

Caracterización de los lignitos garumnienses del Pirineo Central catalán

M. GARCÍA-VALLÉS *, J. GONZÁLEZ-PRADO **
y M. VENDRELL SAZ *

* *Dept. Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals.
Universitat de Barcelona.
c/ Martí i Franqués, s/n. 08028 Barcelona*

** *Instituto Nacional del Carbón, C.S.I.C. Oviedo.
La Corredoria, s/n. 33080 Oviedo*

ABSTRACT

The organic matter of the Tremp Formation, a Garumnian sequence placed in Berga, Tremp and Ager (Central Pyrenees), has a humic composition derived from terrestrial plants being characterized five resinite groups. The mineral phases determined being, mainly carbonates, appear intimately associated with macerals, as cell lumens or infilling cell walls replacing and, interbedded with the organic matter. Their nature and the period of sedimentation are related with the depositional environment. Maturity and source rock potential of organic rich beds in the Garumnian sequences are investigated using reflected light microscopy. The results are compared with other rank parameters (rock-*eval*, calorific value and diagenetic mineral matter). The vitrinite reflectance (R_o , 0.35-0.45) and the rock-*eval* T_{max} (430°) are low and homogeneous in the studied areas. This values indicate that the rank of the samples fit to an immature digenetic state bordering maturity, close to the oil window. The parameters, namely calorific value bigger than 24 MJ/Kg wet sample without ashes and vitrinite reflectance lower than 0.50%, indicate the subbituminous coal rank for the Garumnian coals. A good digenetic correlation between the mineral matter diagenesis and the organic matter maturity is found. The relationships determined between inorganic and organic phases in the Garumnian subbituminous coal indicate a low-grade transformation, consequence of a low lithostatic pressure. The petrographic studies carried out indicate that the coal-forming peat was

stored in a predominantly forest-moor swamp environment. The liptinite assemblage suggests a subtropical and damp climate during coal deposition. The amount of organic matter decreases within the sedimentary sequence to the uppermost deposits analyzed. Paleoenvironments were similar in the Berga, Tremp and Ager areas. It is also possible that the three areas originally were part of the same basin placed norther.

Key-Words: Maceral, inorganic matter, sub-bituminous, coal, transformation.

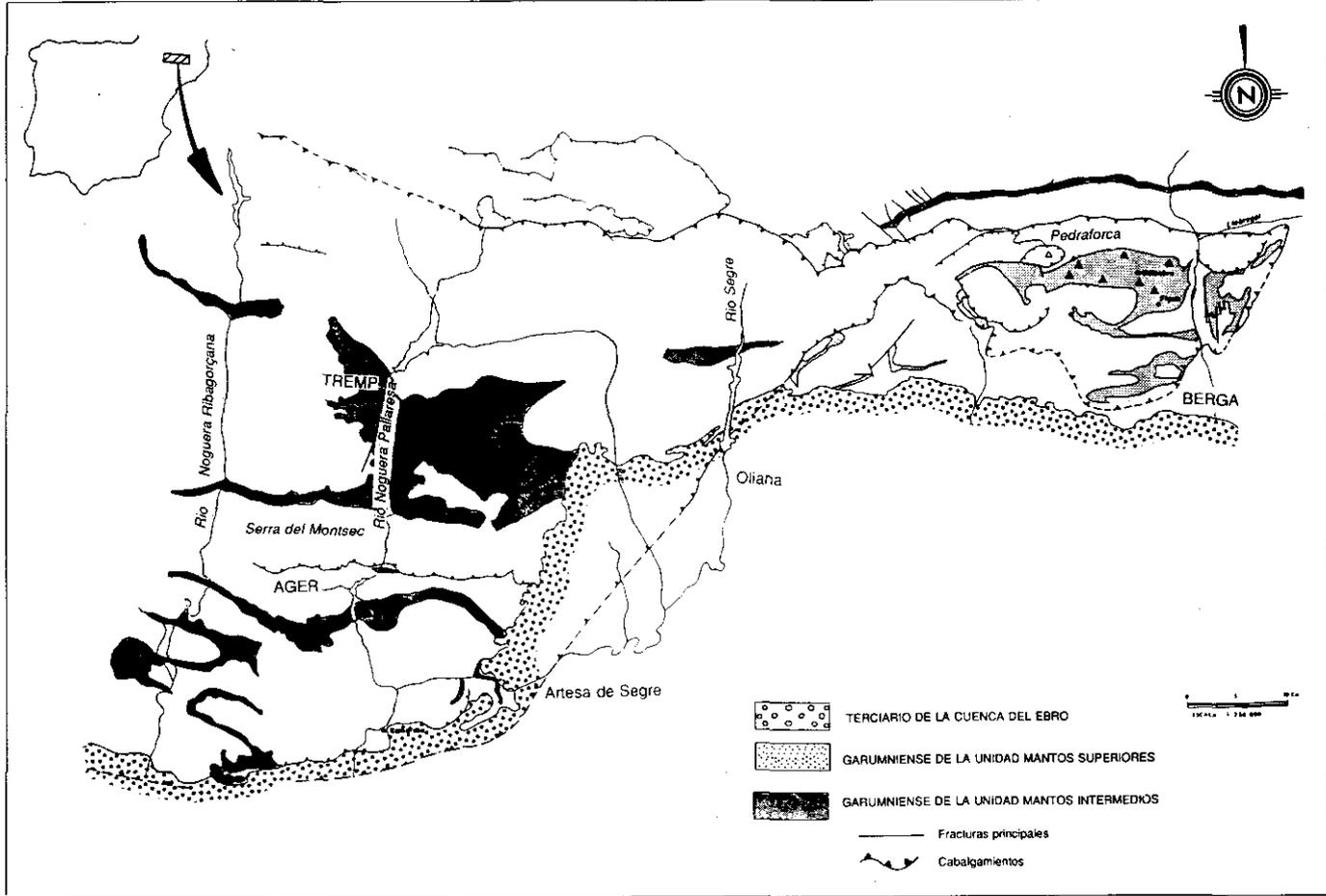
RESUMEN

La Formación Tremp en los sectores de Berga, Tremp y Ager (Pirineo) presenta materia orgánica de tipo húmico, procedente de plantas terrestres y con una amplia variabilidad de resinita. Asociada a ella —rellenando cavidades celulares, reemplazando o alternando en bandas— se encuentra la fracción mineral, siendo mayoritariamente carbonática. El dominio de una fracción u otra está directamente relacionada con el momento de sedimentación y el ambiente deposicional. Los parámetros de reflectancia de la vitrinita (R_o 0.35-0.45) y la temperatura máxima (430 °C) son bajos y homogéneos en las distintas áreas. Estos valores indican un bajo rango evolutivo de las muestras, las cuales se sitúan en un estadio diagenético inmaduro cercano al límite de madurez. Asimismo, el valor del poder calorífico superior a 24 MJ/Kg sobre muestra húmeda sin cenizas, y la reflectancia de la vitrinita menor de 0.50%, permite clasificar los carbones Garumnienses como subbituminosos. Existe una buena correlación diagenética entre la fracción orgánica y la inorgánica, ambas indican un bajo grado de transformación de estos materiales, los cuales se originaron en un ambiente propio de turbera pantanosa. La liptinita determinada nos sugiere un clima subtropical húmedo. La fracción orgánica decrece a techo de la formación hasta desaparecer. Un paleoambiente similar en las tres zonas nos indica que, posiblemente, formaban parte de una única cuenca emplazada más al norte.

