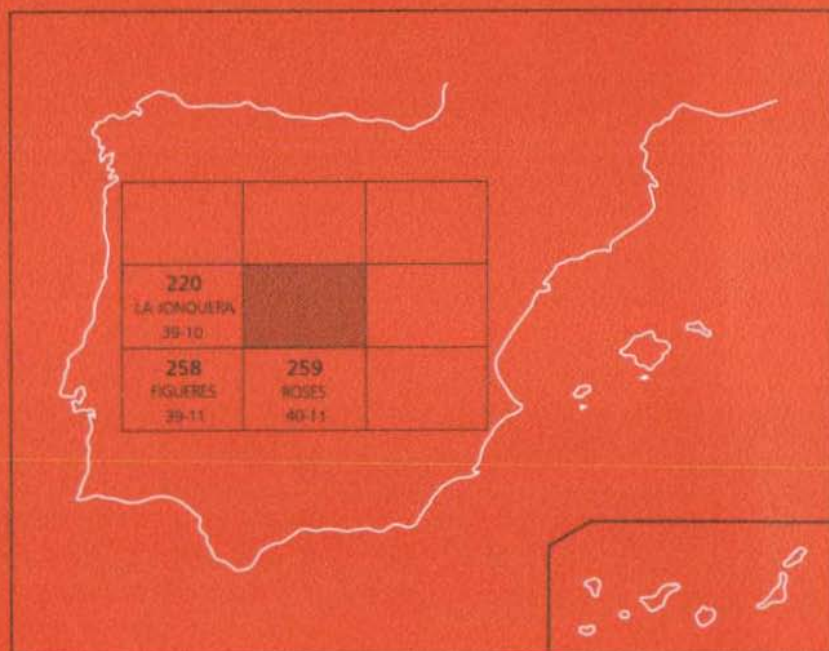




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



PORTBOU

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

PORTBOU

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), J. Palau (SGC), J. Cirés (SGC) y J. Escuer (SGC).

Jefe de Proyecto: J. A. Muñoz (SGC).

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

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

Depósito legal: M. 34.708-1994
ISBN: 84-7840-193-8
NIPO: 241-94-008-2

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

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCIÓN	5
1. ESTRATIGRAFÍA	6
1.1. Paleozoico	6
1.1.1. Cambro-ordovícico.....	6
1.1.1.1. Grauvacas, lutitas y ritmitas. Serie de Mas Patiràs y Serie de Cadaqués (8).....	6
1.1.1.2. Carbonatos, lutitas negras y metabasitas. Complejo de Sant Baldiri (9).....	8
1.1.1.3. Lutitas negras (10).....	8
1.1.1.4. Grauvacas y areniscas con cantos de cuarzo (11).....	8
1.2. Cuaternario	8
1.2.1. Torrencial. Cantos angulosos heterométricos, arenas, limos y arcillas (12)	8
1.2.2. Glacis. Cantos, arenas, arcillas y limos (13).....	9
1.2.3. Eólico. Arenas gruesas cementadas. (14).....	9
1.2.4. Aluvial. Gravas (15).....	9
1.2.5. Playas. Arenas y/o gravas (16).....	9
2. TECTÓNICA	9
2.1. Estructura hercínica del Cap de Creus.....	10
2.1.1 Estructuras generadas durante el episodio de metamorfismo progrado.....	10
2.1.2. Estructuras del episodio tardío	12
2.2. Estructura alpina.....	13
3. GEOMORFOLOGÍA	13

	<i>Páginas</i>
4. PETROLOGÍA	14
4.1. Petrología ígnea	14
4.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas	14
4.1.1.1. Gneis de Port de la Selva (1)	14
4.1.1.2. Pórfidos leucocráticos (2)	15
4.1.1.3. Metabasitas (Anfibolitas) (3)	15
4.1.2. Rocas ígneas pre-hercínicas	15
4.1.2.1. Pegmatitas (5)	15
4.1.2.2. Granodiorita (6)	16
4.2. Migmatitas hercínicas	17
4.2.1. Complejos migmatíticos (4)	17
4.3. Rocas filonianas tardi-hercínicas	17
4.3.1. Cuarzo (7)	17
4.4. Petrología metamórfica	17
4.4.1. Metamorfismo regional hercínico	17
4.4.2. Metamorfismo de contacto hercínico	19
4.4.3. Metamorfismo retrogrado	19
5. HISTORIA GEOLÓGICA	20
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	21
6.1. Minería y canteras	21
6.1.1. Minería	21
6.1.2. Canteras	21
6.2. Hidrogeología	22
7. BIBLIOGRAFÍA	22

0. INTRODUCCION

La Hoja de Portbou se ubica en su totalidad en la Provincia de Girona, en la comarca de l'Alt Empordà. Esta Hoja incluye los afloramientos del litoral norte del macizo del Cap de Creus y los de la franja litoral del macizo de l'Albera. Dado que ambos macizos están mayoritariamente representados en las hojas de Roses (nº 259) y de la Jonquera (nº 220), se recomienda consultar las memorias de estas dos hojas para completar la información proporcionada en esta memoria.

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Portbou está formada por materiales paleozoicos, y junto con la hoja de Roses (nº 259) representa el afloramiento más oriental de la Zona Axial pirenaica. La Falla de Vilajuïga-Llançà constituye el límite geológico que separa los macizos de l'Albera y del Cap de Creus y pone en contacto esquistos mesozonales y granitoides del macizo del Cap de Creus con rocas epizonales del macizo de l'Albera.

Estos dos macizos están formados, predominantemente, por metasedimentos derivados de secuencias sedimentarias atribuidas al Cambro-Ordovícico, en los que se intercalan rocas intrusivas pre-hercínicas. Este conjunto de materiales está afectado por el metamorfismo regional hercínico con una zonación que abarca desde rocas de grado muy bajo hasta esquistos de alto grado y migmatitas. Las rocas plutónicas hercínicas están formadas por batolitos granodioríticos que originan una aureola de metamorfismo de contacto.

Para la redacción de la presente memoria se han tenido en cuenta los datos correspondientes a las hojas de La Jonquera (nº 220), Roses (nº 259) y Figueres (nº 258) y los aportados por las principales publicaciones referidas al área estudiada en esta Hoja, entre las que cabe destacar: Denaeyer (1947), Denaeyer y San Miguel (1954), Cañada (1964), Carreras (1973), Orta (1973), Carreras (1975), Carreras *et al.* (1975), Morales (1975), Carreras y Losantos (1982), Ramírez (1983a, 1983b), Carreras y Ramírez (1984). El único trabajo de síntesis cartográfica disponible hasta la fecha era la Hoja de Figueres a escala 1:200.000 (I.G.M.E., 1971)

que, por ser anterior a la mayoría de publicaciones de esta zona, contiene numerosas imprecisiones.

1. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Portbou sólo están representados materiales del Paleozoico y del Cuaternario. Los materiales paleozoicos ocupan la casi totalidad de la Hoja, mientras que los materiales cuaternarios únicamente afloran en las rieras y en las playas.

1.1. PALEOZOICO

Está formado por materiales sedimentarios azoicos atribuidos al Cambro-Ordovícico que presentan intercalaciones de rocas ígneas pre-hercínicas las cuales se describirán en el apartado de petrología. Únicamente en el litoral norte del Cap de Creus aflora un nivel guía, denominado Complejo de Sant Baldiri (9), descrito más adelante en este mismo apartado. Un esquema sobre la disposición de los materiales cambro-ordovícicos y las intercalaciones ígneas pre-hercínicas que presentan se muestra en la fig. 1. En la franja litoral del macizo de l'Albera el metamorfismo regional hercínico es de bajo grado y los materiales paleozoicos están metamorfizados a filitas y pizarras; en el litoral norte del Cap de Creus el metamorfismo hercínico es más intenso y los materiales cambro-ordovícicos están transformados a filitas, pizarras o esquistos según el grado metamórfico; localmente en algunas áreas se forman migmatitas.

1.1.1. Cambro-ordovícico

1.1.1.1. *Grauvacas, lutitas y ritmitas: Serie de Cadaqués y Serie de Mas Patiràs (8)*

Es la unidad cartográfica de mayor extensión de esta Hoja. Se trata de un conjunto monótono formado por la alternancia de niveles métricos grauváquicos o arenosos de grano fino a medio, y niveles, también métricos, de ritmitas centimétrico-milimétricas de pelitas y psamitas. En determinadas áreas se observa el predominio de una u otra litología. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son gradaciones positivas y marcas de base. La potencia calculada para este tramo es de 1500 m como mínimo, ya que no se conoce la base de la serie. Los niveles grauváquico-arenosos que afloran en el litoral del macizo de l'Albera contienen moscovita detrítica y abundantes feldespatos; se trata, en general, de sedimentos mal clasificados y de poca madurez textural que se pueden interpretar, al menos en parte, como vulcanoderivados. En la península del Cap de Creus a esta unidad se la conoce con el nombre de Serie de Cadaqués, ver Carreras *et al.* (1994); y en el macizo de l'Albera como Serie de Mas Patiràs (Cirés *et al.*, 1994). Dadas las características litológicas que presentan estas series es difícil de correlacionarlas con las formaciones de Canavelles o de Jujols definidas por Cavet (1958) en la zona del Canigó. Sin embargo para Laumonier (1988) la litología descrita en este apartado corresponde a la Formación Evol la cual representa una transición entre las facies de los grupos de Canavelles y de Jujols.

FALLA DE VILAJUÏGA - LLANÇÀ

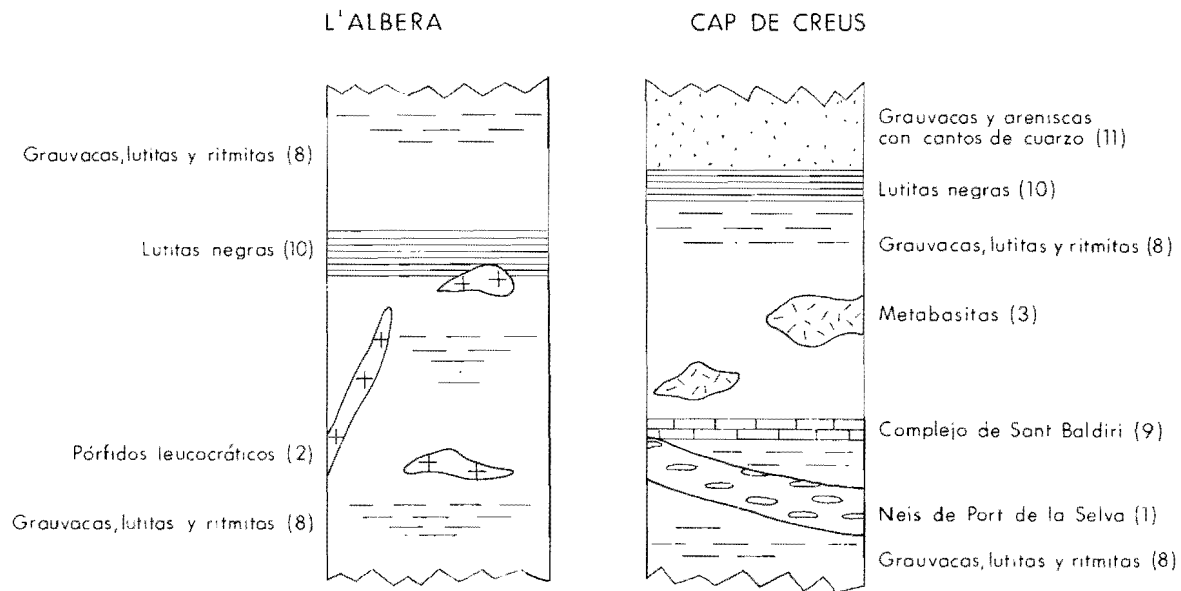


Fig. 1.—Columnas litoestratigráficas de los materiales cambro-ordovícicos de la Hoja de Portbou.

1.1.1.2. *Carbonatos, lutitas negras y metabasitas: Complejo de Sant Baldiri (9)*

Constituye una unidad litoestratigráfica informal, definida por Ramírez (1983a), que aflora en la mitad septentrional del macizo de Cap de Creus. Dicha unidad constituye un nivel guía intercalado en la Serie de Cadaqués (8) y tiene una potencia máxima de 20 m; se caracteriza por una asociación de litologías muy variadas, pero con suficiente continuidad para ser representada en la cartografía geológica. Esta unidad está formada por esquistos ampelíticos, meta-vulcanitas ácidas (gneises cuarcíferos), cuarcitas, cuarzoanfibolitas, rocas calcosilicatadas y mármoles. Casi nunca coexisten todos los términos litológicos y presenta notables cambios laterales de facies.

