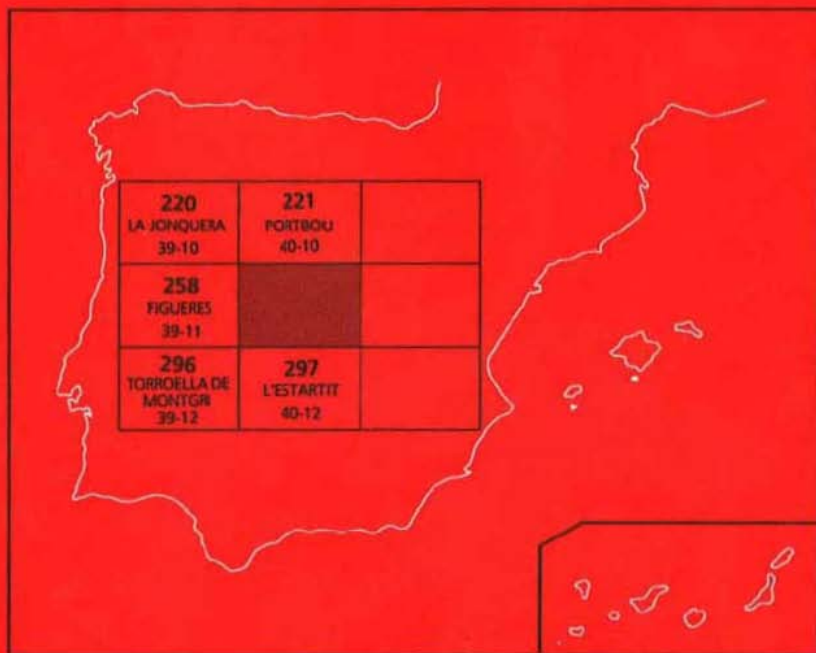




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



ROSES

20259

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

ROSES

La presente hoja y memoria han sido realizada 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 geológica y Memoria:

J. Carreras (Univ. Autònoma de Barcelona), M. Losantos (SGC), J. Palau (SGC) y J. Escuer (SGC).

Jefe de Proyecto: J. A. Muñoz de la Fuente (SGC).

Dirección del Proyecto y Supervisión: A. Barnolas (ITGE).

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 34.703-1994
ISBN. 84-7840-198-9
NIPO. 241-94-008-2

Fotocomposición: AM Alcázar
Impresión: Máster Gráfico, S. A.

INDICE

	Páginas
0. INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	6
1.1. Paleozoico (Cambro-Ordovícico)	6
1.1.1. Serie Inferior	6
1.1.1.1. Serie de Cadaqués	6
1.1.1.2. Complejo de Sant Baldri	8
1.1.1.3. Cuarcitas de Rabassers	8
1.1.1.4. Serie de Montjoi	8
1.1.1.5. Intercalaciones de origen ígneo en la Serie Inferior Gneis del Port de la Selva	8
1.1.2. Serie Superior o de Norfeu	10
1.1.2.1. Calizas detríticas	10
1.1.2.2. Arenitas y conglomerados	10
1.1.2.3. Grauvacas y arenitas con cantos de cuarzo	10
1.1.2.4. Calizas y dolomías	11
1.2. Cuaternario	11
1.2.1. Depósitos torrenciales. Gravas angulosas muy heterométricas	11
1.2.2. Depósitos eólicos. Arenas gruesas	11
1.2.3. Glacis de acumulación. Cantos angulosos, arenas y limos	12
1.2.4. Depósitos aluviales. Gravas con intercalaciones de arenas	12
1.2.5. Aluvial. Arenas limosas con alguna intercalación de grava	12
1.2.6. Llanura fangosa. Arcillas, limos y arenas	12
1.2.7. Playas. Arenas y/o gravas	13
2. TECTONICA	13
2.1. Estructura hercínica	14
2.1.1. Estructuras generadas durante el episodio de metamorfismo progrado	14

	<i>Páginas</i>
2.1.2. Estructuras del episodio tardío	15
2.2. Estructura alpina	18
2.3. Estructura neógena	22
3. GEOMORFOLOGIA	22
4. PETROLOGIA	24
4.1. Petrología ígnea	24
4.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas.....	24
4.1.1.1. Metabasitas: metagabros y metabasaltos	24
4.1.1.2. Ortogneis de Port de la Selva	25
4.1.1.3. Metavolcanitas ácidas	25
4.1.2. Rocas ígneas hercínicas.....	25
4.1.2.1. Pegmatitas.....	25
4.1.2.2. Granitoides y dioritoides de la zona migmatítica	26
4.1.2.3. Granodioritas de Roses y Rodes y rocas asociadas.....	26
4.1.2.4. Leucogranitos	26
4.1.3. Rocas filonianas tardi-hercínicas.....	27
4.1.3.1. Filones de cuarzo	27
4.1.4. Rocas ígneas post-hercínicas	27
4.1.4.1. Lamprófidos.....	27
4.1.4.2. Basaltos cuaternarios	27
4.2. Petrología metamórfica	28
4.2.1. Metamorfismo regional hercínico.....	28
4.2.2. Metamorfismo de contacto hercínico.....	30
4.2.3. Metamorfismo retrógrado	30
5. HISTORIA GEOLOGICA	31
6. GEOLOGIA ECONOMICA	33
6.1. Minería y Canteras.....	33
6.1.1. Minería	33
6.1.2. Canteras	33
6.2. Hidrogeología	33
7. BIBLIOGRAFIA	34

0. INTRODUCCION

La Hoja de Roses incluye buena parte de la península de Cap de Creus, que constituye el extremo oriental del Pirineo, y una pequeña porción del llano Empordanés. Se ubica en su totalidad en la Provincia de Girona, comarca del Alt Empordà. Los relieves más altos corresponden a la Sierra de Rodes o Verdera (685 m), que con una dirección NO-SE forma el borde occidental de la península. Las cotas máximas en el centro de la península lo forman Puig Pení (603 m) y Muntanya Negra (434 m).

Desde el punto de vista geológico y geomorfológico la Península de Cap de Creus, formada por materiales paleozoicos, constituye el afloramiento más oriental de la Zona Axial de la Cordillera pirenaica. La Zona Axial pirenaica está formada por materiales pertenecientes al zócalo paleozoico y constituye el eje orográfico de la cadena, si bien éste se sitúa al sur del eje que marca la divergencia estructural. Los relieves que conforman la península ocupan la casi totalidad de los afloramientos de la Hoja y la llanura que corresponde al borde nororiental de la depresión del Empordà ocupa exclusivamente parte del sector occidental de la Hoja. Esta depresión forma parte del conjunto de fosas Neógenas que se extienden a lo largo del litoral mediterráneo catalán, originadas en un régimen distensivo.

La unidad de Cap de Creus está formada predominantemente por metasedimentos derivados de secuencias sedimentarias atribuidas al Cambro-Ordovícico (7-14 de la leyenda), en la que se intercalan rocas intrusivas y volcánicas pre-hercínicas (1-2). Este conjunto está afectado en mayor o menor grado por el metamorfismo regional hercínico, con una zonación con grado creciente hacia el norte, que abarca desde rocas en grado muy bajo hasta esquistos de alto grado. En los dominios metamórficos de grado medio (a partir de los esquistos de la zona cordierita-andalucita) se emplaza un enjambre de pegmatitas (3).

Las rocas plutónicas hercínicas son predominantemente granodioritas (4-5) que afloran en el extremo suroccidental de la unidad de Cap de Creus formando dos *stocks* denominados de Roses y Rodes emplazados en los metasedimentos de grado bajo o muy bajo, en los que origina una débil aureola de metamorfismo de contacto. Estos granitos se extienden hacia el suroeste por debajo de la delgada cobertera de depósitos cuaternarios que ocupan el borde nororiental de la depresión del Empordà.

La cartografía geológica de los materiales de la unidad del Cap de Creus ha sido realizada a partir de la revisión a escala 1:20.000 e inferiores, sobre bases topográficas 1:5.000, de una cartografía inicial a escala 1: 25.000 (Carreras, 1973). Para los materiales Neógenos y Cuaternarios de la Depresión del Empordà se ha realizado la cartografía geológica a escala 1:25.000, apoyada con la interpretación de fotografía aérea a escalas 1:22.000 y 1:70.000. Se han integrado también los datos de sondeos de la C.H.P.O. de la Hoja 259.

La cartografía así como la memoria se han apoyado además en diversas publicaciones referidas a la unidad del Cap de Creus entre las que cabe destacar: Denaeyer (1947), Denaeyer y San Miguel (1954), Cañada (1964), Orta (1973), Carreras y Losantos (1982), Ramírez (1983 a y b), Carreras y Ramírez (1984). El único trabajo de síntesis y cartografía de toda la zona disponible se halla en la Hoja de Figueres, 1:200.000 (I.G.M.E., 1971), que por ser anterior a la mayoría de cartografías de la península del Cap de Creus, contiene numerosas imprecisiones.

Las conclusiones o la síntesis final se ha realizado teniendo en cuenta todos los datos regionales disponibles. Para los materiales paleozoicos y la estructura hercínica se han considerado los datos relativos las hojas de Port Bou y Agullana, y para los depósitos cuaternarios del Empordà los referidos a la hoja de Figueres.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. PALEOZOICO (CAMBRO-ORDOVÍCICO)

Los materiales sedimentarios paleozoicos de la unidad de Cap de Creus han sido divididos en dos tramos (fig. 1): la Serie Inferior, formada por un conjunto detrítico monótono (7, 8, 9 y 10) en el que se emplazan rocas intrusivas pre-hercínicas (1-2) y la Serie Superior formada por materiales detríticos groseros y por un importante paquete calizo (11, 12 y 14) (Carreras y Losantos, 1982 y en prensa). Todos los materiales son azoicos y se atribuyen al Cambro-Ordovícico por similitud de facies con otras series infra-Caradocienses en el Pirineo (Cavet, 1957; Laumonier, 1988). Este conjunto está afectado en mayor o menor grado por el metamorfismo regional hercínico, encontrándose desde rocas en grado metamórfico muy bajo hasta esquistos con paragénesis sillimanita-feldespato potásico.

1.1.1. **Serie Inferior**

Ocupa la mayor parte de la unidad y se caracteriza por ser muy potente y relativamente monótona. A su vez se subdivide en dos series denominadas de Cadaqués y de Montjoi.

1.1.1.1. *Serie de Cadaqués (7)*

Los materiales de esta serie conforman la unidad litológica que ocupa una mayor extensión en esta Hoja. Se trata de un conjunto metasedimentario formado por la alternancia rítmica de niveles grauváquicos o arenosos de grano fino a medio y niveles pelíticos subordinados. En algunas zonas se intercalan niveles deci- o centimétricos de rocas plagioclásico-anfibólicas (con

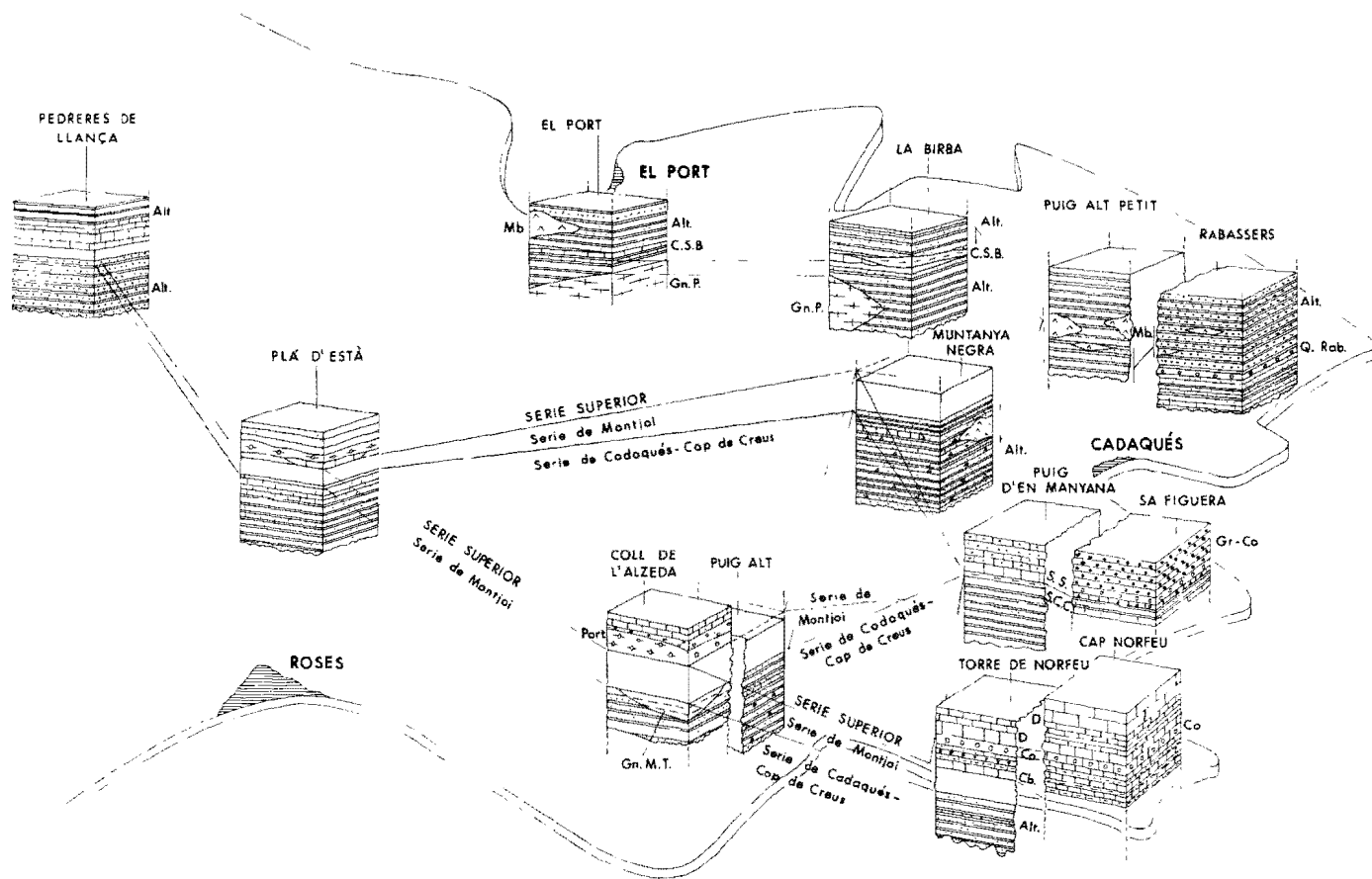


Fig. 1. Esquema de correlación de las secuencias litológicas en distintas localidades.

anfíboles “*en gerbes*”). Las estructuras sedimentarias más frecuentes en las alternancias son gradaciones positivas y marcas de base. En esta serie solo se han reconocido dos niveles guía: el complejo de Sant Baldiri (8) y la Cuarcita de Rabassers (9). La potencia calculada para este tramo es de 1.500 m como mínimo, ya que no se conoce la base de la serie.