Palabras clave: Maceral, carbón, subbituminoso, fracción mineral, transformación.

Fig. 1.—Situación geográfica y marco geológico de las tres zonas estudiadas y la localización de cada una de las series analizadas.

Fig. 1.—Simplified geological map of the studied areas and location of the analyzed stratigraphic series.



1. INTRODUCCIÓN

Los objetivos de este estudio son la caracterización de la fracción orgánica e inorgánica de los materiales organógenos del Garumniense del Pirineo Central Catalán, localizados en las zonas de Berga, Tremp y Ager (fig. 1), la determinación de asociaciones órgano-mineral, su valoración como roca madre de hidrocarburos y la aproximación al medio deposicional.

Estos materiales forman parte de la unidad estructural del Pirineo Catalán. Corresponden al tramo inferior de las secuencias garumnienses datadas como Maestrichtiense por Solé y De Porta (1984), de la Formación Tremp definida por Mey et al. (1968). La zona de Berga incluye la "Formación Margas de Perles", el "Nivel Cementos" y el "Miembro Margas de Sant Corneli" (Solé Sugrañes, 1971; Verges y Martínez, 1978; Domínguez y Sáez, 1988) y forma parte de la unidad alóctona del Manto del Inferior del Pedraforca. En Tremp se analiza el nivel basal de la Formación Tremp denominado Nivel Inferior o Carbonoso (Rosell, 1965). Finalmente, en la zona de Ager, perteneciente a la unidad Surpirenaica, se ha analizado la Unidad de Calizas Basales (Colombo et al., 1986), las cuales incluyen un único nivel organogénico (ver fig. 2). Las muestras analizadas son de mina de cielo abierto, afloramiento y sondeo.

2. TÉCNICAS ANALÍTICAS

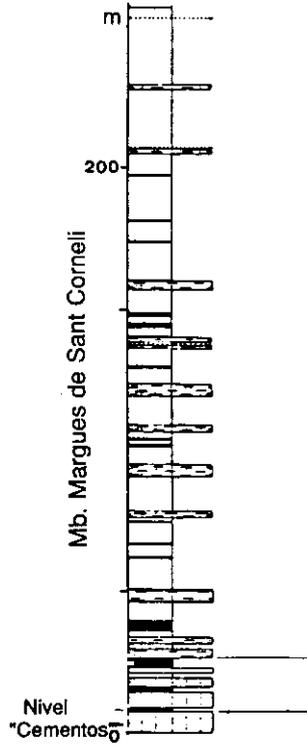
La microscopía óptica de transmisión se ha utilizado en la identificación de los componentes inorgánicos no opacos y los orgánicos con grosor adecuado; asimismo, la de reflexión con luz blanca se ha empleado en la identificación y cuantificación de la fracción orgánica (análisis maceral, utilizando el contador de puntos) y los minerales asociados a ella, y en la determinación de la reflectancia de la vitrinita, parámetro que permite determinar el rango evolutivo de estos materiales. Y finalmente, la microscopía de fluorescencia UV facilita la determinación orgánica, a la vez que la evaluación de la fluorescencia servirá como parámetro paralelo al de la reflectancia de la vitrinita para la caracterización diagenética de la muestra.

La microscopía electrónica de barrido (JEOL JSM-840 dotado de espectrometría de energía dispersada de rayos-X, LINK) ha permitido analizar quími-

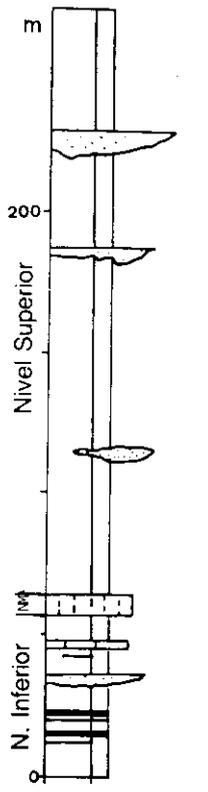
Fig. 2.—Columnas estratigráficas sintéticas correspondientes a cada una de las zonas que nos ocupan.

Fig. 2.—Simplified stratigraphic series corresponding to the studied areas.

FORMACION TREMP

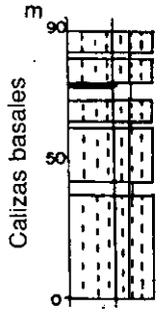


Zona de Berga
(Dominguez y Sáez, 1988)



Zona de Tremp

-  Calizas margosas
-  Calizas
-  Carbón
-  Areniscas



Zona de Ager

camente las partículas, diferenciar las fases orgánicas de las inorgánicas, observar las diversas morfologías, y establecer asociaciones organo-minerales.

Mediante difracción de rayos-X se ha realizado la determinación mineralógica cuantitativa de las fases cristalinas presentes sobre la base del modelo de Chung (1974/75), con patrón interno de fluorita, así como en la determinación del índice de cristalinidad de la illita, empleado también como parámetro de rango. En la caracterización de la fase mineral, la espectroscopía Mössbauer —espectroscopía nuclear que permite determinar las posiciones cristaloquímicas de los átomos de hierro—, ha facilitado el establecimiento de correlaciones entre el grado de madurez de la materia orgánica y el contenido en hierro de los carbonatos.

Finalmente, la técnica de pirólisis rock-eval se ha empleado para corroborar el rango evolutivo de la materia orgánica y evaluarla como roca madre de hidrocarburos.

3. RESULTADOS

3.1. COMPONENTES ORGÁNICOS IDENTIFICADOS

A continuación se exponen los componentes orgánicos identificados en las zonas estudiadas, resumidos en la tabla 1. Desde un punto de vista formal, hemos empleado fundamentalmente la nomenclatura oficial establecida por el I.C.C.P. (1963/71/75), al mismo tiempo que términos en fase de discusión en este organismo.

3.1.2. Grupo de la vitrinita

Se presenta en forma de los siguientes macerales:

Telinita: con estructura celular geométrica, sus paredes celulares son homogéneas y sus cavidades celulares están rellenas de collinita o bien se reducen a líneas.

TABLA 1 (*Leyenda*)

Resumen de los macerales garumnienses determinados con las distintas técnicas de observación microscópica.

TABLE 1

Garumnian macerals determined by different micorscopical techniques.

