



# IGME

366

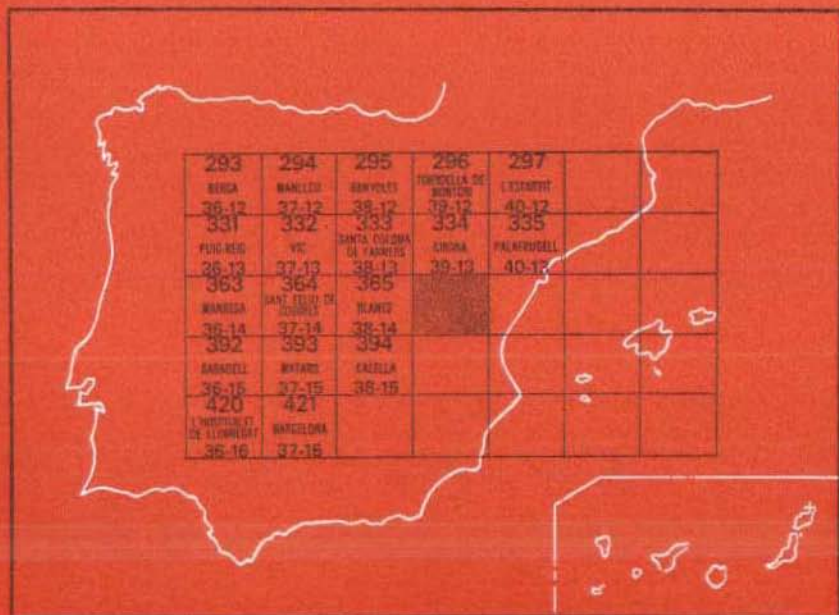
39-14

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

### SAN FELIU DE GUIXOLS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**SAN FELIU DE GUIXOLS**

**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 Petroológicos*: 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 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 - 37.146 - 1983

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

## 1 INTRODUCCION

La casi totalidad del área abarcada por la Hoja está ocupada por rocas ígneas pertenecientes al gran batolito de la Cordillera Costero Catalana, quedando relegados los materiales sedimentarios a escasos afloramientos presentes en el ángulo NO de la Hoja y pertenecientes a la Depresión de la Selva, así como a los cuaternarios desarrollados a lo largo de las principales arterias fluviales.

Dada la homogeneidad de los materiales que constituyen la Hoja, se ha hecho especial hincapié en los extensos afloramientos graníticos que componen el área estudiada, así como en el complejo cortejo filoniano del que van acompañados.

El trabajo se realizó en el año 1978, y consta de Hoja, Memoria y Documentación complementaria.

## 2 ESTRATIGRAFIA

La mayor parte de la Hoja está ocupada por rocas intrusivas tardihercínicas.

Los materiales sedimentarios se reducen al Paleozoico de los alrededores de Santa Ceclina y Santa Sussana, fuertemente afectados por metamorfismo de contacto, a los sedimentos terciarios arcósicos de los alrededores de Llagostera y al cuaternario asociado con la red fluvial.

### 2.1 PALEOZOICO

#### 2.1.1 ORDOVICICO-SILURICO

##### 2.1.1.1 Esquistos cuarzo feldespáticos, pizarras y areniscas (O<sub>31</sub>)

Constituye los tramos inferiores de la serie estratigráfica paleozoica. Está formado por un conjunto predominantemente pelítico, con esquistos-

sidad generalizada, afectado posteriormente por un metamorfismo de contacto asociado a la intrusión granítica. Esta, a su vez, es causante del escaso tamaño y contactos irregulares de los afloramientos que en ocasiones se reducen a meras pinzaduras o restos no asimilados por los materiales plutónicos.

Estratigráficamente se sitúa este tramo debajo de las pizarras con quiasolita, y aunque no existe fauna, debido en parte a los procesos metamórficos sufridos, por correlación con las Hojas de Calella, Mataró y La Garriga, pueden corresponder al Ordovícico.

LLOPIS-LLADO (1953) les asignó una edad Llandeilo-Caradoc. Por nuestra parte hemos reconocido la existencia de esquistos cuarzo-feldespáticos de origen vulcano sedimentario, lo cual parece confirmar la posible edad Caradoc de este tramo.

Petrográficamente corresponden a unos esquistos moteados y cornubianíticos, originados en un episodio térmico de la intrusión granítica, así como pequeños niveles de cuarcita de unos 15 cm. de espesor, que aparecen de modo esporádico. Al microscopio dan una textura granoblástica y porfidoblástica (muestras 581 y 596) con poiquiloblastos de cordierita, pseudo metamorizados en una masa de sericita (muestras 582 y 591). Otras veces la textura es parcialmente esquistosa y bandeada (muestra 582). Parece que la esquistosidad es paralela al bandeo composicional.

Los mejores afloramientos de esta edad se encuentran en la región de Caulés; por hallarse muy replegados y no poder determinar la estructura con detalle, no se puede calcular exactamente su potencia, pero se piensa que puede alcanzar más de los 100 m. de espesor.

## 2.1.2 ORDOVICICO-SILURICO

### 2.1.2.1 Pizarras azules con quiasolita ( $O_{32}$ - $S_1^B$ )

Las series esquistosas del Ordovícico pasan hacia el techo a una serie pizarrosa de tonos negros, con grafito (muestra 593), rica en cuarzo, con abundantes cristales de quiasolita de carácter postectónico.

En la composición mineralógica cabe distinguir cuarzo, sericita y grafito, como componentes principales, y óxidos de hierro como accesorios. Presentan una penetrativa esquistosidad de flujo.

Estratigráficamente no se puede determinar su edad por carecer totalmente de fósiles, aunque al estar situadas por debajo de los tramos calcosilicatados, asociados al paso Silúrico-Devónico, deben comprender el Ordovícico Superior y parte del Silúrico Inferior.

Correlacionado con el Montseny, este tramo puede asociarse a las pizarras del Avencó de PUSCHMANN (1968) y a las ampelitas silúricas.

El paso a las zonas calcáreas del Silúrico-Devónico no se realiza de una forma brusca, sino gradual, aumentando progresivamente los tramos calcáreos a medida que se avanza en la serie; los niveles pizarrosos afloran bien en la cuerda de Santa Ceclina y en el lugar denominado Terra Negra, debido precisamente a los tonos oscuros de estas pizarras.

No se puede afirmar la potencia exacta del conjunto debido a su complicada estructura, aunque debe ser del orden de unos 50 m.

### 2.1.3 SILURICO SUPERIOR-CARBONIFERO INFERIOR

#### 2.1.3.1 Calizas, pizarras arcillosas y lóditas ( $S_2^B-H_{12}^{A-1}$ )

En este tramo se han observado dos niveles; el inferior está formado por calizas de tonos azules, que presentan en la base intercalaciones de pizarras silíceas de tonos oscuros, debido fundamentalmente a que el tránsito con el tramo inferior de pizarras azules con quíastolita no se produce de una forma brusca, sino gradual.