1.1.1.2. *Complejo de Sant Baldiri (8)*

Es una unidad definida por Ramírez (1983a) presente en la mitad septentrional de la península de Cap de Creus, intercalada en la Serie de Cadaqués (7). Es una unidad caracterizada por una asociación de litologías muy variadas y de escasa potencia (máximo de 20 m), pero con suficiente continuidad cartográfica.

Esta formado por esquistos ampelíticos, metavolcanitas ácidas (gneises leucocráticos), cuarcitas, cuarzoanfibolitas, rocas calcosilicatadas y mármoles. Casi nunca coexisten todos los términos, pudiendo estar representado por una o varias de estas litologías. Presenta notables cambios laterales de facies y la sucesión vertical de litologías tampoco es constante.

1.1.1.3. *Cuarcitas de Rabassers (9)*

Es una intercalación peculiar en la serie de Cadaqués (7), localizada en el sector nororiental de la Península. Está formada por una barra, o tal vez dos o tres en determinadas zonas, de cuarcitas negras y blancas listadas muy características; la potencia de este nivel nunca sobrepasa los 5 m. Hacia el sector nororiental de la Península (Cap de Creus y Puig Culip) la cuarcita presenta un color predominantemente blanquecino. Constituye un buen nivel guía. Sin embargo su posición en la serie en relación con el Complejo de Sant Baldiri (8) es incierta por falta de la suficiente continuidad cartográfica entre ambas unidades, pero en cualquier caso los dos niveles guía no deben estar muy alejados estratigráficamente, incluso cabe la posibilidad de que este nivel represente uno de los términos del Complejo de Sant Baldiri.

1.1.1.4. *Serie de Montjoi (10)*

Estratigráficamente se sitúa sobre las ritmitas de la Serie de Cadaqués (7), siendo gradual el límite entre ambas unidades. Afloran en una franja en el sector suroccidental de la unidad de Cap de Creus y en el centro de la península en Muntanya Negra. Esta formada por pizarras o filitas negras con intercalaciones limolíticas o arenosas de escasa potencia (del orden de algunos cm) y tramos ampelíticos, que contienen óxidos, hidróxidos y sulfuros de hierro. Localmente puede haber algún nivel carbonatado. No se han reconocido restos fósiles. La potencia máxima es de 200 m.

1.1.1.5. *Intercalaciones de origen ígneo en la Serie Inferior Gneis del Port de la Selva (1)*

El gneis del Port de la Selva forma una franja que se extiende desde el Port de la Selva (Hoja

de Port Bou) hasta el Mas de la Birba (en la presente Hoja). Forma un cuerpo intrusivo en forma de sill en la Serie de Cadaqués (7) (Ramírez, 1983a). Es una roca leucocrática relativamente homogénea que presenta una estructura porfídica relictas, con fenocristales de feldespato, predominantemente feldespato potásico, y matriz cuarzo feldespática con algunos ferromagnésicos e ilmenita. La foliación le confiere su carácter gnéisico (ortogneis). La composición química corresponde a una roca granítica a cuarzomonzonítica con afinidad alcalina (Navidad y Carreras, 1992). El Gneis de Port de la Selva se localiza en la zona de la cordierita - andalucita, lo que implica la presencia de biotita y hornblenda estables.

Metabasitas (2)

Forman un conjunto de pequeñas intercalaciones lenticulares en el seno de la Serie de Cadaqués (7). La geometría de estos cuerpos se debe probablemente a la tectonización posterior a su emplazamiento. Esencialmente son metabasitas derivadas de rocas intrusivas gabroide-diabásicas pre-hercínicas, si bien existen algunos niveles de metabasaltos, situados al sureste de Muntanya Negra. Los metagabros son rocas de color verde oscuro, constituidas esencialmente por hornblenda o actinolita, cuarzo y plagioclasa zonada. Por efectos del metamorfismo aparecen como esquistos verdes o anfibolitas, en función de su localización en la zona de la biotita o en la de la cordierita-andalucita. Es muy frecuente que estén retrogradadas en las zonas de deformación tardías.

Presentan todos ellos características petrográficas comunes, pudiéndose reconocer en el núcleo de los cuerpos microestructuras ígneas diabásicas relictas. Corresponden a miembros básicos a intermedios de andesitas basálticas subalcalinas (Navidad y Carreras, 1992 y en prensa).

Metavolcanitas ácidas intercaladas en la Serie de Cadaqués

Existen varias intercalaciones de metavolcanitas ácidas en el seno de la Serie de Cadaqués. En el complejo Sant Baldiri aparece una intercalación a lo sumo de espesor métrico de gneises leucocráticos con fenocristales relictos de feldespato potásico.

A techo de la serie de Cadaqués y en contacto con las filitas negras de la Serie de Montjoi, en las inmediaciones del Mas de la Torre del Sastre aparece un cuerpo alargado de espesor máximo de 100 m formado por rocas volcánicas y volcanoclásticas. En la parte central y en especial en las zonas menos afectadas por la deformación se reconocen microestructuras ignimbríticas flameadas relictas. Estos materiales corresponden a rocas volcánicas y tobáceas de composiciones riolíticas y riodacíticas, originadas por un volcanismo ácido explosivo. Algunos términos pueden derivar de arcosas tobáceas. Los contactos con las unidades circundantes están muy tectonizados y por ello en la zona periférica afloran rocas de grano fino, de color gris oscuro o verdosas, con fenocristales y porfiroclastos pequeños y escasos de cuarzo y plagioclasa sericitizada. Estas diferencias parecen debidas en parte a efectos de la deformación. Por efecto de las diferentes fases de deformación aparece foliada, presentando un carácter gnéisico por lo que estas rocas se han denominado *Gneises del Mas de la Torre* (13).

1.1.2. **Serie Superior o de Norfeu**

Ocupa la franja suroccidental de la unidad de Cap de Creus y se sitúa sobre los niveles ampelíticos de la Serie de Montjoi si bien en el sector del Serrat d'en Sala se apoya directamente sobre las ritmitas de la Serie de Cadaqués. En contraposición a la Serie Inferior presenta notables variaciones tanto de potencia como de litología.

1.1.2.1. *Calizas detríticas (11)*

Definen la base de la Serie Superior. Se trata de un nivel de calizas marmorizadas de escasos metros de potencia, pudiendo desaparecer en determinadas zonas. Son calizas grises y azuladas, listadas, que a menudo contienen elementos detríticos, fundamentalmente de cuarzo.

1.1.2.2. *Arenitas y conglomerados (12)*

Por encima de la calizas detríticas (11) o directamente sobre materiales de la Serie Inferior (7 o 10), aflora un importante paquete detrítico, de características litológicas variables.

En Cap Norfeu esta unidad se inicia con limolitas y arenitas de color pardo o verde oscuro en la parte inferior, con alguna intercalación de conglomerados. La parte superior está formada por conglomerados, con elementos de cuarzo y chert o liditas muy alargados por efecto de la deformación, en una matriz arenosa; en algunos tramos presentan cemento carbonatado. La potencia máxima es del orden de 60 m. En la zona del Serrat de la Sala se trata de conglomerados con cantos de las mismas características. Alcanzan una potencia mínima de 100 m.

Esta unidad estaría correlacionada lateralmente con las grauvas y areniscas con cantos de cuarzo (14).

1.1.2.3. *Grauvas y arenitas con cantos de cuarzo (14)*

Es una unidad detrítica que aflora en una franja que se extiende en dirección NO-SE. En su extremo meridional, en la zona de Montjoi y Coll de l'Alzeda esta unidad está representada por areniscas claras con cantos aislados de cuarzo y rocas cuarzo feldespáticas con anfíboles (actinolita). Hacia el sector noroccidental predominan las rocas pelíticas claras, con alguna intercalación de conglomerados de cuarzo y rocas de tipo porfiroide. Algunos componentes de estas rocas presentan evidencias de ser volcanoderivadas ácidas. En las zonas afectadas por el metamorfismo de contacto se forma moscovita y minerales del grupo de la epidota y anfíboles (actinolita) en niveles de composición favorable. Son especialmente características las que forman los *septae* metasedimentarios de Castro Visigodo, en Roses.

En conjunto se observa que en el extremo meridional predominan las facies conglomeráticas, mientras que hacia el norte esta unidad es cada vez menos grosera. De aquí la correlación entre las unidades (12) y (14).

1.1.2.4. Calizas y dolomías (15)

Afloran en el extremo sureste de la península de Cap de Creus en el sector de Cap Norfeu. Se trata de calizas grises, detríticas en bancos decimétricos. La proporción de elementos detríticos, cuarzo fundamentalmente es muy variable, siendo mayor en la zona de Montjoi. La parte superior de este tramo está formada por calizas y dolomías masivas en bancos métricos, que aparecen solo en Cap Norfeu. Estos niveles han proporcionado restos de conodontos muy mal conservados e indeterminables. Todo el conjunto se halla intensamente tectonizado y las rocas aparecen marmorizadas. La potencia mínima reconocida es de 100 m. En las áreas próximas a la granodiorita de Roses (Punta Falcó) están afectadas por el metamorfismo de contacto y se forman mármoles muy cristalinos y rocas calcosilicatadas en determinados niveles.

1.2. CUATERNARIO

1.2.1. Depósitos torrenciales. Gravas angulosas muy heterométricas (17)

En las proximidades de la Selva de Mar a 1,5 km del mar, el pequeño torrente de la Selva aparece encajado en una formación torrencial. La formación muestra un espesor de unos 20 m. Está formada de material heterométrico que oscila entre el gránulo y el bloque de varios metros cúbicos. Su composición incluye mayoritariamente cantos de esquistos rodados, cuarzo, y grandes bloques de gneis muy alterado envuelto, el conjunto, en una matriz marrón. No presenta estratificación aunque sí intercalaciones de lentejones gravosos. Barbaza (1970) propone una edad Riss terminal para este depósito por comparación con los depósitos similares descritos en Racou). Depósitos de características similares pueden reconocerse en la carretera de Roses a Cadaqués, en los alrededores del km 6, si bien los bloques de gran tamaño son casi inexistentes y el espesor menor.

1.2.2. Depósitos eólicos. Arenas gruesas (18)

Los materiales de origen eólico están representados por los complejos coluvio-eólicos de la Riera de Romanyac y de Can Berta. En las vertientes que circundan la riera de Romanyac se han identificado seis acumulaciones siendo las más representativas las situadas en el margen orográfico izquierdo.

Es frecuente encontrar en la base del depósito niveles coluviales de cantos (1-1,5 m de potencia), dispuestos de forma paralela a la pendiente. Estos cantos no son por otra parte exclusivos de la base de la formación intercalándose en otros puntos del depósito si bien con espesores mucho menores.

Las arenas constituyen las facies dominantes de este depósito presentando estratificación cruzada bien desarrollada. La arena se encuentra bien clasificada y su tamaño es considerablemente mayor al de las arenas de las playas actuales así como su composición diferente. Barbaza (1970) propone una edad Würm para las acumulaciones de la Riera de Romanyac.

En el fondo de valle situado entre el Mas Berta y el Puig de l'Aliga antes del km 6 de la carretera

de Roses a Cadaqués, aparece la formación coluvio-eólica de Can Berta. La masa arenosa aparece dispuesta en montículos adosados a la vertiente norte del Puig de l'Aliga. A diferencia de la formación anterior esta no presenta estratificación cruzada aunque son identificables niveles de cantos intercalados en la formación. La naturaleza de las arenas es parecida a la de las playas actuales y su granulometría inferior al conjunto de la Riera de Romanyac, ello sugiere una edad menor a este último. Barbaza (1970) propone una edad anterior a la transgresión Flandriense sin más precisiones.

