

Fusión y cristalización de las albitas de San Pedro de Paredes (Asturias): modelos teóricos y experimentales

Melting and crystallization of the albitites from San Pedro de Paredes (Asturias): theoretical and experimental models.

M. García-Arias ⁽¹⁾, L.G. Corretgé ⁽¹⁾ y A. Castro ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, C\ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005, Oviedo. E-mails: mgarias@geol.uniovi.es, corretge@geol.uniovi.es

⁽²⁾ Departamento de Geología, Facultad de CC. Experimentales, Universidad de Huelva, Bulevar de las Artes y las Ciencias, s/n, C.P. 21071, Huelva. E-mail: dorado@uhu.es

ABSTRACT

This article summarizes some studies about geochemistry of melts of two samples of albitites from San Pedro de Paredes (Asturias) and theoretical models of melting and crystallization of a pure albitite. Experimental studies show that two albitites with different content of quartz ($Ab/Ab+Q > 0,95$ and $\sim 0,68$) produce different quantities of melt of very similar composition (high percentage of SiO_2 , Al_2O_3 and Na_2O). Theoretical models of melting at constant pressure or temperature show that preferential melting of plagioclase and quartz determines melt quantity. Crystallization models show the order of formation of minerals: anhydrous ferromagnesian phases are the first formed ones, followed by plagioclase and, finally, hydrous ferromagnesian phases.

Key words: albitite, melting experiments, melting and crystallization models

Geogaceta, 41 (2007), 83-86
ISSN: 0213683X

Introducción

Una albitita es una roca compuesta principalmente por albita (Tomkeieff, 1983). Esta definición ha variado a lo largo del tiempo, ya que desde su primera definición por Turner (1896; en Tröger, 1969) como una «aplita albitica sin cuarzo» ha sufrido numerosos cambios. Durante un tiempo una albitita era «una roca aplosienítica, con feldespato y con menos del 10% de cuarzo, máficos y feldespatoideos, respectivamente» (Ronner, 1963), pero esta limitación a una naturaleza ígnea no concordaba con la existencia de rocas ricas en albita de origen no ígneo, de ahí la definición de Tomkeieff, basada únicamente en la mineralogía.

El nivel de albititas estudiado en este trabajo se encuentra en la localidad asturiana de San Pedro de Paredes, de coordenadas UTM: X: 702747, Y: 4814795. Este nivel se encuentra en la Zona Astur Occidental-Leonesa, concretamente en la parte inferior de la Serie de los Cabos, con una edad Cámbrico Medio basal (Roel, 1994), entre estratos de areniscas, limolitas y pizarras, en una cuenca de tipo *graben* ocupada por un mar somero epicontinental. Durante su depósito, la

cuenca estaba sometida a un proceso de *rifting* que formó el *graben* y favoreció la existencia de un importante vulcanismo.

Posteriormente, la orogenia varisca afectó a estos materiales, aunque escasamente. Las albititas han sufrido un

metamorfismo regional de bajo grado (facies de esquistos verdes, zona de la clorita) con una ligera recristalización de los componentes y formación de clorita. También han sufrido deformación varisca, encontrándose en el Dominio de

Muestra	PA-6	PA-6 + 10% H2O	PA-8	PA-8 + 10% H2O	Melt PA-6	Melt PA-8	Fase magnésica hidratada
SiO ₂	66,83	61,22	76,95	70,00	71,23	73,48	62,82
TiO ₂	0,82	0,75	0,62	0,56	0,29	0,33	0,06
Al ₂ O ₃	18,09	16,57	12,95	11,78	12,47	11,67	0,83
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,15
FeOt	0,28	0,25	0,58	0,53	0,29	0,37	2,16
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01
MgO	1,52	1,39	0,34	0,31	1,51	0,00	28,45
CaO	0,31	0,28	0,26	0,24	0,05	0,17	0,06
Na ₂ O	10,39	9,52	7,25	6,60	4,22	6,38	0,14
K ₂ O	0,06	0,05	0,25	0,23	0,39	0,33	0,04
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,15	0,14	n.d	n.d	0,03
L.O.I	0,76	9,78	0,58	9,61	n.d	n.d	n. d.
Total	99,24	100,00	99,94	100,00	90,47	92,81	94,74

Tabla I.- Composición química de las muestras de partida de los experimentos, con y sin agua añadida, y de los fundidos obtenidos de cada muestra. También se incluye la composición de la fase magnésica hidratada encontrada en las cápsulas.

