

DETERMINACIÓN DE PALEOTEMPERATURAS EN LA CUENCA CRETÁCICA DE CAMEROS (LA RIOJA, ESPAÑA), A PARTIR DEL ESTUDIO DE CLORITAS

Mantilla Figueroa, L. C.

RESUMEN

Tres anomalías termales han sido reconocidas en la Cuenca de Cameros mediante geotermometría de cloritas. Una aureola de aproximadamente 150Km², localizada en la parte central de la cuenca, y otra de unos 10 Km² al NO de la misma registran temperaturas máximas de 370°C y 310°C, respectivamente. Estas se relacionan con un evento hidrotermal que debió tener lugar con posterioridad al relleno de la cuenca (Cretáceo Superior) y el cual es responsable de la estructura termal invertida en este sector. La tercera anomalía termal, localizada en el anticlinal del Pégado, alcanza temperaturas entorno a los 270°C y al parecer esta relacionada con un evento tectonothermal ocurrido durante la inversión terciaria de la cuenca.

Palabras clave: cloritas, geotermometría, anomalía termal, fluidos hidrotermales, Cuenca de Cameros, España.

ABSTRACT

Three thermal anomalies have been recognized in the Cameros Basin using the chlorite geotermometry. An aureole of about 150Km², located in the central part of the basin, and another of about 10 Km² to the NW of the same one, have registered maximum temperatures of 370°C and 310°C, respectively. These aureoles are related with an hydrothermal event that should take place after the basin filling (Upper Cretaceous) and which is responsible for the inversion thermal structure identified in this sector. The third thermal anomaly is located in the Pegado antlclinal structure, where the temperatures are about 270°C, and which has been related with an tectonothermal event that took place during the Tertiary basin inversion.

Key words: Chlorites, geotermometry, thermal anomaly, hydrothermal fluids, Cameros basin, Spain.

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cuenca de Cameros (FIGURA 1), localizada en la parte más septentrional de la cadena Ibérica, es un lugar donde en los últimos lustros se han realizado numerosas investigaciones, de geólogos tanto españoles como extranjeros, motivados posiblemente, por ser entre las cuencas mesozoicas de la Cadena Ibérica la que ha sufrido la más elevada velocidad de subsidencia y tasa de sedimentación, y además por ser el único sector de la cadena en que los materiales mesozoicos han experimentado metamorfismo y poseer los cristales de pirita más codiciados por museos y coleccionistas del mundo, entre otros aspectos.

Esta cuenca es el resultado de un régimen distensivo de edad Titónico-Albiense inferior que condicionó la acumulación de sedimentos de origen mayoritariamente continental, los cuales alcanzan los 9000m en su parte depocentral (Más *et al.*, 1993). En esta pila sedimentaria se reconocen cinco unidades con rango de grupo: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Olivan (Tischer, 1965), aunque, recientemente, Más *et al.* (1993) identifican seis secuencias deposicionales que engloban a los grupos mencionados.

El metamorfismo en Cameros fue interpretado por Giroud *et al.* (1985) como parte de la propia evolución tectono-sedimentaria de la cuenca, con valores máximos de temperatura alcanzados durante el pico metamórfico entre 420°C y 520°C, según

consideraciones basadas en el equilibrio mineral. No obstante, estudios recientes (Casquet *et al.*, 1992; Mantilla *et al.*, 1998, entre otros) lo relacionan con un evento hidrotermal que debió ocurrir con posterioridad al relleno de la cuenca (entre 106 y 85 Ma., según Goldberg *et al.*, 1988; Casquet *et al.*, 1992; Mantilla, 1999), a unas condiciones físicas de 1 Kb (P_L) y $326 \pm 13^\circ\text{C}$ (Casquet *et al.*, 1992).

Con el propósito de precisar los valores de temperatura alcanzados durante el pico metamórfico y establecer la distribución espacial de la anomalía termal en la cuenca, se realizaron estudios de geotermometría de cloritas, según el método de Walshe (1986).

METODOLOGÍA

La determinación de paleotemperaturas en la Cuenca de Cameros se inicia con observaciones y muestreos sistemáticos en campo. Posteriormente, con el propósito de caracterizar las cloritas presentes en las muestras, se realizaron láminas delgadas para ser estudiadas mediante microscopía óptica convencional y realizar microanálisis químico. Un microscopio óptico Carl Zeiss Axioscop y una microsonda electrónica JEOL, modelo JXA 8900, dotada de cuatro espectrómetros, fueron utilizadas para este propósito. Los trabajos fueron realizados en el Departamento de Petrología y Geoquímica y en el servicio de microscopía 'Luis Bru' de la Universidad Complutense de Madrid.