1.2.3. Glacis de acumulación. Cantos angulosos, arenas y limos (23)

La vertiente suroccidental de la Sierra de Rodes presenta diversos niveles de glacis bien desarrollados en su contacto con la depresión ampurdanesa. Calvet (1982) diferencia dos niveles principales de glacis. El material acumulado en los glacis procede de las vecinas vertientes de la Serra de Rodes presentando potencias irregulares. La composición de los mismos muestra cantos de esquistos, cuarzo y gneis cuya morfoscopia angulosa es característica de estos depósitos. Es frecuente encontrar cantos afacetados en los niveles topográficamente más elevados por lo que, por comparación con los depósitos eólicos, podría asignarse una edad Würm a los niveles superiores de estos glacis. Los niveles inferiores pasan lateralmente a depósitos con características claramente aluviales.

1.2.4. Depósitos aluviales. Gravas con intercalaciones de arenas (20)

Estos depósitos recubren un área situada al norte de Roses al pie de los relieves de la Serra de Rodes y el Puig de l'Aliga. La composición de los cantos es idéntica a la de los glacis a los que pasa lateralmente incluyendo cantos de esquistos, cuarzo y gneis si bien su morfoscopia es más redondeada. La potencia total de estos materiales no es visible pero supera los 2 m. Depósitos con características similares a los anteriores rellenan el fondo de valle de la Riera de Romanyac. Como en el caso anterior su composición indica una procedencia cercana.

La posición de los depósitos aluviales implica una edad más moderna a la de las formaciones torrenciales (17) descritas anteriormente e incluso a las formaciones coluvio-eólicas (18) por lo que se les puede asignar una edad Würm terminal como límite inferior.

1.2.5. Aluvial. Arenas limosas con alguna intercalación de grava (21)

Estos depósitos aparecen restringidos a los estrechos fondos de valle con escaso relleno, situados en la zona nororiental del Cap de Creus, como es el caso de la Riera Serenassa y Riera Paltré. Se trata de acumulaciones de arenas limos y gravas de escasa potencia.

1.2.6. Llanura fangosa. Arcillas, limos y arenas (17)

Estos materiales corresponden al registro sedimentario de las antiguas marismas y estanques

litorales actualmente degradados. El depósito de estos materiales se remontaría al momento en que el mar alcanzó su máximo transgresivo hace 5.000 años Pallí y Bach (1987). La litología dominante está constituida por fangos salobres, cuyo espesor puede llegar a alcanzar con facilidad la decena de metros.

1.2.7. Playas. Arenas y/o gravas (22)

A grandes rasgos pueden diferenciarse dos grandes tipos de playas en el ámbito de la hoja: las playas desarrolladas en las calas del Cap de Creus (Cala Montjoi, Taballera, Joncus, Bahía de Cadaqués, etc.) predominantemente gravosas y las playas de Roses netamente dominadas por arenas.

El primer grupo de playas responde al retrabajamiento marino de los sedimentos aportados por las Rieras cuya desembocadura coincide con calas, mientras que el segundo grupo responde a la terminación septentrional del cordón litoral de la Bahía de Roses. Estas últimas están formadas por el oleaje y las corrientes de deriva a las que se les puede sobreimponer, por acción eólica, cordones de dunas (beach ridges).

Estos depósitos se consideran en conjunto formados ya durante el Holoceno.

2. TECTONICA

El análisis estructural del hercínico del Cap de Creus y del Pirineo, hay que encuadrarlo fundamentalmente en el marco del orógeno hercínico, si bien la posición y disposición actual de este macizo está controlada por la disposición de las unidades alpinas. En el marco Pirenaico la unidad de Cap de Creus representa la terminación oriental de la Zona Axial.

Análogamente a lo que sucede en otros macizos hercínicos de los Pirineos (Zwart, 1979), los materiales presentan una estructura compleja, formada por efecto de una tectónica polifásica hercínica (Guitard *et al.* 1980, 1984; Laumonier *et al.* 1984) a la que hay que añadir el efecto de la sobre imposición de deformaciones alpinas cuyo carácter en este sector es problemático, dada la falta de dataciones y de depósitos del ciclo alpino.

Como primera aproximación al estudio estructural de los materiales hercínicos de la Hoja de Roses se pueden definir dos grupos de estructuras, en función de su relación temporal con los procesos metamórficos y con el emplazamiento de los batolitos. El primer conjunto comprende todas las estructuras generadas durante el episodio progrado y alrededor del clímax metamórfico y que son anteriores al emplazamiento de los *stocks* de granitoides de Roses y Rodes y consecuentemente a la formación de las aureolas de metamorfismo de contacto.

El segundo conjunto incluye todas aquellas estructuras que se forman con posterioridad al clímax metamórfico y son sincrónicas o también posteriores al emplazamiento de los *stocks* de granitoides de edad hercínica. En este segundo episodio, que engloba fundamentalmente las fases hercínicas tardías, podrían quedar incluidas algunas estructuras de edad alpina dadas las

dificultades de individualizar estas últimas deformaciones. Estas estructuras tardías, que engloban pliegues a todas las escalas así como las zonas de cizalla, son las que condicionan de forma más evidente la geometría de las estructuras reconocibles a nivel cartográfico.

2.1. ESTRUCTURA HERCINICA

2.1.1. Estructuras generadas durante el episodio de metamorfismo progrado

En términos generales abarcan todas aquellas estructuras ligadas a la formación de foliaciones de plano axial penetrativas y de desarrollo regional que se han sido calificadas de “esquistosidad regional o dominante”. Si bien la existencia de esta fase se reconoce fundamentalmente a partir de estructuras menores, es difícil de establecer su relación con estructuras mayores. Además la “esquistosidad regional o dominante” (Sr), entendida como la estructura planar presente en toda el área, no puede considerarse como un elemento estructural fruto de una única fase de deformación generalizada, ya que se forma por yuxtaposición o superposición de varias fases deformativas. Así distintas fases integradas en el episodio progrado presentan un desarrollo heterogéneo a escala regional, de modo que la esquistosidad dominante en unos sectores puede equivaler a una foliación de crenulación menos penetrativa en otros.

En los dominios de mayor grado metamórfico (la franja litoral norte), la foliación regional (Sr) está formada por dos fases de plegamiento, con esquistosidad de plano axial asociada. Una, formada durante la etapa progrado del metamorfismo regional, responsable de la formación de una esquistosidad de plano axial, que frecuentemente se reconoce como una esquistosidad paralela a la estratificación. La otra que se sitúa alrededor del clímax metamórfico, genera pliegues de traza axial E-O a ENE-OSO y una foliación asociada, que en general aparece como una esquistosidad dominante pero que en algunos dominios es identificable como de crenulación poco penetrativa (Carreras y Druguet, 1993). Los ejes presentan orientación muy variable. Ramírez (1983a) reconoce en el sector de Port de la Selva (Hoja de Port Bou y sector noroccidental de la Hoja) dos grupos de pliegues, uno con ejes verticales y otro con ejes horizontales, que bien pueden obedecer a dos fases de plegamiento o a una sola con ejes curvados. En las inmediaciones de Cap de Creus esta fase desarrolla pliegues de ejes verticales con una foliación de plano axial de desarrollo muy heterogéneo. En los dominios migmatíticos (Hoja de Port Bou) esta fase de deformación es coetánea con el emplazamiento de pequeños cuerpos de granitoides y con la migmatización inducida.

En las áreas de bajo grado metamórfico, la distinción entre ambos episodios deformativos se hace más difícil, por cuanto todas las deformaciones se desarrollan en unas condiciones de grado bajo o muy bajo y, el criterio de su posición temporal con respecto al clímax metamórfico, no es fácilmente aplicable. Sin embargo en los dominios próximos a los stocks granodioríticos de Roses y Rodes se utiliza el momento de emplazamiento de estos para separar el primer episodio del tardío. En estos dominios una primera fase es responsable de la formación de pliegues de la estratificación que desarrollan una foliación de plano axial. La segunda fase de este primer episodio afecta a las estructuras anteriores y es la responsable de la foliación más evidente y extendida en toda el área. Esta fase genera pliegues de traza axial de dirección E-O a NE-SO vergentes al sur, que localmente pueden reconocerse a escala

cartográfica (Cap Norfeu). Estos pliegues llevan asociada una esquistosidad de plano axial que a menudo responde a una crenulación muy penetrativa. Los pliegues menores y las lineaciones de intersección asociadas presentan una orientación un tanto variable, tanto por efecto de la interferencia con los pliegues anteriores como por efecto de su deformación durante las fases tardías. En general las lineaciones de intersección generadas durante el primer episodio deformativo presentan actualmente una orientación que muestra un máximo en dirección SE, paralelo a la orientación de los ejes de los pliegues tardíos. Esta disposición puede atribuirse al efecto de las deformaciones tardías.

A falta de datos que permitan correlacionar estas fases de deformación a través de los distintos dominios metamórficos, la similar disposición geométrica de pliegues de traza axial de dirección E-O en los dominios de grado bajo y de grado medio-alto apuntan a su probable equivalencia. Ello justifica la definición de una foliación regional ("Sr"), que responde a una superficie de esquistosidad asociada a estos sistemas de pliegues, y la validez del uso de este elemento estructural como superficie de referencia, para poder analizar los episodios deformativos posteriores en toda la unidad. La disposición y orientación de la esquistosidad regional, así como de las lineaciones de intersección asociadas, está condicionada actualmente por los episodios deformativos posteriores.

2.1.2. Estructuras del episodio tardío

Este conjunto agrupa todas aquellas estructuras de plegamiento que se forman con posterioridad a las indiscutiblemente hercínicas descritas anteriormente formadas con anterioridad o alrededor del clímax metamórfico. Son sincrónicas y posteriores al emplazamiento de los stocks granodioríticos y al metamorfismo de contacto asociado. La edad de estas estructuras se considera fundamentalmente hercínica tardía (Carreras, 1975) si bien alguna deformación de edad alpina reactivando estructuras anteriores puede quedar englobada en este episodio ante las dificultades de discriminarlas.

Las estructuras de este grupo son las que conforman la macroestructura de la unidad de Cap de Creus (fig. 2). Afectan a la esquistosidad regional hercínica ("Sr"), así como a los granitoides hercínicos. Se trata de pliegues y zonas de cizalla con bandas miloníticas asociadas. El efecto de estas deformaciones en los stocks granodioríticos se discutirá más adelante.

Los pliegues se desarrollan predominantemente en los esquistos de grado bajo y muy bajo. Las estructuras de plegamiento mayores son, de norte a sur, el sinclinal de La Birba, el anticlinal de Perafita y el sinclinal de Montjoi (fig. 2). Estas estructuras tienen una dirección NO-SE y los ejes hacia el sureste en la zona central y meridional. Hacia el norte giran progresivamente hasta presentar los ejes fuertemente inclinados en dirección ENE (fig. 3). Las superficies axiales buzan hacia el noreste en casi toda el área y son vergentes hacia el suroeste (ver cortes). Localmente se desarrolla una esquistosidad de crenulación asociada a estos pliegues. Estas estructuras cartográficas llevan asociadas estructuras menores de todos los ordenes.

En dominios constituidos por rocas cristalinas (granitoides y esquistos de grado medio-alto) el episodio tardío se manifiesta fundamentalmente por la formación de zonas de cizalla que

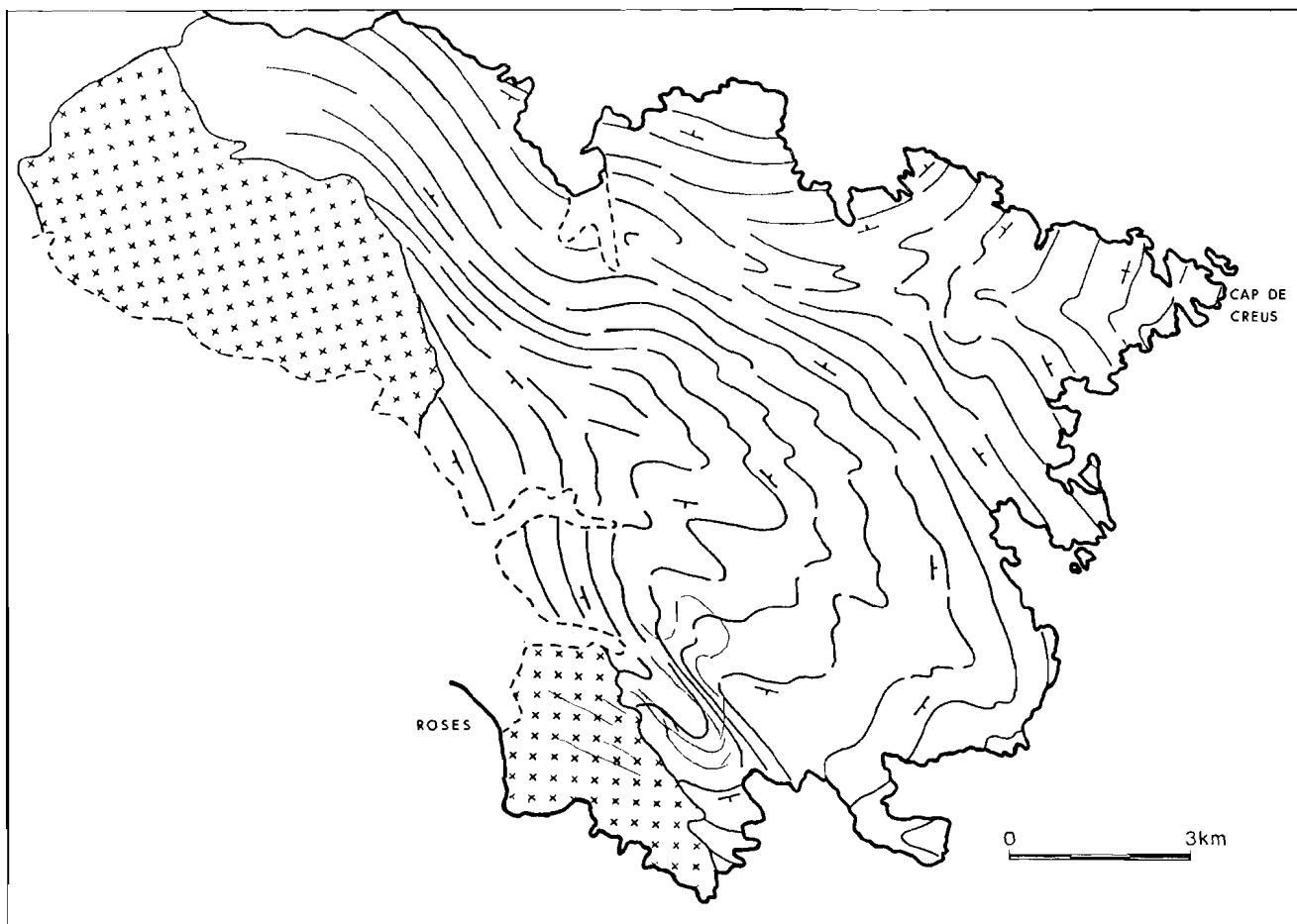


Fig. 2. Traza de la foliación dominante en los metasedimentos de la península de Cap de Creus.

