

El metamorfismo de bajo grado en el Paleozoico del sector central de la Cordillera Ibérica.

Por A. APARICIO (1), J. M. BRELL (2), R. GARCIA (1), J. TENA (3) y J. GOMEZ (3)

RESUMEN

Se describe el metamorfismo de bajo grado en sus aspectos paragenéticos, intensidad y condiciones de las rocas paleozoicas del sector central de la Cordillera Ibérica.

Palabras clave: Metamorfismo, Bajo grado, Hercínico, Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

The low and very low grade metamorphism in paleozoic rocks (Sistema Ibérico) are described. The paragenesis and conditions of this metamorphism are determined.

Key words: Metamorphism, Low grade, Hercynic, Cordillera Ibérica.

INTRODUCCION

La Cordillera Ibérica es una alineación montañosa en la que predominan los materiales mesozoicos y terciarios. Sin embargo, en su parte central (provincia de Teruel y zona norte de la provincia de Guadalajara) y en su parte nororiental (provincias de Teruel y Zaragoza) afloran en una dirección NO-SE una serie de retazos paleozoicos que constituyen su núcleo (fig. 1). De entre todos ellos los de mayor extensión son el Macizo de Ateca y el Macizo de Calatayud-Montalbán (CAPOTE y GONZALEZ-LODEIRO, 1983), que son precisamente el objetivo de nuestro estudio. Ambos macizos están separados por la Depresión Terciaria de Calatayud-Teruel, que sirve de divisoria para la tradicional subdivisión longitudinal de la cordillera en dos sectores: el oriental, o rama aragonesa, y el occidental, o rama castellana. El macizo de Ateca queda al suroeste de la

cuenca terciaria y forma parte, por tanto, de la rama castellana; el Macizo de Calatayud-Montalbán queda al noroeste y es parte integrante de la rama aragonesa.

Desde el punto de vista estratigráfico, en el Macizo de Ateca predominan los materiales del Paleozoico Inferior, desde el Cámbrico Basal, representado por la Formación Cuarcita de Bámbo-la, hasta el Ordovícico (parte inferior de la Formación Cuarcita Armoricana). Falta el resto de la serie paleozoica. El Macizo de Calatayud-Montalbán, por el contrario, se caracteriza por poseer una serie estratigráfica paleozoica muy completa, sin apenas lagunas estratigráficas desde el Precámbrico (?) hasta el Carbonífero. El Paleozoico postorogénico (Pérmico) ha sido identificado en ambos macizos, aunque en afloramientos muy reducidos y con potencias limitadas (REZNOS y SAUQUILLO DEL ALCAZAR en la rama castellana y FOMBUENA en la rama aragonesa).

La estratigrafía de los materiales de estos macizos paleozoicos ha sido descrita por numerosos autores, ya desde el siglo pasado. Las primeras síntesis realmente importantes se deben a LOTZE (1929) y MELENDEZ (1944). Con poste-

(1) Dpto. Geología Museo Nacional Ciencias Naturales CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

(2) Dpto. Estratigrafía. Instituto Geología Económica CSIC. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

(3) Area Petrología y Geoquímica. Dpto. Geología. Univ. Zaragoza. 5009 Zaragoza.

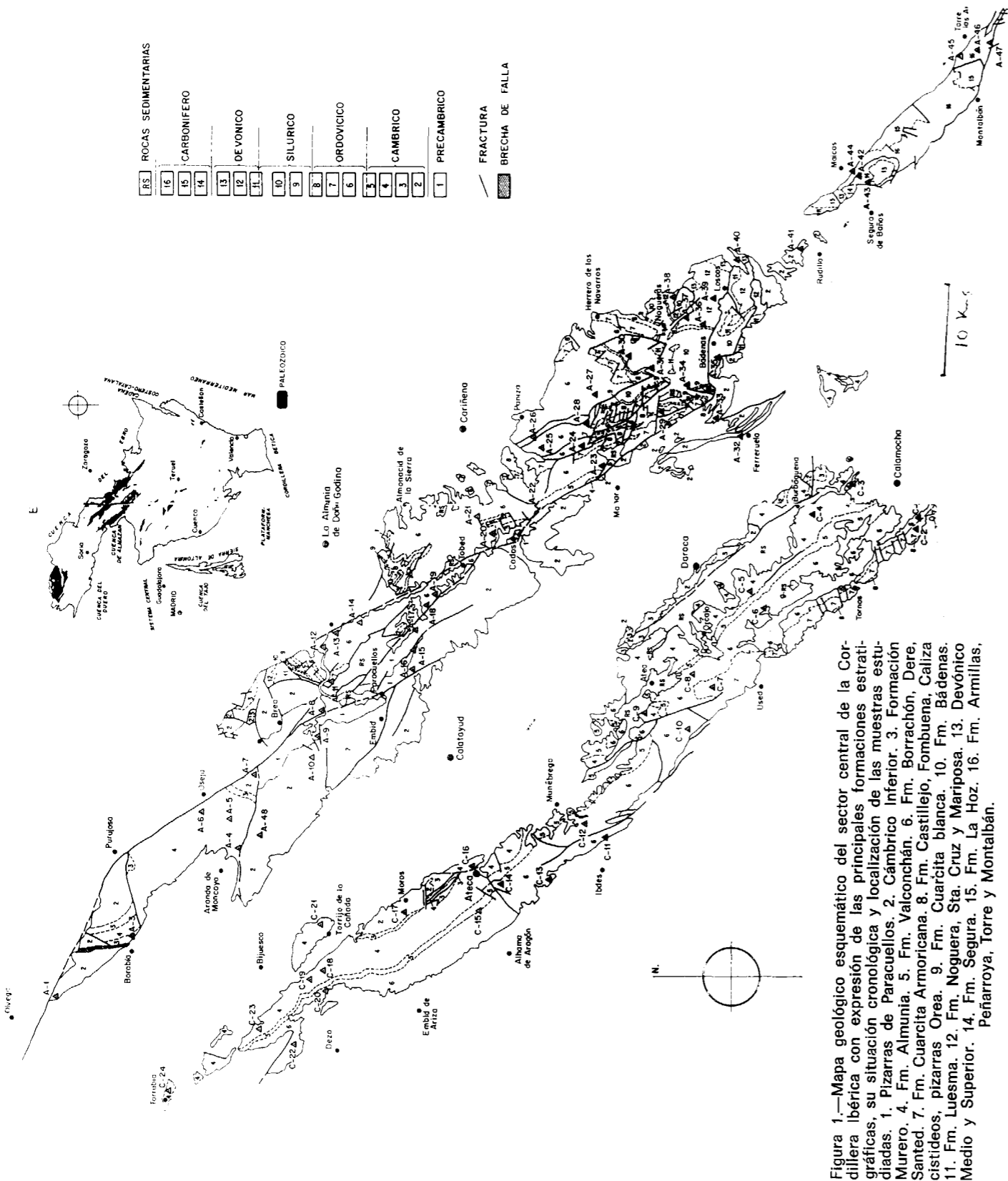


Figura 1.—Mapa geológico esquemático del sector central de la Cordillera Ibérica con expresión de las principales formaciones estratigráficas, su situación cronológica y localización de las muestras estudiadas. 1. Pizarras de Paracuellos. 2. Cámbrico Inferior. 3. Formación Murero. 4. Fm. Almunia. 5. Fm. Valconchán. 6. Fm. Borrachón, Dere, Santed. 7. Fm. Cuarcita Armoricana. 8. Fm. Castillejo, Fombuena, Caliza cistideos, pizarras Orea. 9. Fm. Cuarcita blanca. 10. Fm. Bádernas. 11. Fm. Luesma. 12. Fm. Noguera. Sta. Cruz y Mariposa. 13. Devónico Medio y Superior. 14. Fm. Segura. 15. Fm. La Hoz. 16. Fm. Armillas, Peñarroya, Torre y Montalbán.