TABLA 1

MACERALES	MACERALES GARUMNIENSES	CARACTERIZACION	
VITRINITA	Telinita	Se encuentra:	
	Collinita	Telocollinita	• formando parte de la estructura de la propia roca. Constituyendo la matriz;
		Gelocollinita	• en lechos continuos con límites irregulares, bien definidos y amplia extensión lateral, en medio de una matriz inorgánica;
		Desmocollinita	• en pequeños fragmentos heterométricos dispersos en la matriz inorgánica.
		Corpocollinita	
Vitrodetrinita			
LIPTINITA	Cutinita	Con características intermedias entre el grupo de la vitrinita y el de la inertinita, a veces es difícil de diferenciar de la materia mineral asociada, siendo la fluorescencia la que facilita su reconocimiento.	
	Suberinita		
	Resinita	amarillo-verdosa (R ₁)	Los cuerpos liptiniticos son oscuros y/o transparentes en luz blanca reflejada, con una reflectancia que oscila entre débil o nula, y son muy fluorescentes.
		verde (R ₂)	
		amarilla (R ₃)	
		amarillo-naranja (R ₄)	
		naranja-marrón (R ₅)	
	Fluorinita	Los subgrupos liptiniticos diferenciados se clasifican en procedentes de plantas terrestres (secreciones vegetales, tejidos de reproducción), de origen algal (alginita) y de distinto origen.	
	Terpenita		
	Esporinita		megaesporinita
			microesporinita
Alginita	Es destacable la variabilidad de cuerpos resiniticos de distinto origen clasificados según su fluorescencia: atribuibles a bosques de coníferas (amarillo-verdoso) y otros a angiospermas (anaranjado).		
Bituminita			
Exudatinita			
Liptodetrinita			
INERTINITA		Semifusinita	Son cuerpos opacos en luz transmitida, blanco-intenso en reflejada, con una alta reflectancia y relieve.
	Fusinita		
	Macrinita	Las encontramos en pequeños niveles continuos o en lechos delimitados por vitrinita y/o materia mineral, o bien como fragmentos o pequeños cuerpos de distinto tamaño y morfología dispersos en lechos orgánicos y/o inorgánicos.	
	Micrinita		
	Esclerotinita		
	Inertodetrinita		

Collinita: sin estructura vegetal definida. Se trata de un gel que rellena cavidades celulares o actúa como cemento de otros macerales, constituyendo la matriz. Dentro de este grupo se han diferenciado los siguientes submacerales: a) Telocollinita, formando bandas continuas bien delimitadas, con morfología propia, que en ocasiones presentan grietas de desecación que pueden estar mineralizadas; b) Gelocollinita: gel coloidal sin forma definida ($< 10 \mu\text{m}$), su morfología queda delimitada por los otros macerales y/o minerales; c) Desmocollinita, agregado de finas partículas de vitrinita gelificadas (fig. 3); c) Corpocollinita, corpúsculos homogéneos de morfología preferentemente ovalada, con reflectancia parecida a la de las paredes celulares, y un poco mayor a la del resto de las vitrinitas (fig. 3).

Vitrodetrinita: restos de vitrinitas ($< 10 \mu\text{m}$) indeterminados, dispersos en la matriz mineral o en pequeños fragmentos asociados a la inertodetrinita.



Fig. 3.—Fotografía realizada con luz blanca, correspondiente a una muestra organógena. Macerales: D, desmocollinita; G, gelocollinita; C, corpocollinita; R, resinita; m, microesporinita; S, semifusinita; E, esclerotinita; M, macrinita. Materia mineral: P, pirita.

Fig. 3.—White reflected light microphotography of an organogen sample. Macerals: D, desmocollinite; G, gelocollinite; C, corpocollinite; R, resinite; m, microesporinite; S, semifusinite; E, esclerotinite; M, macrinite. Mineral matter: P, pyrite.

Ting (1982), Collinson y Scott (1987), y Smyth (1989) consideran que las vitrinitas del tránsito Cretácico-Terciario como los materiales estudiados, proceden de un paleoambiente dominado por los bosques pantanosos de coníferas (taxodiaceae). Estas últimas, tal y como veremos más adelante, son ricas en cuerpos resiníticos (resinas y látex) que impregnan los tejidos y preservan de la descomposición a las coníferas.

3.1.2. Grupo de la liptinita

Con características intermedias entre la vitrinita y la inertinita, a veces es difícil de diferenciar de la materia mineral asociada a esta fase orgánica, siendo la fluorescencia la que ha facilitado su reconocimiento. Los subgrupos liptiníticos diferenciados encontrados proceden preferentemente de plantas terrestres.

Cutinita: secreción cuticular protectora que forma bandas elongadas, delgadas, de bordes lisos, en ocasiones dentadas, estratificadas y/o replegadas en la estructura propia de la muestra (fig. 4). En ocasiones, se presenta degradada como cuerpos porosos con fluorescencia amarillo-verdosa.

Suberinita: células suberosas vacías (200-500 μm), en general se aprecian con morfología poligonal irregular, en ocasiones enmascarada por estar aplastada o tratarse de secciones evolucionadas. Algunas de estas células están rellenas por corpocollinita. Interpretamos los componentes suberosos determinados como propios de bosques tropicales y comunidades de plantas herbáceas, característicos de los carbones Cretácicos y Terciarios (Khorasani, G.K., 1987).

Resinita: materia orgánica amorfa que se encuentra relleno de cavidades celulares, vacuolas y agujeros de los tejidos vegetales terrestres, dando lugar a corpúsculos de distinta morfología. Generalmente, está asociada a lechos de vitrinita (fig. 3). Las resinitas garumnienses presentan una amplia variabilidad, que no es función del rango evolutivo sino de su génesis, proceden de diferentes tejidos de las plantas, por ello tienen un quimismo y propiedades físicas diversas, provocando una fluorescencia distinta. Thomas (1969) determina resinitas similares a las garumnienses, estableciendo que el género Agathis (conífera) produce al menos cinco tipos de resinas químicamente diferenciadas y localizadas en distintos tejidos de la planta, y afirma que las resinas de un género específico pueden variar debido a cambios geológicos y ambientales. Al igual que Crelling et al. (1982) y Teerman et al. (1987) las hemos clasificado pues según su distinta fluorescencia: R₁) Resinita amarillo-verde, cuerpos globulares, heterogéneos, de morfología variada, bordes irregulares y

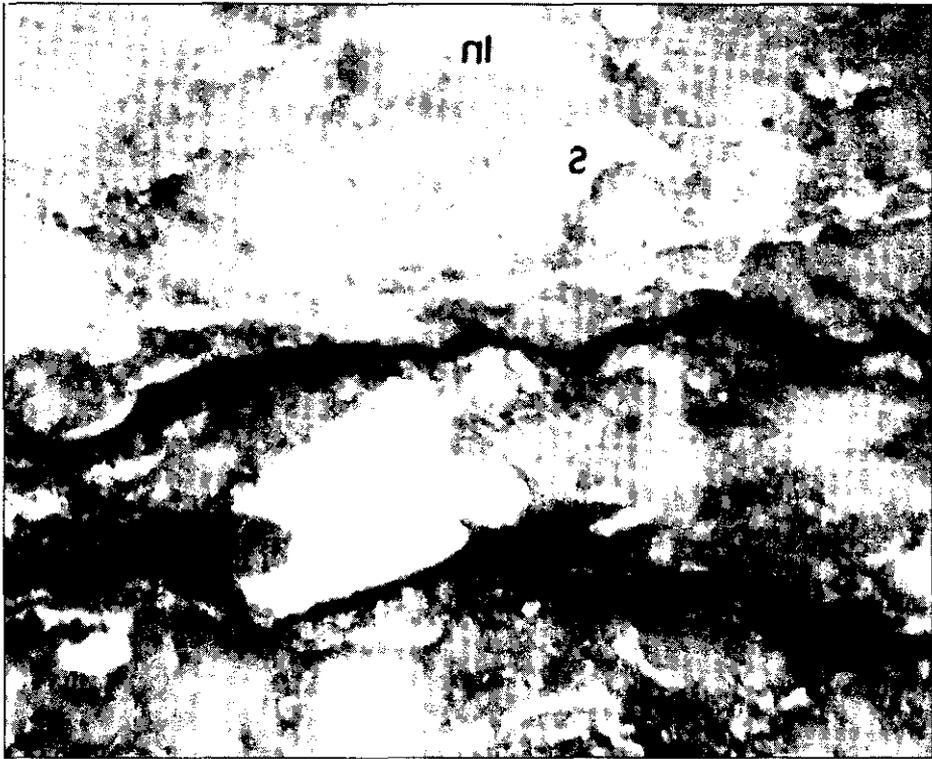


Fig. 4.—Fotografía realizada con luz blanca reflejada, correspondiente a una muestra mixta, con una componente inorgánica fundamental y otra orgánica. Se aprecia macrinita; semifusinita; Cu, cutinita; In, inertodetrinita.

Fig. 4.—White reflected light microphotography of a sample showing organic and inorganic components. Macrinite; semifusinite; Cu, cutinite; In, inertodetrinite can be observed.

bien definidos; R₂) Resinita verde, de forma ovalada o de masas irregulares puntiagudas; R₃) Resinita amarilla, de morfología irregular y diversa, con bordes bien definidos y angulosos; R₄) Resinita amarillo-naranja, se considera de re-evolución, son cuerpos resiníticos que han sufrido un proceso de fluidificación-solidificación debido a una actividad meteórica externa; y R₅) Resinita naranja-marrón, de morfología ovalada y de aspecto interno homogéneo. En base a Volkmann (1983) atribuímos las variedades de resinita: R₁, R₂ y R₃ como procedentes del relleno del parénquima del tejido leñoso de coníferas, posiblemente taxodiáceas, las cuales, según Collinson y Scott (1987) son las dominantes a partir del Cretácico; y las R₄ y R₅ asociadas con angiospermas.

Fluorinita: de origen controvertido. La morfología de los cuerpos fluoriniticos determinados depende directamente de las cavidades celulares que rellena.

Terpenita: se trata de un aceite esencial segregado por las hojas de los vegetales superiores, que la encontramos relleno de alveolos celulares totalmente esféricos, interpretada como tal según Robert (1985).

Esporinitas: interestratificadas —aplastadas o enteras— en la matriz mineral y/o maceral. Se han diferenciado: a) megaesporinitas: alargadas, con bordes lisos, bien definidos más delgados hacia los extremos, su aspecto es homogéneo, con una cierta estructura interna que puede estar destruida por la acción de los hongos; b) microesporinitas: (10-200 μm) en este término incluimos las esporas de las plantas criptógamas y los granos de polen de las fanerógamas. Observamos granos de polen redondeados y/o aplastados (60 μm) y microesporas masivas (fig. 3). El análisis palinológico muestra un 97.5 % de esporas (85.5% Leiotriletes) y un 2.4 % de polen, lo cual nos sitúa también en un ambiente deposicional propio de una turbera pantanosa (N. Soler, com. per.) en un clima húmedo y subtropical.

Alginita: las facies estudiadas presentan una baja proporción de materia algal.

Bituminita: materia orgánica amorfa, determinada en forma de lamelas, o mezclada con la matriz mineral y redondeada ocupando el interior de oogonios de carófitas.

Exudatinita: liptinita de segundo orden formada durante o al iniciarse los procesos de carbonificación. La localizamos relleno de fracturas y/o cavidades celulares.

Liptodetrinita: fragmentos liptiníticos en los que es imposible determinar de que maceral se trata, son productos degradados, diferenciados por su fluorescencia.

3.1.3. Grupo de la inertinita

Las encontramos en pequeños niveles continuos o en lechos delimitados por vitrinita y/o materia mineral, o bien como fragmentos o pequeños cuerpos de distinto tamaño y morfología dispersos en lechos orgánicos y/o inorgánicos.

Fusinita: presenta estructura celular regular de paredes gruesas y/o finas, con cavidades celulares irregulares, en ocasiones geométricas. Las cavidades

celulares a veces están rellenas por minerales (cuarzo, calcita y piritita). Forma lechos continuos, o está fragmentada y dispersa en la fracción inorgánica o en la orgánica.

Semifusinita: en lechos continuos bien delimitados, o cuerpos irregulares (figs. 3 y 4).

Macrinita: amorfa, sin estructura celular (figs. 3 y 4).

Micrinita: sin estructura, de origen secundario y morfología variable (fig. 4).

Esclerotinita: presenta estructura celular irregular, típica y característica (fig. 3).

Inertodetrinita: fragmentos de inertinita ($\approx 17 \mu\text{m}$) indeterminados (fig. 3).

3.2. ANÁLISIS MACERAL

Los macerales hasta aquí descritos no se encuentran aislados sino que se asocian entre sí o con la fracción mineral. Los resultados del análisis maceral cuantitativo quedan representados en la figura 5. En Berga y Tremp la presencia de niveles de composición fundamentalmente orgánica alternando con

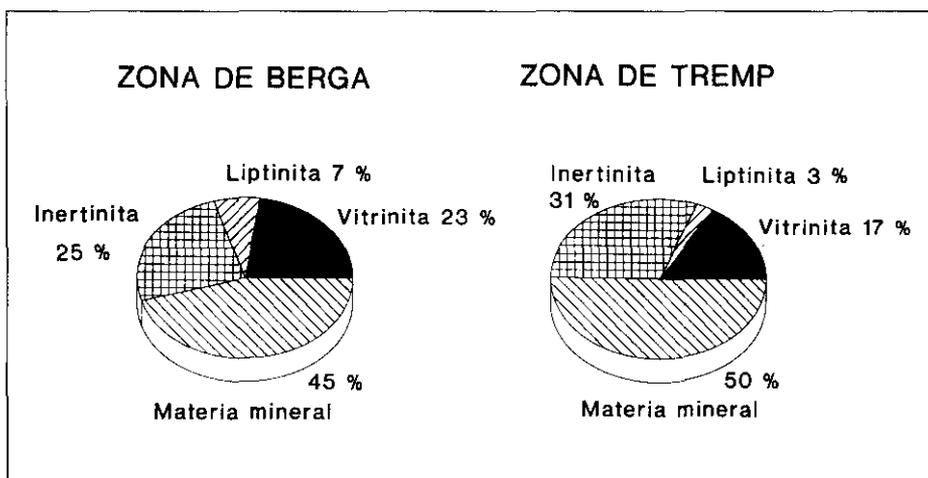


Fig. 5.—Diagrama porcentual resumen del análisis maceral correspondiente a las zonas de Tremp y Berga. Apréciase la similitud de ambos resultados.

