas y de aspecto turboso que contienen abundantes nódulos de menilita de formas características (ninots) en los niveles inferiores y con frecuentes restos vegetales carbonizados en los niveles superiores. En estos niveles, LLOPIS (1951) cita fragmentos de vertebrados (se han reconocido *Cervus elaphus*, *Bos taurus*, *Equus asinus*, *Capreolus capreolus*, *Sus scropha*) y restos de vegetales casi en putrefacción, lo que indica que estas arcillas se depositaron en una laguna donde se habían iniciado procesos de formación de turba, y en la que existían fuentes de agua.

Estas arcillas se extienden por la población, dificultando su observación, hecho acentuado por la existencia de cultivos, aunque se han registrado en distintos pozos de la localidad. La potencia oscila entre 4 y 20 metros.

1.3.8 TRAVERTINOS (Q₂tr)

Aparecen sólo en pequeños afloramientos dentro de la población de Caldas, en el Balneario de Vichy Catalán (Puig de las Animes), en diversas plazuelas del pueblo y en el Balneario de Agua Imperial (Turó de San Grau) entre otros puntos. También se han atravesado en diversos pozos realizados en el pueblo (LLOPIS, 1951).

En algunos puntos se observan dos tramos travertínicos, uno inferior muy compacto y otro superior, más suelto, separados ambos por un nivel arcilloso a modo de lentejones, en los que se encuentran restos humanos del Neolítico. La potencia observada varía desde 1 a 8 m.

Estos travertinos están ligados a las aguas termales ya existentes durante el Cuaternario en la laguna donde se formaron las arcillas turbosas, con las que aparecen interestratificados, es decir, las aguas termales que vertían en la laguna enriquecían su contenido en carbonatos, dando lugar al travertino lacustre.

Estos travertinos, lo mismo que las arcillas turbosas, están afectados por fracturas de cierta importancia, lo que indica que los accidentes a lo largo de las cuales se han manifestado los materiales volcánicos han sido reactivados más tardíamente.

1.3.9 ELUVIAL (Q₂E)

Son depósitos que se han originado principalmente por procesos de alteración prácticamente in situ; casi siempre se han formado sobre afloramientos graníticos.

1.3.10 CAUCES ABANDONADOS (Q₂CA)

Son los antiguos cauces que han sido abandonados por los ríos para presentar su configuración actual. Sólo se han observado en el río Ter y están formados por limos arenosos grises con cantos sueltos.

1.3.11 COLUVIAL (Q₂C)

Son depósitos de elementos heterométricos con disposición generalmente caótica y ligados a las laderas, donde los procesos gravitacionales han tenido importancia y han originado la caída de una cantidad apreciable de materiales.

1.3.12 ALUVIAL (Q₂AI)

Son depósitos de arenas y limos con cantos redondeados, localizados tanto en los grandes cursos fluviales de escorrentía continua, como en el fondo de pequeños arroyos.

1.3.13 ALUVIAL-COLUVIAL (Q₂AI-C)

Es un depósito mixto formado por la acción conjunta de cursos de agua de pequeño recorrido y los procesos de alteración de laderas. Son materiales finos con alguna proporción de elementos mayores. Quedan muy definidos, principalmente en los cursos de agua que transcurren por las zonas donde afloran las arcosas pliocénicas, fácilmente erosionables, que por gravedad caen hacia el fondo del lecho fluvial.

2 TECTONICA

La Hoja de Santa Coloma de Farners está enclavada en el límite septentrional de la Cordillera Prelitoral Catalana, en una región fuertemente dislocada por la fracturación postalpina. Esta fracturación afecta a los materiales hercínicos de la Cordillera Prelitoral y al Paleógeno surpirenaico que asoma al NO y NE de la Hoja, y dio lugar a la Depresión de La Selva, rellena por materiales del Neógeno Superior, presumiblemente del Vallesiense-Turolense, basculados previamente a la sedimentación del Plioceno.

2.1 TECTONICA DE LOS MATERIALES PREHERCINICOS

Para la descripción de la deformación existente en los materiales prehercínicos hay que considerar, por una parte, a la serie metamórfica de las Guilleries, con una deformación polifásica muy intensa, con desarrollo de esquistosidad horizontal y estructuras de vergencia norte y, por otra parte, a los materiales del Caradoc-Asghill cuya deformación es sensiblemente menos intensa, aunque posee esquistosidad generalizada, muy penetrativa, con desarrollo de estructuras de vergencia sur.

2.1.1 LA ESTRUCTURA DE LA SERIE METAMORFICA DE LAS GUILLERIES

Los materiales metamórficos de las Guilleries están estructurados en dos bloques, separados entre sí por una fractura de dirección NE-SO que, desde el Pasteral transcurre hacia Osor a través del «Plà de les Bruixes». El bloque oriental está formado por una sucesión, con morfología monoclinal, de micaesquistos con intercalaciones diversas (mármoles, cuarcitas, paragneises, anfibolitas) con tres niveles de ortogneises leptiníticos en disposición estratiforme y buzamientos constantes al sur. Pocos metros por encima del tercer nivel de gneises se encuentra un nivel de mármoles, en una disposición que recuerda a la de los mármoles de la base de la Serie de Canavelles en el Canigó, GUITART (1970).

El bloque occidental está formado por un domo gneísico, en el núcleo del cual, junto a la carretera de El Pasteral a la presa del Pantano de Susqueda, y en la proximidad de la casa de Tarrats, aparecen los micaesquistos del tercer tramo. Sobre los gneises del domo de Susqueda, en realidad un arqueamiento del conjunto, puesto que el buzamiento permanece constante al sur variando de E a O de buzamiento al SE o al SO, se disponen los micaesquistos del cuarto tramo, con un nivel de paragneises vulcanosedimentarios y mármoles de base, seguidos por un potente tramo de micaesquistos y cuarcitas al techo.

Esta estructuración sencilla, monoclinal, de litomas superpuestos de metasedimentos y ortogneises leptiníticos, sólo alterada en el sector occidental, en «Sant Miquel de les Formigues», donde la estructura se verticaliza en una dirección N 170° y también, por la fracturación posterior tanto Hercínica como Alpina, es el resultado de una intensa deformación polifásica que dio lugar a un metamorfismo regional de alta temperatura (tipo Bosost) en facies anfibolítica, asociado al desarrollo de esquistosidad de flujo.

Como estructuras menores, puede observarse cómo la superficie más penetrativa, subparalela a la litología, pertenece a una esquistosidad de flujo S_2 que oblitera a una esquistosidad anterior S_1 como se pone de manifiesto en el estudio microestructural. A esta fase pertenecen los pliegues

isoclinales observables, que afectan a intrusiones de pegmatitas intruidas con posterioridad a la primera fase de deformación. En el sector del «Sant Gregori», en la parte más alta de la serie y donde la deformación es menos intensa, pueden observarse relaciones de angularidad entre la estratificación y la esquistosidad más penetrativa, de vergencia N, a las que se superpone una esquistosidad de fractura, más espaciada, vergente al S.

Una tercera fase de deformación es observable tanto a nivel microestructural como a nivel de afloramiento, y consiste en una crenulación más o menos penetrativa según sectores.

2.1.2 LA ESTRUCTURA DE LA SERIE DEL CARADOC-ASGHILL

Los materiales de esta serie están en contacto mecánico con los de la serie metamórfica de las Guilleries, a través de una línea estructural N 70°, que probablemente ha tenido importancia en la configuración de la cuenca ordovícica. El hecho de que en algunos puntos de la zona de contacto este aparezca como discordante (casa de las Artigues) apoyan esta hipótesis, por otra parte basada según el modelo propuesto por BOIS et al (1976) en el Pirineo central. Estos autores admiten un control estructural por fallas E-O, formando *Horsts* y *Grabens* durante la sedimentación del Ordovícico, sobre los que el Silúrico sería transgresivo. Según estos autores, en el Pirineo central el vulcanismo, primero ácido y básico en el Ordovícico Superior, estaría en relación con estas fracturas y aparece en afloramientos alineados según la dirección E-O.

En las Guilleries el contacto descrito está fuertemente mecanizado, como se pone de manifiesto en la cartografía de detalle de los niveles conglomeráticos del Caradoc que se alejan del mismo. La deformación de los materiales vulcanosedimentarios de esta serie es bastante intensa, presentando una esquistosidad anastomosada, con milonitización de los granos minerales en algunas bandas y dando pliegues de vergencia al sur.