rioridad se realizan numerosos estudios parciales entre los que destacan, en el área involucrada en este trabajo, los de BARTSCH (1966) en la Sierra de la Virgen, ALIAGA (1968) en las Sierras de Vicort y Algairén, CARLS (1965) en la Sierra de Herrera y la Depresión Axial del Cámaras, QUARCH (1975) en el Anticlinal de Montalbán, SCHMITZ (1971) al norte de Ateca, JOSOPAIT (1971) entre Ateca y Daroca, y SCHEUPLEIN (1970) entre Daroca y Calamocha. La nomenclatura estratigráfica actualmente en uso en este área es obra de numerosos autores, aunque las contribuciones principales se deben a LIÑAN y TEJERO (1988) para el Precámbrico (?) del Grupo Paracuellos, LOTZE (1929, 1958, 1961) para el Cámbrico Inferior y Medio, WOLF (1980) para el Cámbrico Superior - Ordovícico Inferior, VILLAS (1983) para el Ordovícico Superior - Silúrico, CARLS y GANDL (1967) para el Silúrico - Devónico Inferior, CARLS y LAGES (1983) para el Devónico Medio y Superior, y QUARCH (1975) para el Carbonífero.

La estructura y deformación de este paleozoico ha sido descrita recientemente por VILCHEZ (1984), TEJERO (1987) y TORRES (1989). A una escala mayor, para el conjunto de la Cordillera Ibérica, destacan las síntesis tectónicas clásicas de LOTZE (1929), JULIVERT (1954) y JULIVERT et al. (1974), y en los últimos años, la de CAPOTE y GONZALEZ-LODEIRO (1983). La relación estructural del Paleozoico de la Cordillera Ibérica y el del Macizo Hercínico ha sido tratada por LOTZE (1954), JULIVERT et al. (1974) y GOZALO y LIÑAN (1988).

En cuanto al estudio del metamorfismo regional de los materiales paleozoicos, son muy escasos los trabajos con los que se cuenta en la zona. Destaca el de FERNANDEZ-NIETO et al. (1985) en el Cámbrico Medio - Tremadoc de los alrededores de Calamocha (Macizo de Ateca). A un nivel más puntual, MARTIN GUILLEN et al. (1987) identifican un interestratificado tipo corrensita en el Precámbrico del Grupo Paracuellos (Macizo de Calatayud-Montalbán).

No existen estudios petrológicos que sintetizen las características de las rocas sedimentarias del paleozoico de toda la Cordillera, y sólo se han analizado puntualmente zonas restringidas en el Cámbrico y el Silúrico de las Sierras de Vicort y Algairén (NAVAS, 1986; NAVAS y TENA, 1987; MATEO, 1987) y en el Devónico de la Depresión

del Cámaras (BESCOS, 1988; BESCOS et al., 1989).

Sin embargo, las características de los procesos metamórficos que afectan a este Paleozoico no han sido estudiados hasta ahora en su aspecto global, a pesar de la importancia que tienen en la evolución de este sector del Macizo Hespérico. En este sentido, la baja intensidad del metamorfismo que afecta al Paleozoico, junto con la monotonía litológica que le caracteriza, pueden explicar la ausencia de este tipo de datos.

No obstante, en áreas relativamente próximas, como la Sierra de la Demanda, e incluso en otras zonas del sector central de la rama castellana algo más meridionales que las consideradas en este trabajo, ya se han publicado algunos datos previos sobre la intensidad del metamorfismo. APARICIO et al. (1988) analizan en términos metamórficos diferentes afloramientos paleozoicos de las provincias de Teruel y Guadalajara en una sucesión estratigráfica que abarca el Ordovícico-Silúrico. Igualmente APARICIO et al. (1991) describen el metamorfismo de los materiales paleozoicos (esencialmente cámbricos) de la Sierra de la Demanda.

METODOS

En el sector central de la Cordillera Ibérica el estudio del metamorfismo se realizó a partir de la selección de un número significativo de muestras, tanto en cuanto a los niveles estratigráficos representados, como a la extensión superficial que definen, tratándose de determinar las características del metamorfismo en los diferentes niveles y su variación espacial. El principal inconveniente para ello surge de las propias características litológicas de las rocas constituyentes, en donde las composiciones cuarcíticas predominan sobre las pelíticas. Las muestras seleccionadas corresponden siempre a metapelitas con un alto porcentaje de filosilicatos (superior al 60 por 100) y se han eliminado aquellas con contenidos en cuarzo y carbonatos relativamente elevados. Esta situación ha obligado a que algunos niveles estratigráficos estén poco o nada representados.

El estudio de las paragénesis se hizo en base a microscopía óptica y difractogramas obtenidos

TABLA 1
Composición de las muestras analizadas y principales parámetros de interés metamórfico