Las calizas, que se presentan en bancos de varios metros de espesor, se dolomitizan hacia el techo. Los análisis de laboratorio denotan la presencia de epidota y tremolita como principales minerales, y esfena y clinzoisita como accesorios. Esta última, de origen secundario, está relleno de pequeñas cavidades.

El nivel superior está formado por una serie de pizarras, lóditas, esquistos calcosilicatados y pequeños niveles de calizas.

Aunque en hojas próximas (Blanes, 365; La Garriga, 364) se han podido separar cartográficamente estos dos niveles, asimilándose el inferior a las calizas con *Orthoceras* y el superior a las pizarras silíceas y lóditas del Carbonífero Inferior marino (PUSCHMANN, 1968), en ésta no ha sido posible la diferenciación cartográfica, debido tanto a la tectónica como al metamorfismo que afecta a la serie.

Es difícil calcular la potencia de este tramo, pero puede llegar a alcanzar los 100 m. de espesor.

### 2.1.4 CARBONIFERO INFERIOR

#### 2.1.4.1 Conglomerados, areniscas y pizarras ( $H_{12}^A$ )

Sobre el tramo anterior se ha observado en algunas zonas (cerca de la Ermita de Santa Ceclina) una serie alternante de materiales detríticos y arcillas. Estos niveles detríticos están formados por areniscas que pasan lateralmente a conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita e intensamente deformados, que llegan a alcanzar un tamaño máximo de 5 cm.

## 2.2 Terciario

### 2.2.1 Plioceno (T<sub>2</sub><sup>B</sup> as)

Se designa con esta edad a unos depósitos que aparecen al norte de la Hoja, rellenando depresiones relacionadas con los movimientos alpidicos.

Estas forman parte de la Depresión tectónica de la Selva, en sus esribaciones meridionales, y litológicamente están constituidas por depósitos detríticos finos, arenas y arcillas de tonos ocres.

Las areniscas, arcósicas, contienen cantos heterométricos de 10 a 30 cm. de diámetro bastante rodados algunos, pero angulosos la mayoría, de granitos con diferentes grados de alteración, pizarras, cuarzo y material volcánico (lo cual implica una edad prepliocena o al menos Plioceno Inferior para el vulcanismo); completan la litología del Terciario unas arcillas con gran plasticidad, que a modo de intercalaciones están presentes en el conjunto arcósico.

La existencia de algunos sondeos en diferentes puntos pone en evidencia una potencia máxima de 15 m. para el Plioceno al sur de Llagostera y una columna que comienza con limos y arcillas (≈3 m.) para pasar en profundidad y hasta llegar al sustrato granítico, a arenas arcósicas y gravas de cantos de litologías diversas. Estas últimas, y sobre todo las arenas, son las que dan el aspecto característico del Plioceno (arcosas de colores claros).

Sondeos realizados en la Hoja 334 (Gerona) ponen de manifiesto una mayor variación en las componentes de la columna estratigráfica, así como una mayor potencia de la serie (20 m.) como corresponde a zonas más próximas al centro de la cuenca terciaria.

La estratificación parece horizontal en todos los casos y se apoya discordantemente sobre el granito o en algunas zonas, como sucede en los alrededores de Can Gros y Can Domenech, sobre el Paleozoico Inferior descrito.

Al no haberse detectado existencia de fauna, sólo por comparación con estudios de áreas adyacentes (comarca de la Selva) es posible atribuirles una edad pliocena.

La potencia media que adquiere el conjunto es de unos 12-14 m.; los mejores afloramientos corresponden a la trinchera de la carretera Llagostera-San Feliu, en las proximidades de Can Nadal.

## 2.3 Cuaternario

Los depósitos recientes, más extensos al N de la Hoja, cabe deividirlos en los siguientes grupos:

### 2.3.1 ELUVIAL (Q.E.)

En los alrededores de San Feliu de Guixols y S'Agaró, se distingue un suelo de gran extensión superficial y escaso espesor y que debido a su génesis «in situ» se amolda al relieve subyacente y posee la misma naturaleza litológica que la de la roca sobre la que se asienta, en este caso el macizo leucogranítico de grano grueso. Se traduce en suelos tipo lenz más o menos evolucionados de esa composición, con granos de cuarzo. Dentro del escaso espesor que estos depósitos presentan, existen variaciones en la potencia, pasando de tener el mayor espesor en zonas de vaguada a mínimo o inexistente en suaves laderas o abruptas pendientes.

### 2.3.2 COLUVIAL (Q.C.)

Al pie de algunas vertientes y en el cambio de pendiente con zonas llanas, se observan unos depósitos en forma de cuña cuyo máximo espesor coincide con el punto de ruptura de pendiente y por cuya parte baja es frecuente que unan con depósitos aluviales.

Están constituidos por una arcilla arenosa con granos de cuarzo y feldspatos, función del área madre de donde provienen, son observables en la zona de Santa Cristina de Aro, desarrollados al pie de los macizos graníticos, de cuya denudación proceden.

### 2.3.3 CONOS DE DEYECCION (Q.Cd.)

Ocupando zonas similares a las del caso anterior, pero con sedimentos de características fluviales, cabe citar a los conos de deyección, depositados al pie de los torrentes que discurren con dirección N-S, atravesando el macizo cristalino de las Gavarres situado al N del Ridaura. Al igual que en los coluviones, ya que el área madre es idéntica, los depósitos tienen las mismas características petrográficas. Se trata de un sedimento detrítico constituido por cantos de naturaleza granítica englobados en una matriz arcillo-arenosa. Son depósitos caóticos, muy heterométricos, en cuyos componentes queda patente el medio de transporte, ya que dentro de ser transportados con determinada energía, presentan algún grado de evolución (cantos no tan angulosos como en los coluviones). Son claramente observables a la orilla izquierda del Ridaura, entre Santa Cristina y Castillo de Aro.



#### 2.3.4 ALUVIAL (Q.T.)

Adquieren dimensiones importantes en el curso bajo del Ridaura, principal arteria fluvial de la Hoja, y en las rieras próximas a Llagostera; menor desarrollo poseen los aluviales de Lloret de Mar y Riera de Tossa.

En esta última, y algunas otras, los depósitos presentan un carácter marcadamente arenoso, con abundancia de elementos groseros de litología diversa, dada por una parte la energía del relieve que las circunda, y por otra, el carácter estacional de estos cursos fluviales, que se comportan como ramblas.