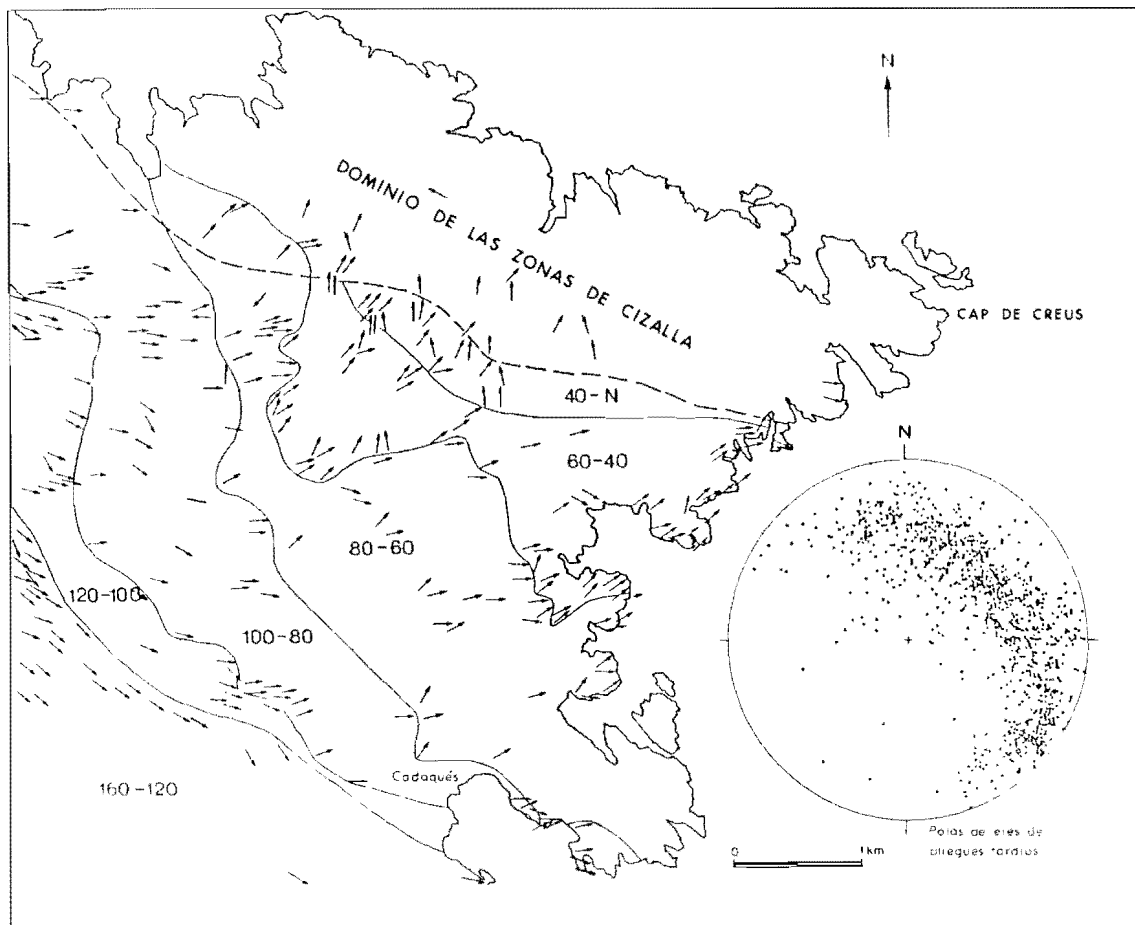


Fig. 3. Disposición de los ejes de los pliegues tardíos en el sector noreste de la península del Cap de Creus y proyección estereográfica de los mismos. En el mapa se han trazado las isógonas que delimitan sectores en los cuales el acimut de los ejes queda comprendido entre los valores indicados.

generan bandas miloníticas de modo que pliegues tardíos y zonas de cizalla se relacionan genéticamente y representan una diferente respuesta de rocas con una distinta anisotropía mecánica (Carreras, 1975; Carreras y Losantos, 1982; Carreras y Ramírez 1984; Carreras y Casas, 1987). Las bandas miloníticas se localizan en dos fajas orientadas NO-SE, una en el litoral norte localizada en los esquistos de grado medio-alto (fig. 4) y otra en el sur localizada en las granodioritas de Roses y Rodes. En ambas fajas las rocas miloníticas se forman en condiciones de las facies de los esquistos verdes.

En la faja milonítica septentrional ubicada en los esquistos, las zonas de cizalla buzan predominantemente al noreste y las lineaciones de estiramiento hacia el NNE (fig. 5A). Los criterios cinemáticos indican la predominancia de movimientos dextros con cierta componente inversa (Carreras y Santanach, 1973). Existe un dominio en donde coexisten los pliegues tardíos con las zonas de cizalla. Este dominio, calificado de zona de transición (Carreras y Casas, 1977), se caracteriza por su gran complejidad estructural debido a que este episodio deformativo se inicia con pliegues de traza axial E-O cuyos planos axiales y ejes van girando en dominios de mayor deformación, hasta paralelizarse respectivamente con los planos de cizalla y con las lineaciones de estiramiento respectivamente. Algunos de los pliegues tardíos presentan flancos que se corresponden cartográficamente con bandas miloníticas mientras que otros aparecen transectos por las zonas de cizalla.

La franja meridional está desarrollada heterogéneamente sobre las granodioritas de Roses y Rodes generando una foliación gnéisico-milonítica que buza predominantemente al suroeste y las lineaciones de estiramiento buzando hacia el sureste (fig. 5B). Los movimientos asociados son predominantemente senestrales (Carreras y Losantos, 1982; Simpson *et al.*, 1982). Estas milonitas han sido estudiadas desde el punto de vista mecánico por Simpson (1983a y b) y desde el punto de vista de la anisotropía de la susceptibilidad magnética por Parés (1989).

Una característica de todo el conjunto de deformaciones incluidas en el episodio tardío es su carácter progresivo de modo que carece de sentido una individualización de fases separadas por periodos intercinemáticos. Así, las primeras manifestaciones se corresponden a pliegues. Algunos de ellos son sintectónicos con los emplazamientos de pegmatitas en el dominio de los esquistos de grado medio (fig. 6) y presentan una geometría y orientación análoga a algunos de los atribuidos al episodio progrado generados durante la migmatización. Las manifestaciones finales de este episodio son las zonas de cizalla de orientación NO-SE que transectan a algunos de los pliegues tardíos. Una análoga superposición de estructuras, como efecto de un episodio progresivo, se puede observar en la faja milonítica meridional, en donde las granodioritas registran una foliación magmática sintectónica posteriormente afectada por bandas de espesor deca-hectométrico, que presentan una foliación gnéisico-milonítica relativamente homogénea, que finalmente es afectada por bandas miloníticas discretas en la etapa terminal del episodio tardío.

2.2. ESTRUCTURA ALPINA

Se puede atribuir al plegamiento alpino la disposición en domo de toda la unidad, que se refleja en variaciones en la orientación de las superficies axiales de los pliegues tardíos (ver

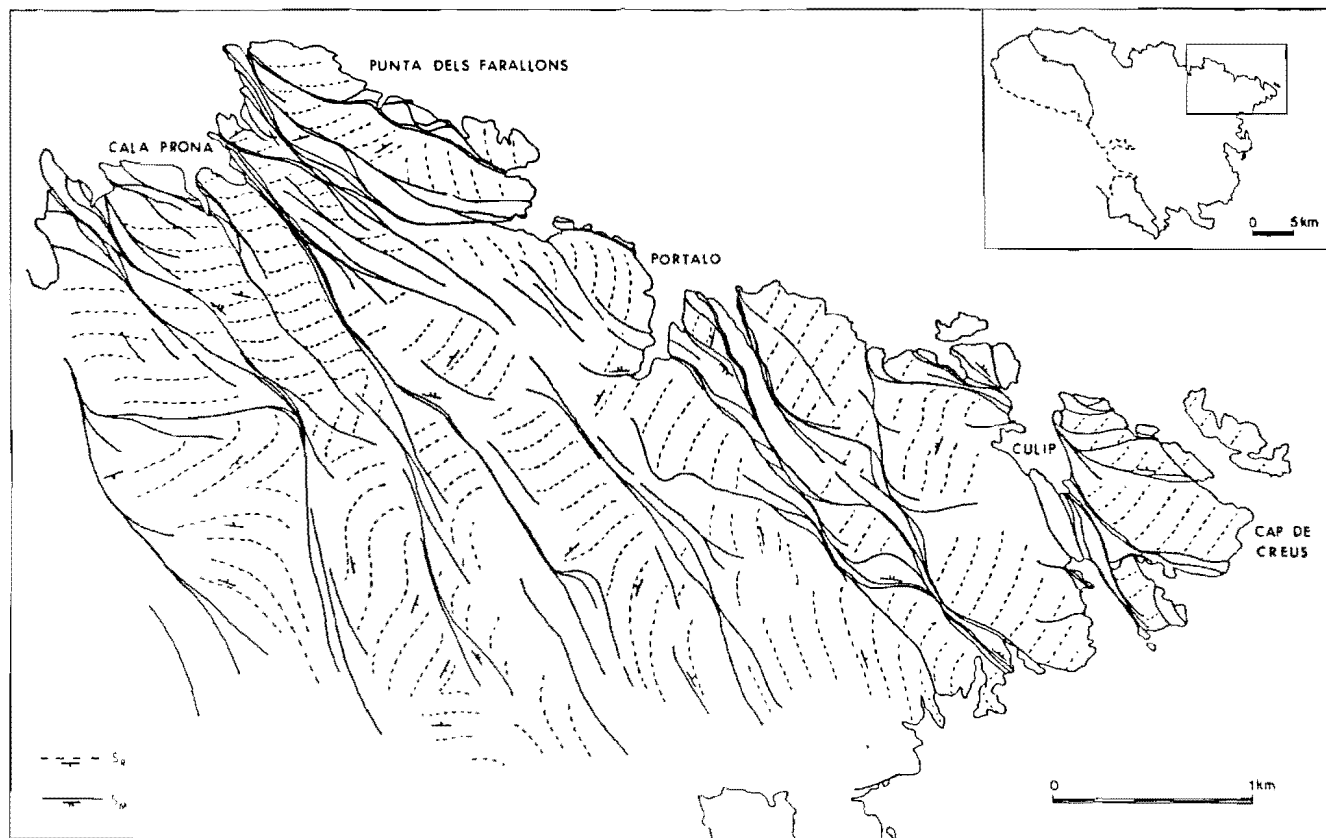


Fig. 4. Las zonas de cizalla de la faja milonítica septentrional. Sr: foliación regional, Sm: foliación milonítica.