2.2 EL CICLO PREALPINO Y EL VULCANISMO NEOGENO

La figura núm. 1, tomada de DONVILLE (1976), esquematiza la estructura del noreste peninsular, preferentemente la zona septentrional de las Cordilleras Costeras de Cataluña. Los principales rasgos estructurales son debidos a la tectónica alpina, con dos juegos de fracturas según NE-SO y NO-SE.

Los movimientos compresivos tienen lugar principalmente en el Eoceno y apenas se dejan traslucir en el ámbito de la Hoja, apareciendo estructuras de plegamiento al norte de la misma, de mayor intensidad cuanto más cerca de los Pirineos.

El zócalo hercínico y la cobertera del Eoceno son afectados por una

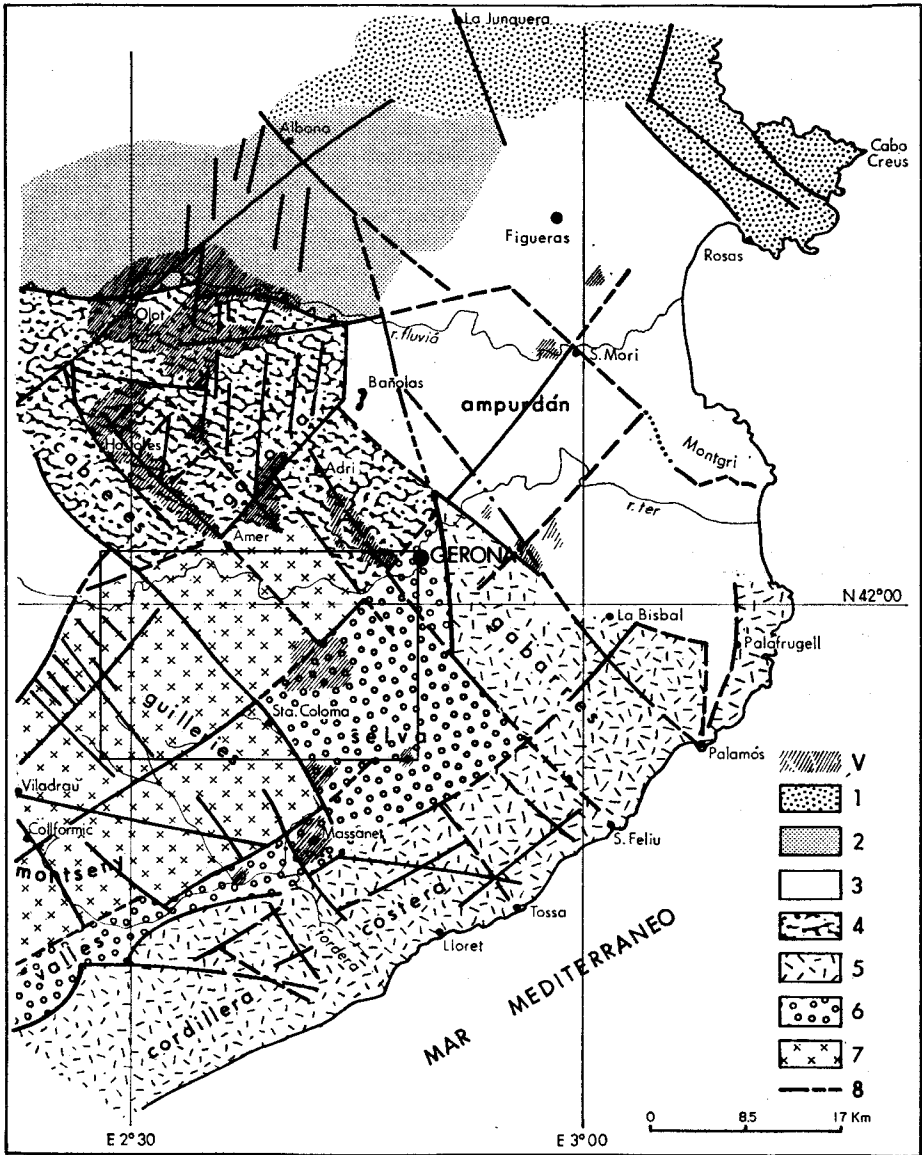


Figura 1.—Mapa estructural y vulcanismo del noreste de Cataluña.
 V. Vulcanismo.—1. Zona axial pirenaica.—2. Zona subpirenaica.—3. Ampurdán.
 4. Sistema transversal catalán.—5. Cordillera costera catalana.—6. Depresión
 prelitoral.—7. Cordillera prelitoral.—8. Principales fracturas (según DON-
 VILLE, 1976, Bull. B. R. G. M.).

intensa tectónica de distensión, con grandes fracturas de direcciones subperpendiculares (NE-SO y NO-SE), que compartimentan en bloques a toda la región. Destaca la falla de Santa Coloma de Farners, que se prolonga durante muchos kilómetros hacia el noroeste; en las proximidades de Rupit, ya fuera de la Hoja, aunque próximo al ámbito de Susqueda, se observa el salto de falla en la serie eocena. La falla de Amer-El Pasteral también pertenece a este ciclo distensivo de la orogenia alpina, así como la de San Gregorio-Vilablareix, todas ellas según una dirección aproximada NO-SE. El otro juego, NE-SO, está representado por la falla que atraviesa el área volcánica de San Dalmai.

Esta serie de fallas normales se formaron a partir del Mioceno y hasta el Cuaternario. Intimamente ligado a las mismas y también a partir del Mioceno, se produjo el volcanismo en toda la provincia de Gerona, con extrusiones de coladas basálticas y volcanismo de tipo explosivo (San Dalmai), y aún continúan las manifestaciones póstumas de esta actividad con las fuentes termales de Caldas de Malavella.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La región estudiada posee numerosas características de índole estratigráfica, petrológica y tectónica que le confieren un sello peculiar en el contexto de la Península Ibérica.

Se encuentra una serie paleozoica en las Guilleries, intruida por granitoides de composición bastante heterogénea y que originan una aureola discontinua de metamorfismo de contacto. Tras la orogenia hercínica hay un largo período de tiempo en que la zona permanece emergida, hasta el Paleógeno, en que vuelve a sufrir un proceso de hundimiento por efecto de los primeros movimientos de la orogenia alpina habidos más al norte, en la franja pirenaica.

La forma en que es afectada por la mencionada orogenia durante el Neógeno, a base de grandes fracturas de distensión que compartimentan los Catalánides en fosas y umbrales tectónicos, que prácticamente coinciden con comarcas geográficas (Gavarres, La Selva, Ampurdán, Guilleries, Vallés-Penedés, etc.) es otra característica más, como la intensa actividad volcánica desplegada en toda la zona a partir del Mioceno y, sobre todo, en el Cuaternario.

La historia geológica comienza con la sedimentación de materiales detríticos, eminentemente arcillosos, durante el Cámbrico y Ordovícico (con las debidas reservas al asignarles esta edad), con niveles calcáreos intercalados entre las capas más antiguas. Durante el Ordovícico Superior una fuerte actividad volcánica, producida por la actividad de fracturas E-O, que nos

condicionarían la cuenca, daría lugar a la sedimentación de la serie vulcano-sedimentaria del Caradoc-Asghill.

Comienza el ciclo orogénico hercínico y la región es afectada por la fase principal compresiva durante el Westfaliense (FONTBOTE y JULIVERT, 1954; entre el Viseiense y el Westfaliense en opinión de ASHAUER y TEICHMULLER, 1935, y «verosimilmente, después del Westfaliense Inferior», según PUSCHMANN, 1968). Por la presencia de cantos de rocas graníticas deformadas en los conglomerados del Viseiense de Malgrat, que recuerdan a los leucogranitos deformados de las Guilleries hay que suponer una edad pre-Viseiense de la formación principal en los materiales metamórficos de las Guilleries, hecho ya señalado por FONTBOTE y JULIVERT (1954).

Al final de este ciclo tiene lugar la intrusión de rocas graníticas, ácidas sobre todo, acompañadas más tarde por un importante cortejo filoniano. Estas intrusiones originan una extensa aureola de metamorfismo de contacto en la roca encajante. CHESSEX et al (1965) han datado los granitos de Palafrugell-Palamós, asignándoles una edad de 270 M. A. (post-Westfaliense).

Desde el Carbonífero, la región ha sido sometida a un largo proceso erosivo junto con todas las cordilleras hercínicas europeas. Se produce por fin el hundimiento e invasión del mar durante el Eoceno, quizá en los primeros movimientos que anunciaban el comienzo del ciclo alpino en los Pirineos. Así, se deposita una serie de materiales, continentales al principio y marinos después, de facies cada vez más profunda y con velocidades de subsidencia y depósito mayores hacia el norte, hacia los Pirineos.