Fig. 5.—Pie chart of the maceral analysis of the Tremp and Berga areas, showing very similar results.

otros con un claro dominio mineral. De aquí hemos establecido los siguientes niveles tipo:

Nivel Tipo I o vitro-inertinitico, con proporción alta de vitrinita e intermedia de inertinita. Contiene un 58% de vitrinita, fundamentalmente collinita, 14% de liptinita, 26% de inertinita y entre el 0-2 % de materia mineral. La alta proporción de materia no oxidada/vitrinita indica condiciones ambientales que favorecen la preservación de los tejidos de las plantas debido a la ausencia de oxidación provocada por encontrarse debajo de la lámina de agua. La fracción orgánica oxidada es minoritaria, esta es función de las variaciones del nivel freático. La elevada proporción de vitrinita indica facies de paleoambiente de bosque pantanoso (Teichmüller, 1962).

Nivel de Tipo II o inerte-vitrinita presenta bajo contenido en vitrinita (30%) generalmente collinita, y liptinita (8%), una alta proporción de inertinita (58%) semifusinita, macrinita, fusinita e inertodetrinita, y una pequeña fracción de materia mineral (4%). Se caracteriza por tener una elevada alteración de la materia orgánica. La inertinita representa el producto de alteración y degradación de plantas debido a episodios de sequía, posiblemente a incendios (Teichmüller, 1989).

Nivel de tipo IV o carbonatado, eminentemente inorgánico, es uno de los más abundantes en los sedimentos Garumnienses. Está constituido por un 64% de materia mineral, de la cual un 60% es carbonatada y el resto es pirita. La fracción orgánica es de 7% de vitrinita, 5% de liptinita y 24% de inertinita.

Nivel tipo V o arcilloso, propio de la zona de Tresp, está formado por un 74% de arcillas y cuarzo, un 5% de vitrinita, un 1% de liptinita y un 20% de inertinita. Es pues, un nivel fundamentalmente inorgánico.

Nivel tipo VI o pirítico, contiene proporciones similares de vitrinita (27%) e inertinita (35%), y en menor liptinita (7%). La fracción mineral (31%) es pirita (16%) y calcita (15%).

3.4. COMPONENTES INORGÁNICOS

La fracción mineral asociada a la orgánica aparece: en finas partículas (< 20 µm) íntimamente ligada a los macerales, dispersa en medio de los lechos de vitrinita, rellenando estructuras celulares de las fusinitas y semifusinitas, reemplazando cuerpos orgánicos; o masiva (> 100 µm), en bandas intercaladas con niveles de materia orgánica, formando nódulos, cuerpos lenticulares, morfologías globulares y rellenando fisuras y/o fracturas. El conjunto

de componentes minerales determinados queda resumido en la tabla 2. Los minerales epigenéticos se caracterizan por rellenar preferentemente fracturas y cavidades de las masas orgánicas, dependen de los cambios de concentra-

TABLA 2

FASES MINERALES		ORIGEN	
SILICATOS	Arcillas	Caolinita	<u>singenética</u> : en lechos, rellenando cavidades celulares (fusinitas). <u>vegetal</u> : diseminadas en medio de la fracción orgánica.
		Illita	producto de transformación al aumentar la presión y la temperatura.
		Clorita	transformación de la caolinita. Enriquecimiento del medio en iones alcalinos.
	Cuarzo	Detrítico	<u>singenética</u> : en niveles orgánicamente pobres.
		Microcristalino	<u>vegetal</u> : rellena cavidades celulares.
SULFUROS	Pirita	<u>epigenética</u> : acción bacteriana de postenterramiento. En fracturas de retracción, rellenando cavidades y subsistiendo la fracción orgánica.	
CARBONATOS	Calcita	singenética y epigenética.	
	Ankerita	epigenética.	
SULFATOS	Bassanita	producto de manipulación.	
	Jarosita	meteorización de la pirita.	

TABLA 2

Resumen de la fracción mineral determinada y del origen atribuible a cada una de las fases.

TABLE 2

Mineral fraction determined, describing the origin of each phase.

ción química de los minerales en solución. La fracción inorgánica fundamental en estas facies son los carbonatos. Otros minerales determinados son, por orden de importancia: cuarzo (detrítico y microcristalino rellenado estructuras celulares), sulfuros (pirita: cristales euhedrales, agregados framboidales, rellenado cavidades celulares, en venas y masiva), minerales arcillosas (caolinita, illita y clorita) y sulfatos (jarosita y bassanita). Se ha determinado y diferenciado el azufre orgánico del inorgánico mediante SEM-EDX (figuras 6 y 7).

En la zona de Ager la calcita es el único componente mineral exceptuando la presencia, en un único nivel, de lechos de pirita asociados a la materia orgánica. En la zona de Tremp la proporción de minerales de arcilla es alta. Asimismo, el porcentaje de cuarzo detrítico se incrementa hacia techo de la formación, reflejando un incremento de la influencia clástica dentro del am-

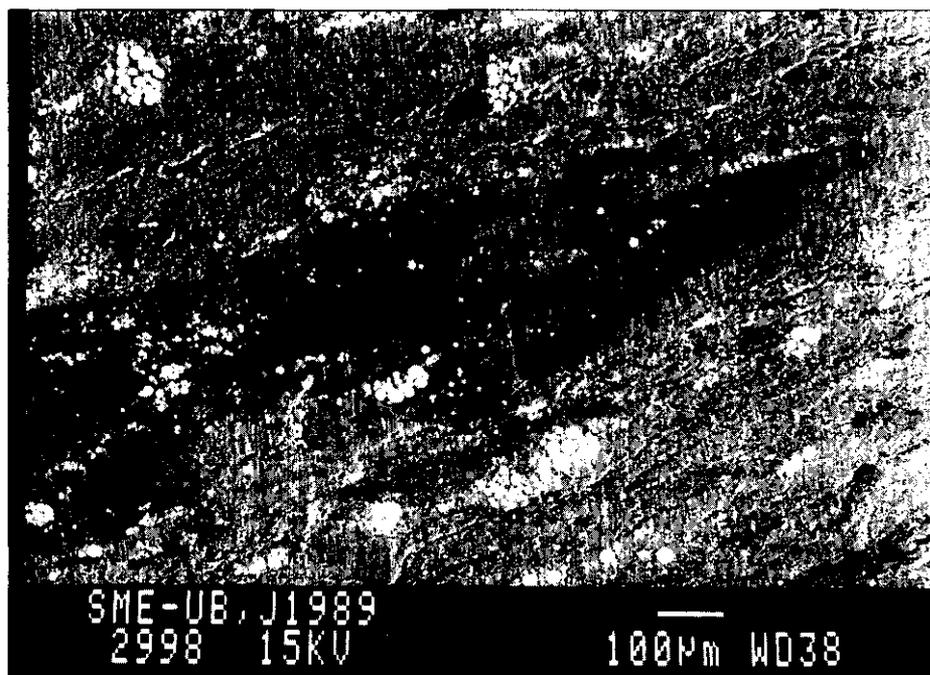


Fig. 6.—En medio de la matriz carbonática se aprecia un cuerpo orgánico alargado, con azufre orgánico en la propia estructura y cavidades piritizadas. Algunas de ellas formando estructuras framboidales. (SEM).