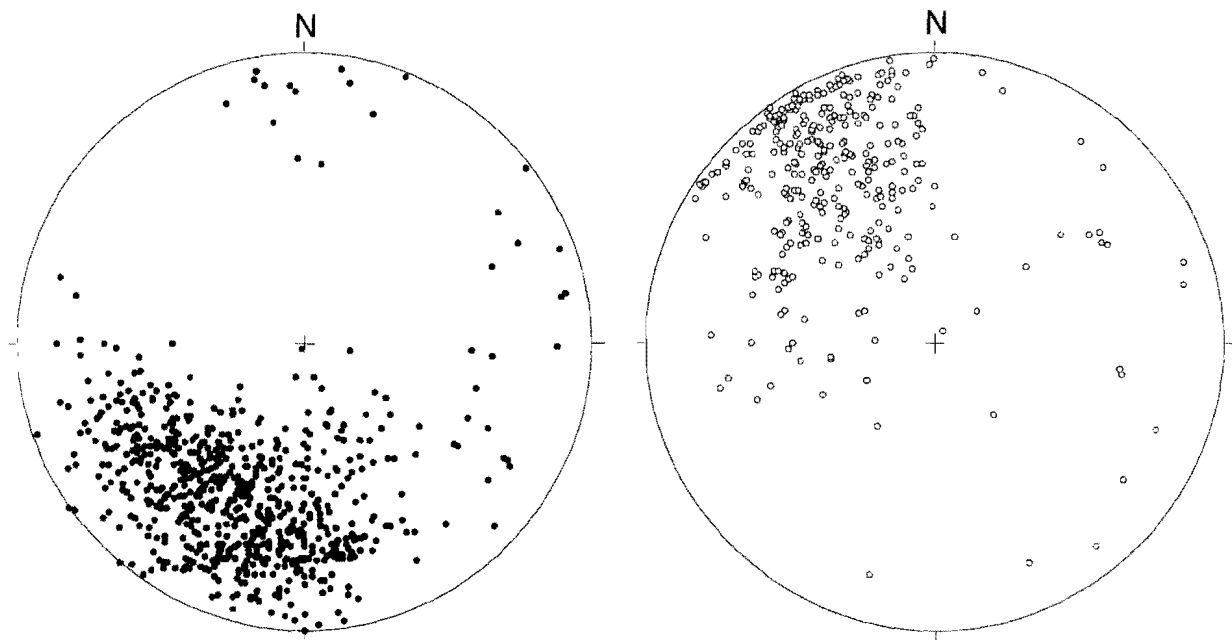


Fig. 5. Estereogramas de la foliación milonítica. A, en puntos negros, 746 polos de foliación milonítica en las zonas de cizalla de la faja septentrional. B, en círculos, 355 lineaciones de estiramiento en milonitas.

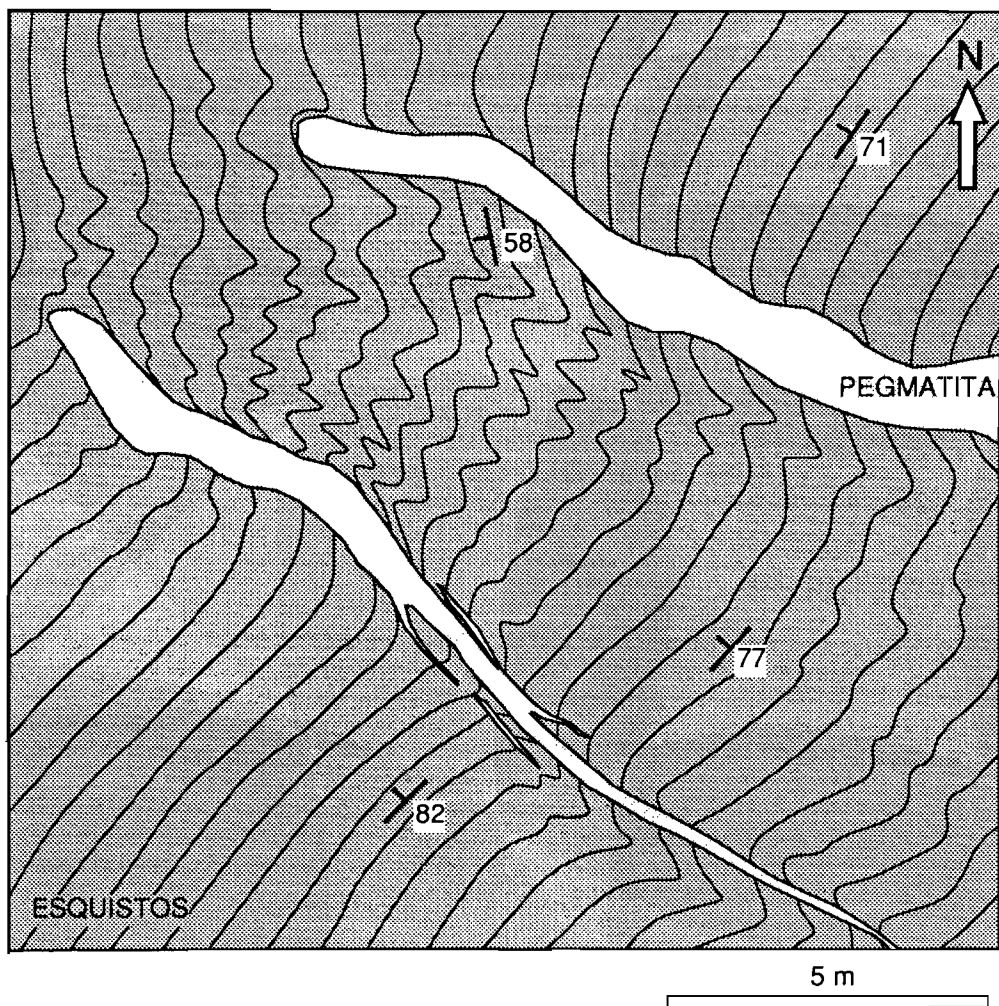


Fig. 6. Pegmatita emplazada sintectónicamente según la traza axial de un pliegue tardío (cartografía según Carreras y Corbella, inéd.).

Cortes) así como de las zonas de cizalla. Esta macroestructura podría estar relacionada con la disposición configurada durante el emplazamiento de las distintas unidades autóctonas alpinas probablemente durante el Eoceno superior. También se han reconocido superficies de deslizamiento horizontales, con movimiento del bloque superior hacia el sur, en Cap Norfeu y Cap Blanc, que podrían estar relacionadas con el emplazamiento de esta unidad.

2.3. ESTRUCTURA NEOGENA

La Hoja de Roses incluye una pequeña porción de la fosa del Empordà, originada por el hundimiento compartimentado en bloques durante el Neógeno. Dicha fosa forma parte del conjunto de fosas tectónicas que se sitúan a lo largo del litoral mediterráneo catalán originadas en un régimen distensivo iniciado a principios del Oligoceno (Valls-Reus, Vallés-Penedés, La Selva, etc.) y que se vio acompañado de manifestaciones volcánicas. Esta actividad estuvo relacionada con los procesos de "rifting" acaecidos durante el Terciario superior responsables de la apertura de la cuenca Catalano-Balear.

La fractura que controla el hundimiento de la fosa en este sector se halla fosilizada por los materiales cuaternarios que recubren el llano en esta área. Dicha fractura puede reconocerse en la vecina Hoja de Figueres (258) y es conocida con el nombre de Garriguella-Roses (Fleta y Escuer, 1991). Dicha fractura, de dirección NNO-SSE, pertenece al sistema de fracturas que controlan la fosa ampurdanesa (Julià y Santanach, 1983).

3. GEOMORFOLOGIA

El relieve continental de la Península del Cap de Creus se ve claramente condicionado por las estructuras tectónicas y la constitución litológica. Las influencias estructurales explican la existencia de los relieves más importantes así como de las orientaciones de parte de la red de drenaje. Los grandes relieves vienen dados por alineaciones estructurales formadas por rocas resistentes a la erosión. Estas áreas se encuentran rodeadas de materiales menos resistentes.

Estos factores controlan a la vez el relieve costero caracterizado por una costa abrupta con un elevado índice de articulación, donde se han desarrollado calas importantes y profundas. Los grandes acantilados desarrollados frecuentemente en frentes expuestos al sureste han estado producidos gracias a procesos de abrasión marina de tipo mecánico.

La forma cuadrangular de la Península del Cap de Creus esta ligada a las direcciones estructurales dominantes. Los materiales que forman los ángulos externos de la Península, los esquistos cristalinos y pegmatitas del Cap de Creus en el litoral septentrional y los mármoles del Cap Norfeu y la granodiorita de Roses en el litoral meridional, debido a su mayor resistencia a la erosión marina que la de los esquistos de las Alberes han permitido que la costa de este sector conserve todo su vigor (Hoja de Port-Bou, 221).

La intensidad de la erosión alveolar en la zona litoral de la Península del Cap de Creus es una característica de este sector (Denaeyer, 1953). Los procesos de desagregación granular son



LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLOGICO Y DE FORMACIONES
SUPERFICIALES DE LA HOJA 259. ROSES

MORFOGRAFIA

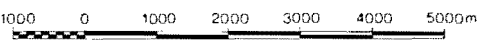
- Cota topográfica
- Curva batimétrica
- Red hidrográfica
- Curso fluvial encajado
- Crestas
- Escarpe, pared
- Escarpe de terraza, pequeño escarpe
- Acantilado con calancas
- Cornisa rocosa
- Chevrons
- Acantilado superior a 25m.
- Vertiente escarpada
- Superficie de erosión
- Erosión alveolar, tafonis
- Lineaciones
- Salientes rocosos
- Escaleras o peldaños rocosos
- Barras rocosas, Hog-Back
- Rotura de pendiente cóncava

FORMACIONES SUPERFICIALES

- Límite definido de formaciones superficiales
- Eólico con componentes coluviales
- Torrencial
- Playas
- Sauló. (eluvial): Granito alterado
- Aluvial indiferenciado (gravas)
- Aluvial indiferenciado (finos)
- Depósitos fluviales/costeros finos
- Glacis de acumulación

FORMAS ANTROPICAS

- Núcleo urbano. Urbanización
- Carretera asfaltada
- Puerto



consecuencia de la proximidad del mar y de los vientos actuales del norte (Tramuntana), que producen la proyección de partículas con violencia y generan aerosoles salobres. En este contexto, las condiciones desfavorables a la vegetación así como una aceleración de la desecación, son los máximos responsables de estas formas de erosión en la zona litoral. No obstante, no se puede prescindir de las influencias litológicas. Los alveolos se encuentran desarrollados predominantemente sobre materiales esquistosos y los "taffonis" en los granitos isótropos o foliados de Roses y en las pegmatitas y granitoides del litoral septentrional (Denaeyer, 1953).

Si bien los efectos de esta forma de erosión se dejan sentir en el interior de la península, allí los grandes rasgos morfológicos están determinados por una red de drenaje controlada por las alineaciones litológico-estructurales.

El triángulo comprendido entre el Golfet y la bahía de Cadaqués forma la parte más disectada de la Península del Cap de Creus. El relieve interior no es muy acusado en esta zona dominada por salientes rocosos repletos de alvéolos y "taffonis". Las pegmatitas del Cap de Creus destacan en forma de barras rocosas (Hog-Backs). La costa presenta un surtido de calas estrechas y profundas orientadas según dirección NO-SE, la misma orientación de los torrentes que desembocan en ellas. Estas orientaciones tienen un origen estructural sin duda pues siguen paralelamente el trazado de las zonas de cizalla.

Más al Sur de Cadaqués aparecen acantilados importantes. La superficie más o menos llana, llamada significativamente la Planassa, domina el mar desde una altura de 100 m. En la punta Pelegrí los acantilados llegan hasta los 140 m de desnivel. El Cap Norfeu situado entre las grandes calas de Juncols y Montjoi, forma una pequeña Península alineada O-E de 2 km de longitud con una cota máxima de 174 m, rodeada de acantilados modelados por el viento y el mar, con 100 m de desnivel medio. Los mármoles del Cap Norfeu, más resistentes que los materiales que los rodean, son en gran parte los responsables de la existencia de esta Península. La cala Montjoi es la réplica meridional de la cala Taballera (el Golfet, Hoja de Port-Bou, 221) si bien las calas de la parte norte y este de la Península de Creus presentan playas de cantos y las de la parte sur desarrolladas frente al golfo de Roses son de arenas. Entre la punta Falconera y Roses los acantilados no son importantes y aparecen pequeñas plataformas de abrasión. Las calas son muy abiertas y los "taffonis" dan al granito de los alrededores de Roses la nota característica de este sector.

La Serra de Rodes y el Puig Pení morfológicamente dan lugar a crestas orientadas NO-SE, direcciones representadas también por multitud de barras rocosas (Hog-Backs) a uno y otro lado de las citadas crestas. En el caso del Puig Pení, en su vertiente nororiental se encuentran formas menos verticalizadas tipo "chevron". Otros relieves significativos como la Muntanya Negra, el Puig Alt y el Puig de l'Aliga también aparecen como crestas donde sus flancos muestran salientes o escalones rocosos.

Hacia el sur los relieves de la Serra de Rodes conectan mediante glacis con el llano ampurdanés. Dos valles se han abierto camino a uno y otro lado del Puig de l'Aliga, la riera de Coll o Torrent Palet y la riera de la Vila, drenando las vertientes suroccidentales del Serrat de Can Berta y parte del Serrat de la Torre del Sastre. Los dos valles presentan acumulación en sus fondos conectando suavemente al sur con el llano ampurdanés.

La riera de Romanyac constituye el curso de agua más importante en el ámbito de la Hoja drenando las vertientes sur del Serrat de Can Berta y de Pení. En esta riera se diferencian dos tramos bien caracterizados; el curso superior elevado, poco encajado presenta el lecho rocoso y con poca acumulación. El curso inferior circula por un valle de fondo llano con acumulación. El límite entre ambos tramos viene dado por un salto de agua de 20 m de desnivel. Afluente por la izquierda orográfica, justo antes de desembocar al mar en la misma playa del Port de la Selva (Hoja de Port-Bou, 221), aparece la Riera de la Selva de Mar que cruza el pueblo del mismo nombre. Esta riera en su curso alto aparece encajada en una antigua formación torrencial bien desarrollada y los pequeños afluentes que desembocan en ella drenan la vertiente nororiental de la Serra de Rodes. El resto de la Hoja aparece disectado por multitud de torrentes sin casi acumulación y con pendientes considerables como por ejemplo el caso de la Riera de Cadaqués que desembocan al mar o son afluentes de las rieras citadas anteriormente. Es en los fondos de valle y áreas llanas donde se encuentran las formaciones aluviales, de vertientes y coluvio-eólicas, por lo que respecta a las formaciones continentales. Las formaciones litorales están representadas por playas.