La cuenca sedimentaria en la cual se depositaron los materiales paleógenos, poseía una morfología que había sido impuesta por la tectónica. Se trataba de una cuenca prepaleogénica cuyos límites podríamos situar así: al S, el macizo de Las Gavarres, con relieve poco abrupto, suministraba material detrítico al borde de la cuenca. Al E, un macizo emergido, el macizo del Ampurdán, en pleno Mediterráneo, probablemente en vías de levantamiento y sometido a fuerte erosión y consiguiente desmantelamiento y gran productor de los clastos que se vertían en la zona comprendida entre el mar y la Depresión del Ebro. Los límites O y N quedan imprecisos por falta de afloramientos, aunque no es aventurado suponer que hacia el O enlazara con la actual Depresión del Ebro y hacia el NO llegara hasta el Océano Atlántico.

Esta cuenca así delimitada correspondería a una gran bahía pertenecientes a un golfo o pequeño mar intercontinental, subsidente en gran parte, especialmente en su sector occidental.

A esta área subsidente van a parar los productos de la erosión de los macizos circundantes por medio de torrentes que constituyen en ella los abanicos. Así, se depositaron los materiales de la Fm. Pontils. Esta formación constituye la base del ciclo geológico eocénico que culmina con el depósito netamente continental de la Fm. Artés al final del Eoceno (Hoja de Girona).

El ciclo alpino afecta de manera peculiar a la zona que enmarca la presente Hoja, es decir, lo único que se observa aquí es una compartimentación en bloques del zócalo paleozoico rígido y de la cobertera eocena, debido a juegos de fallas subortogonales de direcciones NO-SE y NE-SO, magníficamente evidenciadas en las imágenes de satélites artificiales (DONVILLE, 1976; SOLE SUGRAÑES, 1978). Por otra parte, la superficie de erosión precocénica, también buza muy suavemente hacia el norte, así como la serie eocénica depositada encima. Más hacia el norte aumenta la potencia de la cobertera cenozoica y también el plegamiento alpino se deja sentir con intensidad creciente, apareciendo grandes pliegues y fallas inversas.

En la Depresión de La Selva sólo aparecen sedimentos mio-pliocénicos sobre un substrato de naturaleza granítica, lo cual se explica bien por un basculamiento de la zona, considerada como prolongación del Vallés (LLOPIS, 1947), que impide, al levantarse, la sedimentación durante la mayor parte del Mioceno, o bien por una individualización de la Depresión durante el Plioceno respecto de los macizos paleozoicos.

En el Bajo Ampurdán disponemos de dataciones recientes (GIBERT, 1979, véase capítulo de Estratigrafía) realizadas en el Neógeno continental que vienen a confirmar la existencia del Mioceno Superior (Vallesiense-Turoliense) apuntada por primera vez por CRUSAFONT (en VILLALTA, 1958). Contemporáneamente al depósito de este Neógeno continental tiene lugar una fase volcánica generalizada en el Vallesiense (DONVILLE, 1976, según dataciones geocronométricas llevadas a cabo en las rocas volcánicas) a lo largo de accidentes según NO-SE o bien NE-SO, que afecta tanto al Alto como al Bajo Ampurdán (hace unos 10 M. A.). El emplazamiento de estas vulcanitas debió originarse como consecuencia del levantamiento del macizo de Las Gavarres, en tanto que el Bajo Ampurdán sufría un proceso de hundimiento irregular de los bloques en que estaba compartimentado el zócalo paleozoico a partir del Mioceno Superior.

Hay después otra fase volcánica entre 5,12 M. A. y 2,2 M. A., que tiene una representación en los basaltos de Caldas de Malavella, claramente prepliocena o del Plioceno Inferior. Una tercera fase de composición basáltica, está representado por el área volcánica de Domeny, al NO de Gerona, ya en las Hojas de Santa Coloma y Bañolas (volcanismo de Olot-Adri) a la que asigna DONVILLE (1976) una edad de 0,11 M. A. (Rissienne). Entre las dos últimas fases citadas por este autor se intercalaría el volcanismo explosivo de San Dalmai, que podría situarse entre el Plioceno Superior y la base del Cuaternario.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS IGNEAS

Ocupan amplias zonas de la Hoja, predominando las plutónicas e hipobisales relacionadas con el plegamiento hercínico en todo el ámbito suroeste y oeste, sobre las volcánicas del Neógeno y Cuaternario, en afloramientos más restringidos de la mitad oriental.

4.1.1 ROCAS PLUTONICAS

En la cartografía se han diferenciado varios conjuntos petrológicos de composición y textura algo o muy diferentes, que los describiremos en dos bloques: granitoides sintectónicos y granitoides postectónicos.

4.1.1.1 Rocas plutónicas sintectónicas

4.1.1.1.1 *Gneis cuarzofeldespático (gneis de las Guilleries)* ($N_4\gamma^2$)^h

Son rocas de color blancuzco, constituidas por cuarzo y feldespato, con escasa biotita, en las que destaca el grano muy fino, de disyunción prismática y la transición, a veces imperceptible, entre ambos términos.

La composición más frecuente es la siguiente: cuarzo, ortosa perfitica y/o microclina y plagioclasa (albita u oligoclasa) como minerales fundamentales. También puede incluirse en ocasiones la biotita, si bien aparece más frecuentemente la moscovita, aunque siempre como accesorio, junto con circón, epidota, hematites, turmalina y minerales opacos.

El análisis químico efectuado sobre una muestra representativa del conjunto ha dado los porcentajes de la tabla 1, expresados en óxidos:

Tabla núm. 1.—Análisis químico de una muestra del gneis leucogranito de Osor (nivel inferior).

SiO ₂	76,4
TiO ₂	0,1
Al ₂ O ₃	13,2
Fe ₂ O ₃	0,73
FeO	0,0
CaO	0,17
MgO	0,08
Na ₂ O	2,2
K ₂ O	5,9
Pérdida al fuego	0,88

99,66

El gneis de las Guilleries está afectado por todas las fases de deformación presentes y está en disposición estratiforme con relación a los meta-sedimentos.

4.1.1.1.2 *Leucogranito moscovítico (perianatético)* (γ_m^b)

Prácticamente toda la cuenca del barranco Gironella, que desemboca en la riera de Osor en la zona de las minas de fluorita-blenda-galena, está ocupada por un macizo granítico de composición y facies similares a los anteriores, aunque en lámina delgada se aprecia más moscovita que biotita. Destaca igualmente al microscopio la deformación de todos los constituyentes; el cuarzo se presenta poligonizado como consecuencia de una deformación a elevada temperatura; el feldespató potásico (perítico) y las plagioclasas (albita-oligoclasa) presentan maclas de deformación y la moscovita está deformada y con extinción ondulante.

En El Pasteral y en toda la zona situada al oeste de La Sella del Ter son muy frecuentes los asomos de granito y pegmatitas, a los que se asigna, junto con V. DER SIJP (1951), un origen anatético, con una pequeña removilización posterior de la masa fundida. Dentro de los esquistos sillimaníticos se encuentran leucogranitos con moscovita y masas de pegmatita con una geometría irregular, como inyectados en forma de «stockwerks». En alguna muestra se encuentran paragénesis con granates y, en general, destaca la escasez de melanocratos y la presencia de moscovita como única mica. Se ha realizado un análisis químico sobre muestra tomada en El Pasteral, cuyo resultado se expone en la tabla 2:

Tabla núm. 2.—Análisis químico de una muestra de granito moscovítico de origen anatético, procedente de los alrededores de El Pasteral.

SiO ₂	75,1
TiO ₂	0,03
Al ₂ O ₃	14,5
Fe ₂ O ₃	1,1
FeO	0,0
CaO	0,57
MgO	0,23
Na ₂ O	2,4
K ₂ O	4,4
Pérdida al fuego	1,1

99,43

Con contactos claramente intrusivos con relación a los metasedimentos, el leucogranito perianatético de las Guilleries está afectado por la última fase con esquistosidad horizontal (S₂).

