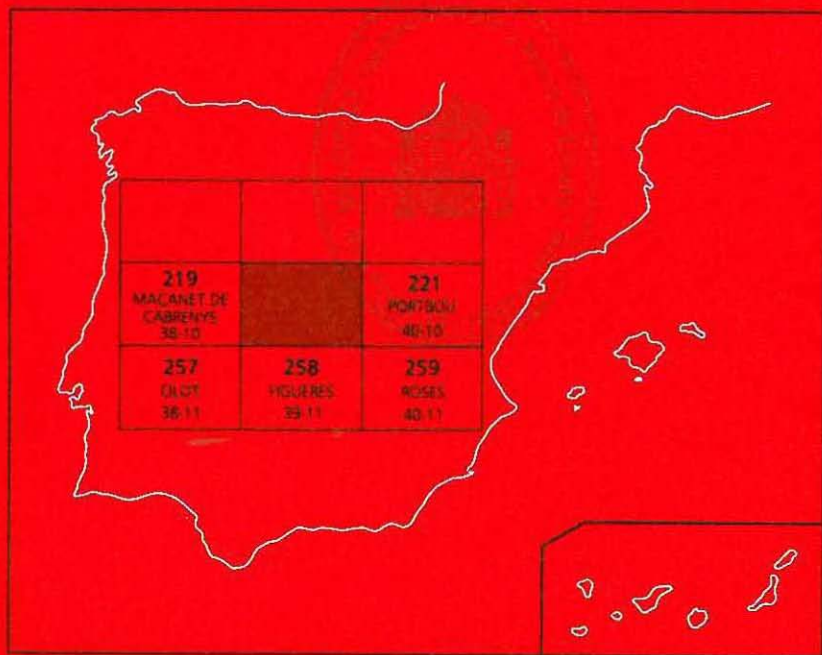




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



LA JONQUERA





CARTOTECA
BIBLIOTECA
Instituto Geológico y
Minero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

LA JONQUERA



La presente hoja y memoria han sido realizadas por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España mediante un convenio con el Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya.

La elaboración de la Hoja ha sido ejecutada por el Servei Geològic de Catalunya y en ella ha intervenido el grupo de trabajo formado por:

Cartografía del Paleozoico:

J. Cirés (SGC).
V. Morales (Univ. Barcelona).
M. Liesa (Univ. Barcelona).
J. Carreras (Univ. Autònoma de Barcelona).
M. Losantos (SGC).

Cartografía del Mesozoico y Paleógeno:

J. Pujadas (SGC).
M. Losantos (SGC).
J. A. Muñoz (SGC).
X. Berastegui (SGC).

Cartografía del Neógeno y Cuaternario, y realización del mapa geomorfológico:

J. Escuer (SGC)

Autores memoria:

J. Cirés (SGC)
V. Morales (Univ. Barcelona).
M. Liesa (Univ. de Barcelona).
J. Carreras (Univ. Autònoma de Barcelona).
J. Escuer (SGC).
J. Pujadas (SGC).

Coordinador del equipo de trabajo de la hoja: Jordi Cirés Fortuny (SGC)

Dirección del Proyecto y Supervisión: Antonio Barnolas Cortinas (ITGE).

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23 28003 MADRID

Depósito legal: M. 34.698-1994

ISBN: 84-7840-192-X

NIPO: 241-94-008-2

Fotocomposición. Diseño Gráfico AM 2000, S. L.

Impresión. Máster Gráfico, S. A.

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCION	7
2. ESTRATIGRAFIA.....	8
2.1. Paleozoico	8
2.1.1. Cambro-ordovícico.....	8
Grauvacas, areniscas ocre, limolitas y alternancia rítmica de pelitas y psamitas (15).....	8
Anfibolitas de grano fino (16)	9
Calizas y mármoles (17)	9
Lutitas negras con intercalaciones de areniscas (18)	9
Microconglomerados (19)	11
Conglomerados (43).....	11
Cuarzitas (44).....	11
Grauvacas y areniscas con cantos de cuarzo (45)	11
2.1.2. Ordovícico superior	11
Limolitas, areniscas y microconglomerados (20).....	12
Rocas volcánicas ácidas e intermedias (21)	12
Tobas (22).....	12
Conglomerados (23)	12
2.1.3. Silúrico	13
Lutitas negras (24).....	13
2.2. Mesozoico.....	13
2.2.1. Triásico	13
2.2.1.1 Buntsandstein	13
Lutitas y areniscas rojas con niveles de conglomerados (25) ..	13
2.2.1.2. Muschelkalk	14
Calizas y dolomías tableadas con intercalaciones de mar- gas (26)	14
2.2.1.3. Keuper	14
Lutitas y yesos versicolores (27).....	14

	<i>Páginas</i>
2.2.2. Jurásico (Lías)	16
Calizas y dolomías tableadas con intercalaciones de margas (28)	16
2.2.3. Cretácico superior	16
Areniscas ocre, microconglomerados y lutitas (29)	16
2.3. Terciario	18
2.3.1. Paleógeno	18
2.3.1.1. Garumniense	18
Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (30)	19
Calizas masivas (31)	19
Margas con intercalaciones de calizas y areniscas (32)	20
2.3.1.2. Eoceno	20
Margas gris azuladas (Fm. Sagnari) (33)	20
2.3.2. Neógeno	20
2.3.2.1. Mioceno	20
Conglomerados, areniscas y arcillas (47)	20
2.3.2.2. Plioceno	22
Gravas, arenas, arcillas y limos (34)	22
2.4. Cuaternario	22
Glacis: Cantos, arcillas y limos (35)	23
Glacis: Gravas, arenas, arcillas y limos (36)	23
Aluvial: Gravas y arenas (Terrazas) (37)	23
Eluvial: Alteración de granitos. «Sauló» (38)	23
Aluvial actual: Gravas (39)	24
Aluvial: Arenas gruesas (40)	24
Lacustre: Arcillas y limos (41)	24
Coluvial: Bloques (canchales) (42)	24
3. TECTÓNICA	24
3.1. Tectónica hercínica	24
3.2. Tectónica alpina	25
3.3. Tectónica neógena	29
3.4. Neotectónica	29
4. GEOMORFOLOGÍA	29
Descripción y análisis morfográfico de las formas	29
Relación entre las distintas formas y depósitos	30
5. PETROLOGÍA	31
5.1 Rocas ígneas prehercínicas	31
Rocas porfídicas ácidas (1)	31
Gneises (2)	32
Ortoanfibolitas (46)	32
5.2. Rocas ígneas hercínicas	32
Pórvido granítico con textura rapakivi (3)	33

	<i>Páginas</i>
Pórfido granítico (4)	35
Pegmatitas (5)	35
Granitoides de Requesens (6)	38
Tonalita (7)	38
Granodiorita biotítico-hornbléndica (8)	39
Granodiorita biotítica (9)	40
Granito biotítico heterogranular (10)	40
Granito con megacrístales de feldespato potásico (11)	41
Granito monzonítico (12)	42
Leucogranito (13)	42
5.3. Metamorfismo regional hercínico	43
5.4. Metamorfismo de contacto asociado a los granitoides hercínicos	45
5.5. Filones de cuarzo asociados a fracturas	45
Filones de cuarzo (14)	45
6. HISTORIA GEOLÓGICA	46
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	47
7.1. Minería y canteras	47
7.1.1. Minería	47
7.1.2. Canteras	48
7.2. Hidrogeología	49
Termalismo	49
8. BIBLIOGRAFÍA	50

1. INTRODUCCION

La hoja de La Jonquera se ubica en su totalidad en la Provincia de Girona, concretamente en la comarca del Alt Empordà. Los relieves más importantes de la misma se sitúan en la línea fronteriza con Francia y dan lugar a la denominada Sierra del Albera que culmina en el pico del Puig del Neulós (1.257 m). Estos relieves contrastan con los llanos situados en la parte sur de la Hoja asociados a la depresión del Empordà.

Existen pocos trabajos dedicados a la geología de esta Hoja; solamente se dispone de algunos artículos, la mayoría relativamente antiguos, y de varias tesis no publicadas. De hecho, hasta la fecha, el único trabajo de síntesis publicado sobre esta zona era la cartografía geológica de la hoja de Figueras a escala 1:200.000 (I.G.M.E., 1971).

La mayor parte de la Hoja forma parte de la Zona Axial Pirenaica y está constituida por materiales paleozoicos; asimismo, restringidos en la parte meridional de la Hoja, también afloran sedimentos mesozoicos y terciarios.

La base de la serie paleozoica está formada por unos ortogneises sobre los que se dispone una potente serie atribuida al Cambro-Ordovícico. Los materiales del Ordovícico superior y del Silúrico únicamente afloran en la parte suroccidental de la Hoja. Todo este conjunto está afectado por el metamorfismo regional hercínico, con una zonación que abarca desde rocas de grado muy bajo hasta esquistos de alto grado y, localmente, migmatitas. Los granitoides hercínicos afloran extensamente en la mitad oeste de la Hoja y generan una aureola de metamorfismo de contacto que se desarrolla sobre los sedimentos paleozoicos.

Los materiales mesozoicos y paleógenos afloran discordantes sobre el zócalo hercínico o involucrados en las láminas cabalgantes alpinas. El Neógeno, al igual que los materiales anteriores, es discordante sobre el Paleozoico y está asociado a la fosa tectónica del Empordà.

Un aspecto singular de esta Hoja es la presencia de grandes filones de cuarzo asociados a fracturas; estos filones están frecuentemente mineralizados, y en ellos donde se localizan la mayoría de las antiguas explotaciones mineras.

Desde el punto de vista tectónico, en la hoja de La Jonquera se reconocen tres eventos deformativos: la orogenia Hercínica, la orogenia Alpina y la distensión Neógena. La configuración estructural de la Hoja está básicamente condicionada por las deformaciones posthercínicas. De hecho, la tectónica alpina ha compartimentado el zócalo hercínico en diversas unidades estructurales que serán analizadas en el capítulo de tectónica. La distensión Neógena compartimenta aun más el zócalo, y comporta que el macizo del Albera pueda considerarse como un hots limitado al norte por la fosa tectónica del Rosselló y al sur por la fosa del Empordà.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PALEOZOICO

Está constituido mayoritariamente por sedimentos atribuidos al Cambro-Ordovícico, los materiales del Ordovícico superior y Silúrico también están representados en esta Hoja pero solamente afloran en la montaña del Montroig. Cabe señalar que, al no existir afloramientos de rocas devónicas, carboníferas y pérmicas, el Silúrico constituye el techo de la serie paleozoica de la hoja de La Jonquera.

2.1.1. Cambro-Ordovícico

Forma una serie siliciclástica de aproximadamente 2.000 m de espesor que ocupa la práctica totalidad de la mitad este de la Hoja. Aunque se trata de una sucesión azoica, se ha atribuido al Cambro-Ordovícico por las analogías que presenta con las series infracarasianas definidas por Cavet (1957) en la región del Canigó.

Grauvacas, areniscas ocreas, limolitas y alternancia rítmica de pelitas y psamitas (15)

Es la unidad cartográfica de mayor extensión de esta Hoja y está constituida por dos series que, en esta memoria, han sido denominadas serie Inferior y serie de Mas Patirás; dichas series están separadas por las lutitas negras con intercalaciones de areniscas (18) (fig 1A).

La serie Inferior se sitúa por debajo de las lutitas negras (18), y está formada por un paquete de grauvacas y ritmitas milimétrico-centimétricas que presentan intercalaciones de mármoles (17) y de anfíbolitas (16). La base de estos materiales se sitúa directamente sobre los ortogneises del Albera (2), y de acuerdo a Autran *et al.* (1966) el contacto entre los ortogneises y la serie Inferior es de tipo discordante.

La serie de Mas Patirás se dispone por encima de las lutitas negras (18), y está constituida por una alternancia de niveles métricos grauváquicos o arenosos de grano fino a medio, y niveles, también métricos, de ritmitas centimétrico-milimétricas pelítico-psamíticas. En determinadas áreas se observa el predominio de una u otra litología. Los niveles grauváquico-arenosos presentan gradaciones positivas y marcas de base; petrográficamente contienen moscovita detrítica y abundantes feldespatos. En general, se trata de sedimentos mal clasificados y de poca madurez textural, que se pueden interpretar, al menos en parte, como vulcanoderivados. En

determinados niveles de la serie de Mas Patiràs son abundantes las intercalaciones de microconglomerados (19), localmente, también existen intercalaciones de niveles de calizas (17).

Dadas las características litológicas que presentan estas series es difícil de correlacionarlas con las formaciones de Canavelles o de Jujols definidas por Cavet (1957) en la zona del Canigó. Sin embargo la litología que presenta la serie de Mas Patiràs son muy similares a las descritas por Laumonier (1988) para la Formación Evol. De acuerdo con este autor dicha formación es de edad Cámbrico inferior y representa una facies de transición entre los grupos de Canavelles y de Jujols.

En las proximidades de Delfià, por encima de los materiales de la serie de Mas Patiràs, se dispone una alternancia de niveles centimétricos de pelitas y psamitas cuyo aspecto es idéntico al que presentan las ritmitas de la Formación o Grupo de Jujols.

En el sector de Peña Miralles, la unidad cartográfica descrita en este apartado también está formada por grauvacas y ritmitas, y aflora por debajo de un nivel de lutitas negras (18) (fig. 18). Sin embargo, dado que la serie de Peña Miralles está separada de las series del Albera por la falla de Vilajüiga-Llançà, no es posible correlacionar la dicha serie con la serie Inferior o la serie de Mas Patiràs.

Antíbolitas de grano fino (16)

Afloran en las proximidades de los gneises, en las zonas de la andalucita y sillimanita; se trata de pequeños afloramientos de 1 m de espesor como máximo y de poca continuidad lateral. Destacan por su color verde intenso.

Calizas y mármoles (17)

En general, forman afloramientos de dimensiones reducidas situados en distintos niveles de la serie cambro-ordovícica. En las zonas afectadas por el metamorfismo regional de grado medio y alto, así como en las zonas que presentan metamorfismo de contacto, las calizas están metamorfizadas a mármoles. El afloramiento más importante es el situado al este de Mas Gigerols, en el Coll del Belitre.

Lutitas negras con intercalaciones de areniscas (18)

Se trata de lutitas negras con intercalaciones arenosas oscuras de espesor variable, que contienen óxidos, hidróxidos y sulfuros de hierro. Localmente presentan algún nivel carbonatado. Estratigráficamente se sitúan intercaladas en la serie cambro-ordovícica del Albera (15) y la potencia máxima estimada es del orden de 200 m. Es posible que en el seno de esta serie exista más de un nivel de lutitas negras; sin embargo, cabe destacar que desde las inmediaciones de Espolla hasta el Coll de Banyuls esta litología aflora ininterrumpidamente y constituye un nivel guía importante dentro de la serie cambro-ordovícica.

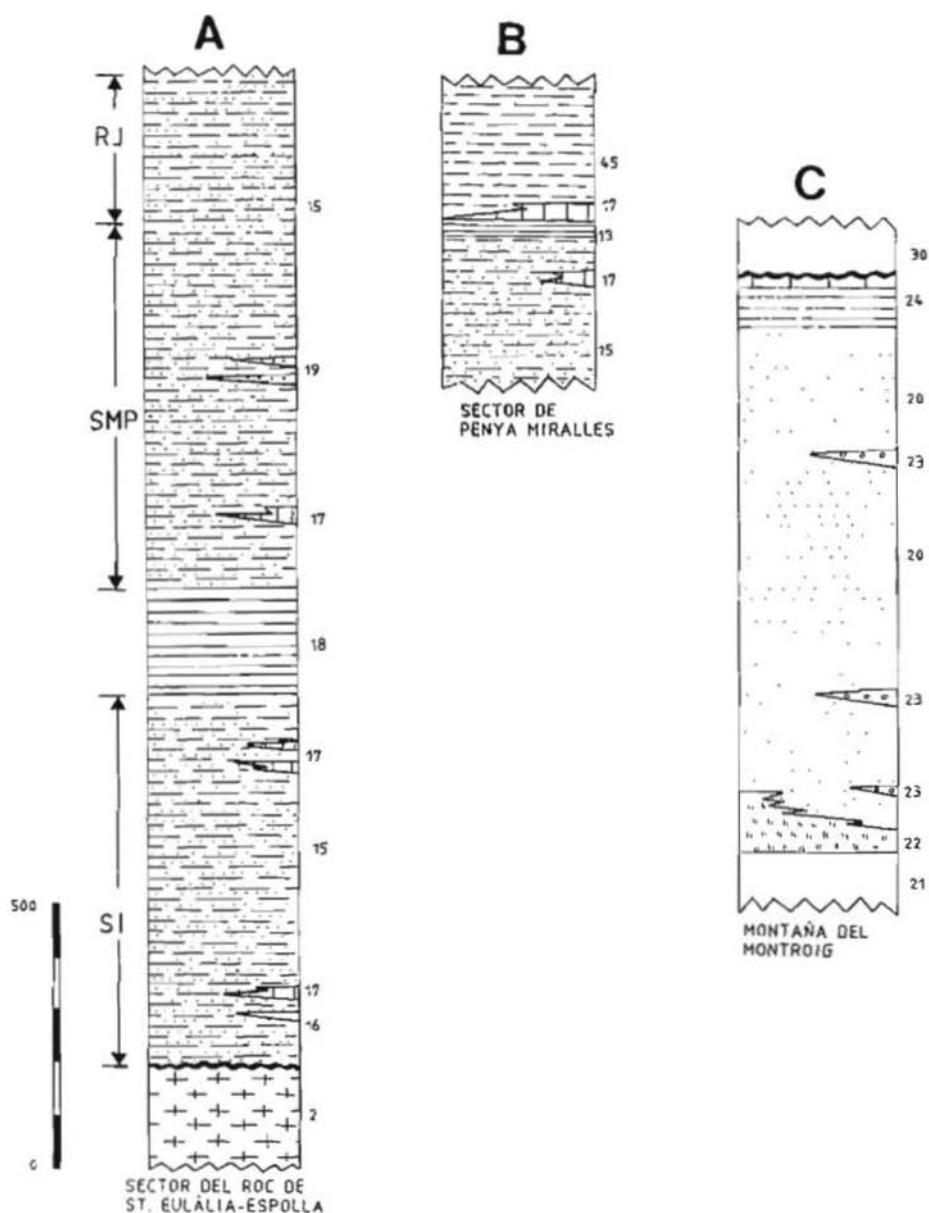


Fig. 1 Columnas estratigráficas sintéticas del paleozoico de la hoja de La Jonquera. A, serie cambro-ordovícica del sector del Roc de St. Eulàlia-Espolla, SI: serie inferior; SMP: serie de Mas Patiras; RJ: ritmitas de Jujols. B, serie cambro-ordovícica de la zona de Penya Miralles. C, serie del Ordovícico superior y Silúrico de la montaña del Montroig. La numeración situada al lado de las columnas corresponde a la utilizada en la leyenda de la cartografía geológica.