Table I.- Chemical composition of the experiment samples, with and without added water, and of the melts obtained from every sample. Composition of the hydrous magnesian phase found in the capsules is also included.

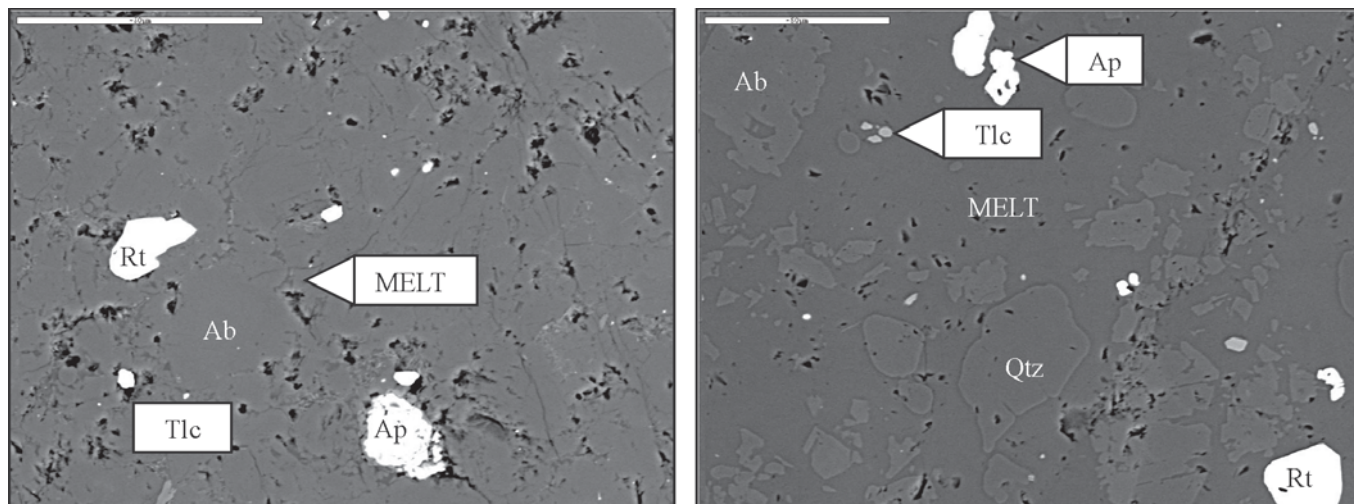


Fig. 1.- A) Cápsula de la albitita PA-6. Nótese la escasa cantidad de fundido. B) Cápsula de la albitita PA-8. El fundido ocupa más del 50% de la imagen. El cuarzo se distingue de la albita por ser ésta de contornos angulosos y aquél redondeados. La escala de las dos imágenes es de 50 μ m. Símbolos según Kretz (1983)

Fig. 1.- A) PA-6 albitite capsule. Notice the low melting quantity. B) PA-8 albitite capsule. Melt is more than 50% of the image. Quartz is recognized of albite because latter has sharp contour and former is rounded. Scale of both images is 50 μ m. Symbols after Kretz (1983)

Navia-Alto Sil con pliegues acostados de fase F1, cabalgamientos de fase F2 y pliegues F3.

El objetivo de este trabajo es estudiar la geoquímica de los fundidos obtenidos a partir de dos muestras de albititas (PA-6 y PA-8), ya avanzado por García-Arias *et al.*, (2006), y modelizar la termodinámica de la fusión y cristalización de este tipo de rocas a partir de los datos obtenidos de los experimentos de fusión.

Equipo experimental y analítico utilizado

Los experimentos de fusión han sido realizados con una prensa tipo «piston cylinder» Enerpac, con un lector/controlador de temperatura Eurotherm 808 y un controlador de presión «OMRO» E5CK (Laboratorio de Alta Presión, Universidad de Huelva). Para el análisis de los minerales y fundidos se ha empleado una Microsonda Electrónica CAMECA SX-100, con cinco espectrómetros WDS, un espectrómetro EDS y detectores SE, BSE, ABS y catodoluminiscencia (Universidad de Oviedo), así como un Microscopio Electrónico de Barrido JEOL JSM-5410 con detector de electrones retrodispersados Tetra Link de Oxford, con 4 diodos (Universidad de Huelva). Para el análisis de las rocas se ha empleado un Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X PHILLIPS PW 2404 PW 2540, dotado con 5 cristales analizadores (Universidad de Oviedo).