1.1.1.3. *Lutitas negras (10)*

Afloran en las inmediaciones de Portbou y en el extremo SO de la Hoja; se trata de pizarras 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 presentan algún nivel carbonatado. No se han reconocido restos fósiles y la potencia máxima estimada es del orden de 200 m. Estratigráficamente se sitúan intercaladas en la serie cambro-ordovícica de l'Albera (8) o formando el límite superior de la serie de Cadaqués (8). En la memoria de la hoja de Roses (nº 259) esta litología recibe el nombre de Serie de Montjoi (Carreras *et al.*, 1994).

1.1.1.4. *Grauvacas y areniscas con cantos de cuarzo (11)*

Es una unidad detrítica que aflora por encima las pizarras negras (10) en una franja de dirección NO-SE que se extiende hasta el litoral este de la península del Cap de Creus (ver Hoja de Roses, nº 259). En la Hoja de Portbou este tramo está formado por rocas pelíticas claras, con alguna intercalación de conglomerados con cantos de cuarzo y rocas de tipo porfiroide. Algunos componentes de estas rocas presentan evidencias de ser vulcanoderivadas ácidas. En las zonas afectadas por el metamorfismo de contacto se forma moscovita y, en niveles de composición favorable, minerales del grupo de la epidota y anfíboles (actinolita).

1.2. CUATERNARIO

Son depósitos terrígenos en general asociados a los fondos de las rieras o a las playas; localmente, en Llançà, afloran depósitos eólicos y sedimentos asociados a glaciés.

1.2.1. **Torrencial. Cantos angulosos heterométricos, arenas, limos y arcillas (12)**

La Riera de la Vall, aguas abajo de La Vall de la Sta. Creu, aparece encajada en un depósito detrítico con un desnivel de 10 m. Esta formación detrítica está formada por material muy heterométrico inmerso en una matriz mixta de arenas predominantes con presencia de limos y arcillas. La composición de los cantos incluye esquistos, cuarzo y gneis; estos últimos en diferentes estados de alteración. El tamaño de la fracción gruesa oscila del gránulo al bloque y su

diámetro máximo llega a superar con frecuencia los 50 cm. No se identifica estratificación bien desarrollada aunque sí presenta algunos lentejones de tamaño de grano menor. La morfoscopia de los cantos es subangulosa. Dicha formación se interpreta como de origen torrencial de forma similar a las descritas por Barbaza (1970) en la vecina riera de la Selva de Mar de la misma edad (Riss terminal).

1.2.2. Glacis. Cantos, arenas, arcillas y limos (13)

Recubren las partes bajas de las vertientes expuestas al NO al sur de Llançà. De origen coluvial presentan poco espesor. La composición de los cantos indica una procedencia local. Su edad es indeterminada aunque de forma relativa se le puede asignar una edad Würm o posterior.

1.2.3. Eólico. Arenas gruesas cementadas (14)

En el Mirador de Llançà (Cap de la Miranda), sobreimpuesta a las vertientes expuestas al NO, aparece una formación areniscosa fuertemente cementada. Su espesor aumenta desde las zonas superiores de la vertiente hacia la parte baja de la misma donde supera los 2 m, su base se encuentra sumergida y recubierta por la arena de la plataforma actual. En la parte baja aparecen fragmentos de esquistos mezclados con la arena presumiblemente caídos de la vertiente considerándose el depósito de carácter mixto eólico-coluvial. Las arenas presentan una composición diferente a la de las playas actuales que incluyen minerales frágiles de rocas volcánicas básicas. La edad de este depósito podría corresponder a un interestadial del Würm Barbaza (1970).

1.2.4. Aluvial. Gravas (15)

Las gravas más o menos redondeadas ocupan los fondos de valle de las Rieras de Colera, Garbet, Llançà, La Vall y el Port de la Selva. Su edad puede considerarse holocena y en muchos casos puede considerarse el material transportado como procedente de formaciones torrenciales y/o de vertiente y por tanto reciclado, de ahí su mayor grado de redondez.

1.2.5. Playas. Arenas y/o gravas (16)

Todas las calas mayores presentan playas en la desembocadura de las respectivas rieras. Las playas de Portbou y Colera presentan acumulación de cantos. El resto están dominadas por la arena si bien de diferente composición. Las playas de Garbet, d'en Grífey y Llançà están formadas por arena clara cuarzosa mientras que las de la Farella, Les Tonyines y el Port de la Selva son de arena gris muy micácea.

2. TECTÓNICA

Los materiales paleozoicos de la Hoja de Portbou presentan una estructura compleja formada

por el efecto de una tectónica polifásica hercínica, a la que hay que añadir los efectos de las deformaciones alpinas y los de la distensión neógena.

Aunque en la Hoja de Portbou no hay evidencias geológicas sobre la existencia de deformaciones alpinas y neógenas, la disposición actual y la macroestructura que presentan los macizos de l'Albera y del Cap de Creus están mayoritariamente condicionadas por estos dos episodios deformativos (ver hojas de Figueres, nº 258; Roses, nº 259; y La Jonquera, nº 220).

Dentro del ámbito de esta Hoja, no existe ninguna publicación ni documentación previa referente a la deformación hercínica de la franja litoral del macizo de l'Albera. En cambio, la estructura hercínica del macizo del Cap de Creus está ampliamente estudiada y, desde los años 70, se han publicado una gran cantidad de trabajos que abordan la problemática del hercínico del Cap de Creus. Por este motivo, el apartado dedicado a la deformación hercínica hace referencia únicamente a la estructura que presenta dicho macizo (ver también memoria de la Hoja de Roses, nº 259). La estructura hercínica del macizo de l'Albera está desarrollada en la memoria de la Hoja de La Jonquera (nº 220).

2.1. ESTRUCTURA HERCÍNICA DEL MACIZO DEL CAP DE CREUS

El estudio estructural del hercínico del Cap de Creus (hojas de Portbou y Roses) pone de manifiesto la existencia de 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; estas estructuras son anteriores al emplazamiento de las granodioritas de Rodes-Roses y consecuentemente a la formación de las aureolas de metamorfismo de contacto. El segundo conjunto incluye todas las estructuras formadas con posterioridad al clímax metamórfico, las cuales son sincrónicas o posteriores al emplazamiento de las granodioritas. 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.