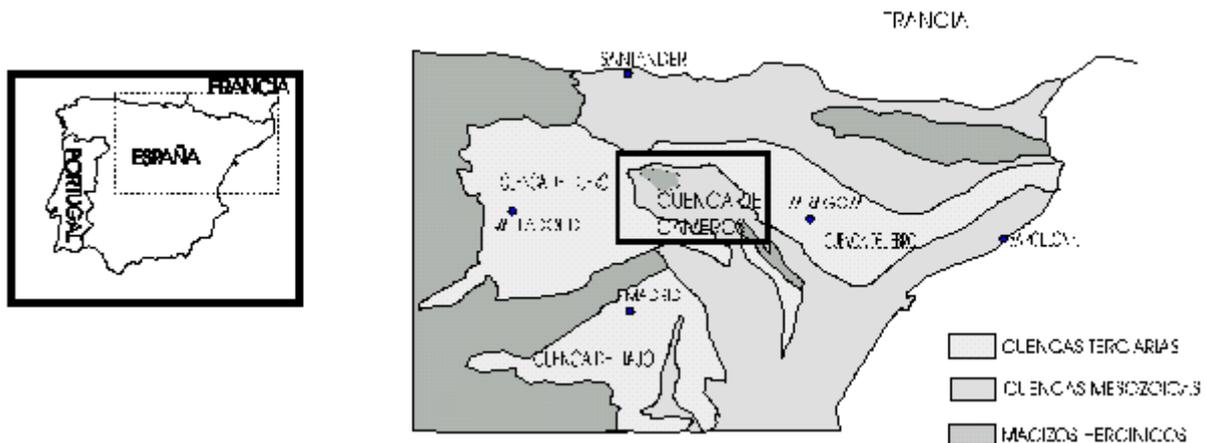


FIGURA 1. Localización de la Cuenca de Cameros (España).

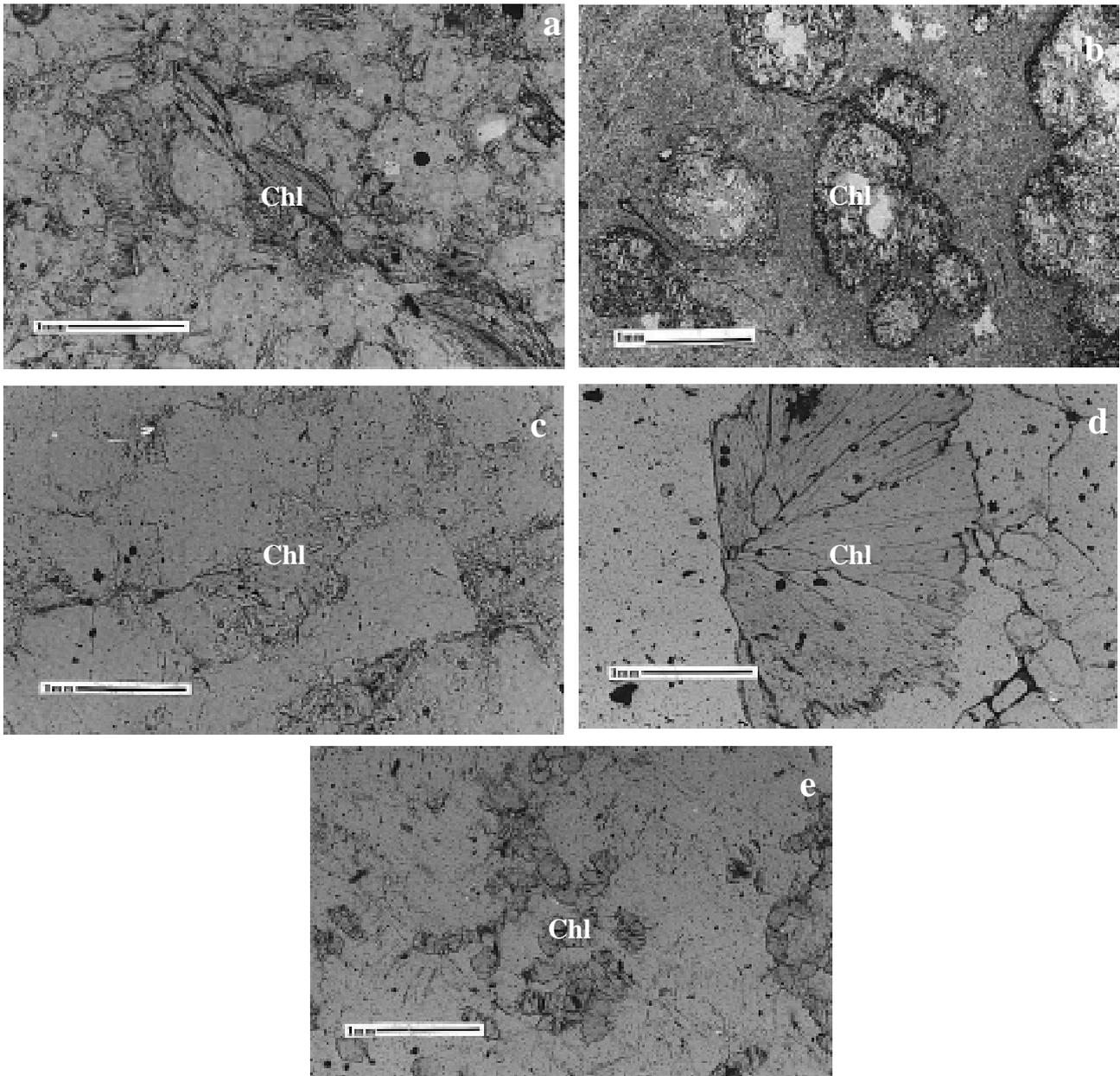


FIGURA 2. Tipos texturales de cloritas identificados en la Cuenca de Cameros (imágenes al microscopio óptico. Nícoles paralelos): a) Tipo I: Placas; b) Tipo II: micrónódulos; c) Tipo III: agregados constituyendo mayoritariamente cemento; d) Tipo IV: radiales y, e) Tipo V: vermiculares.

CONSIDERACIONES TEÓRICAS

La clorita es un mineral muy frecuente en rocas sedimentarias siliciclásticas y en rocas metamórficas de grado bajo y muy bajo. Este mineral forma una solución sólida, en la que su amplia variación composicional resulta ser el reflejo de las condiciones fisico-químicas a las que se formaron (Chernosky *et al.*, 1988). Por ello, la clorita ha llegado a ser una

herramienta de gran importancia en estudios relacionados con procesos metamórficos, procesos de alteración hidrotermal, diagénesis y de génesis de yacimientos minerales (Hendry, 1981; Kranidiotis *et al.*, 1987; Velde *et. al.*, 1991; Frimmel, 1997).

Las modificaciones que sufre este mineral, especialmente con el incremento de la temperatura, termina afectando a su estructura y a su composición

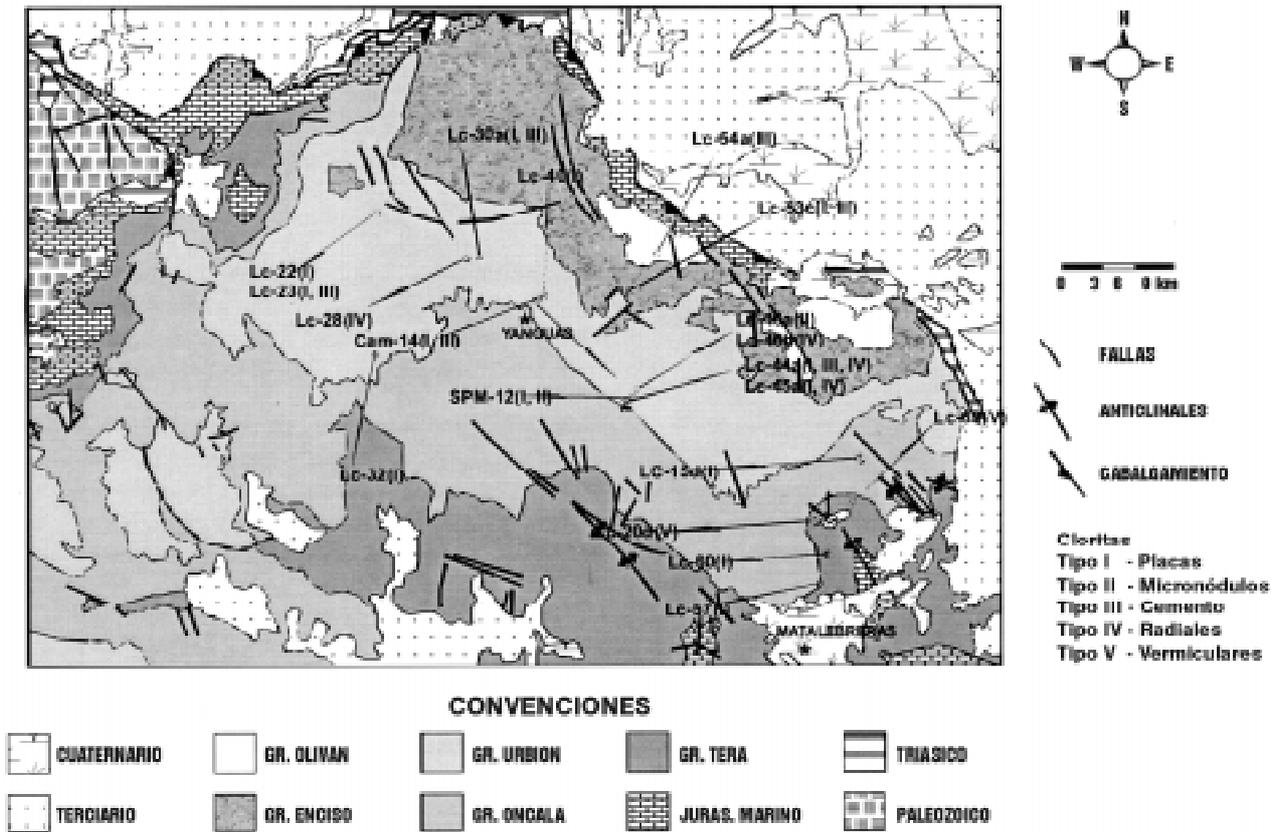


FIGURA 3. Localización de las muestras estudiadas y los distintos tipos texturales de cloritas.

química (Barton *et al.*, 1977). Es por ello, que se han realizado muchos trabajos para intentar cuantificar estos cambios en función de la temperatura y lograr así un geotermómetro válido para temperaturas bajas y moderadas (Walshe *et al.* 1981; Cathelineau *et al.* 1985; Walshe, 1986).

El geotermómetro de Walshe (1986), en términos muy generales, se fundamenta en que una clorita en un sistema acuoso y saturado en sílice y a una temperatura determinada tiene su composición (Fe^{3+} , vacancia y contenido en agua) tamponada; por lo tanto, si se conoce la proporción de estos componentes, las condiciones fisicoquímicas (T , fO_2 , fS_2) de su formación pueden ser calculadas

La selección de este método respecto a otros, se basó en su eficiencia y precisión, demostradas en numerosos trabajos realizados desde el momento de su formulación. La presencia de cloritas ricas en Fe^{3+} en la cuenca, fue otro factor determinante, debido

a que en este rango composicional el método siempre ha resultado más confiable.

RESULTADOS

● Tipos texturales de Clorita

Este mineral fue identificado prácticamente en la totalidad de las muestras (litología tipo Facie Weald) analizadas en lámina delgada, llegando a reconocerse cinco variedades texturales: Tipo I: Placas, Tipo II: micronódulos, Tipo III: agregados constituyendo un cemento, Tipo IV: radiales y, Tipo V: vermiculares (FIGURA 2a-e y FIGURA 3).

Algunos tipos texturales de cloritas llegan a ser característicos de un grupo litoestratigráfico determinado (FIGURA 3). Por ejemplo, las cloritas tipo II se reconocen muy extensamente en el conjunto basal del Grupo Urbión, especialmente en el sector

TABLA 1. Composición química promedio de los distintos tipos texturales de cloritas, reconocidas en la Cuenca de Cameros, con su respectiva desviación estándar (análisis por microsonda electrónica).

	Muestra	Tipo Textural	SiO ₂ (σ)	Al ₂ O ₃ (σ)	FeO (σ)	MgO (σ)
Grupo Olivan	Lc-54a	Tipo III	25.36(0.35)	21.91(1.30)	30.80(1.24)	8.84(2.53)
Grupo Enciso	Lc-53c	Tipo I	26.31(0.42)	21.57(0.60)	25.24(0.16)	13.45(0.22)
		Tipo III	26.94(0.37)	20.84(0.13)	23.91(0.46)	14.93(0.44)
Grupo Urbión	Lc-22	Tipo I	22.65(0.78)	26.09(0.45)	31.87(2.72)	4.51(0.42)
	Lc-23	Tipo I	25.78(0.0)	21.25(0.0)	26.04(0.0)	14.06(0.0)
		Tipo III	23.11(0.45)	25.28(0.84)	30.78(1.21)	7.63(0.46)
	Lc-28	Tipo IV	23.96(0.36)	26.07(0.30)	25.25(0.67)	10.96(0.35)
	Lc-32	Tipo I	25.15(0.74)	23.52(0.62)	27.35(5.68)	10.66(4.67)
	Lc-30a	Tipo I	22.89(0.39)	25.42(0.14)	31.52(0.50)	7.03(0.25)
		Tipo III	22.58(1.86)	25.42(0.34)	30.93(0.53)	7.15(0.13)
	Lc-40a	Tipo I	23.34(0.52)	25.31(0.40)	30.5(0.57)	7.77(0.30)
	Cam-14	Tipo I	20.32(1.06)	28.69(0.86)	33.23(0.79)	3.9(0.14)
		Tipo II	22.59(0.29)	24.02(0.25)	34.94(0.94)	5.55(0.27)
	Lc-46a	Tipo II	22.53(0.56)	25.31(0.23)	32.72(0.62)	6.69(0.29)
	Lc-46b	Tipo IV	21.72(0.16)	26.38(0.29)	34.37(0.49)	4.86(0.38)
	Lc-45a	Tipo I	21.86(0.69)	26.00(0.45)	34.28(1.81)	4.88(0.95)
		Tipo IV	22.04(0.0)	26.22(0.0)	34.26(0.0)	5.21(0.0)
	SPM-12	Tipo I	22.28(0.0)	25.42(0.0)	31.35(0.0)	6.86(0.0)
		Tipo II	22.26(0.33)	25.60(0.55)	32.47(0.91)	6.55(0.72)
Lc-44a	Tipo I	22.18(0.37)	25.81(0.37)	33.44(0.70)	5.4(0.20)	
	Tipo III	22.74(0.73)	24.78(0.70)	33.39(0.61)	6.25(0.36)	
	Tipo IV	21.48(0.32)	25.81(0.70)	35.12(0.82)	4.8(0.45)	
Grupo Oncala	Lc-15d	Tipo I	27.03(0.60)	21.63(0.40)	19.11(0.89)	18.39(0.49)
Grupo Tera	Lc-57	Tipo I	24.31(0.18)	24.95(0.25)	24.03(0.73)	13.62(0.33)
	Lc-60	Tipo I	24.88(0.0)	24.06(0.0)	26.42(0.0)	10.16(0.0)
	Lc-69	Tipo V	26.69(0.36)	21.86(0.13)	18.54(0.57)	19.39(0.13)
	Lc-20d	Tipo V	24.11(0.38)	23.72(0.32)	28.23(0.56)	10.87(0.16)

* El sector sombreado señala las cloritas de la zona central de la cuenca, donde se ha considerado que el evento metamórfico fue más intenso.

con metamorfismo (parte central de la cuenca); las de tipo IV sólo se han observado en las venas hidrotermales del Grupo Urbión, mientras que aquellas de tipo V son exclusivas de las venas hidrotermales que cortan las litologías del Grupo Tera en el sector del anticlinal del Pégado (SE de la zona de estudio); las cloritas tipo III aparecen de manera muy dispersa en rocas de Urbión, Enciso y Olivan y

las cloritas tipo I se reconocen prácticamente en toda la cuenca (FIGURA 3).

● Composición química de las cloritas

La composición química promedio de cada tipo textural de clorita se muestran en la TABLA 1. La proyección de sus composiciones, realizadas sobre

TABLA 2. Datos promedios de temperatura, fO_2 y fS_2 obtenidos a partir de la composición química de cloritas (según el método de Walshe, 1986).

	MUESTRA	TIPO TEXTURAL	T(°C)	σ	LOGFO ₂	σ	LOGFS ₂	σ
Grupo Olivan	Lc-54 ^a	III	248	36.94	-39.46	4.83	-14.25	2.97
Grupo Enciso	Lc-53c	I	253	12.45	-38.25	1.76	-13.29	0.90
		III	230	7.07	-40.79	0.88	-14.57	0.45
Grupo Urbión	Lc-22	I	308	52.50	-31.64	4.02	-9.94	1.98
	Lc-23	I	276	0.00	-35.23	0.00	-11.76	0.00
		III	310	27.64	-31.73	4.61	-10.34	3.28
	Lc-28	IV	286	11.46	-29.60	1.84	-8.60	1.16
	Lc-32	I	244	27.74	-36.62	2.87	-12.36	1.46
	Lc-30a	I	334	33.17	-29.37	3.29	-8.80	1.70
		III	317	55.97	-31.75	7.00	-10.10	3.75
	Lc-40a	I	314	43.20	-32.69	8.14	-11.31	6.03
	Cam-14	I	305	0.00	-34.85	0.01	-12.34	0.01
		II	333	24.38	-30.37	2.38	-9.37	1.22
	Lc-46a	III	346	28.40	-27.27	1.87	-7.68	0.94
	Lc-46b	IV	370	0.00	-25.25	0.83	-6.67	0.46
	Lc-45a	I	352	23.84	-27.37	2.55	-7.77	1.32
		IV	370	0.00	-25.84	0.00	-7.00	0.00
	SPM-12	I	355	0.00	-27.20	0.00	-7.68	0.00
		II	345	38.80	-26.37	0.98	-7.17	0.40
	Lc-44a	I	352	26.16	-27.57	3.01	-7.89	1.56
		III	338	45.96	-29.77	5.18	-9.05	2.69
		IV	370	0.00	-25.17	0.46	-6.63	0.25
Mata (1997)	?	333	35.44	-30.82	5.50	-10.25	4.22	
Grupo Oncala	Lc-15d	I*	266	5.13	-34.21	0.60	-11.11	0.31
		I	247	33.46	-36.70	4.26	-12.37	2.15
Grupo Tera	Lc-57	I	292	6.00	-39.46	4.83	-14.25	2.97
	Lc-60	I	240	0.00	-36.07	0.00	-12.03	0.00
	Lc-69	V	272	8.42	-33.00	1.08	-10.47	0.55
	Lc-20d	V	272	25.60	-36.93	5.27	-13.71	4.21

I*- Clorita en contacto con pirita. ?- Tipo textural de clorita no identificado.

La zona sombreada, corresponde a muestras localizadas en la zona con metamorfismo.

diagramas AFM y SFM, han permitido visualizar claramente que la mayoría de cloritas localizadas en el sector con metamorfismo son muy ricas en hierro en comparación con el resto de cloritas de la cuenca. Asimismo, en estas mismas cloritas el contenido de Mg por lo general resulta ser inferior respecto al resto de cloritas analizadas.

El número de cationes promedio, con ajuste atómico en base a 18 oxígenos, calculados con el programa de Walshe (1986), muestran que las relaciones Fe/

Fe+Mg, en términos generales, es ≈ 0.5 en las cloritas de los grupos Oncala y Tera, mientras que en las cloritas del Grupo Urbión localizadas en el sector con metamorfismo, este valor es ≈ 0.8 e inferiores en la zona sin metamorfismo ($Fe/Fe+Mg < 0.7$).

De acuerdo a la clasificación de Hey (1954), la mayoría de las cloritas analizadas se proyectan en el campo de las Turinguitas. Por otro parte, estas corresponden óxiclорitas de tipo chamosítico, según Bayliss (1975).

● **Valores T, fO₂ y fS₂**

Los valores de T, fO₂ y fS₂ (TABLA 2) obtenidos a partir de la composición química de las cloritas, según el método de Walshe (1986), muestran que los máximos valores de temperatura se registran en la parte central de la cuenca, donde se ha identificado la presencia de cloritoide, principalmente hacia la base del Grupo Urbión. Estos valores máximos corresponden a cloritas radiales (tipo IV) frecuentes en las venas hidrotermales que abundan en ese sector. Los altos valores de fO₂ y fS₂ sugieren una mayor disponibilidad de oxígeno y azufre durante la formación de estas cloritas en comparación con las restantes variedades texturales. Contrariamente, las cloritas tipo I (en la roca encajante), aunque registran temperaturas de formación también altas, sus valores más bajos de fO₂ y fS₂ sugieren menor disponibilidad de oxígeno y azufre en comparación con los calculados para las cloritas tipo IV.

Respecto a los valores de T, fO₂ y fS₂ obtenidos en el resto de tipos texturales de cloritas, no es posible deducir alguna relación lineal constante. No obstante, las temperaturas obtenidas del conjunto de cloritas permiten establecer la zonalidad termal de la cuenca (FIGURA 4), mientras que los valores de fO₂ y fS₂ sugieren que con el aumento la temperatura la disponibilidad de oxígeno y azufre, aumenta.

El mapa de isotermas elaborado a partir del conjunto de valores de temperatura obtenidos permiten ver muy claramente que estas son más elevadas en el sector central de la cuenca (FIGURA 4), entre las localidades de Yanguas y Valdemadera.

Asimismo, se han reconocido otros dos sectores con una relativa anomalía termal respecto a los sectores aledaños. Estas anomalías corresponden al sector NO de la Cuenca, en el área del río Rabanera y en el sector SE, donde se localiza el anticlinal del Pégado.

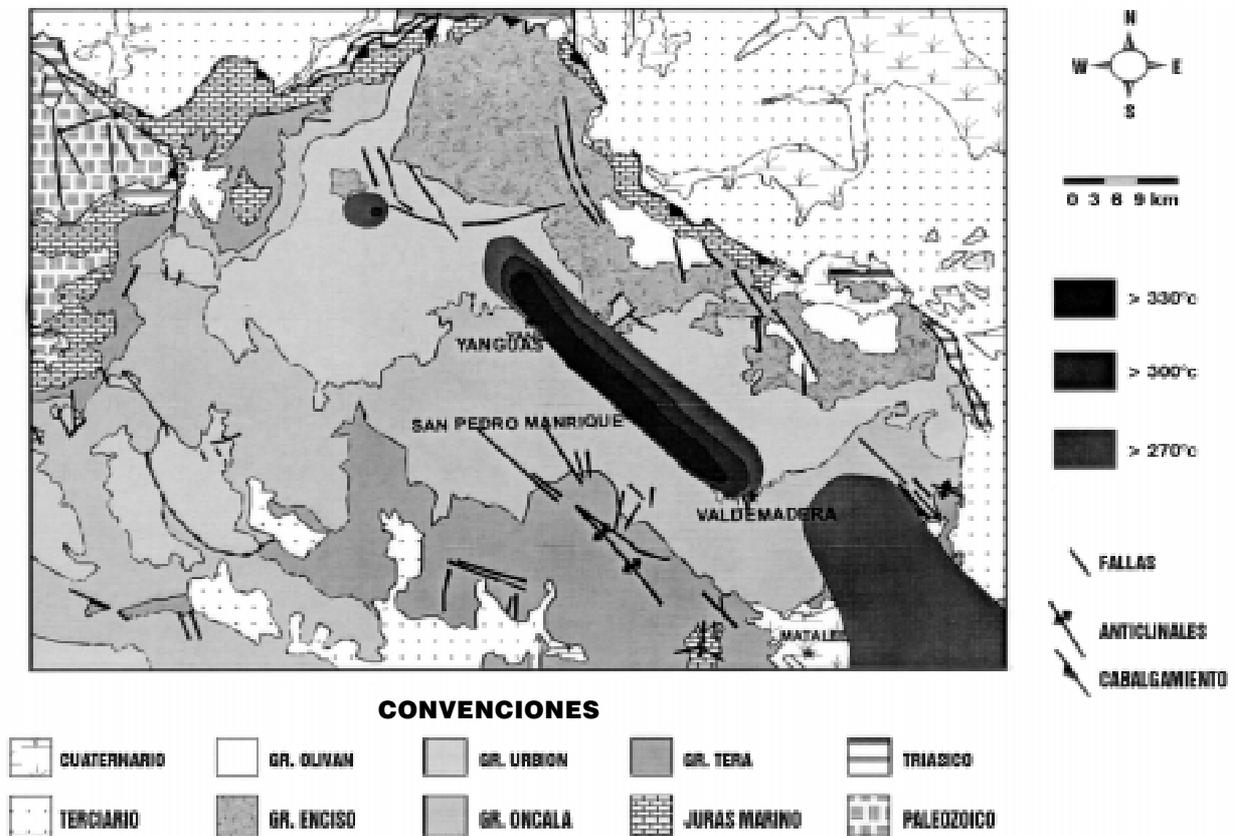


FIGURA 4. Mapa de isotermas realizado sobre la base de las temperaturas obtenidas a partir de cloritas, a partir del Método de Walshe (1986).

CONCLUSIONES

Los datos geotermométricos obtenidos de la composición química de las cloritas permiten identificar tres anomalías termales en la Cuenca de Cameros, localizadas a lo largo de una franja de unos 65 Km. de extensión y orientada en sentido NO-SE. Dos de estas anomalías, la localizada al NO de la zona, con un área de unos 10Km² y la correspondiente a la zona de Yanguas-Valdemandera (Parte central de la Cuenca), con un área de unos 150 Km², debieron haber tenido lugar durante un único evento metamórfico (entre 106 y 85 Ma., según Goldberg *et al.*, 1988; Casquet *et al.*, 1992; Mantilla, 1999) en donde se alcanzan temperaturas máximas, cercanas a los 310°C y 370°C, respectivamente.

La tercera anomalía termal, localizada entorno al sector del anticlinal del Pégado (sector SE de la zona) corresponde a un evento termal tardío, relacionado con la inversión de la cuenca durante el terciario (Mantilla, 1999), donde se alcanzaron temperaturas entorno a los 270°C.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa un profundo agradecimiento a los Doctores Cesar Casquet, Ramón Más y Carmen Galindo, por sus valiosos aportes y orientaciones, durante las investigaciones realizadas en la Cuenca de Cameros.

Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT y por la Universidad Complutense de Madrid a través de los proyectos PB88-0071 y PRI79/91-3469, respectivamente.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Beyliss, P. (1975). Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can. Mineral*, Vol. 13, pp. 178-180.

Casquet, C. et al. (1992). El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. *Geocronología e implicaciones tectónicas*. *Geogaceta*, Vol. 11, pp. 22-25.

Cathelineau, M. et al. (1985). A chlorite solid solution geothermometer. The los Azufres (México) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol*, Vol. 91, pp. 235-234.

Chernovsky, J. V. et al. (1988). Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals, in Bailey, S. W., ed., *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*: *Rev. Mineral., Mineral. Soc. America*, v. 19, p. 295-346.

Frimmel, H. E. (1997). Chlorite thermometry in the Witwatersrand Basin: Constraints on the Paleoproterozoic Geotherm in the Kaapvaal Craton, South Africa. *The Journal of Geology*. Vol. 105, pp. 601-615.

Golberg, J-M. et al. (1988). Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris. T. 307. Série II*, pp. 521-527.

Guiraud, M. et al. (1985). A realising solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *SEMP Special Publ*, Vol. 37, pp. 159-175.

Hendry, D. A. F. (1981). Chlorites, phengites, and siderites from the Prince Lyell ore deposit, Tasmania, and the origin of the deposit: *Econ. Geol.*, Vol. 76, pp. 285-303.

Hey, M. H. (1954). A new review of chlorites. *The mineralogical Magazine*, No. 224, Vol. XXX, pp. 277-292.

Kranidriotis, P. et al. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dogge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, Vol. 82, pp. 1898-1911.

Mantilla Figueroa, L. C. (1999). El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): *Petrología, Geoquímica, Geocronología y Contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca*. Tesis Doctoral, UCM (Madrid), p.361.

Mantilla Figueroa, L. C. et al. (1998). Los paleofluidos en el Grupo Oncala, cuenca de Cameros (La Rioja, España): Datos de inclusiones fluidas, isótopos de Oxígeno y SEM. *Geogaceta*, Vol. 24, pp. 145-148.

Mas, J.R. et al. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros (La Rioja-Soria). Revista de la Sociedad Geológica de España, Vol. 6 (3-4), pp. 129-144.

Mata C. M. P., (1997): Caracterización y evolución mineralógica de la cuenca mesozóica de Cameros (Soria-La Rioja). Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, p. 349.

Tischer, G. (1965). El delta Wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. Not. Com. I.G.M.E, Vol. 81, pp. 96-78.

Velde, B. et al. (1991). Compositional homogeneity in low-temperature chlorites. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 107, pp. 21-26.

Walshe, J. L. (1986). A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. Economic Geology, Vol. 81, pp. 681-703.

Walshe, J. L. et al. (1981). An investigation into the environment of formation of the volcanic hosted Mt. Lyell copper deposits using geology, mineralogy, stable isotopes and a six component chlorite solid solution model. Economic Geology, Vol. 76. pp. 246-284.

Trabajo recibido: agosto 27 de 2001

Trabajo aceptado: enero 30 de 2002