Fig. 6.—An organic body containing sulphur in its structure and with piritized holes can be seen in the carbonatic matrix. The pyritic morphologie is framboidal.

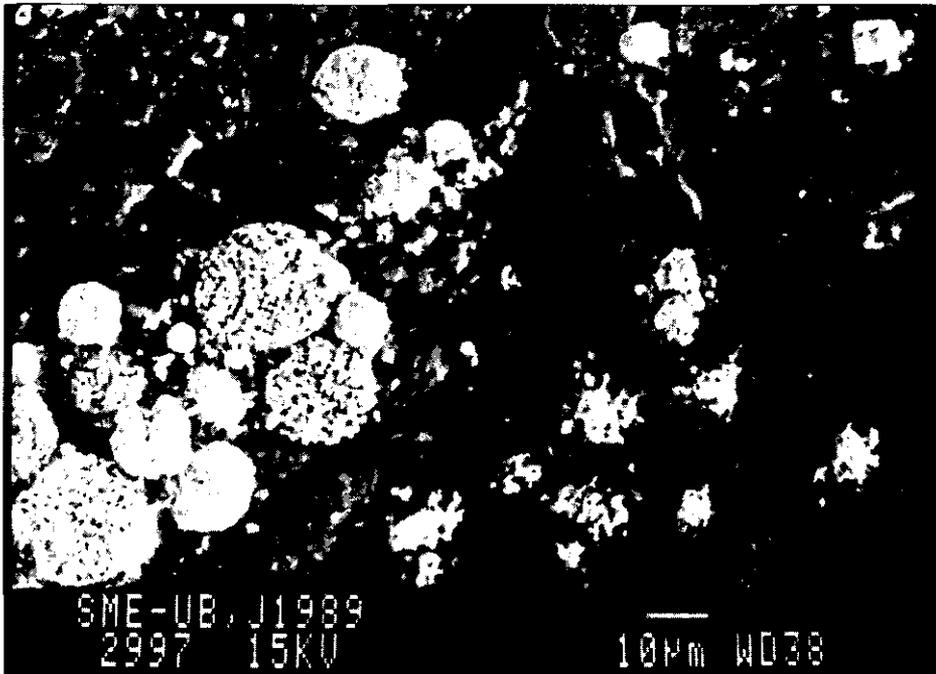


Fig. 7.—Detalle de un cuerpo orgánico parcialmente piritizado, se aprecia claramente su morfología botroidal.

Fig. 7.—Detail of an organic body partially pyritized forming framboidal structures.

biente deposicional. En los niveles con alto contenido en cuarzo, la fracción orgánica está ausente. Este conjunto indica un proceso de continentalización del paleoambiente.

3.5. DISTRIBUCIÓN DE LOS COMPONENTES ORGÁNICOS E INORGÁNICOS

La distribución de la fracción inorgánica y orgánica que forman las facies analizadas es uniforme en las tres zonas estudiadas, aunque se pueden establecer dominios variables de las distintas fracciones respondiendo a pequeños cambios en las condiciones ambientales del medio deposicional.

3.5.1. Zona de Berga

Formación Margas de Perles, es pobre en materia orgánica, fundamentalmente se trata de vitrodetrinita y inertodetrinita. La matriz está constituida por calcita micrítica, donde se localizan numerosos restos de conchas de espari-

ta, una pequeña cantidad de ankerita, pirita y minerales de arcilla (caolinita e illita).

Nivell “Cementos”, es un poco más rico en materia orgánica que el anterior, pero continua dominando la calcita, constituyendo la matriz y los restos fósiles. También se observa un incremento en el contenido en cuarzo. Al igual que en el tramo anterior, se determina pirita que sustituye algunas conchas fósiles de calcita. La fracción orgánica es de tipo vitrodetrinita e inertodetrinita, y algunos fragmentos de tamaño mayor de semifusinita y fusinita, más abundantes en la parte superior del nivel. Asimismo, de manera puntual hemos localizado algún lecho rico en liptinitas.

Miembro Sant Corneli, se trata del nivel organógeno por excelencia, la distribución de la materia orgánica en él no es uniforme, se aprecia una fuerte concentración organógena en la base, consistente en una alternancia de lechos orgánicos e inorgánicos; en la parte media-alta decrecen los lechos orgánicos y aumentan los o estériles hasta la parte superior donde se aprecia un claro dominio inorgánico. La composición inorgánica de este miembro incluye como minerales mayoritarios: calcita, cuarzo y pirita. Como fracción subordinada caolinita e illita; y finalmente, como minerales accesorios; clorita, ankerita, jarosita y basanita.

3.5.2. Zona de Tresp

La materia orgánica forma algunos niveles o se encuentra dispersa en medio de la inorgánica. Se han diferenciado: vitrinitas; menor cantidad de liptinitas respecto al Mb. Sant Corneli, y ausencia de liptinitas secundarias; e inertinitas. La fracción mineral determinada en este sector ha sido: cuarzo y calcita como fases minerales dominantes; caolinita como subordinada y finalmente, como minerales accesorios, illita, clorita, ankerita, pirita, jarosita y basanita.

3.5.3. Zona de Ager

La fracción orgánica en la zona de Ager se localiza exclusivamente en un único nivel, de composición maceral similar a los anteriores y con lechos de pirita asociados. El resto de los niveles son inorgánicos constituídos por calcita.

3.6. MADUREZ Y TRANSFORMACIÓN

La materia orgánica es muy sensible a la acción de la temperatura, provocando en ella una serie de transformaciones, la medida de las cuales nos per-

mitirá conocer su grado evolutivo. Paralelamente, la fracción mineral ha sufrido transformaciones que han provocado la formación de nuevos minerales.

3.6.1. *Evaluación de la reflectancia de la vitrinita*

Los distintos valores de reflectancia de la vitrinita ha permitido establecer los siguientes grupos: a) Vitrinitas con reflectancia media de 0.35% corresponden a las medidas en niveles pobres en materia orgánica, se han determinado en Tresp (0.33%) y Berga (0.35%). b) Vitrinitas con valores de reflectancia de 0.45%, esta población corresponde a las medidas en los niveles propiamente orgánicos. En Tresp tienen valores 0.44%, en Berga de 0.45% y en Ager de 0.42%.