4.1.1.2 Rocas plutónicas postectónicas

4.1.1.2.1 Diorita de Susqueda (η^3)

En los alrededores de la cerrada del embalse de Susqueda y en las laderas del «Sant Benet» aflora una roca ígnea de composición intermedia a básica, generalmente alterada y en ocasiones afectada por una foliación intensa. Se ha interpretado como un pequeño macizo intrusivo cuyo emplazamiento precedió al de los granitoides calcoalcalinos predominantes en la región. Se pueden encontrar términos que van desde gabros hasta tonalitas, con predominio de cristales de plagioclasa, frecuentemente zonados; a veces existe cuarzo intersticial; la hornblenda puede ser abundante, casi siempre de color verde y la biotita suele presentarse alterada a clorita (V. DER SIJP, 1951). En el área a que estamos haciendo referencia, las dioritas atravesadas por un gran número de diques que sobresalen sobre aquellas y las hace casi pasar desapercibidas.

4.1.1.2.2 Granodiorita y granito biotítico ($\begin{smallmatrix} b \\ c.3\gamma b^3 \end{smallmatrix}$)

Constituyen la masa intrusiva principal de las Guillerries. Con frecuencia se han englobado en este término a rocas que van desde granitos leucocráticos hasta tonalitas. Tienen de común el tamaño de grano generalmente grueso, y la fuerte alteración a «sauló» que presentan.

Una composición típica en muestra sana tiene como minerales fundamentales: plagioclasa (oligoclasa), ortosa y/o microclina, cuarzo y biotita. Los accesorios más comunes son moscovita, apatito y circón, y menos frecuentes turmalina, hematites y minerales opacos. La composición química de ese conjunto litológico viene expresada en la tabla núm. 3, en análisis realizados sobre sendas muestras tomadas en plenas Guillerries (1) y en la zona de Bonmatí (2).

Tabla núm. 3.—Análisis químico de dos granitos biotíticos al S de S. Hilario y en las proximidades de Bonmatí.

	(1)	(2)
SiO ₂	72,1	70,6
TiO ₂	0,36	0,46
Al ₂ O ₃	13,9	14,1
Fe ₂ O ₃	2,7	3,1
FeO	0,37	0,86
CaO	1,2	1,2
MgO	1,2	0,8

Na ₂ O	1,9	2,1
K ₂ O	4,8	4,0
Pérdida al fuego	1,1	2,5
	99,63	99,72

Ocasionalmente afloran zonas episienitizadas debido a la alteración hidrotermal de granodioritas; estas zonas poseen forma irregular y dimensiones reducidas, no cartografiables.

4.1.1.2.3 Monzogranito y granito rosado (c-2μγ³)^b

Se han cartografiado dos grandes afloramientos, uno al oeste de Santa Coloma de Farners y otro que domina el ámbito noroccidental de la Hoja. Se trata de un granito de grano grueso, de tendencia leucocrata, rosado, con textura hipidiomorfa granuda, heterogranular.

Como minerales esenciales contiene cuarzo, plagioclasa y ortosa. Como minerales accesorios la clorita; como mineral secundario formado a partir de la biotita, allanita, zircón, opacos, moscovita y epidota.

4.1.1.2.4 Leucogranito del Balneario de la Font Picant (hγ³)

En los alrededores del Balneario de la Font Picant, en la carretera de San Hilario de Sacalm a Anglés, aflora un granito rosado, muy duro, de grano medio a fino, con disyunción prismática, que ha intruido tras la masa plutónica principal y, aunque su aspecto no recuerda a una roca hipoabisal, ha sido representada en la cartografía en forma de numerosos diques que llegan a estar unidos en el área de mayor predominio.

Los constituyentes fundamentales son cuarzo y feldespato potásico y, en menor proporción, plagioclasas. Los accesorios son biotita, moscovita, epidota, rutilo, circón, esfena, epidota y minerales opacos. La ortosa es perfitica y los minerales máficos son poco abundantes.

Se ha realizado un análisis químico sobre una muestra de este granito, tomada precisamente en el Balneario de la Font Picant, cuyo resultado es expresado en la tabla núm. 4.

Tabla núm. 4.—Análisis químico de un leucogranito del Balneario de la Font Picant, entre San Hilario y Osor.

SiO ₂	76,8
TiO ₂	0,03
Al ₂ O ₃	12,6
Fe ₂ O ₃	0,88

FeO	0,0
CaO	0,58
MgO	0,09
Na ₂ O	2,8
K ₂ O	5,0
Pérdida al fuego	0,88

99,66

4.1.2 ROCAS HIPOABISALES

Se han diferenciado en la cartografía un gran número de diques, aunque debe aclararse que, de hecho, la profusión de ellos está muy por encima de las posibilidades de representación a la escala del trabajo y en muchos casos, además, la escasa potencia de los mismos tampoco lo permite. Por regla general, predominan diques con una dirección entre N 50° E y N 70° E, verticales o buzando 30° N y suelen corresponder a pórfidos de composición variable, entre granítica y cuarzdioritas.

4.1.2.1 Filones de aplita y pegmatitas (FA)

Extraordinariamente abundantes al NO del macizo de monzogranitos de Santa Coloma y al E de San Hilario Sacalm. Son rocas blanquecinas, de grano fino y con disyunción prismática. La textura es homogranular, alotriomorfa y granuda de grano fino. Los minerales principales son cuarzo, ortosa (sericitizada), plagioclasa y, a veces, moscovita y biotita.

4.1.2.2 Pórfidos cuarcíferos, granófidos y felsófidos (FOqγ)

Se han englobado dentro de estos términos a una serie de diques de composición ácida, usualmente rosados o blancuzcos, con disyunción prismática y de tendencia aplítica.

Presentan texturas porfídicas o granofídicas con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico (ortosa perfitica), y en menor proporción plagioclasa. La matriz es cuarzo feldespática, con profusión de texturas micrográficas. Dentro de la pasta se distinguen como accesorios biotita, minerales opacos, hematites, apatito, rutilo, moscovita, etc. Los fenocristales de cuarzo presentan golfos de corrosión magmática; en los de ortosa se observan texturas glomeroporfídicas.

4.1.2.3 Pórfidos graníticos (FOγ)

Están profusamente representados en la Hoja, en forma de diques encajados indistintamente en el Paleozoico y en los granitoides.

En lámina delgada se observa una textura holocristalina, porfídica, con fenocristales de cuarzo, ortosa o microclina perfitica, plagioclasa y biotita. La matriz suele ser cuarzofeldespática, con moscovita; los fenocristales de cuarzo presentan golfos de corrosión magmática; los feldespatos están casi siempre alterados a sericita y la biotita a clorita.

4.1.2.4 Pórfidos granodioríticos y cuarzodioríticos (FO γ η)

Son diques muy frecuentes, en el área del embalse de Susqueda y, en general, en las Guillerías, donde se cuentan por centenares. Se trata de rocas de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita y matriz cuarzofeldespática con mica blanca. Los fenocristales de plagioclasa son hipidiomorfos a idiomorfos, casi siempre sericitizados; los cuarzos presentan signos evidentes de corrosión magmática; las biotitas están plegadas, a veces con kinks. En la matriz se aprecian ocasionalmente estructuras de flujo.

Se han realizado dos análisis químicos en muestras tomadas en la cantera abierta para la construcción de la presa de Susqueda y en las proximidades de El Pasteral, cuyos resultados se expresan en la tabla núm. 5.

Tabla núm. 5.—Análisis químico de dos muestras de pórfidos granodioríticos de la zona de la cerrada de Susqueda (1) y del Pasteral (2).

	(1)	(2)
SiO ₂	70,1	70,1
TiO ₂	0,36	0,46
Al ₂ O ₃	15,3	15,3
Fe ₂ O ₃	2,7	3,12
FeO	0,9	0,75
CaO	0,94	1,8
MgO	1,3	1,5
Na ₂ O	2,5	2,8
K ₂ O	3,5	2,6
Pérdida al fuego	1,8	1,4
	99,40	99,83

4.1.2.5 Lamprófidios (FL³⁻⁴)

Son diques de rocas oscuras, casi negras, encajadas normalmente en las granodioritas. Su composición más frecuente incluye siempre plagioclasa (oligoclasa-andesina) y hornblenda y/o biotita entre los minerales esenciales, encontrándose entre los accesorios magnetita, cuarzo, esfena y apatito.

En opinión de SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1934) son las rocas más recientes entre las relacionadas con el plutonismo hercínico. MARCET (1948) realizó unas primeras dataciones radiométricas con resultados que confirmaron al primero y, más recientemente, las dataciones efectuadas por CHESSEX et al (1965) llegaron a la misma conclusión: los lamprófidios son los diques emplazados más recientemente, hace unos 185 M. A.