Microconglomerados (19)

Son microconglomerados grauváquicos que forman niveles, de 20 cm a 1 m de espesor, intercalados en la serie de Mas Patiràs. Los afloramientos tienen pocos metros de continuidad lateral y en la mayoría de los casos gradan a las grauvacas de la serie anteriormente citada. Son microconglomerados muy mal clasificados y de poca madurez textural, probablemente vulcanoderivados. La matriz de estos microconglomerados es cuarzo-feldespática filosilicatada y presenta placas o pajuelas de moscovita detrítica. Los clastos miden de 1 a 5 mm de diámetro y son predominantemente de cuarzo; también existen clastos de feldespato potásico y de plagioclasa, aunque son menos abundantes.

Conglomerados (43)

En esta Hoja sólo están representados en la zona del Coll de l'Alzeda donde forman un nivel de unos 7 metros de extensión y de aproximadamente 2 metros de espesor, que aflora intercalado en la alternancia rítmica de pelitas y psamitas (15). En cuanto a la composición de los cantos cabe señalar que predominan los de cuarzo, aunque también son abundantes los cantos de areniscas y lutitas. En general, los cantos son alargados y el diámetro máximo de los mismos es de 10 a 15 cm. Conglomerados similares a estos se han citado en Cap Norfeu (ver hoja de Roses, n.º 259) y en Cap Cervera (Llac, 1973).

Cuarcitas (44)

Forman un nivel de 1 o 2 m de espesor situado al norte de Cantallops; son cuarcitas de tonos claros que afloran intercaladas en alternancia rítmica de pelitas y psamitas (15)

Grauvas y areniscas con cantos de cuarzo (45)

Están representadas en el vértice sureste de la Hoja y se sitúan justo por encima de las lutitas negras con intercalaciones de areniscas (18) (fig. 18). Es un tramo detrítico formado por rocas pelíticas claras, en las que se distinguen algunas intercalaciones de conglomerados con cantos de cuarzo y varias intercalaciones de rocas porfíroides ácidas vulcanoderivadas. En niveles de composición adecuada, por el efecto del metamorfismo de contacto, se forman moscovitas, minerales del grupo de la epidota y anfíboles (actinolita). Cartográficamente esta litología continúa en las hojas de Port-Bou (n.º 221) y Roses (n.º 259), formando una franja de dirección NO-SE que se extiende por la península del Cap de Creus.

2.1.2. Ordovícico superior

En la hoja de La Jonquera el Ordovícico superior únicamente aflora en la montaña del Montroig, donde forma una serie detrítica de unos 1.000 metros de potencia constituida básicamente por limolitas, areniscas y microconglomerados (20). En base al trabajo de Liesa (1988) en dicha serie destaca la presencia de intercalaciones de conglomerados (23), así como la existencia, en la parte basal de la misma, de niveles de vulcanitas (21, 22) (fig. 1C). Todos estos

materiales están afectados en mayor o menor grado por el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de los granitoides hercínicos.

Limolitas, areniscas y microconglomerados (20)

Forman el grueso de la serie del Ordovícico superior de la montaña del Montroig, se trata de una alternancia milimétrica de niveles pelíticos y psamíticos con limolitas de color marrón claro; localmente, estos sedimentos presentan pasadas de areniscas y de microconglomerados.

A techo de estos materiales, al sureste del Montroig, en la zona de contacto con las lutitas del Silúrico, aflora un nivel de cuarcitas de color blanco de aproximadamente 1 m de potencia.

Rocas volcánicas ácidas e intermedias (21)

Se reconocen al norte del Montroig y constituyen la parte inferior de la serie del Ordovícico superior de la hoja de La Jonquera. Son rocas de color verde oscuro formadas por una matriz de grano muy fino, en la que destacan fenocristales de plagioclasa y fenocristales máficos pseudomorfizados por clorita. Según Liesa (1988) estas características indican que se trata de una roca volcánica de composición intermedia, probablemente andesítica.

Tobas (22)

Se presentan en la parte superior de las rocas volcánicas ácidas e intermedias (21), se trata de unas brechas formadas por fragmentos angulosos de roca volcánica; los fragmentos son de orden centimétrico y litológicamente presentan un aspecto muy parecido al de la matriz.

También afloran tobas atribuidas al Ordovícico superior en el extremo oeste del Montroig. En este sector, las tobas son rocas de color claro, presentan fenocristales dispersos de cuarzo, así como un moteado de porfiroblastos de clorita formados por el efecto del metamorfismo de contacto.

Conglomerados (23)

Forman distintos niveles, de hasta 5 metros de espesor, intercalados en las limolitas, areniscas y microconglomerados (20). Están formados, exclusivamente, por cantos redondeados de cuarzo envueltos en una matriz pelítica; el tamaño de dichos cantos es variable y pueden medir hasta 20 cm de diámetro. Por su posición estratigráfica estos conglomerados son equivalentes a los Conglomerados de Rabassa definidos por Hartevelt (1970) en el Pirineo Central.

2.1.3. Silúrico

Lutitas negras (24)

Afloran en la vertiente meridional de la montaña del Montroig y se distribuyen en dos afloramientos situados al este y oeste de dicha montaña. Al este del Montroig los materiales silúricos se disponen por encima del Ordovícico superior y están formados por una serie de unos 100 metros de espesor constituida por lutitas negras (fig. 1C); en la parte superior de esta serie, las lutitas silúricas presentan intercalaciones de niveles decimétricos de calizas de color claro. Los materiales silúricos que afloran al oeste del Montroig descansan por encima de las tobas (22) del Ordovícico superior y están corneanificados por el metamorfismo de contacto asociado a los granitoides hercínicos.

2.2. MESOZOICO

En la hoja de La Jonquera, el Mesozoico únicamente aflora en la mitad suroccidental de la hoja: en la lámina cabalgante de Biure y la zona de Sant Climent de Sescebes-Masarac. La serie mesozoica abarca desde el Buntsandstein hasta el Cretácico superior e incluye la parte inferior del Garumniense. Existe una importante laguna estratigráfica que se manifiesta por la ausencia de materiales del Jurásico medio y superior, así como del Cretácico inferior. Hasta la fecha la documentación bibliográfica existente sobre el Mesozoico de esta Hoja es poco abundante y breve.

2.2.1. Triásico

Está constituido por las tres unidades litoestratigráficas del Triás germánico: la facies Buntsandstein, la facies Muschelkalk y la facies Keuper.

2.2.1.1 *Buntsandstein*

Lutitas y areniscas rojas con niveles de conglomerados (25)

Aflora únicamente en la zona de Sant Climent de Sescebes-Masarac, donde se dispone, mediante una discordancia, sobre el zócalo hercínico (granitos y esquistos). Tiene una potencia de unos 60 m y está constituido por lutitas rojas con intercalaciones de niveles de conglomerados y areniscas (Calvet y Anglada, 1987) (fig. 2A).

Los tramos conglomeráticos o microconglomeráticos tienen desde algunos centímetros a 4 m de potencia. Los tramos de mayor desarrollo presentan bases erosivas, cantos en general orientados, granodistribución decreciente y un nivel superior de areniscas. Las areniscas presentan estratificación cruzada y ripples de corriente. En los tramos lutíticos se desarrollan nódulos y niveles carbonatados asociados a paleosuelos. En la parte superior del Buntsandstein dominan margas de diversos colores y niveles carbonatados centimétricos de estromatolitos.

En Masarac, en el contacto zócalo granítico-Buntsandstein se observa una alteración del subs-

trato granítico con el desarrollo de un nivel carbonatado, el cual es interpretado como un paleosuelo o caliche.

2.2.1.2. *Muschelkalk*

Calizas y dolomías tableadas con intercalaciones de margas (26)

En el área de Masarac, el Muschelkalk está formado por un paquete calcáreo-dolomítico de unos 60 m de potencia. El límite inferior es un paso gradual respecto a las facies margosas de la parte superior del Buntsandstein. En la columna estratigráfica levantada por Calvet i Anglada (1987) (fig. 2A), de base a techo, se distinguen los siguientes tramos:

- 20 m de dolomías y calizas bioclásticas; este tramo está básicamente compuesto por dolomías gris oscuro y por calizas bioclásticas grises parcialmente dolomitizadas. Se trata de dolomicrosparitas (dolwackestones), en estratos de 10-15 cm, con fantasmas de equinodermos y bivalvos, y de packstones parcialmente o casi totalmente dolomitizados, en estratos de 40 cm a masivos. Los componentes principales de ambas facies son peloides, equinodermos y gasterópodos; los componentes secundarios son bivalvos, algas y foraminíferos.
- 10 m de tramo cubierto, probablemente formado por lutitas, margas y dolomías margosas.
- 23 m formados por una alternancia de dos tramos de calizas y dolomías masivas y dos tramos de calizas tableadas. Tal como indican Calvet y Anglada (1987), en los tramos de calizas tableadas equivalentes a éstos, de la serie de los Banys d'Arles, se han citado *Pachypleurosaurus* (Mazin y Papa, 1982), *Colobodus* sp., *Perleides* sp., *Birgeria* sp. y *Nothosauria* (Mazin y Martin, 1983), los cuales determinan una edad Ladinense para esta parte de la serie.

En la zona de Biure el Muschelkalk está constituido por un tramo calcáreo de 54 m de potencia que cabalga a los materiales del Keuper. De acuerdo a Pujadas (1990), en este sector, la serie del Muschelkalk se inicia con un tramo calcáreo-margoso tableado que presenta niveles con nódulos evaporíticos reemplazados; dicha serie continúa mediante un paquete de calizas laminadas con niveles de brechas intraformacionales (algal mats), al que sigue un nivel de calizas muy bioturbado ("calizas de fucoides" de Vigili, 1958) (fig. 2B). La serie culmina con unos niveles dolomíticos que, a techo, alternan con margas verdosas transicionales al Keuper.

2.2.1.3. *Keuper*

Lutitas y yesos versicolores (27)

En la hoja de la Jonquera el Keuper únicamente aflora en la base de la lámina cabalgante de Biure. Dada la complejidad estructural y naturaleza plástica de estos materiales no ha sido posible realizar una columna estratigráfica completa de todo el tramo. Las diferentes litologías que

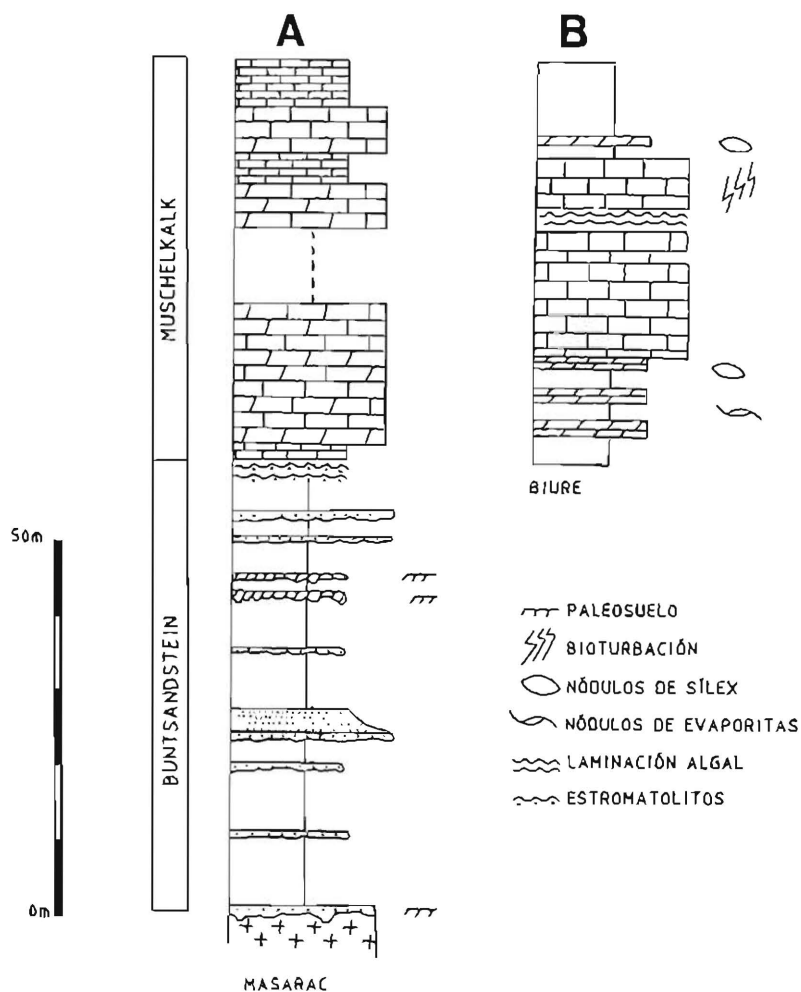


Fig 2. Columnas estratigráficas sintéticas del Triásico de la hoja de La Jonquera. A, zona de Sant Climent de Sescebes-Masarach (según Calvet y Anglada, 1987). B, sector de Biure (según Pujadas, 1990)

constituyen el Keuper son: arcillas rojas, yesos laminados con cristales de cuarzo (jacintos de Compostela) y calizas tableadas con alternancias de niveles margosos verdes y niveles carbonosos. Estudios palinológicos realizados en estos niveles carbonosos han resultado negativos. De acuerdo a Pujadas (1990) la potencia total aproximada para todo el tramo es de unos 100 metros.

2.2.2. Jurásico (Lías)

Calizas y dolomías tableadas con intercalaciones de margas (28)

Estos materiales afloran en las cercanías de la población de Biure y se sitúan directamente por encima de las arcillas y yesos versicolores del Keuper. Debido a la intensa deformación que presenta la lámina cabalgante de Biure el contacto entre ambos niveles está fuertemente mecanizado.

Esencialmente el Jurásico de esta Hoja está formado por un paquete calizo de unos 80 m de espesor; la serie mejor expuesta corresponde a la que aflora en el Puig de Passamillàs (fig. 3A), en la que, de base a techo, se distinguen los siguientes tramos:

- 26 m de dolomicritas tableadas o masivas con intercalaciones de margas verdosas (facies de tránsito al Keuper).
- 26 m de "packstones" oolíticos, en capas métricas de hasta 6 m de grosor, con estratificaciones cruzadas ("shoals" oolíticos) y niveles de estromatolitos.
- 20 m calizas finas tableadas (tapices algales) con niveles de margas y de calizas ricas en materia orgánica.

En la hoja de Figueres afloran materiales jurásicos situados inmediatamente por encima de los aquí descritos; la fauna de ammonites de estos niveles ha dado edades Carixiense-Domeriense (Estévez, 1973; Fauré, 1984). En base a estos datos, Pujadas (1990) atribuye a los materiales jurásicos de la esta Hoja una edad Hettangiense superior o Sinemuriense, sin descartar que el tramo más alto la serie pueda corresponder al Carixiense (Pliensbaquiense inferior).

2.2.3. Cretácico superior

Areniscas ocreas, microconglomerados y lutitas (29)

El Cretácico descansa de forma discordante sobre el Jurásico de la lámina de Biure y sobre el Muschelkalk de la zona de Sant Climent de Sescebes-Masarac. La discordancia es erosiva y se sitúa sobre diferentes niveles estratigráficos del Jurásico y del Muschelkalk. Localmente, en el límite entre esta Hoja y la hoja de Figueres (258) (canteras de Mas Eloi), se observa que el contacto Jurásico-Cretácico corresponde a una superficie de abrasión marina muy rubefactada.