Por el contrario, en el Cuaternario del Ridaura los depósitos, más homogéneos, presentan un carácter marcadamente arenoso, predomina el tamaño fino, siendo escasas las fracciones gruesas. Estas, de naturaleza granítica y pizarrosa, se localizan en áreas de mayor energía del relieve.

La explicación a la composición arenosa del Cuaternario del Ridaura, debe buscarse en los diferentes tipos de granito que constituyen las laderas del río, de donde recibe las aportaciones.

Información de siete sondeos realizados en Playa de Aro (desembocadura del Ridaura) dan hasta el sustrato granítico, un Cuaternario aluvial de 12 a 15 m. de espesor constituido por arenas grises, limosas, con algunos cantos de cuarzo poco rodados, lavadas, con intercalaciones de limos orgánicos negros y grises y arcillas muy plásticas, pero siempre con zonas arenosas. A medida que se alcanzan cotas próximas al granito, las arenas cuarzosas se hacen de grano más grueso, presentan bolos y gravas en la base y en general están muy limpias.

No ha sido posible determinar ninguna terraza, por lo que se le considera a todo el Cuaternario del Ridaura como aluvial terraza en general.

#### 2.3.5. DEPOSITOS DE INUNDACION (Q.A.I.)

Se refiere a los actuales cursos fluviales, sólo representables en el Ridaura y Riera de Tossa.

#### 2.3.6 PLAYAS (Q.P.)

Hay que añadir, a los depósitos continentales descritos, los sedimentos marinos de las playas para completar el Cuaternario presente.

### **3 TECTONICA**

#### **3.1 TECTONICA HERCINICA**

Los materiales sedimentarios que se encuentran en esta Hoja están afectados por la Orogenia Hercínica.

Por comparación con los Pirineos, se puede determinar que este plegamiento tendría lugar durante el Westfaliense, FONTBOTE y JULIVERT (1954), aunque ya hubo movimiento antes del Viseiense, pues en zonas cercanas se aprecian discordancias entre el Carbonífero Inferior y los materiales silúrico-devónicos.

##### **3.1.1 MOVIMIENTOS PREVISEIENSES**

Es importante señalar que estos materiales ya han sufrido, antes de la fase principal de plegamiento, una serie de movimientos que causaron pliegues de gran radio de curvatura, situándose el plegamiento en un nivel estructural superior. Estos movimientos, unidos al diferente comportamiento mecánico de pizarras y calizas, favorecerán la tectónica a la que posteriormente se verán sometidos estos materiales.

Este plegamiento corresponde a la fase bretónica de edad Tournaisiense.

##### **3.1.2 MOVIMIENTOS WESTFALIENSES**

La tectónica que caracteriza a las estructuras que se generaron durante el Westfaliense es una tectónica polifásica que varía según sea la naturaleza de los materiales a los que afecta y según la profundidad. Asimismo hay que tener en cuenta que esta Hoja está formada principalmente por rocas intrusivas (unas de carácter tarditectónico y otras postectónico) que fueron las que crearon la estructura de bóveda determinante en esta Hoja.

Tectónicamente estas estructuras se formaron en el nivel estructural inferior, por lo que las esquistosidades adquieren en esta zona una gran importancia. En esta Hoja se pueden observar dos fases:

###### **3.1.2.1 Fase 1**

Esta primera fase es la responsable de una esquistosidad de flujo, penetrante en toda la serie inferior paleozoica. Las estructuras asociadas a esta esquistosidad son pliegues isoclinales y asimétricos. Frecuentemente esta esquistosidad es horizontal y paralela a las superficies litológicas primarias.

Quedan enmascaradas estas estructuras a causa del intenso plegamiento sufrido posteriormente, que hace no sean visibles los pliegues, aunque sí se ha detectado la orientación, paralela a la estratificación, en algunos minerales de estructura planar. De un modo general se puede decir que este es el único testimonio que queda de la primera deformación.

### 3.1.2.2 Fase 2

A esta fase se deben las estructuras actualmente visibles en la Hoja.

El estilo tectónico dominante en el paleozoico de Caulés y Santa Celdina es el constituido por pliegues isoclinales, y tectónica en stockwerk producida por la diferente plasticidad que existe entre las calizas devónicas y las pizarras silúricas. Todo ello es observable en las inmediaciones de Can Rustoy, donde se reconoce un sinclinorio de dirección NE-SO.

La dirección y vergencia de estos pliegues es difícil de determinar debido, fundamentalmente, a los muchos cambios que presentan. En general se puede definir como una zona de tránsito, ya que las direcciones generales de los pliegues cambian, pasando de la NO-SE, en la parte occidental, a un rumbo NE-SO, en la oriental. La vergencia se puede considerar en líneas generales como Norte para toda la Hoja.

A escala más detallada se puede decir que a los pliegues de tipo similar y asimétrico originados en esta fase, acompaña una esquistosidad de crenulación más vertical que la generada por la fase primera.

Posteriormente y en una fase compresiva se produjeron procesos de «Kin-king», dando lugar a reverse «Kink-bands».

### 3.1.3 TECTONICA DE EMPLAZAMIENTO

Tiene lugar a continuación la intrusión granítica posttectónica que provoca metamorfismo de contacto en casi toda la serie paleozoica. La intrusión va acompañada de una fase distensiva que origina el diaclasamiento del macizo cristalino según las direcciones NE-SO y NO-SE, a favor de las cuales tiene lugar la inyección de filones de litología variada que afectan, como es lógico, a la cobertera paleozoica.

Completan el cortejo filoniano los lamprófidos de edad triásico-jurásica, que indican también una tectónica distensiva para esos tiempos.

Las principales direcciones de fracturación que la Orogenia Hercínica imprime en la Cordillera Prelitoral Catalana, presentan una disposición OSO-ENE, casi paralela a la línea de costa, NE-SO y NO-SE. La orientación fundamental de los filones que acompaña a la intrusión granítica se realiza según las primeras direcciones, instalándose principalmente los pórfidos y apatitas en una serie de diaclasas verticales de dirección NE, que coincide

con el sistema de fracturación «Q» de CLOOS (ASAHUER y TEICHMÜLLER, 1935).

Perpendicularmente a esa dirección se desarrolla otra conjugada, de menor importancia, sobre la que también se instalan diques de la misma composición.

### 3.2 TECTONICA ALPINA

Condiciona las principales líneas de fracturación actualmente observables. Se distinguen discontinuidades según dos direcciones predominantes: NE-SO y NO-SE (SOLE, 1978), que son las que condicionan las grandes líneas morfológicas y la orientación general NE-SO de la Cordillera Litoral Catalana.

Las primeras, menos tendidas que las alineaciones hercínicas de esa dirección, afectan fundamentalmente a las rocas intrusivas, no provocando en ellas grandes dislocaciones, máxime cuando resulta difícil su observación.