4.1.3 ROCAS VOLCANICAS

Las rocas volcánicas de la provincia de Gerona son conocidas desde muy antiguo. A primeros del siglo ya se hizo un estudio detallado de los afloramientos existentes. Posteriormente, SOLE SABARIS (1962) hace una cronología de las distintas manifestaciones volcánicas de la región y divide el volcanismo existente en tres grupos, según aparece en las zonas de La Garrotxa, El Ampurdán y La Selva. Recientemente, DONVILLE (1976) hace un estudio de datación de los materiales volcánicos en las tres áreas citadas.

En la zona estudiada se han cartografiado tres afloramientos de origen volcánico:

1. Basaltos de Caldas de Malavella y La Esparrá
2. Basaltos de Domeny
3. Rocas piroclásticas de San Dalmai

4.1.3.1 Basaltos de Caldas de Malavella y La Esparrá (c_β⁷⁻⁸)

Cerca de la estación de ferrocarril, junto a Can Teixidor, hay una pequeña excavación inundada, actualmente utilizada como depósito de agua, que deja ver «in situ» las rocas volcánicas ya descritas en detalle por LLOPIS (1951), siempre citado en los trabajos posteriores. Estas rocas volcánicas también se ven junto al ferrocarril, pero generalmente están recubiertas por las arenas pliocénicas. Lo único que se ve son cantos basálticos en una matriz arcillosa gris con óxidos de hierro, que denuncian un origen volcánico. Estas arcillas de alteración se extienden por diversas calles del pueblo y zona de Vichy Catalán, como ya indica LLOPIS.

También se han localizado al sur de Santa Coloma, justo en el límite con la Hoja de Blanes, en afloramientos que corresponden al volcánico de La Esparrá.

En lámina delgada se ha clasificado como basalto olivínico, con los fenocristales de olivino parcialmente iddingsitizados y con concentraciones de augita. Cantos de este basalto se encuentran como constituyentes de las capas pliocénicas que afloran al SO de la población, en el cerro de Cán Pol, y también en el campo de deportes y trincheras del ferrocarril, por lo que SOLE (1962) considera que esta erupción volcánica es «antepliocénica o por

lo menos de principios del Plioceno», y parece que está asociada a una gran falla NO-SE, similar a las ya existentes al N. del río Ter, limitando La Garrotxa y Las Guilleries. DONVILLE (1973, 197) no ha podido aplicar el método K/A a estos basaltos, debido a la intensa alteración que presentan, aunque sí lo ha hecho en los afloramientos inmediatos de Las Mallorquinas y San Mauricio, obteniendo una edad de 5,1 M. A. Tampoco GUARDIA (1954) pudo realizar medidas de paleomagnetismo sobre estos basaltos.

4.1.3.2 Rocas piroclásticas de San Dalmay (T β^{8-9})

En la zona del poblado de San Dalmay existe un amplio cono volcánico en forma de círculo irregular de unos tres kilómetros de diámetro y con una depresión central, la caldera, de 1 Km. de diámetro y unos 50 m. de diferencia de cota. Litológicamente está formado por sucesivas capas de material piroclástico procedente de distintas explosiones dispuestas con un ligero buzamiento hacia la parte externa del aparato. En su salida al exterior han arrastrado trozos de coladas basálticas que muestran una estructura escoriácea y que contienen pequeños cantos de granito y obsidiana. También son frecuentes los grandes bloques graníticos. A pequeña escala, las capas de material piroclástico presentan una buena gradación de tamaños de bombas, lapillis y cenizas.

Por la disposición sobre las arcosas pliocénicas se debe situar entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno, sin descartar la posibilidad de correlacionarlo con la fase explosiva post-Wurmiense del volcanismo de Olot.

4.1.3.3 Basaltos de Domeny (c^{eb} β_0^0)

Afloran en el talud de la carretera de Gerona a San Gregorio, parcialmente recubiertos en superficie por arcillas de alteración. Presentan una estructura en lajas y en bolos. Se ha clasificado como basalto olivínico, con los fenocristales de olivino mostrando un reborde de iddingsita; los microlitos de plagioclasas no muestran orientación preferente alguna. Son frecuentes los microlitos de titanogaugita.

Estos basaltos están ligados a la manifestación volcánica de Adri, caracterizada por la emisión de lavas y proyecciones piroclásticas. Forma una de las ramas de una colada que discurre a lo largo de los torrentes Pedrola y Garrec y se extiende por el llano de Domeny. Representan el volcanismo más meridional de la región de la Garrotxa. SOLE (1962) considera a la mayoría de las erupciones de esta zona post-Mindeliense-pre-Wurmiense, así como también indica un volcanismo explosivo post-Wurmiense, caracterizado por la superposición de productos piroclásticos en coladas sucesivas. DONVILLE (1976) asigna una edad de 0,11 M. A. para las rocas volcánicas de

La Garrotxa, aunque con serias dudas debido a las concentraciones anómalas de argón no radiogénico.

4.2 ROCAS METAMORFICAS

El Paleozoico de Santa Coloma de Farners aparece en general afectado por metamorfismo regional de intensidad variable, que alcanza la facies de anfibolitas almandínicas. También se detecta con frecuencia la presencia de rocas con metamorfismo de contacto, aunque la distribución espacial de este fenómeno no es fácil de ser puesta en evidencia en toda la extensión de la Hoja, debido a que aparece con gran irregularidad y sin atender excesivamente a la mayor o menor proximidad de los esquistos de la roca intrusiva.

En muchos casos se observa la transformación de una paragénesis de metamorfismo regional, a otras originadas por metamorfismo térmico, aunque la mayoría de las veces sólo se aprecia una fuerte recristalización y recrecimiento de minerales ya formados por metamorfismo regional, que modifica solamente la textura, pero no la paragénesis mineral.

4.2.1 METAMORFISMO REGIONAL

Alcanza el máximo desarrollo en el sector occidental de la Hoja, en las Guillerries. Se trata de un metamorfismo de bajas presiones y temperaturas intermedias a altas que llega a generar migmatitas y granito anatético. A continuación describiremos las paragénesis más frecuentes encontradas, englobándolas en dos conjuntos metamórficos de facies con intensidad decreciente.

4.2.1.1 Esquistos y gneises sillimaníticos

Afloran junto con niveles de anfibolitas y mármoles y frecuentes manchas de rocas plutónicas de composición ácida (granitos moscovíticos leucocráticos y pegmatitas). Se trata de un conjunto que puede ser denominado *migmatítico*, tanto por las paragénesis minerales existentes como para las estructuras observables a la escala del afloramiento. Son los metasedimentos de las unidades inferiores (CA-O_I y CA-O_{II,III}).

Las paragénesis encontradas son las siguientes:

- a) cuarzo-albita-biotita-sillimanita-moscovita-(andesina)-(cordierita) y
- b) cuarzo-oligoclasa-biotita-sillimanita-moscovita,

que corresponden a la zona de la sillimanita-moscovita. En ocasiones coexisten dentro de una misma paragénesis la andalucita y la sillimanita indicando

un desequilibrio mineralógico. Este grupo es el más importante cuantitativamente.

Las anfibolitas presentan la siguiente paragénesis: cuarzo-(oligoclasa-andesina)-hornblenda-granate-biotita-clorita. De los mármoles sólo han sido estudiadas las rocas con paragénesis ricas, nunca mármoles de composición monomineral. Se cita a continuación una asociación de este grupo de rocas: calcita-dolomita-forsterita-flogopita-(tremolita-diópsido).

4.2.1.2 Esquistos andalucíticos y/o cordieríticos

Conjunto que engloba una gran mayoría de terrenos metamórficos, originariamente pelíticos, que ocupan preferentemente los niveles topográficos más elevados en el ámbito de las Guillerries, Serie superior (CA-O_{IV}), y son prácticamente exclusivos en toda la zona baja de la Hoja, es decir, al este de la línea Inglés-Santa Coloma de Farners.

La roca más típica aparece en afloramiento como un esquistó *mosqueado*, con porfidoblastos negros rodeados por las micas, generalmente muy orientadas. El metamorfismo regional suele estar parcialmente obliterado por una fase posterior de metamorfismo estático, sea o no de contacto.

Las asociaciones minerales más frecuentes según el estudio petrográfico de lámina delgada, incluyen siempre cuarzo, moscovita y biotita, y casi constantemente, andalucita y cordierita, esta última normalmente pinnitizada. En ocasiones pueden encontrarse albita y/o clorita, y menos ortosa o epidota. Así pues, este conjunto esquistoso se incluye en la zona de la andalucita-cordierita de metamorfismo regional, con lo que la gran profusión de esquistos mosqueados dentro de la Hoja no es exclusivamente debida a metamorfismo de contacto, sino a metamorfismo regional, al que se ha sobreimpuesto en algunas zonas un recrecimiento de, prácticamente, las mismas asociaciones mineralógicas, debido a la proximidad de una masa intrusiva.