2.1.1. Estructuras generadas durante el episodio de metamorfismo progrado

En términos generales abarcan todas aquellas estructuras ligadas a la formación de la esquistosidad regional o dominante. La existencia de esta fase se reconoce fundamentalmente a partir de estructuras menores y 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 sobreimposición 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 (litoral norte del Cap de Creus), la foliación regional (Sr) está formada por dos fases de plegamiento, con esquistosidad de plano axial asociada. Una, formada durante la etapa progradada 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 generalmente aparece como una esquistosidad dominante pero que, en algunos dominios, es identificable como de crenulación poco penetrativa (Druguet y Carreras, 1993). Los ejes presentan orientación muy variable; Ramírez (1983a) reconoce en el sector de Port de la Selva 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 los dominios migmatíticos 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 al batolito granodiorítico de Rodes-Roses, se utiliza el momento de emplazamiento de las granodioritas 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 en Cap Norfeu (Hoja de Roses) pueden reconocerse a escala cartográfica. 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 deformativas que se forman con posterioridad al clímax del metamorfismo regional hercínico, y. que son sincrónicas o posteriores al emplazamiento de las granodioritas y al metamorfismo de contacto asociado. Las estructuras de este episodio son las que conforman la macroestructura de la unidad de Cap de Creus. Afectan a la esquistosidad regional hercínica ("Sr") y a la granodiorita de Rodes-Roses, dando lugar a pliegues y zonas de cizalla con bandas miloníticas asociadas. 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.

Los pliegues se desarrollan predominantemente en los esquistos de grado bajo y muy bajo, son pliegues de todos los órdenes, que localmente desarrollan una esquistosidad de crenulación, y que tienen una dirección que varía de NO-SE a OSO-ENE. Las estructuras de plegamiento mayores afloran en la Hoja de Roses, nº 259 (ver Carreras *et al.*, 1994).

En dominios constituidos por rocas cristalinas (granitoides y esquistos de grado medio-alto) el episodio tardío se manifiesta por la formación de zonas de cizalla que 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 Casas, 1987). Las bandas miloníticas se localizan en dos fajas orientadas NO-SE, una localizada en la Hoja de Portbou, en los esquistos de grado medio y alto del litoral norte del Cap de Creus; y otra localizada en la Hoja de Roses, en el batolito granodiorítico de Rodes-Roses. En ambas fajas las rocas miloníticas se forman en condiciones de las facies de los esquistos verdes.

En la faja milonítica del litoral norte del Cap de Creus, las zonas de cizalla buzan predominantemente al noreste y las lineaciones de estiramiento hacia el NNE. 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.

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 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.

2.2. ESTRUCTURA ALPINA

En la Hoja de Portbou, dada la falta de dataciones radiométricas y de depósitos del ciclo alpino, no hay evidencias geológicas sobre la existencia de deformaciones alpinas. Sin embargo, en las hojas de la Jonquera (nº 220) y Figueres (nº 258), en base a criterios de campo y a la interpretación de perfiles sísmicos comerciales de exploración petrolífera, se pone de manifiesto que las unidades del basamento hercínico que afloran en dichas hojas (Roc de Frausa y Albera-Cap de Creus) están involucradas en cabalgamientos alpinos y se disponen sobre materiales mesozoicos y terciarios.

3. GEOMORFOLOGÍA

La costa del macizo de l'Albera y la Península de Creus es elevada y abrupta presentando articulaciones anchas y profundas. La estructura transversal de la costa es la responsable de la mayor parte de estas articulaciones. La tectónica y el relieve continental juegan un papel esencial e imponen a la vez el diseño general de la costa y de numerosos accidentes en detalle. Las influencias estructurales explican por un lado las orientaciones SO-NE de las bahías y los promontorios entre Portbou y Llançà así como el cambio de orientación dominante a uno y otro lado del Port de la Selva.

En la península de Creus las direcciones alpinas han tomado y reforzado las direcciones hercínicas NO-SE de aquí su predominio en los detalles de la morfología litoral así como la organización del relieve continental. Estas estructuras, formadas por materiales eminentemente metamórficos, tienen su continuidad en la Hoja de La Jonquera (220) donde conectan directamente con la Serra de l'Albera. Así pues la tectónica y el relieve continental imponen el diseño de la costa en general. Barbaza (1970) considera que las grandes articulaciones podrían haber sido originadas a partir de discontinuidades mecánicas expuestas al SE durante los interstadiales del Würm.

Las bahías que aparecen entre los promontorios no son más que la continuación de las rieras. Estas son de fondo llano con una excepción, la Riera de Portbou con su perfil en V que solo presenta acumulación muy cerca de la costa donde se asienta la población y la playa de Portbou. A partir de Colera y hasta Llançà todas las rieras son de fondo llano y presentan acumulación asimismo las playas aparecen más grandes y numerosas formadas por arena.

Al norte (alrededores de Portbou) las formas litorales, que están caracterizadas por acantilados, han sido generadas a partir de fenómenos de abrasión mecánica siendo la elaboración de plataformas consecuencia del retroceso de los acantilados.

Al sur de la playa de Garbet la masa montañosa se aleja de la costa interponiéndose una zona de relieve más suave hasta el mar truncada por la riera de la Balleja (Llançà). Los acantilados solo llegan de forma excepcional a sobrepasar la decena de metros (Mirador de Llançà, Illa Castella).

En el perímetro de la costa correspondiente al sector Llançà - Port de la Selva aparecen trazas de superficies de erosión a 5-6 m y 6-8 m donde la erosión actual desarrolla pequeños acantilados en roca blanda dando lugar a pequeñas plataformas de abrasión. Entre las puntas de

roca se edifican pequeños tómbolos donde progresa la sedimentación formando playas en media luna.

A partir del Port de la Selva, la costa toma bruscamente una orientación O-E hasta al Cap de Creus. Desaparecen los esquistos de grado medio para dar lugar a rocas cada vez más resistentes (esquistos de grado alto, gneises y pegmatitas).

Pasado el Cap de la Creu, que cierra al este la bahía del Port de la Selva, el relieve es más vigoroso, las vertientes rocosas desprovistas casi de vegetación se elevan; al oeste del Golfet dominan el mar desde más de cien metros de altura.

La intensidad de la erosión alveolar en la península de Creus es una característica de este sector. Los procesos de disgregación granular debidos a la proximidad del mar y los vientos actuales del norte (tramuntana), que proyectan partículas con violencia y crean condiciones desfavorables a la vegetación así como una aceleración de la desecación, serian los responsables de estas formas.

No se puede prescindir pero de las influencias litológicas. Los alveolos están desarrollados predominantemente sobre de materiales esquistosos y los taffonis sobre gneis y pegmatitas. El inicio de estos fenómenos se debe situar a la misma época que los fenómenos anteriores, los interstadales del Würm.