Los depósitos continentales antiguos asociados a los relieves actuales implican un clima más frío y seco pero también un régimen de vientos violentos del sureste particulares de este sector. Parece que a pesar de la poca altura sobre el nivel del mar se pueden atribuir a acciones de carácter periglacial.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA IGNEA

4.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas

4.1.1.1. *Metabasitas: metagabros y metabasaltos*

Los metagabros forman cuerpos lenticulares intruidos y deformados en el seno de la serie de Cadaqués. Los caracteres primarios se hallan mejor preservados en el núcleo de los cuerpos, mientras que los márgenes suelen estar deformados y comúnmente afectados por la milonitización que retrograda las asociaciones minerales. Los metagabros en el núcleo son texturalmente heterogéneos con abundantes diferenciados pegmatoidíticos. Presentan texturas diablásticas o lepidio-nematoblásticas y mineralógicamente se caracterizan por la existencia de plagioclasa (An 19) y anfíboles hornbléndicos zonados. Cuando están retrogradados presentan anfíboles actinolíticos, clinozoisita y clorita. Geoquímicamente son rocas con cuarzo e hiperstena normativos y representan miembros básicos a intermedios de andesitas basálticas subalcalinas.

Los metabasaltos afloran también en el seno de la Serie de Cadaqués, pero lo hacen como coladas. Los afloramientos se sitúan en la vertiente suroccidental de Muntanya Negra. En las rocas se reconoce una textura microlítica fluidal relict. La matriz está formada por un agregado de anfíboles hornbléndicos y actinolíticos, biotita y plagioclasa en la que destacan algunos fenocristales y microlitos mayores de plagioclasa.

4.1.1.2. *Ortogneis de Port de la Selva*

El Gneis de Port de la Selva es una roca relativamente leucocrática y homogénea que deriva de una roca subvolcánica dispuesta en forma de sill en el seno de la serie de Cadaqués, (Ramírez, 1983a y Carreras y Ramírez, 1984). Su composición es ácida y presenta afinidad alcalina. Se trata de una roca granítica a cuarzomonzonítica, con textura blastoporfídica con fenocristales relictos de feldespato y una matriz formada por microclina, cuarzo, plagioclasa y biotita. Como accesorios aparece anfíbol, circón, apatito, allanita y abundante esfena. Análogamente a las metabasitas esta roca se presenta en los bordes intensamente foliada mientras que en el núcleo la foliación es menos perceptible y las características primarias se hallan mejor preservadas.

4.1.1.3. *Metavolcanitas ácidas (8 y 13)*

Aparecen en distintas posiciones estratigráficas. Las inferiores son intercalaciones discontinuas de espesor métrico en el complejo San Baldiri (8). Las restantes aparecen en la parte alta de la Serie Inferior o en los niveles basales de la Serie Superior. En conjunto se trata de rocas ácidas de tipo riolita a riodacita de carácter subalcalino. Presentan fenocristales relictos de cuarzo, albita y feldespato potásico incluidos en una matriz microcristalina formada por cuarzo, albita, clorita, sericita y abundante esfena. En las superiores (situadas en la parte alta de la Serie Inferior o cerca de la base de la Serie Superior) se reconocen texturas relictas piroclásticas, Gneises del Mas de la Torre (13), y de flujo ignimbrítico (metavolcanitas ácidas del Coll de l'Alzeda). Gran parte de este grupo pueden derivar de ignimbritas, tobas o depósitos volcano-sedimentarios más o menos re TRABAJADOS.

4.1.2. **Rocas ígneas hercínicas**

4.1.2.1. *Pegmatitas*

Se localizan en forma de enjambre de diques y cuerpos irregulares que intruyen heterogéneamente los esquistos de grado medio y alto (a partir de la zona cordierita-andalucita), (Carreras *et al.*, 1975; Corbella, 1990; Damm *et al.*, 1992). 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). Su mineralogía más frecuente es la de cuarzo y feldespatos alcalinos como componentes esenciales y variable contenido en moscovita, turmalina, granate y biotita. Los minerales accesorios son muy variables ya que su distribución espacial está ligada a la zonación metamórfica y en el propio campo pegmatítico se distingue una zonación composicional y mineralógica (Corbella, 1990), de modo que las emplazadas en los dominios de menor grado metamórfico son las menos diferenciadas y presentan mayor contenido en fosfatos y óxidos ricos en elementos raros (elementos incompatibles, Nb, Ta, Sn, etc.) mientras que las localizadas próximas o en los dominios anatéticos son las más diferenciadas. Otros minerales accesorios frecuentes son andalucita, sillimanita, cordierita, apatito y circón.

Se emplazan con posterioridad al clímax metamórfico y muchas de ellas lo hacen sintectónicamente (Carreras y Druguet, 1993) apareciendo la mayoría de ellas orientadas E-O y boudinadas, mientras que las orientadas N-S pueden aparecer plegadas. Su emplazamiento

coincide con las últimas manifestaciones de los pliegues tardíos o las primeras de los pliegues tardíos.

4.1.2.2. *Granitoides y dioritoides de la zona migmatítica*

Forman pequeños cuerpos emplazados en los tres afloramientos del complejo migmatítico del litoral septentrional que se localizan en el Cap Gros (Ramírez, 1983a), al este de Cala Serena y en Volt Andrau (Druguet, 1992), todos ellos situados en la Hoja de Port Bou. El conjunto de granitoides y dioritoides está formado por una gran diversidad de tipos petrográficos en las que Druguet (1992) distingue dos asociaciones: una cafémica, calcoalcalina y ferrífera que incluye desde cuarzo-dioritas hasta granodioritas, la otra leucocrática, aluminica, sódico-potásica representada por leucogranitos y las pegmatitas más diferenciadas anteriormente descritas. Al margen de estas dos asociaciones aparece cuarzo-gabros y tondhjemitas ambos en forma de diques.

4.1.2.3. *Granodioritas de Roses y Rodes y rocas asociadas*

Forman dos pequeños *stocks* intrusivos denominados de Roses y Rodes situados en la parte suroccidental de la península de Cap de Creus. Son equiparables a los denominados macizos superiores (Autran *et al.*, 1970), debido a que están emplazados en rocas de grado metamórfico bajo. No obstante, en la zona de Llançà en el extremo septentrional del macizo de Rodes (ver Hoja de La Jonquera) se emplazan en rocas correspondientes al grado medio. Están formados en su mayor parte por granodioritas biotítico hornbléndicas, relativamente homogéneas de grano medio. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina), ortosa, biotita y hornblenda. Son minerales accesorios comunes la epidota, clinozoisita y allanita y en menor proporción esfena, apatito e ilmenita.

Son abundantes los enclaves microgranudos cuarzodioríticos que ocasionalmente forman pasillos de enclaves. Localmente presentan una marcada foliación magmática asociada a *schlierens* y a concentraciones de enclaves elongados en forma de diques. Sin ser abundantes son frecuentes los filones de espesor decimétrico de rocas aplítico-pegmatíticas ocasionalmente con microestructuras granofídicas.

En las zonas periféricas de estos macizos se observan a menudo pequeños cuerpos de leucogranito. En el macizo de Rodes abundan los septos de materiales metasedimentarios, también presentes en Roses. El emplazamiento de estos cuerpos ígneos tiene un carácter pre-a sintectónico con respecto a los pliegues tardíos (ver capítulo de Estructura).

4.1.2.4. *Leucogranitos*

Forman un pequeño cuerpo intrusivo en la zona del Mas de l'Alzeda y están presentes también en los bordes de los macizos de Roses y Rodes. Están formados por cuarzo y feldespatos y presentan textura granuda de grano fino a medio. Localmente se observan texturas pegmatíticas.

4.1.3. Rocas filonianas tardi-hercínicas

4.1.3.1. *Filones de cuarzo* (6)

Se han representado en la cartografía dos diques de cuarzo que se extienden de manera más o menos continua a lo largo de varios kilómetros. Forman dos alineaciones en dirección NO-SE, una desde Palau Saverdera a Cala Rustella y otra en la zona del Serrat de la Sala.

El primero se sitúa sobre granitoides y corneanas, en las proximidades del contacto entre ambos y el segundo se encuentra emplazado en rocas metasedimentarias de grado bajo o muy bajo. Están asociados a fracturas relacionadas con las zonas de cizalla o a charnelas de pliegues tardíos.

Estos diques presentan varias generaciones de cuarzo, presentando las más antiguas foliación milonítica (ver capítulo de Estructura), mientras que las últimas generaciones están constituidas por venas de cuarzo cristalino.

4.1.4. Rocas ígneas post-hercínicas

4.1.4.1. *Lamprófidos*

En la unidad de Cap de Creus afloran algunos diques de lamprófidos de pequeñas dimensiones. La mayoría se han localizado en la mitad meridional de la península emplazados en la granodiorita o en los metasedimentos de grado metamórfico regional bajo o muy bajo. Solo uno de ellos se ha localizado en el seno de los esquistos de grado medio en Rabassers de Dalt. Presentan textura microlítica, formada por plagioclasa y clinopiroxeno; en la matriz se observa magnetita, biotita, apatito y vacuolas de calcita. Sus características petrológicas son análogas a las de los lamprófidos situados en la Costa Brava o en el batolito de la Jonquera cuyas edades radiométricas son todas ellas pre-alpinas. Sin embargo en base a criterios paleomagnéticos, Parés (1988) sugiere para alguno de estos diques una edad más reciente (Neógena) y su posible relación con episodios volcánicos.

4.1.4.2. *Basaltos cuaternarios*

Forman un pequeño afloramiento en los alrededores de Cadaqués (Puig Ferral). Se trata de rocas volcánicas oscuras con fenocristales visibles. La disposición estructural del afloramiento no es visible ni tampoco puede reconocerse estructura interna alguna. A nivel microscópico presentan textura porfídica microlítica fluidal. Los fenocristales más abundantes son microlitos de plagioclasa y olivinos. En menor proporción se observa augita titanada. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxeno, olivino y abundante magnetita. Corresponden a un basalto olivínico. La presencia de olivino en la matriz y en fenocristales confirma el carácter alcalino de estos basaltos. No se dispone de dataciones absolutas ni relativas, al estar situados sobre rocas paleozoicas. Se atribuyen al Cuaternario por equivalencia con otras manifestaciones volcánicas en la vecina Hoja de Figueres.

4.2. PETROLOGIA METAMORFICA

4.2.1. Metamorfismo regional hercínico

Los materiales pre-hercínicos de la Unidad de Cap de Creus se hallan afectados por el metamorfismo regional hercínico, del tipo de baja presión (Carreras, 1973), característico del Hercínico del Pirineo. Como base para la cartografía de la zonación metamórfica se han utilizado las variaciones mineralógicas en las rocas pelíticas, por ser las más ampliamente representadas. Se han establecido en esta hoja cuatro zonas metamórficas, formando franjas orientadas ONO-ESE. La distribución de las zonas está en parte condicionada por la estructura tardía, aflorando las zonas de mayor grado en el flanco norte del sinclinal de La Birba (ver capítulo de Estructura), que se sitúan paralelamente al litoral norte de la Península. Además la disposición actual de la zonación metamórfica así como la localización de los afloramientos del complejo migmatítico está condicionada por los efectos de desplazamiento entre bloques ligados a las zonas de cizalla (Carreras y Druguet, en prensa).

De menor a mayor grado se han definido cuatro zonas metamórficas (fig. 7):

— *Zona de la clorita-moscovita*: Se define por la presencia de clorita y moscovita en metapelitas. S y dadas las dificultades de establecer una zonación se incluyen también en esta zona los dominios de grado muy bajo (anquimetamórficos).

En principio engloba paragénesis sin biotita, sin embargo la generación de biotita se produce en una amplia banda y la adicional presencia de frecuentes retrogradaciones de biotita a clorita hacen difícil definir con precisión esta zona. La paragénesis más frecuente es: Ms- Chl - Qtz. En algunas psamitas son abundantes la albita y la microclina, sin embargo en la mayoría de observaciones éstos corresponden a clastos relictos.

— *Zona de la biotita*: Se caracteriza por la presencia de biotita en niveles pelíticos. La aparición de biotita se produce a través de una franja, posiblemente mediante una serie de reacciones continuas. En zonas más externas aparece biotita incipiente, en pequeños cristales de color pálido y débil pleocroismo coexistiendo con clorita. En plena zona de la biotita ésta aparece en placas de color y pleocroismo característicos, desorientadas o mimetizando la foliación. La moscovita continua estable.

Mientras en las metapelitas aparece la asociación Qtz-Bt- Ms _ Chl, en las psamitas aparece plagioclasa en parte relictas y en parte paragenética. Esta zona queda incluida en el grado bajo.