Condiciones experimentales:

Las muestras PA-6 y PA-8 elegidas para los experimentos de fusión corres-

ponden a una albitita pura ($Ab/Ab+Q = 0,96-1,00$) y a una albitita con cuarzo ($Ab/Ab+Q \sim 0,65$), respectivamente, a las que se les ha añadido un 10% de agua. Estas rocas han sido llevadas a una temperatura de 850 $^{\circ}$ C y una presión de 6 kbar, condiciones a las que se supone existe exceso de H_2O . La composición química de las rocas de partida, así como de los fundidos generados en los experimentos, se puede observar en la tabla I.

Geoquímica de los fundidos

La muestra de albitita PA-6, presenta una composición química muy similar a la de una albita pura (Deer, Howie y Zussman, 1992), debido a la gran riqueza en plagioclasa albitica de la roca. Las diferencias con la albita pura (pequeños incrementos en el contenido en TiO_2 , MgO y FeO) son debidas a la presencia de pequeñas cantidades de rutilo y filosilicatos. En cuanto a la albitita PA-8, debido a la participación del cuarzo, presenta unos valores de SiO_2 más altos y, por tanto, menores valores en el resto de los óxidos.

En las cápsulas experimentales se ha observado la existencia de albita, cuarzo, rutilo, apatito y una fase magnésica hidratada de estequiometría similar a la del talco (aunque con exceso de sílice) o a la de un ortoanfíbol magnésico ligeramente deficiente en Mg (Fig. 1a y b). Dado que la albita y el cuarzo suponen más del 90% del total de las rocas, se estudiarán éstas en el sistema albita-cuarzo- H_2O .

Las composiciones de los fundidos obtenidos de las dos albititas son bastan-

te parecidas. Ambos fundidos tienen altos contenidos en SiO_2 (>70%) y Al_2O_3 (>11%), y cantidades moderadas a elevadas de Na_2O (5-6%). Asimismo, ambos presentan un elevado porcentaje de volátiles (8-10%, igual a la diferencia entre el total de óxidos y el 100%). Se trata, por tanto, de fundidos ácidos peraluminicos (García-Arias *et al.*, 2006).

Con el fin de comparar mejor la geoquímica de los fundidos y las muestras de partida, hemos normalizado los análisis a una misma base de ocho oxígenos (estequiometría de la albita $NaAlSi_3O_8$) (Fig. 2)

El ratio $Ab/Ab+Q$ (en base a su peso en óxido) de los fundidos es de 0,67 para la albitita PA-6 y 0,69 para la albitita PA-8. Esta proporción se ajusta a la del eutéctico del sistema albita-cuarzo- H_2O a 5 kbar y 800 $^{\circ}$ C para una fracción molar de H_2O de 0,5.

Casualmente, el ratio del fundido de la albitita PA-8 coincide con el de la propia roca, lo que justifica que el porcentaje de fundido obtenido en la cápsula PA-8 sea mayor que el de la cápsula PA-6 (PA-6: ~5%; PA-8: ~68%).

Un 10% de agua añadida supone una fracción molar en las albititas de 0,27. En el sistema $Ab-Q-H_2O$ (Wen y Nekvasil, 1994), el eutéctico de dicha $X_{H_2O}^m$ corresponde a una temperatura de 980 $^{\circ}$ C y un ratio $Ab/Ab+Q$ de 0,74, que suponen 180 $^{\circ}$ C y un $DX_{H_2O}^m$ de 0,06 superiores a lo esperado. La causa de esta diferencia se atribuye a la no idealidad del sistema real, con presencia de rutilo, talco y apatito.

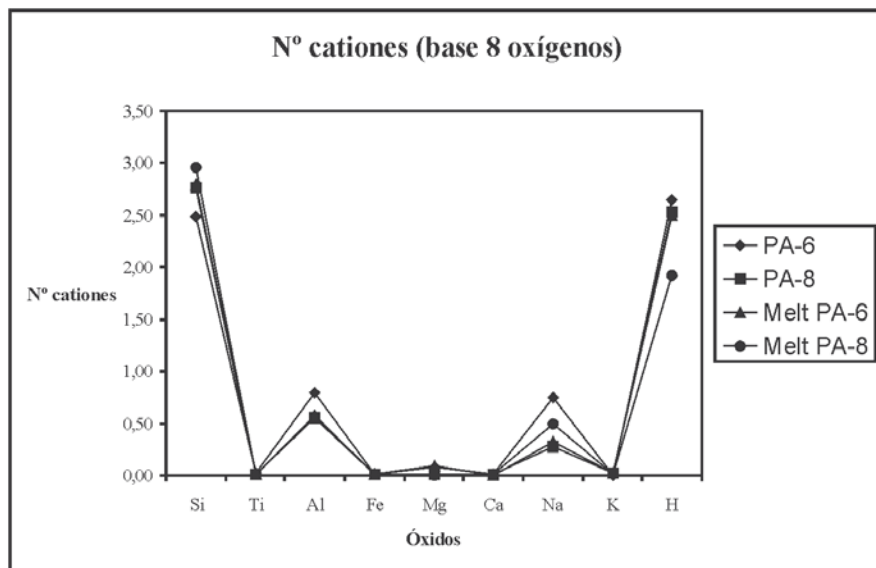


Fig. 2.- Número de cationes normalizado a ocho oxígenos de las muestras de partida y de los fundidos correspondientes. El contenido en agua del fundido se ha calculado por balance de masas.

Fig. 2.- Number of cations normalized to eight oxygens of the samples and their respective melts. Water content has been calculated by mass balance.

Modelización teórica

Dado que sólo se ha realizado un único experimento de fusión por muestra, para comprender mejor los mecanismos de fusión y la influencia de cada óxido se ha visto necesario realizar algunos modelos teóricos basándose en los datos experimentales.

Modelo del proceso de fusión:

Para este estudio se ha empleado el software MELTS (Ghiorso y Sack, 1995; Asimow y Ghiorso, 1998), realizando modelos a diversas temperaturas a presión constante (6 kbar) y a diversas pre-

siones a temperatura constante (~730 °C). El material de partida para el modelo a temperatura constante fue la albitita PA-6 original, mientras que para el modelo a presión constante fue la albitita PA-6 con 10% de agua añadida.

A presión constante de 6 kbar, las variaciones observadas en las proporciones entre las fases implicadas y en la composición del líquido con el incremento de la T de 550 a 750 °C son las siguientes:

- ♦ El fundido se forma a expensas del contenido en plagioclasa y cuarzo del sistema, con variaciones mínimas o nulas en el resto de fases. En este

proceso se consume todo el cuarzo presente a los 670 °C, que produce un aumento en la tasa de formación de fundido (Fig. 3).

- ♦ La composición final a 750 °C es la de un fundido intermedio (58% SiO₂) peraluminico (16% Al₂O₃) muy rico en volátiles (16% H₂O). Normativamente, el fundido daría origen a una roca rica en albita con cantidades menores de cuarzo y corindón.

Existen importantes diferencias entre el modelo y los experimentos. Según el modelo, cabría esperar un 60% de fundido a 750 °C, mientras que en los experimentos la cantidad de fundido existente a 850 °C es de menos del 5%.

A temperatura constante de 730 °C, el incremento de presión de 1 a 5 kbar no produce cambios apreciables en la composición en óxidos del fundido salvo una ligera disminución en la cantidad de SiO₂ y un pequeño aumento en la cantidad de Na₂O y H₂O, pero sí produce cambios importantes en la composición normativa: el cuarzo y el corindón disminuyen mientras aumenta el contenido en albita, estabilizándose los valores en torno a los 3 kbar.

Modelo del proceso de cristalización:

Para el modelo de cristalización se ha empleado el software PELE (Boudreau, 1999), basado en el software MELTS, y como material de partida la albitita PA-6 con 10% de agua añadida. Las condiciones del modelo son: descenso de 10 en 10 °C desde 1000 hasta 600 °C, a 2, 4 y 6 kbar, en cristalización en equilibrio y fraccionada, con tampón de oxígeno

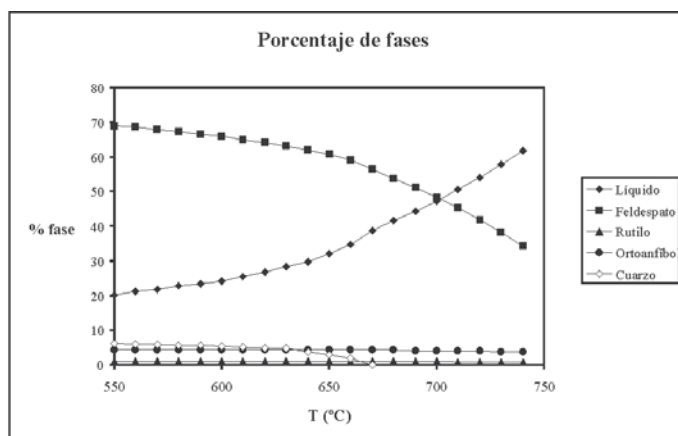


Fig. 3.- Cambio de la proporción entre fases con el incremento de la temperatura a 6 kbar, según el modelo de fusión del software MELTS.

Fig. 3.- Change in phase proportion with rising temperature at 6 kbar, according to melting model provided by MELTS software.

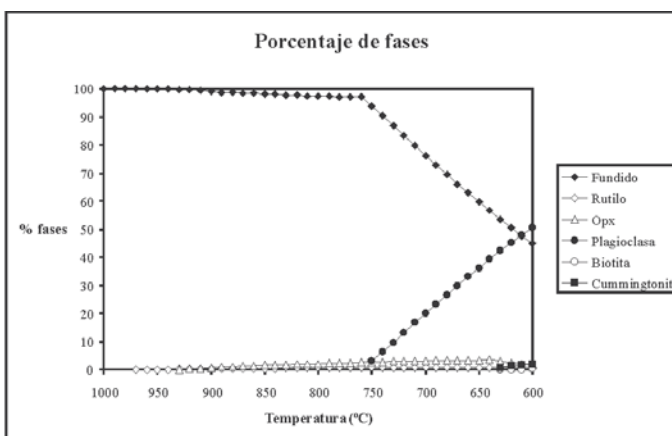


Fig. 4.- Cálculo del porcentaje de fases con el descenso de la temperatura, según el modelo de cristalización del software PELE. Se aprecia el orden de cristalización, así como la influencia que la formación de plagioclasa tiene en la proporción de fundido.

Fig. 4.- Calculation of phase percentage with falling temperature, according to crystallization model provided by PELE software. Crystallization order and influence of forming plagioclase in melt proportion are recognizable.

QFM+3. Las fases seleccionadas para cristalizar (rechazadas las fases incompatibles con magmas graníticos y las fases ferromagnesianas ricas en Ca) son: fundido, gas, rutilo, ortopiroxeno, plagioclasa, biotita y cummingtonita (Fig. 4)

- ♦ Rutilo: es la primera fase mineral que se forma, en torno a los 960-970 °C, para todas las P tanto en cristalización en equilibrio como fraccionada. Se sigue formando hasta el agotamiento del TiO₂ en el fundido, en torno a los 600-620 °C.
- ♦ Ortopiroxeno: es la segunda fase en formarse, entre 900 y 960 °C, a mayor temperatura cuanto mayor es la presión, aunque su cantidad es escasa. En la cristalización en equilibrio reacciona para dar cummingtonita en torno a los 640 °C.
- ♦ Gas: el H₂O en forma de vapor aparece como fase independiente a alta temperatura (>880 °C) a 2 kbar. En la cristalización en equilibrio, a menor temperatura o a mayor presión, el H₂O se disuelve en el fundido.
- ♦ Biotita y cummingtonita: son las fases hidratadas que se forman. Aparecen a baja temperatura (<650 °C), y preferentemente a baja presión.
- ♦ Plagioclasa: se forma por debajo de los 750-770 °C, a mayor temperatura con la presión, y es la fase mineral mayoritaria. Es muy rica en sodio, y se hace más sódica con el descenso de la temperatura.
- ♦ Fundido: se encuentra en condiciones superlíquidas a la temperatura elegida para comenzar el modelo. Se produce un ligero enriquecimiento inicial en sílice, alúmina y sodio con la cristalización de las primeras fases minerales, para luego empobrecerse tras el comienzo de la formación de plagioclasa. La aparición de esta fase produce un drástico incremento en la cantidad de H₂O en el fundido, hasta constituir un 25% del total del fundido. La formación de fases minerales hidratadas a baja presión hace que la cantidad de H₂O en el fundido sea mayor a mayor presión.

Discusión

La fusión de rocas albiticas produce fundidos muy silíceos y ricos en aluminio y sodio. La fusión a la temperatura eutéctica del sistema Ab-Q-H₂O hace que rocas con distintas proporciones de albita y cuarzo produzcan fundidos de composiciones similares. Esta proporción sólo influye en la cantidad de fundido originado, mayor cuanto más cerca esté la proporción

molar Ab/Ab+Q de la roca con respecto a la del eutéctico (~0,68). Por tanto, la posible fertilidad de este tipo de rocas depende de la cantidad de cuarzo presente.

Del análisis del número de cationes (base de ocho oxígenos) se observa que, en general, todas las composiciones son muy similares entre sí. Se puede observar que las composiciones PA-8, Melt PA-6 y Melt PA-8 son idénticas entre sí, aunque esta última presenta cantidades algo mayores de Na y Si. La muestra PA-6 presenta las mayores diferencias: mayor contenido en Al y Na y menos contenido en Si.

El modelo teórico de fusión nos proporciona información sobre la evolución del sistema. A presión constante apreciamos nuevamente la influencia positiva del cuarzo en la tasa de formación de fundido, mientras que a temperatura constante nos permite apreciar la existencia de un límite a 3 kbar por encima del cual el fundido no presenta grandes variaciones composicionales.

El modelo de cristalización nos informa del orden en que cristalizan las fases minerales. Las primeras en formarse son las ferromagnesianas anhidras (rutilo, ortopiroxeno), y posteriormente la plagioclasa. La cristalización de estas fases, sobre todo la plagioclasa, produce un enriquecimiento en H₂O del fundido, lo que provoca la transformación de las fases ferromagnesianas anhidras en hidratadas (biotita y cummingtonita) en la cristalización en equilibrio y/o formación de fases hidratadas en la cristalización en equilibrio y fraccionada. El H₂O puede aparecer como fase individual sólo a altas temperaturas y a presiones reducidas.

Aunque la utilidad de los modelos es evidente, los datos que aportan difieren considerablemente de las observaciones experimentales. La razón de esta discrepancia es la siguiente: los modelos permiten seleccionar cuáles fases pueden existir y cuáles no. En esta modelización, la fase magnésica hidratada elegida ha sido un ortoanfíbol (los softwares no permitían elegir talco), y se incluyó cuarzo aunque su presencia en la cápsula experimental (PA-6) no ha sido detectada. Es de suponer que estas variaciones con respecto al sistema real han producido las discrepancias observadas, lo que nos da una idea de las limitaciones de los modelos empleados.

Conclusiones

La fusión de dos albitas, una pura y otra con cuarzo, produce fundidos con altos contenidos en SiO₂ (>70%), Al₂O₃ (>11%) y volátiles (8-10%, igual a la diferencia 100-total), y cantidades moderadas a elevadas de Na₂O (5-6%), tratándose

de fundidos ácidos peraluminicos (García-Arias *et al.*, en prensa) con una proporción Ab/Ab+Q de 0,68. La proporción de cuarzo en el protolito influye en la cantidad de fundido formado: 5% para la albita pura (PA-6) y ~68% para la albita con cuarzo (PA-8).

Los modelos teóricos de fusión y cristalización nos muestran que la fusión de plagioclasa y cuarzo en una albita pura, con consumo total de este último, controla la cantidad de fundido formado, y que este fundido sufre reajustes composicionales con el incremento de la presión hasta los 3 kbar. Por otro lado, la cristalización de un fundido albitico desde condiciones superlíquidas produce en primer lugar una asociación de ferromagnesianas anhidras, en segundo lugar plagioclasa y, en tercer lugar, fases ferromagnesianas hidratadas, bien por neoformación, bien por reacción de las fases anhidras.

El uso de los modelos teóricos debe emplearse con cuidado debido a sus limitaciones, pero da información útil de modo semicuantitativo.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de una beca FPU del Ministerio de Educación y Ciencia y financiación del proyecto CGL 2004-06808-CO4/BTE.

Referencias

- Asimow, P. D. y Ghiorso, M. S. (1998). *American Mineralogist*, 83, 1127-1131.
- Boudreau, A. E. (1999). *Computers and Geosciences*, 25, 21-203.
- Deer, W.A., Howie, R. A. y Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. John Wiley and Sons, 696 pp.
- García-Arias, M., Corretgé, L. G. y Castro, A. (2006). *Geogaceta*, 40, 147-150.
- Ghiorso, M. S. y Sack, R. O. (1995). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212.
- Kretz, R. (1983). *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Roel, J. (1994). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 347-378.
- Ronner, F. (1963). *Systematische Klassifikation der Massengesteine*. Springer-Verlag, Wien. 380 pp.
- Tomkeieff, S. I. (1983). *Dictionary of Petrology*. John Wiley and Sons. 680 pp.
- Tröger, W. E. (1969). *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Wen, S. y Nekvasil, H. (1994). *American Mineralogist*, 79, 316-331.