La erosión alveolar es muy intensa y no solo confinada a la costa. Este es sin duda el rasgo más característico de esta área.

4. PETROLOGÍA

4.1. PETROLOGÍA ÍGNEA

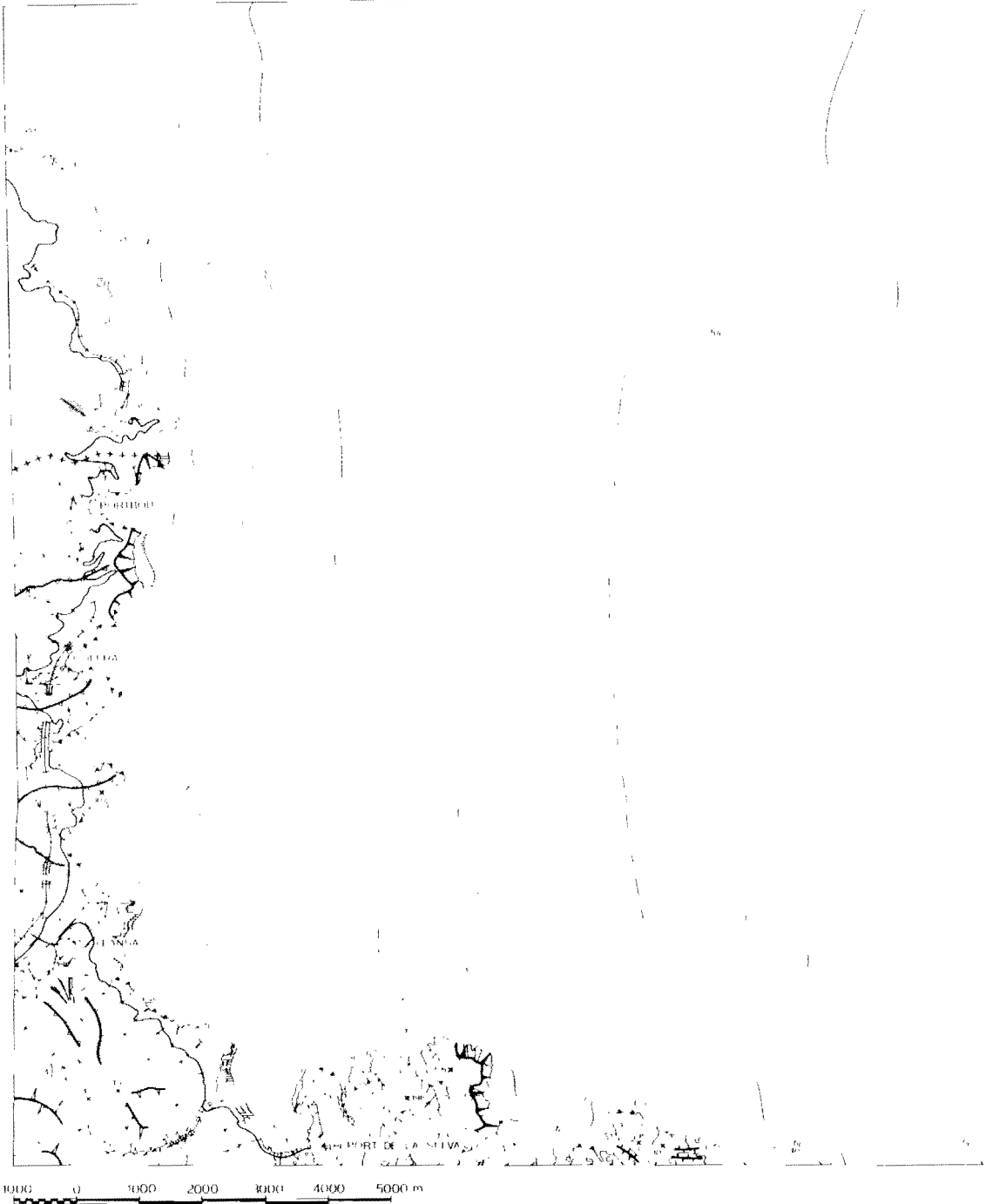
4.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas

Se trata de rocas ígneas emplazadas en las rocas sedimentarias del Cambro-Ordovícico que, en general, afloran formando cuerpos de dimensiones métricas a hectométricas. Únicamente los gneises del Port de la Selva constituyen un afloramiento de dimensiones kilométricas. Todas estas rocas estan afectadas por la deformación hercínica, siendo en la partes menos deformadas donde sus características primarias estan mejor preservadas.

4.1.1.1. *Gneis de Port de la Selva (1)*

El gneis del Port de la Selva forma una franja que se extiende desde el Port de la Selva hasta el Mas de la Birba (ver Hoja de Roses, nº 259). Constituye un cuerpo que intruye en forma de sill (Ramírez, 1983a; Carreras y Ramírez, 1984) en las grauvacas, lutitas y ritmitas de la Serie de Cadaqués (8). Se trata de una roca leucocrática de grano fino que presenta textura porfídica, caracterizada por la presencia de fenocristales de feldespatos potásico, y una matriz cuar-

LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLOGICO Y DE FORMACIONES
SUPERFICIALES DE LA HOJA 221 PORTBOU



MORFOGRAFIA

- Cota topografica
- Curva batimetrica
- Plataforma de abrasion antigua
- Plataforma de abrasion actual
- Red hidrografica
- Curso fluvial encajado
- Crestas
- Escarpe, pared
- Escarpe de terraza, pequeño escarpe
- Acantilado con calancas
- Acantilado superior a 25m.
- Erosion alveolar tafonis
- Lineaciones
- Salientes rocosos
- Escaleras o peldaños rocosos
- Barras rocosas
- Rotura de pendiente concava

FORMACIONES SUPERFICIALES

- Limite definido de formaciones superficiales
- Eolico con componentes coluviales
- Torrencial
- Playas
- Glacis de acumulaci3n
- Aluvial indiferenciado (gravas)

FORMAS ANTROPICAS

- Núcleo urbano
- Carretera asfaltada
- Puerto
- Ferrocarril Barcelona-Portbou
- Trinchera
- Tenapien

zo-feldespática con algunos minerales ferromagnesianos. La composición química corresponde a la de una roca granítica a cuarzo-monzonítica con afinidad alcalina (Navidad y Carreras, 1992).

4.1.1.2. *Pórfidos leucocráticos* (2)

Aunque en el ámbito de esta Hoja estas rocas sólo afloran en las inmediaciones de Colera y Portbou, son muy abundantes en la Hoja de la Jonquera (nº 220). Son rocas felsíticas encajadas en las grauvacas, lutitas y ritmitas (8) del macizo de l'Albera en forma de cuerpos lenticulares o diques. Presentan fenocristales de cuarzo, de idio a subidiomorfos, que muestran contornos ameboides debidos a procesos de corrosión magmática. Excepcionalmente presentan biotita.

4.1.1.3. *Metabasitas (Anfibolitas)* (3)

En la Hoja de Portbou sólo se encuentran representadas en dos afloramientos situados en los alrededores de Port de la Selva. Estas rocas están intercaladas en las grauvacas, lutitas y ritmitas de la Serie de Cadaqués (8) en forma de cuerpos de geometría lenticular de dimensiones métricas a hectométricas. Son rocas de color verde oscuro constituidas esencialmente por anfíboles hornbléndicos y plagioclasa. Cuando están retrogradadas presentan anfíboles actinolíticos, clinozoisita y clorita.

Los afloramientos más importantes y mejor estudiados de estas rocas están situados en la Hoja de Roses (nº 259); según Carreras *et al.* (1994) corresponden a metagabros y metabasaltos que geoquímicamente representan miembros básicos e intermedios de andesitas basálticas subalcalinas.

4.1.2. Rocas ígneas hercínicas

4.1.2.1. *Pegmatitas* (5)

Afloran a partir de la zona cordierita-andalucita en forma de enjambres de diques y cuerpos irregulares que intruyen heterogéneamente en los esquistos de grado medio y alto (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 perianatócticas (Autran *et al.*, 1970). Sin embargo, trabajos recientes, realizados en las pegmatitas del Cap de Creus y de la vertiente norte del macizo de l'Albera, sugieren que las pegmatitas se han originado a partir de diferenciados de leucogranitos (Corbella, 1990; Corbella y Melgarejo, 1988, 1990, 1993; Melgarejo *et al.*, 1990; Malló *et al.*, 1993).

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 muy variables ya que su distribución espacial está ligada a la zonación metamórfica; de este

modo, según en que zona metamórfica esten emplazadas pueden presentar sillimanita, andalucita y/o cordierita; otros minerales accesorios frecuentes son apatito y circón.

El propio campo pegmatítico presenta una zonación composicional y mineralógica: 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 que afloran en las proximidades o en el interior de los dominios anatócticos pertenecen al subtipo albita y son las menos evolucionadas (Corbella, 1990; Corbella y Melgarejo, 1988, 1990, 1993; Melgarejo *et al.*, 1990).

Las pegmatitas se emplazan con posterioridad al clímax metamórfico y intruyen sintectónicamente durante todo 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 (Druguet y Carreras, 1993) (ver capítulo de tectónica) hasta las primeras fases de los pliegues tardíos. Los diques de pegmatitas aparecen boudinados o plegados según su orientación de emplazamiento sea paralela o perpendicular respecto a la dirección de acortamiento de estas fases deformativas. De este modo las pegmatitas orientadas E-O aparecen boudinadas mientras que las orientadas N-S afloran plegadas.

4.1.2.2. *Granodiorita (6).*

Aparece exclusivamente en el extremo suroccidental de la Hoja y forma parte del batolito granodiorítico de Rodes-Roses (ver hojas de Figueres, nº 258; Roses, nº 259; y La Jonquera, nº 220). Dicho batolito está formado en su mayor parte por granodioritas biotítico-hornbléndicas de grano medio. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina), ortosa, biotita y hornblenda. Los minerales accesorios más comunes son allanita, epidota, clinozoisita y en menor proporción esfena, apatito e ilmenita.

Sin ser abundantes, son frecuentes los filones de espesor decimétrico de rocas aplítico-pegmatíticas ocasionalmente con microestructuras granofídicas; en las zonas periféricas de ambos macizos se observan a menudo pequeños cuerpos de leucogranito.

Todo el conjunto presenta una marcada foliación que le confiere a la granodiorita un aspecto gnéisico. De acuerdo con Carreras *et al.* (1994) el emplazamiento de la granodiorita de Rodes-Roses tiene un carácter de pre a sintectónico con respecto a los pliegues tardíos (ver capítulo de tectónica y memoria de la Hoja de Roses, nº 259).

En esta Hoja y en la Hoja de La Jonquera, el batolito de Rodes-Roses se emplaza oblicuamente a las isogradas del metamorfismo regional hercínico y da lugar a una aureola de metamorfismo de contacto, de unos 500 m de espesor, que se superpone a la zonación del metamorfismo regional hercínico.

4.2. MIGMATITAS HERCINICAS

4.2.1. Complejos migmatíticos (4)

Afloran en el extremo meridional de la Hoja, en el litoral norte del Cap de Creus (Puig Gros, Volt Andrau y al este de Cala Serena). Estos complejos migmatíticos están formados por meta-sedimentos anatéticos de la Serie de Cadaqués en los que se emplazan granitoides y dioritoides de amplio espectro composicional (Ramírez, 1983a y b; Druguet, 1992). Las migmatitas han sido interpretadas como el resultado de una anatexia inducida por el emplazamiento de los términos plutónicos más básicos que da lugar a la formación de fundidos más ácidos productos de la fusión "in situ" o de naturaleza paraautóctona (Ramírez, 1983a y b; Carreras y Losantos, en prensa; Druguet, 1992), con la consiguiente existencia de procesos de hibridación y contaminación.

4.3. ROCAS FILONIANAS TARDI-HERCINICAS

4.3.1. Cuarzo (7)

En la cartografía se ha representado un filón de cuarzo que aflora al este de la playa de Garbet; se trata de un filón asociado a fracturas de dirección NO-SE emplazado en las grauvacas, lutitas y ritmitas (8) del macizo de l'Albera. Filones de cuarzo de las mismas características con mineralizaciones de pirita y calcopirita son relativamente abundantes en la Hoja de la Jonquera (n° 220).

4.4. PETROLOGÍA METAMÓRFICA

4.4.1. Metamorfismo regional hercínico

Los materiales pre-hercínicos de los macizos de l'Albera y del Cap de Creus se hallan afectados por el metamorfismo regional hercínico de baja presión (Autran *et al.*, 1970; Carreras, 1973), característico del Hercínico del Pirineo (Zwart, 1979; Guitard, 1970).

En la Hoja de Portbou únicamente afloran rocas de grado medio y alto en el macizo del Cap de Creus; en la franja litoral del macizo de l'Albera el metamorfismo hercínico es de grado bajo o muy bajo y corresponde a dominios anquizonales o epizonales. En base a las variaciones mineralógicas de las rocas metapelíticas, se han establecido cuatro zonas metamórficas (fig. 2) cuya distribución, en la cartografía, está condicionada por la estructura tardía y por los efectos de desplazamiento entre bloques ligados a las zonas de cizalla (Carreras y Druguet, en prensa).

De menor a mayor grado se distingue la siguiente zonación:

— *Zona de la clorita-moscovita*: Se define por la presencia de clorita y moscovita; dadas las dificultades de establecer el límite superior de esta zona, se incluyen también en ella los dominios de grado muy bajo (anquimetamórficos). La paragénesis más frecuente es: Ms-Chl-Qtz. En algunas psamitas son abundantes la albita y la microclina, que en la mayoría de los casos corresponden a clastos relictos.



Fig. 2.—Esquema de la distribución de las zonación del metamorfismo regional hercínico del macizo del Cap de Creus y de la franja litoral del macizo de l'Albera (hojas de Portbou, 221; Roses, 259; La Jonquera, 220 y Figueres, 258). I: anquizona y zona de la clorita-moscovita, II: zona de la biotita, III: zona de la cordierita-andalucita, IV: zona de la sillimanita-moscovita (localmente sillimanita- feldespato. potásico), V: complejos migmatíticos.

— *Zona de la biotita*: Se caracteriza por la presencia de biotita en niveles pelíticos. En las zonas más externas la biotita es incipiente y aparece en forma de 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 continúa estable. Mientras en las metapelitas aparece la asociación Qtz-Bt-Ms \pm Chl, en las metapsamitas aparece plagioclasea en parte relictas y en parte paragenética.

— *Zona de la cordierita-andalucita*: Caracterizada por la aparición de porfidoblastos de cordierita y andalucita. No se ha podido determinar cual de ambos minerales aparece en primer lugar, dado que los primeros porfidoblastos observables en la roca se hallan totalmente alterados y reemplazados por filosilicatos. En zonas más internas los porfidoblastos 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 estaurolita se ha observado exclusivamente como relictos 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 (ver capítulo de tectónica).

— *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 reemplazamiento o crecimiento paragenético. Continúa estable la cordierita así como el granate almandínico.

A la zonación metamórfica se superpone con una ligera oblicuidad el complejo migmatítico del litoral norte del Cap de Creus (fig.2), descrito en el apartado de Migmatitas hercínicas.

4.4.2. **Metamorfismo de contacto hercínico**

La intrusión de las granodioritas de Rodas-Roses genera una aureola de metamorfismo de contacto, de aproximadamente unos 500 m de espesor que, en esta Hoja y en la Hoja de la Jonquera (nº 220), se superpone oblicuamente a la zonación del metamorfismo regional (fig. 2). Se forman corneanas y filitas moteadas con porfidoblastos pequeños de cordierita y/o andalucita, los cuales se presentan casi siempre retrogradados a agregados de sericita.

4.4.3. **Metamorfismo retrógrado**

Está relacionado con el desarrollo de las bandas miloníticas (ver capítulo de tectónica). En estas zonas se produce la retrogradación de los esquistos de grado medio y alto a filonitas y miloni-

tas en facies de los esquistos verdes (Carreras *et al.*, 1975 y 1977; Carreras y García, 1982; García, 1982 y 1983; Norton, 1982).

Un hecho singular, que se ha que interpretado en términos de retrogradación, es la presencia de distena histerógena en los esquistos de los alrededores del faro de S'Arenella (entre El Port de la Selva y Llançà) (Autran y Guitard, 1970). Este mismo mineral se ha detectado en la Hoja de Roses (nº 259) en una franja paralela a la traza axial del sinforme de la Birba. La distena aparece pseudomorfizando andalucitas presentes en algunos cuarzos de exudación. Se trata de una desestabilización tardía y de carácter local cuya distribución está probablemente controlada por las estructuras de plegamiento tardías.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro más antiguo corresponde a la sedimentación de las series atribuidas al Cambro-Ordovícico; con anterioridad a la deformación hercínica tienen lugar en estas series uno o varios episodios magmáticos que se manifiestan por la presencia de sills y filones de rocas ígneas ácidas, así como por la presencia de cuerpos hectométricos de rocas ígneas básicas.

Todo este conjunto de materiales 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 la esquistosidad regional que afecta a la totalidad de los metasedimentos así como a las rocas ortoderivadas del magmatismo pre-hercínico.

Coincidiendo con el clímax del metamorfismo regional hercínico 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 del complejo migmatítico del litoral norte del Cap de Creus. El emplazamiento de estos cuerpos se produce de forma sincinemática a pliegues que desarrollan una foliación de crenulación que, en determinados dominios, constituye la foliación dominante. Con posterioridad al clímax metamórfico, se inicia el emplazamiento de las pegmatitas en la zona perianatóctica; este emplazamiento se realiza mayoritariamente en condiciones sincinemáticas ligadas, o bien a las fases finales del episodio progradado, 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, 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.

La intrusión de las granodioritas de Rodes-Roses 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 su emplazamiento se forman las aureolas de metamorfismo de contacto, apareciendo también las corneanas afectadas por los pliegues tardíos.

En el Eoceno, el basamento hercínico está involucrado en los cabalgamientos asociados a la orogenia Alpina; en este momento se emplazan las unidades de basamento del Roc de Frausa y de l'Albera-Cap de Creus, las cuales cabalgan sobre materiales mesozoicos y terciarios (ver Hoja de La Jonquera, nº 220).

En el Cuaternario tiene lugar la sedimentación de los aluviones de los fondos de las rieras, así como la de los depósitos asociados a las playas y a las acumulaciones eólicas.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

6.1.1. Minería.

Los yacimientos minerales de la Hoja de Portbou son poco importantes y desde finales del siglo XIX o principios del XX no ha existido ninguna actividad minera en la zona. Dejando aparte algunas pequeñas catas, en la Hoja únicamente se conocen dos antiguas minas: la mina de Pineda, situada en un acantilado cerca de cala Rovellada en una zona de difícil acceso, y las minas del Poble, situadas estas últimas en las proximidades de la población de Colera. En ambas minas se explotaban filones de cuarzo con pirita, calcopirita y óxidos de hierro.

Estas mineralizaciones forman parte del conjunto de yacimientos filonianos del área de Colera (Mata, 1981, 1990); los cuales están asociados a filones de cuarzo encajados en los materiales cambro-ordovícicos del macizo de l'Albera. Las mineralizaciones más importantes están situadas en la Hoja de La Jonquera (nº 220), en las minas de Mas Patiràs, de las cuales se dijo que había oro nativo. Los únicos estudios monográficos de estos yacimientos fueron realizados a mediados del siglo XIX por Rosales (1851) y por Santos (1852); más documentación bibliográfica acerca de las mineralizaciones de Colera puede encontrarse en Mata (1981).

En el término del Port de la Selva existen algunas pequeñas explotaciones de óxidos de hierro, en las lutitas negras que afloran en la zona de metamorfismo de contacto de la granodiorita de Rodés.

6.1.2. Canteras

Actualmente no existe ninguna cantera activa en la Hoja de Portbou; únicamente cabe destacar las explotaciones, ya abandonadas, de los gneises del Port de la Selva cuyo material era utilizado básicamente para construcción y pavimentación.

Dentro del ámbito de esta Hoja existe también una cantera abandonada que forma parte de

las explotaciones de pegmatitas de los feldespatos de Llançà. Las canteras activas de estas explotaciones estan ubicadas en su totalidad en la Hoja de La Jonquera (nº 220), dichas canteras representan la mayor producción de este material en Catalunya y son de las mas importantes del Estado; su producción global en el año 1987 fue de 37.050 Tm.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

Las características de los materiales de la Hoja de Portbou no son buenas para la existencia de acuíferos importantes. A grandes rasgos, atendiendo a las características litológicas de los materiales que constituyen esta Hoja, se distinguen dos conjuntos hidrogeológicos: por una parte, el formado por los sedimentos cambro-ordovícicos y las rocas ígneas paleozoicas; y por otra, el constituido por los depósitos cuaternarios localizados en las rieras y playas.

Los principales acuíferos de la Hoja se localizan en los depósitos aluviales cuaternarios asociados a los fondos de las rieras. Los materiales cambro-ordovícicos y las rocas ígneas paleozoicas son muy poco permeables y hasta la fecha no se conocen acuíferos ubicados en dichos materiales.

Las poblaciones de Colera, Llançà y Port de la Selva se abastecen con aguas suministradas por las captaciones realizadas los sedimentos aluviales de las rieras. El núcleo de Portbou se abastece del agua embalsada en una pequeña presa situada en la vecina Hoja de la Jonquera (nº 220).

7. BIBLIOGRAFÍA

ALFONSO, P.; CORBELLÀ, M., y MELGAREJO, J.C. (1994).- Nb-Ta-Ree minerals at the Cap de Creus pegmatite field, Eastern Pyrenees: distribution and evolution. *Mineralogy and Petrology* (in press).

AUTRANA, A.; FONTELLES, M., y GUITARD, G. (1970).- Relations entre les intrusions des 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.

AUTRANA, A., y GUITARD, G. (1970).- Formation hystérogène de disthène dans les micaschistes mésozonaux à andalousite et sillimanite de la série paleozoïque du Cap de Creus, Pyrénées Orientales. *C.R. Acad. Sc. Paris*. 270, 2616-2619.

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

- DENAEYER, M.E. (1947).- Les embrechites de la Sierra de Rosas. *C.r. somm. Soc. Geol. Fr.*, 155-156.
- 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.
- 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., 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. (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.; 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 GARCIA 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., y LOSANTOS, M. (1982).- Geological setting of the Roses granodiorite (E - Pyrenees, Spain). *Acta Geol. Hisp.* 7, 211-217.
- CARRERAS, J.; LOSANTOS, M.; PALAU, J., y ESCUER, J. (1994).- Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Roses (nº 259), I.T.G.E.
- LOSANTOS, 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.
- LOSANTOS, J., y RAMIREZ, J. (1984).- The geological significance of the Port de la Selva Gneisses (Eastern Pyrenees, Spain). *Newsletter, I.G.C.P.* 5 (6), 27-31.
- LOSANTOS, 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 entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 55, 254, 303-518

- CIRES, J.; MORALES, LIESA, M.; CARRERAS, J.; ESCUER, J.; LOSANTOS, M.; PUJADAS, J.; MUÑOZ, J. A., y BERASATEGUI, X. (1994).- Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de La Jonquera (nº 220), I.T.G.E.
- CORBELLA, M. (1990).- Estudi metal·logenètic del camp pegmatític del Cap de Creus. *Tesis Lic. Univ. Barcelona* (ined.), 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 de Cap de Creus peninsula, Spain: a new field phosphate subtype. *Proceedings of the eighth quadrenial IAGOD Symposium*. E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung (Nägele U. Obermiller), 295-302
- 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.
- DRUGUET, E. (1992).- Petrologia del complex migmatitic de l'àrea de la Punta dels Furallons (Cap de Creus). *Tesis Lic. Univ. Barcelona* (ined.), 235 pp.
- DRUGUET, E., y CARRERAS, J. (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.
- FLETA, J.; ARASA, A., y ESCUER, J. (1991).- El Neógeno del Empordà y Baix Ebre (Catalunya): estudio comparativo. *Acta Geol. Hisp.* 3-4, 159-171.
- GARCIA, A. (1982).- Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus Quartz mylonites. *J. Struct. Geol.*, 4, 443-456.
- GARCIA, 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*.
- GUITARD (1970).- Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. BRGM.*, 63, 317 pp
- I.G.M.E. (1971).- Mapa geológico de España E. 1:200.000. Figueras. *Inst. Geol. y Min. de España*.
- LAUMONIER, B. (1988).- Les groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des

Pyrenées orientales arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries.
Hercynica, IV; 1, 25-38

MALLO, A.; FONTAN, F.; MELGAREJO, J.C.; 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* (in press).

MATA, J.M. (1981).- Els minerals de Catalunya. *Tesis Doc. U. de Barcelona* (ined.), 5 vol., 1451 pp.

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

MELGAREJO, J.C.; PONTACK, J.; 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 Lic. Univ. Barcelona* (ined.), 89 pp.

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.

RAMIREZ, J. (1983a).- Els gneissos de Port de la Selva: significació petrològica i relacions amb l'encaixant. *Tesis Lic. Univ. Barcelona*, 210 pp.

RAMIREZ, 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.

ROSALLES, 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.

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