— *Zona de la cordierita-andalucita*: Caracterizada por la aparición de porfiro- y poiquiloblastos de cordierita y andalucita en niveles pelíticos, con biotita. Se reconocen cristales relictos de estauroлита blindados en andalucita). No se ha podido determinar cual de ambos minerales aparece en primer lugar, mas cuando en general los primeros porfiroblastos observables en la roca se hallan totalmente alterados y reemplazados por filosilicatos. En zonas más internas los porfiroblastos pueden alcanzar un desarrollo considerable (varios centímetros) adquiriendo formas poiquiloblásticas con abundantes inclusiones orientadas paralelamente a la primera foliación regional penetrativa. En general ambos minerales aparecen sobre niveles metapelíticos, mientras que en algunas metapsamitas se ha detectado la presencia de pequeños granates almandínicos. La estauroлита se ha observado exclusivamente de relictos

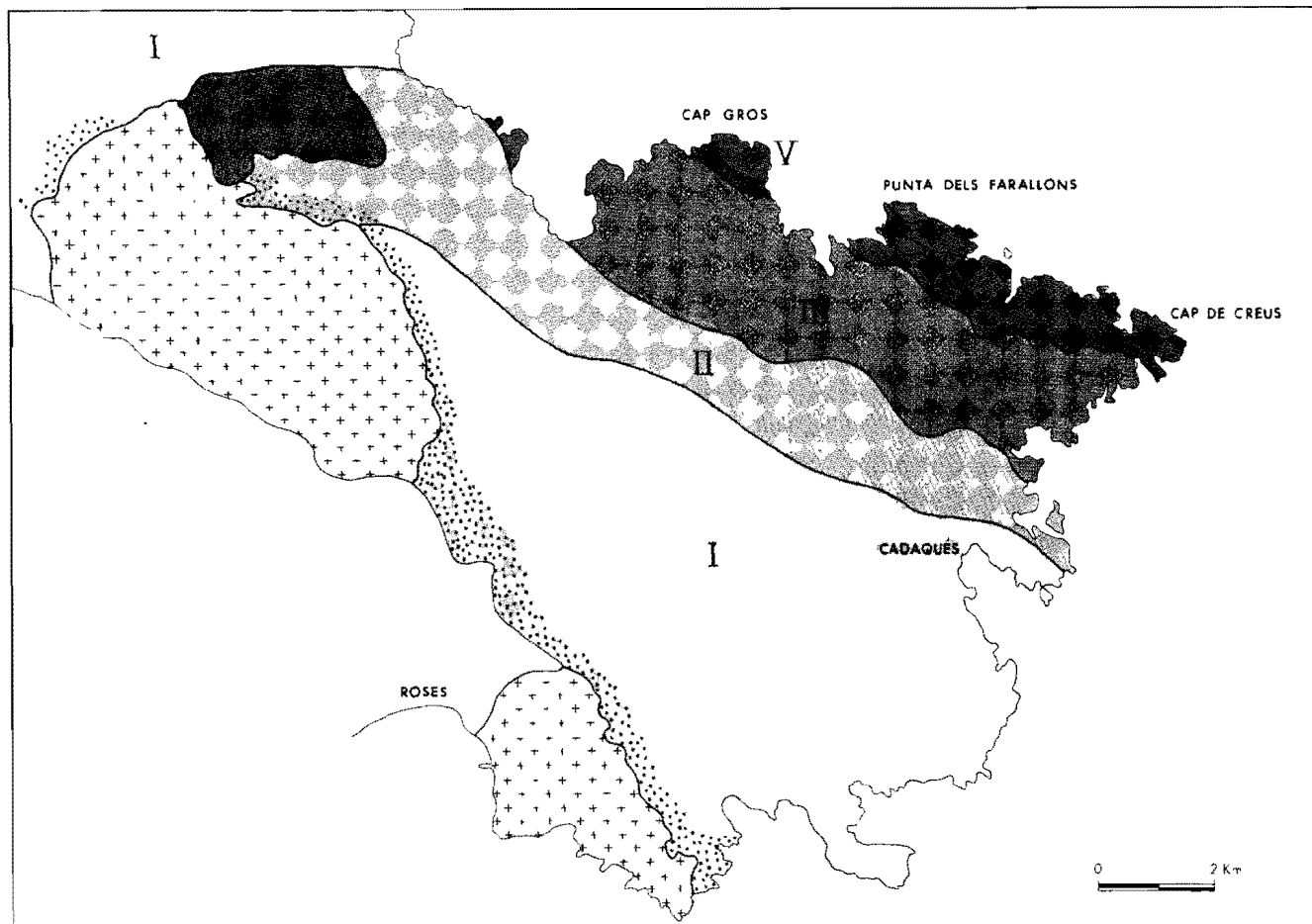


Fig. 7 Esquema de la distribución de las zonas de isometamorfismo. I: Zona de la clorita-moscovita. II: zona de la biotita, III: zona de la cordierita -andalucita, IV: zona de la sillimanita-moscovita (localmente sillimanita- feld. K), V: complejos migmatíticos.

blindados en andalucita. La blástesis de cordierita y andalucita, así como de las biotitas alcanza su culminación durante el episodio intercinemático que separa a la primera foliación regional penetrativa y a una fase de crenulación, que ocasionalmente origina una foliación de plano axial que en determinados dominios aparece como la foliación dominante. Esta zona y la siguiente corresponden al grado metamórfico medio.

— *Zona de la sillimanita-moscovita*: Caracterizada por la presencia de sillimanita, en su variedad fibrolita, con moscovita y andalucita relictas. En las zonas más internas se observa la presencia de sillimanita prismática. A pesar de que la entrada en esta zona se produce por la transformación polimorfa And-Sill la aparición de este último mineral se realiza a través de una amplia franja en donde coexiste la sillimanita en variedad fibrolita con la andalucita. La fibrolita crece preferentemente sobre la biotita, sin que sea evidente si existe remplazamiento o crecimiento paragenético. Continúa estable la cordierita así como el granate almandínico.

En la zona del Faro de Cap de Creus aparecen localmente esquistos paragneísicos no anatéticos con sillimanita y feldespatos potásico.

A la zonación metamórfica se superpone con una ligera oblicuidad un complejo migmatítico (Puig Gros, Volt Andrau y Este de Cala Serena, Hoja de Port Bou). Este complejo migmatítico está formado por metasedimentos anatéticos de la Serie de Cadaqués en los que se emplazan granitoides y dioritoides de amplio espectro composicional (Ramírez, 1983a; Druguet, 1992). Las migmatitas han sido interpretadas como el resultado de una anatexia inducida por el emplazamiento de los términos plutónicos más básicos y la formación de fundidos más ácidos productos de la fusión "in situ" o de naturaleza paraautóctona (Ramírez, 1983a; Carreras y Losantos, en prensa; Druguet, 1992), con la consiguiente existencia de procesos de hibridación y contaminación.

4.2.2. **Metamorfismo de contacto hercínico**

En el contacto de la serie sedimentaria con las granodioritas de Rodes y Roses se forma una aureola de metamorfismo de contacto que se superpone en esta zona a rocas de bajo grado metamórfico. Esta aureola es relativamente estrecha (fig. 7). Se forman corneanas y filitas moteadas, con porfiroblastos pequeños de cordierita y/o andalucita que se presentan casi siempre retrogradados a agregados de sericita. En rocas carbonatadas el metamorfismo de contacto provoca la recristalización de estas, formándose texturas granoblásticas.

4.2.3. **Metamorfismo retrógrado**

Está relacionado con el desarrollo de las bandas miloníticas (ver capítulo de Estructura). En estas zonas se produce la retrogradación de esquistos con cualquiera de las paragénesis descritas anteriormente a filonitas y a milonitas en facies de los esquistos verdes (Carreras et al., 1975 y 1977; Carreras y García, 1982; García, 1982 y 1983; Norton, 1982).

En las granodioritas, la milonitización asociada a procesos hidrotermales, genera milonitas

albitico-cloríticas. En relación con estos procesos se forman zonas enriquecidas en minerales del grupo de la epidota, preferentemente clinozoisita. Los filones de cuarzo, al menos parcialmente, podrían a su vez estar relacionados con la pérdida de este componente en el proceso de transformación de granodioritas a las milonitas albitico-cloríticas. Estas aparecen formando cuerpos irregulares o bien en franjas asociadas a las bandas miloníticas y están formadas casi exclusivamente por estos minerales y moscovita en menor proporción. Debido a sus dimensiones no han sido representadas en la cartografía.

En los alrededores del Faro de Sarenella (entre El Port de la Selva y Llançà, Hoja de Port Bou) Autran y Guitard (1970) describen la presencia de distena histerógena en los esquistos. Este mismo mineral se ha detectado en una franja paralela a la traza axial del sinforme de la Birba (ver capítulo de Estructura). La distena aparece pseudomorfizando andalucitas presentes en algunos cuarzozos de exudación. Se trata de una desestabilización tardía y de carácter local cuya distribución posiblemente este controlada por las estructuras de plegamiento tardías.

5. HISTORIA GEOLOGICA

El registro más antiguo corresponde a la sedimentación de la serie atribuida al Cambro-Ordovícico, con dos episodios magmáticos en la Serie Inferior de carácter bimodal. En la Serie Superior se registra exclusivamente un episodio volcánico de carácter ácido.

Todo este conjunto se ve afectado por las fases de deformación englobadas en el primer episodio de plegamiento hercínico y que se producen durante la etapa progradada del metamorfismo regional y alrededor del clímax. Estas fases son responsables de la formación de una esquistosidad ("esquistosidad regional") que afecta a la totalidad de los metasedimentos así como a las rocas ortoderivadas del magmatismo pre-hercínico.

Coincidiendo con el clímax se emplazan de forma local en los metasedimentos de grado medio pequeños cuerpos de dioritoides y granitoides que generan una anatexia inducida con la consiguiente formación de un complejo migmatítico. El emplazamiento de estos se produce de forma sincinemática en asociación a pliegues que desarrollan una foliación de crenulación que, en determinados dominios, constituye la foliación dominante. Con posterioridad al clímax metamórfico, se inicia seguidamente el emplazamiento de las pegmatitas en la zona perianatética mientras prosigue la fase de plegamiento. Este emplazamiento se realiza mayoritariamente en condiciones sincinemáticas ligadas, o bien a las fases finales del episodio progrado, o al inicio de los pliegues tardíos, si bien ambas fases pueden representar posiblemente un fenómeno de deformación progresiva que abarca desde las deformaciones coetáneas al clímax hasta las que se forman durante el inicio del episodio regresivo.

El episodio de deformación tardío, que posiblemente enlaza temporalmente con el anterior, se inicia con la formación de un sistema de pliegues bajo un régimen de deformación no coaxial, que conllevan una esquistosidad de crenulación asociada generada en condiciones metamórficas retrogradadas. Este episodio culmina con la individualización de zonas de cizalla en condiciones de facies de los esquistos verdes, que se localizan preferentemente en los esquistos más cristalinos y rocas asociadas produciendo su retrogradación. El emplazamiento de las granodioritas de Roses y Rodes ha de situarse aproximadamente coetáneamente al

episodio de deformación tardío, si bien las deformaciones tardías se prolongan más allá de su consolidación, puesto que están afectadas por las foliaciones de tipo gnéisico-milonítico atribuibles al episodio tardío. Durante el emplazamiento se forman las aureolas de metamorfismo de contacto, apareciendo también las corneanas afectadas por los pliegues tardíos. Durante este episodio de deformación tardío se genera un sistema de filones de cuarzo de orientación NO-SE que posiblemente responden a un proceso de precipitación de cuarzo hidrotermal ligado a la lixiviación de cuarzo por circulación de fluidos en zonas miloníticas infrayacentes. Algunos de los filones registran parcialmente la propia milonitización lo que apoya el carácter sintectónico de los mismos.

Durante la orogenia alpina tiene lugar el emplazamiento de las unidades inferiores de las que forma parte la Unidad de Albera-Cap de Creus, probablemente en el Eoceno superior (ver hojas de Figueres y de La Jonquera) y posiblemente se configura la disposición en domo de las estructuras preexistentes.

En el Neógeno se inicia una etapa de fracturación que comporta la estructuración de la Fosa del Empordà.

Los materiales neógenos más antiguos registrados en la cuenca del Alt Empordà corresponden a las facies marinas identificadas en el sondeo GEOT-1 (Tortonense) (ver Hoja de Figueres). Entre el Mioceno y el Plioceno se produce la crisis de salinidad Messiniense debido a la incomunicación del Mar Mediterráneo con el Océano Atlántico. En el Alt Empordà ésta bajada del nivel de base, se traduce en una erosión en el centro de la cuenca encauzada gracias a los paleovalles de los ríos Fluvià, Manol y Muga, mientras que en los márgenes se desarrolla una importante acumulación de sistemas aluviales-fluviales al pie de los relieves circundantes. Estos depósitos de carácter continental son atribuidos al Turolense (Agustí *et al.*, 1.990) en el caso del Sistema Esponellà-Navata.

Esta actividad está condicionada por las manifestaciones tectónicas de direcciones NO-SE (Julià y Santanach, 1983), fallas de Albanyà, Figueres y Roses, que configuran la geometría de la cuenca y producen el hundimiento paulatino de la misma acompañado de importantes efusiones volcánicas (Tournon, 1968; Donville, 1973). Los relieves circundantes que limitan la cuenca son disectados por algunas superficies de erosión (Calvet, 1985).