Por el contrario, las fracturas de dirección NO-SE son fallas hercínicas reactivadas en la orogenia Alpina. Son las discontinuidades más importantes, tanto por los efectos que provocan en los materiales sedimentarios, como por los fenómenos de episienitización que se producen cuando atraviesan granitos.

Las dos fallas más importantes son las que han condicionado el Valle de Tossa y Valle del Ridaura, entre los cuales queda situado el macizo de Cadiretas y Pedra Alta, macizo rígido que apenas se ha fragmentado.

En las proximidades de Tossa, en el labio izquierdo de la falla Tossa-Santa Ceclina, se desarrolla una serie de fallas en graderío, en el granito biotítico, que no son sino fallas satélite a favor de las cuales emergen las escasas manifestaciones volcánicas presentes en la Hoja. Por el contrario, el labio derecho se comporta como un zócalo más rígido.

Paralela a la falla de Tossa, atravesando el Mont Pelat y condicionando el trazado del curso superior del Ridaura, se desarrolla otra falla, encontrando asociadas pequeñas emisiones volcánicas.

El valle del Ridaura es una fosa tectónica limitada por una serie de fallas en graderío, algunas de las cuales permiten la emersión de fuentes carbónicas que con relativa frecuencia aparecen en el Valle de Aro.

De esto se deduce que la dirección NO-SE (hercínica y reactivada en la orogenia Alpina) es la más importante y la que ha condicionado las estructuras y morfología visibles en la actualidad.

## 4 HISTORIA GEOLOGICA

La falta de datos paleontológicos en terrenos paleozoicos ha llevado a la identificación de la serie estratigráfica por correlación con áreas de las Hojas colindantes.

Los niveles más bajos encontrados en la serie son un conjunto de pizarras de edad ordovícica, lo que hace pensar en la instalación de un medio marino para esta edad, con deposición de series pelíticas, que por posterior metamorfismo darían lugar a la serie pizarrosa citada.

A finales del Ordovícico la cuenca sufriría ciertas inestabilidades, como lo demuestra la aparición de frecuentes, pero escasos episodios detríticos, traducidos en pequeños bancos de cuarcita que culminan la serie esquistosopizarrosa ordovícica y constituyen el paso hacia el Silúrico. Una vez alcanzada la estabilidad en la cuenca tiene lugar la deposición de elementos detríticos finos, cuya posterior tectonización y metamorfismo originarían la serie de pizarras con quilastolita que constituyen el Silúrico.

A continuación, y debido a los movimientos hercínicos, se produce un levantamiento general de esta zona erosionando parte de las calizas devónicas. Este fenómeno erosivo favorece la escamación a la que están sometidos estos tramos calcáreos.

Al no existir en esta Hoja materiales paleozoicos más modernos, no se puede continuar la historia geológica, aunque por comparación con Hojas vecinas es posible precisar que los movimientos prehercínicos sucedieron posiblemente durante el Tournalsiense y que el plegamiento principal de este área tuvo lugar en el Westfaliense.

En él cabe distinguir dos fases de deformación, la primera de las cuales afecta a zonas profundas y da como resultado la formación de pliegues isoclinales y recumbentes, en los que se desarrolla una esquistosidad de flujo horizontal; esta geometría queda enmascarada por los efectos de la segunda fase que origina estructuras más complicadas con pliegues de plano axial más vertical y esquistosidades en ese sentido.

Esta segunda fase fue la que dio lugar a casi todos los pliegues visibles actualmente y la causante de que los materiales rígidos formasen escamas a favor de despegues de los materiales plásticos.

La fase final del plegamiento hercínico está ligada a una extensa granitización y plutonismo discordante (bien representada por la amplia gama de granitos presentes) con su correspondiente aureola de contacto que afecta a casi toda la serie paleozoica.

En la posterior diaclasación y fracturación del rígido bloque intrusivo, tienen su origen las rocas filonianas, entre las que son más abundantes los pórfidos y aplitas.

Queda formado así un relieve hercínico constituido casi exclusivamente por el macizo plutónico intrusivo, que se va a comportar como un bloque rígido frente a nuevos esfuerzos. Completan el marco geológico, para estos tiempos, los escasos afloramientos paleozoicos, metamorizados y plegados precisamente por la intrusión granítica.

Durante el Mesozoico no existe sedimentación, se produce la denudación y remodelación de la morfología preexistente y continúa la inyección de filones a favor de fracturas ya existentes y ahora reactivadas (asociadas a fases distensivas).

Posteriormente, en el Terciario, la orogenia Alpina condiciona el relieve actual reactivando antiguas fracturas y originando otras nuevas; la respuesta a estos impulsos se traduce, dada la rigidez del sustrato hercínico, en la partición en bloques a favor de las fracturas más importantes, como la de Tossa, Llagostera, etc. En general y a menor escala, esa tectónica en bloques condiciona la formación de cubetas o cuencas rellenas más tarde (durante el Plioceno) por sedimentos detríticos de carácter continental formados a expensas de los materiales hercínicos preexistentes.

También ligados a esta reactivación o tectónica Alpina aparecen las pequeñas efusiones volcánicas que con escasa representatividad aparecen en la Hoja.

Durante el Cuaternario comienza un ciclo erosivo con la instalación de la red fluvial actual, depósitos de piedemonte y otra serie de materiales de diferente génesis, que confieren la morfología actualmente observable.

## **5 PETROLOGIA**

### **5.1 ROCAS IGNEAS**

#### **5.1.1 ROCAS PLUTONICAS**

Forman parte del extenso plutón que, con dirección SO-NE, se desarrolla paralelo a la costa, entre ésta y la depresión del Vallés. En él y hasta su límite septentrional con la zona de las Gavarres, se ha distinguido una serie de unidades o facies graníticas que se han podido establecer en base a criterios texturales y morfológicos.

En función de estos parámetros cabe diferenciar cinco tipos o facies de granito, en las cuales se puede adelantar que existe una relación inversa entre la basicidad de sus componentes y la resistencia a la erosión. En general, las formas de topografía suave y alomada están ocupadas por granitos con abundancia en minerales melanócratos y, por tanto, más bá-

sicos, mientras que los granitos ácidos quedan reservados a formas de relieve más destacadas, como son el Macizo de las Cadiretes, Puig Montclar y otros.

Se comienza por estudiar los tipos de roca que constituyen el plutón, considerando posteriormente las de naturaleza subvolcánica o hipobisal.

Los granitos tienen un marcado carácter postectónico, como se deduce tanto del tipo de afloramientos como del hecho de englobar restos de la cobertera paleozoica en su interior. Asimismo se puede establecer una secuencia en los granitos, según su posición respecto a las bóvedas cristalinas.