4.2.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

En el apartado anterior se ha tratado ya de la interacción de metamorfismo dinamo-térmico y de contacto sobre la serie pelítica del Cámbrico-Ordovícico. Mientras en el cuadrante noroeste son raras las corneanas, la mayor parte de las muestras tomadas al este de Inglés-Santa Coloma son esquistos cornubianíticos o, simplemente, cornubianitas, rocas en las cuales ha habido una recristalización estática de filosilicatos y cuarzo, que ha llegado a veces a borrar totalmente la esquistosidad original. En apreciación de campo, la roca es un esquistó mosqueado, con textura porfidoblástica y

lepidoblástica, de tonos oscuros o en bandas claras (samíticas) y oscuras (pelíticas). En lámina delgada se observa la recristalización de cuarzo (textura poligonal) y el crecimiento, más o menos mimético, de moscovita y biotita. Otra tanto ocurre con la andalucita en alguna que otra muestra. Los porfidoblastos están formados casi siempre por un agregado de moscovita procedente del retromorfismo de andalucita de metamorfismo regional; también la pinnita sustituye a la cordierita.

4.3 ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS INDIFERENCIADAS ($\mu\gamma$)

Se han cartografiado en algunas zonas del cuadrante NE, donde es imposible su separación a la escala del trabajo. Puede decirse que la superficie de contacto entre los granitos y la roca de caja coincide casi con la superficie topográfica. La roca intrusiva es un granito muy alterado y ripable en muchos metros de profundidad. La roca encajante se trata de esquistos cornubianíticos orientados desordenadamente.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

5.1.1 MINERIA

La actividad minera de la zona se limita a la explotación de la conocida mina de espato flúor, cerca de Osor, llevada a cabo mediante labores subterráneas. También se citan otras zonas abandonadas al norte del río Ter (cerca de Lloret Salvatge) y al sur de Anglés, que explotaron galena, así como los filones de baritina situados en las inmediaciones de San Julián del Llor.

5.1.1.1 Mina de Osor

Situada entre Osor y Anglés, constituye el yacimiento más importante de la comarca y ha sido estudiado con detalle por AMIGO (1967), AMIGO y FONT-ALTABA (1966a y b, 1968) y CAMPA-VIÑETA y MONTORIOL-POUS (1974). Se trata de un filón de dirección E-O y buzante al Norte, que se ramifica en profundidad en dos: filón norte que continúa buzando al Norte, y filón sur que buza fuertemente al Sur; las labores de explotación han sobrepasado en la actualidad los 300 metros de profundidad.

La paragénesis principal consiste en fluorita, con esfalerita y galena, que también son beneficiadas. El filón está encajado en esquistos sillimaníticos

y en diques de pórfidos cuarzodioríticos indistintamente, con lo que al menos se demuestra claramente su carácter posthercínico. Los sulfuros se presentan tanto en bandas como en bolsadas irregulares dentro del filón, cuyo espesor suele estar comprendido entre uno y cuatro metros, llegando a alcanzar hasta diez. El contacto entre el filón y los hastiales es muy neto.

El yacimiento es de tipo meso-hidrotermal (CAMPA y MONTORIOL, 1974), encajado en una fractura de dirección E-O ligada a la orogenia hercínica y rejuvenecida posteriormente en la etapa alpina. Los autores citados establecen tres fases mineralizadoras:

- 1.ª fase: Tiene lugar durante la formación de la fractura en la orogenia hercínica, que es rellenada a continuación por un filón de cuarzo con sulfuros metálicos (galena y esfalerita) procedentes de un fluido de removilización hidrotermal.
- 2.ª fase: Durante la orogenia alpina se rejuvenece la fractura y se ve sometida a procesos de compresión-distensión. El filón es triturado y hay un nuevo aporte hidrotermal de naturaleza fluorhídrica que asimila a la mineralización primitiva, quedando ésta englobada como masas o bandas irregulares.
- 3.ª fase: Por último, la actividad hidrotermal, ya de baja temperatura, aporta una solución residual con sulfuro de bario como componente mayoritario, que en las zonas oxidantes pasa a sulfato (baritina).

5.1.1.2 Minas de baritina

Al norte de la carretera que une Inglés con Bonmatí hay unas trincheras abandonadas de donde se extrajo baritina. La roca encajante unas veces es caliza, mientras que otras es esquistos gneísico. Se trata de filones de baritina con galena de dirección entre N 125 E y N 160 E y potencia de 1 a 1,5 metros en superficie. La corrida parece siempre escasa, pues las excavaciones no suelen tener una longitud superior a 20 metros.

Al NO de la Celler de Ter, y mineralizando a la falla de Amer, de dirección NO-SE, que pone en contacto a los materiales metamórficos de las Guilleries con los del Caradoc-Asghill, hay una mineralización de baritina que había sido explotada a cielo abierto antiguamente y que, en los años cincuenta, cuando se realizó la Hoja de Bañolas de la primera serie, estaba en explotación, RIOS y MASACHS (1953), mediante galería con el nombre de «mina Rosita». El filón, de fuerte buzamiento al NE, como corresponde a la falla normal que mineraliza, tiene salbandas de cuarzo milonitizado y su paragénesis está formada además de baritina por calcita y enclaves de galena.

Hay que resaltar que en todas las fracturas alpinas de esta dirección tanto en esta Hoja como en las Hojas vecinas existen abundantes indicios de este tipo de mineralización.

5.1.1.3 Minas de sulfuros del valle del Ter

En las proximidades del río Ter, y siempre cerca del contacto entre la serie de Canavelles y el Caradoc, existen una serie de indicios, algunos de ellos con signos evidentes de haber sido explotados antiguamente, que encajan en la serie de Caravelles en filones que siguen la dirección del contacto del Caradoc (N 70°E).

La paragénesis de estos indicios es muy parecida de unos a otros y ha sido estudiada en muestras tomadas en cuatro de ellos situados, unos al NE de la casa de las Artigues, y otros, en las cercanías de la presa de Susqueda. La paragénesis metálica está formada esencialmente por blenda y pirrotina que se presentan a veces en disposición bandeada alternante. La blenda es ferrífera, presentando exholuciones de calcopirita y pirrotina siguiendo las principales direcciones cristalográficas. La pirrotina presenta fuertes corrugaciones laminares formadas por translación debido a fuertes tensiones mecánicas que originan una acusada extensión ondulante. Un agregado fino de marcasita, que coexiste a veces con pirita, se presenta como producto de la meteorización de la pirrotina originando texturas muy características (*bird's eye*).

En alguna muestra hay que resaltar la presencia de calcopirita como producto originado con posterioridad a la paragénesis blenda-pirrotina. Otras muestras presentan galena, además de los dos sulfuros principales, y también hay que resaltar la presencia de finas venas de limonita posteriores a toda la mineralización.

Como minerales no metálicos la presencia de abundante hedembergita en haces tabulares-radiados que suelen llevar asociados pequeños cristales de blenda.

5.1.2 CANTERAS

Se han abierto canteras en la mayoría de las formaciones litológicas aflorantes en la zona.

Granitos: La principal explotación está situada al sur de Santa Coloma, donde se extrae «sauló», que se utiliza para la construcción de prefabricados de hormigón. Existe otra cantera de menor entidad en el camino de Santa Coloma a la ermita de Farners y su utilización es para piedra ornamental. Debe elogiarse la gran atención que presta el Municipio de Santa Coloma a evitar el emplazamiento de canteras en lugares que afecten al equilibrio ecológico y rompan la estética de sus montes y pinares tan densamente poblados y minuciosamente cuidados.

En diversos puntos hay pequeñas explotaciones de sauló para obtener

arenas de aplicación en áridos. Para las obras del embalse de Susqueda, se explotaron granodioritas en un gran frente de cantera situado en las inmediaciones de la cerrada.

Mármoles: Han sido explotados al oeste de Bonmatí y en varias cortas ubicadas en los alrededores de El Pasteral; en la actualidad están abandonadas todas ellas.

Materiales volcánicos: Se han extraído de las proximidades del volcán de San Dalmai. Actualmente han parado las labores por el interés geológico del lugar, uno de los mejores ejemplos de caldera volcánica. No obstante, en puntos más alejados del foco, aún se sacan con pala mecánica piroclastos que se utilizan para firmes en caminos y carreteras.