El intervalo de reflectancia 0.35-0.45% nos sitúa en el estadio evolutivo de diagénesis, y determina que los clasifiquemos como de bajo rango, corroborado por el color de fluorescencia de las lipitina (amarillo, verde y algún anaranjado).

Otro parámetro necesario para clasificar los carbones en su estadio evolutivo es el poder calorífico superior sobre combustible seco, para ello se necesita el valor de poder calorífico y el porcentaje de cenizas; en Berga es > 24 MJ/Kg sobre muestra húmeda sin cenizas, que conjuntamente con la reflectancia, los sitúa en la clasificación internacional de carbones, como subbituminosos.

3.6.2. *Análisis geoquímico*

La caracterización del estadio diagenético se ha realizado también mediante el análisis de pirólisis rock-eval. El parámetro de temperatura máxima ($T_{m\acute{a}x}$) correspondiente a la máxima producción de pirolizados que aumenta en función del grado evolutivo de la materia orgánica, obtenido en este análisis, con valor medio de 430 °C —similar en las tres zonas— permite enmarcar al conjunto de muestras estudiadas en el area limítrofe entre la zona inmadura y la de generación de petróleo, alrededor de la denominada “ventana de petróleo”. Estos materiales de origen húmico son pues, potenciales generadores de gas.

3.6.3. *Correlación evolución mineral-orgánica*

En la evolución-transformación de la materia mineral se establece que los materiales analizados han sufrido un enterramiento corto y poco profundo que ha provocando una baja evolución térmica de los cuerpos orgánicos e inorgánicos.

Los minerales de arcilla son los que mejor reflejan la diagénesis mineral. Al aumentar la subsidencia, y con ella el enterramiento, las arcillas pueden

transformarse dando lugar a arcillas secundarias. La caolinita, conjuntamente con la esmectita, desaparecen progresivamente bajo el efecto diagenético que provoca el enterramiento. En un primer estadio de transformación desaparecen las esmectitas, coincidiendo con valores de reflectancia de la vitrinita entre 0.40-0.60% (Heing y Teichmüller, 1974), mientras que en un segundo episodio, lo hace la caolinita, a la vez que una pequeña parte de caolinita puede transformarse en clorita. En nuestro caso se ha producido una fase diagenética con suficiente fuerza para provocar la desaparición de la esmectita, pero insuficiente para transformar la caolinita en illita, esta ha sido puntual y minoritaria. En algunas muestras se ha producido el decrecimiento en el contenido en caolinita a expensas del incremento en illita y clorita. Otra correlación entre ambas fracciones es la que se puede establecer entre el índice de cristalinidad de la illita, que tiende a aumentar con el incremento de presión litostática, y el aumento de la reflectancia. En nuestro caso, dado que la cristalinidad de la illita es baja, estamos que el grado de evolución de los materiales estudiados es poco elevado. En los dos casos la diagénesis de la fracción arcillosa se corresponde con el estado evolutivo orgánico.

Otro tipo de transformación motivada por el aumento de presión litostática es la que se produce entre la calcita y la ankerita. Ante esta transformación, ciertos autores (Shiley et al., 1981; Morup et al., 1985; Nigam et al., 1989) aprecian, mediante parámetros de espectroscopía Mössbauer, que a una cierta profundidad aumenta la proporción de ankerita en detrimento de la de calcita o siderita, y con ella la madurez de los componentes orgánicos que contiene. En este trabajo, también mediante parámetros de espectroscopía Mössbauer (García-Vallés et al., 1993), se aprecia que esta transformación es baja coincidiendo con el grado evolutivo.

Al establecer este tipo de relaciones hemos de tener en cuenta que la actuación de un misma variable puede transformar más rápidamente la materia orgánica que la inorgánica, de aquí los retardos evolutivos de la fase mineral.

3.7. FACIES

El conjunto de análisis realizados permite establecer las facies más representativas. Facies Inorgánicas: litologías constituídas exclusivamente por materia mineral, diferenciándose las litofacies: lutítico-margosas y carbonatadas; facies Mixtas: constituídas por una componente orgánica y otra inorgánica: lutítico-margosas organógenas; carbonáticas con partículas orgánicas; y calizas

organógenas. Facies Orgánicas: constituídas básicamente por materia orgánica, litotipo de: vitreno, clareno y fuseno.

3.8. APROXIMACIÓN AL MEDIO DEPOSICIONAL

La interpretación del ambiente deposicional se ha basado en los análisis maceral, mineralógico y de facies, ayudados por el estudio palinológico.

El Mb. Sant Corneli y la Fm. Tremp presentan pequeñas variaciones como resultado de cambios en los factores ambientales. En general, el medio deposicional que las originó era rico en calcio: se trata de una turbera pantanosa de aguas dulces, donde había una buena preservación de los tejidos leñosos, y fluctuaciones del nivel freático, lo cual provocó distintos episodios orgánicos y otros inorgánicos. Las condiciones climáticas, propias de un clima húmedo y subtropical, favorecen la abundancia de angiospermas, árboles de troncos gruesos y bosques de coníferas ricas en distintos tipos de resinitas. Las fluctuaciones en la alcalinidad de las condiciones ambientales son la causa de la proliferación de bacterias sulfato-reductoras. Los interbancos inorgánicos indican episodios en los que la turbera deja de actuar. En ambas zonas —Bergueda y Tremp— se produce un incremento de la fracción inorgánica hacia techo del depósito, para acabar finalmente en niveles totalmente inorgánicos, indicando una rotura del equilibrio que hasta entonces se mantenía, entre la formación de carbón y la subsidencia de la cuenca de sedimentación.

4. CONCLUSIONES

La fracción orgánica determinada en los materiales garumnienses es fundamentalmente de tipo húmico. En ella destaca la variabilidad de cuerpos resiníticos, unos atribuibles a coníferas (amarillo-verdoso) y otros a angiospermas (anaranjado).

La distribución de la materia orgánica en los tres sectores no es uniforme, depende de las fluctuaciones que se producen en el medio deposicional. Las zonas de Berga y Tremp contienen una fracción orgánica significativa, mientras que en el sector de Ager, esta se localiza en un único nivel.

La reflectancia de la vitrinita se comporta de manera regular en todas las series, definiendo dos poblaciones con reflectancia 0.35 % (en niveles inorgánicos) y 0.45 % (en niveles orgánicos). El intervalo de reflectancia 0.35-0.45 %, la fluorescencia de las liptinitas, la temperatura máxima 430 °C y, el poder calorífico mayor de 24 MJ/Kg sobre muestra húmeda sin cenizas, nos

situan en el estadio evolutivo de diagénesis, en el límite entre la zona inmadura y la de generación de petróleo, próximo a la denominada “ventana de aceite”: podemos clasificar los niveles organógenos como subituminosos; y considerarlos como potenciales generadores de hidrocarburos tipo gas si se vieran sometidos a una mayor temperatura y/o presión. Concordando con estos valores se aprecia que el grado de transformación de la fracción inorgánica ha sido también leve.

La uniformidad de todos los parámetros en los tres sectores estudiados nos sugiere que en el momento de su formación, formaban parte de una única cuenca sedimentaria, posiblemente situada un poco más al Norte.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer muy especialmente a CHEVRON OIL COMPANY la financiación de este trabajo así como el asesoramiento geoquímico del Sr. Fernando de la Cruz.

También significamos nuestro agradecimiento a FECSA por facilitarnos el muestreo de los sondeos y minas de cielo abierto; al Dr. Alberto Saéz por su asesoramiento estratigráfico; a Ll. Mercadé y J.L. Cuevas por su colaboración en la localización de afloramientos y recogida de muestras; a la Dra. Nuria Solé por la realización de los análisis palinológicos; a la Sra. Trinitat Pradell su colaboración en los aspectos experimentales; a los Serveis Científico-Técnicos de la Universitat de Barcelona la colaboración de los análisis de difracción de rayos-X y microscopía electrónica; y muy especialmente a los miembros del laboratorio de Petrografía del INCAR.

BIBLIOGRAFÍA

- CHUNG, F.H. (1974a). Quantitative interpretation of XRD patterns of mixtures. I. Matrix flushing method for quantitative multicomponent analysis. *J. Appl. Cryst.*, 7: 519-525.
- CHUNG, F.H. (1974b). Quantitative interpretation of XRD of mixtures. II. Adiabatic principle of X-ray diffraction analysis of mixtures. *J. Appl. Cryst.*, 7: 526-531.
- CHUNG, F.H. (1975). Quantitative interpretation of XRD of mixtures. III. Simultaneous determination of a set of reference intensities. *J. Appl. Cryst.*, 8: 17-19.

- COLOMBO, F., CUEVAS, J.L. y MERCADE, L. (1986). Las facies Garumnienses del lanco sur del sinclinal de Ager. Análisis sedimentológico. Resum. Com. XI Cong. Español de Sedimentología., Barcelona, 50.
- COLLINSON, M.E. & SCOTT, A.C. (1987). Implications of vegetational change through the geological record on models for coal forming environments. From Scott Ed.: *Coal and Coal-bearing strata*. R.Ad.Geol. Soc. Sp. Pub., 32: 67-75.
- CRELLING, J.C., DUTCHER, R.R. & LANGE, R.V. (1982). Petrographic and fluorescence properties of resinite macerals from western U.S. coals, In: *Proceed. 5th Symp. Geology of Rock Mountains Coal (1982, Utah)*. *Geol.Mineral.Surv.Bull.*, 118: 187-191.
- DOMINGUEZ, V. & SAEZ, A. (1988). La sucesión con carbón de la cuenca garumniense de Figols-Saldes (Pirineo Catalán). Aspectos tectono-sedimentarios. *Congreso Geológico de España*, Com. v. 2, 293-296.
- HEING, D. & TEICHMULLER, M. (1974). La limite montmorillonite-interstratifiés et sa relation avec la houillification dans la Série Grise oligocène du Fossé Rhénan. *Fortschr.Geol.Rheinl.Westfal.*, 24. Bur. Rech. géol. min., trad., n° 5477, 139-158.
- GARCIA-VALLES, M.; PRADELL, T.; MARTINEZ, S. and VENDRELL, M. (1993): Mineralogical characterization of the Garumnian sub-bituminous lignite from the central pyrenees by SEM-EDX, X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy. *Fuel*, V. 72 (7): 971-975.
- I.C.C.P., (1963). International Handbook for Coal Petrography. 2Ed. CNRS.
- I.C.C.P., (1971). International Handbook for Coal Petrography. 2Ed. CNRS.
- I.C.C.P., (1975). International Handbook For Coal Petrography. 2Ed. CNRS.
- KHORASANI, G.K. (1987). Oil-phenolic coals of the Walloon coals measures, Surat Basin, Australia. From Scott Ed.: *Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances* Geol. Soc. Sp. Publis, 32: 302-310.
- MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C. & al. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 41:221-228.
- MORUP, S., FRANCK, J., van WONTERGHEM, J., ROY-POULSEN, H. & LARSEN, L. (1985). Mössbauer spectroscopy study of the chemical state of iron in Danish Mesozoic sediments. *Fuel*, 64: 528-539.
- NIGAM, A.N., TRIPATHI, R.P., SINGH, H.S., GAMBHIR, R.S. & LUKOSE, N.G. (1989). Mössbauer studies on Ghotaru Well n°1 of the Jaisalmer B. *Fuel*, 68:209-212.
- ROBERT, P. (1985). Histoire géothermique et diagenèse organique. *Bull. Cen. Recher. Expl.-Prod. ELF- Aquitaine*, mem. 8

- ROSELL SANUY, J. (1965). Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida). *Tesis Doctoral*. Universitat Autònoma de Barcelona.
- SHILEY, R.H., CLUFF, R.M., DICKERSON, R.R., HINCKLEY, C.C., SMITH, G.V., TWARDOWSKA, H. & SAPORODCHENKO, M. (1981). *Fuel*, 60: 732.
- SMYTH, M. (1989). Organic petrology and clastic depositional environments with special reference to Australian coal basins. *Int. J. of Coal Geol.*, 12: 635-656.
- SOLE, N. y De PORTA, J. (1984). Etat actuel des connaissances palynologiques du Tertiaire de l'Espagne. *Rev. de Paléobiol.*, volc. spec., 209-219.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1971). Estudios geológicos del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat. *Tesis Doctoral*. Univ.Barcelona. 495 pp.
- TEERMAN, S.C., CRELLING, J.C. & GLASS, G.B. (1987). Fluorescence spectral analysis of resinite macerals from coals the Hanna Formation, Wyoming, U.S.A. *Inter. J. Coal Geol.*, 7(4): 315-326.
- THOMAS, B.R. (1969). Kauri resins, modern and fossil. In: *G. Eglinton and M.J.J. Murphy (Editors), Organic Geochemistry, Methods and Results*. Springer-Verlag, Berlin, 1969, pp. 519-618.
- TEICHMÜLLER, M. (1962). Die genese der Khole. C.R. *4e Congr. Strat. Geol. Carbonifer.*, Heerlen 1958, 3: 699-722.
- TEICHMÜLLER, M. (1989). The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology. *Inter. Journal of Coal Geology*, 12(1): 1-87
- TING, F.T.C. (1982). Coal Macerals. In *Coal structure*, Meyers Ed. Academic Press.
- VERGES, J. & MARTINEZ, A. (1978). Informe geológico del sector "Figols les Mines". *Informe Interno*, 42 pp.
- VOLKMAN, N. (1983). Several petrographic/facies related aspects of the occurrence of fossil vegetable excreta in Tertiary soft brown coals. *Z. Angew. Geol.*, 29: 23-32.

Manuscrito recibido: 8 septiembre 1991.

Revisión aceptada: 5 mayo 1993.