En conjunto se trata de una serie detrítica, de hasta 230 m de espesor, formada por niveles granodecrecientes de areniscas y microconglomerados con cantos de cuarzo. Estos niveles pre-

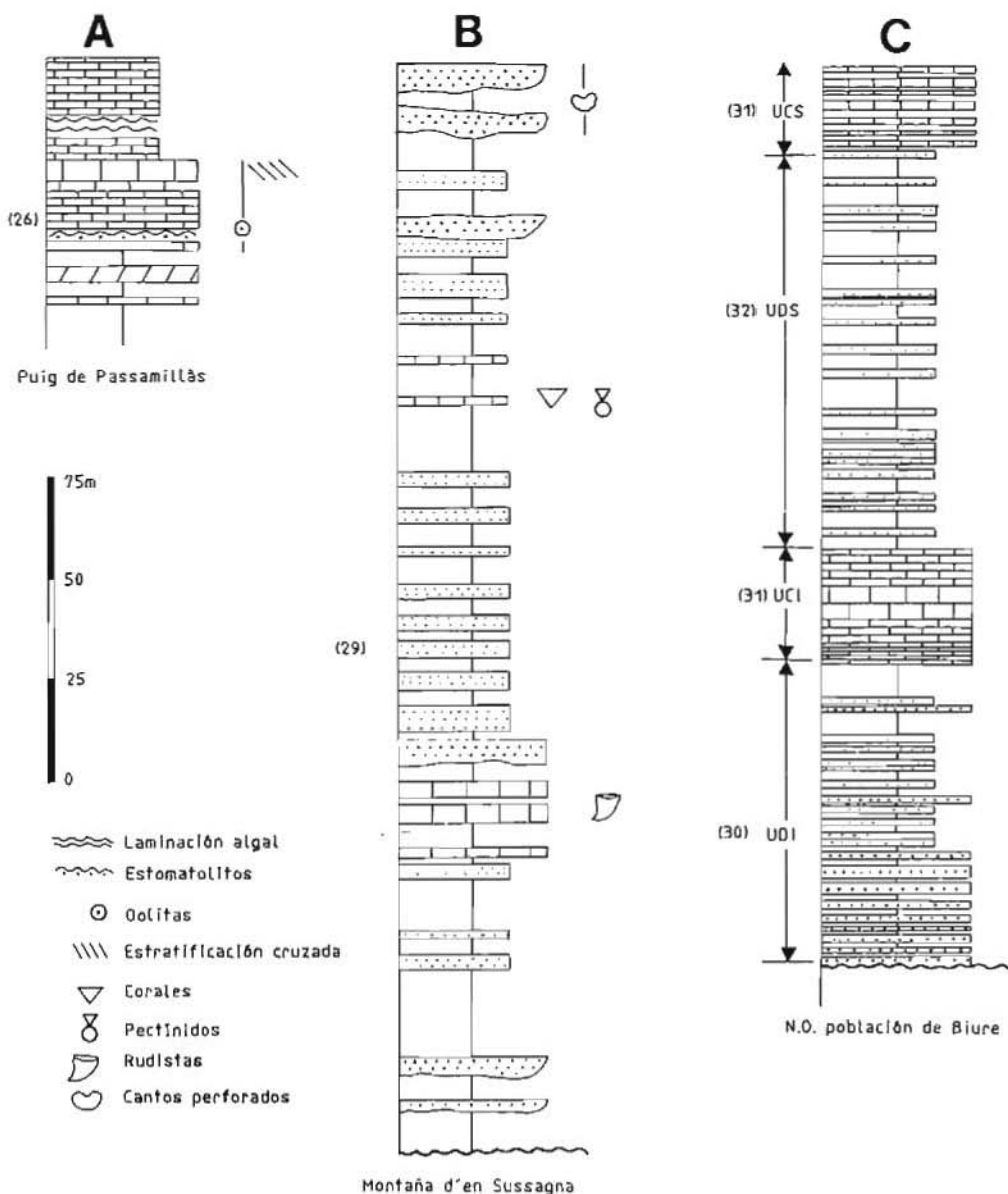


Fig. 3 Columnas estratigráficas sintéticas de los materiales jurásicos, cretácicos y garumnienses del sector de Biure (todas ellas según Pujadas, 1990). A, Serie jurásica de Puig de Passamillàs. B, Serie del Cretácico de la unidad de Biure. C, Serie de los materiales garumnienses; UDI: unidad detrítica inferior; UCI: unidad calcárea inferior; UDS: unidad detrítica superior; UCS: unidad calcárea superior. La numeración situada al lado de las columnas corresponde a la utilizada en la leyenda de la cartografía geológica.

sentan intercalaciones de limos y margas ocreas con bivalvos y corales; asimismo, también intercalados en esta serie, afloran tramos decamétricos de calcarenitas y calizas con abundante fauna de rudistas. En el Cretácico de la unidad de Biure (fig. 3B), Pujadas (1990) define la siguiente sucesión:

- 80 m de limos ocreas con pasadas de conglomerados y areniscas de tamaño de grano grueso.
- 10 m niveles carbonáticos detríticos con fauna de rudistas.
- Tramo de areniscas de grano grueso con cantos de cuarzo.
- Tramo de margas ocreas con fauna de bivalvos y corales.
- 62 m de areniscas y conglomerados con cantos de calizas de 1 a 20 cm con perforaciones de *Litodomus* sp.

De acuerdo con este mismo autor el Cretácico de Biure es correlacionable con el Cretácico de Bac Grilleria (ver Vicens, 1984 y memoria de la hoja de Maçanet de Cabrenys), la edad de estos materiales podría abarcar desde el Santoniense superior al Campaniense superior.

Bilotte *et al.* (1979) afirman que la serie Cretácica de la zona de Masarac es muy parecida tanto en facies como en tipo de sucesión, a la que aflora en los Banys d'Amèlia; estos últimos autores no descartan una edad Maastrichtiense para la parte superior de ambas series.

2.3. Terciario

Al igual que los materiales mesozoicos, el Terciario de La hoja de La Jonquera sólo aflora en la parte meridional de la Hoja. La serie terciaria abarca desde el Garumniense medio hasta el Plioceno y presenta importantes lagunas estratigráficas; no existe registro del Oligoceno y falta parte del Mioceno y Plioceno.

2.3.1. Paleógeno

2.3.1.1. Garumniense

Los materiales garumnienses de la hoja de La Jonquera se disponen, bien mediante una discordancia sobre el basamento paleozoico (Garumniense del área de Biure), o bien concordantemente sobre los sedimentos del Cretácico superior (Garumniense de la zona de Masarac).

En la zona de Biure, tal como indica Pujadas (1990), la serie garumniense está constituida por cuatro unidades litoestratigráficas (fig. 3C), de base a techo se distinguen: la unidad detrítica inferior, la unidad calcárea inferior, la unidad detrítica superior y la unidad calcárea superior. En el Garumniense del área de Masarac la unidad calcárea inferior tiene mayor espesor y falta por completo la unidad calcárea superior.

En la cartografía geológica, la unidad detrítica inferior corresponde al epígrafe (30), las unidades calcáreas superior e inferior se han agrupado con el epígrafe (31) y a la unidad detrítica-margosa superior se le ha asignado el epígrafe (32).

En general el Garumniense de esta Hoja presenta notables variaciones locales de potencia, este hecho ha sido interpretado por Pujadas (1990) debido a la presencia de una topografía previa, y a la existencia de fallas normales sinsedimentarias. De este modo el espesor de los materiales garumnienses es mayor en el flanco sur del anticlinal de Biure que en el flanco norte; asimismo, la potencia del Garumniense del bloque superior de la falla de Darnius es notablemente superior a la del bloque inferior de dicha falla (ver corte II'-II), hecho que indica que, probablemente, la falla de Darnius actuó como una falla normal durante la sedimentación Garumniense. De acuerdo con el autor anterior, las unidades detrítica y calcárea inferiores presentan importantes variaciones locales de espesor y estarían controladas por una topografía previa; los tramos detrítico y calcáreo superiores son más uniformes en cuanto a su espesor.

La datación de los sedimentos garumnienses de la hoja de La Jonquera es problemática debido a la escasez o inexistencia de fósiles datables; sin embargo, dado que las distintas unidades litoestratigráficas anteriormente citadas, presentan una gran continuidad lateral a lo largo del Pirineo, la correlación de estas unidades con series datadas del Garumniense de otras áreas (ver los trabajos de Vidal, 1871, 1898; Feist y Colombo, 1983; Masrera y Ullastre, 1983), permite atribuir una edad a las distintas unidades del Garumniense presentes esta Hoja. De este modo la unidad detrítica inferior ha de corresponder al Maastrichtiense, la unidad calcárea inferior al Daniense y la unidad detrítica superior junto con la unidad calcárea superior al Thanetiense. Así pues, el límite Cretácico-Paleógeno ha de situarse en la base de la unidad calcárea inferior.

Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (30) (Unidad Detrítica Inferior)

Esta unidad aflora en la base de la serie garumniense y está constituida por un paquete de unos 50 m de espesor formado por intercalaciones de conglomerados con cantos de cuarzo, areniscas, y arcillas rojas con niveles edáficos. Pujadas (1990) interpreta estos materiales como un conjunto de pequeños conos de deyección dispuestos en una orientación E-W.

Calizas masivas (31) (Unidad Calcárea Inferior y Unidad Calcárea Superior)

La unidad calcárea inferior forma un nivel continuo formado por calizas finas nodulosas y niveles oncolíticos detríticos; localmente, en la base de la unidad, estos materiales se indentan con los de la parte superior de la unidad detrítica inferior. La potencia de este tramo es muy variable, el espesor mayor se sitúa en el flanco sur del anticlinal de Biure donde puede llegar a alcanzar los 60 m.

La unidad calcárea superior únicamente aflora en la zona de Biure por encima de la unidad detrítica superior. Dicha unidad esta formada por un tramo calcáreo, de unos 40 m de espesor, constituido por una alternancia de calizas finas oscuras con indicios de laminaciones algales y niveles de arcillas rojas con paleosuelos. A techo de esta unidad existe una brecha dolomítica (carniola) muy continua, de 0.5 m de espesor, no representada en la cartografía.

Margas con intercalaciones de calizas y areniscas (32) (Unidad Detritica Superior)

Se trata de un tramo de aproximadamente 70 m de espesor en el que alternan margas y arcillas rojas que presenta pasadas de areniscas y niveles de calizas.

2.3.1.2 Eoceno

Margas gris azuladas (Fm. Sagnari) (33)

Se trata de una serie de aproximadamente 2.000 m de espesor formada básicamente por margas gris azuladas con discocyclinas, en la que son frecuentes las intercalaciones de barras carbonáticas; en la base de la serie existe un nivel de calizas organógenas con miliólidos y arrecifes de porites. Clásicamente se ha considerado a todo este conjunto como Formación Sagnari (Pallí 1972) y está datado como llerdiense inferior o medio.

Aunque prácticamente en toda la hoja de La Jonquera estos materiales se disponen de forma paraconcordante sobre los del Garumniense mediante un retrocabalgamiento (ver corte I'-I de la Hoja). En el límite entre esta Hoja y la hoja de Figueres (258) se observa que el Eoceno descansa concordantemente sobre el Garumniense.

De acuerdo a Pujadas (1990) en el surco de Biure las capas rojas del Garumniense gradan hacia el este a calizas organógenas, y a su vez éstas gradan a las margas con discocyclinas de la Formación Sagnari. Esta relación de facies implica un cambio lateral de ambientes subaéreos a ambientes de plataforma abierta. Según Pujadas *et al.* (1989) la sedimentación del Eoceno de la hoja de La Jonquera estaba controlada por la falla extensional de La Salut (ver hoja y memoria de Figueres), y refleja la subsidencia de la cuenca de antepaís durante el emplazamiento del manto de Biure (ver capítulo de tectónica).

2.3.2. Neógeno

En el ámbito de la hoja de La Jonquera los materiales neógenos únicamente afloran en la parte sur de la Hoja, en la zona comprendida entre las poblaciones de Sant Climent de Sescebes y Garriguella. Estos materiales están constituidos por sedimentos miocenos y pliocenos de carácter continental que forman parte del límite norte de la cuenca neógena ampurdanesa. Para obtener una información más completa acerca de los materiales neógenos que rellenan la fosa del Empordà, se recomienda consultar la memoria y la cartografía geológica de la hoja de Figueres (258) (Fleta *et al.* 1994).

2.3.2.1. Mioceno

Conglomerados, areniscas y arcillas (47)

Estos materiales aparecen en pequeños afloramientos distribuidos a lo largo de la carretera Garriguella-Vilajuïga. Se trata de depósitos terrígenos que constituyen el Sistema aluvial-fluvial de Garriguella (Fleta y Escuer, 1991a; Fleta *et al.*, 1991) (fig. 4). Dichos materiales están for-

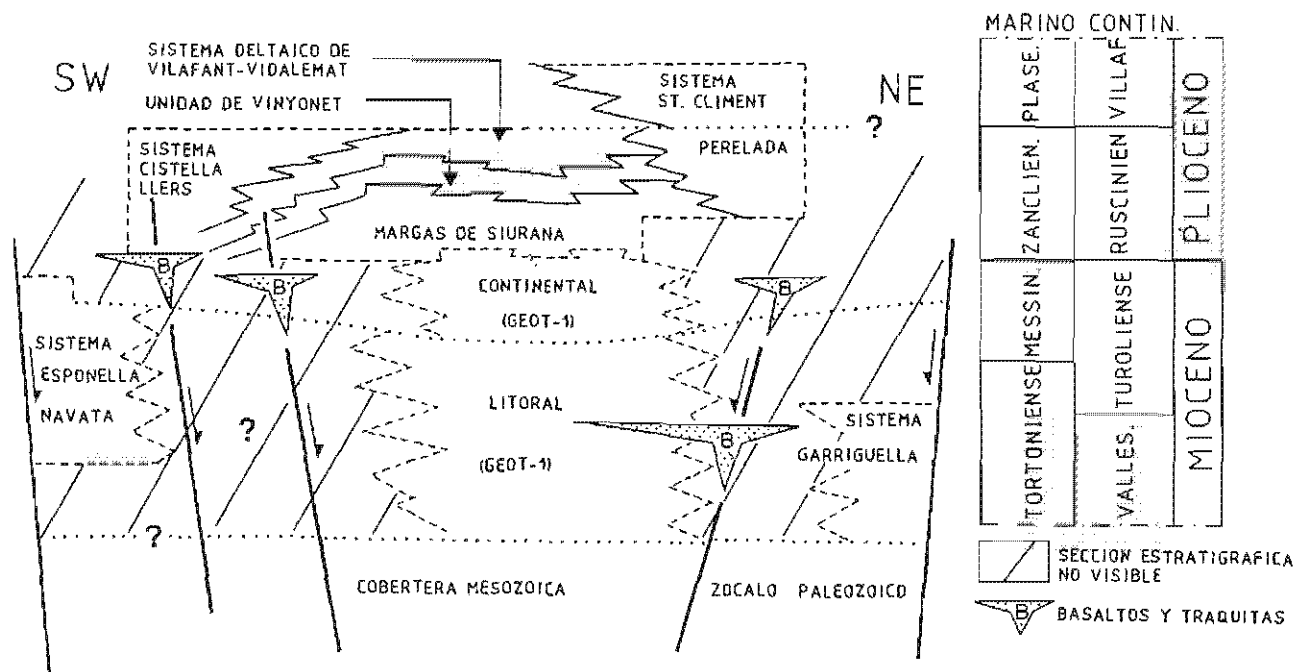


Fig. 4 Esquema de la disposición de las unidades litoestratigráficas diferenciadas en la cuenca del Alt Empordà-cubeta de Riudors (según Fleta y Escuer, 1991a).

mados por una serie alternante constituida por niveles de conglomerados, niveles de areniscas amarillentas y niveles de limos y arcillas compactas. Los niveles conglomeráticos están compuestos exclusivamente por cantos de materiales metamórficos paleozoicos, donde cabe señalar la ausencia total de cantos de granitoides. Las areniscas presentan estratificaciones cruzadas y su tamaño de grano varia de fino a muy fino. La potencia total de estos materiales se desconoce aunque el grosor visible de los mismos alcanza aproximadamente los 100 m.

Debido a la inexistencia de fauna no se conoce con precisión la edad de estos depósitos; Ribera Faig (1945) por equivalencia al Sistema de Perelada (ver apartado 2.3.2.2.) los atribuyó al Plioceno superior. Sin embargo Calvet (1982), dado que estos materiales presentan ciertas diferencias respecto a los depósitos pliocenos (ausencia de arcillas smectíticas, importante cementación, así como su disposición basculada), propone para ellos una edad miocena.

2.3.2.2. *Plioceno*

Gravas, arenas, arcillas y limos (34)

Esta unidad aparece en las proximidades de Sant Climent de Sescebes y Delfià, y se extiende hacia el S y SE hasta las poblaciones de Perelada y de Castelló d'Empúries en la vecina hoja de Figueres (258). Estos materiales corresponden a facies proximales del Sistema aluvial de Sant Climent-Perelada (Fleta y Escuer, 1991a; Fleta et al., 1991) y representan el equivalente continental de los sistemas pliocenos marinos de la Cuenca Neógena del Empordà (fig. 4)

La potencia total de estos sedimentos supera los 100 m y están constituidos por una alternancia de gravas masivas y gravas con estratificaciones cruzadas con paquetes discretos de arenas, limos y arcillas. La composición de los cantos es eminentemente metamórfica paleozoica, siendo abundantes los cantos de filitas, pizarras y cuarzo entre otros. Al igual que los conglomerados miocenos descritos en el apartado anterior, las gravas pliocenas de esta Hoja no presentan cantos de granitoides.

En el ámbito de la presente Hoja el límite inferior de esta unidad se dispone directamente sobre el zócalo paleozoico; en cambio, en la hoja de Figueres (258), en el sondeo realizado en los alrededores de Castelló de Empúries el límite inferior de estos materiales descansa sobre las margas marinas de Siurana (Fleta y Escuer, 1991a). De acuerdo a estos autores, la edad del límite inferior del Sistema aluvial de Sant Climent-Perelada, atendiendo a su posición suprayacente respecto a las denominadas margas de Siurana, ha de situarse en el Plioceno inferior o medio.

2.4 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la hoja de La Jonquera se centran en los lechos de los principales ríos, rieras y torrentes, y en una zona relativamente amplia situada, en la parte sur de la Hoja, alrededor de los sedimentos neógenos.

Al no existir dataciones, las distintas unidades cartográficas del Cuaternario presentes en esta Hoja se han definido atendiendo a su génesis, litología, forma y posición. De este modo se han distinguido: depósitos asociados a glaciares, materiales aluviales, materiales eluviales, sedimentos lacustres y depósitos coluviales.

Glaciares: Cantos, arcillas y limos (35)

Estos materiales recubren parcialmente los depósitos continentales pliocenos en las proximidades de Sant Climent de Sescebes. Morfológicamente enlazan con el nivel de terraza desarrollado por el río Orlina (37). Este hecho permite diferenciar este nivel de glaciares de otro inferior que tiene su empalme morfológico con la terraza baja o nivel actual (36).

Glaciares: Gravas, arenas, arcillas y limos (36)

Estos depósitos se encuentran localizados en los alrededores de Garriguella, donde alcanza un gran desarrollo y recubren en su casi totalidad los materiales miocenos (47). Morfológicamente este nivel de glaciares enlaza con la terraza baja o nivel actual (36) de la riera de Garriguella.

Aluvial: Gravas y arenas (Terrazas) (37)

En los alrededores de Masarac y Sant Climent de Sescebes, los ríos Orlina y Anyet presentan unas extensas terrazas desarrolladas a expensas de la removilización de materiales neógenos e incorporación de cantos procedentes del Paleozoico. En estas terrazas también se observa, localmente (proximidades de Masarac), la presencia de cantos de materiales carbonatados mesozoicos. Los sedimentos acumulados en esta unidad están formados por gravas masivas "clast-supported" que pueden alcanzar los 4 m de espesor; frecuentemente los cantos están imbricados y su tamaño medio es de alrededor de 15 cm.

Aguas arriba, el río Orlina y la riera de la Valleta presentan niveles de terraza, situados por encima del aluvial actual, los cuales se han englobado en esta litología.

Eluvial: Alteración de granitos. "Sauló" (38)

Gran parte del área granítica que aflora en la Hoja presenta de una forma más o menos generalizada un manto de alteración. Este manto es más potente hacia la base de las vertientes y es en él donde se desarrollan la mayoría de los cultivos instalados sobre granitoides. En la cartografía únicamente se ha representado la acumulación más importante, la cual aflora en los alrededores de Vilarnadal.

No todos los granitoides presentes en el ámbito de la hoja presentan igual grado de alteración. Los leucogranitos son más resistentes a la erosión y aparecen o bien sin manto de alteración o bien con un manto de escaso espesor. En las granodioritas y en los granitos monzoníticos dicho manto está más desarrollado y suele ser relativamente importante.

Aluvial actual: Gravas (39)

Se trata de material aluvial de tamaño grava que ocupa el fondo de los ríos y rieras desarrolladas en materiales no graníticos (ríos Muga, Anyet y Orlina; rieras de Garriguella, Valleta, Llançà y Colera).

Aluvial: Arenas gruesas (40)

El material está formado por arenas gruesas arcósicas que recubren el fondo de los ríos desarrollados, en su mayor parte, sobre materiales graníticos (ríos Guilla, Llobregat d'Empordà, Merdançar, Ricardell y Torrelles).

Lacustre: Arcillas y limos (41)

En la parte baja del macizo del Albera existe un conjunto de veintiuna pequeñas lagunas, la mayor de las cuales es la situada al sur de Cantallops, en el paraje denominado "Els Estanys". Los materiales acumulados en estas lagunas consisten en arcillas y limos producto de la decantación de las aguas.

Coluvial: Bloques (canchales) (42)

Se trata de depósitos de vertiente representados por tarteras; los depósitos más importantes se sitúan en la Baga d'en Ferran (inmediatamente al norte del Puig d'Esquers) y en la riera de la Valleta (al norte del Puig de Sant Silvestre).

3. TECTÓNICA

La hoja de La Jonquera ha sido afectada por tres eventos deformativos importantes: la orogenia Hercínica, la orogenia Alpina y distensión neógena. Dada la posición marginal de la Hoja, respecto a la fosa del Empordà, no afloran estructuras importantes asociadas a la distensión Neógena y solamente se reconocen estructuras de las orogenias Hercínica y Alpina.

Existen algunas fracturas importantes cuya edad es incierta, entre ellas cabe señalar la falla de Vilajuïga-Llançà; esta falla pone en contacto rocas epizonales del macizo del Albera con esquistos mesozonales y granitoides del macizo del Cap de Creus. La situación de las fallas más importantes que afectan a los materiales de esta Hoja se muestra en la fig. 5.

Es preciso remarcar también la presencia de movimientos recientes, en general poco importantes, descritos en el apartado de neotectónica

3.1. TECTÓNICA HERCÍNICA

Los gneises y los metasedimentos paleozoicos están afectados por la tectónica compresiva hercínica. La deformación hercínica consta de una fase de plegamiento principal formada básica-

mente por pliegues menores. No se han observado estructuras de plegamiento de escala cartográfica ni cabalgamientos asociados a la orogenia hercínica.

La fase principal está asociada a la formación del clivaje o esquistosidad regional de la zona; esta esquistosidad se ha desarrollado en condiciones progradadas de metamorfismo y alrededor de clímax. En las zonas de grado metamórfico medio la esquistosidad es subparalela o corta en bajo ángulo a la estratificación, en las áreas de bajo grado el clivaje y la estratificación forman ángulos elevados.

Localmente, en los planos de clivaje se observan lineaciones de intersección curvas que indican la presencia de una fase de deformación previa a la fase principal hercínica.

La disposición actual de la esquistosidad hercínica (fig. 5) está controlada por la existencia de dos fases de plegamiento, de dirección NNO-SSE y NE-SO respectivamente, así como por la presencia de bandas miloníticas. Estas fases, y las bandas miloníticas, aunque deforman a la esquistosidad regional hercínica y a los granitoides, han sido atribuidas, históricamente, a la orogenia hercínica (Llac, 1973; Carreras *et al.*, 1980), y se conocen con el nombre de fases tardías. Sin embargo, en las zonas que estas estructuras involucran a los materiales paleocenos su atribución al ciclo alpino es indudable.

3.2. TECTÓNICA ALPINA

La tectónica alpina ha compartimentado el zócalo hercínico de esta Hoja en dos grandes unidades tectónicas: la unidad del Albera-Cap de Creus y la unidad del Roc de Frausa (ver esquema tectónico de la cartografía geológica).

En la parte suroeste de la Hoja aflora la unidad tectónica de Biure, esta unidad no involucra materiales del zócalo y está formada por materiales mesozoicos y paleógenos.

Unidad del Albera-Cap de Creus

Está formada exclusivamente por materiales del zócalo hercínico. La estructura interna de esta unidad está definida por la traza de la esquistosidad regional; dicha traza pone de manifiesto la existencia de una serie de anticlinales y sinclinales de orientación NNO-SSE, deformados por pliegues de dirección NE-SO (fig. 5).

La unidad tectónica del Albera-Cap de Creus limita con la unidad del Roc de Frausa mediante la falla de Sant Climent; esta falla desarrolla bandas miloníticas y, en la parte sur de la Hoja, pone en contacto los materiales del zócalo hercínico con las rocas mesozoicas y paleógenas.

Los pliegues de dirección NNO-SSE y la falla de Sant Climent están relacionados genéticamente dado que las superficies axiales y los ejes de dichos pliegues son paralelos a la traza de la falla. Este hecho indica que los dos sistemas de pliegues que deforman a la esquistosidad regional de la unidad del Albera-Cap de Creus son de edad alpina.

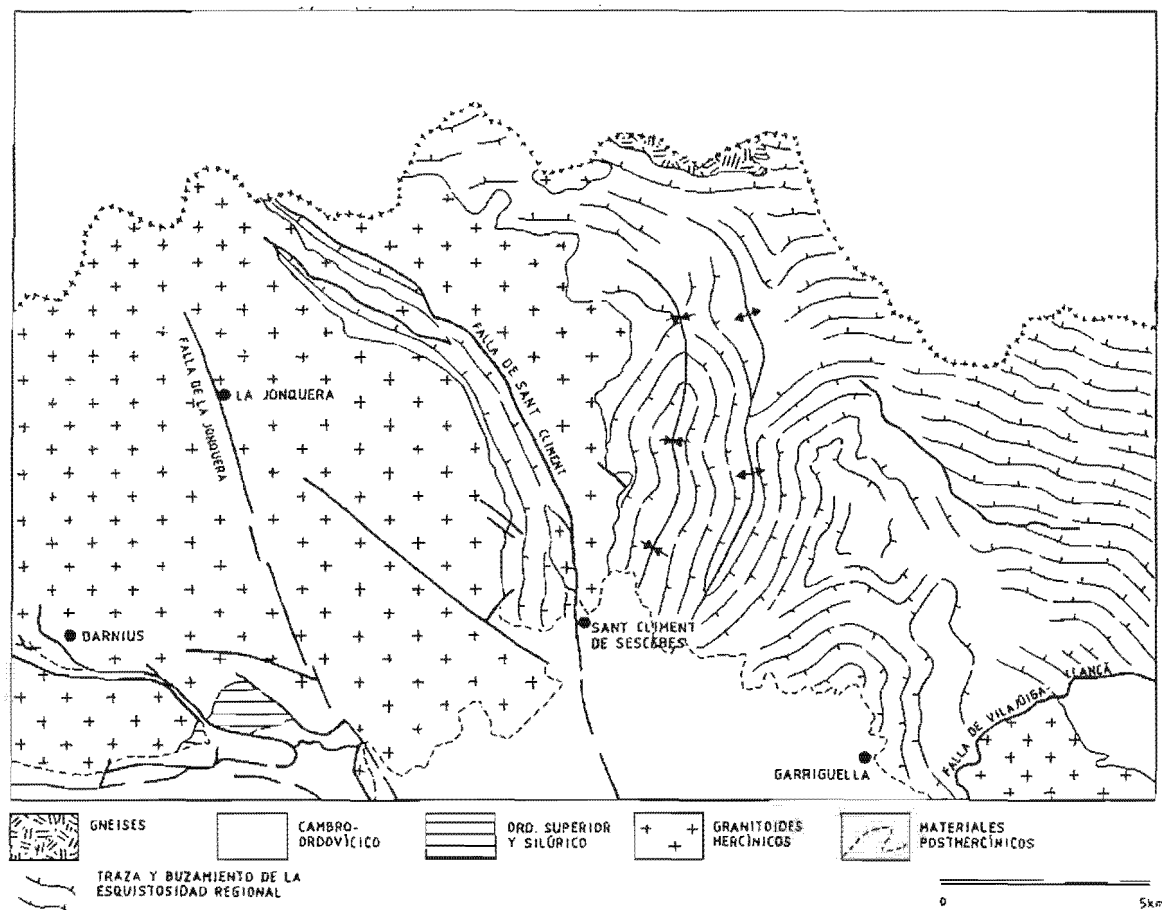


Fig. 5 Traza de la foliación regional hercínica en los metasedimentos paleozoicos de la hoja de La Jonquera.

En la zona fronteriza con Francia las bandas miloníticas asociadas a la falla de Sant Climent son muy importantes y forman la faja milonítica del Portús (Le Perthus). En la vertiente francesa estas milonitas han sido estudiadas por Soliva *et al.*, (1991); para estos autores las milonitas del Portús corresponden a una falla direccional dextra de edad incierta (tardihercínica o alpina).

Unidad del Roc de Frausa

Involucra al basamento hercínico y a materiales mesozoicos y paleógenos que discordan sobre dicho basamento. Se trata de una estructura antiformal de gran escala definida por la traza de la esquistosidad regional y la por la disposición cartográfica de los materiales paleozoicos (gneises, metasedimentos y granitoides) (Autran y Guitard, 1969; Liesa, 1988; Liesa y Carreras, 1989; Liesa *et al.*, 1994). En el sector occidental de la Hoja, esta megaestructura está deformada por pliegues kilométricos de dirección E-O, y por bandas miloníticas y fallas, en general, asociadas a dichos pliegues (fig. 6).

El Sinclinal de Darnius corresponde a uno de estos pliegues y constituye un buen ejemplo de estructura que afecta al basamento hercínico y a los materiales paleógenos de la cobertera. Se trata de una estructura compleja bordeada por fallas (Pujadas *et al.*, 1989), en la que el flanco norte está limitado por cabalgamiento que continua en el zócalo granítico mediante bandas miloníticas (fig. 6). Al sur del sinclinal de Darnius se sitúa una estructura anticlinal que afecta al zócalo, a la cobertera y a la unidad tectónica de Biure.

Otras estructuras de plegamiento de la unidad del Roc de Frausa que deforman al basamento y a la cobertera se encuentran en la zona Sant Climent-Masarac. En general son estructuras de plegamiento complejas afectadas por fallas (ver cartografía geológica).

En la mayoría de los casos, las rocas garumnienses de la unidad del Roc de Frausa están afectadas por clivajes relacionados con los pliegues y los cabalgamientos alpinos.

Existen también evidencias de inversión tectónica; Pujadas (1990), al encontrar que la potencia de los materiales garumnienses del bloque superior del cabalgamiento de Darnius es notablemente mayor que la del bloque inferior (ver corte II-II de la cartografía geológica), afirma que dicho cabalgamiento actuó como una falla normal durante la sedimentación del Garumniense.

Unidad de Biure

Cabalga a los materiales garumnienses del Roc de Frausa y está formada por sucesiones incompletas del Mesozoico, Garumniense y Eoceno. Su estructura interna está constituida por el apilamiento de pequeñas unidades cabalgantes; en la hoja de Figueres una de estas unidades aflora fosilizada por materiales detríticos eocenos (Pujadas *et al.*, 1989; Pujadas, 1990). En conjunto toda la unidad está deformada por el anticlinal situado al sur del sinclinal de Darnius (fig. 6).

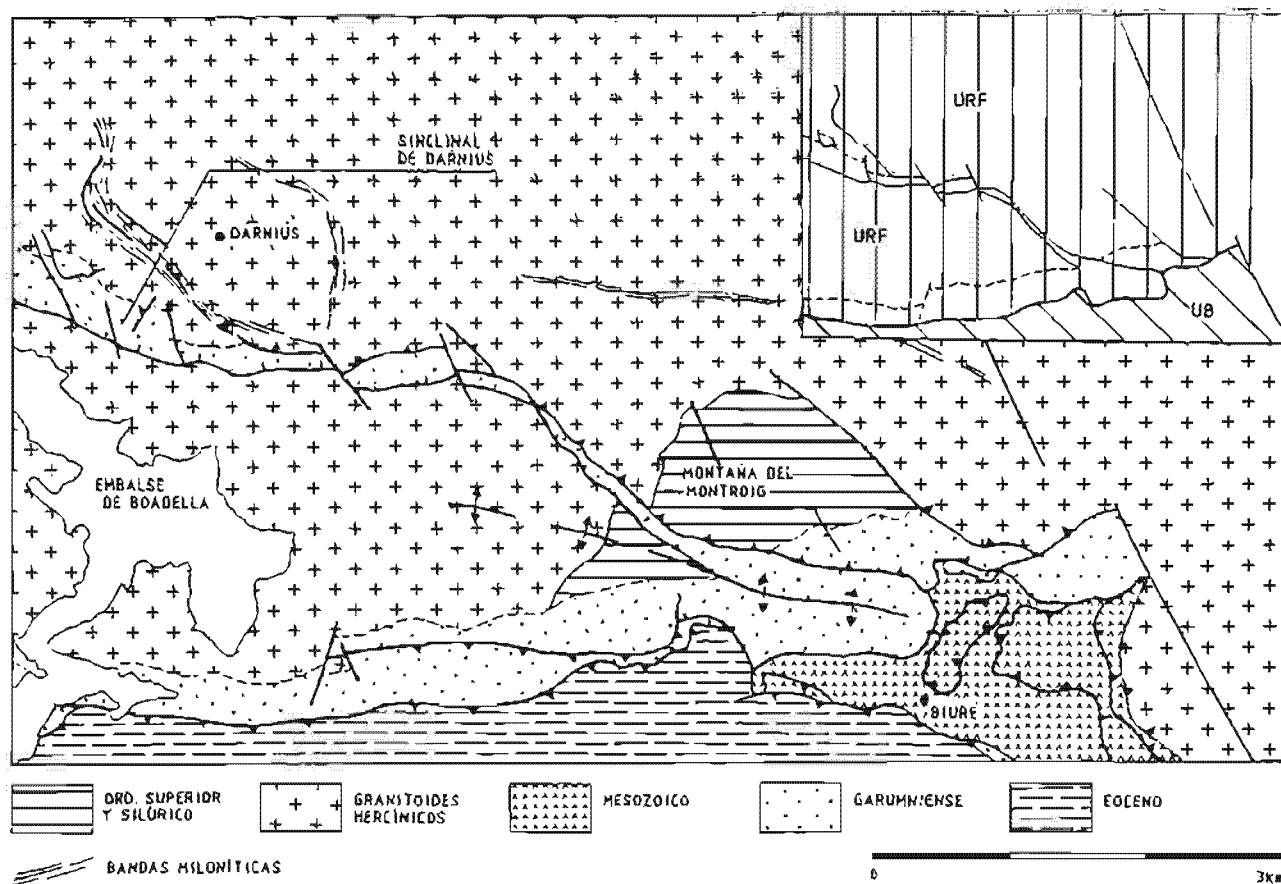


Fig. 6. Esquema estructural del sector suroeste de la hoja de La Jonquera. URF: unidad del Roc de Frausa. UB: unidad de Biure.

La unidad de Biure está truncada por el cabalgamiento de Darnius y enlaza con la unidad de Bac Grilleria (ver hoja de Maçanet de Cabrenys, nº 219; y Pujadas *et al.*, 1989) mediante un retrocabalgamiento que pone en contacto los materiales eocenos depositados en el surco de Biure con el Garumniense de la unidad del Roc de Frausa.

Los materiales eocenos del surco de Biure están afectados por pliegues vergentes al sur que, localmente, desarrollan clivajes de plano axial muy importantes.

3.3. TECTÓNICA NEOGENA

La distensión Neógena compartimenta aun más el zócalo de la Hoja, y comporta que la estructuración del macizo del Albera corresponda a un horts limitado al norte por la fosa tectónica del Rosselló, y al sur por la fosa del Empordà. Ambas fosas forman parte del sistema de fosas neógenas europeas y están relacionadas con la apertura de la cuenca catalano-balear.

En la parte meridional de la Hoja se sitúa el límite norte de la fosa tectónica del Empordà; dicha fosa está estructurada en una red de fracturas de dirección NNO-SSE y NO-SE y está rellena por sedimentos pliocenos y miocenos. En la hoja de la Jonquera no afloran estructuras tectónicas asociadas a la fosa del Empordà; los sedimentos neógenos sobresalen la fosa y cubren las estructuras distensivas que forman el límite de dicha fosa.

3.4. NEOTECTÓNICA

Aunque la sismicidad actual e histórica de esta Hoja es baja, existen algunos hechos que indican la presencia de movimientos tectónicos postmiocénicos. En este sentido Fleta y Escuer (1991b) señalan la existencia de fallas normales, de salto decimétrico, que afectan a los materiales pliocenos de Sant Climent de Sescebes. Otros indicios de movimientos recientes se localizan en la falla de La Jonquera; de acuerdo a Calvet (1985), en la hoja de Figueres (nº 258), la superficie de erosión de Llers está decalada 80 m por los movimientos asociados a dicha falla.

4. GEOMORFOLOGÍA

La hoja de La Jonquera comprende la vertiente meridional de la Sierra del Albera, así como la parte más septentrional de la depresión del Empordà. El hecho morfológico más sobresaliente es que presenta una fuerte disimetría caracterizada por la existencia de los relieves, relativamente abruptos, de la Sierra del Albera, y por la presencia de extensas llanuras, asociadas a superficies de erosión, que unen la llanura ampurdanesa con las cimas del Albera.

Descripción y análisis morfográfico de las formas

A grandes rasgos se distinguen tres grandes tipos de formas o relieves: los relieves estructurales, las superficies de erosión y las formas condicionadas por las litologías sobre las que se desarrollan.

Los relieves estructurales se localizan en la cobertera mesozoica (alrededores del embalse de Boadella, Masarac y Sant Climent de Sescebes), se desarrollan formas de tipo chevron, escarpes y líneas de capa. Asimismo las crestas que se sitúan en el eje de dirección NNO-SSE, que parte de Sant Climent de Sescebes, al corresponder a líneas de la esquistosidad hercínica, pueden considerarse también como relieves estructurales.

Las superficies de erosión se desarrollan sobre granitoides y materiales sedimentarios paleozoicos; son zonas allanadas y regularizadas que ocupan la parte central de la Hoja en el sector comprendido entre Garriguella y La Jonquera (ver Calvet, 1985). Las rieras que han incidido en esta superficie de erosión han desarrollado fondos de valle ligeramente en cuna que presentan cierta acumulación de sedimentos.

La litología resulta un factor importante que condiciona la formación de las diversas formas. En este sentido, el tipo de relieve formado en las áreas graníticas depende del tipo de litología granítica sobre las que se desarrollan. De este modo los leucogranitos, al ser más resistentes a la erosión que los demás granitoides, dan lugar a relieves de tipo Hog-Back, localmente de carácter residual, en los que se observan microformas de tipo pia (gamma). En cambio, las granodioritas y tonalitas presentan un modelado bolar que incluye mesoformas y macroformas tales como: bolos de granito, castillos rocosos y formas dómicas; dichas formas representan relieves residuales de un substrato fuertemente atacado por la meteorización. Al este de Sant Climent también afloran granitoides en una estrecha franja de dirección N-S, en estos granitoides aparecen relieves residuales de tipo domo rocoso (Castillo de Requesens) o castillo rocoso, e incluso formas más grandes como el inselberg del Puig Castellar.

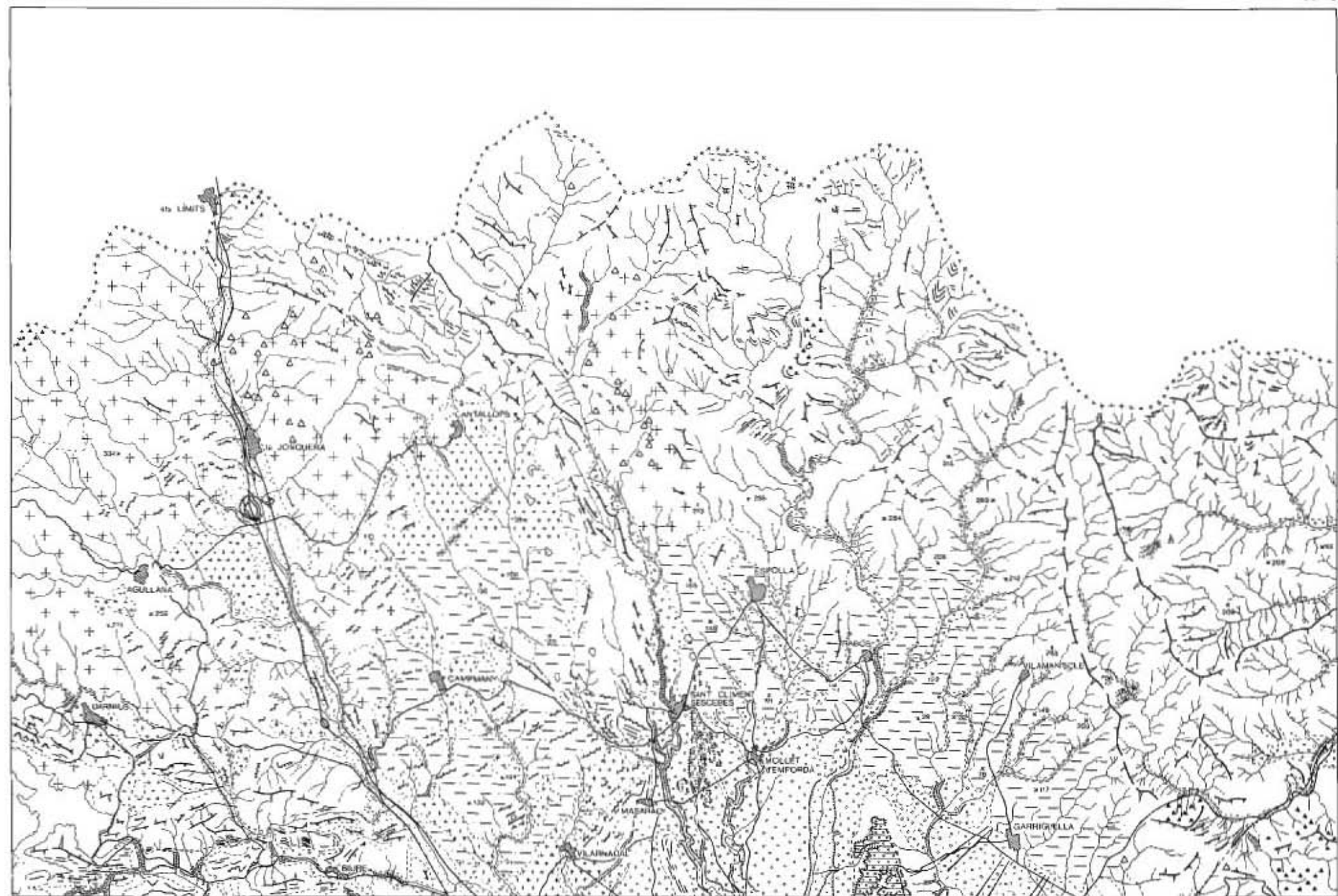
Dejando aparte las crestas desarrolladas en materiales esquistosos del eje de Sant Climent, que en cierto modo son relieves estructurales, la mayoría de las crestas formadas sobre sedimentos paleozoicos corresponden a límites de valles. Este tipo de crestas aparece muy desarrollado en parte más oriental de la Hoja, al este de Vilamaniscle; en esta zona el relieve se caracteriza por la presencia de valles de perfil en uve fuertemente encajados, que drenan las aguas directamente al Mediterráneo.

Relación entre las distintas formas y depósitos

En cuanto a los depósitos desarrollados en relación con las formas, cabe señalar que se han distinguido cuatro tipos de depósitos: manto de alteración de granitos, glaciares, depósitos de terrazas y depósitos de vertientes.

El manto de alteración de granitos (sauló) está especialmente desarrollado en la superficie de erosión situada sobre los granitoides del sector Capmany-Cantallops; en esta zona existen grandes áreas recubiertas por dicho manto ubicadas, preferentemente, en las zonas más deprimidas. En las superficies de erosión situadas al oeste del río Llobregat el manto de alteración también es notable, aunque es menos importante.

Los glaciares son relativamente abundantes en el sector central de la parte sur de la Hoja (cercañas de Vilarnadal, Mollet de Perelada y Garriguella). Estos glaciares enlazan las plataformas



1000 0 1000 2000 3000 4000 5000 m

LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO Y DE FORMACIONES SUPERFICIALES DE LA HOJA 220. LA JONQUERA

MORFOGRAFÍA

	Red hidrográfica
	Crestas
	Escarpe, borde estructural
	Escarpe pared
	Escarpe de terraza
	Escarpe, cornisa
	Líneas de capa dura, lineaciones estructurales (meta.)
	Chevróns
	Barras rocosas, Hog-Back, relieves residuales
	Relieves residuales: Domo rocoso, castillos, etc.
	Salientes rocosos
	Escaleras o peldaños rocosos
	Plataforma estructural desarrollada en conglomerado. Plioceno.
	Superficie de erosión desarrollada en granitos
	Superficie de erosión desarrollada en material metamórfico.
	Balsa, laguna, lago
	Rotura de pendiente cóncava

FORMACIONES SUPERFICIALES

	Límite de formación superficial definido
	Manto de alteración con relieves residuales. Rel. bolar
	Manto de alteración "saúló" (Eluvial)
	Aluviones actuales
	Aluvial indiferenciado
	Glacis de acumulación
	Lacustre
	Depósitos aluviales de origen granítico
	Depósitos de vertiente derrumbios, tarteras

FORMAS ANTROPICAS

	Núcleo urbano
	Carretera asfaltada
	Terraplén
	Trinchera
	Línea ferroviaria

estructurales de los materiales continentales pliocenos con las superficies de erosión desarrolladas sobre los granitoides y sedimentos paleozoicos. Los materiales depositados en dichos glaciares están formados mayoritariamente por gravas con alternancias de arenas y limos.

Los depósitos de terraza están desarrollados principalmente en los ríos Anyet y Orlina; la acumulación de estos depósitos es muy importante en el área más meridional de la Hoja, en los alrededores de Masarac y Mollet d'Empordà. Estos ríos han elaborado depósitos de terraza gracias a la removilización de los materiales pliocenos e incorporación de cantos procedentes del paleozoico. La red de drenaje de la cuenca del río Orlina, así como la de las rieras de la parte oriental de la Hoja presentan cierta acumulación de sedimentos en los fondos del curso fluvial.

El río Llobregat es el eje de drenaje más importante de la Hoja, su curso está instalado sobre una zona de debilidad estructural (Falla de la Jonquera) y cruza toda el área granítica de norte a sur. Tanto el río Llobregat como sus afluentes presentan valles de fondo en cuna rellenos de depósitos arenosos que provienen de la removilización de los materiales del manto de alteración de los granitoides.

Los depósitos de vertiente más importantes se sitúan en la zona de la Baga d'en Ferràn; se trata de canchales de pequeñas dimensiones formados por cantos angulosos de materiales paleozoicos.

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS

Corresponden a rocas ígneas foliadas por el efecto de la Orogenia Hercílica; en la hoja de La Jonquera estas rocas están representadas por gneises ortoderivados (2), rocas porfídicas ácidas (1), así como un pequeño afloramiento de ortoanfibolitas (46).

Rocas porfídicas ácidas (1)

Son muy abundantes en extremo oriental de la Hoja, especialmente en las cercanías de Vilamaniscle y Colera. Son rocas leucocráticas masivas, probablemente subvolcánicas, encajadas en los materiales cambro-ordovícicos (15) y dispuestas en forma de cuerpos irregulares o diques de dimensiones métricas a hectométricas. Desde el punto de vista textural existe una gran variedad que abarca desde rocas con textura porfídica hasta rocas faneríticas de grano fino.

Las rocas porfídicas contienen fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico incluidos en una matriz afanítica microgranular; los fenocristales más abundantes son los de cuarzo que miden de 3 a 5 mm de diámetro, y muestran, al microscopio, contornos ameboides debidos a procesos de corrosión magmática.

Las rocas faneríticas no son tan abundantes como las anteriores, pero forman los cuerpos de mayor dimensión; son microgranitos leucocráticos con textura granular muy heterogénea. Mineralógicamente están constituidos por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa; el feldespato potásico es el mineral más abundante y se caracteriza por ser muy perfito y por contener numerosas inclusiones de cuarzo en los bordes.

Excepcionalmente ambos tipos de contienen biotita

Gneises (2)

Forman un afloramiento de unos 2 Km² situado entre el Coll de l'Estaca y el Pic del Sallfort; son gneises ortoderivados de composición granítica, bastante leucocráticos, en los que localmente se distinguen ocelos de feldespato potásico de hasta 4 cm de diámetro. En esta misma Hoja, estos gneises afloran extensamente en la vertiente francesa del macizo del Albera y son denominados gneises de Sureda (Autran, *et al.*, 1966). De acuerdo con estos autores los gneises de Sureda derivan del metamorfismo de granitos calcoalcalinos y corresponden a un zócalo prehercínico sobre el cual se disponen, mediante una discordancia, los materiales de la serie cambro-ordovícica. Contrariamente, en la hoja vecina de Maçanet de Cabrenys (nº 219), Liesa (1988) afirma que los gneises no son un zócalo prehercínico, sino que corresponden a intrusiones graníticas de edad cámbrica o ordovícica en seno de la serie paleozoica (ver también Liesa *et al.*, 1994)

Ortoanfibolitas (46)

Constituyen un único afloramiento situado al norte de la riera de Colera, en el límite con la hoja de Port-Bou. Es una roca de color verde oscuro, emplazada en la serie de Mas Patirás (15), constituida esencialmente por anfíboles y plagioclasas.

Los afloramientos más importantes y mejor estudiados de estas rocas están situados en la Hoja de Roses (nº 259) y de Port-Bou (nº 221). Según Carreras *et al.* (1994a) las ortoanfibolitas del Cap de Creus corresponden a metagabros y metabasaltos que geoquímicamente representan miembros básicos e intermedios de andesitas basálticas subalcalinas.

5.2. ROCAS IGNEAS HERCÍNICAS

Las rocas ígneas hercínicas que afloran en la Hoja de La Jonquera corresponden en su totalidad a granitoides. Dichas rocas ocupan prácticamente toda la mitad oeste de la Hoja (batolito de Sant Llorenç-La Jonquera), así como el vértice sureste de la misma (batolito de Rodes-Roses). La situación de ambos batolitos, dentro del ámbito de esta Hoja, puede observarse en la fig. 8.

El batolito de Sant Llorenç-La Jonquera está constituido por granitoides de tendencia calcoalcalina (Cocherie, 1985). En líneas generales, este batolito corresponde a una intrusión laminar (ver Autran *et al.*, 1970) emplazada a favor de la esquistosidad regional hercínica, cuya base y

techo se sitúan en niveles estructurales distintos de la corteza hercínica. De este modo, la base de la lámina se sitúa en el nivel de la mesozona y el techo en el de la epizona. Las dataciones de Rb-Sr de efectuadas en los granitoides de este batolito le atribuyen una edad de 282 ± 5 m. a. (Cocherie, 1985). El batolito de Rodés-Roses está formado mayoritariamente por granodioritas de aspecto gnéisico debido a la presencia de una foliación desarrollada heterogéneamente.

En la hoja de La Jonquera, se reconocen nueve tipos distintos de granitoides que abarcan desde términos leucograníticos a tonalíticos. La representación de la mayoría de estas rocas en el diagrama de Streckeisen a partir de análisis modales (tabla I) se ilustra en la fig. 7; asimismo, los análisis químicos de elementos mayores quedan reflejados en la tabla II. La distribución cartográfica de estos granitoides pone de manifiesto, a grandes rasgos, el carácter estratotípico de la zonación del batolito. En las partes más superficiales se sitúan los granitoides más ácidos (granito con megacrístales (11), granito biotítico heterogranular (10), pórfido granítico con textura rapakivi (3)); en la parte central del cuerpo intrusivo se sitúa la granodiorita biotítico-hornbléndica (8), y en la parte inferior se hallan la tonalita (7) y los granitoides de Requesens (6). Asimismo cabe señalar que en la parte francesa de esta Hoja afloran masas de rocas básicas situadas en la base del batolito.

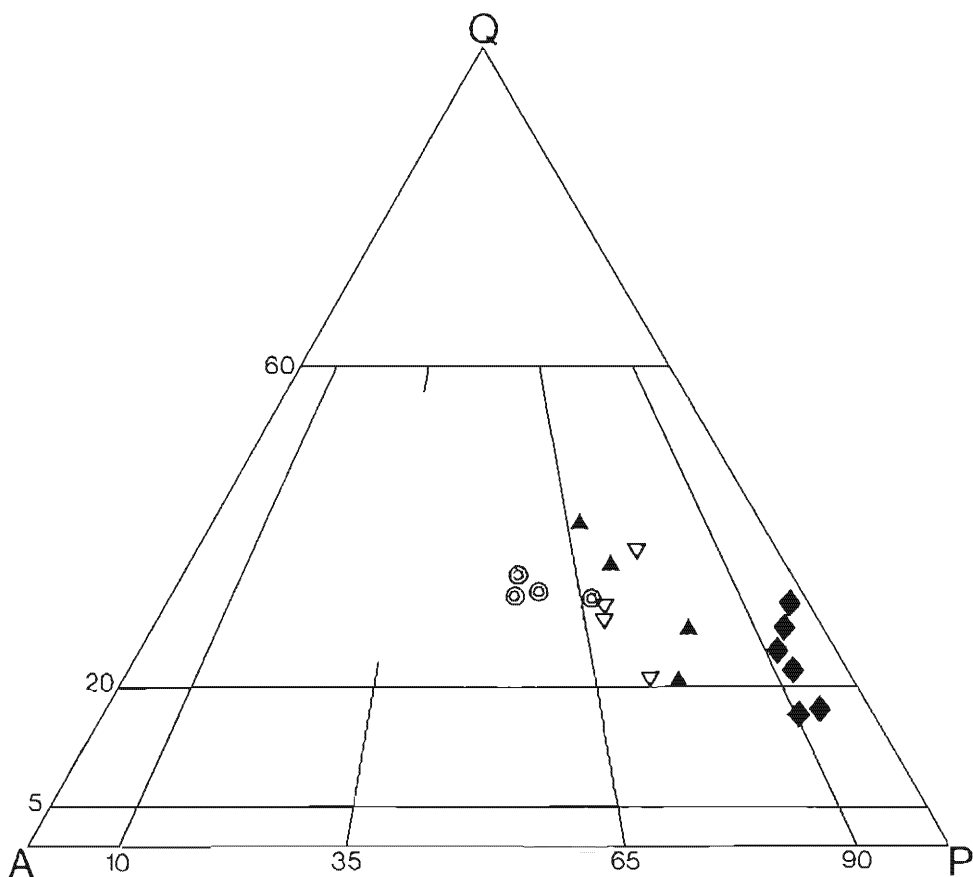
La naturaleza de los contactos entre la mayoría de granitoides es generalmente de tipo gradual, y sólo localmente se han observado contactos intrusivos netos. Por ello no se han podido establecer las relaciones temporales de emplazamiento entre dichos granitoides, salvo en el caso de los leucogranitos (13) y el pórfido granítico (4). Los leucogranitos presentan contactos intrusivos netos con los granitoides encajantes y cortan claramente a todos los granitoides de la zona, a excepción del pórfido granítico que intruye en dichos leucogranitos.

Pórfido granítico con textura rapakivi-(3)

La característica distintiva más importante de esta roca es la presencia de fenocristales idiomorfos de feldespato potásico de 3 a 5 mm. Localmente, estos fenocristales se hallan envueltos por una corona de albita de 1 o 2 mm de grosor que confiere a la roca el aspecto rapakivi.

Aflora en las inmediaciones de la montaña del Montroig formando una masa alargada en dirección W-E de unos 3 km² de extensión. Al norte limita con la granodiorita con biotita y hornblenda (8), y al sur con el granito con megacrístales de feldespato potásico (11) y con los materiales del Ordovícico superior.

El contacto entre la granodiorita y el pórfido es gradual, y en el campo existe una zona de transición entre ambas litologías de aproximadamente unos 30 metros. La aparición del pórfido se reconoce por la disminución del tamaño de grano de la roca y por el aspecto más porfídico que progresivamente muestra la granodiorita. La textura varía desde una textura claramente porfídica con matriz afanítica o granuda de grano fino, hasta una textura granuda con pocas diferencias de tamaño de grano entre los diversos minerales. Asimismo, el pórfido presenta gran cantidad de enclaves básicos de grano fino, de orden métrico, con bordes redondeados.



◆ tonalita.

▽ granodiorita con biotita y hornblenda.

▲ granodiorita biotítica

⊙ granito monzonítico.

Fig. 7. Proyección de los análisis modales (ver tabla I) en el triángulo Q-A-P de Streckeisen, de los granitoides que afloran en la hoja de La Jonquera.

En cuanto a su composición mineralógica los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y localmente hornblenda; el circón y el apatito constituyen los minerales accesorios más importantes. El contenido de plagioclasa y de feldespato potásico es muy variable; la disminución de la plagioclasa suele ir a favor de un aumento del feldespato potásico, por lo que la roca varía de granodiorita a granito. La plagioclasa en las zonas de contacto con el feldespato potásico muestra mirmequitas muy bien desarrolladas. El feldespato potásico presenta pertitas e intercrecimientos gráficos con cuarzo. La biotita y la hornblenda, al igual que en la tonalita y la granodiorita, se disponen formando agrupaciones de pequeños cristales.

Pórfido granítico (4)

La masa más importante aflora en Vilartolí (al norte de Sant Climent de Sescebes). Más al norte afloran un serie de filones de este mismo pórfido dispuestos paralelamente a la traza de la foliación regional hercínica. El hecho de que al norte Vilarnadal existe un filón de pórfido granítico que intruye en una masa de leucogranito (13), indica que la intrusión de estos pórfidos es posterior al emplazamiento de los leucogranitos.

Texturalmente es una roca afanítica con textura porfídica, caracterizada por la presencia de fenocristales de dimensiones variables (2 - 7 mm) y una matriz microcristalina. Los fenocristales son poco abundantes, y son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Pegmatitas (5)

En la hoja de La Jonquera las pegmatitas se localizan al Sur de los Picos del Neulós y del Sallfort y en las cercanías de Llançà. Dichas pegmatitas intruyen en la zona de la cordierita-andalucita y la zona de la sillimanita, en forma de enjambres de diques y cuerpos irregulares de dimensiones métricas a hectométricas.

Su mineralogía más frecuente es cuarzo y feldespatos alcalinos como componentes esenciales y contenido variable en moscovita, turmalina, granate y biotita. Los minerales accesorios son apatito y circón, así como fases minerales aluminicas cuya distribución espacial está ligada a la zonación metamórfica; de este modo, según en que zona metamórfica estén emplazadas, las pegmatitas pueden presentar sillimanita, andalucita y/o cordierita.

Por su frecuente localización periférica a los dominios anatéticos en varios macizos hercínicos de los Pirineos han sido calificadas de perianatéticas (Autran *et al.*, 1970). En este mismo sentido, Damm *et al.* (1991), a partir de estudios isotópicos llevados a cabo en las pegmatitas del Cap de Creus, interpretan que éstas se generan por anatexia de rocas metapelíticas. Sin embargo, trabajos recientes realizados en las pegmatitas del Cap de Creus y de la vertiente norte del macizo del Albera, sugieren que las pegmatitas se han originado a partir de diferenciados de leucogranitos (Corbella y Melgarejo, 1988, 1990, 1993; Corbella, 1990; Melgarejo *et al.*, 1990; Malló *et al.*, 1993; Alfonso, *et al.*, 1994).

TABLA I

	(7)	(7)	(7)	(7)	(8)	(8)	(8)	(8)	(9)	(9)	(9)	(9)	(12)	(12)	(12)	(12)
Q.....	23,95	23,70	20,83	16,81	30,12	24,79	25,85	17,61	21,87	33,06	36,72	17,92	27,02	28,04	28,64	28,76
Fk.....	3,49	1,46	5,03	4,47	12,64	19,96	19,25	18,02	11,93	17,23	18,23	16,78	19,55	28,24	26,01	25,38
Pl.....	58,77	52,50	57,60	54,20	38,96	41,58	40,21	46,76	45,76	41,70	35,64	51,56	38,97	32,10	33,40	35,07
Bi.....	13,44	20,67	14,21	18,44	13,73	10,56	10,80	11,74	18,21	7,66	8,50	12,20	12,12	7,63	10,21	7,70
Hb.....		1,00	0,55	4,24	4,17	2,54	2,60	3,44								
Acc.....	0,10	0,12	0,20	0,27	0,18	0,06	0,20		0,36		0,16	0,14	0,30	0,16	0,37	0,24
Sec.....	0,25	0,52	1,58	1,55	0,18	0,50	1,08	2,43	1,86	0,35	0,74	1,38	2,02	3,81	1,35	2,84
.....	100,00	99,98	100,00	99,98	99,98	99,99	99,99	100,00	99,99	100,00	99,99	99,98	99,98	99,98	99,98	99,99
A.....	27,78	30,52	25,00	22,27	36,86	28,71	30,31	21,37	27,48	35,94	40,54	20,77	31,58	31,73	32,52	32,20
A.....	4,05	1,88	6,00	5,93	15,47	23,12	22,56	21,87	15,00	18,73	20,12	19,46	22,86	31,95	29,54	28,50
P.....	68,17	67,60	69,00	71,80	47,67	48,17	47,13	56,76	57,52	45,33	39,34	59,77	45,56	36,32	37,94	39,30

Tabla I. Análisis modales de los granitoides de la hoja de La Jonquera, expresados en porcentajes. Q, cuarzo. Fk, feldespato potásico. Pl, plagioclasa. Bi, biotita. Hb, hornblenda. Acc, minerales accesorios. Sec, minerales secundarios. Q, A, P, parámetros del diagrama de Streckeisen. (7) tonalita. (8) granodiorita biotítico hornbléndica. (9) granodiorita biotítica. (12) granito monzonítico.

TABLA II

	(7)	(8)	(8)	(8)	(11)
SiO ₂	59,70	66,39	71,50	65,84	69,29
TiO ₂	0,77	0,50	0,22	0,40	0,40
Al ₂ O ₃	18,46	15,57	14,49	16,89	14,79
Fe ₂ O ₃	6,24	3,98	1,94	3,62	3,14
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,08	0,07	0,03	0,04	0,00
MgO	1,70	1,26	0,50	0,78	0,99
CaO	5,59	3,46	2,92	3,98	2,35
Na ₂ O	3,34	3,47	3,07	3,50	3,59
K ₂ O	2,88	3,74	3,76	3,51	4,01
H ₂ O+	1,10	0,90	0,63	1,07	1,09
P ₂ O ₅	0,22	0,14	0,08	0,12	0,00
Total	100,08	99,48	99,14	99,75	99,65

Tabla II. Análisis químicos de elementos mayores de los granitoides de la hoja de La Jonquera, expresados en porcentajes en peso de óxidos (tomados de Liesa, 1988). (7) tonalita (8) granodiorita biotítico-hornbléndica (11) granito con megacrístales de feldespato potásico.

De acuerdo con estos últimos autores, los campos pegmatíticos del Cap de Creus (Hojas de Roses y de Port-Bou) y de la vertiente norte del l'Albera presentan una zonación composicional y mineralógica. De este modo las pegmatitas emplazadas en los dominios de menor grado metamórfico pertenecen al subtipo berilo-columbita-fosfato y son las más evolucionadas, presentando un mayor contenido en fosfatos y óxidos ricos en elementos raros (elementos incompatibles, Nb, Ta, Sn, etc.). Por otra parte las pegmatitas que afloran en las proximidades o en el interior de los dominios anatócticos pertenecen al subtipo albita y son las menos evolucionadas.

Tal como señala Morales (1975) la mayoría de las pegmatitas que afloran en el vértice sureste de la Hoja (pegmatitas del área de Llançà) están afectadas por la foliación dominante de la zona, y se presentan foliadas y boudinadas. Recientemente, Carreras y Druguet (1994) ponen de manifiesto que las pegmatitas del Cap de Creus están también deformadas; según estos autores, dichas pegmatitas se emplazaron con posterioridad al clímax metamórfico e intruyeron, sintectónicamente, durante el intervalo de tiempo que abarca desde la fase de plegamiento que genera los dominios de alta deformación del litoral norte del Cap de Creus hasta las primeras fases de los pliegues tardíos (ver capítulos de tectónica de las hojas de Port-Bou y Roses, en Carreras *et al.* 1994a, 1994b).

Granitoides de Requesens (6)

Con este nombre se ha agrupado a una serie de granitoides, localizados en los alrededores del Castillo de Requesens, que destacan de los demás granitoides de la Hoja porque presentan una gran cantidad de "septa" de rocas metamórficas, de dimensiones métricas a hectométricas.

Estos granitoides forman un cuerpo estratoide situado por debajo del granito con megacristales (11) y por encima de los metasedimentos cambro-ordovícicos. Presentan una variedad composicional, que va desde granito a tonalita, y donde destaca la presencia de algunos términos empobrecidos en cuarzo próximos a las cuarzomonzonitas.

Mineralógicamente se diferencian del resto de granitoides porque los minerales accesorios son más abundantes, a excepción de la allanita que es prácticamente ausente. Otra característica distintiva es la presencia ocasional de granate, así como la existencia de placas de biotita de contorno rectangular que pueden alcanzar los 8 o 9 mm de longitud.

Tonalita (7)

Junto con la granodiorita biotítico-hornbléndica es el granitoide que ocupa mayor extensión de la hoja de La Jonquera. Cartográficamente se sitúa por debajo de la granodiorita biotítico-hornbléndica. Al este de la población de La Jonquera, en la zona comprendida entre el Pla de l'Arca y el Coll de d'Alzeda, la tonalita se emplaza en los metasedimentos afectados por el metamorfismo regional hercínico de bajo grado; el contacto es aproximadamente paralelo a la foliación regional hercínica, y la intrusión genera una aureola de metamorfismo de contacto de aproximadamente unos 250 metros de espesor.

Se trata de una tonalita biotítico-hornbléndica con contenidos variables de cuarzo y feldespato potásico, y se distingue de la granodiorita biotítico-hornbléndica por su mayor índice de color, y por la presencia de cristales de plagioclasa de 5 a 10 mm.

Presenta microestructura granuda holocristalina. Los minerales esenciales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda; los minerales accesorios mas importantes son el circón, el apatito, la allanita y la esfena. El feldespato potásico se identifica como microclina generalmente pertítica. En los bordes de algunas plagioclasas, en las zonas de contacto con el feldespato potásico, se desarrollan mirmequitas. La hornblenda es de hábito prismático y aparece en proporciones variables; a menudo su tamaño es relativamente pequeño y forma agrupaciones de cristales; en otras ocasiones se presenta en forma de cristales aislados, fácilmente reconocibles a simple vista, que pueden alcanzar un tamaño algo mayor de un centímetro. El circón y el apatito son idiomorfos y frecuentemente están incluidos dentro de los minerales esenciales de la roca, especialmente plagioclasa, biotita y hornblenda

Ocasionalmente presenta enclaves máficos de grano fino de composición cuarzo-diorítica a diorítica, estos enclaves son redondeados y no suelen superar los 20 cm de diámetro. Localmente muestra estructuras de flujo magmático marcadas por la orientación de enclaves elípticos y por la alternancia de bandas centimétricas de minerales félsicos y máficos.

Granodiorita biotítico-hornbléndica (8)

En la hoja de La Jonquera la granodiorita biotítico-hornbléndica aflora en la mitad occidental de la Hoja y en el vértice suroccidental de la misma, formando parte, respectivamente, del batolito de Sant Llorenç-La Jonquera y del batolito de Rodes-Roses.

La granodiorita biotítico-hornbléndica de Rodes-Roses contacta con los sedimentos cambro-ordovícicos de bajo grado mediante la Falla de Vilajuïga-LLançà. Al noreste dicha granodiorita intruye en los metasedimentos cambro-ordovícicos afectados por el metamorfismo regional hercínico de grado bajo y medio. La intrusión da lugar a un aureola de metamorfismo de contacto de 500 m de espesor que se superpone oblicuamente a la zonación del metamorfismo regional hercínico. En esta granodiorita, son frecuentes los filones de rocas aplítico-pegmatíticas de espesor decimétrico; asimismo, en las zonas periféricas de la misma, se observan a menudo pequeños cuerpos de leucogranito. Todo este conjunto presenta una marcada foliación que confiere a la granodiorita del batolito de Rodes-Roses un aspecto gnéisico, de acuerdo con Carreras *et al.* (1994a, 1994b) el emplazamiento de la granodiorita de Rodes-Roses tiene un carácter de pre a sintectónico con respecto a los pliegues tardíos (ver capítulos de tectónica y memorias de las hojas de Roses, nº 259 y de Port-Bou, nº 221).

La granodiorita biotítico-hornbléndica del batolito Sant Llorenç-La Jonquera forma dos masas de considerable extensión situadas a ambos lados del Río Llobregat. Cartográficamente envuelve a la tonalita y el techo de la intrusión se sitúa en los sedimentos cambro-ordovícicos afectados por el metamorfismo regional hercínico de bajo grado. Al igual que en la tonalita el contacto discurre aproximadamente paralelo a la foliación regional hercínica, y la intrusión ha generado una aureola de metamorfismo de contacto de unos 250 metros de espesor.

Desde el punto de vista petrológico esta granodiorita tiene un aspecto muy parecido a la tonalita, sin embargo se distingue de ésta porque presenta un índice de color menor. De hecho, en muestra de mano, se aprecia menor cantidad de máficos que en la tonalita, especialmente hornblenda. Asimismo el contenido de accesorios es menor en esta granodiorita que en la tonalita.

La microestructura que presenta es granuda, holocristalina y de grano medio. Los minerales esenciales son plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda. Los minerales accesorios más importantes son apatito, circón, allanita y minerales opacos. El feldespato potásico es, en la mayoría de los casos, microclina y forma megacrístales idiomorfos de entre 10 y 15 mm que, generalmente, presentan macla de Carlsbad visible en muestra de mano. El feldespato potásico también se encuentra en posición intersticial, en este caso es alotriomorfo y la medida de grano es menor. Las plagioclasas forman mirmequitas en contacto con el feldespato potásico. La biotita es el máfico más abundante y su proporción ha disminuido considerablemente respecto a la de la tonalita. La hornblenda forma cristales idiomórficos a hipidiomórficos; dichos cristales pueden encontrarse aislados o bien asociados a biotita. El contenido de hornblenda es muy variable, en algunos casos es superior al de las tonalitas, y en otros, tal como ocurre en las variedades más leucocráticas puede estar ausente.

Presenta enclaves de grano fino de composición cuarzo-diorítica a diorítica; cabe destacar que estos enclaves no son muy abundantes y su tamaño nunca supera los 25 cm de diámetro.

Granodiorita biotítica (9)

Forma una masa más o menos redondeada de unos 3 km² que se corta en la carretera de La Jonquera a Cantallops. Aflora en la zona de contacto entre la tonalita, la granodiorita biotítico-hornbléndica y el granito monzonítico. El contacto con la tonalita y la granodiorita biotítico-hornbléndica es gradual, en cambio, con el granito monzonítico presenta un contacto intrusivo neto.

Se distingue de la tonalita y de la granodiorita biotítico-hornbléndica porque presenta un índice de color notablemente más bajo; sin embargo, el rasgo distintivo es la ausencia de hornblenda.

Granito biotítico heterogranular (10)

Aflora en los alrededores del embalse de Boadella, donde forma una masa incluida en el granito con megacrístales (4). El tránsito entre ambos granitos es gradual y de hecho constituyen dos variedades dentro de un mismo cuerpo intrusivo. Mineralógicamente y texturalmente son muy similares, se diferencian por el carácter más leucocrático del granito biotítico heterogranular y por el mayor tamaño del feldespato potásico en el granito con megacrístales.

En los trabajos previos a esta cartografía, estos dos granitos nunca habían sido diferenciados; ambos granitos ha sido denominados granito de Sant Llorenç (Autran *et al.*, 1970), o granito porfídoblástico de Montdava (Estévez, 1973).

En general el granito biotítico heterogranular está muy meteorizado y da lugar a un agregado incoherente ("sauló"), en el cual es bastante difícil obtener muestra fresca.

Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico y biotita; presenta pocos minerales accesorios, los más abundantes son el circón y el apatito. El feldespato potásico es normalmente ortosa y forma cristales alotriomorfos de 10 a 15 mm; sin embargo, algunos cristales están ligeramente triclinizados. Las plagioclasas presentan mirmequitas. El cuarzo se presenta o bien en forma intersticial o bien en forma de agregados de aspecto globoso de 7 a 12 mm. En algunos casos también se encuentra en cavidades miarolíticas con hábito idiomorfo. El contenido de feldespato potásico y de cuarzo es mayor en el granito biotítico heterogranular que en el de megacrístales. La biotita es el único máfico existente y es muy poco abundante.

Presenta una microestructura granuda de grano grueso heterométrica, donde destacan los cristales de feldespato potásico incluidos en una matriz granuda, formada esencialmente por agregados de cuarzo y plagioclasa. Carece de enclaves máficos y de xenolitos, en cambio, son características las cavidades miarolíticas. También son características las pegmatitas, bien en forma de pequeñas masas centimétricas a decimétricas, o bien asociadas a filones de aplita. Asimismo, este granito está atravesado por filones de pórfidos ácidos, en general de poca continuidad y de un grosor decimétrico.

Granito con megacrístales de feldespato potásico (11)

Aflora en la zona comprendida entre la montaña del Montroig y el embalse de Boadella, y al norte de la población de Sant Climent de Sescebes.

Este granito, junto con el granito biotítico heterogranular (10), ha sido denominado en la literatura geológica, granito de Sant Llorenç (Autran *et al.*, 1970) o bien granito porfídoblástico de Montdàv (Estévez, 1973).

Al sureste de la montaña del Montroig presenta un contacto intrusivo neto con el pórfido granítico con textura rapakivi (3). En las cercanías del Embalse de Boadella el granito con megacrístales pasa de forma gradual al granito biotítico heterogranular (10). En este sector, el techo de la intrusión se sitúa en las volcanitas del Ordovícico superior y en las lutitas del Silúrico. Tal como indican las cartografías de Estévez (1973) y Liesa *et al.* (1994), el granito con megacrístales aflora varios Km hacia el oeste en la hoja de Maçanet de Cabrenys y se halla situado a techo de los distintos granitoides que, en dicha Hoja, constituyen el batolito de Sant Llorenç-La Jonquera.

En la zona de Sant Climent de Sescebes el granito con megacrístales se sitúa también en una posición apical por encima de los granitoides de Requesens. En este área, la cartografía geológica pone de manifiesto que ambos granitoides forman una intrusión laminar emplazada, a grandes rasgos, paralelamente a la foliación regional hercínica. Dicha intrusión ha desarrollado una aureola metamórfica cuya extensión varía de 250 a 800 metros.

Presenta pocas diferencias petrológicas y texturales con respecto al granito biotítico heterogranular. La diferencia más notable, es que en el granito con megacrístales los feldespatos potásicos miden del orden de 3 a 5 cm; en cambio, en el granito biotítico heterogranular no suelen superar el cm. Ambos granitoides carecen de enclaves máficos y de xenolitos, pero son características las cavidades miarolíticas y la presencia de pegmatitas. Dichas pegmatitas forman pequeñas masas centimétricas a decimétricas o se presentan asociadas a filones de aplita. Asimismo, ambos granitos están atravesados por filones de pórfidos ácidos de poca continuidad y de grosor decimétrico.

La microestructura que presenta el granito con megacrístales es granuda de grano grueso heterométrica, en la que destacan los megacrístales de feldespato potásico sumergidos en una matriz granuda formada esencialmente por agregados de cuarzo y plagioclasa.

Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Se encuentran pocos minerales accesorios, los más abundantes son el circón y el apatito. El feldespato potásico es ortosa y está ligeramente triclinizado, se encuentra en megacrístales y en la matriz; los megacrístales son idiomorfos, miden de 3 a 5 cm, y presentan maclas de Carlsbad y perititas. El feldespato potásico también presenta intercrecimientos gráficos con cuarzo de tipo grano-fírico, asimismo puede ser poiquilítico e incluye plagioclasa, biotita y cuarzo. Las plagioclasas, en las zonas de contacto con el feldespato potásico, presentan mirmequitas. El contenido de biotita es bajo, máximo un 8%. El cuarzo, al igual que en granito biotítico heterogranular, se presenta intersticialmente y en forma de agregados de aspecto globoso de 7 a 12 mm; es alotriomorfo, aunque en algunos casos también puede ser idiomórfico, particularmente cuando se encuentra en las cavidades miarolíticas.

En la zona de contacto con los granitoides de Requesens los megacristales de feldespato decrecen de tamaño hasta llegar a desarrollar una facies sin megacristales.

Granito monzonítico (12)

Aflora al este de Cantallops y al norte de La Jonquera formando dos masas de varios Km² de extensión.

La masa de granito monzonítico situada al norte de La Jonquera continua al otro lado de la frontera con Francia y aflora rodeada por la tonalita.

En Cantallops, el granito monzonítico constituye una masa redondeada de unos 3 Km² situada en la zona de contacto entre la tonalita, la granodiorita biotítico-hornbléndica y la granodiorita biotítica. En el campo, este granitoide es identificable por los cristales de feldespato potásico que pueden llegar hasta alrededor de un centímetro; sin embargo, en ocasiones, es difícil distinguir el granito monzonítico de la granodiorita biotítica. De forma popular este granito es denominado "ull de serp" (ojo de serpiente) debido al brillo producido por la reflexión de la luz sobre los planos de exfoliación de los cristales de feldespato potásico.

Los minerales principales que constituyen el granito monzonítico son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios presenta apatito, circón y allanita. El feldespato potásico está formado por microclina peritítica, es anhédrico y puede alcanzar alrededor de 1 cm de tamaño. Las plagioclasas en contacto con el feldespato potásico presentan mirmequitas. El circón y apatito se presentan como inclusiones dentro de los minerales esenciales, la allanita incluye al apatito.

Leucogranito (13)

Intruye dentro de la tonalita y de la granodiorita biotítico-hornbléndica en forma de diques de dirección NE-SO, o en forma de masas irregulares alargadas en la misma dirección. Por su mayor resistencia a la erosión, los leucogranitos resaltan en el paisaje y forman pequeñas lomas. Se consideran como los diferenciados más ácidos de la serie calcoalcalina presente en la área estudiada.

La microestructura que presenta es heterogénea y dentro de un mismo cuerpo intrusivo existen variaciones desde texturas graníticas a aplíticas y pegmatíticas. También muestran estructuras de flujo magmático definidas por la orientación de cristales tabulares de biotita y moscovita, y por el bandeado textural paralelo a los contactos.

Los minerales esenciales son feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo; los accesorios más destacables son biotita, moscovita y turmalina. El mineral más abundante es el feldespato potásico, que se presenta en forma de microclina peritítica alotriomorfa. La plagioclasa es albítica, alotriomorfa y se encuentra en menor cantidad que el feldespato potásico.

5.3. METAMORFISMO REGIONAL HERCÍNICO

El metamorfismo regional es sincrónico a la fase principal de deformación hercínica, y alcanza el clímax térmico posteriormente a dicha deformación. Las asociaciones minerales reconocidas en los materiales metapelíticos indican que se trata de un metamorfismo de baja presión, análogo al descrito en el resto del Hercínico del Pirineo (Guitard, 1970; Zwart, 1979).

Se distinguen dos áreas de metamorfismo: una centrada en las pegmatitas de Llançà, y la otra situada alrededor de los gneises del macizo del Albera; en ambos casos la zonación metamórfica aumenta de grado desde la periferia hacia los gneises o a las pegmatitas. La zonación metamórfica más completa se reconoce en el área del Albera y está constituida por las zonas siguientes: clorita-moscovita, biotita, andalucita-cordierita y sillimanita (fig. 8). En el área de Llançà esta última zona no se ha reconocido, aunque localmente cabe destacar la presencia de fibrolita dentro de la zona andalucita-cordierita.

Zona de la clorita-moscovita

Esta zona abarca todos los materiales paleozoicos de la Hoja situados por encima de la zona biotita, y se caracteriza por la presencia de clorita y moscovita. En este grado metamórfico se forman pizarras y filitas de aspecto satinado que preservan claramente los caracteres sedimentarios. En lámina delgada se reconocen las asociaciones siguientes: clorita, moscovita y clorita-moscovita, todas ellas coexistentes con cuarzo y feldespatos alcalinos.

Zona de la biotita

Esta zona está definida por la aparición de biotita y por un aumento del tamaño de grano general de las rocas. A visu, estas rocas tienen un aspecto similar a las de la zona anterior, pero se diferencian porque presentan cristales de orden inframilimétrico de biotita. Las paragénesis minerales más importantes presentes en la zona son: biotita-moscovita-clorita, biotita-moscovita, biotita-clorita y biotita.

Zona de la cordierita-andalucita

Se caracteriza por la presencia de esquistos con porfidoblastos centimétricos de andalucita y/o cordierita, y por la desaparición de la clorita de la zona anterior.

Las paragénesis minerales más frecuentes involucran cordierita o andalucita en asociación con biotita, moscovita y cuarzo; la coexistencia de andalucita y cordierita es rara y sólo se ha observado en algunos casos. En rocas de composición adecuada, también se ha encontrado, la paragénesis biotita-granate; siendo esta muy abundante en el área de Llançà.

Los porfidoblastos de andalucita son poiquiloblásticos y incluyen, además de cuarzo y biotita, relictos blindados de estauroлита, hecho común en otras áreas del Pirineo Oriental (Guitard, 1965, 1970).

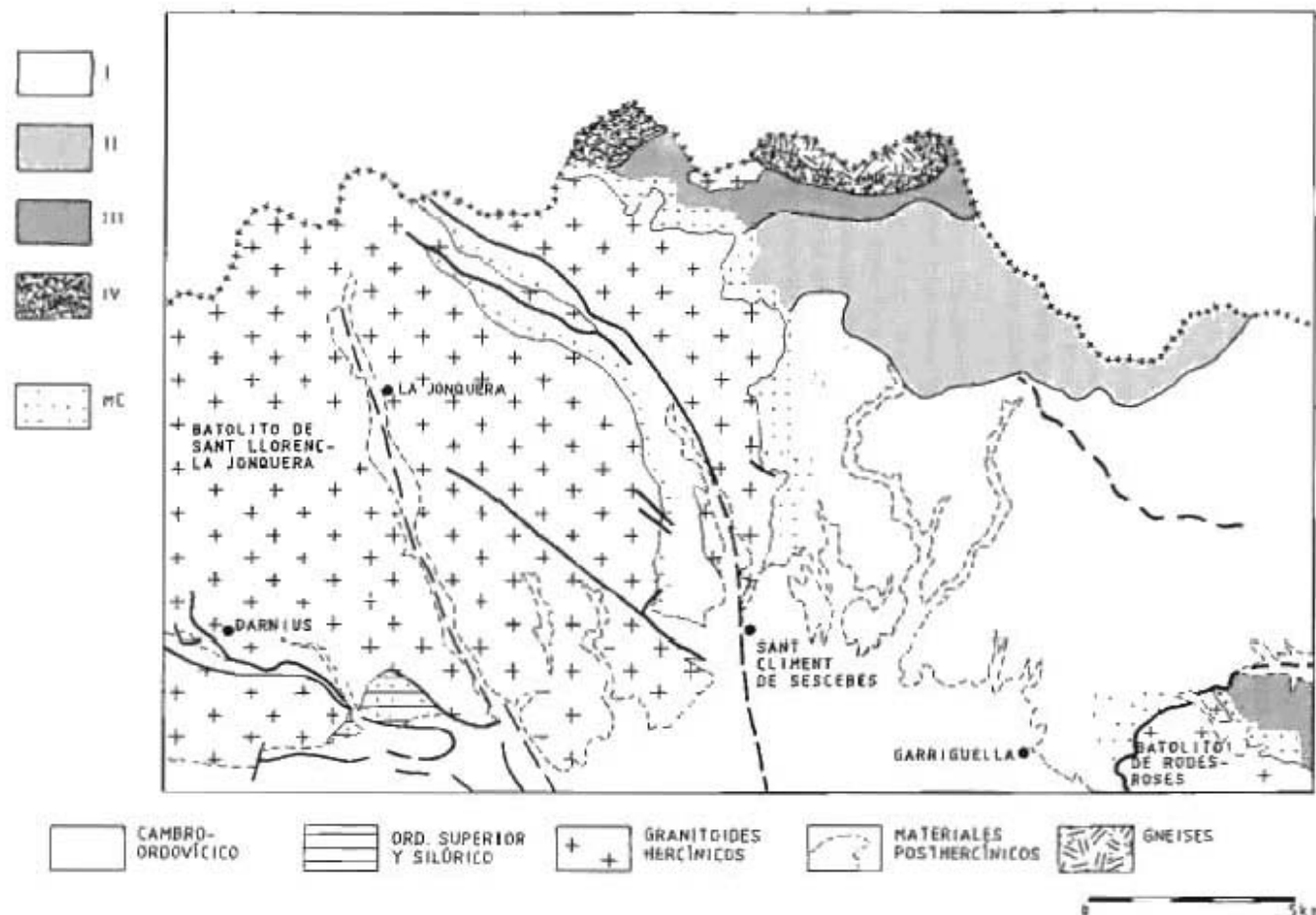


Fig. 8. Zonación metamórfica del metamorfismo regional hercínico: I, zona de la clorita-moscovita; II, zona de la biotita; III, zona de la cordierita-andalucita; IV, zona de la sillimanita. MC: metamorfismo de contacto asociado a los granitoides hercínicos.

En los tramos de la serie en que aparecen rocas carbonatadas, estas se hallan metamorizadas a mármoles y presentan asociaciones con cuarzo, calcita, tremolita y diópsido.

Zona de la sillimanita.

Esta zona aflora en una franja de unos 250 m centrada alrededor de los gneises; las rocas que predominan son esquistos con sillimanita, en general, en forma de fibrolita.

Las paragénesis más comunes son sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico, ambas con biotita y cuarzo estables, y localmente con andalucita metaestable. La coexistencia de fibrolita y andalucita sugiere que, en parte, la sillimanita se ha formado por la transformación polimorfa del Al_2SiO_5 . Asimismo, en lámina delgada, también se ha observado la formación de haces de fibrolita ligados a la destrucción de biotita. La formación de feldespato potásico indica condiciones de metamorfismo de grado alto y su formación está vinculada a la reacción de destrucción de la moscovita en presencia de cuarzo. En estas condiciones se generan cuerpos centimétricos de fundidos anatéticos, observados localmente en los alrededores del Puig del Neulós.

5.4. METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO A LOS GRANITOIDES HERCÍNICOS

La intrusión de los granitoides hercínicos produce una aureola de metamorfismo de contacto de 250 a 1.000 m de espesor (fig. 8). Este metamorfismo se superpone al metamorfismo regional, y se distingue claramente en las rocas afectadas por el metamorfismo regional de bajo grado (zona de la clorita-moscovita y zona de la biotita); sin embargo, en los materiales de grado medio o alto es difícil de diferenciar ambos metamorfismos.

En los materiales pelítico-psamíticos del Cambro-Ordovícico, Ordovícico superior y Silúrico, el metamorfismo de contacto da lugar a pizarras y filitas moteadas en las zonas más externas de la aureola, y a cornubianitas moteadas en las proximidades al cuerpo ígneo. El moteado de estas rocas corresponde a porfidoblastos de biotita, andalucita y cordierita; en las pizarras negras del Silúrico la andalucita es quistolítica. La dimensión de los porfidoblastos es de unos 2 mm en las biotitas, y de 3 a 4 mm en las andalucitas y cordieritas.

5.5. FILONES DE CUARZO ASOCIADOS A FRACTURAS

Filones de cuarzo (14)

En el ámbito de esta Hoja existen numerosos filones de cuarzo asociados a fracturas. Estos filones están encajados en los sedimentos paleozoicos y en los granitoides hercínicos. Frecuentemente presentan mineralizaciones de pirita y calcopirita y es en ellos donde se ubica la mayoría de las antiguas explotaciones mineras de la zona. Son filones discontinuos, de dimensiones decamétricas a hectométricas que, en ocasiones, alcanzan los 4 o 5 m de espesor.

Los filones más importantes están asociados a fracturas y bandas miloníticas de dirección NO-SE; entre estos, destaca el de Puig d'Esquers, el cual se sigue durante más de 7 Km desde el límite con la hoja de Port-Bou hasta el monasterio de Sant Quirze de Colera. Otros filones de cuarzo importantes, también asociados a fracturas de la misma dirección, son el situado al norte del Montroig y el que aflora a lo largo de la falla de Ullastre-Els Estanys.

En la zona de Masarac se observa que las fracturas asociadas a estos filones cortan a los materiales cretácicos; este hecho indica que la edad de emplazamiento de los filones de cuarzo es como mínimo postcretácica.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la hoja de La Jonquera corresponden a un zócalo granítico prehercínico gneisificado durante la orogenia Hercínica. Sobre ese zócalo descansan mediante una discordancia los materiales paleozoicos del macizo del Albera (Autran *et al.*, 1966).

Durante el Cambro-Ordovícico se sedimentó una potente serie siliciclástica que, en determinados niveles de la misma, presenta intercalaciones vulcanoderivadas. En este intervalo de tiempo intruyeron las rocas porfídicas ácidas, las cuales representan los términos subvolcánicos asociados al vulcanismo cambro-ordovícico.

En el Ordovícico superior se deposita una serie detrítica con niveles de conglomerados y se desarrolla otro episodio volcánico paleozoico, puesto de manifiesto por la presencia de tobas andesíticas. Posteriormente se depositan los materiales silúricos, en su facies característica del Pirineo formada por lutitas negras ampelíticas. En la Hoja, no existe registro de materiales devónicos, carboníferos, ni pérmicos.

En el Carbonífero tiene lugar la orogenia Hercínica; debido a los procesos tectono-térmicos acaecidos durante esta orogenia se deforman y se metamorfinizan todas las rocas paleozoicas presentes en la Hoja. Se genera la esquistosidad o el clivaje regional de la zona, y las rocas se transforman a esquistos, pizarras y filitas. En los materiales pelíticos, por el efecto del metamorfismo regional hercínico se forma una zonación que abarca desde la zona de la clorita-moscovita hasta la zona de la sillimanita.

Al final de la orogenia Hercínica, en el Pérmico inferior, tal como lo atestiguan las dataciones efectuadas por Cocherie (1985), se emplazan los batolitos granodioríticos de Sant-Llorenç-La Jonquera y de Rodes-Roses; ambos batolitos generan una aureola de metamorfismo de contacto y dan lugar a pizarras y filitas moteadas y cornubianitas.

Durante el Mesozoico, asociados a períodos de rifting, se depositan los materiales triásicos, jurásicos, y cretácicos. Existe una importante laguna estratigráfica que se manifiesta por la ausencia de materiales del Jurásico medio y superior, así como del Cretácico inferior.

En el Paleógeno se desarrollan los procesos compresivos asociados a la Orogenia Alpina; el

zócalo Hercínico se compartimenta en varias láminas cabalgantes y se generan las unidades tectónicas del Albera-Cap de Creus, la unidad del Roc de Frausa y la unidad de Biure. Estas unidades se deforman internamente mediante pliegues y cabalgamientos que afectan al basamento hercínico y a la cobertera; se forman el sinclinal de Darnius y las otras estructuras de deformación de edad alpina que existen en la Hoja. Durante el llerdiense-Cuisiense se emplaza la unidad de tectónica de Biure y se depositan, sintectónicamente, los sedimentos eocenos del surco de Biure (Pujadas *et al.*, 1989; Pujadas, 1990).

Durante el Neógeno, debido a los procesos de rifting acaecidos durante el terciario superior, se forma la fosa tectónica del Empordà y se sedimentan los materiales miocenos y pliocenos que afloran en la parte sur de la Hoja. Asimismo, también se desarrollan las superficies de erosión situadas en el sector comprendido entre las poblaciones de Garriguella y La Jonquera.

En el Cuaternario se encaja la red fluvial actual y se depositan los materiales detríticos que ocupan fondos de los ríos y las rieras. Se desarrolla el manto de alteración de los granitoides "sau-ló" y se configura el relieve actual.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. MINERÍA Y CANTERAS

7.1.1. Minería

En la actualidad no hay ninguna explotación minera activa en la Hoja; sin embargo, la gran abundancia de antiguas explotaciones, da una idea de la intensa actividad minera que hubo en la hoja de La Jonquera a mediados del siglo pasado.

Una recopilación de todas las explotaciones mineras e indicios de la zona ha sido realizada por Mata (1981, 1990). A partir de los trabajos de este autor, se pone de manifiesto que la mayoría de mineralizaciones presentes en la hoja de La Jonquera están asociadas a filones de cuarzo encajados en el zócalo hercínico. No obstante, existen algunos yacimientos e indicios, muy poco importantes, no relacionados con estos filones. Todas estas mineralizaciones serán descritas brevemente a continuación:

Mineralizaciones asociadas a filones de cuarzo

Mata (1990) las agrupa en función de su mineralogía y distingue entre mineralizaciones de Pb-Ba, mineralizaciones de As-Sb y mineralizaciones de Cu:

Las mineralizaciones de Pb y Ba se localizan en la montaña del Montroig y en los alrededores de Sant Climent de Sescebes y Masarac. Son un conjunto de filones de cuarzo, en general siempre próximos a la superficie de erosión posthercínica, encajados en rocas graníticas y en los materiales del Ordovícico superior. Los minerales predominantes son la galena y la baritina; en la zona de Sant Climent-Masarac además estos dos minerales también abunda la fluorita.

Las mineralizaciones de As y Sb son poco importantes y se localizan en Cantallops, La Jonquera y en Requesens. Se trata de filones de cuarzo con arsenopirita y estibina encajados en los esquistos cambro-ordovícicos y en los granitoides.

Mineralizaciones de Cu son las más importantes de la zona. Se trata de filones de cuarzo asociados a fracturas, encajados en los materiales cambro-ordovícicos. Estas mineralizaciones forman parte del conjunto de yacimientos filonianos del área de Colera (Mata, 1981, 1990). Los minerales mayoritarios son piritita, calcopirita y óxidos de hierro. La explotación más importante fue la de la minas de Mas Patiràs, de las cuales se dijo que había oro nativo; otros yacimientos se sitúan en la riera de Colera, en las cercanías de Molinar. Los únicos estudios monográficos de estas mineralizaciones fueron realizados en el siglo XIX por Rosales (1851) y por Santos (1852).

Mineralizaciones no relacionadas con filones de cuarzo

Son mineralizaciones muy poco importantes entre las que cabe destacar los yacimientos de talco de La Jonquera, las concentraciones de mineralizaciones ferruginosas y los indicios de uranio.

Los yacimientos de talco están situados al sur del Pla de l'Arca, son mineralizaciones asociadas a rocas miloníticas y están formadas por cuarzo, clorita y talco.

Las concentraciones de mineralizaciones ferruginosas están relacionadas, en general, a niveles de lutitas negras. Dentro del ámbito la Hoja afloran en Espolla, Vilartoli, Rabós d'Empordà, Garriguella y Vilajuïga; la mineralización está compuesta mayoritariamente por goethita y hematites.

Los indicios de uranio se hallan en los granitoides que afloran en términos de Boadella y de Darnius; los minerales presentes son cuarzo, goethita, uraninita y carnotita.

7.1.2. Canteras

Las explotaciones de feldespato de Llançà son las únicas que tienen un interés económico relevante en la zona. Constituyen un conjunto de varias canteras muy próximas entre sí que explotan las pegmatitas del área Llançà. Dichas canteras representan la mayor producción de este material en Catalunya y son de las más importantes del Estado; su producción global en el año 1987 fue de 37.050 Tm.

Otras canteras activas aunque de menor interés se sitúan en los sedimentos aluviales y en las calizas mesozoicas.

En la hoja existen numerosas canteras de granito inactivas; también se encuentran antiguas explotaciones en las calizas mesozoicas y en los yesos del Keuper

7.2. HIDROGEOLOGÍA

La práctica totalidad de la superficie de la Hoja se sitúa en la cuenca alta del río La Muga; únicamente el extremo oriental de la misma no forma parte de esta cuenca, y se caracteriza por la presencia de rieras de corto recorrido que desembocan directamente al mar.

En función de las características litológicas de los distintos materiales que configuran la Hoja, se distinguen los siguientes conjuntos hidrogeológicos: las rocas graníticas y sedimentos paleozoicos, los materiales mesozoicos y paleogenos, el Plioceno de la fosa del Empordà y los depósitos cuaternarios

Las rocas graníticas y los sedimentos paleozoicos son muy poco permeables y sólo se encuentran acuíferos en las zonas de alteración superficial de los granitoides y en las zonas de fracturación. Una característica singular del área situada entre Sant Climent de Sescebes, Vilarnadal y Cantallops es la presencia de pequeñas lagunas desarrolladas, mayoritariamente, sobre granitoides; existe un conjunto de veintiuna lagunas y la mayor de las cuales es la situada al sur de Cantallops, en el paraje denominado "Els Estanys"

En el mesozoico, los acuíferos se sitúan fundamentalmente en las calizas cretácicas y jurásicas; son acuíferos de tipo cárstico o fisural, en general, de poca importancia dada la escasa extensión de los afloramientos.

Los materiales pliocenos de la Hoja son de escaso interés hidrogeológico, por su baja permeabilidad.

Los principales acuíferos de la hoja de La Jonquera se localizan en los depósitos aluviales cuaternarios asociados a los principales ríos y rieras. En este sentido los aluviales de los ríos Llobregat, Anyet y Orlina son los más interesantes desde el punto de vista hidrogeológico; especialmente los aluviales próximos a la confluencia del Anyet y del Orlina

Termalismo

En la hoja de La Jonquera se sitúan tres núcleos termales de bajo potencial asociados a las principales líneas de fracturación de la zona: El Balneario de la Mercè (actualmente Hotel Mercè Park), la fuente termal de Sant Climent de Sescebes, y la fuente Pudosa de Bell Lloc, esta última en el término de Cantallops (ver Corominas 1990). Se trata de fuentes de aguas bicarbonatadas sódicas, sulfurosas, básicas, de baja mineralización y de escasa dureza; la temperatura de salida del agua es del orden de los 19°-28°C.

Otras fuentes termales sulfurosas, pero de menor importancia, se sitúan en los alrededores de La Jonquera y en las cercanías de Capmany.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALFONSO, P.; CORBELLA M., y MELGAREJO, J. C. (1994): Nb-Ta-Ree minerals at the Cap de Creus pegmatitic field, Eastern Pyrenees: distribution and evolution. *Mineralogy and Petrology* (en prensa).
- AUTRAN, A.; FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1966): Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le massif des Albères (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, 317-320.
- AUTRAN, A.; FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1970): Relations entre les intrusions des granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau; cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 673-731.
- AUTRAN, A.; FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1969): Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées orientales): Liaison avec la nappe du Canigou. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 269, Sér. D, 2497-2499.
- BILOTTE, M.; PEYBERNES, B., y SOUQUET, P. (1979): Les Pyrénées Catalanes dans la région de l'Empordà. Relations entre zones isopiques crétacées et unités structurales. *Acta Geol. Hisp.*, T. 14, 280-288.
- CALVET, M. (1982): Etude géomorphologique des massifs des Albères-Roc de France et de leurs piémonts, (Pyrénées Orientales catalanes), *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. de Paris I*. 2 T., 502 pp.
- CALVET, M. (1985): Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées; l'exemple du horst des Albères. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*. Vol. 26, Fasc. 2, 119-130.
- CALVET, F. y ANGLADA, E. (1987): El Triásico del Pirineo. Análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico. Informe Proyecto Síntesis del Pirineo. I.T.G.E. (ined.) 95 pp.
- CARRERAS, J., y DRUGUET, E. (1994): Structural zonation as a result of inhomogeneous non-coaxial deformation and its control on syntectonic intrusions: an example from the Cap de Creus area, eastern-Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, V. 16, N.º 11, 1525-1534.
- CARRERAS, J.; JULVERT, M., y SANTANACH, P. (1980): Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an exemple of shear zones associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, V. 2, N.º 1/2, 5-9.
- CARRERAS, J.; LOSANTOS, M.; PALAU, J., y ESCUER, J. (1994a): Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Roses (n.º 259), I.T.G.E.
- CARRERAS, J.; PALAU, J.; CIRÉS, J., y ESCUER, J. (1994b): Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Port-Bou (n.º 221), I.T.G.E.

- CALVET, P. (1957): Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 55, 254, 303-518
- COCHERIE, A. (1985): Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Documents du B.R.G.M.*, 90, 246 pp.
- CORBELLA, M. (1990): Estudi metal·logenètic del camp pegmatític del Cap de Creus. *Tesis de licenciatura. Universitat de Barcelona* (inéd.), 317 pp.
- CORBELLA, M., y MELGAREJO, J.C. (1988): Fosfatos de Mn-Fe con Li en el área pegmatítica del Cap de Creus, *Geogaceta* 5, 57-58.
- CORBELLA, M., y MELGAREJO, J.C. (1990): Características y distribución de los fosfatos de las pegmatitas del Cap de Creus (Pirineo oriental catalán). *Bol. Soc. Esp. Mineral.* XIII, 169-182
- CORBELLA, M., y MELGAREJO, J.C. (1993): Rare-element pegmatites of the Cap de Creus peninsula, Spain: a new field phosphate subtype. *Proceedings of the eighth quadrenial IAGOD Symposium*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 295-302
- COROMINAS, J. (1990): Desenvolupament del termalisme al Pirineu Català. *Informe interno Servei Geològic de Catalunya*, 107 pp.
- DAMM, K. W.; HAMON, R. S.; HEPPNER, P. M. y DORNSIEPEN, U. (1992): Stable isotope constraints on the origin of the Cabo de Creus garnet-tourmaline pegmatites, Massif des Alberes, Eastern Pyrenees, Spain. *Geological Journal*, 27, 75-86.
- ESTÉVEZ, A. (1973): La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del río Fluvà. *Publicaciones. Universidad de Granada*, 519 pp.
- FAURÉ, P. (1984): Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lerida et Barcelona). *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, 121, 23-37.
- FEIST, M., y COLOMBO, F. (1983): La limite Crétace-Tertiaire dans le NE de l'Espagne du point de vue des charofites. *Géologie Méditerranéenne*, tome X, (3-4), 303-326.
- FLETA, J.; ARASA, A., y ESCUER, J. (1991): El Neógeno del Empordà y Baix Ebre (Catalunya): estudio comparativo. *Acta Geol. Hisp.*, Vol. 26, 3-4, 159-171.
- FLETA, J.; ESCUER, J.; VERGÉS, J.; PUJADAS, J. y MARTINEZ-RIUS, A. (1994): Memoria explicativa del mapa geològic de Espanya a escala 1:50.000, hoja de Figueres (nº 258), I.T.G.E.
- FLETA, J., y ESCUER, J. (1991a): Sistemas sedimentarios de la cuenca neógena del Alt Empordà (Gerona). *I Congreso Grupo Español del Terciario*, Libro-Guía Exc. 7, 128 pp.
- FLETA, J., y ESCUER, J. (1991b): Estudi de les deformacions recents a Catalunya per a l'avaluació

de la perillositat sísmica (primers resultats). *Informe interno Servei Geològic de Catalunya*, 57 pp.

GUIRTARD, G. (1965): Associations minérales, subfaciès et types de métamorphisme dans les micaschistes des massifs du Canigou et de la Carança. *Bull. Soc. Géol. France.*, (7) 7, 356-382.

GUIRTARD, G. (1970): Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. B.R.G.M.*, 63, 317 pp

I.G.M.E. (1971): Mapa geológico de España E. 1:200.000. Figueras. I.G.M.E.

LAUMONIER, B. (1988): Les groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries. *Hercynica*, IV; 1, 25-38

LIESA, M. (1988): El metamorfisme del vessant sud del Massís del Roc de Frausa (Pirineu Oriental). *Tesis doctoral. Universitat de Barcelona* (inéd.), 233 pp.

LIESA, M., y CARRERAS, J. (1989): On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 3, 2, 149-161.

LIESA, M.; MARTINEZ-RIUS, A.; VERGÉS, J.; SABAT, F.; PUJADAS, J., y ESCUER, E. (1994): Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Maçanet de Cabrenys (nº 219), I.T.G.E.

LIAC, F. (1973): Tectonites superposées dans le Paléozoïque inférieur de la partie orientale du massif des Albères (Pyrénées Orientales). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*.

MALLÓ A., FONTAN, F., MELGAREJO, J. C., y MATA, J. M. (1994): The Albera pegmatite field in Eastern Pyrenees, Catalonia, France: A new example of zoned field of the beryl-columbite type. *Mineralogy and Petrology* (en prensa).

MASRIERA, A., y ULLASTRE, J. (1983): Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). *Colloque Sénonien, Géologie Méditerranéenne*, tome X (3-4), 283-290.

MATA, J. M. (1981): Els minerals de Catalunya. *Tesis doctoral. Universitat de Barcelona* (inéd.), 5 vol., 1451 pp.

MATA, J. M. (1990): Els minerals de Catalunya. *Publ. Institut. d'Estudis Catalans*, 441 pp.

MAZIN, J. M., y MARTIN, M. (1983): Intérêt stratigraphique des micro-restes de vertébrés mésozoïques: exemple du Trias d'Amélie-les-Bains (Pyrénées Orientales, France). *Bull. Soc. Géol. France*, XXV, 785-787

- MAZIN, J. M., y PAPA, H. (1982): Un pachypleurosauridé (Nothosauria, Sauropterygia) dans le Trias des Pyrénées Orientales. *C. R. Acad. Paris*, 294, S. II; 63-65.
- MELGAREJO, J. C.; PONTACK, J., y TARGARONA J. (1990): Primeros datos sobre mineralización Sn-Nd-Ta-Be en el área pegmatítica del Cap de Creus (Cataluña). *Bol. Geol. Min.*, 101-5, 761-765.
- MORALES, V. (1975): Estudio petrológico y estructural del área metamórfica de Llançà (Girona). *Tesis de licenciatura. Univ. Barcelona* (inéd.), 89 pp.
- PALLI, LL. (1972): Estratigrafia del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. *Publ. de Geologia*, 1. *Universitat Autònoma de Barcelona*.
- PUJADAS, J. (1990): Tectònica i sedimentació a les unitats de l'Empordà (Biure, Pirineu oriental). *Tesis de licenciatura. Universitat de Barcelona* (inéd.), 73 pp.
- PUJADAS, J.; CASAS, J. M.; MUÑOZ, J. A., y SABAT, F. (1989): Thrust tectonics and Paleogene syn-tectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrenees. *Geodinámica Acta*, 3, 3, 195-206.
- RIBERA FAIG, J. (1945): Sobre el Plioceno continental del Alt Empordà. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 41-64.
- ROSALES, E. (1851): Reseña de las minas de Colera (Prov. Gerona). *Revista Minera*, t. II, 725-728.
- SANTOS, J. M. (1852): Informe presentado a la sociedad explotadora de las minas tituladas "Frasquita", "Montecatini", "Esperança" y "Paula", sitas en el término de Sant Miquel de Colera (Prov. Gerona). *Revista Minera*, t. III, 40-44.
- SSOLIVA, J.; BRNUEL, M., y MATTE, P. (1991): La zone de décrochement ductile Le Boulou-Le Perthus dans la granodiorite de Saint-Laurent (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 312, S. II, 639-646.
- VICENS, E. (1984): Los yacimientos con rudistas del Cretácico superior del Alt Empordà. *Universitat Autònoma de Barcelona. Publ. de Geologia*, 19, 85 pp.
- VIDAL, L. M. (1871): Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Catalunya. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, T. I; 209-247.
- VIDAL, L. M. (1898): Compte-rendu de l'excursion de Gerona a Olot et a San Juan de las Abadesas. *Bull. Soc. Géol. France*, T. XXVI; 674-678.
- VIRGILI, C. (1958): Estratigrafía del Triásico del Pirineo Oriental. Act. III, Congreso Intern. Est. Pirenaicos.
- ZWART H.J. (1979): The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.* 50, 1-74.