En relación con el momento de emplazamiento se han distinguido las siguientes facies petrográficas: granodiorita, granodiorita porfídica, leucogranito de grano grueso, leucogranito de grano medio y leucogranito de grano fino de dos micas.

#### 5.1.1.1 Granodiorita $(\text{c}_{-3}\text{Y}^{\text{b}}\text{T}^{\text{b}}\text{b}^{\text{3}})$

Aparece con gran desarrollo en el ángulo NO de la Hoja, en las proximidades de la Depresión de la Selva, y de forma aislada en los alrededores de Lloret de Mar y San Feliú de Guixols, en los cambios de pendiente entre las altas elevaciones y el mar.

A simple vista constituye masas irregulares de tonos oscuros, de grano medio, en las que se reconocen fácilmente los principales minerales que las definen.

También es observable la existencia de gabarros, que en forma de masa o balsadas se desarrollan con gran frecuencia en la granodiorita. El origen que se da a estos enclaves, clasificados como quersantitas cuarcíferas por SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1930), es de asimilación de capas paleozoicas o de diferenciación básica de un magma intrusivo, al igual que los lamprófidos, pero que difiere de ellos en la forma de instalarse (MARCET RIBA, 1948).

Petrográficamente presentan un tamaño de grano homogéneo; lo mismo sucede con la composición, constituida principalmente por cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico. La textura, granuda, es alotriomorfa heterogranular de grano medio-grueso. El mineral predominante es el cuarzo, que aparece a modo de cristales alotriomorfos, con los bordes recrystalizados por fenómenos de deformación a alta temperatura.

Las plagioclasas, frecuentemente zonadas, presentan fenómenos de saurritización (muestra 517). En ocasiones desarrollan maclas mecánicas de origen postcristalino (muestra 548).

La biotita suele ser la única mica presente; es la que comunica el tono oscuro a la granodiorita y es tal su abundancia que esta roca ha sido ci-

tada y dada a conocer por otros autores como granito biotítico. Esta mica presenta hábito tabular y frecuentemente se halla alterada a clorita.

Entre los principales minerales accesorios cabe citar el circón, apatito, clorita y minerales opacos.

De los análisis químicos realizados en este tipo de granitos, se han obtenido los siguientes resultados:

	%
SiO <sub>2</sub> ... ..	70,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	17,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,30
CaO ... ..	3,04
MgO ... ..	1,48
K <sub>2</sub> O ... ..	2,90
Na <sub>2</sub> O ... ..	3,17
P.p.c. ... ..	1,21

#### 5.1.1.2 Granodiorita porfídica (<sub>p</sub>Υη<sup>3</sup>)<sup>b</sup>

Con menor desarrollo que la facies anterior, aparece asociada casi siempre a zonas de fracturación y en contacto con granodioritas o cobertera paleozoica. Su posición corresponde a áreas periféricas de la bóveda intrusiva.

Mineralógicamente presentan los mismos componentes que la granodiorita normal; únicamente se diferencia de ella en la existencia de fenocristales o fenoblastos de feldespato y plagioclasas de hasta 3 o 4 cm. de longitud. De ahí en ocasiones se le dé el nombre de granito fenoblástico.

Al igual que en la facies anterior, es también frecuente la presencia de gabarros.

Los mejores afloramientos corresponden a S'Agaró.

Los análisis químicos obtenidos a partir del muestreo han proporcionado los siguientes resultados:

	%
SiO <sub>2</sub> ... ..	71,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	16,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	1,78
CaO ... ..	2,32
MgO ... ..	0,94
K <sub>2</sub> O ... ..	3,71
Na <sub>2</sub> O ... ..	3,02
P.p.c. ... ..	0,73



### 5.1.1.3 Leucogranito de grano grueso ( $c_2\gamma^3$ )<sup>b</sup>

Conocido por otros autores como granito pegmatítico, es característico de él tanto los tonos claros como el tamaño de grano.

Posee gran extensión de afloramientos y generalmente se encuentra bordeando áreas ocupadas por leucogranito de grano medio.

Se trata de una facies con menos alteración que las anteriores; en consecuencia, sus afloramientos dan relieves más agrupados que la granodiorita. Ocupa las zonas topográficamente más altas de la Hoja, como el macizo de Cadiretes, Pic Montclar. Es típico de este tipo de granito los tonos claros y rosados (ausencia de componentes melanocratos), así como el tamaño de grano, que le da un aspecto macrogranular muy característico. Morfológicamente hay que destacar su disyunción en bolas, consecuencia de la combinación de componentes, como diaclasación, caracteres texturales, etc.

La textura, al microscopio, es alotriomorfa granular con tendencia a hipidiomorfa, siendo los minerales constituyentes más importantes el cuarzo, feldespato potásico y las plagioclasas, según la serie albita-oligoclasa (muestra 610). Como accesorios cabe citar la biotita, circón y moscovita (muestra 625).

Los feldespatos presentan un incipiente desarrollo de mirmequitas en los bordes, así como frecuentes pasos a pertitas. Respecto a las plagioclasas (albita), cabe decir que son policristalinas intergranulares.

No se presentan enclaves tipo gabarro; por el contrario, son frecuentes las asimilaciones a gran escala de otras facies graníticas, así como las rocas filonianas de variada naturaleza.

De los análisis químicos efectuados en las muestras de este tipo de granito, se han obtenidos los datos siguientes:

	%
SiO <sub>2</sub> ... ..	77,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	13,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,35
CaO ... ..	0,59
MgO ... ..	0,09
K <sub>2</sub> O ... ..	4,06
Na <sub>2</sub> O ... ..	3,53
P.p.c. ... ..	0,28

#### 5.1.1.4 Leucogranito de grano medio $(c_3Yp^3)$

Del mismo modo que en el caso anterior, se halla ocupando zonas elevadas del relieve, como el Rosell, parte del macizo de Cadiretes, Pedra Alta, etc.

Es también resistente a la erosión y su forma de disgregación es mediante disyunción en bolas. Únicamente se diferencia de la facies anterior en el tamaño de grano y momento de emplazamiento; parece ser que se trata de un granito de marcado carácter intrusivo, como se deduce de la observación de la cartografía y su modo de emplazamiento, cortando otras facies graníticas.

Es pobre en elementos melanocratos, y según LLOPIS (1953) estos granitos «son los representantes de una fase magmática hiperácida, de avenida póstuma, cuando el magma había ya perdido casi toda su basicidad por separación de sus elementos negros».

Microscópicamente presentan una textura hipidiomorfa homogranular, con tendencia a alotriomorfa heterogranular y como principales componentes cabe citar el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita (muestras 524 y 571).

Del estudio de lámina delgada se deduce un ligero grado de alteración en las plagioclasas, que pasan a sericita (muestras 524, 504 y 571), caolinitización de feldespatos (muestra 528) y cloritización de la biotita (muestra 524).

El cuarzo, al microscopio, presenta extinción ondulante y en ocasiones está incluido en el feldespato potásico (muestras 524, 504, 571 y 636); en los feldespatos pertitzados se observan las maclas de la microclina y Carlsbad (muestras 571 y 504), así como zonación y maclado polisintético en las plagioclasas (muestra 504).

Como principales minerales accesorios cabe citar a la moscovita, apatito, circón y minerales opacos.

Los análisis químicos efectuados han proporcionado los siguientes porcentajes:

	%
$SiO_2$ ... ..	76,48
$Al_2O_3$ ... ..	14,32
$Fe_2O_3$ ... ..	0,23
CaO ... ..	0,30
MgO ... ..	0,08
$K_2O$ ... ..	4,31
$Na_2O$ ... ..	3,35
P.p.c. ... ..	0,92

### 5.1.1.5 Leucogranito de dos micas <sup>b</sup><sub>(c-4)Ym<sup>3</sup></sub>

El principal afloramiento con estas características se sitúa al norte del Castillo de Aro (vertiente meridional del macizo de Las Gavarres). Es muy resistente a la erosión, el modelado que da es de fuertes relieves, debido a su compacidad, posee tonos claros y el tamaño de grano es fino, casi afanítico.

El estudio de lámina delgada da como principales componentes: cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico (microclima) y biotita, moscovita y apatito como accesorios (muestra 619).

Se trata de un granito formado a altas temperaturas, como se deduce de la recrystalización en granos pequeños de cuarzo y feldespatos (muestra 619). Por otra parte, el feldespato potásico presenta algunas uniones triples, que significan textura en equilibrio.

Constituye el mejor afloramiento el situado al N de la Hoja, ya que en él es donde mejor se observan las características microscópicas anteriormente citadas.

De los análisis químicos obtenidos a partir de muestras de este tipo de granito, se han obtenido los siguientes resultados:

	%
SiO <sub>2</sub> ... ..	74,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	15,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,7
CaO ... ..	0,95
MgO ... ..	0,31
K <sub>2</sub> O ... ..	4,60
Na <sub>2</sub> O ... ..	3,14
P.p.c. ... ..	0,89

### 5.1.1.6 Leucogranito aplítico <sup>b</sup><sub>(c-4)Yp<sup>3</sup></sub>

Constituye un único afloramiento de considerables dimensiones, que se localiza al N de Tossa, atravesado por una gran masa filoniana de naturaleza ácida.

Sus características «de visu» son el grano fino, casi afanítico, y su gran compacidad, lo que da como resultado relieves fuertes, resistentes a la erosión. También es característico de este granito la escasez de rocas hipoabisales en su interior.

El análisis petrológico (muestras 551 y 512) da como principales com-

ponentes el cuarzo y feldespato potásico, y la albita, biotita y moscovita como accesorios.

La textura es alotriomorfa granular y la biotita presenta pleocroísmo marrón oscuro.

### 5.1.2 ROCAS HIPOBISALES (Diques y Filones)

El completo granítico en sus diversas facies se encuentra atravesado por un variado cortejo filoniano, instalado especialmente a favor de los sistemas de fracturas hercínicas. Están presentes tanto de naturaleza ácida (cuarzo, aptitas, etc.) como básica (lamprófidos). Se han distinguido un total de ocho grupos diferentes, que son los siguientes:

#### 5.1.2.1 Lamprófidos (FL<sup>3-4</sup>)

Pertenecen a este grupo las rocas filonianas, que con tonos oscuros están incluidas entre la masa granítica.

Son rocas básicas de aspecto terroso, de tonalidades verdosas, muy alteradas, que al microscopio presentan textura pilotaxítica y porfídica (muestra 536).

La plagioclasa, principal componente, se presenta a modo de fenocristales fuertemente saururizados (muestra 536) que con frecuencia dan lugar a la formación de calcita y sericita (muestra 510).

En ocasiones el grado de alteración es tal que no permite apreciar ni textura ni mineralogía primaria, como el caso de la muestra 528.

Además de las plagioclasas, otros elementos principales, que forman parte de la composición mineralógica, son hematites, calcita, apatito, minerales opacos, clorita y esfena, quedando como accesorios caolín, cuarzo, epitota, moscovita, etc.

Estos diques, en general de escaso espesor, se disponen casi exclusivamente en la dirección NE-SO y principalmente en la masa granodiorítica. Esporádicamente aparecen en el leucogranito de grano grueso.

La cronología relativa de estas rocas ya fue establecida por SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1930). Gracias a dataciones radiométricas más recientes de CHESSEX *et al.* (1965), en la zona de Palafrugell-Palamós se ha determinado que los lamprófidos, las rocas efusivas más modernas, tienen una edad de 185 M.A., es decir, Triásico-Jurásico.

#### 5.1.2.2 Pórfidos de composición granodiorítica (FO $\gamma$ $\eta$ <sup>3</sup>)

Macroscópicamente se observa en ellos una serie de fenocristales englobados en una matriz de tonos claros.

El estudio de lámina delgada habla de una textura porfídica holocristalina heterogranular (muestra 642), constituida por fenocristales de plagioclasa y cuarzo, este último en forma bipiramidal (muestra 549) con signos evidentes de corrosión magmática en los bordes empastados en una matriz cuarzo-feldespática de grano grueso. Las micas (biotita) están plegadas y presentan extinción ondulante.

Los principales componentes de la composición mineral de estos diques son: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas, quedando la biotita y minerales opacos como accesorios.

#### 5.1.2.3 **Pórfidos de composición monzonítica a monzosienítica** ( $FO_{\mu-\mu\chi^3}$ )

Irregularmente distribuidos se han cartografiado sólo cinco diques que poseen esta composición.

Tienen tonos oscuros, escaso espesor y las características principales al microscopio son: el feldespato potásico y plagioclasas como elementos primordiales en la composición mineralógica (muestras 530, 537 y 574) quedando la sericita, clorita, biotita, epidota, circón y apatito como accesorios.

Poseen fenocristales subidiomorfos de plagioclasas sausrinizadas y de biotita cloritizada englobados en una matriz formada por intercrecimiento de cuarzo y feldespato, en la que se desarrollan esferulitos de cuarzo y microlitos de feldespato (muestras 574 y 537). La biotita es fuertemente pleocroica y en ocasiones se halla transformada en moscovita.

La textura, porfídica, pasa en algunas muestras a hipidiomorfa (muestras 537 y 631) o esferulítica (muestra 574).

#### 5.1.2.4 **Pórfidos de composición diorítica a cuarzodiorítica** ( $FO_{\eta-\eta_q^3}$ )

En toda la Hoja únicamente se ha cartografiado un filón de estas características. Queda situado en los alrededores del Convento de Solius, según la dirección alpina NO-SE, dentro del granito biotítico.

Según datos de microscopio, posee una textura granoblástica, estando constituido por los siguientes minerales: plagioclasas, anfíboles de la serie tremolita-actinolita. Poseen una zonación muy intensa con el núcleo seritizado.

La sericita, epidota, circón, biotita, clorita, apatito y opacos, son los principales minerales accesorios.

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

Se trata del grupo filoniano más abundante y con mayor representación cartográfica.

Se presentan bien en diques o bien formando verdaderos macizos con entidad propia o subvolcanes, si se acepta la nomenclatura de CLOOS; tal es el caso de Puig Burrasa, al oeste de Tossa, y el Puig Nou, al norte de la misma población.

Son muy compactos, de ahí que den relieves muy fuertes como consecuencia de la resistencia a la erosión. Cuando yacen en forma de filones son extraordinariamente abundantes, aunque de escaso espesor, disponiéndose casi exclusivamente en la dirección hercínica NE-SO.

Atendiendo al criterio de grado de cristalinidad de la pasta, se ha dividido a estos granitos en: granófidios, microgranitos y felsófidios, según se trate de matriz microcristalina, criptocristalina o afanítica.

Los que se presentan en forma de subvolcanes pertenecen al primer tipo.

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

Presentan textura porfídica con cristales alotriomorfos. Están constituidos por fenocristales de cuarzo y plagioclasas, englobados en una pasta alotriomorfa principalmente por feldespato potásico. Dentro de esa matriz son distinguibles microlitos de ortosa [muestras 501 y 545].

Tienen escasa representatividad, tanto en espesor como en frecuencia.

#### 5.1.2.7 **Aplitas y pegmatitas (FA<sup>3</sup>)**

##### *Aplitas*

Por sus caracteres macroscópicos y microscópicos son muy semejantes a las facies del granito aplitico.

Macroscópicamente presentan una textura sacaroidea, donde se pueden distinguir pequeños cristales de cuarzo.

Microscópicamente presenta una textura alotriomórfica granular y la composición mineralógica de los minerales principales es cuarzo, feldespato potásico y algunas presentan plagioclasas tipo albita [muestras 518 y 544]. Los minerales accesorios más comunes son: biotita, moscovita, circón [muestra 544] y epidota [muestra 507].

##### *Pegmatitas*

Como las anteriores, presentan unos caracteres muy semejantes a las de las facies pegmatíticas del granito, son menos abundantes que las aplitas y normalmente las acompañan.

Macroscópicamente están formadas por grandes cristales de cuarzo y ortosa, de colores blanco y rosáceo; en algunas zonas se observan grandes placas de moscovita.

Microscópicamente presentan una textura pegmatítica y alotriomórfica heterogranular, con intercrecimiento gráfico del cuarzo y feldespato potásico formando la textura micropegmatítica.

Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas, siendo los minerales accesorios biotita y moscovita.

En general este grupo de filones tiene una dirección NE-SO, variando su espesor de decímetros a varios metros.

#### 5.1.2.8 Cuarzo ( ${}^d_c F_q^3$ )

Es frecuente la presencia de estos filones en fracturas alpidicas, principalmente en la dirección NO-SE y NE-SO.

En general poseen gran espesor, son cataclásticos como consecuencia de hallarse siempre instalados a favor de fracturas; entre todos los presentes en la Hoja cabe citar, por sus dimensiones, el existente en las proximidades de la ermita de S. Baldiri.

#### 5.1.3 ROCAS VOLCANICAS ( ${}^7_c \beta_0^8$ )

Las manifestaciones volcánicas que aparecen en la Hoja están asociadas a los movimientos alpidicos.

Quedan limitadas a cuatro afloramientos de escasas dimensiones y representatividad, si bien la realización de pequeños sondeos ha puesto de relieve la existencia, en algunos puntos, de material volcánico subaflorante o subyacente.

Tal sucede en las inmediaciones de Llagostera, en las pequeñas depresiones rellenas de sedimentos Pliocenos, que engloban en su litología cantos de composición basáltica procedentes de las efusiones volcánicas subyacentes.

En general se trata de basaltos olivínicos y tobas brechoides con fragmentos de rocas ígneas; dada la poca entidad de los afloramientos no ha sido posible establecer la edad de los basaltos, aunque sí se pueden datar como prepliocenos o al menos anteriores al Plioceno terminal, dado que éste contiene cantos de aquéllos.

Por correlación con trabajos que otros autores han realizado en áreas adyacentes, se puede precisar para estas rocas efusivas una edad que va del Mioceno Superior al Plioceno Inferior o Medio.

## 5.2 ROCAS METAMORFICAS

Los procesos metamórficos que afectan a los materiales paleozoicos aflorantes en esta Hoja están ligados a la intrusión granítica, variando sus

facies metamórficas según sea la composición primaria y la intensidad de metamorfismo.

## 5.2.1 METAMORFISMO DE CONTACTO

El metamorfismo de contacto, que afecta a los materiales Paleozoicos de la Hoja, posiblemente alcance las facies de las corneanas hornbléndicas, cuyas primeras etapas deben ser sincrónicas con la segunda 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 (muestra 595); asimismo, se observa cómo la segunda esquistosidad se curva alrededor de estos porfidoblastos.

Esta segunda etapa dio lugar a que se formaran nuevos cristales de biotita, normalmente dispuestos en los planos que determinan esta segunda esquistosidad.

Los cristales de quiastolita posttectónicas indican que los procesos metamórficos continuaron una vez concluida la Orogenia Hercínica (muestra 593).

Se han distinguido los siguientes tipos de rocas metamórficas:

### 5.2.1.1 Esquistos moteados y cornubianitas ( $O_{31}$ )

Generalmente presentan una textura esquistosa y porfidoblástica. Los minerales principales que las forman son cuarzo, biotita y moscovita, siendo los secundarios clorita, rutilo y minerales opacos (muestra 595).

### 5.2.1.2 Cornubianitas quiastolíticas ( $O_{32}-S_1^B$ )

Muy parecidas a las anteriores, con gran abundancia de cuarzo y presentan cristales de quiastolita en algunos casos totalmente sericitizados (muestra 593).

### 5.2.1.3 Rocas metamórficas silicato carbonatadas ( $S_2^B-H_{12}^{A-1}$ )

Con textura granoblástica, estando formadas principalmente por epidota, tremolita y cuarzo.

## 6 GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1 MINERIA Y CANTERAS

Toda la presencia de mineralizaciones se reduce a escasos yacimientos hidrotermales que, en forma de venas o hilos, están presentes en algunos filones y que debido a su escaso interés económico no son explotables.