Muestra	Cuarzo	Filosilicatos	FK	Plagioclasa	Mica	Caolinita	Clorita	Esmectita	Inter-estratificados	Pirofilita	KUBLER	WEAVER	060	0010	004/002	3.74 2.58	Poilito moscovita	Índice paragonitización	Tipo clorita	Crono-estratigrafía	Formación estratigráfica
C-17	20	80	Ind.	—	60	28	12	—	—	—	3	5.4	1.506	1.996	0.38	0.38	100%2MI	—	Ca	2	
C-3	30	65	—	5	29	30	18	23	—	—	3.5	5	1.504	1.998	0.57	0.50	100%2MI	—	Ca	4	
C-4	14	86	—	—	52	14	28	—	I/E	—	4	4.6	1.504	1.998	0.59	0.45	100%2MI	—	Ca	4	
C-5	21	74	5	—	45	8	35	12	—	—	3.5	4	1.507	1.997	0.39	0.43	100%2MI	—	Ripidolita	Ca	4
C-9	20	75	—	5	68	22	10	Ind.	—	—	5	1.7	1.500	1.991	0.41	0.31	80%2MI	0.10	—	Ca	4
C-16	14	75	—	7	56	26	12	6	—	—	3.5	5	1.505	1.995	0.38	0.37	100%2MI	—	Ca	4	
C-18	28	60	—	12	58	18	24	—	—	—	3	5.7	1.503	1.998	0.38	0.45	100%2MI	—	Ripidolita	Ca	4
C-19	20	72	—	8	57	24	18	—	—	—	3.5	5	1.502	1.995	0.46	0.36	100%2MI	—	Ca	4	
C-21	20	80	Ind.	—	48	15	14	23	—	—	3	3.0	1.508	1.992	0.28	0.45	100%2MI	0.10	Ca	4	
C-23	15	80	Ind.	5	95	5	—	—	Ind.	—	5	2.1	1.500	1.991	0.41	0.28	70%2MI	0.10	Ca	4	
C-24	22	71	—	7	35	—	—	—	I/CI	—	3.5	4.1	1.501	1.994	0.42	0.34	100%2MI	—	Ca	4	
C-1	16	84	—	—	95	Ind.	5	—	—	—	4	3.6	1.502	1.995	0.38	0.39	100%2MI	—	Or	6	
C-8	16	84	—	—	100	—	—	—	—	—	6	1.8	1.502	1.999	0.34	0.40	100%2MI	—	Or	6	
C-10	30	64	—	6	45	30	25	—	—	—	4	3.5	1.503	1.995	0.46	0.50	100%2MI	—	Ripidolita	Or	6
C-11	14	86	—	Ind.	80	5	15	Ind.	—	—	5	3	1.502	1.999	0.36	0.22	40%2MI	—	Or	6	
C-12	16	80	4	—	65	7	33	Ind.	—	—	4	5.5	1.504	1.998	0.42	0.33	100%2MI	—	Clinocloro	Or	6
C-13	12	81	—	7	70	18	12	—	—	—	4	3.6	1.505	1.997	0.35	0.35	100%2MI	—	Or	6	
C-14	15	82	—	8	60	18	22	—	—	—	3	2.5	1.501	1.997	0.33	0.39	100%2MI	—	Or	6	
C-15	15	85	—	—	67	21	12	—	—	—	4	3.2	1.501	2.000	0.48	0.32	90%2MI	—	Or	6	
C-20	17	88	—	5	76	16	8	—	—	—	3.5	5.1	1.504	1.991	0.40	0.32	90%2MI	0.10	Or	6	
C-22	10	90	—	—	90	6	4	—	—	—	6	1.8	1.503	1.985	0.32	0.24	40%2MI	0.6	Or	6	
C-6	19	77	—	4(Fptos)	42	10	38	—	10	—	3.5	3.3	1.502	2.002	0.47	0.38	100%2MI	—	Ripidolita	Or	6
C-7	14	86	—	—	100	—	—	Ind.	—	—	6.5	2	1.501	1.995	0.40	0.26	60%2MI	—	Or	7	
C-2	15	80	5	—	88	12	—	—	—	—	4	5.6	1.506	2.001	0.36	0.37	100%2MI	—	Or	7	
A-9	28	66	—	6	72	6	22	—	—	—	3.5	4.7	1.509	1.995	0.46	0.50	100%2MI	—	Ripidolita	Pc	1
A-15	32	40	—	8	74	—	—	—	I/CI	—	3	5.2	1.506	1.993	0.35	0.28	70%2MI	—	Pc	1	
A-1	17	73	Ind.	—	83	5	12	—	—	—	2.5	5.2	1.504	1.996	0.40	0.42	100%2MI	—	Ca	2	
A-7	12	88	—	—	72	6	22	—	—	—	3	7.0	1.507	1.996	0.46	0.43	100%2MI	—	Ripidolita	Ca	2
A-8	19	81	—	—	85	Ind.	7	—	I/CI	—	3	4.5	1.506	1.994	0.38	0.48	100%2MI	—	Ca	2	
A-10	14	86	Ind.	—	84	Ind.	10	—	—	—	3.5	0.8	1.511	1.994	0.28	0.48	100%2MI	—	Ca	2	
A-32	25	75	—	—	81	5	—	14	—	—	4	4.1	1.504	1.997	0.42	0.52	100%2MI	—	Ca	2	
A-33	37	63	—	Ind.	78	Ind.	—	—	CI/V	—	3	5.0	1.503	2.000	0.44	0.50	100%2MI	—	Ca	2	
A-41	18	82	—	—	82	12	6	—	—	—	2.5	1.8	1.505	1.995	0.46	0.44	100%2MI	—	Ca	2	
A-48	16	84	—	—	65	21	14	—	—	—	2.5	16	1.507	1.996	0.56	0.46	100%2MI	—	Ca	2	
A-3	19	81	—	—	88	Ind.	—	—	I/CI	—	4	4.4	1.505	1.997	0.29	0.22	40%2MI	—	Ca	3	
A-4	6	84	Ind.	—	100	—	—	—	—	—	4	5	1.503	2.000	0.43	0.32	90%2MI	—	Ca	4	
A-5	25	75	—	—	74	5	12	—	I/CI	—	3.5	5.6	1.504	1.996	0.37	0.26	60%2MI	—	Ca	4	

124

A. APARICIO, J. M. BRELL, R. GARCIA, J. TENA Y J. GOMEZ

A-6	14	86	Ind.	—	82	Ind.	9	—	9	—	3.5	6.5	1.503	1.999	0.33	0.38	100%2MI	—	Ca	4		
A-12	15	85	Ind.	—	100	—	—	—	—	—	4	4.0	1.502	1.996	0.40	0.37	100%2MI	—	Or	6		
A-13	11	89	—	—	100	—	—	—	—	—	4	6.0	1.503	1.997	0.43	0.40	100%2MI	—	Or	6		
A-14	29	81	—	—	77	Ind.	23	—	—	—	3.5	5.1	1.504	1.998	0.39	0.43	100%2MI	—	Ripidolita	Or	6	
A-16	28	62	—	—	55	—	45	—	I/CI	—	3	5.1	1.502	2.000	0.42	0.42	100%2MI	—	Clinocloro	Or	6	
A-17	24	76	Ind.	—	84	—	—	—	I/CI	—	2.5	8.7	1.507	1.995	0.33	0.56	100%2MI	—	Or	6		
A-18	19	75	—	6	78	—	22	—	—	—	3	6.2	1.502	1.997	0.49	0.43	100%2MI	—	Ripidolita	Or	6	
A-19	25	75	Ind.	—	71	—	29	—	I/CI	—	3	7.7	1.498	1.998	0.38	0.44	100%2MI	—	Ripidolita	Or	6	
A-20	22	78	—	Ind.	86	—	7	—	CI/V	—	4	5.5	1.504	1.997	0.37	0.20	35%2MI	—	Or	6		
A-21	18	77	5	—	100	—	—	—	—	—	3.5	3.7	1.505	1.995	0.39	0.40	100%2MI	—	Or	6		
A-22	21	75	—	4	81	5	14	—	—	—	3	5.8	1.502	1.996	0.48	0.37	100%2MI	—	Or	6		
A-23	16	84	—	—	95	—	—	—	CI/V	—	4.5	2.6	1.502	1.996	0.39	0.42	100%2MI	—	Or	6		
A-24	18	82	—	—	93	—	7	—	—	—	5	3	1.501	1.995	0.41	0.20	35%2MI	—	Or	6		
A-25	6	94	Ind.	—	94	—	—	—	CI/V	—	3.5	6.8	1.501	2.000	0.30	0.34	100%2MI	—	Or	6		
A-26	8	92	Ind.	—	95	—	—	—	CI/V	—	4	2.0	1.504	1.997	0.54	0.39	100%2MI	—	Or	6		
A-27	12	88	Ind.	—	84	—	8	—	CI/V	—	4	4.5	1.501	2.000	0.26	0.20	35%2MI	—	Or	6		
A-28	11	89	—	—	87	Ind.	13	—	—	—	4	4.4	1.500	1.999	0.30	0.32	90%2MI	—	Or	6		
A-11	14	79	7	—	100	—	—	—	—	—	3.5	6.4	1.509	1.993	0.33	0.38	100%2MI	—	Or	7		
A-29	10	85	—	5	94	—	6	—	—	—	6	1.8	1.500	1.998	0.38	0.48	100%2MI	—	Si	9		
A-30	26	74	—	—	100	—	—	—	CI/V	—	8	1.4	1.498	1.994	0.30	0.34	100%2MI	—	Si	10		
A-31	12	88	—	—	67	9	Ind.	—	—	—	24	8	1.4	1.504	1.998	0.37	0.46	100%2MI	—	Si	10	
A-34	26	84	Ind.	—	62	12	5	Ind.	—	—	21	15	1.2	1.501	1.994	0.71	0.25	50%2MI	—	Si	10	
A-35	11	89	—	—	73	15	—	Ind.	—	—	12	15	1.2	1.501	1.995	0.52	0.30	90%2MI	—	Si	10	
A-36	8	92	—	—	70	18	—	—	I/CI	—	12%	Ind.	17	1.3	1.505	1.994	0.65	0.24	40%2MI	—	D	12
A-37	14	81	—	5	92	—	—	Ind.	I/CI	—	8%	—	10	1.2	1.499	1.991	0.55	0.28	70%2MI	0.28	D	12
A-38	5	95	—	—	82	Ind.	Ind.	8	—	—	10	12	1.3	1.499	1.994	0.28	0.26	50%2MI	—	D	12	
A-39	15	85	—	—	90	—	—	Ind.	I/CI	—	10	—	1.2	1.496	1.998	0.45	0.22	40%2MI	—	D	12	
A-40	4	96	—	—	35	40	10	—	CI/M 10%	—	14	—	1.498	1.994	0.50	0.24	45%2MI	—	D	13		
A-42	10	90	—	—	92	8	—	—	I/M 5%	—	6.5	2.1	1.504	1.997	0.48	0.38	100%2MI	—	H	14		
A-43	6	94	—	—	100	—	—	—	—	—	7	2.0	1.500	1.995	0.35	0.36	100%2MI	—	H	14		
A-44	11	89	—	—	93	7	—	Ind.	—	—	8	1.7	1.501	1.997	0.46	0.38	100%2MI	—	H	16		
A-45	14	86	—	—	92	8	—	—	—	—	6	1.5	1.503	1.993	0.41	0.36	100%2MI	—	H	16		
A-46	9	91	—	—	100	Ind.	—	—	—	—	5	1.8	1.501	1.997	0.51	0.38	100%2MI	—	H	16		
A-47	8	92	—	—	100	Ind.	—	—	—	—	6	2.1	1.504	1.992	0.41	0.32	100%2MI	0.10	H	16		

Interestratificados:
I/E (Ilita/Esmectita).
I/CI (Ilita/Clorita).
CI/E (Clorita/Esmectita).
CI/V (Clorita/Vermiculita).
Ca: Cámbrico. Or: Ordovícico. Si: Silúrico. D: Devónico. H: Carbonífero.
Ind.: Indicios.

EL METAMORFISMO DE BAJO GRADO EN EL PALEOZOICO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CORDILLERA...

en un espectrómetro PHILIPS PW 1130 con una unidad de control PW 1710 según la metodología y elaboración descrita en APARICIO et al. (1988).

Un esquema de la situación de las muestras obtenidas, así como de la distribución y localización de los diferentes niveles estratigráficos, se puede observar en la figura 1. Para ello se han tenido en cuenta, además de la bibliografía existente, toda la información cartográfica hasta ahora publicada por el ITGE (Hojas geológicas 1/50.000 números 351 - Olvega, 352 - Tabuena, 381 - Illueca, 409 - Calatayud, 410 - La Almunia, 437 - Ateca, 438 - Paniza, 464 - Used, 465 - Daroca, 491 - Calamocha, 492 - Segura de los Baños, 493 - Oliete, 518 - Montalbán, y Hojas geológicas 1/200.000 números 31 - Soria, 32 - Zaragoza y 40 - Daroca).

Para una mejor comprensión de la situación estratigráfica se ha preferido referenciar la estratigrafía en función de las formaciones más características del sector nominadas por los diferentes autores que las estudiaron, modificadas en parte en este trabajo. Estas modificaciones han consistido, fundamentalmente, en la unión ocasional de varias formaciones en una sola, debido a similitudes litológicas en unos casos y a su escasa potencia, que las hace irrepresentables, a pequeña escala.

MINERALOGIA

En la tabla 1 se describe la composición mineralógica de las muestras seleccionadas, la unidad estratigráfica a la que pertenecen, así como los parámetros metamórficos más significativos (Índices de Cristalinidad de la Iilita según KUBLER (1968) y WEAVER (1960)), etc., a partir de los diferentes difractogramas realizados.

Por tratarse en todos los casos de pelitas las observaciones al microscopio son de escasa utilidad en cuanto a la identificación mineralógica, aunque se han podido determinar minerales cuya presencia, en cantidades reducidas, no es detectable por Rayos X. En algún caso, como ocurre con los minerales opacos y turmalina, no tienen interés para el estudio del metamorfismo, pero en otros, como ocurre con la biotita, su presencia suele ser determinante en la evaluación del proceso metamórfico. Aunque muy escasa (a ve-

ces tan sólo en cristales pequeños y aislados), la biotita ha podido ser localizada en algunas muestras desde el Precámbrico (?) y Cámbrico hasta el Devónico; tan sólo el Carbonífero no la incluye.

Entre los feldespatos, muy abundantes en las samitas de toda la Ibérica, la plagioclasa es normalmente visible (ópticamente) en forma de pequeños cristales de composición albitica, mientras que el feldespato potásico, no se ha determinado su presencia ópticamente, quizá por su difícil distinción del cuarzo. Ambos minerales han sido considerados de neoformación, al presentarse incluidos en rocas donde se han superado ampliamente las condiciones físicas apropiadas para su desaparición como minerales detríticos.

La clorita se presenta como pequeños cristales o como porfiroblastos de tamaño reducido.

La existencia de carbonatos sólo se ha determinado en tres muestras (A-5, A-38 y A-40), pertenecientes al Devónico y Carbonífero, y siempre en muy pequeña cantidad.

INTENSIDAD DEL METAMORFISMO

Una primera evaluación de esta intensidad se ha obtenido a partir de la proyección de los índices de KUBLER según el diagrama de ESQUEVIN (1969) (fig. 2), con la delimitación de los campos de epizona, anquizona y diagénesis. En niveles epizonales las muestras corresponden en su mayor parte a rocas del Cámbrico, tanto en la rama occidental (castellana) de la Cordillera (donde son más extensos los afloramientos del Cámbrico), como en la oriental (aragonesa); algunas muestras del Ordovícico, fundamentalmente de la rama oriental, se sitúan también en la epizona.

El mayor número de muestras se localizan en la anquizona, donde aparecen mayoritariamente proyectadas las rocas ordovícicas y cámbricas. En el campo de la diagénesis se sitúan principalmente muestras del Silúrico - Devónico - Carbonífero, junto a muestras aisladas del Ordovícico del sector occidental. Dentro del campo diagénético resulta especialmente llamativo que las muestras del Carbonífero manifiestan, en conjunto, menor índice de KUBLER que las muestras del Silúrico y Devónico, siendo precisamente dos

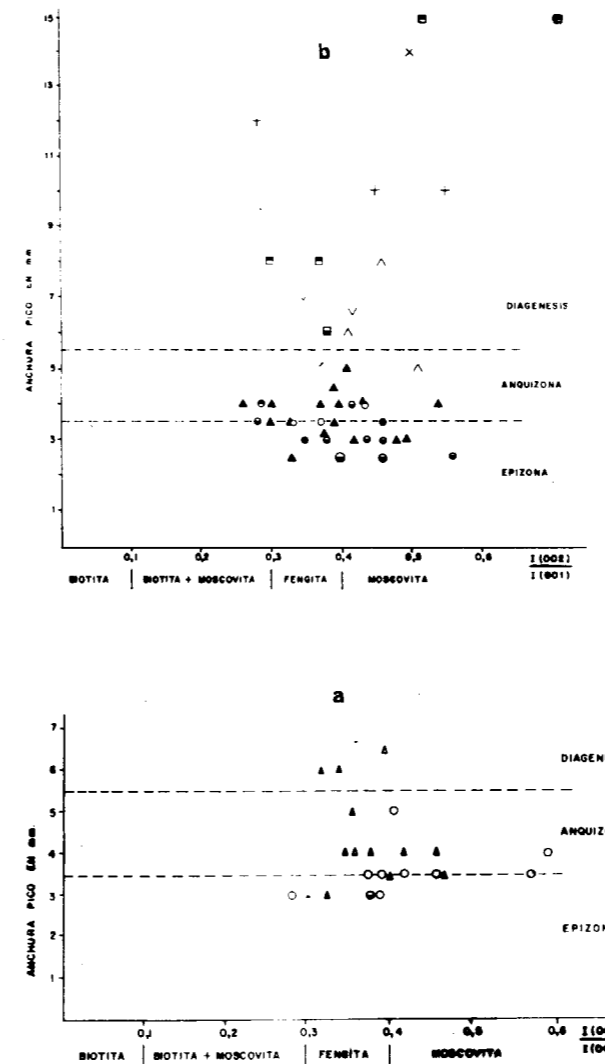


Figura 2.—Diagrama de ESQUEVIN con la proyección de las muestras estudiadas. a) Rama occidental (castellana). b) Rama oriental (aragonesa). Simbología: Cámbrico (Fm. 2, ● Fm. 3, ○ Fm. 4, ○); Ordovícico (Fm. 6, ▲ Fm. 7, △); Silúrico (Fm. 9, ■ Fm. 10, ■); Devónico (Fm. 12, + Fm. 13, ×); Carbonífero (Fm. 14, V Fm. 16, △).

muestras del Silúrico (A-34 y A-35) y una del Devónico (A-36) las que alcanzan los valores más altos de todo el conjunto.

Si nos referimos a los valores medios del índice de cristalinidad de la iilita (KUBLER) para cada nivel estratigráfico (tabla 2), se observa un progresivo crecimiento de su valor desde el Cámbrico al Ordovícico, con un fuerte salto del Or-

dovícico al Silúrico y Devónico, para descender bruscamente en el Carbonífero, situándose en valores similares al Silúrico Inferior.

Entre el Precámbrico y el Cámbrico se aprecia también una pequeña inversión en sus valores, aunque se debe tener en cuenta la pequeña extensión del afloramiento precámbrico (Pizarras de Paracuellos) y el limitado número de muestras analizadas (A-9 y A-15).

El parámetro 060 varía de 1,498 a 1,507, encontrándose valores inferiores a 1,500 (que caracterizan la anquizona) en las muestras devónicas, aunque en el resto de las unidades no se ha podido apreciar el crecimiento característico de este valor con la intensidad del metamorfismo (PADAN et al., 1982). Tan sólo en una muestra (A-10) se alcanzan valores superiores a 1,510, que expresarían la entrada en la zona de la biotita (WEAVER, 1984). En este sentido, los valores medios más bajos del politipo 2 M₁ de la mica se sitúan en el Devónico, volviendo a crecer en el Carbonífero. Aunque WEAVER (1984) indica un aumento del parámetro 004/002 con la intensidad del metamorfismo, en las rocas aquí estudiadas no ha podido ser comprobado.

CONDICIONES

En la tabla 3 se han representado las asociaciones minerales más significativas de las diferentes unidades estratigráficas. Prácticamente en casi todas ellas se mantiene constante la presencia de iilita, clorita, feldespatos, interestratificados, caolinita, esmectita y en algunos casos biotita. A partir del Silúrico Superior se sitúa la entrada de pirofilita, que persiste en el Devónico. En el Carbonífero desaparecen clorita, feldespatos, biotita e interestratificados.

Estas asociaciones indican que las condiciones metamórficas de las series inferiores (hasta el Silúrico Superior) debieron ser muy similares: el conjunto clorita+iilita+caolinita y cuarzo+clorita+mica se sitúa en unas condiciones de 225-320° C y aproximadamente 2 Kb de presión (VELDE, 1964; MAXWELL y HOWER, 1967; RAO, 1977; NOACH et al., 1987). La propia asociación cuarzo+clorita+microclina ocurre para VELDE (1964) a una T ≈ 300° C.

La presencia esporádica de biotita nos situaría,

TABLA 2
Valores medios de los índices de Kubler

Cronoestratigrafía	Formación estratigráfica	Número muestras	Valores medios I. Kubler
Carbonífero	16	4	6.25 ± 1.08
Carbonífero	14	2	6.75 ± 0.28
Devónico	13	1	14 ± 0
Devónico	12	4	12.25 ± 2.86
Silúrico	10	4	11.5 ± 3.5
Silúrico	9	1	6 ±
Ordovícico	7	5	5.2 ± 1.2
Ordovícico	6	27	3.87 ± 0.83
Cámbrico	4	13	3.73 ± 0.60
Cámbrico	3	1	4 ± 0
Cámbrico	2	7	3 ± 0.47
Precámbrico	1	2	3.25 ± 0.5

TABLA 3
Paragénesis de las muestras estudiadas

Cronoestratigrafía	Formación estratigráfica	Paragénesis
Carbonífero	16	Qz+I±K
	14	Qz+I±K
Devónico	13	Qz+I+Cl+I/Cl+I/E+K
	12	Qz+I±Cl±Pl±I/Cl±E±Py±Bi
Silúrico	10	Qz+I+Cl±FK±Cl/V±E±Py±Bi
	9	Qz+I+Cl+Pl+Bi
Ordovícico	7	Qz+I±FK±K±E
	6	Qz+I±Cl±FK±Pl±Cl/V±I/Cl±K±E±Bi
Cámbrico	4	Qz+I±Cl±FK±Pl±I/Cl±I/S±K±E
	3	Qz+I+I/Cl+K
	2	Qz+I±Cl±FK±Pl±I/Cl±Cl/V+K±E±Bi
¿Precámbrico?	1	Qz+I±Cl+Pl±I/Cl±K±Bi

Qz: Cuarzo. I: Iilita. Cl: Clorita. FK: Feldespato potásico. Pl: Plagioclasa. Py: Pirofilita. Bi: Biotita.
K: Caolinita. E: Esmectita. M: Moscovita.
Interestratificados: /.

por otro lado, próximos a su límite inferior de estabilidad (325° C), ya que no se han llegado a superar las condiciones de estabilidad de la clorita (unos 350° C (MCDOWELL y ELDERS, 1980)). Esto coincide con el límite de estabilidad de la caolinita a 2 Kb (VELDE y KORNPROBOST, 1969; VEL-

DE, 1977). Tan sólo en una muestra se localizan interestratificados de I/E, lo que significa también temperaturas próximas a su límite superior de estabilidad, cercanas a los 300° C (HORTON, 1985; WEAVER, 1984).

La presencia de esmectita siempre sería compa-

tible con estas condiciones. REYES y CARDILE (1989) limitan la estabilidad de la esmectita a temperaturas comprendidas entre 40 y 320° C.

A estos factores hay que añadir la coexistencia, en algunos casos, de interestratificados Clorita/Vermiculita en materiales que abarcan desde el Cámbrico al Silúrico Inferior, lo que implica igualmente unas condiciones térmicas que no superan los 350° C (WEAVER, 1984). Nos encontramos, pues, que las condiciones del metamorfismo que afecta a la secuencia estratigráfica desde el Precámbrico al Silúrico Inferior deben situarse en temperaturas ≈ 320° C y presiones próximas a los 2 Kb. En este sentido, FERNANDEZ NIETO et al. (1985) establecen también que el metamorfismo del Paleozoico Inferior en el área de Santed es característico de baja presión, si bien indican unas temperaturas sensiblemente inferiores a las aquí determinadas.

Es a partir del Silúrico Superior cuando se produce la desaparición de la caolinita y la entrada de pirofilita, al mismo tiempo que se sigue manteniendo la existencia esporádica de biotita junto a clorita y feldespatos. Las condiciones de formación de la pirofilita a partir de caolinita están hoy en día bien establecidas (VELDE y KORNPROBOST, 1969; DUNOYER DE SEGONZAC, 1969; FREY, 1970; THOMPSON, 1970; VELDE, 1972, 1977; HAAS y HOLDAWAY, 1973; FREY et al., 1988; NORRIS, 1986; MARUMO, 1989..., etc. En general se admite una T de 300° C como el límite inferior para su crecimiento, con presiones de 1 a 2 Kb.

En esta paragénesis, el conjunto ilita+clorita y la aparición y coexistencia de biotita y pirofilita expresarían unas condiciones térmicas comprendidas entre los 300° y los 320° C.

La formación de pirofilita en la serie Silúrico Superior - Devónico y no en niveles estratigráficos más profundos donde igualmente existe caolinita debe estar producido por un descenso de la presión a valores próximos a 1 Kb, de acuerdo con las condiciones de transformación de caolinita a pirofilita apuntadas por VELDE y KORNPROBOST (1969) en 310° C y 1.050° C bars. Así, tendría una explicación adecuada el descenso en el valor del parámetro 060 a 1.498, que, de acuerdo con SASSI y SCOLARI (1974), indica un descenso de presión.

De esta forma se pueden asignar al tramo Silú-

rico Superior - Devónico unas condiciones de 310 ± 10 y P ≈ 1 Kb.

El Carbonífero, por el contrario, contiene una paragénesis muy restringida, con la coexistencia de cuarzo + ilita ± caolinita, lo que rebaja considerablemente las condiciones. De hecho la desaparición de la asociación ilita+clorita determina una T ≤ 200° C (NOACH et al., 1987), y la formación de ilita a partir de esmectita y la estabilidad del politipo 2 Ml de la mica requiere unas condiciones próximas a 200° C. En el Carbonífero tan sólo una muestra presenta indicios de esmectita, lo que corrobora unas condiciones muy cercanas a su límite superior de estabilidad. Las presiones debieron situarse en valores inferiores a 1 Kb.

DISCUSION

Durante el metamorfismo hercínico que afectó al área paleozoica de la Cordillera Ibérica, dos zonas de máxima intensidad metamórfica (epizonal) se sitúan en los extremos norte y sur de ambas ramas oriental y occidental, si bien en la rama occidental el máximo quedaría enterrado bajo los materiales terciarios que la bordean. Este conjunto de máximos quedaría situado sobre materiales de edad Cámbrica.

Otro máximo de menor intensidad se sitúa sobre las zonas centrales de la Cordillera Ibérica, en áreas ocupadas por el Ordovícico. La mínima intensidad metamórfica se localiza al sur de la rama oriental dentro del Silúrico, Devónico y Carbonífero. Esta situación queda reflejada en la distribución de las isolíneas que marcan los índices de cristalinidad (fig. 3), en donde se observa que las variaciones en la intensidad del metamorfismo se sitúan en la dirección NO-SE (el mismo sentido que marca el eje de la cordillera), con ciertas rupturas de las isolíneas en esta misma dirección, correspondiendo a los accidentes tectónicos que limitan los afloramientos paleozoicos.

La comparación de los resultados obtenidos con los correspondientes a los metamorfismos epizonales y anquizonales de otras áreas metamórficas próximas al eje central de la Cordillera Ibérica, como es la Sierra de la Demanda (APARICIO et al., 1991), nos lleva a considerar que al

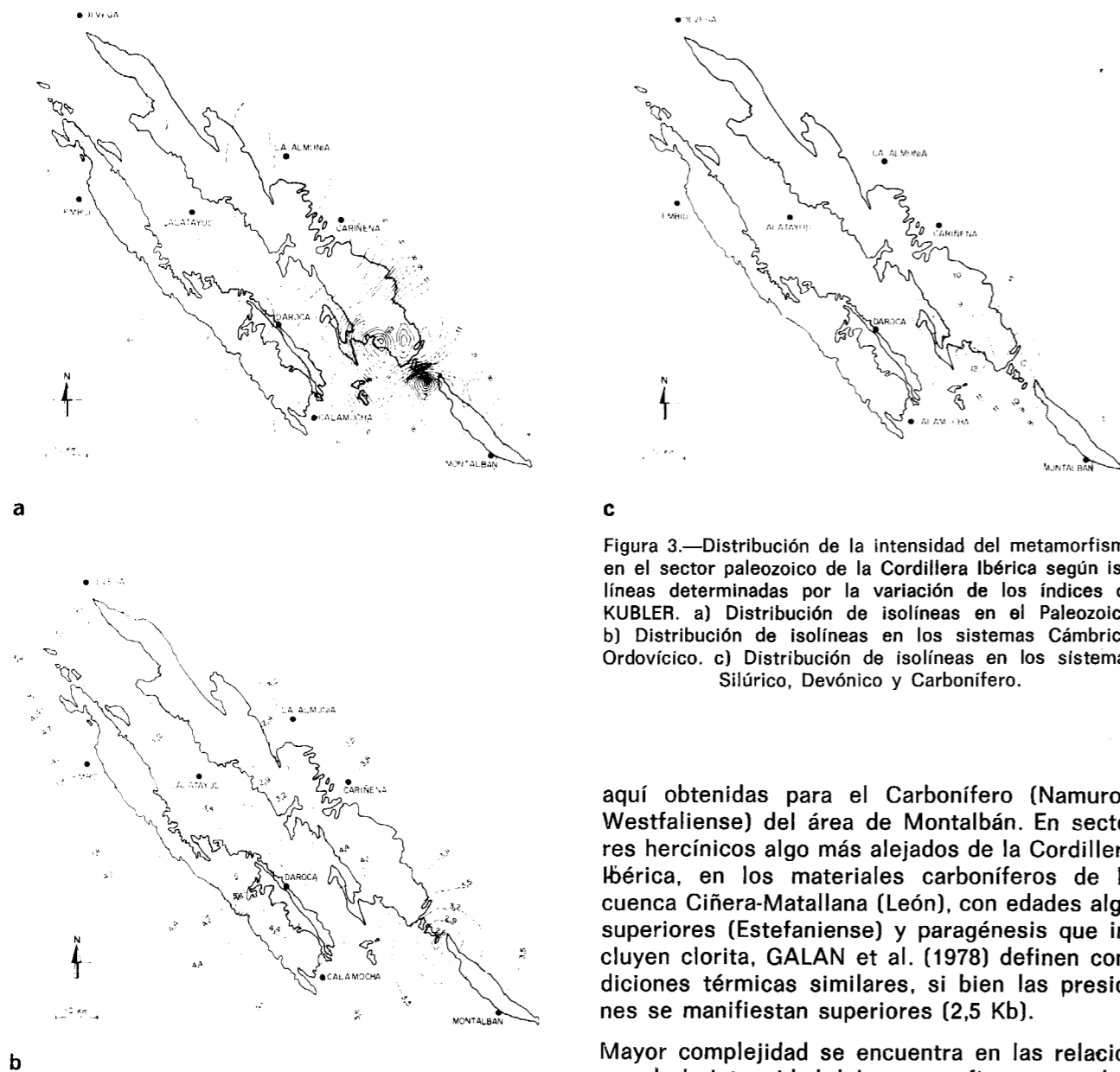


Figura 3.—Distribución de la intensidad del metamorfismo en el sector paleozoico de la Cordillera Ibérica según isótopos determinadas por la variación de los índices de KUBLER. a) Distribución de isótopos en el Paleozoico. b) Distribución de isótopos en los sistemas Cámbrico-Ordovícico. c) Distribución de isótopos en los sistemas Silúrico, Devónico y Carbonífero.

aquí obtenidas para el Carbonífero (Namuro-Westfaliense) del área de Montalbán. En sectores hercínicos algo más alejados de la Cordillera Ibérica, en los materiales carboníferos de la cuenca Ciñera-Matallana (León), con edades algo superiores (Estefaniense) y paragénesis que incluyen clorita, GALAN et al. (1978) definen condiciones térmicas similares, si bien las presiones se manifiestan superiores (2,5 Kb).

Mayor complejidad se encuentra en las relaciones de la intensidad del metamorfismo entre los niveles del Ordovícico. Así, tanto en la Sierra de la Demanda como en las Sierras de Rata (Guadalajara) y Albarracín (Teruel), el Ordovícico presenta las mismas características metamórficas, que a su vez coinciden con las del Cámbrico en la Sierra de la Demanda y la Cordillera Ibérica. Sin embargo, en Sierra Menera (Teruel) el Ordovícico presenta paragénesis sin clorita, reflejando una intensidad metamórfica que se aproxima a la existente en el Carbonífero de Montalbán. En los niveles silúricos de las Sierras de Albarracín (Teruel) y Ventosa (Guadalajara) aparece,

menos el Precámbrico (?) y Cámbrico alcanzan, con unas paragénesis muy similares, unas condiciones idénticas a las aquí determinadas. La ausencia de niveles estratigráficos correspondientes al Ordovícico, Silúrico y Devónico impiden establecer una mayor relación. Por el contrario, en el Carbonífero de la Sierra de la Demanda, al que se asigna una edad Westfaliense, APARICIO et al. (1991) determinan unas condiciones de $t < 175^{\circ} \text{C}$, es decir, ligeramente inferiores a las

igualmente, pirofilita, manifestando condiciones similares a las del Silúrico del área central de la Cordillera Ibérica.

CONCLUSIONES

No se aprecian variaciones en las características del metamorfismo, ni en las paragénesis, entre el grupo Paracuellos, que algunos autores asignan al Precámbrico, y el Cámbrico.

La única discontinuidad que se aprecia en el grado metamórfico se sitúa entre el Devónico y el Carbonífero.

Se aprecia una anomalía local en la relación entre el Silúrico-Devónico y el Carbonífero en cuanto a los valores de los índices de cristalinidad de la illita, comprobándose que el Carbonífero presenta unos valores más pequeños (mayor intensidad del metamorfismo) que el Silúrico Superior - Devónico a pesar de que sus paragénesis indican un metamorfismo decreciente.

Una fuerte diferencia se aprecia, igualmente, en la comparación entre la serie metamórfica ordovícica del sector central de la Cordillera Ibérica y los afloramientos de Sierra Menera (sector sur). Por el contrario, el Cámbrico, el Silúrico y el Carbonífero presentan una mayor identidad en términos metamórficos.

Independientemente de que algunas de estas anomalías pueda estar reflejando la no muy exacta ubicación estratigráfica de las formaciones, realizada en función de los datos y bibliografía actualmente existente, es evidente que otras circunstancias pueden estar reflejándose en estos hechos, bien como las apuntadas por APARICIO et al. (1988) respecto a la proximidad de las intrusiones graníticas, bien a posibles inversiones en los procesos metamórficos, o la propia constitución litológica, más o menos permeable y receptiva al proceso metamórfico, o bien otras causas y factores que podrán ser determinados de forma más precisa a medida que avancen los estudios sobre el metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el Macizo Ibérico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con la ayuda a la investigación del CSIC número 630/070/27, den-

tro del proyecto «El metamorfismo de bajo grado en el área hercínica española». A C. Sánchez y J. Arroyo por los trabajos de delineación. A A. Viloria, M. Castillejo, A. Fernández y A. Calduch, que realizaron la preparación de las muestras, y M. C. Sendra, la composición del trabajo.

REFERENCIAS

- ALIAGA, A. (1968): *Geologische untersuchungen in den Ostlichen Iberischen ketten nördlich des Rio Jalon (Zaragoza/Spain)*. Diss., 99 pp., Munster.
- APARICIO, A.; BRELL, J. M., y DOVAL, M. (1988): *El metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa, en la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Teruel)*. Bol. Geol. Min., 99, 847-854.
- APARICIO, A.; BRELL, J. M., y GUARAS, B. (1991): *El Metamorfismo Hercínico de la Sierra de La Demanda (provincias de Logroño y Burgos)*. Bol. Geol. Min., 102, 240-246.
- BARTSCH, G. (1966): *Geologische untersuchungen in den Ostlichen Iberischen Ketten Zwischen Rio Jalon und strasse Miedes-Codos-Cariñena (Spanien)*. Inst. Univ. Munster (inéd.), 120 pp.
- BESCOS, J. M. (1988): *Estudio petrológico de las rocas fosfáticas y litológicas asociadas del Silúrico-Devónico de la Depresión del Río Cámaras (Zaragoza-Teruel)*. Tesina de Licenciatura. Dep. Geología. Univ. Zaragoza, 105 pp. (inédita).
- BESCOS, J. M.; SORIANO, J., y TENA, J. M. (1989): *Diferenciación geoquímica durante los procesos de recristalización en apatitos sedimentarios*. III Congr. de Geof. de España, t. I, 23-44.
- CAPOTE, R., y GONZALEZ-LODEIRO, F. (1983): *La estructura hercínica en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica*. Libro Jubilar J. M. Ríos, t. I, 513-529.
- CARLS, P., y GANDL, I. (1967): *The lower Devonian of the Eastern Iberian Chained (NE Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Acastarinae and Asteropyginae*. Int. Symp. Devonian System., 453-464.
- CARLS, P., y LAGES, R. (1983): *Givetium und Ober-Devon in den Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)*. Z. dt. geol. Ges., 135, 119-142.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): *Les mineraux argileux dans la diagenese passage au metamorphisme*. Mem. Serv. Carte Geol. D'Alsace et de Lorraine, 29, 320 pp.
- ESQUEVIN, J. (1969): *Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinite*. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 147-153.
- FERNANDEZ-NIETO, C.; GONZALEZ LOPEZ, J. M., y GONZALEZ MARTINEZ, J. (1985): *El grado de metamorfismo*

de los materiales pelíticos de la zona de Santed (Zaragoza). Bol. Soc. Esp. Min., 8, 347-358.

FREY, M. (1970): *The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis*. Sedimentology, 15, 261-279.

FREY, M.; SAUNDERS, J., y SCHWANDER, H. (1988): *The mineralogy and metamorphic geology of low-grade sediments, Northern Range, Trinidad*. Journal of Geological Society, 145, 563-576.

GALAN, E.; APARICIO, A., y VILLEGAS, F. (1978): *El metamorfismo de muy bajo grado (anquimetamorfismo) de la cuenca carbonífera Ciñera-Matallana (provincia de León)*. Est. Geol., 34, 505-510.

GOZALO, E., y LIÑAN, E. (1988): *Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico*. Est. Geol., 44, 399-404.

HAAS, H., y HOLDAWAY, J. M. (1973): *Equilibrium in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ involving the stability limits of pyrophyllite and thermodynamic data of Pyrophyllite*. Amer. J. Sci., 273, 449-464.

HORTON, D. G. (1985): *Mixed-Layer illite/smectite as a paleo-temperature indicator in the Amethyst vein system, Creede district, Colorado, USA*. Contr. Min. Petr., 91, 171-179.

JOSOPAIT, V. (1971): *Geologische Untersuchungen in Kambrium und Tremados südlich von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE-Spanien)*. Unreröff. Diss., Münster, 115 pp.

JULIVERT, J. (1954): *Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud*. Arrahond. Rev. Mus. Ciudad de Sabadell, 1-18.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME.

KÜBLER, B. (1968): *Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite*. Bull. Centre Rech. Pau.—SNPA 2, 385-397.

LIÑAN, E., y TEJERO, R. (1988): *Las formaciones precámbricas del antiforme de Paracuellos (Cadenas Ibéricas)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural (Geología), 84, 39-49.

LOTZE, F. (1929): *Stratigraphie und Tektonik des Keltibrischen Grundgebirges (Spanien)*. Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl., 14 (2), 1-320.

LOTZE, F. (1958): *Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums*. Geologie, 7, 727-750.

LOTZE, F. (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie*. Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturwiss. Kl., 6, 1-216 (trad. en Mem. Inst. Geol. España, 75, 1-256).

LOTZE, F. (1954): *Estratigrafía y tectónica de las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas*. Publicaciones extranjerías geológicas de España, t. 8, 313 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1982): 1/200.000. Hoja núm. 40. Daroca, 58 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1980): 1/200.000. Hoja núm. 32. Zaragoza, 33 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1982): 1/200.000. Hoja núm. 31. Soria, 23 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1983): 1/50.000. Hoja núm. 465. Daroca, 76 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1973): 1/50.000. Hoja núm. 351. Olvega, 23 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1979): 1/50.000. Hoja núm. 518. Montalbán, 31 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1977): 1/50.000. Hoja núm. 492. Segura de los Baños, 26 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1980): 1/50.000. Hoja núm. 352. Tabuenca, 37 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1977): 1/50.000. Hoja núm. 493. Oliete, 44 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1982): 1/50.000. Hoja núm. 438. Paniza, 80 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1981): 1/50.000. Hoja núm. 381. Illueca, 39 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1981): 1/50.000. Hoja núm. 409. Calatayud, 44 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1983): 1/50.000. Hoja núm. 464. Used.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1983): 1/50.000. Hoja núm. 437. Ateca, 67 pp.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1980): 1/50.000. Hoja núm. 410. La Almunia de Doña Godina, 40 pp.

MARTIN-GUILLEN, M.; GONZALEZ, J. M., y LOPEZ AGÜAYO, F. (1987): *Caracterización de un interestratificado tipo córrrensita en las pizarras del Precámbrico de las Cadenas Ibéricas (provincia de Zaragoza)*. Bol. Soc. Esp. Miner., 10 (2), 141-148.

MARUMO, K. (1989): *Genesis of kaolin minerals and pyrophyllite in Kuroko deposits of Japan: Implications for the origins of the hydrothermal fluids from mineralogical and stable isotope data*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 2915-2924.

MATEO, J. (1987): *Estudio geológico del sector Tobed-Codos-Mainar (Cadenas Ibéricas Orientales)*. Petrología de los materiales paleozoicos. Tesis Licenciatura. Univ. Zaragoza (inédita), 297 pp.

MAXWELL, D. T., y HOWER, J. (1967): *High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series*. Amer. Min., 52, 843-857.

MCDOWELL, S. D., y ELDERS, W. A. (1980): *Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA*. Contr. Min. Petr., 74, 293-310.

MELENDEZ, B. (1944): *Contribución al estudio del Paleozoico aragonés*. Trab. Inst. Ciencias Nat. «José Acosta». Serv. Geol., 3, núm. 1, Madrid.

NAVAS, A. M. (1986): *Estudio geológico y petrológico de los materiales paleozoicos aflorantes de un sector de las Sierras de Vicort y Algairén (provincia de Zaragoza)*. Tesis Licenciatura. Univ. Zaragoza (inédita), 358 pp.

NAVAS, A. M., y TENA, J. (1987): *Grado de diagénesis de las rocas pelíticas del Paleozoico en las Sierras de Vicort y Algarén (Cordillera Ibérica)*. Rev. Acad. Ciencias. Zaragoza, 42, 175-181.

NOACH, Y.; GIROIR, G., y GIRARD, J. P. (1987): *Chlorites as indicators of Paleoenvironments*. En: *Geochemistry and mineral formation in the Earth surface. Proceedings of the International meeting «Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral formation»*. Granada. Eds. R. Rodríguez y Y. Tardy, CSIC-CNRS, 639-652.

NORRIS, R. J. (1986): *Development of slaty cleavage in a mudstone unit from the Cantabrian Mountains, Northern Spain*. Journal of Structural Geology, 8, 871-878.

PADAN, A.; KISCH, H. J., y SHAGAM, R. (1982): *Use of the lattice parameter b_0 of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism*. Contrib. Miner. Petrol., 79, 85-95.

QUARCH, H. (1975): *Stratigraphie und Tektonik des Jungpaleozoikums im Sattel von Montalbán (Ostliche Iberische Ketten, NE-Spanien)*. Geol. Jb., 16, 3-43.

RAO, T. R. (1977): *Distribution of elements between co-existing phengite and chlorite from the greenschist facies of the Tennant Creek area, Central Australia*. Lithos, 10, 103-112.

REYES, A. G., y CARDILE, C. M. (1989): *Characterization of clay scales forming in Philippine geothermal wells*. Geothermics, 18, 429-446.

SASSI, F. P., y SCOLARI, A. (1974): *The b_0 value of the potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps*. Tschermarks Miner. Petrogr. Mitt., 18, 105-113.

SCHEUPLEIN, R. (1970): *Stratigraphie und tektonik der schichten folge in raum Daroca-Calamocho (Westliche Iberische Ketten NE Spanien)*. Univ. Diss. Wurzburg, 106 pp.

SCHMITZ, U. (1971): *Geologische untersuchungen im Kambrium und Tremadoc der westlichen Iberischen Ketten*.

Nordlich Ateca (Zaragoza), NE Spanien. Univ. Diss. Munster, 132 pp.

TEJERO, R. M. (1987): *Tectónica de los Macizos Paleozoicos al NE de Calatayud. Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincia de Zaragoza)*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 320 pp.

THOMPSON, A. B. (1970): *A note on the kaolinite pyrophyllite equilibrium*. Am. J. Sci., 268, 454-458.

TORRES, J. A. (1989): *Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial del magmatismo calcoalcalino, stephano-pérmico, en el anticlinal de Montalbán (provincia de Teruel)*. Memoria de Licenciatura, 2 vols., 528 pp. Inédito. Dep. Geología. Univ. Zaragoza.

VELDE, B. (1964): *Low-grade metamorphism of micas in pelitic rocks*. Carnegie Inst. Wash. year book, 63 (1963-1964), 142-147.

VELDE, B. (1972): *Phase equilibria for dioctahedral expandable phases in sediments and sedimentary rocks*. Proc. Int. Clay Conf., CSIC, Madrid, 235-248.

VELDE, B. (1977): *Clays and clay minerals in natural and synthetic systems*. Developments in Sedimentology, 21. Elsevier Sci. Publishing Co., New York.

VELDE, B., y KORNPORST, J. (1969): *Stabilité des silicates d'alumine hydratés*. Contrib. Min. Petr., 21, 63-74.

VILCHEZ, J. F. (1984): *Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica)*. Tesis Licenciatura. Univ. Zaragoza (inédita), 98 pp.

VILLAS, E. (1983): *Las formaciones del Ordovícico Medio y Superior de las Cadenas Ibéricas y su fauna de braquiópodos*. Est. Geol., 39, 359-377.

WEAVER, C. E. (1960): *Possible uses of clay minerals in search for oil*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 1505-1518.

WEAVER, C. E. (1984): *Shale-slate metamorphism in southern Appalachians*. Elsevier science publishing Company Inc. New York. Developments in Petrology, 10, 239 pp.

WOLF, R. (1980): *The lower and upper boundary of the ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern, Sierra Morena) in Spain. Part I: The lower Ordovician sequence of Celtiberia*. Neves, Jb. Geol. Plaent. Abh. 160, 118-137.

Original recibido: Diciembre de 1990.

Original aceptado: Mayo de 1991.