La influencia de la tectónica pliocénica y postpliocénica en el Alt Empordà ocasiona una fuerte subsidencia en la cuenca si bien no es posible establecer el nivel máximo de ascenso de las aguas con suficiente precisión. Martinell y Domenech (1986) identifica actividad bioerosiva que representa el registro de antiguas líneas de costa pliocénicas. Con estos datos, dicha línea de costa se situaría a una cota de 40 m por encima del nivel actual de las aguas.

La tectónica también actúa a lo largo del Plioceno, las fallas de Roses-Pau, Sant Climent y Figueres han producido un salto en los depósitos de esta edad. Los materiales marinos situados a cota 20 cerca Vilacolum, alcanzan los 90 m en las proximidades de Arenys d'Empordà (ver Hoja de Figueres).

En el Cuaternario tiene lugar el desarrollo de una amplia y extensa llanura deltaica, dominada

por diferentes aparatos deltaicos que han variado su posición, y han sufrido pequeñas pulsaciones por algunas pequeñas oscilaciones del nivel del mar.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

6.1.1. Minería

La actividad minera actual en la Hoja es inexistente, y tan solo se ha detectado algunas antiguas minas de las que se extraía mineral de hierro y algunas catas de reconocimiento; lo único a destacar, es la presencia de arsenopirita en buena parte de estas mineralizaciones.

6.1.2. Canteras

Son pocas las explotaciones activas en la Hoja, entre ellas destacan las de arenas de Port de la Selva y de Roses, usadas como áridos naturales, y las de pizarras (metagrauvacas cambro-ordovícicas) de Port de la Selva y Roses, utilizadas como piedra de construcción y pavimentación. También presenta un cierto interés la canteras inactivas de cuarzo, situadas al sur de Cadaqués y en la vertiente meridional de la Sierra de Rodes (termino municipal de Palau Savardera).

Por otra parte son relativamente abundantes las canteras de mármoles y de granodioritas, pero todas han sido abandonadas, habiendo sido su uso principal el de áridos de trituración. Hay vestigios de antiguas pequeñas canteras de mármol utilizadas tanto para la obtención de cal como de bloques para la construcción.

Las concentraciones de moscovita en algunas pegmatitas del Cap de Creus, también habían sido objeto de pequeñas explotaciones.

6.2. HIDROGEOLOGIA

En el ámbito de la Hoja estudiada, es característica la presencia de rieras de corto recorrido y pendiente elevada, que desembocan directamente en el mar, con redes de drenaje muy poco desarrolladas y con régimen torrencial. Las características hidrogeológicas de los materiales de la Hoja no son buenas para la existencia de acuíferos de importancia.

Pueden distinguirse dos conjuntos hidrogeológicos: por una parte, los sedimentos cambro-ordovícicos y las rocas ígneas, aflorantes en la practica totalidad de la Hoja, y por otra los depósitos cuaternarios de la depresión del Empordà.

En el primer caso son muy poco permeables y tan solo pueden presentar acuíferos, locales y poco importantes, en las zonas de alteración superficial, en las zonas de fracturación, en los niveles carbonáticos o en las escasas y limitadas formaciones cuaternarias superficiales.

En el segundo caso, nos encontramos en una posición muy marginal de la depresión del Empordà, en la que no existen acuíferos de importancia, ya que por una parte nos encontramos con depósitos coluviales marginales de poco espesor, que tienen una componente arcillosa muy importante; y por otra parte, con los depósitos costeros, mucho más favorables litológicamente, pero que presentan una salinización relictica, ya que estos corresponden a marismas recientes.

Los principales núcleos habitados del sector, Roses y Cadaqués, con un importante aumento de la población en los periodos estivales, se abastecen con aguas de captaciones realizadas en la cuenca vecina del Fluvià-Muga, en la Hoja de Figueres.

7. BIBLIOGRAFIA

AGUSTI, J.; DOMENECH, R.; JULIA, R., y MARTINELL, J. (1990): Evolution of the Neogene Basin of Empordà (NE Spain). *Paleont. i Evolució*, Mem. Especial, 2, pp. 251-267.

AUTRAN, A.; FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1970): Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexis 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., y GUITARD, G. (1970): Formation hystérogène de disthène dans les micaschistes mésozonaux a andalousite et sillimanite de la série paleozoïque du Cap de Creus, Pyrénées Orientales. *C.R. Acad. Sc. Paris*. 270, 2616-2619.

BARBAZA, Y. (1970): Morphologie des secteurs rocheux du littoral catalan septentrional, *Memoires et Documents, Année 1970 - Nouvelle Série, Vol. II, Ed. du CNRS*, Paris.

CALVET, M. (1982): Etude géomorphologique des massifs des Albères-Roc de France et leurs piémonts, (Pyrénées Orientales Catalanes). *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris I*, 2 t., 502 pp., 75 pl.

CALVET, M. (1985): Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est de Pyrénées; l'exemple du Horst des Alberes. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phy.*, 26, 2, pp. 119-130, Paris.

CAÑADA, F. (1964): Síntesis geológica sobre el Paleozoico y Prepaleozoico del extremo oriental de los Pirineos en la zona de Rosas (Gerona). *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 75, 119-154.

CARRERAS, J. (1973): Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas en la Zona del Cabo de Creus (Prov. de Gerona). *Tesis doct. Univ. Barcelona*, 154 p (Resumen publicado: *Secr. Public. Interc. Cient. y Ext. Univ., Univ. Barcelona*, 1974. 11p.

CARRERAS, J. (1975): Las deformaciones tardi-hercínicas en el litoral septentrional de la península del Cabo de Creus (prov. de Gerona, España): la génesis de las bandas miloníticas. *Acta Geol. Hisp.*, 10, 109-115.

- CARRERAS, J.; ESTRADA, A., y WHITE, S. (1977): The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz-mylonite. *Tectonophysics*, 39, 3-24.
- CARRERAS, J., y CASAS, J. M. (1987): On folding and shear zone development: a mesoscale structural study on the transition between two different tectonic styles. *Tectonophysics*, 135, 87-98.
- CARRERAS, J., y DRUGUET, E. (1993): Structural zonation as a result of inhomogeneous non-coaxial deformation and its control on syntectonic intrusions: an example from the Cap de Creus area (E-Pyrenees). *Terra Nova (Abstract suppl. 2)*, 5, 9.
- CARRERAS, J., y DRUGUET, E. (en prensa): El papel de las zonas de cizalla en la configuración estructural del complejo migmatítico del sector septentrional de la península del Cap de Creus (Girona). *Revista de la Sociedad Geológica de España*.
- CARRERAS, J., y GARCÍA CELMA, A. (1982): Quartz c-axis fabric variation at the margins of a shear zone developed in schists from Cap de Creus (Spain). *Acta geol. Hisp.*, 17, 137-149.
- CARRERAS, J.; JULIVERT, M., y SANTANACH, P. (1980): Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. *Journ. Struct. Geol.* 2, 5-9.
- CARRERAS, J., y LOSANTOS, M. (1982): Geological setting of the Roses granodiorite (E - Pyrenees, Spain). *Acta Geol. Hisp.* 7, 211-217.
- CARRERAS, J., y LOSANTOS, M. (en prensa): Introducció a la geologia de Cap de Creus. *Llibre homenatge Dr. Faura i Sans. Servei Geològic de Catalunya*.
- CARRERAS, J.; ORTA, J. M., y SAN MIGUEL, A. (1975): El área pegmatítica del litoral N de la península del Cap de Creus y su contexto metamórfico y estructural. *Publ. Inst. Inv. Geol. Univ. Barcelona* 30, 11-34.
- CARRERAS, J., y RAMÍREZ, J. (1984): The geological significance of the Port de la Selva Gneisses (Eastern Pyrenees, Spain). *Newsletter, I.G.C.P.* 5 (6), 27-31.
- CARRERAS, J., y SANTANACH, P. (1973): Micropliegues y movimientos en los cizallamientos profundos del Cabo de Creus (prov. de Gerona, España). *Est. Geol.* 19, 439-450.
- CAVET, P. (1957): Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* 254 (55), 216 p.
- CORBELLA, M. (1990): Estudi metal·logenètic del camp pegmatític del Cap de Creus. *Tesis Lic. Univ. Barcelona* (ined.): 317 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.

- DENAEYER, M. E. (1947): Les embrechites de la Sierra de Rosas. *C.r. somm. Soc. Geol. Fr.*, 155-156.
- DENAEYER, M. E. (1953): Erosion alvéolaire et "taffoni" du cap de Creus (Province de Gerona, Pyrénées orientales catalanes) et autres lieux. *Bull. Soc. Belge de Géol.* 52, 194-210.
- DENAEYER, M. E., y SAN MIGUEL, A. (1954): La tectonique et les migmatites du Cap de Creus (Pyrenees Orientales Catalanes). *C.r. Acad. Sci. Paris*, 238, 918-920.
- DONVILLE, H. (1973): Ages potassium argon des vulcanites du Haut Ampurdán. *C. R. Acad. Sci.*, 275, pp. 2497-2500. Paris.
- DRUGUET, E. (1992): Petrologia del complex migmatitic de l'area de la Punta dels Furallons (Cap de Creus). *Tesis Lic. Univ. Barcelona* (ined.), 235 pp.
- FLETA, J., y ESCUER, J. (1991): Sistemas sedimentarios de la cuenca neógena del Alt Empordà y su relación con el vulcanismo. *I Congr. Esp. Terciario, Exc.*, 7, 128 pp.
- GARCÍA, A. (1982): Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus Quartz mylonites. *J. Struct. Geol.*, 4, 443-456.
- GARCÍA, A. (1983): C- axis and shape fabrics in quartz mylonites of Cap de Creus (Spain); their properties and development. *Ph. D. thesis, Institute of Earth Sciences, University of Utrecht*.
- GUIARD, G.; GEYSSANT, J., y LAUMONIER, B. (1980): Analyse structurale des gneiss ocellés blastomylonitiques du versant nord du Canigou (Pyrénées Orientales); présence de calcite dans ces roches. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290 (D), 1103-1106.
- GUIARD, G.; GEYSSANT, J., y LAUMONIER, B. (1984): Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 1ere partie: analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Montluis et le métamorphisme régional. *Géol France*, 4, 95-125.
- I.G.M.E. (1971): Mapa geológico de España E. 1:200.000. Figueras. *Inst. Geol. y Min. de España*.
- JULIA, R., y SANTANACH, P. (1983): Las fosas neógenas del litoral catalán. Libro homenaje a J. M.^a Ríos, 2, 449-456, I.T.G.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*, 4, 25-38.
- LAUMONIER, B.; GEYSSANT, J., y GUITARD, G. (1984): Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque du versant nord du Canigou. 2eme partie: essai de restitution rétrotectonique et cartographie des mégastructures. *Géol. France*, 4, 127-147.

- MARTINELL, J., y DOMENECH, R. (1986): Actividad bioerosiva en el Plioceno marino del Empordà (Cataluña). *Paleontología y Evolución*, 20, 247-251.
- NAVIDAD, M., y CARRERAS, J. (1992): El magmatismo prehercínico del noreste de la Península Ibérica (Cadena Costero-Catalana). In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (edited by J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano), *Universidad de Extremadura*, 615-630.
- NAVIDAD, M., y CARRERAS, J. (en prensa): Pre-Hercynian bimodal magmatism in the Cap de Creus and Albera (Eastern Pyrenees) and their geodynamical setting. *Geol. Mijnb.*
- NORTON, M. (1982): The kinematic and microstructural development of some shear zones. *Unpubl. Thesis. Imperial College, London*
- ORTA, J. M. (1973): Estudio petrológico y estructural del área pegmatítica del litoral septentrional de la Península del cabo de Creus entre Cala Taballera y Cala Portaló. *Tesis Lic. Univ. Barcelona*, 67 pp.
- PARES, J. M. (1988): Estudio paleomagnético de algunas rocas filonianas del NE de Cataluña. *Comunicaciones del congreso Geol. de España, Granada*, 2, 169-172.
- PARES, J. M. (1989): La utilización de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en el estudio de la deformación finita: ejemplo en la zona milonítica de Cap de Creus (Catalunya). *Geogaceta*, 5, 50-53.
- PALLI, L., y BACH (1987): Itineraris geològics pel Baix i Alt Empordà. *Publicacions de la Univ. Autònoma de Barcelona*.
- RAMÍREZ, J. (1983a): Els gneissos de Port de la Selva: significació petrològica i relacions amb l'encaixant. *Tesis Lic. Univ. Barcelona*, 210 pp.
- RAMÍREZ, J. (1983b): Zonació metamòrfica de les roques metapelítiques i metapsamítiques del litoral nord del Cap de Creus (Port de la Selva-Cala Taballera). *Rev. Inst. Inv. Geol.* 36, 7-24.
- SIMPSON, C. (1983a): Brittle-ductile Transition in sheared granodiorite, Roses N.E. Spain. *Abstract in: Journ. Geol. Soc. London.* 140: 841
- SIMPSON, C. (1983b): Brittle-ductile shear zone terminations in granodiorite, Roses, N.E. Spain. *G.S.A. Annual general Meeting.* 16 (6): 657.
- SIMPSON, C.; CARRERAS, J., y LOSANTOS M. (1982): Inhomogeneous deformation in Roses granodiorite. N.E. Spain. *Acta Geol. Hisp.* 17 (4), 219-226.
- TOURON, J. (1968): Le volcanisme de la province de Gérone (Espagne). *Thèse 3eme cycle. Lab. Petrogr. Fac. Sc. Paris.* 128 pp.
- ZWART, H. J. (1979): The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.* 50, 1-74.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA