

# FACTORES QUE CONTROLAN LA EVOLUCIÓN DE LOS PARÁMETROS CRISTALOQUÍMICOS Y ASOCIACIONES MINERALES EN LAS ROCAS SEDIMENTARIAS DEL GRUPO ENCISO (CRETÁCICO INFERIOR). CUENCA DE CAMEROS, LA RIOJA (NORTE DE ESPAÑA)

J. Alonso-Azcárate <sup>1</sup>, M. Rodas <sup>2</sup>, J.F. Barrenechea <sup>2</sup> y J.R. Mas <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias del Medio Ambiente, Universidad de Castilla - La Mancha, Fábrica de Armas, 45004 Toledo, España

<sup>2</sup> Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España

<sup>3</sup> Departamento de Estratigrafía, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España

**Resumen:** Los materiales del Grupo Enciso pertenecen a la secuencia deposicional 5 (Barremiense superior - Aptiense inferior) de la Cuenca de Cameros. Esta cuenca presenta una potente serie de materiales de origen continental (hasta 9000 m) y el sector E de la misma fue afectado por un metamorfismo de origen hidrotermal. Los sedimentos del Grupo Enciso fueron depositados en sistemas lacustres de tipo rampa de baja energía y bajo gradiente, estando constituidos fundamentalmente por una alternancia de lutitas, margas, calizas y areniscas en proporciones variables. La mineralogía global de los sedimentos pelíticos está constituida por filosilicatos, carbonatos (calcita y dolomita), cuarzo y feldspatos alcalinos. La mineralogía de arcillas está compuesta principalmente por illita y clorita en todo el rango de condiciones metamórficas estudiadas. Esporádicamente existen también pequeñas cantidades de caolinita, esmectita, pirofillita y diferentes tipos de minerales interestratificados. Existe un descenso de las condiciones metamórficas desde las zonas depocentrales hacia las zonas marginales de la cuenca, aunque no se observa una tendencia clara de evolución en la vertical de los diferentes parámetros cristaloquímicos en función de los cuales se realizan las estimaciones del grado metamórfico alcanzado, aún siendo series muy potentes. Esto es debido a que los principales factores que condicionan el grado metamórfico de estos sedimentos son la composición global de las muestras y la permeabilidad de los materiales, que controla la circulación de fluidos durante el metamorfismo. Así, los efectos del metamorfismo hidrotermal estarían sobreimpuestos a la diagénesis de enterramiento que sufrieron estos materiales.

**Palabras clave:** filosilicatos, metamorfismo hidrotermal, Grupo Enciso, Cuenca de Cameros

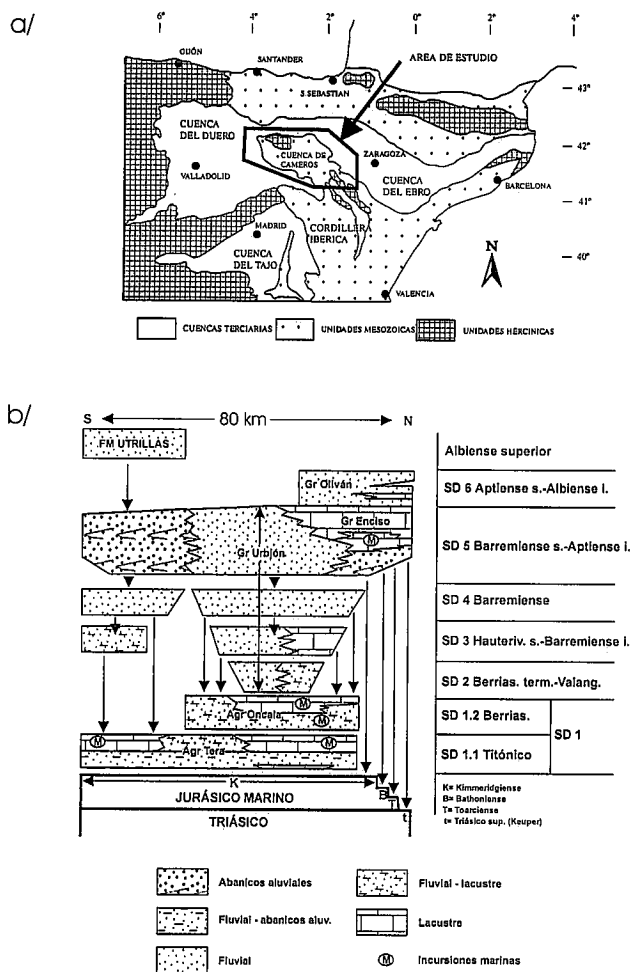
**Abstract:** Sedimentary rocks from Enciso Group belong to the Depositional Sequence 5 (upper Barremian - lower Aptian) of the Cameros Basin. The basin has a thick sedimentary pile of continental materials (up to 9000 m) and the eastern sector of the Basin was affected by a hydrothermal metamorphic event. These materials were deposited in a low energy and low gradient lacustrine depositional system, and are mainly made up by an alternance of lutites, marlstones, limestones and sandstones. The bulk mineralogy of the pelitic sediments is formed by phyllosilicates, carbonates (calcite and dolomite), quartz and feldspar. The clay mineralogy is mainly formed by illite and chlorite in all the range of studied conditions. Occasionally small amounts of kaolinite, smectite, pyrophyllite and different types of mixed layered minerals are found. A decrease in the metamorphic conditions from the depocentral to the marginal areas of the basin is observed, although for a given profile, no vertical trend in the crystalchemical parameters used to estimate the metamorphic conditions is observed. This is due to factors such as bulk chemical composition and permeability, which limit the fluid flow during metamorphism, and exert an important control in the metamorphism. Therefore, the effect of the hydrothermal metamorphism would be superimposed to the deep burial diagenesis that affected these sediments.

**Key words:** phyllosilicates, hydrothermal metamorphism, Enciso Group, Cameros Basin

Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Barrenechea, J.F. y Mas, J.R. (1999): Factores que controlan la evolución de los parámetros cristaloquímicos y asociaciones minerales en las rocas sedimentarias del Grupo Enciso (Cretácico Inferior). Cuenca de Cameros, La Rioja (Norte de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 439-451

El estudio del metamorfismo de la Cuenca de Cameros se ha abordado desde diferentes puntos de vista. Guiraud y Seguret (1985) realizan el primer estudio

sobre las características del metamorfismo de la cuenca. Consideran el metamorfismo como sin- a postcinemático, estando en relación con una importan-



**Figura 1.-** Localización de la Cuenca de Cameros (a) (modificada de Alonso y Mas, 1993) y columna de relaciones de yacencia para las diferentes Secuencias Depositionales de la Cuenca de Cameros (b) (modificada de Guimerá *et al.*, 1995), los espesores máximos de las secuencias de depósito son: SD1: 3000 m, SD2: 300 m, SD3: 800 m, SD4: 900 m, SD5: 1900 m y SD6: 1500 m.

te extensión y adelgazamiento cortical que generaría un elevado flujo térmico dentro de un modelo de cuenca de tipo *pull-apart*. Casquet *et al.* (1992) clasifican el metamorfismo como de tipo hidrotermal, en el que la circulación de fluidos es un factor fundamental en el desarrollo de los procesos metamórficos. Estos autores realizan dataciones K-Ar sobre ilitas antigénicas, obteniéndose edades entre 108-86 Ma, claramente posteriores a la formación y relleno de la cuenca. Posteriormente, Barrenechea *et al.* (1995), Alonso-Azcárate *et al.* (1995) y Barrenechea *et al.* (1997) estudian los materiales de los Grupos Tera, Oncala, Urbión y Enciso (SD 1 a 5), aportando nuevas evidencias que corroboran el carácter hidrotermal del metamorfismo. El estudio sobre las mineralizaciones de sulfuros de hierro que aparecen en el sector E de la cuenca (Alonso-Azcárate *et al.*, 1999) también apunta a que durante el metamorfismo la circulación de fluidos, controlada por la permeabilidad de las facies sedimentarias, fue muy alta.

El estudio de los materiales del Grupo Enciso constituye una aportación importante a la caracterización del metamorfismo hidrotermal que afectó a los materia-

les del sector oriental de la Cuenca de Cameros, ya que las facies sedimentarias de estos materiales condicionan la existencia de una alternancia a pequeña y gran escala de materiales siliciclásticos y carbonatados, cuyas permeabilidades y composiciones globales son muy diferentes. Así, este entorno es ideal para controlar los efectos del metamorfismo hidrotermal sobre materiales siliciclásticos y carbonatados.

El objetivo de este trabajo por tanto es la caracterización mineralógica de los materiales del Grupo Enciso de la Cuenca de Cameros, así como el determinar los diferentes factores que controlan la evolución de los parámetros cristaloquímicos y paragénesis de los minerales de la arcilla en las muestras pelíticas y margosas de estos materiales.

### Encuadre geológico

La Cuenca de Cameros está situada en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1), estando limitada por las cuencas terciarias del Ebro al N y E y del Duero al W y S. La cuenca puede ser dividida en dos subcuencas de morfología romboidal, Cameros W y Cameros E, siendo en esta última en la que se centra este estudio.

Las características geológicas de la cuenca corresponden al modelo de una cuenca de rampa extensional (Mas *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995). Este tipo de cuencas fue propuesto por primera vez como modelo teórico por McClay (1990) y Roure *et al.* (1992).

La Cuenca de Cameros es atípica con respecto a las otras cuencas del *rifting* Ibérico desarrollado a lo largo del Jurásico superior-Cretácico inferior. Durante su formación y relleno, la cuenca presentó una elevada velocidad de subsidencia y tasa de sedimentación, lo que dio lugar a una serie sedimentaria muy potente, acumulándose un espesor vertical de sedimentos de aproximadamente 5000 m, que representan hasta 9000 m de registro estratigráfico en el sentido de desplazamiento de los depocentros de las sucesivas secuencias de depósito entre el Titónico y el Albiense inferior (Mas *et al.*, 1993). La cuenca estaba configurada con una paleotopografía con pendiente inclinada hacia el NE, de modo que los aportes procedían fundamentalmente del SW (Macizo Ibérico), como indican las paleocorrientes generales de la cuenca (Mas *et al.*, 1997).

Por otro lado, la Cuenca de Cameros es la única de la Cadena Ibérica en la que parte de sus materiales estuvieron afectados por un metamorfismo de bajo grado que alcanzó la zona del cloritoide en las áreas depocentrales de la cuenca. Casquet *et al.* (1992), Barrenechea (1994), Barrenechea *et al.* (1995) y Alonso-Azcárate *et al.* (1995) consideran este metamorfismo de carácter hidrotermal. Se obtienen edades que oscilan entre los 108 a 86 Ma para el metamorfismo basándose en dataciones de ilitas antigénicas, siendo estas edades claramente posteriores al relleno de la cuenca. Casas y Gil-Imaz (1998) y Mata

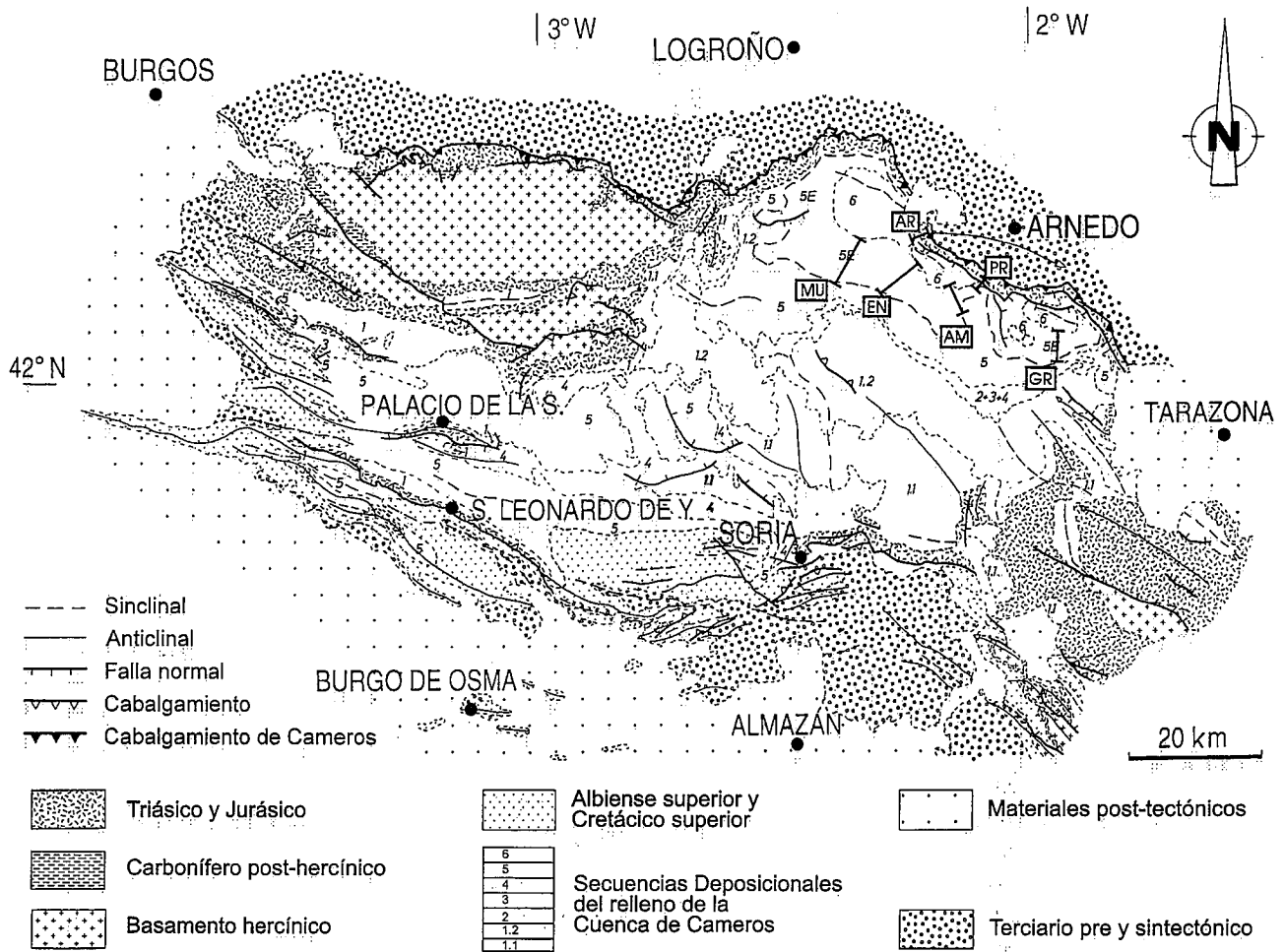


Figura 2.- Mapa geológico detallado de la Cuenca de Cameros con la localización de las series estudiadas: AR: serie de Arnedillo, PR: serie de Préjano, MU: serie de Munilla, EN: serie de Enciso, AM: serie de Ambasaguas, GR: serie de Grávalos (modificado de Mas *et al.*, 1993).

*et al.* (1996) proponen que la extensión y el adelgazamiento cortical son los responsables del aumento de temperatura en las zonas centrales de la Cuenca de Cameros.

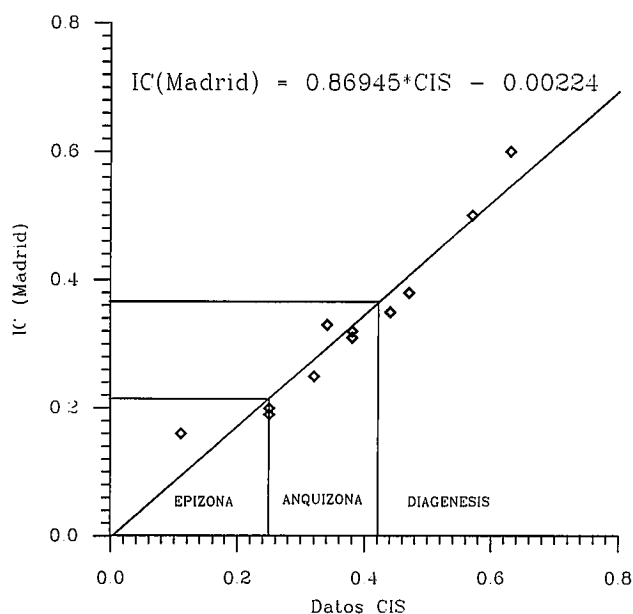
La megasecuencia de relleno de la Cuenca de Cameros puede ser subdividida en seis secuencias deposicionales (SD) (Fig. 1): SD1. Titónico-Berriasiense; SD2. Berriasiense terminal; SD3. Hauteriviense superior-Barremiense; SD4. Barremiense; SD5. Barremiense superior-Aptiense inferior y SD6. Aptiense superior-Albiense inferior, compuestas fundamentalmente por materiales continentales de carácter fluvio-lacustre con sólo muy esporádicas incursiones marinas (Mas *et al.*, 1993).

La compresión terciaria produjo la inversión total de la cuenca (Guimerá *et al.*, 1995). Esta tectónica alpina afectó de diferente manera a las distintas partes de la cuenca. En las zonas interiores de la cobertera mesozoica, se comportó como un bloque rígido, sufriendo poca deformación. Por el contrario, en los bordes la deformación fue más intensa resolviéndose como importantes cabalgamientos con despegues a favor del

Keuper (Guimerá y Alvaro, 1990; Mas y Alonso, 1991; Alonso y Mas, 1993; Casas y Simón, 1992). La Cuenca de Cameros forma parte actualmente de una lámina de cabalgamiento junto con los materiales de la Sierra de la Demanda y otras áreas cercanas como los alrededores del Moncayo. La lámina se encuentra desplazada hacia el N hasta un máximo de unos 30 km (Guimerá y Alvaro, 1990; Mas *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995) sobre los materiales terciarios de las cuencas del Ebro y del Duero, presentando una longitud de unos 150 km y una orientación E-O. Al sur de la cuenca, el contacto con la Cuenca de Almazán se resuelve con un sistema imbricado de cabalgamientos y pliegues de propágación (Platt, 1989; Mas *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995) con una extensión similar a la del sector norte.

**Marco sedimentológico del Grupo Enciso**

La sedimentación durante el relleno de la Cuenca de Cameros presenta una marcada tendencia cíclica, comenzando cada secuencia deposicional con facies siliciclásticas fluviales que evolucionan a facies carbonatadas de origen lacustre. Los materiales carbo-



**Figura 3.-** Recta de calibración utilizando los datos de cristalinidad de los patrones CIS (Warr y Rice, 1994) y los medios en el difractor del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la U.C.M.

natados del Grupo Enciso representarían, junto a los siliciclásticos de la parte superior del Grupo Urbión, un ciclo completo clástico-carbonatado (SD 5) sobre el cual se apoya el Grupo Oliván (SD. 6) (Fig. 1), que representa una reactivación general en la cuenca con la instalación nuevamente de sistemas fluviales y fluviodeltaicos. Estos materiales se depositaron durante la segunda etapa de *rifting* importante, que se produce simultáneamente en las tres cuencas principales (Ibérica meridional, Maestrazgo y Cameros) del Dominio Ibérico (Mas *et al.*, 1993).

Los materiales del Grupo Enciso se depositaron en sistemas lacustres de tipo rampa de baja energía y bajo gradiente, según la clasificación de Platt y Wright (1991). Estos lagos serían muy someros y no estarían estratificados, presentando generalmente fondos bien oxigenados (Alonso-Azcárate, 1997).

Debido a su bajo gradiente, las facies marginales de los lagos alcanzaron gran desarrollo, por lo que variaciones a pequeña escala del nivel de agua ocasionaron que extensas áreas se vieran sometidas a exposición subaérea, como evidencia la gran abundancia de grietas de desecación y brechas de removilización. Sin embargo, a diferencia de otros lagos de este tipo (Plaziat y Freydet, 1978) los tiempos de residencia casi siempre fueron muy cortos, ya que apenas encontramos niveles de paleosuelos bien desarrollados. Este hecho se relaciona con la elevada velocidad de subsidencia, que se compensaría con una igualmente alta tasa de sedimentación. En este tipo de lagos es muy frecuente también la presencia de abundantes tramos de materiales siliciclásticos y una escasa presencia de evaporitas. Esporádicamente encontramos pseudomorfo de evaporitas asociados a tramos generalmente

dolomitizados.

Se pueden diferenciar varios estadios dentro de la evolución de estos sistemas lacustres del Grupo Enciso. En un primer estadio o etapa inicial, las asociaciones de facies serían fundamentalmente siliciclásticas, las cuales se habrían formado en grandes llanuras aluviales que actuaban como sistemas deltaicos. Esta fase representa la transición de los materiales del Grupo Urbión a los del Grupo Enciso. En una segunda etapa existiría un predominio de las facies carbonatadas, que representan sistemas lacustres someros con una influencia clástica muy importante. Finalmente se estableció una etapa similar a la inicial, que representaría la transición a los materiales del Grupo Oliván (Fig. 1).

### Materiales y métodos

Se han estudiado seis columnas estratigráficas distribuidas desde el extremo occidental de la cuenca hasta su extremo suroriental, intentando cubrir de forma homogénea todo el área ocupada por el Grupo Enciso en función de las condiciones de afloramiento (Fig. 2). Las muestras estudiadas pertenecen a los tramos granulométricamente finos (lutitas y margas) de estas columnas, habiéndose estudiado un total de 245 muestras.

Las muestras fueron analizadas en un difractor Philips PW 1730/90, usando radiación Cu-K $\alpha$ , monocromador de grafito, rendijas de 1°-0,2 mm-1°, intensidad de  $1 \times 10^3$  a  $1 \times 10^4$  c.p.s. con una constante de tiempo de 1, 40Kv, 30 mA y una velocidad de barrido de  $2^\circ \Delta 2\theta/\text{min}$ . El estudio de la mineralogía global se realizó mediante el método del polvo policristalino. Para el estudio de la mineralogía de arcillas se realizaron tres agregados orientados (AO) mediante ultracentrifugación a partir de una suspensión acuosa. Un AO se preparó sin tratamiento, otro fue calentado a 550°C durante 2 h (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallejo, 1961) y el último fue solvatado con etilenglicol (EG) a 65°C durante 48 h (Brunton, 1955). En casos puntuales se sometió un cuarto AO a un tratamiento con dimetilsulfoxido (Gonzalez García y Sánchez Camazano, 1968). Los diferentes constituyentes mineralógicos se han cuantificado con el método de los "poderes reflectantes" propuesto por Martín Pozas (1968).

La cristalinidad de la illita (IC) y la clorita (ChC) se determinó realizando una medida de la anchura a mitad de altura de las reflexiones d(001) y d(002) a 10 Å y a 7 Å respectivamente (Kubler, 1967, Roberts *et al.*, 1991; Yang y Hesse, 1991). Se utilizó la fracción < 2  $\mu\text{m}$ , ya que presumiblemente esta fracción presenta cantidades ínfimas de materiales detríticos y la mayoría de sus filosilicatos son autigénicos (Robinson *et al.*, 1990), aunque es muy difícil poder cuantificar el contenido real de material detrítico que siempre está presente.

Para la calibración del IC se utilizaron los patrones suministrados por los Drs. Warr y Rice. La recta de calibración (Fig. 3) obtenida al enfrentar los datos medi-

dos por Warr y Rice (1994) de los patrones CIS (Tabla 3 de Warr y Rice, 1994) con los datos de cristalinidad de estos patrones medidos en nuestro difractor es:

$$IC (MADRID) = 0,86945 * CIS - 0,00224$$

Todos los datos de cristalinidad obtenidos en este trabajo han sido convertidos a escala CIS con la recta de regresión anterior. Así, los límites de la anquizona usados son los mismos que los de Kübler (0,25-0,42°Δ2θ), lo que facilita la comparación con datos de cualquier laboratorio.

Los límites de la anquizona para la clorita fueron calibrados con muestras que presentaban illita y clorita en su composición, procedentes principalmente del área de estudio y de diferentes puntos de la Cordillera Ibérica (Alonso-Azcárate *et al.*, 1995), obteniéndose la recta de correlación: ChC (002) = 0,326 \* IC (001) + 0,101. Así, el rango de valores de cristalinidad de la anquizona para el ChC (002) presenta unos límites de 0,18° y 0,24°Δ2θ.

**Resultados**

**Mineralogía**

En las tablas I a VI aparecen reflejadas las composiciones mineralógicas globales y la de la fracción < 2 μm para las diferentes series estudiadas. Como fases mayoritarias encontramos filosilicatos + cuarzo + feldespatos alcalinos ± calcita ± dolomita.

El cuarzo y los feldespatos presentan granos redondeados con signos de transporte y algunos cristales de feldespatos se encuentran en avanzado estado de alteración.

El contenido en filosilicatos es bastante variable, pudiendo aparecer desde indicios, en las muestras con muy alto contenido en carbonatos, hasta constituir más del 90 % de la composición global. La asociación más frecuente de minerales de la arcilla en todas las series está constituida por illita y clorita. Las illitas son de carácter dioctaédrico, como indica el valor del espaciado  $d_{(331,060)}$  que presentan, con un rango de variación de 1,497 a 1,504 Å. El politipo de estas illitas, determinado utilizando las relaciones de Caillere *et al.* (1982), es el 2M<sub>1</sub>, exceptuando algunas muestras carbonatadas de la serie de Grávalos en las que se detectó la presencia del politipo 1M, en proporciones menores al 20%.

En la columna estratigráfica de Arnedillo se reconocen dos tipos de cloritas diferentes. En primer lugar cloritas similares a las del resto de las columnas estudiadas con reflexiones basales a 14 y 7 Å, estas cloritas son de carácter trioctaédrico, como indica el valor de la reflexión (060), que presenta un valor medio de 1,543 Å. En segundo lugar, aparecen varias muestras que presentan bertierina o clorita a 7 Å. Este tipo de cloritas no presenta la reflexión típica de la clorita a 14 Å, diferenciándose de la caolinita con relativa facilidad por la reflexión  $d_{(004)}$  que presenta un valor de ≈ 3.51 Å en la clorita y la  $d_{(002)}$  a ≈ 3.57 Å en la caolinita (Moore y Reynolds, 1997). No obstante, dado que este criterio de diferenciación sólo es válido cuando los correspon-

Muestra	Dist	Mineralogía global (%)					M. de arcillas (%)		
		Fto	Q	Phy	Cal	Dol	Ill	Chl	IE
EN-51	1043	1	1	42	49	5	84	16	--
EN-50	1003	9	1	87	--	--	100	--	--
EN-49	993	9	6	85	--	--	100	--	--
EN-48	977	8	1	88	--	--	100	--	--
EN-47-2	957	1	5	1	84	11	82	18	--
EN-47	947	9	8	83	--	--	100	--	--
EN-46	898	1	1	54	42	--	76	24	--
EN-45	868	1	1	12	80	--	79	21	--
EN-44	813	16	9	64	11	--	80	20	--
EN-43	798	1	5	33	62	--	100	1	--
EN-42	761	--	1	24	76	--	73	27	--
EN-41	749	14	19	67	--	--	94	6	--
EN-40	725	1	1	53	47	--	81	19	--
EN-39	716	--	1	5	95	--	55	45	--
EN-38	671	7	1	89	--	--	100	1	--
EN-37	658	1	1	49	31	16	100	1	--
EN-36	645	1	1	40	60	--	70	30	--
EN-35	592	1	1	59	41	--	88	12	--
EN-34	584	7	6	82	5	--	83	17	--
EN-33	558	1	1	53	47	--	91	9	--
EN-32	522	1	1	45	55	--	87	13	--
EN-31	508	1	1	47	49	--	87	13	--
EN-30	474	--	1	1	96	--	100	--	--
EN-29	461	8	6	86	--	--	100	--	--
EN-28	452	7	7	86	--	--	100	1	1
EN-27	430	6	6	88	--	--	100	--	--
EN-26	409	--	5	24	71	--	100	--	--
EN-25	393	6	6	88	--	--	100	1	1
EN-24	388	8	15	77	--	--	100	1	--
EN-23	290	6	5	89	--	--	100	1	1
EN-22	279	5	1	91	--	--	100	1	1
EN-21	272	5	7	88	--	--	100	1	1
EN-20	251	6	7	87	--	--	100	1	--
EN-19	239	7	12	81	--	--	100	1	1
EN-18	220	6	7	87	--	--	100	1	1
EN-17	200	5	10	85	--	--	100	1	--
EN-16	193	1	6	90	--	--	81	19	--
EN-15	176	1	5	91	--	--	86	14	--
EN-14	169	6	7	87	--	--	86	14	--
EN-13	136	6	5	89	--	--	100	--	1
EN-12	132	5	11	84	--	--	87	13	--
EN-11	125	5	5	90	--	--	84	16	--
EN-10	122	7	5	88	--	--	85	15	--
EN-9	112	6	9	85	--	--	100	--	--
EN-8	107	5	10	85	--	--	100	--	--
EN-7	40	6	7	87	--	--	100	--	--
EN-6	35	1	6	90	--	--	100	1	1
EN-5	26	1	7	89	--	--	100	1	--
EN-4	13	1	5	91	--	--	91	9	--
EN-3	10	6	5	89	--	--	100	--	--
EN-2	6	5	7	88	--	--	100	1	--
EN-1	2	1	10	86	--	--	90	10	--

**Tabla I.-** Composición mineralógica global y de la fracción < 2 μm para la serie de Enciso. Dist: distancia a la base de la serie (m), Fto: feldespato, Q: cuarzo, Phy: filosilicatos, Cal: calcita, Dol: dolomita, Ill: illita, Chl: clorita, IE: interestratificados clorita/vermiculita, I: indicios (< 5%).

dientes cristalitas son gruesos, en casos puntuales se realizó un tratamiento con dimetilsulfoxido (DMSO) el cual desplaza el pico 001 de la caolinita a ≈ 11.2 Å (Gonzalez García y Sánchez Camazano, 1968). Estas cloritas están en muestras junto con illitas con un elevado contenido en esmectita interestratificada.

También aparecen distribuidos irregularmente a lo largo de las columnas de Enciso, Munilla y Arnedillo, y siempre en cantidades muy pequeñas, interestratificados irregulares clorita/vermiculita e illita/clorita. La base de la serie de Grávalos presenta caolinita, rectorita e interestratificados irregulares clorita/vermiculita y clorita/esmectita. Por otro lado, en

Muestra	Dist	Mineralogía Global (%)					Mineralogía de arcillas (%)				
		Fto	Q	Phy	Cal	Dol	Ill	Cl	Sm	IE1	IE2
MU-53	1021	1	5	40	55	--	100	1	--	1	--
MU-52	986	5	5	90	--	--	100	1	--	1	--
MU-51	906	1	1	54	29	9	80	20	--	--	--
MU-50	880	9	6	85	--	--	100	1	--	1	--
MU-49	860	5	5	51	39	--	100	1	--	--	--
MU-48	838	1	5	60	31	--	100	1	--	1	--
MU-47	797	5	5	90	--	--	100	1	--	1	--
MU-46	778	8	9	83	--	--	100	1	--	1	--
MU-45	696	14	17	69	--	--	100	--	--	1	--
MU-44	678	7	8	85	--	--	100	--	--	--	1
MU-43	609	1	1	54	38	--	87	13	--	1	--
MU-42	593	6	5	89	--	--	84	16	--	--	--
MU-41	582	7	5	88	--	--	77	23	--	--	--
MU-40	532	5	1	91	--	--	100	1	--	1	--
MU-39	522	6	5	89	--	--	100	--	--	--	--
MU-38	512	6	1	90	--	--	100	1	--	1	--
MU-37	498	7	1	89	--	--	100	1	--	1	--
MU-36	442	5	5	74	16	--	83	17	1	--	--
MU-35	434	1	1	68	28	--	100	1	--	--	1
MU-34	426	5	1	91	--	--	100	--	--	--	--
MU-33	399	1	1	34	62	--	100	--	--	--	--
MU-32	394	1	1	59	33	--	100	1	--	--	--
MU-31	388	7	6	87	--	--	100	1	--	--	--
MU-30	372	5	1	91	--	--	100	--	--	--	--
MU-29	367	5	5	90	--	--	100	--	--	--	--
MU-28	322	1	1	32	54	10	72	28	--	--	--
MU-27	308	16	13	71	--	--	100	--	--	--	--
MU-26	303	8	8	84	--	--	100	1	--	--	--
MU-25	292	11	10	79	--	--	100	1	--	--	--
MU-24	286	9	6	85	--	--	100	1	--	--	--
MU-23	222	9	6	85	--	--	100	--	--	--	1
MU-22	209	1	5	69	22	--	84	16	--	--	1
MU-21	205	1	1	52	44	--	91	9	--	1	--
MU-20	193	1	1	66	30	--	76	19	5	--	--
MU-19	190	1	1	64	32	--	91	9	1	1	--
MU-18	160	1	1	38	62	--	91	9	--	1	--
MU-17	157	1	1	77	23	--	91	9	--	1	--
MU-16	153	7	7	86	--	--	100	1	--	--	--
MU-15	150	1	1	47	44	9	76	24	--	--	--
MU-14	144	--	1	45	51	1	87	13	1	--	--
MU-13	142	5	5	55	35	--	80	20	--	--	--
MU-12	111	5	5	90	--	--	100	1	--	--	--
MU-11	108	6	1	85	5	--	100	1	1	--	1
MU-10	103	7	7	86	--	--	100	--	1	1	--
MU-9	100	1	1	40	56	--	100	1	1	--	1
MU-8	60	7	7	86	--	--	100	1	--	--	--
MU-7	50	8	1	88	--	--	100	1	--	--	--
MU-6	41	6	1	82	8	--	92	8	1	1	--
MU-5	34	--	5	55	40	--	100	1	1	1	--
MU-4	26	1	7	89	--	--	100	1	--	--	--
MU-3	25	1	1	45	51	1	74	26	--	--	--
MU-2	24	1	1	38	47	11	94	6	--	--	--
MU-1	18	1	1	57	35	--	76	24	--	--	--
MU-0	6	7	6	75	12	--	93	7	--	1	--

Tabla II.- Composición mineralógica global y de la fracción < 2 µm para la serie de Munilla. Dist: distancia a la base de la serie (m), Fto: feldespato, Q: cuarzo, Phy: filosilicatos, Cal: calcita, Dol: dolomita, Ill: illita, Chl: clorita, IE1: interstratificados clorita/vermiculita, IE2: interstratificados illita/clorita, I: indicios (< 5%).

la serie de Munilla aparece, distribuida a lo largo de toda la columna en muestras carbonatadas, esmectita de baja cristalinidad, en proporciones siempre inferiores al 30%. Por último, en la serie de Ambasaguas, hacia el techo de la serie, existe pirofilita como indicios en una muestra.

### Cristalinidad de la illita

Los valores del IC para las diferentes series aparecen representados en la figura 4 en forma de histogramas, separando las muestras siliciclásticas de las carbonatadas. En la serie de Préjano no se ha realizado una separación de muestras con y sin carbonatos, ya que tan sólo una muestra de todo el conjunto es de naturaleza siliciclástica. Los valores medios del IC en AO normal y solvatado con EG para el total de las

Muestra	Dist	Mineralogía global (%)					M. de arcillas (%)		
		Fto	Q	Phy	Cal	Dol	Ill	Chl	Pir
AM-49	469	8	6	86	--	--	100	1	--
AM-48	463	6	1	94	--	--	87	13	--
AM-47	457	8	1	88	--	--	100	1	--
AM-46	449	1	1	52	46	1	86	14	--
AM-45	436	7	1	52	33	8	100	1	--
AM-44	432	10	1	26	60	--	100	1	--
AM-43	426	9	5	76	10	--	100	1	1
AM-42	416	5	5	59	7	24	100	--	--
AM-41	412	16	10	74	--	--	100	1	--
AM-40	389	9	1	87	--	--	100	1	--
AM-39	384	5	1	56	21	14	100	1	--
AM-38	373	6	5	89	--	--	100	--	--
AM-37	368	8	1	88	--	--	94	6	--
AM-36	361	1	5	53	32	10	91	9	--
AM-35	344	6	1	80	10	--	100	1	--
AM-34	340	1	1	35	34	31	82	18	--
AM-33	317	1	1	33	63	--	86	14	--
AM-32	313	10	1	86	--	--	85	15	--
AM-31-3	307	8	1	88	--	--	80	20	--
AM-31-2	294	1	1	29	56	7	81	19	--
AM-31	270	1	1	57	43	--	100	1	--
AM-30	264	5	5	90	--	--	100	1	--
AM-29	255	6	6	88	--	--	83	17	--
AM-28	253	1	1	50	50	--	100	1	--
AM-27	246	1	1	38	50	12	87	13	--
AM-26	240	1	1	70	25	5	90	10	--
AM-25	230	1	1	49	38	5	81	19	--
AM-24	226	1	1	58	34	1	84	16	--
AM-23	215	14	7	1	79	1	100	1	--
AM-22	206	8	1	67	21	--	100	1	--
AM-21	196	5	5	39	44	7	79	21	--
AM-20	181	1	1	56	36	1	80	20	--
AM-19	171	--	1	47	42	--	85	15	--
AM-18	156	9	9	82	--	--	100	--	--
AM-17	153	--	1	1	95	5	91	9	--
AM-16	143	1	1	76	17	--	100	1	--
AM-15	138	1	1	66	30	--	93	7	--
AM-14	125	--	1	51	39	--	100	1	--
AM-13	117	1	1	79	17	--	78	22	--
AM-12	104	--	1	1	63	33	100	--	--
AM-11	97	--	1	1	100	--	83	17	--
AM-10	75	5	11	85	--	--	100	1	--
AM-9	67	1	9	91	--	--	100	1	--
AM-8	58	5	9	86	--	--	100	1	--
AM-7	47	1	7	89	--	--	100	1	--
AM-6	33	5	6	89	--	--	100	1	--
AM-5	30	5	8	82	8	--	100	1	--
AM-4	23	--	1	48	52	--	100	--	--
AM-3	17	--	1	51	49	--	100	--	--
AM-2	10	5	8	87	--	--	100	1	--
AM-1	1	5	6	89	--	--	100	1	--

Tabla III.- Composición mineralógica global y de la fracción < 2 µm para la serie de Ambasaguas. Dist: distancia a la base de la serie (m), Fto: feldespato, Q: cuarzo, Phy: filosilicatos, Cal: calcita, Dol: dolomita, Ill: illita, Chl: clorita, Pir: pirofilita, I: indicios (< 5%).

muestras de cada serie, así como para muestras siliciclásticas y carbonatadas, aparece recogido en la Tabla VII.

Al separar las muestras siliciclásticas de las carbonatadas se observa cómo los histogramas de las muestras carbonatadas están desplazados hacia valores del IC mayores. Estas diferencias se van haciendo progresivamente mayores al ir aumentando el valor medio del IC (Tabla VII), es decir, al ir disminuyendo el grado metamórfico. Así, la diferencia en el valor del IC para ambos tipos de muestras presenta un rango de variación desde 0,05 en muestras cercanas al límite anquizona-epizona hasta 0,13 °Δ2θ en muestras diagenéticas cercanas al límite con la anquizona (Tabla VII). En gene-

Muestra	Dist	Mineralogía Global (%)					Mineralogía de arcillas (%)					
		Fto	Q	Phy	Cal	Dol	Ill	Chl	Kao	Rec	IE1	IE2
GR-40	582	12	9	79	--	--	100	1	--	--	--	--
GR-39	574	8	10	82	--	--	100	1	--	--	--	--
GR-38	572	--	--	35	65	--	100	--	--	--	--	--
GR-37	558	1	1	39	57	--	100	1	--	--	--	--
GR-36	556	8	7	85	--	--	100	1	--	--	--	--
GR-35	539	7	1	89	--	--	100	1	--	--	--	--
GR-34	531	10	9	81	--	--	100	1	--	--	--	--
GR-33	525	1	1	69	23	--	100	1	--	--	--	--
GR-32	520	6	1	90	--	--	100	--	--	--	--	--
GR-31	513	1	1	1	100	--	91	9	--	--	--	--
GR-30	508	10	6	84	--	--	83	17	--	--	--	--
GR-29	503	8	8	56	28	--	75	25	--	--	--	--
GR-28	490	--	1	57	15	28	93	7	--	--	--	--
GR-27	484	1	1	59	8	29	100	--	--	--	--	--
GR-26	477	--	1	36	13	51	100	1	--	--	--	--
GR-25	462	8	1	88	--	--	100	--	--	--	--	--
GR-24	448	1	1	82	--	--	91	9	--	--	--	--
GR-23	432	8	7	85	--	--	83	17	--	--	--	--
GR-22	427	7	5	88	--	--	86	14	--	--	--	--
GR-21	414	--	1	30	36	30	100	--	--	--	--	--
GR-20	411	12	9	79	--	--	100	--	--	--	--	--
GR-19	395	1	1	52	24	16	100	--	--	--	--	--
GR-18	386	--	1	40	44	16	100	--	--	--	--	--
GR-17	378	7	5	88	--	--	100	--	--	--	--	--
GR-16	364	9	8	83	--	--	100	--	--	--	--	--
GR-15	348	1	1	29	23	48	100	--	--	--	--	--
GR-14-3	335	--	1	1	89	11	100	1	--	--	--	--
GR-14-2	325	--	1	37	46	17	100	--	--	--	--	--
GR-14	310	1	1	31	41	24	100	--	--	--	--	--
GR-13-2	279	--	1	45	36	19	100	--	--	--	--	--
GR-13	266	--	1	38	37	25	100	--	--	--	--	--
GR-12	188	1	1	42	58	--	76	24	--	--	--	--
GR-11	178	--	1	33	41	23	72	28	--	--	--	--
GR-10	167	--	1	1	95	5	52	48	--	--	--	--
GR-9	158	--	1	33	34	29	51	49	--	--	--	--
GR-8	150	--	1	1	54	42	79	21	--	--	--	--
GR-7	65	--	14	81	5	--	36	31	--	33	--	--
GR-6	52	--	1	29	71	--	100	1	--	--	--	--
GR-5	38	--	1	47	49	--	100	1	--	--	--	--
GR-4	28	1	12	88	--	--	100	--	--	--	--	1
GR-3	22	1	8	92	--	--	100	1	--	--	--	1
GR-2	8	1	6	62	32	--	100	1	--	--	--	--
GR-1	1	5	6	89	--	--	79	--	21	1	--	--

Tabla IV.- Composición mineralógica global y de la fracción < 2 µm para la serie de Grávalos. Dist: distancia a la base de la serie (m), Fto: feldespato, Q: cuarzo, Phy: filosilicatos, Cal: calcita, Dol: dolomita, Ill: illita, Chl: clorita, Kao: caolinita, Rec: rectorita, IE1: interstratificados clorita/vermiculita, IE2: interstratificados clorita/smectita, I: indicios (< 5%).

ral, la dispersión de los datos de cristalinidad se reduce en las muestras siliciclásticas (Fig. 4).

El tratamiento con EG produce un estrechamiento variable de la reflexión a 10 Å, más acusado cuanto mayores son los valores del IC. Así, las diferencias oscilan entre 0,01 °Δ2θ y 0,11 °Δ2θ (Tabla VII). Aquí también se pone de manifiesto el efecto de los carbonatos sobre los valores del IC, ya que las muestras sin carbonatos presentan mejores cristalinidades (Tabla VII).

**Cristalinidad de la clorita**

La clorita es el segundo filosilicato en importancia en la fracción fina. Los valores del ChC para las diferentes series aparecen representados en forma de histograma en la figura 5, separando las muestras siliciclásticas de las carbonatadas. En las series de Préjano y Arnedillo, no se ha realizado esta separación debido a que en la primera tan sólo una muestra era de carácter siliciclástico y en la segunda tan sólo una era carbonatada. Los valores medios del ChC para el total de las muestras de cada serie, así como para muestras siliciclásticas y carbonatadas aparecen recogidos en la Tabla VII.

En este caso no encontramos diferencias significativas entre muestras siliciclásticas y carbonatadas exceptuando a la serie de Grávalos en la que existe una pequeña diferencia de 0,02 °Δ2θ. La dispersión de valo-

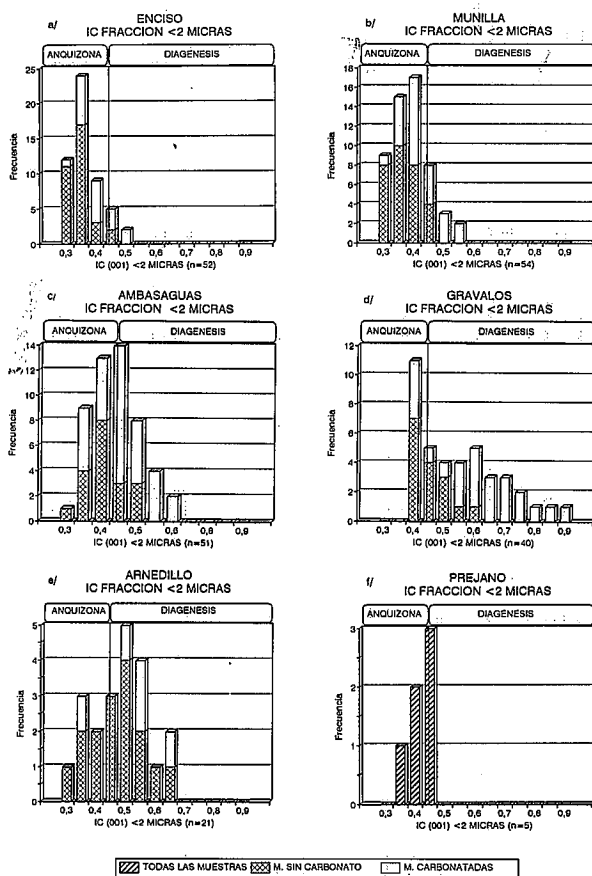


Figura 4.- Histogramas de los valores de cristalinidad de la illita para las diferentes series estudiadas.

res es algo menor en las muestras siliciclásticas que en las carbonatadas. El tratamiento con EG no afecta de manera significativa a la forma del pico a 7 Å, encontrándose valores muy similares antes y después del tratamiento (Tabla VII).

**Discusión**

**Mineralogía global**

Las observaciones petrográficas ponen en evidencia el carácter detrítico del cuarzo y feldespato procedente de las áreas fuente de los materiales que rellenan la cuenca. Por lo tanto, es lógico el descenso en sus porcentajes en sedimentos fundamentalmente carbonatados, ya que en estos la proporción de material detrítico extracuenal debe ser muy inferior a la de los sedimentos fluviales, debido a que gran parte del material (carbonatos) se generó dentro de la propia cuenca de sedimentación.

La calcita, que es el carbonato predominante en las muestras margosas, tiene una procedencia intracuenal, generándose fundamentalmente por precipitación directa, probablemente inducida por actividad biológica. La precipitación de carbonato en lagos se puede producir por un aumento en la temperatura o un descenso en la presión de CO<sub>2</sub> (Tucker y Wright, 1990). En el caso

Muestra	Dist	Mineralogía global (%)					Mineralogía de arcillas (%)				
		Fto	Q	Phy	Cal	Dol	Ill	Chl	Ber	IE1	IE2
AR-23	421	8	8	74	10	--	100	1	--	--	1
AR-22	387	8	8	72	12	--	61	39	--	--	--
AR-21	369	6	1	80	10	--	100	1	--	--	--
AR-20	351	7	5	87	--	--	81	19	--	--	--
AR-19	325	10	8	82	--	--	89	11	--	--	--
AR-18	299	8	1	88	--	--	100	--	--	--	1
AR-17	281	5	1	95	--	--	100	--	--	1	--
AR-16	263	10	9	81	--	--	100	1	--	--	1
AR-15	252	9	6	85	--	--	80	20	--	--	--
AR-14	238	6	1	90	--	--	100	1	--	--	--
AR-13	220	6	5	89	--	--	100	1	--	--	--
AR-12	191	1	1	52	44	1	85	15	--	--	--
AR-11	182	1	1	66	26	1	91	9	--	--	--
AR-10	135	1	7	89	--	--	100	--	--	--	--
AR-9	125	--	10	83	7	--	100	--	1	--	--
AR-8	121	--	5	95	--	--	100	--	1	--	1
AR-7	110	--	1	45	51	--	100	1	--	--	--
AR-6	88	1	5	95	--	--	100	--	1	--	--
AR-5	81	1	7	93	--	--	100	--	--	--	--
AR-4	40	1	1	45	55	--	73	27	--	--	--
AR-3	30	--	1	55	41	--	72	28	--	--	--
AR-2	21	1	1	57	34	9	100	1	--	--	--
AR-1	1	1	5	95	--	--	100	1	--	--	--

Tabla V.- Composición mineralógica global y de la fracción < 2  $\mu$ m para la serie de Arnedillo. Dist: distancia a la base de la serie (m), Fto: feldespato, Q: cuarzo, Phy: filosilicatos, Cal: calcita, Dol: dolomita, Ill: illita, Chl: clorita, Ber: bertierina, IE1: interestratificados clorita/vermiculita, IE2: interestratificados illita/clorita, I: indicios (< 5%).

estudiado, el grado de sobresaturación producto del aumento de temperatura sería muy pequeño, por lo que la retirada de CO<sub>2</sub> por fotosíntesis, y el consiguiente aumento del pH ocasionaría la precipitación del carbonato. La otra fuente principal de carbonato cálcico son los restos esqueléticos de diferentes organismos que vivían en estos lagos (ostrácodos, carofitas, bivalvos y gasterópodos) (Alonso-Azcárate, 1997).

La dolomita en los intervalos carbonáticos que aparecen ampliamente dolomitizados tiene un carácter secundario, y está probablemente generada según el «modelo de enterramiento-compactación» (Morrow, 1990). La dolomitización en este modelo está relacionada con la progresiva expulsión del agua de poros durante el enterramiento. El Mg<sup>2+</sup> procedería de las transformaciones que sufren los minerales de la arcilla (ej., proceso de ilitización de esmectitas que genera Fe y Mg (Eberl, 1993)) durante la diagénesis (Boles, 1981; McHorgue y Price, 1982). La inhibición cinética para la formación de dolomita en condiciones cercanas a la superficie se reduce considerablemente, al aumentar la temperatura con la profundidad (Tucker y Wright, 1990). También el tiempo disponible para la dolomitización es mucho mayor que en condiciones superficiales (Mattes y Mountjoy, 1980). Un condicionamiento importante para este modelo es el insuficiente volumen de fluidos que generalmente encontramos en profundidad para mover estos iones lateralmente. La circulación lateral de los fluidos se ve favorecida en estos materiales al presentar generalmente alternancias de materiales de alta permeabilidad (areniscas) con sedimentos de baja permeabilidad (lutitas y margas). Además, la participación de fluidos en los procesos de diagénesis y bajo metamorfismo en estos materiales fue muy elevada (Alonso-Azcárate *et al.*, 1999).

Por otro lado, los niveles dolomíticos aislados que aparecen esporádicamente en las secuencias carbonáticas, podrían estar generados según el modelo de dolomitización de *sabkha* (Illing *et al.* 1965; Patterson y Kinsman, 1981, 1982). Estos niveles de dolomías aparecen generalmente asociados a niveles con pseudomorfo de evaporitas. Así, debido a la precipitación de yeso aumentaría la relación Mg/Ca, formándose salmueras hipercalinas con un elevado contenido en Mg<sup>2+</sup>, que causaría la dolomitización temprana de los fangos carbonáticos en estas zonas.

### Mineralogía de arcillas

En todas las series estudiadas existe homogeneidad en las asociaciones de minerales de la arcilla, constituidas en su mayoría por illita y clorita, lo que contrasta con la gran diversidad en la mineralogía de arcillas característica de sedimentos lacustres (Yuretich, 1988). Esta heterogeneidad está determinada por los numerosos cambios de facies que presentan este tipo de materiales, lo que produce una gran variabilidad lateral y vertical en la distribución de los sedimentos (Picard y High, 1972). La influencia de áreas fuente locales también es un factor importante a considerar, así como la inexistencia de corrientes litorales en los lagos que retrabajen los sedimentos y los homogeneicen (Yuretich, 1988). En los materiales estudiados no se conserva la mineralogía de arcillas original que presentaban estos lagos, que habría sido homogeneizada durante los procesos de transformación de las arcillas durante la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado.

En algunas muestras se detectan pequeñas cantidades de esmectita, así como de distintos tipos de interestratificados irregulares (clorita/esmectita, clorita/vermiculita e illita/clorita), que se consideran como precursores de la illita y la clorita (Arkai, 1991; Ahn *et al.*, 1988). Estos minerales podrían representar fases relictas metaestables de la mineralogía original de estos materiales, aunque, como se discutirá posteriormente, el grado metamórfico alcanzado se aleja bastante de sus respectivos campos de estabilidad. Así, la presencia de pequeñas cantidades de estos interestratificados metaestables indica que estas asociaciones minerales no alcanzaron el equilibrio, ya que para llegar al estado de equilibrio químico en este tipo de evolución con minerales arcillosos es necesaria la presencia de un número pequeño de fases homogéneas (Peacor, 1992). Este estado de equilibrio suele alcanzarse en condiciones de epizona profunda (Essene y Peacor, 1995).

En el caso concreto de la esmectita discreta presente en algunas muestras carbonatadas de la serie de Munilla, este mineral podría haberse generado durante la fase retrógrada del metamorfismo, ya que las condiciones metamórficas estimadas para este área están claramente por encima de su campo de estabilidad, que, según Essene y Peacor (1995), se sitúa en torno a 200°C. Así, este mineral podría haberse generado al aumentar la actividad del ión Ca<sup>2+</sup> por la disolución de



Muestra	Dist	Mineralogía global (%)					M. de arcillas (%)	
		Fto	Q	Phy	Cal	Dol	Ill	Clo
PR-6	80	9	7	84	--	--	100	1
PR-5	74	1	1	67	25	--	100	1
PR-4	69	1	1	41	35	20	89	11
PR-3	60	5	5	67	23	--	91	9
PR-2	55	7	6	76	10	--	100	1
PR-1	25	13	8	74	5	--	100	1

Tabla VI.- Composición mineralógica global y de la fracción < 2 µm para la serie de Préjano. Dist: distancia a la base de la serie (m), Fto: feldespato, Q: cuarzo, Phy: filosilicatos, Cal: calcita, Dol: dolomita, Ill: illita, Chl: clorita, I: indicios (< 5%).

calcita, lo que favorecería el desarrollo retrógrado de esmectita mediante un mecanismo similar al descrito por Duba y Williams-Jones (1983).

En la zona basal de la serie de Grávalos, que como se comentará posteriormente corresponde al límite diagénesis-anquizona, aparecen rectorita y caolinita asociadas a muestras siliciclásticas. En esta serie la transición con los materiales infrayacentes del Grupo Urbión es transicional. En este sector el Grupo Urbión esta representado por la columna estratigráfica de Valdemadera, la cual presenta condiciones de anquizona (Barrenechea, 1994 y Barrenechea *et al.*, 1995) con la presencia de abundante rectorita. Así, esta asociación mineralógica podría considerarse como representativa de la zona de tránsito hacia condiciones de anquimetamorfismo en profundidad.

En la serie de Arnedillo se ha reconocido la presencia de pequeñas cantidades de bertierina ± clorita. La identificación de bertierina en muestras con clorita es difícil de realizar, debido al solapamiento de su reflexión (001) con la (002) de la clorita. De esta forma, es posible que exista bertierina en otras muestras, pero que su identificación mediante DRX sea casi imposible de realizar. La presencia en esta columna de bertierina y clorita puede considerarse como indicador de condiciones próximas al límite entre diagénesis y anquizona, ya que según Ahn y Peacor (1985) y Lee *et al.* (1985) es en este rango de condiciones donde se produce la transformación de una fase a otra, aunque según Frey (1987) el rango de condiciones en el que se produce puede ser amplio.

**Asignación de condiciones metamórficas**

La asociación mineralógica compuesta por illita ± clorita no es diagnóstica para estimar condiciones dentro del metamorfismo de muy bajo y bajo grado al que han estado sometidos estos materiales, ya que aparece en un amplio rango de condiciones P-T (Frey, 1987). Por lo tanto, en estos materiales es preciso recurrir a otros indicadores como la cristalinidad de la illita y la clorita.

Como se indicó anteriormente, la cristalinidad de la illita presenta importantes cambios en función del tipo de composición global del sedimento en el que se encuentre. En muestras carbonatadas, las illitas presentan siempre peores cristalinidades que las que se observan

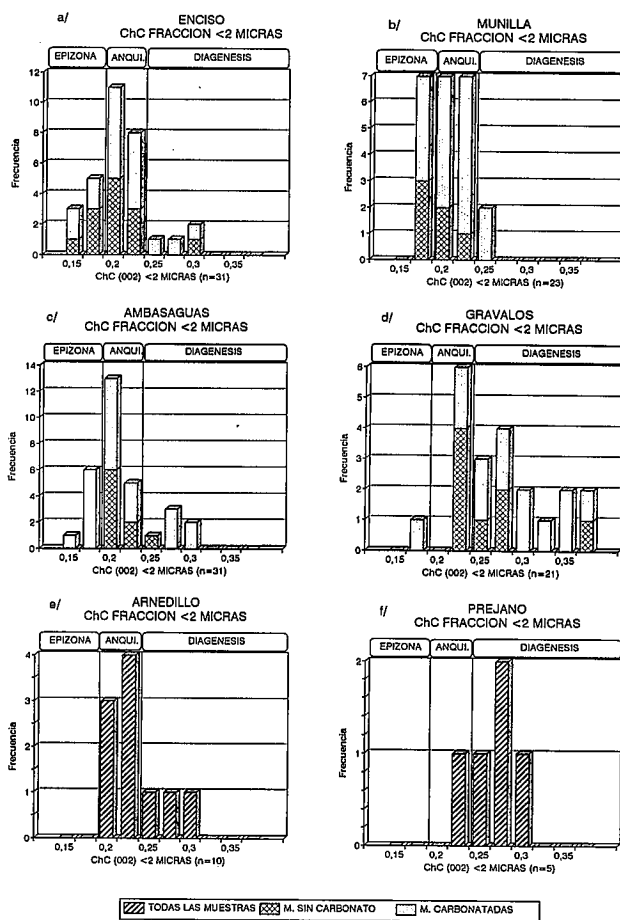


Figura 5.- Histograma de los valores de cristalinidad de la clorita para las diferentes series estudiadas.

en muestras siliciclásticas en la misma serie. Esto es debido a que las illitas de sedimentos carbonáticos experimentan un importante retardo en el proceso de ilitización, ya que estos sedimentos son deficitarios en K y Al y ricos en Ca con respecto a los sedimentos siliciclásticos. Este tipo de sedimentos presentan en general una baja permeabilidad, que es otro factor importante en el proceso de ilitización (Duba y Williams-Jones, 1983). Este efecto se hace progresivamente menos importante al disminuir los valores del IC, es decir, con el aumento gradual de las condiciones metamórficas (Alonso-Azcárate *et al.*, 1995).

Por lo tanto, hay que evitar en lo posible la realización de medidas del IC en muestras margosas, especialmente en materiales que sólo hayan alcanzado condiciones de diagénesis y anquizona incipiente, ya que las estimaciones realizadas sobre el grado de metamorfismo alcanzado siempre serán inferiores a las reales. Así, se han utilizado tan sólo las medidas del IC realizadas en sedimentos siliciclásticos totalmente libres de carbonatos para la estimación de las condiciones de metamorfismo.

El índice de cristalinidad de la clorita (ChC) no está afectado por la presencia de carbonatos en la composición mineralógica, aunque sus estrechos límites para delimitar el campo de la anquizona condicionan la

	IC (001)		IC (001) EG		ChC (002)		ChC (002) EG	
ENCISO	0.35		0.34		0.20		0.20	
	0.32	0.37	0.32	0.36	0.20	0.20	--	--
MUNILLA	0.37		0.36		0.21		0.21	
	0.35	0.41	0.35	0.38	0.21	0.21	--	--
AMBASAGUAS	0.42		0.39		0.22		0.22	
	0.38	0.45	0.36	0.41	0.22	0.22	--	--
GRAVALOS	0.55		0.44		0.27		0.28	
	0.47	0.60	0.41	0.46	0.26	0.28	--	--
ARNEDILLO	0.46		0.42		0.23		0.23	
	0.44	0.51	0.40	0.43	0.23	0.22	--	--
PREJANO	0.41		0.38		0.26		0.25	
	0.38	0.42	0.35	0.41	--	--	--	--

**Tabla VII.-** Datos de cristalinidad de illita y clorita para las diferentes columnas estratigráficas estudiadas. En cada apartado el recuadro superior es el valor de todo el conjunto de muestras estudiadas, el inferior izquierdo el de las muestras sin carbonatos y el inferior derecho el de las muestras carbonatadas expresado en  $^{\circ}\Delta 2\theta$ .

aplicabilidad del ChC (002) para el estudio del tránsito diagénesis-metamorfismo. Pequeñas oscilaciones en el ChC (002) pueden hacer variar la posición de las muestras de un campo a otro con facilidad. Así, el ChC es menos sensible que el IC para estimar las condiciones en el bajo metamorfismo (Alonso-Azcárate *et al.*, 1995; Arkai *et al.*, 1995). Sin embargo, en una secuencia de metamorfismo progrado de pelitas este parámetro es también válido para estimar las variaciones en las condiciones de metamorfismo, siendo una buena herramienta independiente. La medida simultánea del IC y el ChC puede prevenir errores en la asignación de condiciones metamórficas si coinciden las estimaciones basadas en ambos parámetros.

Las estimaciones del grado de diagénesis-metamorfismo alcanzado por estos materiales en función de la cristalinidad de illita y clorita muestran una gran coincidencia en casi todas las series estudiadas. En general, las condiciones metamórficas descienden progresivamente en todas las direcciones dentro del Grupo Enciso desde la zona depocentral, representada por la serie de Enciso, que alcanzó condiciones de anquizona profunda. Hacia el oeste, la serie de Munilla también alcanzó condiciones de anquizona, aunque ligeramente inferiores que las de la serie de Enciso. Hacia el este, en la columna de Ambasaguas, se alcanzan condiciones de anquizona algo menores que las de las dos series anteriores. La presencia de indicios de pirofilita corrobora el grado metamórfico estimado para esta serie. En el extremo oriental, la serie de Grávalos alcanzó condiciones de diagénesis profunda en el límite con la anquizona. Al norte de las áreas depocentrales (series de Préjano y Arnedillo), las condiciones metamórficas también descienden, encontrándose ambas cercanas al límite diagénesis-anquizona, presentando la serie de Préjano condiciones ligeramente superiores a las de Arnedillo. En estas dos series aparece una

ligera divergencia en las estimaciones realizadas en función del IC y ChC, aunque ambos parámetros indican condiciones muy similares.

Es importante señalar que la aplicación de los límites de la anquizona establecidos en este trabajo para la cristalinidad de la clorita necesitan calibrarse para cada área de estudio, no pudiendo utilizarse los calculados en contextos geológicos diferentes. La correspondencia de valores entre el IC y ChC varía bastante en función del área de estudio en la que se determinen. Duba y Williams-Jones (1983) y Warr (1996) encuentran los mismos valores para el IC y el ChC en la misma muestra. Sin embargo, en este trabajo, al igual que en los de Dandois (1981), Braukmann (1984) y Arkai, (1991), no se encuentran valores coincidentes para estos dos parámetros, observándose siempre diferentes grados de correlación entre ambos índices en todos los estudios. Estas diferencias están relacionadas con variaciones en la tasa de crecimiento de los diferentes filosilicatos en la misma muestra, ya que la velocidad de reacción de las fases ferromagnesianas ricas en Al (clorita) es mayor que las de los minerales aluminosilicatados como la illita (Paradis *et al.*, 1983). Esto produce un aumento del tamaño de los cristalitos de la clorita (mayores dominios coherentes de difracción), que de esta forma presentarán mejores cristalinidades que las illitas en la misma muestra.

#### **Implicaciones sobre el tipo de metamorfismo**

Los parámetros a partir de los cuales realizamos la estimación del grado metamórfico (IC, ChC, politipos, asociaciones minerales) no presentan ninguna pauta de evolución vertical en las diferentes series como sería de esperar para columnas estratigráficas tan potentes. Esto estuvo condicionado por el tipo de metamorfismo que afectó a estos materiales y por su heterogeneidad litológica. Casquet *et al.* (1992), Barrenechea (1994) y Alonso-Azcárate *et al.* (1995) definen el metamorfismo que afectó a estos materiales como de tipo hidrotermal. Ello implica que a los efectos de la diagénesis de enterramiento profundo, hay que añadir el efecto de la circulación de fluidos durante el metamorfismo, controlada por las variaciones en la permeabilidad de los diferentes materiales.

Así, como indica Barrenechea (1994) para los materiales del Grupo Urbión, se producen importantes cambios de las condiciones metamórficas de base a techo de cada columna estratigráfica en cortos intervalos de espesor. Estas bruscas variaciones pueden correlacionarse con la proporción de lutitas y areniscas, cuyas diferentes permeabilidades condicionan la circulación de los fluidos metamórficos, así como de la presencia de niveles ricos en materia orgánica, carbonatos, etc. Por lo tanto, la circulación de fluidos durante el metamorfismo ejerce un control fundamental sobre el grado metamórfico alcanzado, aunque el efecto de la diagénesis de enterramiento profunda debe tenerse en consideración. En las series estudiadas encontramos materiales de baja permeabilidad (lutítico-

margosos) intercalados con materiales de mayor permeabilidad (areniscas) lo que, unido al importante efecto que ejerce la composición global en la cristalinidad provoca el que no se observe una evolución en la vertical de los diferentes parámetros estudiados.

Si se compara las condiciones obtenidas en este estudio con las propuestas por Barrenechea (1994), se observa también un descenso en las condiciones metamórficas a lo largo de la Secuencia Depositional 5, compuesta por la parte superior del Grupo Urbión y por el Grupo Enciso. Tres de las columnas estudiadas por Barrenechea (1994) se podrían continuar con tres de las series consideradas en este trabajo. La serie de Enciso estaría situada a techo de la serie de Yanguas, la de Ambasaguas a techo de la de San Pedro Manrique y la de Grávalos a techo de la de Valdemadera. Como era de esperar, entre los tres grupos de columnas se observa un importante descenso en las condiciones metamórficas de base a techo, probablemente debido a las diferencias en permeabilidad y composición global.

### Conclusiones

La mineralogía global de los sedimentos pelíticos del Grupo Enciso está constituida por filosilicatos, carbonatos (calcita y dolomita), cuarzo y feldespatos alcalinos. La illita y la clorita son los filosilicatos más abundantes aunque es posible encontrar cantidades variables de otros filosilicatos (caolinita, esmectita, pirofilita y minerales interestratificados).

El cuarzo y los feldespatos se consideran de origen predominantemente detrítico. Las calizas se generaron en la cuenca de sedimentación posiblemente por precipitación directa bioinducida y a partir de los restos esqueléticos de organismos. Los procesos de dolomitización se produjeron posiblemente según el modelo de enterramiento-compactación para los intervalos carbonáticos ampliamente dolomitizados o según un modelo tipo *sabkha* para los niveles dolomíticos aislados.

En función de las asociaciones minerales y las cristalinidades de illita y clorita se han estimado las siguientes condiciones metamórficas para los materiales estudiados:

Los materiales de la columna estratigráfica de Enciso alcanzaron condiciones de anquizona cercanas al límite con la epizona, ligeramente superiores a las que afectaron a la serie de Munilla. Los sedimentos de la columna estratigráfica de Ambasaguas alcanzaron condiciones de anquizona, algo menores que en las dos series anteriores. La serie de Grávalos se encuentra en el campo de la diagénesis profunda, en el límite con la anquizona. Los materiales de las columnas estratigráficas de Arnedillo y Préjano estarían situados en el límite diagénesis-anquizona, presentando la serie de Préjano condiciones ligeramente superiores a las de Arnedillo.

Por lo tanto, las máximas condiciones alcanzadas corresponden a la serie de Enciso (zona depocentral), las cuales van progresivamente disminuyendo hacia el E, W y N en las demás series.

En cada columna no existen unas pautas de evolución claras en la vertical para los diferentes parámetros estudiados en los filosilicatos, debido al carácter hidrotermal del metamorfismo y la heterogeneidad litológica que presentan la series, al estar formadas por una alternancia de materiales siliciclásticos y carbonatados, con diferentes permeabilidades y composiciones globales. Por tanto, la facies sedimentarias originales han sido un factor crucial en el control de los procesos de transformación durante la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado.

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB94-0054 de la DGICYT y PB97-0298 de la D.G.E.S. Se agradece la labor de revisión constructiva del trabajo realizada por los doctores M. Ortega y M. Pozo.

### Bibliografía

- Ahn, J. H. y Peacor, D. R. (1985): Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Min.*, 33: 228-236.
- Ahn, J.H., Peacor, D.R. y Coombs, D.S. (1988): Formation mechanisms of illite, chlorite and mixed-layer illite-chlorite in Triassic volcanogenic sediments from the Southland syncline, New Zealand. *Contr. Miner. Petrol.*, 99: 82-89.
- Alonso, A. y Mas, J. R. (1993): Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la Cuenca de Los Cameros. España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 17: 285-310.
- Alonso-Azcárate, J. (1997): *Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita en la cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid; 544 p. (inédita).
- Alonso-Azcárate, J., Barrenechea, J.F., Rodas, M. y Mas, J.R. (1995): Comparative study of the transition between very low-grade and low-grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments: Early Cretaceous, Cameros Basin (Northern Spain). *Clay Min.*, 30: 407-419.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Raiswell, R., Velasco, F. y Mas, J.R. (1999): Pathways and distances of fluid flow during low grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *J. Metamorphic Geol.* (en prensa)
- Arkai, P. (1991): Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. Metamorphic Geol.*, 9: 723-734.
- Arkai, P., Sassi, P. y Sassi, R. (1995): Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: a more reliable tool for monitoring low- to very low grade metamorphisms in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). *Eur. J. Mineral.*, 7: 1115-1128.
- Barrenechea, J.F. (1994): *Evolución de la mineralogía de arcillas en el tránsito diagénesis-metamorfismo de bajo grado en el Grupo Urbión (Cretácico Inferior) de la cuenca de los Cameros (Soria-La Rioja)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 297 p. (inédita).
- Barrenechea, J.F., Rodas, M. y Mas, J.R. (1995): Clay mineral variation associated to diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros basin, Spain. *Clay Minerals*, 30: 89-103.

- Barrenechea, J.F., Rodas, M., Alonso-Azcárate, J., Luque, F.J. y Mas, R. (1997): Hydrothermal vs. Burial low-grade metamorphism in the Cameros Basin (NE Spain): evidence from clay mineralogy, sedimentological data, and associated sulfide mineralization. *11th International Clay Conference, Ontario, Canada*, A6.
- Boles, J.R. (1981): Clay diagenesis and effects on sandstone cementation (case histories from the Gulf Coast Tertiary). En: *Clays and the Resource Geologist. Mineralogical Association of Canada*. (Longstaffe, F.J., ed.). Short Course Handbook, v. 7, 148-168.
- Braukmann, F.J. (1984): Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, 14: 195.
- Brunton, G. (1955): Vapour glycolation. *American Mineralogist*, 40: 124-126.
- Caillere, S., Henin, S. y Rautureau, M. (1982): Minéralogie des Argiles. *Act. Sci. Agr. de L'I.N.R.A.*, 8. Masson, Paris.
- Casas, A. M. y Simón, J. L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 14: 521-530.
- Casas, A.M. y Gil-Imaz, A. (1998): Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros basin, northern Spain. *Geologische Rundschau*, 86: 802-818.
- Casquet, C., Galindo, C., González Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E. y Barrenechea, J. F. (1992): El metamorfismo en la Cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 11: 22-25.
- Dandois, Ph. (1981): Diagenèse et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges). *Bull. Soc. belge Géol.*, 90: 299-316.
- Duba, D. y Williams-Jones, A. E. (1983): The application of illite crystallinity, organic matter reflectance and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in southwestern Gaspé, Quebec. *Econ. Geol.*, 78: 1350-1363.
- Eberl, D.D. (1993): Three zones for illite formation during burial diagenesis and metamorphism. *Clays and Clay Miner.*, 41:26-37.
- Essene, E.J. y Peacor, D.R. (1995): Clay mineral thermometry- A critical perspective. *Clays and Clay Miner.*, 43: 540-553.
- Frey, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. En: *Low-Temperature Metamorphism* (M. Frey ed.), Blackie and Sons, Glasgow, 9-58.
- González García, S. y Sánchez Camazano, M. (1968): Aplicación del dimetilsulfóxido en la identificación de minerales de la arcilla en mezclas. *Anal. Edaf. Agrobiol.*, 27: 581-592.
- Guimerá, J. y Alvaro, M. (1990): Structure et evolution de la compression alpine dans le Chaîne Ibérique et la Chaîne Cotière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France* (8), VI (2): 339-340.
- Guimerá, J., Alonso, A. y Mas, J. R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). En: *Basin Inversion* (Buchanan, J.G. y Buchanan P. G., eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 88: 433-453.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1985): A realising solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). En: *Strike slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (Biddle, K.T. y Christie-Blick, N. eds.), *SEPM Spec. Publ.*, 37: 159-175.
- Illing, G.U., Well, A.J. y Taylor, C.M. (1965): Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. En: *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. (Pray, A.C. y Murray, R.C., eds.). *SEPM Spec. Publ.*, 13: 89-111.
- Kubler, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages Tectoniques. Coll Neuchâtel*, 105-122.
- Lee, J. H., Ahn, J. H. y Peacor, D. R. (1985): Textures in layered silicates: Progressive changes through diagenesis and low-temperature metamorphism. *J. Sediment. Petrol.*, 55: 532-540.
- Martín Pozas, J.M. (1968): *Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, Madrid, 194 p.
- Martín Vivaldi, J.L. y Rodríguez Gallego, M. (1961): Some problems in the identification in clay minerals in mixtures by X-ray diffraction. Part I: chlorite-kaolinite mixtures. *Clay Minerals Bull.*, 4:228-232.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1991): Sistemas lacustres/costeros del Cretácico inferior de la Cuenca de los Cameros. Controles tectónico y eustático. *III Coloquio del Cretácico de España*, Morella p.47.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerá, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 129-144.
- Mas, J.R., Guimerá, J. y Alonso, A. (1997): Evolution of a Mesozoic intraplate extensional basin: the Cameros Basin (North Spain), *Annual Meeting of IGCP Project No. 369 - Comparative Evolution of Peri-Tethyan Rift Basins*, 36-39.
- Mata, M.P., Gil-Imaz, A., Casas Sáinz, A., Pocovi Junan, A. y Canals, A. (1996): La extensión cretácica en la Cuenca de Cameros: resultados del análisis estructural de grietas de cuarzo y del estudio de inclusiones fluidas. *Geogaceta*, 20: 893-896.
- Mattes, D.H. y Mountjoy, E.W. (1980): Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. En: *Concepts and Models of Dolomitization*. (Zenger, D.H. y Dunham, J.B., eds.). *SEPM Spec. Publ.*, 28: 259-297.
- McClay, K.R. (1990): Extensional fault systems in sedimentary basins: a review of analogue model studies. *Mar. Petrol. Geol.*, 7: 205-233.
- McHorgue, T.R. y Price, R.C. (1982): Dolomite from clay in argillaceous or shale-associated marine carbonates. *J. Sedim. Petrol.*, 52: 873-886.
- Moore, D.M. y Reynolds, R.C. Jr. (1997): *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Second edition. Oxford University Press, 378 p.
- Morrow, D.W. (1990): Dolomite- Part 2: Dolomitization Models and Ancient Dolostones. En: *Diagenesis* (McIlreath, A. y Morrow, D.W., eds.). Geoscience Canada, 125-139.
- Paradis, S., Velde, B. y Nicot, E. (1983): Chloritoid-Pyrophyllite-Rectorite facies rocks from Brittany, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 342-347.
- Patterson, R.J. y Kinsman, D.J.J. (1981): Hydrologic framework of a sabkha along Arabian Gulf. *A.A.P.G. Bull.*, 65: 1457-1475.
- Patterson, R.J. y Kinsman, D.J.J. (1982): Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkha along Arabian (Persian) Gulf. *A.A.P.G. Bull.*, 66: 28-43.
- Peacor, D.R. (1992): Diagenesis and low-grade metamorphism of shales and slates. En: *Minerals and Reactions at the Atomic Scale: Transmission Electron Microscopy* (Buseck,

- P.R., ed.). *Reviews in Mineralogy*, 27: 335-380.
- Picard, M.D. y High, L.R. (1972): Criteria for recognizing lacustrine rocks. En: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Rigby, J.K. y Hamblin, W.K. eds.), *SEPM Spec. Publ.*, 16: 108-145.
- Platt, N.H. (1989): Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the Western Cameros Basin (Northern Spain). *Sedim. Geol.*, 64: 91-109.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: *Lacustrine Facies Analysis* (Anadón, P., Cabrera, Ll. y Kelts, K. eds.), *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 13: 57-74.
- Plaziat, J.C. y Freytet, P. (1978): Le pseudomicrokarst pédologique: un aspect particulier des paléopédogenèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le tertiaire du Languedoc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D 286: 1661-1664.
- Roberts, B., Merriman, R. J. y Pratt, W. (1991): The influence of strain, lithology and stratigraphical depth on white mica (illite) crystallinity in mudrocks from the vicinity of the Corris Slate Belt, Wales: implications for the timing of metamorphism in the Welsh Basin. *Geol. Mag.*, 128: 633-645.
- Robinson, D., Warr, L. N. y Bevins, R. E. (1990): The illite «crystallinity» technique: a critical appraisal of its precision. *J. Metamorphic Geol.*, 8: 333-344.
- Roure, F., Brun, J.P., Coletta, B. y Driessche, J. (1992): Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *Jour. Struct. Geol.*, 14: 503-519.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 482 p.
- Warr, L. (1996): Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *Eur. J. Mineral.*, 8: 115-127.
- Warr, L.N. y Rice, H.N. (1994): Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic Geol.*, 12: 141-152.
- Yang, C. y Hesse, R. (1991): Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, External Domain of southern Canadian Appalachians. *Clay Min.*, 26: 211-231.
- Yuretich, R.F. (1988): Possible relationship of stratigraphy and clay mineralogy to source rock potential in lacustrine sequences. En: *Lacustrine Petroleum Source Rocks*. (Fleet, A.J., Kelts, K. y Talbot, M.R., eds.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 40: 139-151.

Manuscrito recibido el 3 de Junio de 1999

Aceptado el manuscrito revisado el 11 de Octubre de 1999