Dadas las características y homogeneidad litológica de los materiales que constituyen la Hoja se puede decir que en las escasas canteras presentes se explotan casi exclusivamente dos tipos de materiales: granitos y gravas.

Resulta abundante la presencia de canteras con explotación de materiales para ser utilizados en la construcción como áridos naturales de trituración. Estas zonas quedan reducidas a las áreas de alteración del granito y a los depósitos cuaternarios aluviales, principalmente del Ridaura.

## 6.2 HIDROGEOLOGIA

La superficie de esta Hoja se reparte en cuatro cuencas hidrográficas, aunque dos de ellas de escasa extensión.

La más importante es la formada por el río Ridaura. La zona septentrional de la Hoja forma parte de la cuenca del Ter (riera de Gotarra y Benaula).

En la zona sur existen dos rieras, Lloret y Tossa, siendo esta última la de mayor entidad.

En toda la zona las condiciones de drenaje son buenas. En cuanto a las formaciones favorables para el almacenamiento de aguas, se pueden agrupar en dos: acuíferos en el macizo granítico y acuíferos en las formaciones cuaternarias.

Los primeros están formados por fisuras, fracturas y diques que recogen el agua y lo canalizan hacia zonas impermeables, lo que da lugar a manantiales y fuentes (en las zonas donde el Paleozoico tiene alguna representatividad se han encontrado pozos, sobre todo en zonas pizarrosas completamente plegadas y fracturadas).

Los acuíferos formados en el Cuaternario están íntimamente ligados a los anteriormente descritos, siendo normalmente su zona de descarga.

Estos acuíferos están formados por materiales de alteración de los distintos tipos de granitos, que en esta zona alcanzan gran potencia y pueden formar pequeños acuíferos, sobre todo cuando están unidos a fracturas.

Los acuíferos más importantes de esta Hoja son los formados a expensas de los materiales aluviales, como los formados en el río Ridaura, que abastecen a poblaciones importantes como San Feliú de Guixols.

Estos acuíferos fueron estudiados por DOMENECH y LLAMAS (1970).

## 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. (1915).—«Algo sobre las rocas eruptivas del NE de Barcelona». *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, vol. 11, pp. 415-452.
- ASHAUER, M. (1934).—«Die östliche Endigung der Pyrenäen», *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III*, M. 10, Trad. en *Publ. Extr. sobre Geología de España*, II, C. S. I. C.
- 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.
- 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.
- 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.
- CAVET, P. (1957).—«Le Paleozoique de la zone axial del Pyrenees orientales françaises entre le Rousillon y l'Andorre». *Thèse Toulouse. Bull. Serv. Carte Geol. France*, tomo 55, pp. 254-255.
- COY-YLL, R.; GUNN, B. M., y TRAVERIA-CROSS, A. (1974).—«Geochemistry of the Catalonian Volcanics, Spain». *Act. Geol. Hisp.*, tomo IX, núm. 4, pp. 127-132.
- CRUSAFONT, M. (1959).—«La segunda fase transgresiva en el Vindoboniense, del Vallés-Penedés». *Not. Com. IGME*, núm. 55, pp. 3-16.
- 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.<sup>a</sup> ser., vol. VI, núm. 1-2, pp. 27-51.
- [1931].—«Tecnonique de la Catalogne». *Assoc pour l'etude géol. Mediterranee occidentale*, vol. II.
- [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.
- DOMENECH, J., y LLAMAS, R. (1970).—«Estudio de los recursos y reservas hidráulicas totales de la cuenca del Ridaura (Gerona)». *Doc. Inv. Hidrológica*.
- DONVILLE, B. (1973).—«Geologie néogène et âges des eruptions volcaniques de la Catalogne orientale». *Tesis doctoral*. Toulouse.
- 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 graniststeine 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).—«Carta geológica de Cataluña».
- (1926).—«Curso de geología dinámica y estratigráfica aplicada a Cataluña». *Barcelona Imp. La Neotipia*, pp. 1-370.
- 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.
- 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 Gerona. 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 hercinianos en Cataluña». *Congr. Geol. Inter. Comptes. rendus XIX Sesión*. Argel.
- LLOPIS LLADO, N. (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.
- (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.
- LLOPIS LLADO, N.; VIA BOADA, L., y DE VILLALTA, F. (1969).—«Sobre el límite silúrico-devónico en Santa Creu d'Olorde (Barcelona)». *Cuad. Geol. Iber.*, pp. 3-20.
- MARCEC RIBA, J.—«Geologie du Litoral catalan et des chaînes 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.
- (1953).—«Las formaciones cuaternarias de la región costera del Nordeste de España». *Acta 4.º Cong. du Cuaternaire Roma*, pp. 1-7.
- 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.
- PALLI, L. (1966).—«La evolución del Ridaura». *Rev. Ancora*.
- (1972).—«Geología de la Pedra Alta». *Rev. de Gerona*, núm. 61.
- PALLI, L.; PRUNEDA, J., y ALBERTI, P. (1977).—«Las fuentes naturales del término municipal de San Feliú de Guixols». *An. Secc. Cienc. Col. Univ. Gerona*, núm. 2.
- PARIS, C., y ALBERT-BELTRAN, J. F. (1976).—«Sobre la génesis de las aguas carbónicas de la provincia de Gerona». *Act. Geol. Hisp.*, tomo XI, núm. 5, pp. 124-128.
- PRATT (1852).—«On the geology of catalonia». *Quat Journ of the Geol. Soc. of London*.
- PUSCHMANN, H. (1968).—«Stratigraphische untersuchungen im palaozoikum des Montseny Kataloniens Spanien». *Geol. Roschav.*, pp. 1.066-1.088.
- REPARAZ RUIZ, G. DE (1938).—«Essai sur l'hydrologie des cours d'eau catalans». *Revue G. Pyren et du sud-Oust Toulouse*, pp. 141-176.

- 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.
- SIERRA Y OLDI, A. (1932).—«Nota sobre la tectónica de Cataluña y sus relaciones con probables yacimientos petrolíferos». *Mem. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*, p. 1038.
- SOLE SABARIS, L. (1940).—«Superficies de erosión en las cordilleras litorales de Cataluña». *Barc. Imp. Elzeviriana anales Universidad Barcelona*, pp. 145-158.
- (1946).—«Características hidrogeológicas de los manantiales carbónicos de Gerona llamados Fonts Picants». *An. Inst. Est. Gerundenses*, 1, pp. 236-239.
- (1948).—«Observaciones sobre el Plioceno de la comarca de la Selva». *Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona*, pp. 1-21.
- (1962).—«Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense». *Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona*, núm. 34, pp. 362-365.
- 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.
- VIDAL, L. M. (1866).—«Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, tomo 13, pp. 1-172.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA