

III.2.- CARACTERIZACION Y UBICACION DE LOS RECURSOS LITICOS

III.2.1.- ESTRUCTURA Y LITOLOGIA

Los terrenos drenados por el río Llobregat en su curso alto se emplazan geológicamente en el sector meridional del Pirineo oriental (Fig. 10). En esta zona se pueden distinguir tres grandes unidades estructurales, limitadas por cabalgamientos importantes y diferenciadas por sus series estratigráficas (Vergés & Martínez, 1988).

Estas unidades se han desplazado hacia el Sur según una secuencia de propagación del bloque inferior, lo que permite agruparlas en dos grandes conjuntos: los mantos superiores (que fueron los primeros en establecerse) y los inferiores (que fueron lo últimos en hacerlo).

Los **mantos superiores** (representados en esta zona por el manto del Pedraforca) están constituidos principalmente por materiales mesozoicos y los **mantos inferiores** (manto del Cadí) por rocas del basamento y de la cobertera (Fig. 11). Ambos forman un conjunto de mantos de corrimiento y láminas cabalgantes (*thrust sheet*) del sistema imbricado de cabalgamientos surpirenaicos. El cabalgamiento basal de este sistema (cabalgamiento frontal surpirenaico, o cabalgamiento de Vallfogona en su sector más oriental), limita el Prepirineo propiamente dicho del antepaís meridional o **cuenca del Ebro** (Depresión Central catalana en su extremo oriental), constituida por materiales del Eoceno y Oligoceno (Puigdefábregas, Muñoz & Marzo, 1985), (Fig. 11).

III.2.1.1.- La unidad del manto del Pedraforca

Esta unidad se puede dividir en dos unidades claramente diferenciables por sus series estratigráficas (Seguret, 1972): el manto superior, principalmente con materiales del Cretácico inferior, y el manto inferior, predominantemente con materiales del Cretácico superior.

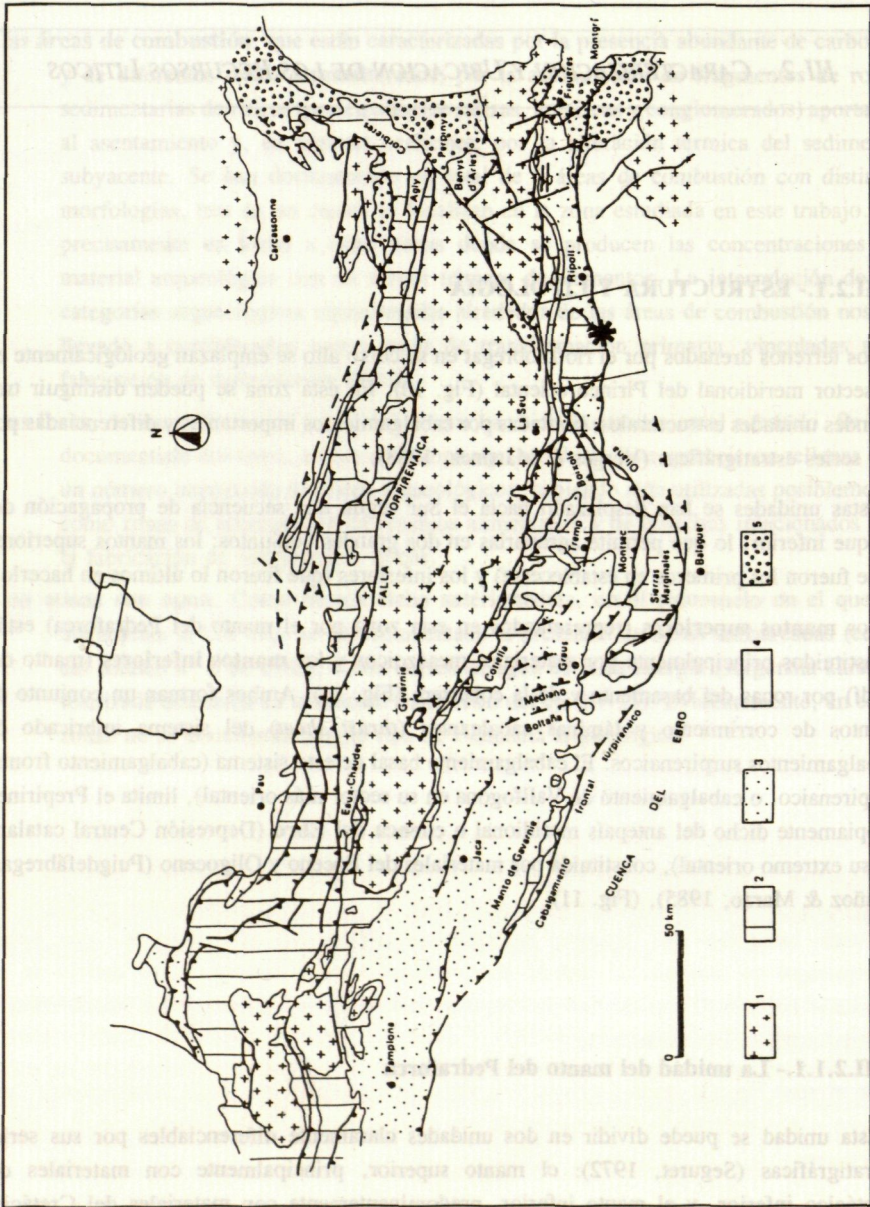


Figura 10: Esquema geológico del Pirineo

1: zócalo hercíniano, 2: Mesozoico, 3: Terciario incorporado a los mantos de corrimiento, 4: Terciario de los antepaíses, 5: materiales postorogénicos (Puigdefábregas & Souquet, 1986; Peña, 1991)

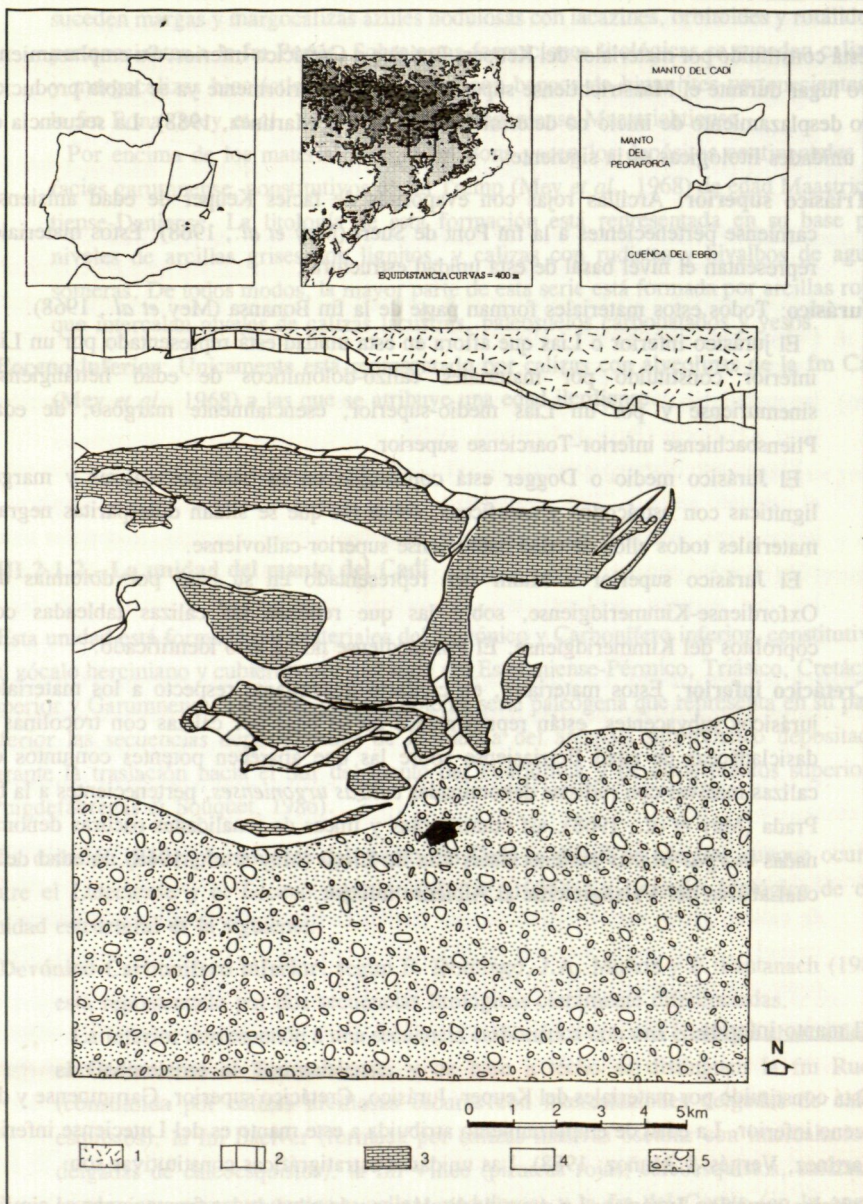


Figura 11: Mapa geológico simplificado del entorno de la Foni del Ros (IGME, 1980)
 1: Devónico-Carbonífero inferior, 2: Carbonífero superior-Pérmico, 3: Jurásico-Cretácico superior,
 4: Eoceno inferior-medio, 5: Eoceno superior-Oligoceno

El manto superior

Está constituido por materiales del Keuper, Jurásico y Cretácico inferior. Su emplazamiento tuvo lugar durante el Maastrichtiense superior, aunque anteriormente ya se había producido otro desplazamiento de inicio no determinado (Vergés & Martínez, 1988). La secuencia de las unidades litológicas es la siguiente:

- **Triásico superior:** Arcillas rojas con evaporitas de facies Keuper de edad anisiense-carniense pertenecientes a la fm Pont de Suert (Mey *et al.*, 1968). Estos materiales representan el nivel basal de esta unidad estructural.
- **Jurásico:** Todos estos materiales forman parte de la fm Bonansa (Mey *et al.*, 1968).
 - El jurásico inferior o Lias que aflora en esta unidad está representado por un Lias inferior constituido por materiales calizo-dolomíticos de edad heftangiense-sinemuriense y por un Lias medio-superior, esencialmente margoso, de edad Pliensbachiense inferior-Toarciense superior.
 - El Jurásico medio o Dogger está constituido en su base por calizas y margas ligníticas con ostrácodos y carofíceas, sobre las que se sitúan dolosparitas negras, materiales todos ellos de edad bathoniense superior-calloviense.
 - El Jurásico superior o Malm está representado en su base por dolomías del Oxfordiense-Kimmeridgiense, sobre las que reposan las calizas tableadas con coprolitos del Kimmeridgiense. El Portlandiense no ha sido identificado.
- **Cretácico inferior:** Estos materiales, en contacto discordante respecto a los materiales jurásicos subyacentes, están representados en su base por calizas con trocolinas y dasicladáceas de edad Berriasiense sobre las que aparecen potentes conjuntos de calizas masivas con rudistas denominadas *calizas urgonienses*, pertenecientes a la fm Prada (Mey *et al.*, 1968), así como lutitas y líneas de tonalidades oscuras denominadas *margas negras* pertenecientes a la fm Lluçà (Mey *et al.*, 1968), la edad de la cual abarca del Valanginiense al Albiense inferior.

El manto inferior

Está constituido por materiales del Keuper, Jurásico, Cretácico superior, Garumnense y del Eoceno inferior. La edad de emplazamiento atribuida a este manto es del Luteciense inferior (Martínez, Vergés & Muñoz, 1988). Las unidades estratigráficas constitutivas son:

- **Triásico superior-Jurásico:** La sucesión litológica y la edad de las formaciones es similar a la descrita en el manto superior de esta misma unidad estructural.
- **Cretácico superior-Paleoceno:** Sobre un Jurásico erosionado y sin que esté representado el Cretácico inferior yacen los materiales de edad santoniense superior-Campaniense,

representados en su base por calizas arenosas y ferruginosas con lacazines a las que suceden margas y margocalizas azules nodulosas con lacazines, orbitoides y rotálidos, pertenecientes a la fm Perlés. Sobre estas formaciones litológicas se suceden calizas y margocalizas bioclásticas estratificadas con bancos de hippurites pertenecientes a la fm Bona (Mey *et al.*, 1968) de edad Campaniense-Maastrichtiense.

Por encima de los materiales de la fm Bona yacen los depósitos continentales de facies *garumnense*, constitutivos de fm *Trempe* (Mey *et al.*, 1968) de edad Maastrichtiense-Daniense. La litología de esta formación está representada en su base por niveles de arcillas grises con lignitos, y calizas con rudistas y bivalvos de aguas someras. De todos modos, la mayor parte de esta serie está formada por arcillas rojas que intercalan niveles de calizas lacustres, paleosuelos carbonatados y yesos.

- **Eoceno inferior:** Únicamente está representado por calizas con alveolinas de la fm *Cadé* (Mey *et al.*, 1968) a las que se atribuye una edad *ilderdiense*.

III.2.1.2.- La unidad del manto del *Cadé*

Esta unidad está formada por materiales del Devónico y Carbonífero inferior, constitutivos del zócalo herciniano y cubiertos por una serie del Estefaniense-Pérmico, Triásico, Cretácico superior y *Garumnense*, así como por una potente serie paleógena que representa en su parte inferior las secuencias deposicionales de la cuenca del antepaís surpirenaico depositadas durante la traslación hacia el Sur del manto del *Pedraforca* y de otros mantos superiores (Puigdefábregas & Souquet, 1986).

La datación del emplazamiento del manto del *Cadé* es difícil de precisar aunque ocurrió entre el Luteciense y el Eoceno superior (Múñoz, 1985). La sucesión litológica de esta unidad estructural es la siguiente:

- **Devónico-Carbonífero inferior:** según F. Domingo, J.A. Muñoz y P. Santanach (1988) está representado por dos secuencias litológicas claramente diferenciadas.

La inferior corresponde a una secuencia carbonática con una edad que abarca desde el *Gedinniense* al *Tournaisiense*, y de base a techo se distinguen la fm *Rueda* (constituida por calizas arcillosas oscuras con intercalaciones delgadas de calcoesquistos), la fm *Baciver* (formada por calizas masivas oscuras con intercalaciones delgadas de calcoesquistos), la fm *Villec* (pizarras rojas, calcoesquistos, calizas y, localmente, pizarras verdes y calizas nodulosas) y la fm del *Comte* (en la que se distingue un tramo inferior de calizas de color gris claro, un tramo intermedio de calizas nodulosas de color rojo intenso con abundantes gomatites de facies *griotte* y un tramo superior de calizas grises).

La superior corresponde a la secuencia detrítica de facies *culm*, constituida básicamente por pizarras, areniscas y conglomerados cuarzosos.

- **Carbonífero superior-Pérmico:** está constituido por depósitos continentales que se pueden agrupar en dos grandes conjuntos en base a sus características estratigráficas (Gisbert, 1984).

El conjunto Estefaniense-Autuniense descansa en discordancia angular sobre los materiales del zócalo herciniano y está representado por una secuencia grano-decreciente de tonos versicolores y de carácter tufítico, rematada por niveles de calizas anqueríticas de edad estefaniense-Autuniense, denominada *unidad de Tránsito*, a la que suceden microconglomerados y areniscas tufíticas, lutitas cineríticas y tobas piroclásticas que presentan niveles ignimbríticos de edad autuniense interestratificados en sus tramos basales, pertenecientes a la *unidad Roja Inferior*. En la zona de Grèixer los materiales del tramo basal de esta unidad están constituidos por masas ignimbríticas y riolíticas (Puga & Fontboté, 1979).

El conjunto Pérmico superior-Triásico inferior reposa en discordancia angular sobre el conjunto anterior. Está representado en su base por conglomerados, areniscas y lutitas rojas, de facies saxoniense que intercalan tobas y cineritas, materiales todos ellos de edad pérmica medio-superior y pertenecientes a la *unidad Roja Superior*, a los que suceden mediante una discordancia angular los materiales de facies Buntsandstein del Triásico inferior.

- **Triásico inferior-medio:** La serie triásica está formada en la base por materiales de la facies buntsandstein, de edad turingiense-asiniense inferior, formada por conglomerados silíceos, areniscas y lutitas rojas, así como paleosuelos carbonatados que, en el techo de la serie y entre las lutitas, intercalan niveles poco potentes de estromatólitos dolomitizados pertenecientes a la fm Bunter (Mey *et al.*, 1968).

Gradualmente, estos materiales pasan a sedimentos de facies Muschelkalk, de edad ladiniense, constituidos por un tramo basal de dolmicritas laminadas, un tramo medio de calizas grises algo bioclásticas que intercalan cuerpos dolomíticos de geometría irregular, y un tramo superior de dolmicritas que intercalan margas negras. Estos materiales pertenecen a la fm Pont de Suert (Mey *et al.*, 1968).

- **Cretácico superior-Paleoceno:** En disconformidad sobre materiales de la sucesión anterior se sitúan los conglomerados y areniscas cuarzosas de tonalidades claras, con raras intercalaciones lutíticas y restos vegetales pertenecientes a la fm Adraén (Mey *et al.*, 1968), a los que suceden margocalizas con rudistas y calizas bioclásticas con foraminíferos (orbitoides, lepidorbitoides, siderolites) de la fm Bona (Mey *et al.*, 1968), materiales pertenecientes a la secuencia deposicional del Campaniense superior-Maastrichtiense. A techo, esta unidad litológica está totalmente karstificada y recubierta directamente por las capas continentales detríticas y carbonatadas de

facies garumnense de la fm Tremp (Mey *et al.*, 1968), ya descritas en la anterior unidad estructural.

- **Eoceno:** La serie eocénica del manto del Cadí ha sido dividida en secuencias deposicionales (Puigdefábregas, Muñoz & Marzo, 1985) que de base a techo son:

La secuencia del Cadí, la base de la cual coincide con la del Ilerdiense y que comprende la fm Cadí (Mey *et al.*, 1968) constituida por calizas con alveolinas y la fm Sagnari (Gich, 1972) por margas.

La secuencia de Coronas, que comprende la fm Coronas (Gich, 1972) constituida por margas, calizas arenosas, areniscas y limonites.

La secuencia de Armàncies, la base de la cual coincide con la del Cuisiense y que comprende la fm Penya (Estévez, 1973) formada por sedimentos calizos y la fm Armàncies (Gich, 1972) formada básicamente por margas.

La secuencia de Campdevànol, que comprende la fm Campdevànol (Gich, 1972) constituida por una alternancia de areniscas y limonites.

La secuencia de Beuda, que comprende la fm Beuda (Pallí, 1972) formada por yesos blancos.

La secuencia de Bellmunt, la base de la cual coincide con la del Luteciense, y que comprende la fm Coubet (Busquets, 1981) formada por areniscas y margas grises y la fm Bellmunt (Gich, 1972) constituida por facies detríticas rojas.

III.2.1.3.- La unidad de la cuenca del Ebro

Limitada al Norte por el cabalgamiento frontal surpirenaico y al Sur por la cadena de sierras costeras catalanas, está constituida por una potente serie estratigráfica que abarca desde el Eoceno inferior hasta el Oligoceno, organizada en secuencias deposicionales (Puigdefábregas, Muñoz & Marzo, 1985).

En el área de estudio, limitada a la *unidad de Berga*, se distinguen los depósitos correspondientes a tres sistemas fluvio-aluviales constituidos fundamentalmente por conglomerados, areniscas y lutitas rojas. En la zona más septentrional predominan los conglomerados, mientras que hacia el Sur, el Este y el Oeste aumentan progresivamente las intercalaciones de areniscas y lutitas rojas (Guimerà *et al.*, 1992).

- el **primer ciclo sedimentario**: está constituido por el conjunto de abanicos aluviales y sistemas fluviales de la fm Bellmunt, del Eoceno medio. Este ciclo es contemporáneo a la formación de las estructuras septentrionales.

- el **segundo ciclo sedimentario**: tiene una gran complejidad interna y se diferencian dos episodios de edad bartoniense-priaboniense inferior.

El inferior se produjo cuando los materiales del primer ciclo constituían el borde septentrional de la cuenca, actuando como umbral, limitando los aportes procedentes del Norte y propiciando la llegada de aportes de otras zonas más orientales. Consecuentemente, su representación en esta zona es muy escasa, aumentando progresivamente hacia el Sur.

En el superior se restablecen los aportes septentrionales, detríticos y groseros, siendo éstos los sedimentos de las últimas unidades depositadas en un contexto marino en este sector.

- el **tercer ciclo sedimentario**: sus materiales fosilizan parcialmente el conjunto de estructuras meridionales. Están representados un número elevado de cantos de composición granítica, lo que permite relacionar el desarrollo del sistema aluvial con el emplazamiento de la unidad estructural del Canigó, que fue la primera en elevar a la superficie sinorogénica el basamento granítico.

III.2.2.- EL RELIEVE

Como hemos citado a lo largo de este trabajo, los terrenos que forman la zona estudiada pertenecen a tres unidades estructurales que, a la vez, son atribuibles a dos unidades fisiográficas o de relieve en el límite de las cuales se sitúa el asentamiento prehistórico de la Font del Ros (Fig. 12). Estas unidades fisiográficas son:

- los **Pirineos**, representados en esta zona por su vertiente Sur o prepirenaica, donde se localizan las unidades estructurales de los mantos superiores (manto del Pedraforca) y las de los mantos inferiores (manto del Cadí). Corresponde al ámbito del alto Berguedà y es una zona muy plegada, montañosa y arisca, formada fundamentalmente por series calcáreas y margosas del Mesozoico y Terciario. En su sector nororiental comprende varios picos del Pirineo axial, concretamente aquellos correspondientes a las sierras de Pedregosa y de Cadí-Moixeró, que en algunas ocasiones superan los 2.500 m de altura snm.
- la **Depresión del Ebro**, representada en este sector por la Depresión Central catalana, donde se localiza la unidad estructural de la cuenca del Ebro. Corresponde al ámbito del bajo Berguedà y está formada por capas horizontales de antiguas plataformas estructurales oligocénicas, con materiales areniscos y arcillosos fácilmente erosionables.

Todos estos materiales y formaciones están representados dentro de la cuenca fluvial del río Llobregat. Este río se encuentra en el sector noroccidental de la cuenca hidrográfica del Pirineo oriental y, juntamente con los ríos Muga, Ter y Fluvià, forma la red fluvial pirenaica

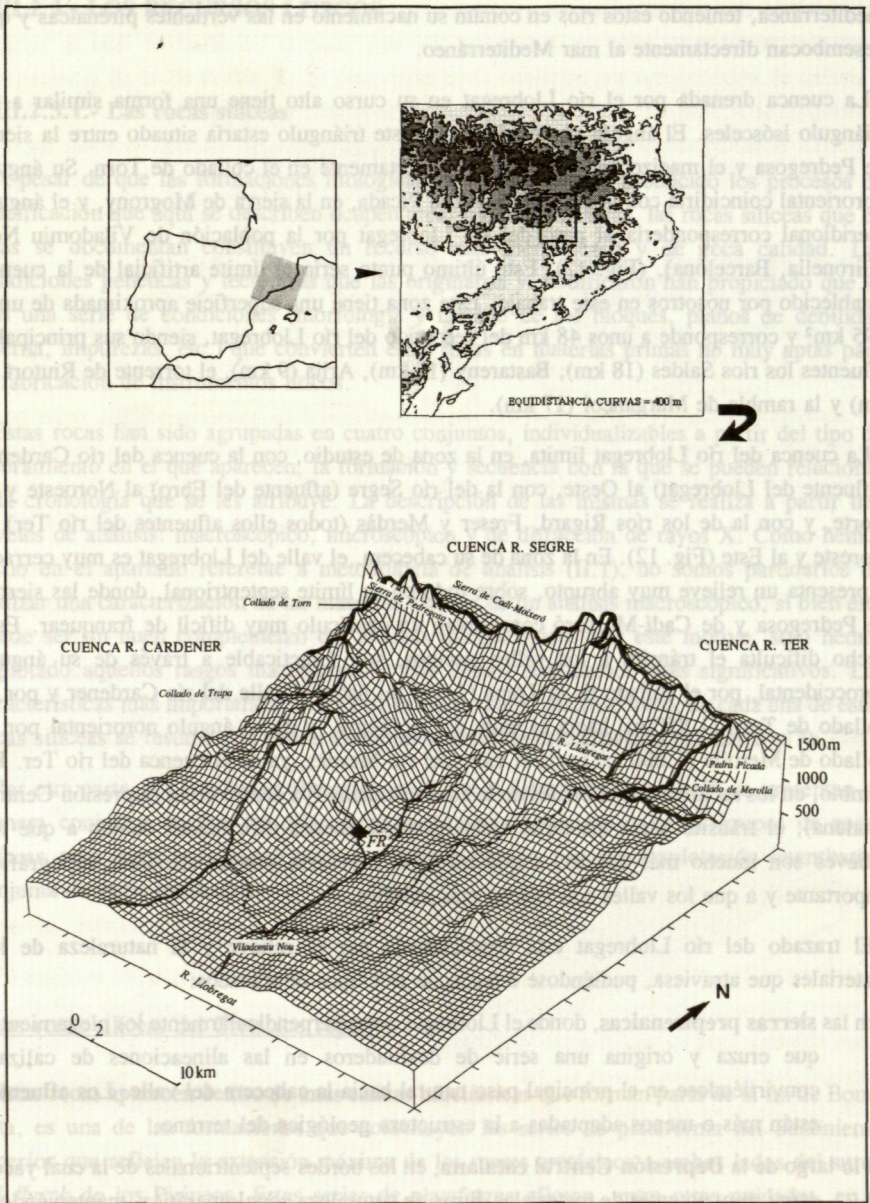


Figura 12: Mapa hipsométrico de la cuenca drenada por el curso alto del río Llobregat (El límite discontinuo marca el límite de la cuenca de este río)

mediterránea, teniendo estos ríos en común su nacimiento en las vertientes pirenaicas y que desembocan directamente al mar Mediterráneo.

La cuenca drenada por el río Llobregat en su curso alto tiene una forma similar a un triángulo isósceles. El ángulo noroccidental de este triángulo estaría situado entre la sierra de Pedregosa y el macizo del Pedraforca, concretamente en el collado de Torn. Su ángulo nororiental coincidiría con la cima de la Pedra Picada, en la sierra de Mogyrony, y el ángulo meridional correspondería al paso del río Llobregat por la población de Viladomiu Nou (Gironella, Barcelona), (Fig. 12). Este último punto sería el límite artificial de la cuenca establecido por nosotros en este trabajo. Esta zona tiene una superficie aproximada de unos 695 km² y corresponde a unos 48 km del recorrido del río Llobregat, siendo sus principales afluentes los ríos Saldes (18 km), Bastareny (15 km), Arijá (9 km), el torrente de Riutort (8 km) y la rambla de Margançol (17 km).

La cuenca del río Llobregat limita, en la zona de estudio, con la cuenca del río Cardener (afluente del Llobregat) al Oeste, con la del río Segre (afluente del Ebro) al Noroeste y al Norte, y con la de los ríos Rigard, Freser y Merdàs (todos ellos afluentes del río Ter) al Noreste y al Este (Fig. 12). En la zona de su cabecera, el valle del Llobregat es muy cerrado y presenta un relieve muy abrupto, sobre todo en su límite septentrional, donde las sierras de Pedregosa y de Cadí-Moixeró constituyen un obstáculo muy difícil de franquear. Este hecho dificulta el tránsito a los valles vecinos, sólo practicable a través de su ángulo noroccidental, por el collado de la Trapa (1.310 m) hacia el valle del río Cardener y por el collado de Torn (1.850 m) hacia el valle del río Segre, y de su ángulo nororiental por el collado de Merolla (1.060 m) hacia el valle del río Merdàs, ya en la cuenca del río Ter. En cambio, en los sectores meridionales de la zona estudiada (ya dentro de la Depresión Central catalana), el tránsito hacia los otros valles presenta menos dificultades debido a que los relieves son mucho más suaves, a que no debe superarse ningún accidente topográfico importante y a que los valles son mucho más abiertos.

El trazado del río Llobregat está condicionado por el relieve y la naturaleza de los materiales que atraviesa, pudiéndose diferenciar dos tipos de trazados:

- en las **sierras prepirenaicas**, donde el Llobregat corta perpendicularmente los plegamientos que cruza y origina una serie de desfiladeros en las alineaciones de calizas, convirtiéndose en el principal paso natural hacia la cabecera del valle. Los afluentes están más o menos adaptadas a la estructura geológica del terreno.
- a lo largo de la **Depresión Central catalana**, en los bordes septentrionales de la cual yacen capas muy potentes de materiales duros de naturaleza conglomerática, manteniéndose el valle estrecho y encajonado y, en cierta medida, prolongando los desfiladeros prepirenaicos. Más hacia el Sur, al ir disminuyendo la potencia de los conglomerados y al ser los materiales más blandos y menos consolidados, la erosión ensancha fácilmente los valles y las formas se vuelven más suaves y llanas.

III.2.3.- LOS RECURSOS LITICOS

III.2.3.1.- Las rocas silíceas

A pesar de que las formaciones litológicas en las que se han producido los procesos de silicificación que aquí se describen ocupen áreas bastante extensas, las rocas silíceas que en ellas se documentan constituyen un recurso más bien escaso y de poca calidad. Las condiciones genéticas y tectónicas que las originaron y modificaron han propiciado que se den una serie de condiciones (morfología y tamaño de los bloques, planos de debilidad interna, impurezas, etc.) que convierten estas rocas en materias primas no muy aptas para la fabricación de instrumentos líticos.

Estas rocas han sido agrupadas en cuatro conjuntos, individualizables a partir del tipo de afloramiento en el que aparecen, la formación y secuencia con la que se pueden relacionar y la cronología que se les atribuye. La descripción de las mismas se realiza a partir tres niveles de análisis: macroscópico, microscópico y de difracción de rayos X. Como hemos dicho en el apartado referente a metodología de análisis (II.1), no somos partidarios de realizar una caracterización de las muestras a partir de un análisis macroscópico, si bien éste puede ser un buen complemento del análisis microscópico. Por este motivo, sólo hemos explotado aquellos rasgos macroscópicos que hemos considerado más significativos. Las características más importantes, tanto a nivel macro como microscópico, de cada una de estas rocas silíceas se resumen en forma de tablas al final de este apartado (Tablas 6 y 7).

Por otra parte, los resultados obtenidos mediante la difracción de rayos X se presentan de manera conjunta, ya que las diferencias cualitativas obtenidas para los grupos de rocas silíceas eran muy poco significativas y hemos optado por una explotación cuantitativa conjunta de estos resultados.

Las rocas silíceas del Cretácico superior

Estas rocas aparecen dentro de unas calizas bioclásticas que forman parte de la fm de Bona. Esta, es una de las formaciones que constituyen las series de plataforma del Senoniense superior que reflejan la extensión máxima de los mares cretácicos a ambos lados del surco del *flysch* de los Pirineos. Estas series de plataforma afloran, entre otras unidades, en el manto inferior de la unidad del manto del Pedraforca y se instalaron durante las transgresiones del Santoniense superior-Campaniense, y la que nos ocupa durante el Maastrichtiense, sobre un amplio territorio que llegó a desbordar los límites del dominio marino de los ciclos anteriores (Santanach *et al.*, 1986).

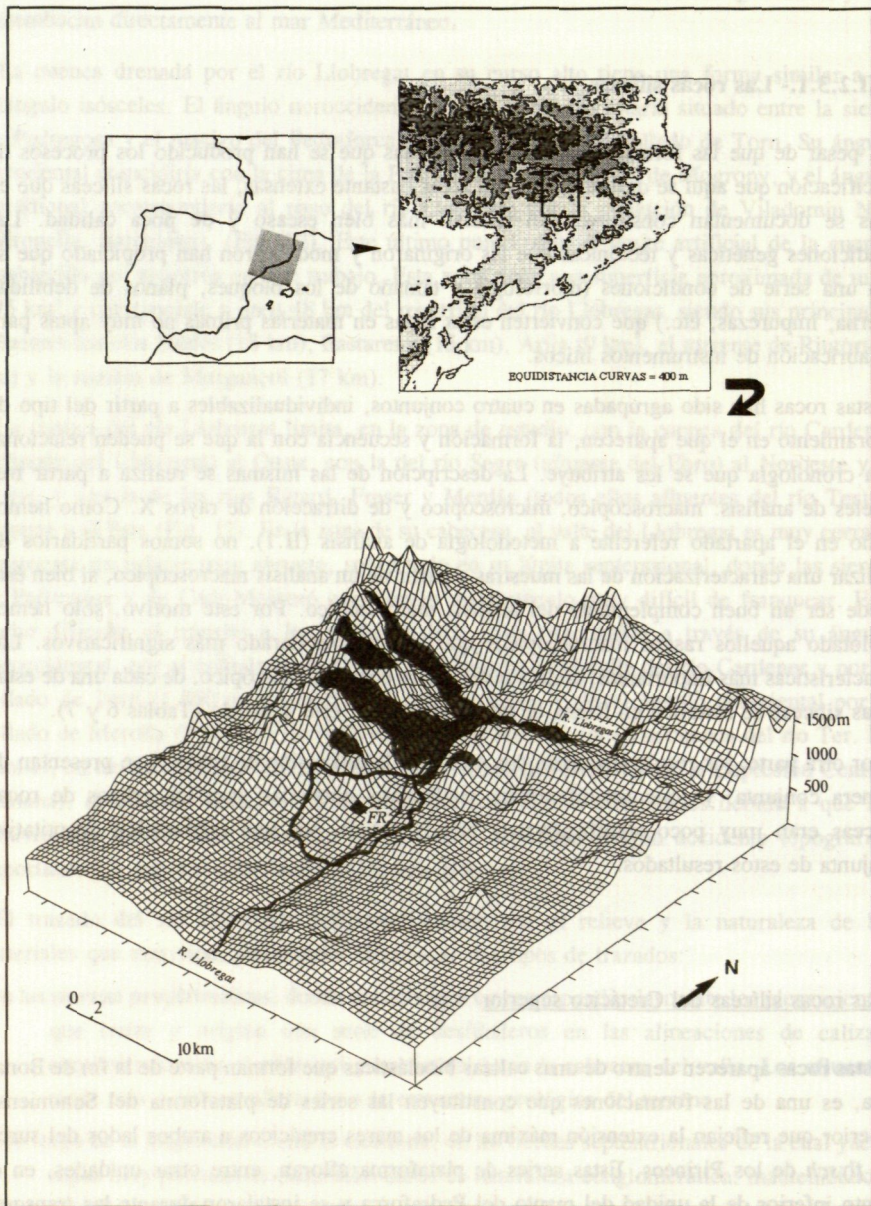


Figura 13: Distribución geográfica de las calizas bioclásticas con nódulos silicificados del Cretácico superior (el límite grueso marca el espacio recorrido en una hora de camino desde la Font del Ros)

Esta serie se asienta sobre un Jurásico erosionado sin que esté representado el Cretácico inferior y está formada en la base por los materiales de edad santoniense superior-campaniense de la fm Perlés. Estos materiales están cubiertos por una sucesión de calizas y margocalizas bioclásticas estratificadas pertenecientes a la fm Bona, con bancos de hippurites, y donde aparecen nódulos silicificados. La edad de estos materiales es campaniense terminal-maastrichtiense y su deposición corresponde al momento en que la plataforma alcanzó su máxima extensión (Mey *et al.*, 1968).

Estas calizas bioclásticas tienen una distribución muy extensa, aflorando en la parte septentrional de la cuenca drenada por el río Llobregat y en las sierras de Ensija y de los Rasos de Peguera (Fig. 13). Gran parte de los desfiladeros que cruza el río Llobregat en el área de estudio están abiertos en estos materiales.

Las rocas silíceas aparecen en forma de nódulos, sin ninguna morfología generalizada, de pequeño tamaño (no suelen sobrepasar los 10-12 cm de longitud). Aunque se encuentren en toda la formación, estos nódulos suelen aparecer en pequeñas agrupaciones o bandas de varios elementos.

A nivel **macroscópico** no se pueden asociar estas rocas a ninguna coloración concreta ya que, a pesar de que dominen los tonos rojizos y marrones anaranjados, es posible encontrar nódulos de una gran variedad de colores. La corteza de estos nódulos es muy arenosa y es difícil separarla del contenido interior del nódulo silicificado, de tal manera que muchos de los nódulos pueden conservar una envoltura de caliza arenosa que puede llegar a tener varios centímetros de grosor. El límite entre el córtex y el propio nódulo silicificado no es claro, existiendo la mayor parte de las veces una zona intermedia de transición.

Estos nódulos están muy diaclasados y frente a la aplicación de una fuerza responden fragmentándose siguiendo los planos de debilidad interna de la roca, lo que provoca la obtención de fragmentos de formas irregulares los bordes de los cuales tienen ángulos abiertos, próximos a los 90°.

El registro macropaleontológico de estas calizas es bastante importante, documentándose niveles con rudistas (tanto hippuríticos como radiolíticos), así como braquiópodos y corales entre otros tipos de organismos fosilizados. El estado de estos fósiles es muy variable según las condiciones de deposición de los barros calizos. En las muestras que hemos recogido durante las prospecciones están muy fragmentados. Cabe destacar, en los restos de rocas silíceas recuperados en el yacimiento de la Font del Ros y que creemos provienen de esta formación, la presencia de un ejemplar entero de un tipo de rinconélido.

A nivel **microscópico** se han analizado 9 muestras que corresponden a rocas que se han formado a partir de la silicificación de un depósito calizo, de tipo limolítico, con muchos componentes terrígenos. Los restos de carbonato cálcico correspondientes a la matriz inicial

de la roca son muy abundantes, si bien se manifiestan en forma de relictos, sin que se hayan litificado estructuras sedimentarias primarias de la roca caja.

El mineral dominante es el cuarzo alfa, en sus texturas granulares cripto y microcristalinas, que aparecen mezcladas formando una masa muy homogénea. También se documentan granos macrocristalinos de cuarzo (Foto. 1, Anexo IV), que se presentan de forma aislada y en porcentajes variables, desde un 3 hasta un 20-25 %. Estos cristales pueden llegar a alcanzar las 200-300 μ de longitud y no corresponden a una neoformación, sino que se incorporaron a los sedimentos iniciales en una fase previa a la silicificación, a modo de elementos detríticos. Junto con estos cristales aislados de cuarzo suelen aparecer óxidos de hierro y micas (principalmente moscovita).

Las formas fibrosas del cuarzo están ausentes, y tampoco se ha observado la presencia de rasgos secundarios.

El registro micropaleontológico de estas rocas es bastante rico, si bien las condiciones de deposición de los barros calizos de la roca caja no fueron las más propicias para una idónea conservación del mismo. Este hecho dificulta, y en muchos casos imposibilita, la identificación de estos organismos. De todos modos, se ha podido constatar la presencia de algunos braquiópodos, ostrácodos y varios tipos de foraminíferos (principalmente del género de los miliólidos), (Foto. 2, Anexo IV).

Las rocas silíceas del Eoceno inferior (Cuisiense inferior)

Estas rocas aparecen en el interior de calizas que forman parte de la secuencia de Coronas que comprende la fm Coronas. Esta se depositó durante una etapa de regresión marina y se organiza en secuencias de progradación, dentro de la unidad del manto del Cadí. En esta unidad, la progradación está representada por una secuencia vertical granodecreciente que incluye margas en la base que verticalmente pasan a areniscas litorales y éstas, a areniscas y arcillas rojas de origen fluvial. Este conjunto está recubierto por un miembro carbonático de ambiente restringido, en el que aparecen nódulos silicificados. Estas calizas están caracterizadas por su laminación milimétrica, por la presencia de algas y por un elevado contenido orgánico que les confiere un olor fétido. Su edad es ilerdiense-cuisiense (Gich, 1972) o bien cuisense (Guimerà *et al.*, 1992).

Esta secuencia de facies propias de aguas someras en medios fluviales y de transición marina-continental está cubierta por una secuencia margosa de profundización, que ya pertenece a la fm de Armàncies (Guimerà *et al.*, 1992).

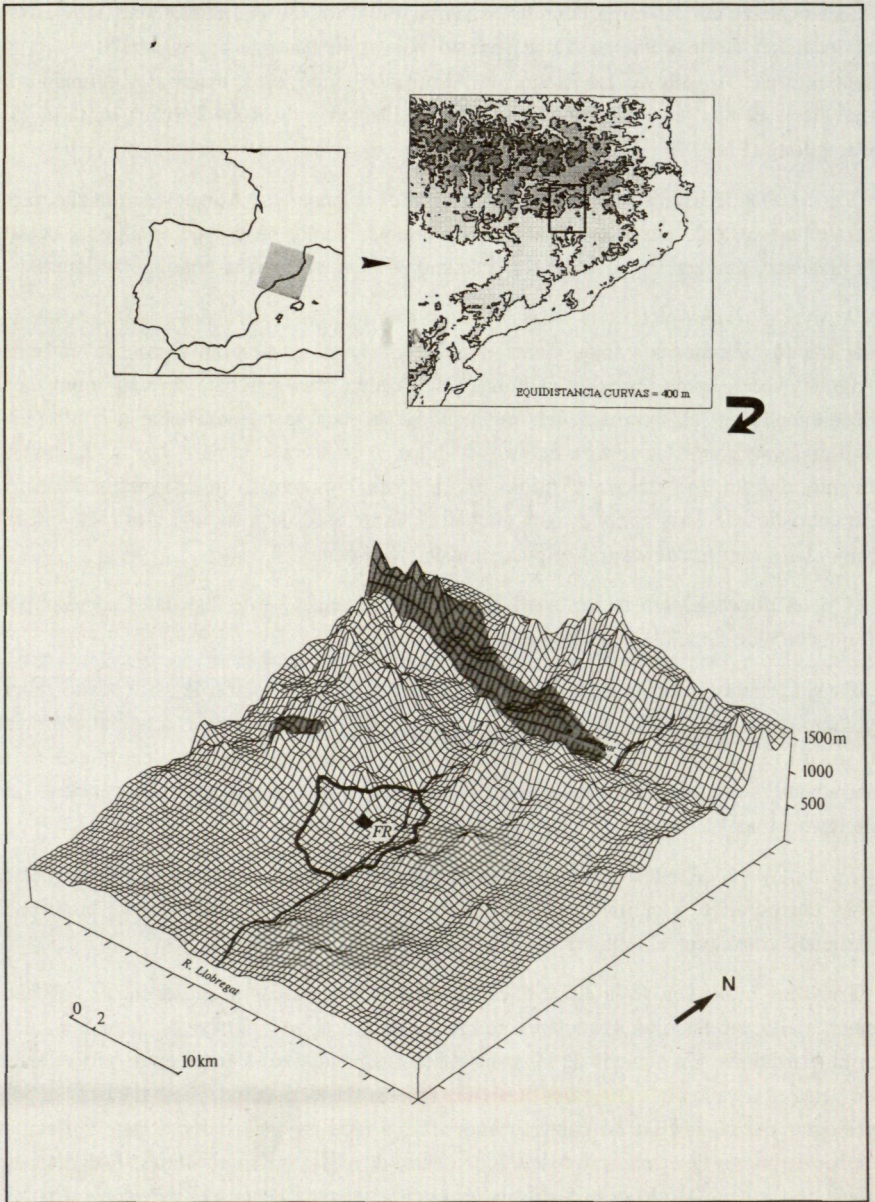


Figura 14: Distribución geográfica de las calizas laminadas con nódulos y vetas de rocas silíceas del Cuisiense inferior (el límite grueso marca el espacio recorrido en una hora de camino desde la Font del Ros)

Estas calizas afloran en la base de las sierras del Cadí, de Pedregosa y de Moixeró hasta la localidad de la Pobla de Lillet, por lo que están bastante representadas en la parte septentrional del valle del río Llobregat. Al mismo tiempo, estos materiales también afloran más hacia el Sur, en la base de la sierra dels Lladres y de Roca Terçana hasta el Pla de Campllong (Fig. 14).

Las rocas silíceas aparecen en forma de nódulos aplanados y ovalados de tamaño variable (entre unos 10 y 25 cm de longitud), si bien también hemos observado en algunas ocasiones la presencia de vetas de poco grosor (máximo 3-4 cm) sin mucha continuidad lateral.

A nivel **macroscópico** estas rocas presentan coloraciones marronosas, más oscuras donde hay menos impurezas y más claras donde todavía se encuentran restos de carbonatos. Algunas veces, estos restos de carbonatos se pueden presentar bajo formas laminadas que dependiendo de las secciones del fragmento de la roca se pueden llegar a confundir con anillos Liesegang. La corteza de estos nódulos, o en su caso la base y techo de las vetas, es muy delgada (no alcanza el milímetro de grosor) y presenta muchas rugosidades. Otra característica de estas rocas es que, aunque el límite entre la roca caja y la roca silícea sea muy claro, con frecuencia no se pueden aislar fácilmente.

A nivel **microscópico** se han analizado 11 preparaciones, 8 de las cuales corresponden a fragmentos de nódulos y 3 a fragmentos de vetas.

Estas muestras corresponden a rocas formadas por la silicificación de un depósito calizo tal y como lo demuestran los restos de carbonato cálcico correspondientes a la matriz inicial de la roca. En general, la presencia de carbonatos remanentes de la roca inicial es muy abundante, si bien también puede ser muy variable entre distintas muestras e incluso dentro de las mismas.

En la mayoría de muestras se observan rasgos concernientes a la estructura de la roca caja. Esta corresponde a calizas muy edafizadas y perturbadas con signos de bioturbación, pudiendo considerar el ambiente de silicificación como superficial.

Entre los minerales de la sílice documentados cabe destacar la presencia mayoritaria de cuarzo alfa en texturas granulares formando mosaicos de granos de tamaños micro y criptocristalinos. En algunas de las muestras correspondientes a fragmentos procedentes de las vetas el tamaño de los cristales puede llegar a ser mesocristalino. Estas texturas se pueden presentar mezcladas, en estructuras bandeadas, o bien en disposición algar, con acumulaciones de granos de cuarzo criptocristalino dentro de masas microcristalinas. Esta disposición algar de los cristales de cuarzo alfa indica el carácter continental del depósito calizo donde se produjo la silicificación.

Las texturas fibrosas del cuarzo, de las que sólo se ha observado la presencia de calcedonita, se localizan ocupando vacíos ya existentes en la roca, grietas, o bien

reemplazando restos vegetales fosilizados (caráceas) juntamente con granos de cuarzo de tamaño meso y macrocristalino. Estos rasgos son indicativos de una cristalización más lenta, en condiciones más estables, realizada durante los procesos de cementación de los agujeros y recristalización del cuarzo en un momento más tardío de la diagénesis de la roca. En todas las muestras correspondientes a fragmentos procedentes de las vetas se ha documentado la presencia de calcedonita cebraica (Foto. 3, Anexo IV).

El carácter isotrópico de algunas muestras parece indicar la posibilidad de que se hayan conservado restos de las fases opalinas de la sílice, pero éstas no se han documentado ni en el análisis de las secciones delgadas ni en el análisis de difracción de rayos X.

Los rasgos secundarios son muy escasos. Sólo en alguna muestra, y de modo muy aislado, se ha observado la presencia de grietas rellenas de cuarzo secundario.

Se documentan diversos restos micropaleontológicos fosilizados, siendo bastante abundantes los ejemplares de caráceas. Estas carofíceas aparecen aisladas o en pequeñas agrupaciones y, dentro de las muestras, se encuentran representadas tanto como por sus oogonios u órganos de reproducción sexual (Foto. 4, Anexo IV) como por sus tallos. Generalmente, el diámetro de estos oogonios mide cerca de 400 μ , y sus bordes permanecen totalmente carbonatados mientras su interior ha sido rellenado por calcedonita y/o granos de cuarzo de tamaño meso y macrocristalino. En estas muestras también se han documentado otros organismos fosilizados como caparzones de ostrácodos y un gasterópodo.

Las rocas silíceas del Eoceno inferior (Cuisiense superior)

Estas rocas aparecen dentro de rocas calizas que, junto con areniscas, se suceden en el interior de una serie margosa. Estos sedimentos calcáreos forman parte de la fm Armàncies, y con la fm Peña, constituyen la secuencia de Armàncies dentro de la unidad del manto del Cadí (Gich, 1972). Los materiales de la secuencia de Armàncies se depositan sobre los de la secuencia de Coronas y corresponden a una sedimentación marina profunda representada por una secuencia margosa (fm Armàncies) y por plataformas carbonáticas (fm Peña). En esta serie se forman pendientes tal y como lo indica la presencia de *slumps* y de brechas de talud. Estas brechas de origen gravitacional forman cuerpos de extensión kilométrica intercalados dentro de la serie margosa que incluyen elementos de las secuencias inferiores englobados en una matriz con foraminíferos cuisienenses. Este conjunto, correspondiente a la fm Armàncies se relaciona lateralmente con calizas de plataforma (fm Peña). La edad de estas formaciones es cuisienense superior (Guimerà *et al.*, 1992).

Esta secuencia está cubierta por la acumulación de grandes prismas detríticos progradantes, aluviales y deltaicos, que se forman durante el Luteciense y que se sitúan preferentemente

en las partes de la cuenca que fueron previamente profundizadas durante el Cuisiense (Guimerà *et al.*, 1992).

Los materiales de la fm Armàncies tienen una distribución similar a los de la fm Coronas cubriendo a estos últimos si bien, debido a los plegamientos, en algunos lugares aparecen en posición invertida como en la zona de la sierra dels Lladres y del Pla de Campllong (Fig. 15).

Las rocas silíceas aparecen en forma de nódulos subsféricos de tamaño pequeño y medio (entre unos 5 y 15 cm de longitud) dentro de capas de calizas que se suceden en el interior de las series margosas anteriormente citadas.

A nivel **macroscópico** estas rocas presentan coloraciones grises, con tonos azulados muy oscuros. Los nódulos silicificados normalmente se mantienen dentro de la roca caja si bien en los lugares en los que los procesos de meteorización han sido más fuertes estos nódulos pueden aparecer desprendidos de su roca caja. La corteza de estos nódulos es carbonatada y mientras su límite con la roca caja es claro, éste se va diluyendo hacia el interior del nódulo, pudiendo llegar hasta casi 1 cm de espesor. No es raro observar ejemplares de foraminíferos fosilizados, preferentemente en el córtex de los nódulos.

A nivel **microscópico** se han analizado 10 preparaciones que corresponden a nódulos formados por silicificación dentro de un depósito calcáreo. A pesar de que en todas las muestras se ha observado la presencia de restos de carbonato cálcico correspondiente a la matriz inicial de la roca, éste sólo aparece en forma de relictos sin que se hayan litificado estructuras sedimentarias primarias.

Entre los minerales de la sílice documentados, el cuarzo alfa es el más abundante. Este se presenta en cristales observables individualmente, formando mosaicos de texturas micro y criptocristalinas, si bien en algunas ocasiones pueden llegar a ser mesocristalinas. Estas texturas aparecen mezcladas sin ningún tipo de ordenación.

Estas texturas del cuarzo alfa constituyen el interior de los nódulos silíceos que, a la vez, están envueltos por carbonatos (Foto. 5, Anexo IV) que constituyen el córtex de estos nódulos. En algunas ocasiones, y como consecuencia de la difusión iónica, la corteza vuelve a estar rodeada por granos de cuarzo alfa de texturas similares a las documentadas en el interior del nódulo. De todos modos, en ninguna de las muestras se ha detectado la presencia de anillos Liesegang.

Las texturas fibrosas del cuarzo, entre las que únicamente se documenta la calcedonita, se encuentran en el interior de organismos fosilizados, incluso de aquellos que se encuentran en la zona carbonatada de la corteza del nódulo lo que indica un reemplazamiento primerizo de estos organismos producido en una primera etapa de silicificación dentro de la diagénesis de estas rocas. Los rasgos secundarios son inexistentes.

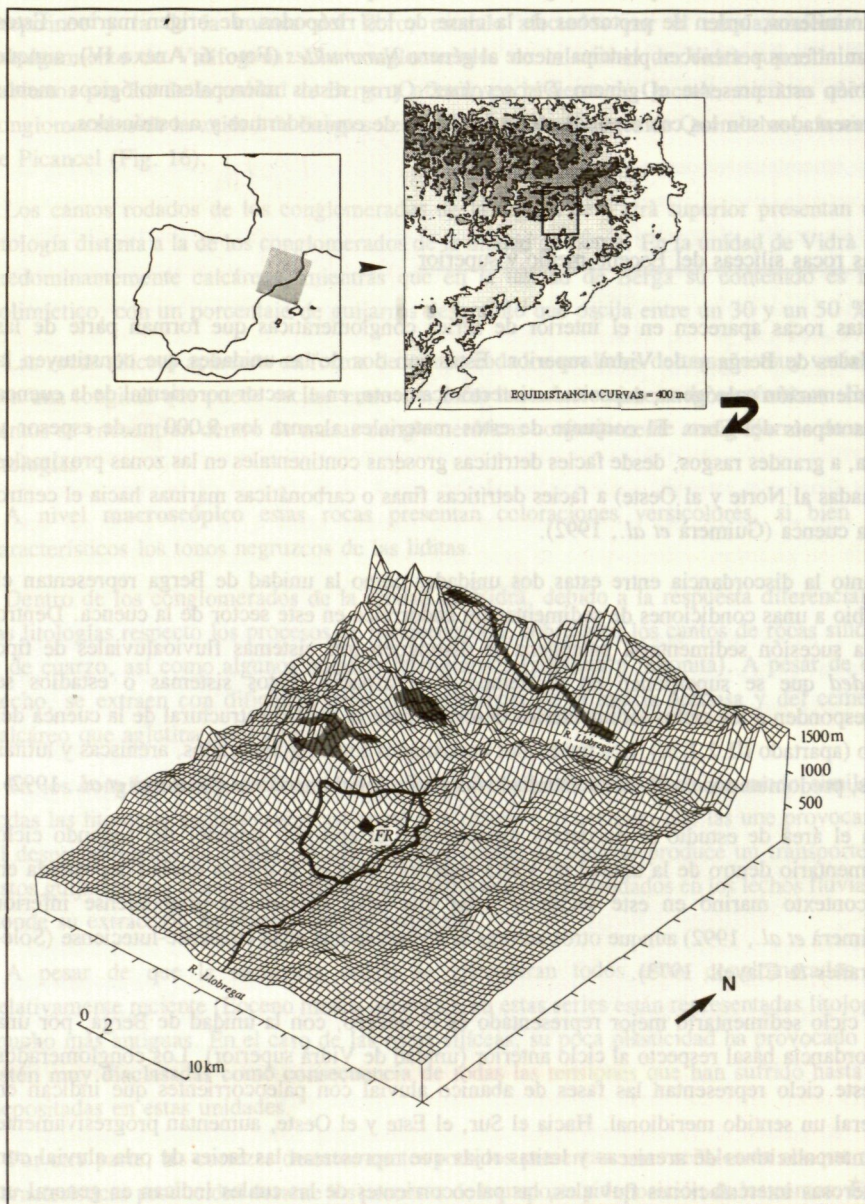


Figura 15: Distribución geográfica de las series calcáreas con nódulos silicificados del Cuisiense superior (el límite grueso marca el espacio recorrido en una hora de camino desde la Font del Ros)

Entre los restos micropaleontológicos fosilizados que se han documentado destacan los foraminíferos, orden de protozoos de la clase de los rizópodos, de origen marino. Estos foraminíferos pertenecen principalmente al género *Nummulites* (Foto. 6, Anexo IV), aunque también está presente el género *Discocyclina*. Otros restos micropaleontológicos menos representados son los correspondientes a espículas de equinodermos y a ostrácodos.

Las rocas silíceas del Eoceno medio y superior

Estas rocas aparecen en el interior de series conglomeráticas que forman parte de las unidades de Berga y de Vidrà superior. Estas son dos de las unidades que constituyen la sedimentación paleógena, depositada sintectónicamente, en el sector nororiental de la cuenca del antepaís del Ebro. El conjunto de estos materiales alcanza los 5.000 m de espesor y varía, a grandes rasgos, desde facies detríticas groseras continentales en las zonas proximales (situadas al Norte y al Oeste) a facies detríticas finas o carbonáticas marinas hacia el centro de la cuenca (Guimerà *et al.*, 1992).

Tanto la discordancia entre estas dos unidades como la unidad de Berga representan el cambio a unas condiciones de sedimentación endorreica en este sector de la cuenca. Dentro de la sucesión sedimentaria paleógena se distinguen tres sistemas fluvioaluviales de tipo *braided* que se superponen en el tiempo y el espacio. Estos sistemas o estadios se corresponden a los ciclos sedimentarios descritos para la unidad estructural de la cuenca del Ebro (apartado III.2.1.3.). Los materiales depositados son conglomerados, areniscas y lutitas rojas, predominando en el sector estudiado las series conglomeráticas (Guimerà *et al.*, 1992).

En el área de estudio se encuentra representado el episodio superior del segundo ciclo sedimentario dentro de la unidad de Vidrà superior. Esta es la última unidad depositada en un contexto marino en este sector y tiene una edad bartoniense-priaboniense inferior (Guimerà *et al.*, 1992) aunque otros autores le atribuyen una edad cuiense-luteciense (Solé-Sugrañes & Clavell, 1973).

El ciclo sedimentario mejor representado es el tercero, con la unidad de Berga, por una discordancia basal respecto al ciclo anterior (unidad de Vidrà superior). Los conglomerados de este ciclo representan las fases de abanico aluvial con paleocorrientes que indican en general un sentido meridional. Hacia el Sur, el Este y el Oeste, aumentan progresivamente las intercalaciones de areniscas y lutitas rojas que representan las facies de orla aluvial con numerosas intercalaciones fluviales, las paleocorrientes de las cuales indican en general un sentido occidental. Su edad es atribuible al Eoceno superior-Oligoceno inferior (Guimerà *et al.*, 1992) aunque otros autores (Solé-Sugrañes & Clavell, 1973) le otorgan una edad un poco más antigua, entre el Biarrritziense y el Priaboniense.

Todos estos materiales afloran en la zona de contacto entre las unidades estructurales del Prepirineo y la de la cuenca del Ebro, estando afectados por el emplazamiento del cabalgamiento de Vallfogona. Los conglomerados de la unidad de Vidrà superior están cubiertos por los de la unidad de Berga y afloran en la sierra de Queralt, mientras que los conglomerados de la unidad de Berga se encuentran desde la sierra de Queralt hasta la sierra de Picancel (Fig. 16).

Los cantos rodados de los conglomerados de la unidad de Vidrà superior presentan una litología distinta a la de los conglomerados de la unidad de Berga. En la unidad de Vidrà son predominantemente calcáreos, mientras que en la unidad de Berga su contenido es más polimíctico, con un porcentaje de guijarros de granito que oscila entre un 30 y un 50 %.

Las rocas silíceas aparecen en forma de cantos rodados ovalados de tamaño muy variable, con una longitud que puede oscilar entre 1 o 2 cm hasta una veintena de centímetros. Estos cantos se encuentran dentro de masas conglomeráticas conjuntamente con guijarros de otras litologías.

A nivel **macroscópico** estas rocas presentan coloraciones versicolores, si bien son característicos los tonos negruzcos de las liditas.

Dentro de los conglomerados de la unidad de Vidrà, debido a la respuesta diferencial de las litologías respecto los procesos de meteorización, sobresalen los cantos de rocas silíceas y de cuarzo, así como algunos nódulos ferruginosos (goethita y limonita). A pesar de este hecho, se extraen con dificultad dada la consistencia de la matriz arenosa y del cemento calcáreo que aglutina estos cantos.

En los conglomerados de la unidad de Berga la meteorización afecta de modo similar a todas las litologías representadas así como a la matriz y al cemento que las une provocando el desprendimiento de cantos. Donde circulan cursos de agua se produce un transporte de estos guijarros que acaban acumulándose en depósitos no consolidados en los lechos fluviales, donde su extracción no plantea ningún problema.

A pesar de que la secuencia donde se encuentran todos estos conglomerados sea relativamente reciente (Eoceno medio-superior), en estas series están representadas litologías mucho más antiguas. En el caso de las rocas silíceas, su poca plasticidad ha provocado que estén muy diaclasadas como consecuencia de todas las tensiones que han sufrido hasta ser depositadas en estas unidades.

Por otra parte, las cortezas de estos cantos rodados presentan unas señales de choque muy características producidas durante los procesos de transporte y deposición de los cantos. Entre las depresiones de la microtopografía del córtex de estos guijarros no es difícil encontrar restos de la matriz y del cemento de los conglomerados.

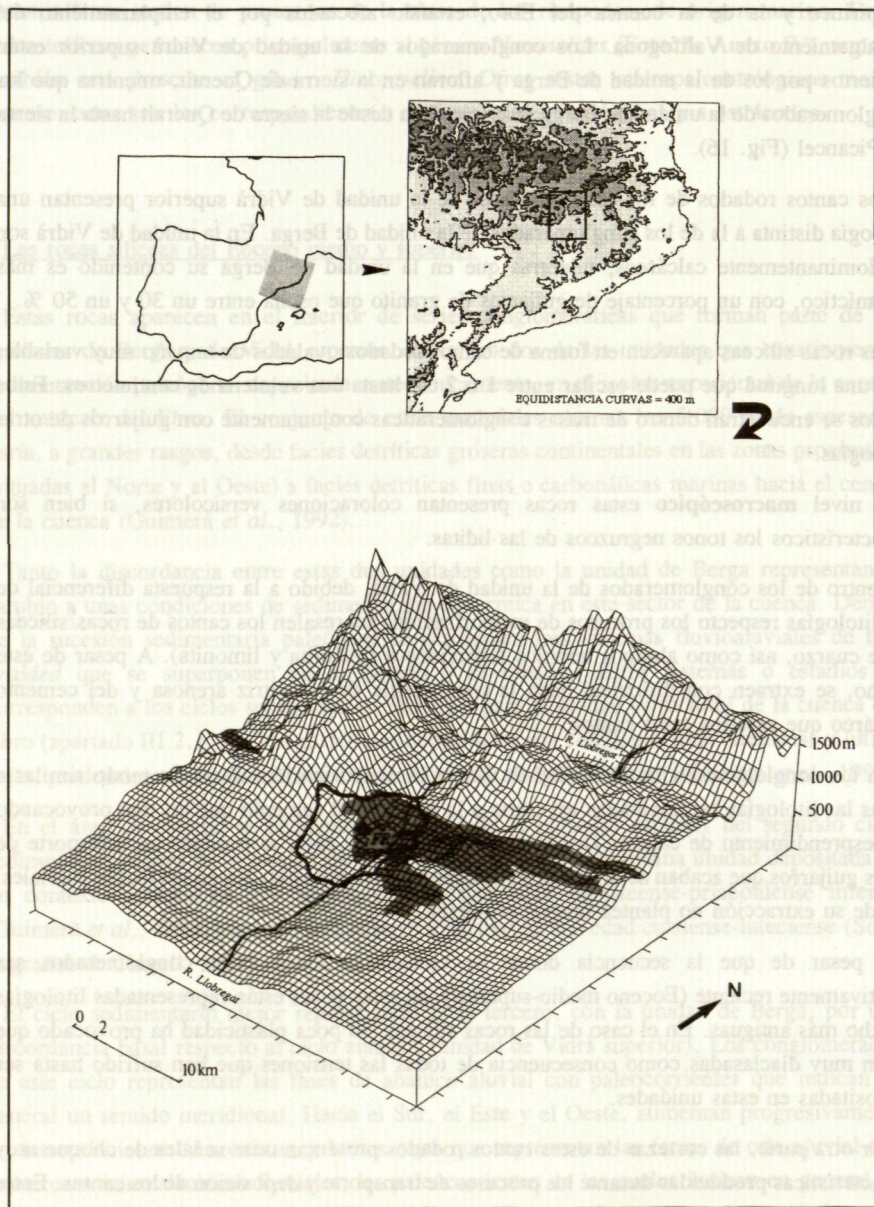


Fig. 16: Distribución geográfica de las formaciones de conglomerados del Eoceno medio-superior (U. de Vidrà sup. y de Berga) (el límite grueso marca el espacio recorrido en una hora de camino desde la Font del Ros)

A nivel **microscópico** se han analizado un total de 30 preparaciones. El número de muestras analizadas es mayor que para el resto de grupos debido a que, al tratarse de un afloramiento en posición secundaria, la variedad de rocas silíceas es mayor. Dentro de estas muestras se diferencian tres grandes grupos: liditas, rocas silíceas de los conglomerados de la unidad de Vidrà superior y rocas silíceas de los conglomerados de la unidad de Berga.

El primero de estos grupos (6 muestras) se corresponde con lo que habitualmente, en la literatura arqueológica, se ha venido llamando **lidita**. En realidad, este termino está vacío de significado petrológico ya que sólo se utiliza para identificar aquellas rocas silíceas de tonos negruzcos. En nuestro caso, las llamadas liditas corresponden a **radiolaritas**, es decir, rocas silíceas primarias formadas por acumulaciones de radiolarios (Foto. 7, Anexo IV). De este modo, estas rocas son de origen orgánico y están formadas por la acumulación de componentes esqueléticos silíceos. La coloración negruzca que presentan es fruto de la acumulación de materia orgánica.

Los elementos que constituyen el esqueleto de la roca son radiolarios, con un porcentaje que oscila entre el 10 % y el 60 %. Estos radiolarios tienen un diámetro que puede variar entre las 60 y 200 μ , y están rellenos por texturas fibrosas de cuarzo, en este caso calcedonita. Es importante señalar la ausencia tanto de componentes orgánicos no silíceos como de componentes terrígenos en el esqueleto de la roca.

La matriz y el cemento no se distinguen ya que ambos están silicificados y están constituidos por cuarzo alfa dispuesto en cristales individualmente observables, formando mosaicos normalmente de granos de tamaño micro y criptocristalino. Muchas veces estos cristales presentan una disposición en bandas finamente estratificadas.

Estas rocas están muy diaclasadas y presentan un gran número de grietas de distinto tamaño rellenas por cuarzo secundario en forma de cristales de todos los tamaños. En otros casos se observa la presencia de óxidos rellenoando nuevas fisuras o reemplazando a la sílice en las ya existentes.

Posiblemente, el área fuente de estas rocas podría estar relacionada con las secuencias carbonáticas del Carbonífero inferior de la unidad del manto del Cadí. Estas rocas, aunque se documenten tanto en la unidad de Vidrà superior como en la de Berga, son mucho más numerosas en los conglomerados de esta última unidad.

Otro de los grupos (13 muestras) que hemos diferenciado dentro de estas rocas silíceas corresponde a aquellas rocas procedentes de los conglomerados de la unidad de Vidrà superior.

Estas corresponden a rocas que se han formado a partir de la silicificación de un depósito calcáreo con muchos componentes terrígenos. El ambiente de silicificación, así como todos los rasgos referentes tanto a los minerales de la roca caja como a los silíceos son muy

similares a los observados en las muestras correspondientes a las rocas silíceas del Cretácico superior ya descritas anteriormente.

Este hecho no es extraño ya que nos encontramos frente un afloramiento en posición secundaria en el que se pueden documentar un gran número de litologías. No obstante, lo que llama la atención es la homogeneidad de las rocas silíceas que se hallan representadas en estos conglomerados. Estas, son muy similares a las del Cretácico superior, si bien también se pueden encontrar representados algunos guijarros de radiolaritas. Este hecho nos está indicando que estos cantos han sufrido un transporte muy corto y que su área fuente se correspondería con una zona próxima, relacionada con las sucesiones de calizas y margocalizas bioclásticas del Campaniense terminal-Maastrichtiense.

A diferencia de los nódulos silíceos en posición primaria del Cretácico superior, las muestras de los cantos silíceos de la unidad de Vidrà presentan un mayor número de rasgos secundarios, como son la presencia de grietas y fracturas que han sido rellenadas principalmente por calcita aunque también lo han sido, en una menor proporción, por dolomita y cuarzo secundario.

Finalmente, el último grupo de rocas silíceas (11 muestras) es el que está constituido por rocas procedentes de los conglomerados de la unidad de Berga.

Al tratarse de un depósito en posición secundaria es lógico que las rocas que se documentan presenten diferencias. De todos modos, el rasgo más característico de estas rocas es que corresponden a rocas silíceas endógenas, formadas en un ambiente muy ácido, de influencia volcánica.

El mineral dominante es el cuarzo alfa, en sus texturas granulares cripto y microcristalinas, que constituye una masa muy homogénea. Dentro de esta masa se documentan fenocristales de cuarzo de tamaño macrocristalino (pueden llegar a alcanzar un milímetro de lado) con formas regulares y con las aristas muy vivas (Foto. 8, Anexo IV). Estos fenocristales de cuarzo son de reemplazamiento y se encuentran ocupando los espacios regulares correspondientes a antiguos silicatos ya disueltos. En algunos casos, estos espacios regulares permanecen vacíos y se observa como éstos se van cementando con el crecimiento de texturas fibrosas y de granos de cuarzo de tamaño macrocristalino.

También hay otras texturas de cuarzo, concretamente texturas fibrosas, como las que aparecen en la fotografía 9 (Anexo IV), correspondientes a esferulitos de calcedonita de desvitrificación.

Otros minerales que se encuentran representados en estas rocas aunque de modo minoritario (sólo en una muestra) son los feldespatos del grupo del sodio-calcio (plagioclasas). La presencia de este tipo de feldespatos en ambientes ácidos es indicativa de una rápida cristalización.

El registro micropaleontológico de estas muestras es muy escaso, limitándose a la presencia de algunos radiolarios aislados.

Estas rocas están muy diaclasadas y presentan un gran número de grietas de origen tectónico de distinto tamaño, anteriores a la deposición de los conglomerados en los que se encuentran, y frecuentemente rellenas por cuarzo secundario en forma de cristales con texturas micro a macrocristalinas. En algunos casos se observa la presencia de calcita o dolomita relleno de nuevas fisuras o reemplazando a la sílice en las ya existentes (Foto. 10, Anexo IV). En la mayoría de las muestras se documenta la presencia de óxidos de hierro asociados a los carbonatos, sustituyendo a éstos y/o a las texturas del cuarzo secundario que rellenan las fisuras de la roca.

Cabe destacar, en general, la ausencia de minerales opacos en todas las muestras excepto en una, donde aparece un elevado porcentaje (10-20 %) de minerales romboédricos de dolomita, de unas 60 μ de tamaño medio que posteriormente han sido oxidados. La roca caja de esta misma muestra corresponde a una roca carbonatada muy recrystalizada, probablemente una dolomía.

Posiblemente, el área fuente de estas rocas podría estar relacionada con las secuencias piroclásticas del Carbonífero superior-Pérmico de la unidad del manto del Cadí.

		CRETACICO SUPERIOR	CUISIENSE INFERIOR	CUISIENSE SUPERIOR	EOCENO MEDIO-SUPERIOR	
					UNIDAD DE VIDRÀ	UNIDAD DE BERGA
TIPO ROCA SILICEA		silicificación depósito calcáreo	silicificación depósito calcáreo	silicificación depósito calcáreo	primarias y silicificación depósito calcáreo	primarias y piroclásticas
BASES	FORMA	nódulos	nódulos y vetas	nódulos	cantos rodados	cantos rodados
	TAMAÑO	< 10-12 cm	10 a 25 cm	5 a 15 cm	1-2 a 20 cm	1-2 a 20 cm
	COLORES	versicolores	marronosos	grises-azulados	versicolores	versicolores
ROCA CAJA	NATURA	caliza arenosa bioclástica	caliza laminada fétida	caliza con foraminíferos	conglomerados grises calcáreos	conglomerados rojos graníticos
	PRESENCIA	siempre	pocas veces	nunca	a menudo, en microcavidades	a menudo, en microcavidades
CORTEZA	TIPO	ídem roca caja	superficie rugosa	capa carbonatada	superficie piqueteada y diaclasada	superficie piqueteada y diaclasada
	GROSOR	muy variable	< 1 mm	± 5 mm	< 1 mm	< 1 mm

Tabla 6: Resumen de los rasgos macroscópicos más característicos de los tipos de rocas silíceas analizados

	CRETACICO SUPERIOR	CUISIENSE INFERIOR	CUISIENSE SUPERIOR	EOCENO MEDIO-SUPERIOR	
				UNIDAD DE VIDRÀ	UNIDAD DE BERGA
TIPO ROCA SILICEA	silificación depósito calcáreo	silificación depósito calcáreo	silificación depósito calcáreo	primarias y silificación depósito calcáreo	primarias y piroclásticas
FASES OPALINAS	ausentes	ausentes	ausentes	ausentes	ausentes
CUARZO ALFA	GRANULAR FIBROSO	cripto y microcristalino ausente	cripto y microcristalino calcedonita (cebraica)	cripto y microcristalino calcedonita	cripto y microcristalino ausente calcedonita (esferulitos)
OTROS MINERALES	moscovita y clastos de cuarzo	carbonato calcítico	carbonato calcítico	moscovita y clastos de cuarzo	fenocristales de cuarzo
RASGOS SECUNDARIOS	inexistentes	prácticamente inexistentes	inexistentes	grietas rellenas de calcita, dolomita y cuarzo secundario	grietas rellenas de calcita, dolomita, cuarzo secundario y óxidos de hierro
REGISTRO MICRO-PALEONTOLOGICO	braquiópodos, foraminíferos (<i>miliólidos</i>) y ostrácodos	caráceas y ostrácodos	foraminíferos (<i>Nummulites</i> y <i>Discocyclusina</i>), espículas de equinodermo y ostrácodos	radiolarios (en las rocas primarias)	radiolarios (en las rocas primarias)

Tabla 7: Resumen de los rasgos microscópicos más característicos de los tipos de rocas silíceas analizados

El análisis por difracción de rayos X

Se han analizado un total de 25 muestras de rocas silíceas según las condiciones que ya se han especificado en el apartado correspondiente a metodología (II.1.1.2). La tabla 8 muestra la relación de las muestras analizadas, el tipo de rocas silíceas a las que pertenecen, las sustancias cristalinas documentadas en las muestras así como su posición en ángstroms (Å) dentro del diagrama y las intensidades reflejadas en recuentos por segundo.

A pesar del marcado carácter isótropo que se había documentado en algunas muestras (rocas silíceas del Cuisiense inferior) mediante la microscopía de luz transmitida, en ninguna de las muestras analizadas se ha constatado la presencia de las fases opalinas de la sílice. Estas no aparecen representadas ni por sus fases semiamorfas (ópalo A) ni por las cristalinas (ópalo C-T y ópalo C). Este hecho nos puede indicar bien que la silicificación se produjo directamente mediante una precipitación de la sílice en forma de mosaicos cristalinos de cuarzo alfa sin que existiera ninguna fase silícea previa, o bien que el proceso de envejecimiento o maduración en la diagénesis de estas rocas está en una fase muy avanzada.

Respecto a la segunda de estas posibilidades, la edad de algunos de los tipos de rocas estudiadas (a pesar de que los conglomerados de la unidad de Berga tengan una cronología eocena, los cantos silíceos que se encuentran son atribuibles a series paleozoicas del Carbonífero y del Pérmico) podría ser un argumento para defender que el proceso de envejecimiento o maduración ópalo-cuarzo ya habría concluido en estas muestras. De todos modos, en la actualidad ya se ha rechazado la hipótesis original sobre la diagénesis de las rocas silíceas que suponía que, ineludiblemente, las distintas formas de ópalo recrystalizaban y se transformaban en cuarzo alfa, habiéndose demostrado la posibilidad de encontrar precipitaciones de cuarzo alfa no relacionadas con el proceso de envejecimiento o maduración (Lancelot, 1973; Bustillo, 1980).

La edad de la mayoría de las rocas estudiadas (cretácica superior-eocena) permitiría la conservación de algunas de las fases opalinas ya que el proceso de envejecimiento o maduración ópalo-cuarzo no tendría por qué haber concluido en rocas de estas cronologías. El hecho de que estas fases no aparezcan representadas en ninguno de los análisis realizados y que tampoco hayamos documentado el mosaico característico de microcuarzo y calcedonia como producto final del envejecimiento (Tucker, 1981), nos hace pensar que las fases opalinas, si bien es posible que estuviesen presentes, tuvieron una representación muy baja.

Para el análisis cuantitativo se han calculado los porcentajes de las fases cristalinas representadas en las muestras a partir de medidas sobre las intensidades difractadas (Tabla 8) siguiendo el método de F.M. Chung (1974). Para su elaboración se han tomado las intensidades mayores de cada una de las sustancias cristalinas identificadas: 3,34 Å para el cuarzo [SiO₂], 3,03 Å para la calcita [CaCO₃], 2,88 Å para la dolomita [CaMg(CO₃)₂], 2,57 Å para los minerales de la arcilla, 3,25 Å para los feldspatos y 2,69 Å para el hematites

[Fe₂O₃]. Los minerales de la arcilla corresponden a illita mientras que los feldespatos son potásicos, probablemente ortosa o microclina [K(AlSi₃O₈)]. Los porcentajes obtenidos son los que figuran en la tabla 9.

Con la finalidad de agrupar estos datos se ha elaborado un único porcentaje a partir de las sustancias que componen las diferentes muestras para cada uno de los grupos de rocas silíceas establecidos. Este ha sido realizado con la media de la suma de los porcentajes de cada sustancia identificada. Los resultados obtenidos aparecen representados en la figura 17.

El elemento dominante en todos los grupos es el cuarzo, con porcentajes siempre superiores al 85 %. La calcita y la dolomita están presentes en casi todos los grupos de rocas pero tienen una doble interpretación. Como hemos visto con el análisis de microscopía de luz transmitida, en aquellas muestras del Cretácico superior y del Eoceno inferior (Cuisiense inferior y superior) la calcita corresponde a restos de carbonato cálcico que se encuentran en la roca silícea como elementos relictos de la roca caja en la que se ha producido la silicificación, mientras que en aquellas muestras del Eoceno medio y superior (unidades de Vidrà y de Berga) la calcita y la dolomita están presentes como minerales deneformación, es decir, rellenando grietas y fracturas de origen tectónico.

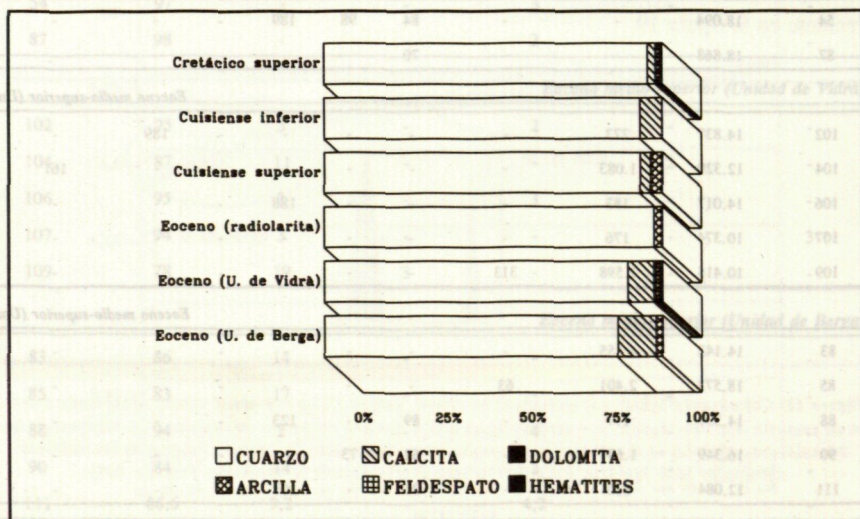


Figura 17: Histograma con las frecuencias relativas de los minerales mayoritarios de las muestras de rocas silíceas analizadas por difracción de rayos X

MUESTRA	CUARZO	CALCITA	DOLOMITA	ARCILLA					FELDESPATO	HEMATITE
	3,34 Å	3,03 Å	2,88 Å	2,6Å	3,5Å	4,5Å	9,9Å	10,7Å	3,25 Å	2,69 Å
<i>Cretácico superior</i>										
122	7.998	-	-	-	-	-	-	-	-	-
124	8.687	-	-	-	-	-	-	-	-	-
133	8.138	294	-	-	-	-	-	-	-	-
145	5.615	296	-	-	-	-	201	-	126	-
148	8.299	112	73	50	-	-	-	-	81	-
<i>Eoceno inferior (Cuisiense inferior)</i>										
51	13.717	307	-	-	-	-	-	-	-	-
53	13.004	958	-	-	-	-	-	-	-	-
64	15.031	336	-	-	-	-	-	-	-	-
82	12.208	758	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eoceno inferior (Cuisiense superior)</i>										
71	14.685	237	-	73	-	-	-	-	-	-
72	11.527	180	103	72	-	-	-	210	-	-
74	13.070	486	-	78	-	-	-	-	-	-
76	14.913	248	-	-	-	-	-	209	-	-
<i>Eoceno medio-superior (radiolaritas)</i>										
54	18.094	-	-	84	98	189	-	-	-	-
87	18.868	-	-	70	-	-	-	-	-	-
<i>Eoceno medio-superior (Unidad de Vidrà)</i>										
102	14.837	273	-	-	-	-	-	189	-	-
104	12.329	1.083	-	-	-	-	-	-	161	-
106	14.017	183	-	-	-	188	-	-	-	-
107	10.374	176	-	-	-	-	-	-	-	42
109	10.415	1.598	313	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eoceno medio-superior (Unidad de Berga)</i>										
83	14.143	1.455	-	-	-	-	-	-	-	-
85	18.573	2.401	63	-	-	-	-	-	-	-
88	14.397	177	-	89	-	123	-	-	-	-
90	16.349	1.687	-	62	73	-	-	-	-	-
111	12.084	830	-	91	-	101	-	-	-	-

Tabla 8: Intensidades reflejadas de las sustancias cristalinas presentes en las muestras de los tipos de rocas silíceas

MUESTRA	CUARZO	CALCITA	DOLOMITA	ARCILLA	FELDESPATO	HEMATITES
<i>Cretácico superior</i>						
122	100	-	-	-	-	-
124	100	-	-	-	-	-
133	95	5	-	-	-	-
145	91	4	-	3	2	-
148	92,5	3	1	2	1,5	-
<i>Eoceno inferior (Cuisiense inferior)</i>						
51	96,5	3,5	-	-	-	-
53	89	11	-	-	-	-
64	97	3	-	-	-	-
82	91	9	-	-	-	-
<i>Eoceno inferior (Cuisiense superior)</i>						
71	95	2	-	3	-	-
72	93	2	1	4	-	-
74	91,6	5,2	-	3,2	-	-
76	94	3	-	3	-	-
<i>Eoceno medio-superior (radiolaritas)</i>						
54	97	-	-	3	-	-
87	98	-	-	2	-	-
<i>Eoceno medio-superior (Unidad de Vidrà)</i>						
102	95	3	-	2	-	-
104	87	11	-	-	2	-
106	95	2	-	3	-	-
107	94	3	-	-	-	3
109	78	19	3	-	-	-
<i>Eoceno medio-superior (Unidad de Berga)</i>						
83	86	14	-	-	-	-
85	83	17	-	-	-	-
88	94	2	-	4	-	-
90	84	14	-	2	-	-
111	86,6	9,2	-	4,2	-	-

Tabla 9: Frecuencias relativas de la composición de las muestras de los distintos tipos de rocas silíceas

La arcilla está presente en pequeñas cantidades en todas las muestras excepto en los nódulos del Cuisiense inferior. Los feldespatos y el hematites están representados en unas cantidades muy bajas (siempre inferiores al 1 %) y únicamente en las muestras del Cretácico superior y de los conglomerados eocenos de la unidad de Vidrà. Como hemos dicho en el apartado referente al estudio microscópico de las muestras, las rocas silíceas de estas dos unidades son muy similares a pesar de que se encuentren en afloramientos de distintas formaciones litológicas.

El grupo de rocas más diferenciado es el de las radiolaritas eocenas, que sólo contienen cuarzo y arcilla. La explicación de este hecho puede estar en las características genésicas de estas rocas ya que no son rocas formadas por la silicificación de un depósito anterior, sino que son rocas silíceas primarias formadas por la acumulación de componentes esqueléticos silíceos. Por esta razón, las impurezas sólo se podrían encontrar en la matriz y en el cemento de esta roca que, como hemos visto en el análisis microscópico, no se distinguen ya que ambos se encuentran silicificados.

Con las muestras analizadas por difracción de rayos X también se ha calculado el FWHM (*full width height maximum* o anchura a media altura del pico de mayor intensidad), (Fig. 18), para ver su grado de cristalinidad. Este índice mide la proporción $\text{mm}/^\circ 2\theta$ y se expresa en milímetros. En este caso, se ha calculado con el pico correspondiente al cuarzo que se sitúa en torno a los $3,34 \text{ \AA}$ para ver si las muestras se podían agrupar en función del tamaño de los cristales de este mineral. Los índices obtenidos han sido ordenados en sentido creciente en la figura 19.

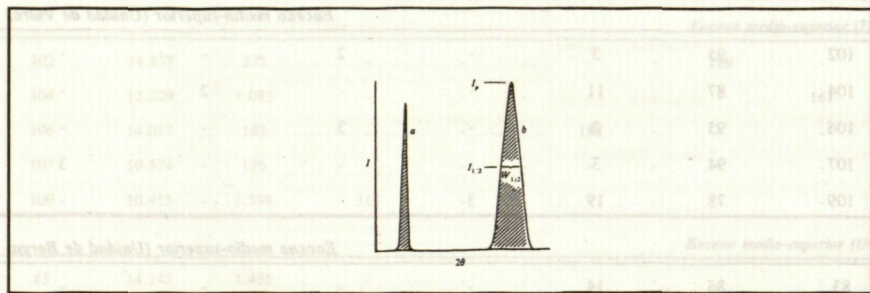


Figura 18: Cálculo del FWHM: a.-) ejemplo de un cristal "perfecto". La intensidad tiende rápidamente a cero en un pequeño intervalo regular. b.-) ejemplo de un cristal con una estructura en mosaico. Los máximos de las intensidades reflejadas se distribuyen en un amplio intervalo angular. La anchura relativa de los máximos difractados suele referirse al valor $W \frac{1}{2}$ medido a la altura $I \frac{1}{2}$ (Bermúdez Polonio, 1981)

Todas las muestras presentan un alto orden de cristalinidad, lo que nos indica el pequeño tamaño de los granos cristalinos ($< 10 \mu$). No se observan diferencias significativas entre los cristales pertenecientes a los distintos grupos de rocas silíceas. El grado de cristalinidad

de las muestras es bastante similar tal y como ya se ha visto con el análisis microscópico, donde sólo las texturas cripto y microcristalinas del cuarzo alfa han sido identificadas en todas las rocas silíceas.

El único grupo que presenta una cierta homogeneidad entre sus componentes es el correspondiente a los conglomerados de la unidad de Berga que, junto con las radiolaritas, se agrupan por tener un índice menor y por tanto, una cristalinidad más elevada (Fig. 19). Este hecho puede ser debido al origen piroclástico de algunas de estas rocas que, al enfriarse rápidamente, cristalizan en texturas próximas a las criptocristalinas. El resto de las muestras no presenta ningún tipo de ordenación, apareciendo mezcladas las muestras de los distintos tipos de rocas silíceas. Únicamente las procedentes de los conglomerados de la unidad de Vidrà tienden a agruparse (Fig. 19), aunque entre ellas se intercalen muestras de otros grupos.

Por lo menos, el cálculo de este índice es útil para aislar muestras con un orden de cristalinidad similar a las muestras de los conglomerados de la unidad de Berga, y también para diferenciar las muestras procedentes de los dos tipos de conglomerados eocenos (unidad de Berga y unidad de Vidrà superior) que aquí se estudian en base a su cristalinidad.

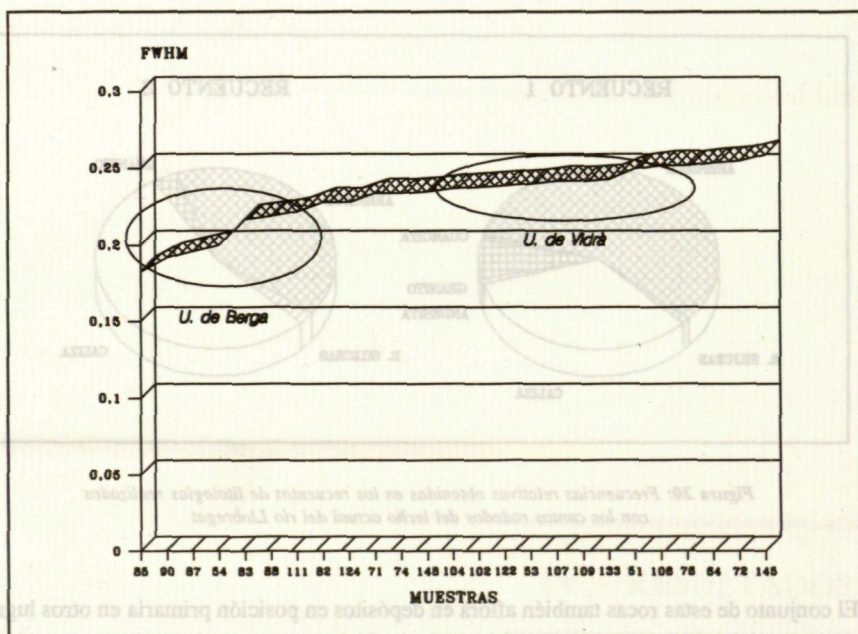
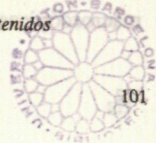


Figura 19: Ordenación de las muestras de rocas silíceas a partir de los valores obtenidos del FWHM en el pico del cuarzo (3,34 Å)



III.2.3.2.- Las rocas de naturaleza no silícea

En el asentamiento de la Font del Ros también fueron explotadas una serie de rocas de naturaleza no silícea, de litologías muy variadas. Entre éstas hay que destacar la presencia del cuarzo y de diferentes tipos de rocas sedimentarias detríticas (areniscas) y carbonatadas (calizas), además de un amplio abanico de otras rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. La representación de estas materias primas en el registro fósil de la Font del Ros se trata con profundidad en el apartado correspondiente a la identificación de las materias primas y de sus zonas de aprovisionamiento (IV.1). Como se verá en este apartado, las morfologías de las bases naturales de estas rocas corresponden a cantos rodados, por lo que su área fuente debe ubicarse en un depósito en posición secundaria. A partir de los resultados obtenidos con las prospecciones sobre el terreno y con el posterior análisis de las muestras recogidas, se confirma que la zona de aprovisionamiento de todos estos recursos fueron los conglomerados de la unidad de Berga (Eoceno medio y superior) (Fig. 16). En estas mismas formaciones los grupos humanos que ocuparon la Font del Ros también se abastecieron de guijarros de rocas silíceas. Los rasgos generales de estos depósitos ya han sido descritos anteriormente, en el apartado correspondiente a las rocas silíceas del Eoceno medio y superior.

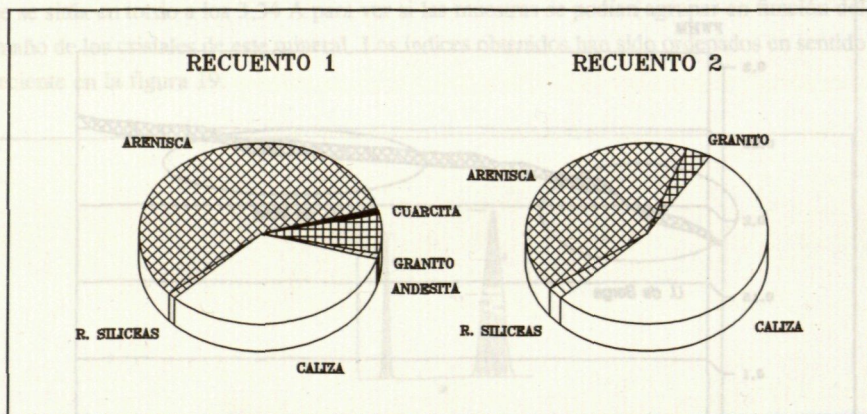


Figura 20: Frecuencias relativas obtenidas en los recuentos de litologías realizados con los cantos rodados del lecho actual del río Llobregat

El conjunto de estas rocas también aflora en depósitos en posición primaria en otros lugares de la cuenca drenada por el curso alto del río Llobregat, pero dadas las características macroscópicas de los fragmentos encontrados en la Font del Ros (a partir de las superficies

corticales de los distintos restos de estas rocas se ve cómo han sido aportadas al asentamiento en forma de cantos rodados, muchos de los cuales todavía conservan restos de la matriz característica de los conglomerados de la unidad de Berga, -Tabla 6-), debe descartarse un aprovisionamiento de estas rocas en las zonas donde afloran en posición primaria.

En esta serie conglomerática se han realizado dos recuentos de las litologías que aparecen representadas (Fig. 20). A partir de los mismos se observa cómo el conjunto es dominado por cantos de distintas rocas sedimentarias (arenisca y caliza) y algunas rocas ígneas (granito). En las prospecciones realizadas sobre el terreno se ha constatado la presencia en estos conglomerados de otros tipos de rocas ígneas y metamórficas, aunque cuantitativamente no aparezcan representadas en los diagramas de la figura 20.

IV.- RESULTADOS