Filitas: Hay una cantera que se explota temporalmente, situada en la margen izquierda del río Ter sobre el camino que une Anglés con El Pasteral. La roca está muy esquistosada, aunque es dura y parte en bloques prismáticos de varios metros cúbicos.

Filones: Se localizan distintas canteras pequeñas dispersas por la zona aprovechando algunos filones de roca dura. Ninguna de ellas se explota en la actualidad.

Finalmente, hay que reseñar diversas terreras que se han abierto en el material pliocénico y que han revestido cierta importancia, así como antiguas graveras en los depósitos del río Ter.

5.2 HIDROLOGIA SUBTERRANEA

La hidrología está condicionada casi en exclusividad a la presencia de fracturas que afectan a las rocas ígneas fundamentalmente. Toda la zona está surcada por numerosas fuentes, sobre todo en San Hilario Sacalm y Caldas de Malavella, famosas ambas localidades por los manantiales y balnearios de aguas minero-medicinales, algunas de las cuales han sido comercializadas desde antiguo y otras más recientemente.

En la zona occidental de la Hoja, las rocas aflorantes tienen carácter de acuífugo y, por tanto, no hay ningún nivel que pueda considerarse como acuífero. En la zona de San Hilario, todos los manantiales están regidos por fracturas y, así, el de Font Vella se produce en el punto de convergencia de tres fracturas que afectan a granitos. La Font Picant también surge a través de una fractura de dirección NO-SE. Igual sucede con el Balneario de las Termas de Santa Coloma de Farners. En otros muchos casos las surgencias se deben a la intersección de pequeñas fracturas con filones.

En la zona de Caldas de Malavella se han realizado numerosos estudios sobre las emisiones hidrotermales. LLOPIS (1951) realizó un estudio hidrogeológico de la localidad, obteniendo las siguientes conclusiones:

— Las fuentes termales de Caldas tienen un origen común. Emergen por

una falla NO-SE (falla de Puig Moleras-Can Teixidor). Un dique de basalto que ha salido de esta falla sirve de zona impermeable conductora del agua termal hasta la superficie.

— Existen cuatro manantiales engendrados por otras tantas fallas satélite: La Mina, Ratx d'en Mel, Grupo de San Grau y Grupo del Puig de las Animas. Los tres primeros emergen por microfallas transversales a la fractura general Puig Moleras-Can Teixidor. El último aparece probablemente por la falla de la riera de Caldas.

— A 150 metros de profundidad aproximadamente, convergen estas fallas y se reunen los caudales de los cuatro manantiales.

La comarca de La Selva reúne condiciones totalmente diferentes a las anteriormente descritas, ya que en ella cambia la naturaleza del terreno y con ello también lo hacen las condiciones hidrodinámicas. La serie Pliocena constituye un buen acuífero de gran extensión que puede considerarse en conjunto como libre, aún cuando existen pozos artesianos debido a que se atraviesan pequeños acuíferos confinados. Las fracturas que afectan al Plioceno influyen en muchos casos actuando bien como barrenas, o bien como conductos naturales de drenaje de las aguas del acuífero.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALBERT, J. (1976).—«Estudio geotérmico preliminar de Cataluña. *Tesis doctoral*. Universidad de Barcelona, 462 pp.
- ALONSO, F.; PEON, A.; VILLANUEVA, O.; ROSELL, J.; TRILLA, J., y OBRA-DOR, A. (1974).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 364 (La Garriga). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*. Madrid.
- AMIGO, J. M. (1967).—«Mineralogía y génesis del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona)». Tesis doctoral. *Secr. Publ. Univ. Barcelona*.
- AMIGO, J. M., y FONT-ALTABA, M. (1966a).—«Estructura del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona)». *Est. Geol.*, vol. XXII, pp. 151-165.
- (1966b).—«Estudio roentgenográfico y espectrográfico de las especies minerales y rocas más características del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 64, pp 209-228.
- (1968).—«Estudios mediante tratamiento térmico (decoloración, decrepitemetría) de diversos ejemplares de fluorita, galena y esfalerita procedentes del yacimiento de Osor (Gerona)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 66, p. 53-59.
- ASHAUER, H., y TEICHMÜLLER, R. (1935).—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». Trad. en *Publ. Extr. sobre Geología de España*. C. S. I. C., 1946, t. III, pp. 7-102.

- BATALLER, J. R. (1923).—«Assaig bibliografic de la Geologia de Girona». *But. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 2.^a Serie, III, núm. 1 y 2, pp. 36-55.
- BAUZA, F. (1874).—«Breve reseña geológica de la provincia de Gerona». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. I, pp. 169-175.
- BIJU-DUVAL, B.; LAMPEREIN, C.; LOPEZ, N., y RIVEREAU, J. C. (1976).—«Esquisse photogéologique du domain méditerranéen. Grands traits structuraux a partir des images du satellite LANDSAT-1». *Rev. Int. Franc. du Petrol.*, 31 (3), pp. 365-400.
- BOIS, J. P., y POUIT, G. (1976).—«Les minéralisations de Zn-Pb de l'anticlinorium de Pierrefitte: un exemple de gisements hydrothermaux et sédimentaires associés au volcanisme dans le Paléozoïque des Pyrénées Centrales». *Bull. B. R. G. M.*, 2.^a serie, sec. 2, núm. 6, pp. 543-567.
- CALDERON, S.; FERNANDEZ NAVARRO, L., y CAZURRO, M. (1907).—«Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona». *Mem. R. Soc. Esp. His. Nat.*, IV, pp. 160-489.
- CAMPA-VINETA, J. A., y MONTORIOL-POUS, J. (1974).—«Mineralogénesis del yacimiento de Osor (Gerona)». *Acta Geol. Hisp.*, t. IX, núm. 4, pp. 13-141.
- CAVET, P. (1951).—«Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales». *C. R. Ac. Sci.*, t. 232, pp. 743-745 y 845-859.
- (1957).—«Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique)». *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, núm. 254, t. 55, pp. 307-518.
- COY-YLL, R.; TRAVERIA-CROSS, A.; AMIGO, J. M.^a; MONTORIOL-POUS, J., y FONT-ALTABA, M. (1966).—«Contribución al conocimiento de la fluorescencia de fluorita, calcita, dolomita y baritina, procedentes de diversos yacimientos de la región catalana». *Bol. R. Soc. Esp., Hisp. Nat. (Geol.)*, pp. 265-280.
- COY-YLL, R.; GUNN, B. N., y TRAVERIA-CROSS, A. (1974).—«Geochemistry of the catalonian Volcanics, Spain». *Acta Geol. Hisp.*, t. IX, núm. 4, pp. 127-132.
- CHESSEX, R.; DELALOYE, M.; KRUMMENACHER, D., y VUAGNAT, M. (1965).—«Sur l'âge des roches granitiques de la region Palamós-Palafrugell (Costa Brava)». *Bull. Suisse Min. Petr.*, t. 45, núm. 1, pp. 15-17.
- DONVILLE, B. (1973a).—«Géologie néogène et âges des eruptions volcaniques de la Catalogne orientale». *Tesis doctoral*. Toulouse.
- (1973b).—«Ages potassium-argon des roches volcaniques de la dépression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 277, pp. 1-4.
- DONVILLE, B. (1976).—«Géologie néogène de la Catalogne orientale». *Bull. B. R. G. M.*, núm. 3, Set. IV, pp. 177-210.
- FAURA Y SAUS, M. (1923).—«Explicació de la fulla núm. 24 Sant Feliu de Guixols». *Servei del Mapa Geològic de Catalunya*, vol. de 88 pp. Mancomunitat de Catalunya.

- FONTBOTE, J. M.^a (1949).—«Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter». *An. Inst. Est. Gerundenses*, vol. IV, pp. 129-185.
- (1954a).—«Sobre la evolución tectónica de la depresión del Vallés-Penedés». *Arrahona* (Publ. Museo Sabadell), pp. 1-37.
- (1954b).—«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.^a y GUITARD, G. (1958).—«Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Rousillon». *Bull. Soc. Géol. France*, 6.^e serie, t. 8, núm. 8, pp. 884-890.
- FONTBOTE, J. M.^a, y JULIVERT, M. (1954).—«Algunas precisiones sobre la cronología de los movimientos hercynianos en Cataluña». *C. R. XIX Sess. Congr. Geol. Int.*, fasc. 15, pp. 575-591.
- FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1977).—«Influence des noyaux de socle precambrien sur le métamorphisme et la structure profonde de l'orogène hercynien des Pyrénées orientales. Comparaisons avec les régions voisines». En *Coll. intern. CMRS. La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*, núm. 243, pp. 81-87.
- GUARDIA, P. (1964).—«Volcans tertiaires et quaternaires de la province de Gerona et paléomagnétisme de leurs coulées». *Rev. Geol. Phys. et Géog., Dyn.*, 2.^e serie, vol. VI, pp. 201-210. París.
- GUITARD, G. (1970).—«Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ouillés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales)». *Mémoires du B. R. G. M.*, núm. 63, 354 pp.
- HARTEVELT (1970).—«Geology of the Upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees (Andorra-Spain)». *Leidse Geologische Mededelingen*, núm. 45, pp. 167-236.
- IGME (1971).—«Mapa Geológico de España a escala 1/200.000. Hoja de Figueras (núm. 25)». *IGME*.
- (1972).—«Mapa Geológico de España a escala 1/200.000. Hoja de Barcelona (núm. 35)». *IGME*.
- (1974).—«Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1/1.000.000». *IGME*.
- KROMM, F. (1968 a).—«Notice explicative d'une carte a 1/100.000 des formations éocènes de la zone prépyrénéenne (provinces de Barcelone et de Gerone, Espagne)». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. 105, Serie B, núm. 8, p. 7. Bordeaux.
- (1967 b).—«Stratigraphie résumée de l'Eocène du versant sud des Pyrénées-Orientales et de la zone prépyrénéenne». *C. R. S. G. F.*, fasc. 7, p. 224.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).—«Los movimientos corticales intracuaternarios del NE de España». *Est. Geol.*, pp. 181-236.

- LLOPIS LLADO, N. (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». *Publ. Inst. «Lucas Mallada», CSIC*, 364 pp.
- (1951).—«Estudio geológico de los alrededores de Caldas de Malavella (Gerona)». *Speleon.*, pp. 103-164.
- MARCET RIBA, J. (1945).—«Los plegamientos variscos póstumos en el Nordeste de España». *Miscelánea Almera. Publ. Inst. G. Dip. Prov. Barcelona*, pp. 139-157.
- (1947).—«Rocas eruptivas de Les Gavarres y de la zona adyacente de la Costa Brava Catalana». *Trab. Mus. C. Nat. Barcelona*, vol. I, núm. 1.
- (1948).—«Edad geológica de los períodos eruptivos de Les Gavarres y de la Costa Brava Catalana». *Mem. R. A. C. Art. Barna*, vol. XXIX, núm. 13.
- (1949a).—«Períodos eruptivos de la provincia de Gerona (Gavarres y Empordà)». *Est. Geol.*, núm. 9, pp. 189-203.
- (1949b).—«Provincias petrográficas gerundenses». *Est. Geol.*, núm. 9, pp. 205-209.
- MARCET RIBA, J., y SOLE, L. (1949).—«Memoria explicativa y mapa geol. España 1/50.000. Hoja núm. 334 (Gerona)». *IGME*.
- MOP (1970).—«Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental, zona Norte núm. 1: Costa Brava (3 tomos) y núm. 2: Zona de la Selva». *Dir. Gen. Obras Hidr., Comisaría Aguas Pir. Oriental. S. G. O. P.*
- PALLI, L. (1972).—«Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes». *Publ. de Geol. Univ. Aut. Barcelona*, núm. 1, p. 338, Barcelona.
- PALLI, L. (1976).—«Morfología de las terrazas del Ter en Girona». *Anales de la Sección de Cienc. del Coloquio Universitario de Gerona*, año I, número 1, Gerona.
- PALLI, L., y FRIAS, R. (1978).—«Presencia del Paleógeno bajo los sedimentos neogénicos de Vilablareix (Girona)». *An. Sec. Ciencias Col. Univ. Girona*, núm. 3, pp. 27-34.
- PALLI, L.; ROSELL, J., y OBRADOR, A. (1972).—«Interpretación sedimentológica y paleogeográfica del nivel de areniscas eocénicas de Sarria de Ter». *Acta Geol. Hisp., C. S. I. C.*, año VII, núm. 4, pp. 109-112, Barcelona.
- PARIS, C., y ALBERT-BELTRAN, J. F. (1976).—«Sobre la génesis de las aguas carbónicas de la provincia de Gerona». *Acta Geol. Hisp.*, t. XI, núm. 5, pp. 124-128.
- PUSCHMANN, H. (1968).—«Stratigraphische Untersuchungen im Paleozoikum des Montseny (Katalonien/Spanien)». *Geol. Rundschau*, t. 57, pp. 1066-1088.
- REGUANT, S. (1967).—«El Eoceno marino de Vic (Barcelona)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LXVIII, Madrid.
- RIOS, J. M.ª, y MASACHS, V. (1953).—«Memoria y Hoja Geológica 1:50.000, núm. 295 (Bañolas)», 1.ª Serie, IGME, Madrid.
- SAN MIGUEL, M. (1931).—«Resumen geológico-geognóstico de la Costa Brava». *Asoc. Esp. Prog. Cien. Cong. Lisboa*, pp. 1-22, 7 láms., 1 map.

- SANTANACH, P. (1974).—«Estudi tectonic del Paleozoic Inferior del Pirineu entre la Cerdanya y el riu Ter». *Publ. Fund. Salv. Vives Casajuana*, pp. 1-133.
- SCHMIDT, H. (1931).—«Das Paleozoikum der spanischen Pyrenäen». *Gess. Wiss. Göttingen Nat. u. Phys.* Trad. en *Publicaciones extranjerias sobre geología de España*, t. II, pp. 100-200.
- SCHRIEL, W. (1929).—«Der geologische Bau des Katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan». Traducido al español en *Publ. Extr. Geol. España*, 1942, pp. 103-168.
- SIJP, J. VAN DER (1951).—«Petrography and Geology of Montseny-Guilleries». *Vitgeverij Excelsior*, S-Gravenhage.
- SOLE SABARIS, L. (1936).—«Notes geomorfològiques sobre les Guilleries». *Guía d'Excursions. Inst. d'Estudis Catalans*, pp. 118-129.
- (1946).—«Características hidrogeológicas de los manantiales carbónicos de Gerona llamados *Fonts Picants*». *An. Inst. Est. Gerundenses*, 1, pp. 236-269.
- (1948).—«Observaciones sobre el Plioceno de la comarca de la Selva (Gerona)». *Est. Geol.*, núm. IV, pp. 287-307.
- (1967).—«Empordà et region volcanique d'Olot». *Livret guide de l'excursion aux Pyrénées* INQUA. V. Cong. Inter., 107 pp.
- (1962).—«Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense». *Mem. R. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona*, núm. 34, pp. 259-375.
- SOLE SABARIS, L., y LLOPIS LLADO, N. (1939).—«Terminación septentrional de la Cordillera Costera Catalana». *Asoc. Est. Geol. del Medit. Occid.*, t. VI. Estudios geomorfológicos de la Península Hispánica, núm. 1, 87 pp.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978).—«Alineaciones y fracturas en el Sistema Catalán, según las imágenes Landsat-1». *Tecniterrae*, núm. 22, pp. 6-16. Madrid.
- TEIXIDOR, J. (1884).—«Reseña geológica de la provincia de Gerona». *Mem. R. Acad. Cienc. Nat. y Art. de Barna*, núm. 20.
- TOURNON, J. (1968).—«Le volcanisme de la province de Gerona (Espagne)». *Laboratoire de Petrographie de la Faculte des Sciences de Paris. These 3.^{er} cycle*.
- (1969).—«Les roches basaltiques de la province de Gerone (Espagne): basanites à leucite et basanites à analcime». *Bull. Soc. Franc. de Mineralogie et de Cristallographie*, t. 92, pp. 376-382.
- TRILLA, J., y PALLI, L. (1977).—«Vulnerabilidad a la polución como temática hidrogeológica. Aplicación en una zona de los alrededores de Girona». *Cámara Of. de Com. e Ind. Gerona*, 75 pp.
- VIA, L. (1969).—«Crustáceos decápodos del Eoceno español». *Revista Pirineos*, núms. 91-94, 480 pp.
- VIDAL, L. M. (1886).—«Reseña Geológica y Minera de la Provincia de Gerona». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Prov. de Gerona*, tomo XIII, cuaderno 2.
- VILLALTA, J. F., y PALLI, L. (1973).—«Presencia del Mioceno continental bajo el cauce del río Onyar en Gerona». *Acta Geol. Hisp.*, t. VIII, pp. 109-110.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA