

Laumontita y Prehnita en la formación submarina del Complejo Basal de La Palma, Islas Canarias

LA IGLESIA, A.¹, FERNANDEZ SANTÍN, S.² Y HERNANDEZ-PACHECO, A.²

¹*Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. - U.C.M. Facultad de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria. 28040 - Madrid.*

²*Dpto. de Petrología y Geoquímica. U.C.M. - C.S.I.C. Facultad de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria. 28040 - Madrid.*

Resumen: Una zeolita perteneciente a la formación volcánica submarina del Complejo Basal de la isla de La Palma se ha caracterizado tanto por microsonda electrónica como por microscopía óptica, difracción de Rayos X, análisis térmico diferencial, termogravimetría y espectroscopía de infrarrojos. Los datos analíticos obtenidos confirman la identidad de esta zeolita como laumontita, que hasta el presente no se había citado en la formación antes citada. Asociada a la laumontita se encuentra también el mineral prehnita. Se ha construido un diagrama de actividad para los tres componentes: $a\text{SiO}_4\text{H}_4$, $a\text{Ca}^{++}$ y $a\text{H}^+$ en el intervalo de temperatura de los 25 a los 300°C. En él se representan los campos de estabilidad de heulandita, prehnita, laumontita, calcita y cuarzo. Este diagrama, junto con los diagramas de solubilidad de prehnita y laumontita nos ha permitido estimar las condiciones de formación de la paragénesis laumontita-prehnita-calcita existente en las muestras estudiadas.

Palabras clave: Zeolita, Laumontita, Prehnita, La Palma.

Abstract: A zeolite belonging to the submarine volcanic formation of La Palma, Canary Islands, is studied by means of microprobe analysis, optical microscopy, XR diffraction, differential thermal analysis, thermogravimetry and infrared spectroscopy. The analytical data confirm the identity of this zeolite as laumontite. Also, the mineral prehnite has been found. An activity diagram for three components ($a\text{SiO}_4\text{H}_4$, $a\text{Ca}^{++}$ and $a\text{H}^+$) in the temperature interval of 25-300°C is constructed, showing the stability fields of heulandite, prehnite, laumontite, calcite and quartz. This diagram as well as that with the solubility of prehnite and laumontite allow us to estimate the formation conditions of both minerals of La Palma.

Key words: Zeolite, Laumontite, Prehnite, Thermodynamic stability, La Palma island.

La Iglesia, A., Fernández Santín, S. y Hernández-Pacheco, A. (1996). Laumontita y prehnita en la formación submarina del Complejo Basal de La Palma, Islas Canarias. *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 67-73.

Los materiales en los que aparecen los minerales estudiados corresponden a la formación volcánica más antigua de la isla de La Palma, el denominado Complejo Basal. Esta formación está constituida por materiales volcánicos submarinos (lavas almohadilladas, brechas submarinas de todo tipo y niveles hialoclastíficos) atravesados por mallas filonianas que en parte están genéticamente asociadas a aquellos. En su conjunto, tanto los materiales submarinos como en mayor o menor medida los diques están afectados por un proceso de metasomatismo desarrollado en condiciones de baja presión que los ha transformado en rocas verdes (propilitas) con las características asociaciones de minerales de neoformación como albita, clorita, epidota y calcita, que en los casos de máxima transformación van acompañados de otros minerales de mayor grado como actinolita y andradita (Hernández-Pacheco *et al.*, 1974).

Entre estos minerales de neoformación aparecen zeo-

litas. Los autores citados señalan la presencia de zeolitas: natrolita, escolecita y analcima junto con clinzoisita, albita y clorita en las lavas almohadilladas basálticas (oceanitas) que ocupan las posiciones estratigráficas más superficiales dentro de la serie submarina, con tránsito a facies ya subaéreas. En los basaltos doleríticos y en los augítico-plagioclásicos, de facies más profundas, la escolecita y natrolita aparecen asociadas también a la andradita. Además, cuarzo, calcita y prehnita, junto a piritas forman venillas y rellenan diaclasas en todos estos materiales.

En lo que se refiere a la edad de los materiales submarinos del Complejo Basal existen datos contradictorios. Hernández-Pacheco, 1973, indica la existencia de microfauna de edad Mioceno Medio-Superior, de acuerdo con una comunicación personal de Ramírez del Pozo. A su vez Staudigel *et al.*, 1984 citan fósiles de edad Pliocena en estas mismas formaciones de origen submarino.

Ambos datos pueden ser reales, ya que la formación de estos materiales, en los cuales se reconocen varios episodios, puede haber ocurrido durante el largo periodo de construcción del edificio submarino de la isla.

Resultados experimentales

1. Descripción microscópica

La roca encajante de las venillas estudiadas es un basalto augítico de la formación submarina, que en realidad está casi totalmente transformado en un entretrejido de grano fino de minerales secundarios. Además está atravesado por venas y diques de tamaño milimétrico y centimétrico rellenos por un material leucocrático. En ocasiones en las venas se aprecian fragmentos de cristales de piroxeno brechificados por el material de las venas.

Algunas de estas venas están constituidas por placas subidiomorfos de laumontita ($2V_{\alpha}=44^{\circ}$; $c/\lambda\gamma=30^{\circ}$), a veces macladas, que en ocasiones han sido sometidas a un proceso de recristalización y aparecen sustituidas por un agregado policristalino, de bordes irregulares, del mismo mineral.

Asociada a la laumontita, pero más tardía, a veces sustituyéndola y a veces brechificándola se encuentra la prehnita, que aparece en dos hábitos distintos: a) en placas prismáticas, yuxtapuestas, de bordes difusos y desflecados. Entre ellas queda algún cristal de laumontita. Probablemente se han formado sustituyendo pseudomórficamente a la laumontita. b) en agregados fibroso-radiales de cristales muy limpios, libres de inclusiones, dispuestos en abanico, generalmente perpendiculares a los bordes de las venas. Probablemente se han formado por precipitación directa a partir de los fluidos hidrotermales.

Las secciones de prehnita perpendiculares al eje mediano del elipsoide tienen colores de polarización y extinción nítidos, en tanto que las secciones paralelas al mismo presentan anomalías ópticas (colores de polarización grises - azulados) y extinción incompleta (bow-tie, zonado en reloj de arena, etc.). Por ello, las determinaciones del ángulo de los ejes ópticos no son precisas, pero se han obtenido valores que oscilan entre los 46 y 66° (+), algo inferiores a los dados en los tratados de mineralogía (entre 65 y 69°).

2. Análisis químico de los minerales

Los análisis químicos se han efectuado por microsonda electrónica en Clermont-Ferrand, salvo CaO y los álcalis de la laumontita que se han determinado por vía húmeda así como el contenido en agua de la laumontita, que se ha determinado por termogravimetría. En la Tabla I se presentan los resultados de los análisis químicos de laumontita y prehnita, así como sus fórmulas estructurales.

3. Análisis por difracción de rayos X

En la Tabla II, se presentan los espaciados, índices de Miller e intensidades relativas de las reflexiones obtenidas del estudio por difracción de rayos X de la muestra. El diagrama de difracción de rayos X es similar al de la

Tabla I.- Análisis químicos de laumontita y prehnita de La Palma (promedio 4 anál.).

LAUMONTITA		PREHNITA	
SiO ₂	53,27	SiO ₂	43,31
Al ₂ O ₃	21,94	Al ₂ O ₃	20,21
Fe ₂ O ₃	0,00	Fe ₂ O ₃	0,00
FeO	0,02	FeO	5,63
MnO	0,04	MnO	0,02
MgO	0,00	MgO	0,02
CaO	12,29	CaO	25,99
Na ₂ O	0,19	Na ₂ O	0,04
K ₂ O	0,17	K ₂ O	0,01
TiO ₂	0,02	TiO ₂	0,06
H ₂ O+	12,61	H ₂ O*	4,23
TOTAL	100,55	TOTAL*	99,52
F. estr.	(48 oxíg.)	F. estr.	(24 (O,OH))
Si	16,220	Si	6,143
Al	7,876	IVAl	-
Fe ³⁺	0,005		
		VIAI	3,380
Mn	0,010	Fe ²⁺	0,668
Mg	0,000	Mn	0,002
Ca	3,670	Mg	0,004
Na	0,000	Ca	3,950
K	0,097	Na	0,011
Ti	0,005	K	0,002
		Ti	0,006
H ₂ O	12,806		
%E	5,954	OH	4,000
		O	20,000
		FM	0,99

ficha 26-1047 del fichero JCPDS correspondiente a laumontita sintética de fórmula $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

De acuerdo con Bartl y Fischer (1967), Schramman y Fischer (1970) y Liou (1971), el diagrama se ha ajustado a una estructura monoclinica con grupo espacial Cm, habiendo calculado los parámetros de celdilla a, b y c siguientes: 14,797, 13,053 y 7,592 Å y ángulo β de $112,80^{\circ}$. En la Tabla II se presentan también los espaciados calculados a partir de estos parámetros. Se ha calculado también el volumen de celdilla de $1351,782 \text{ \AA}^3$ y una densidad teórica de $2,242 \text{ g/cm}^3$. Los valores de densidad recopilados por Deer *et al.* (1963), en distintas muestras naturales están comprendidos entre 2,26 y 2,29 g/cm^3 .

El estudio por difracción de rayos X de la roca encajante revela la existencia de prehnita, feldespatos alcalinos, clorita, laumontita y calcita.

4. Propiedades térmicas de la laumontita

En la Figura 1, se presentan las curvas de análisis térmico diferencial, ATD, termogravimetría, TG, y termogravimetría diferencial, TGD, del mineral.

La pérdida de agua se produce en tres etapas; la primera, puesta de manifiesto por un efecto endotérmico a 100°C de la curva ATD, por un pico a 120°C de la curva

Tabla II.- Datos de difracción de rayos X de la laumontita de La Palma

dA(1)	dÅ(Obs)	I/I ₀	hkl	dÅ(calc)
9,5	9,340	81	110	9,431
6,84	6,804	50	200	6,820
6,19	6,171	9	201	6,241
5,04	5,023	11	111	5,014
4,72	4,716	12	220	4,715
4,49	4,480	23	221	4,511
4,16	4,148	100	130	4,145
3,77	3,760	8	131	3,766
3,66	3,648	28	401	3,678
3,51	3,489	55	002	3,499
3,40	3,398	12	131	3,396
3,36	3,353	16	312	3,387
3,27	3,262	50	040	3,263
3,20	3,193	23	311	3,178
3,10	3,087	4	402	3,120
3,03	3,025	28	422	3,022
2,95	2,943	4	240	2,944
2,88	2,871	30	511	2,886
2,798	2,792	12	422	2,815
2,649	2,654	4	512	2,666
2,579	2,568	24	241	2,564
2,519	2,518	12	203	2,527
2,457	2,460	7	601	2,460
2,441	2,433	49	441	2,441
2,359	2,357	18	151	2,353
2,271	2,263	9	350	2,264
2,219	2,224	8	622	2,229
2,180	2,177	8	060	2,176
2,154	2,149	18	620	2,147
2,090	2,088	4	332	2,078
1,992	1,990	4	533	2,003
1,961	1,955	15	601	1,951

a=14,797
b=13,053
c=7,592
β=112,8°
v=1351,782Å³
(1): ficha 26-1047 del fichero JCPDS

TGD, y por un escalón de pérdida de peso entre 70 y 130°C de la curva TG, que corresponde a la eliminación de 1,8 moléculas de H₂O. La segunda etapa se pone de

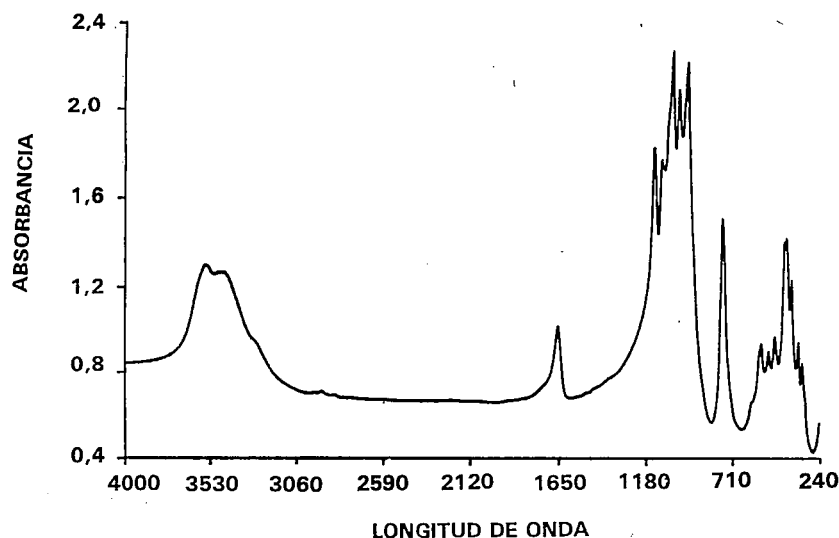


Figura 2.- Espectro de infrarrojos de la laumontita de La Palma (longitudes de onda en cm⁻¹)

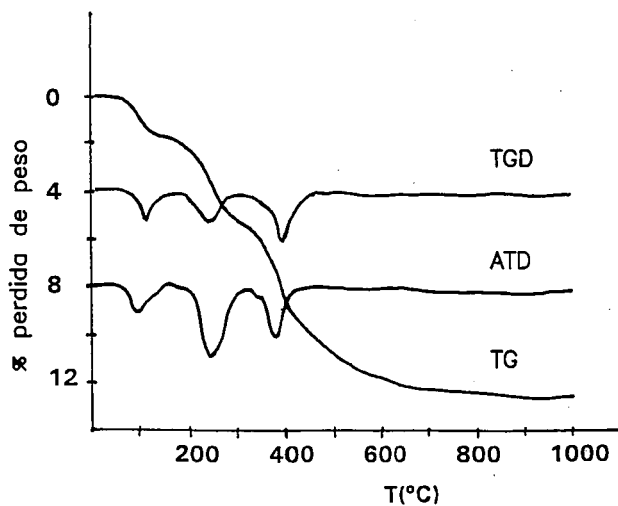


Figura 1.- Curvas de Análisis Térmico Diferencial (ATD), Termogravimetría (TG) y Termogravimetría Diferencial (TGD) de la laumontita de La Palma. Velocidad de calentamiento: 10°C/min.

manifiesto por los efectos 242°C de la curva ATD y 260°C de la curva TGD y un escalón entre 150-300°C de la curva TG que corresponde a la pérdida de 3,6 moléculas de H₂O. A la tercera etapa corresponden los efectos a 383°C, 411°C y el escalón entre 300-700°C, que corresponde a la pérdida de 7,3 moléculas de H₂O.

En líneas generales, los diagramas térmicos obtenidos son semejantes a los publicados por Gottardi y Galli (1985) para una laumontita de India. En este caso, las temperaturas de los tres efectos endotérmicos de las curvas ATD fueron 100, 240 y 400°C, y las moléculas de agua perdidas en cada etapa fueron 3, 5 y 5, respectivamente.

5.-Análisis por espectroscopia de infrarrojos de la laumontita

En la Figura 2 se presenta el espectro de infrarrojo de la laumontita de La Palma; en la zona de 1650 cm⁻¹, aparece una banda de absorción debida a la vibración de deformación del agua zeolítica y, consecuentemente, en la región 3200-3600 cm⁻¹, aparece una amplia banda debida a los modos de tensión de dichas moléculas de

agua. La fuerte banda de absorción en la región 950-1200 cm^{-1} , es propia de los tectosilicatos y se debe a las vibraciones de tensión antisimétricas Si-O-Si y Si-O-Al. De la misma forma, la estrecha banda a 760 cm^{-1} se debe a las vibraciones de tensión simétrica entre tetraedros de sílice y alúmina. Finalmente, la banda compleja que aparece entre 400-500 cm^{-1} se debe a vibraciones de deformación O-Si-O. Estos resultados se ajustan perfectamente a los publicados por Farmer (1974) para laumontita.

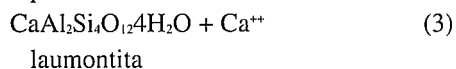
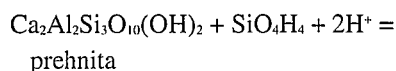
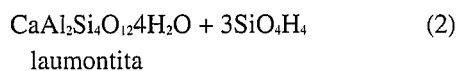
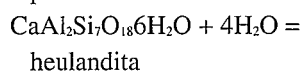
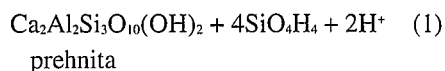
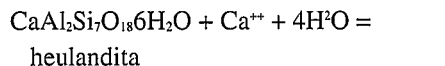
Estudio termodinámico sobre la coexistencia laumontita-prehnita

En relación con los procesos metasomáticos que han afectado al Complejo Basal de La Palma, Hernández-Pacheco *et al.*, 1974 lo definen como un proceso metasomático de propilitización hipoabisal subvolcánica y lo atribuyen al efecto de las sucesivas intrusiones basálticas y gabroideas que atraviesan a la formación submarina, que no solo aumentarían la temperatura sino que proporcionarían fluidos hidrotermales. Estos procesos habrían ocurrido durante la formación de un edificio volcánico previo, que fue con posterioridad totalmente desmantelado por la erosión

De la Nuez y Arenas, 1987, estudian las transformaciones minerales que han sufrido los gabros intrusivos en la formación submarina, atribuyéndolas a un metamorfismo debido a la intensa circulación de soluciones hidrotermales. Primero se produciría un metamorfismo progrado (debido a la gran profundidad alcanzada por apilamiento) y con posterioridad habrían sufrido una evolución retrógrada como consecuencia de la elevación de todo el edificio eruptivo durante el abombamiento del mismo, debido a la intensa actividad magmática de la isla. De acuerdo con los citados autores, las condiciones más extremas alcanzadas en el proceso de metamorfismo pro-grado del Complejo Basal de La Palma fueron 450-490°C y 100 - 150 Pa, con gradientes geotérmicos elevados, del orden de 100-150°C/km. Las zeolitas habrían cristalizado durante el metamorfismo retrógrado, a temperaturas menores de 200°C. y citan analcima, thompsonita y escolecita, existentes sobre todo en los gabros alcalinos (teralitas)

En este trabajo, basándonos en la existencia de la paragénesis laumontita-prehnita trataremos de estimar las condiciones fisicoquímicas necesarias para justificar la formación de tales minerales.

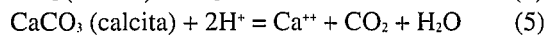
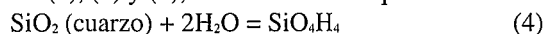
En el estudio de la facies zeolítica de Hokonui, Nueva Zelanda, Boles y Coombs (1977) llegan a la conclusión de que las diferencias en la composición química de los fluidos generadores puede justificar la paragénesis heulandita-laumontita-prehnita. Para estos autores, la formación de la facies zeolítica se relaciona con la alteración-hidratación del vidrio volcánico para formar minerales de la arcilla y zeolitas tipo heulandita (*sensu lato*, incluyendo clinoptilolita). Posteriormente, por deshidratación y pérdida de sílice de la heulandita se produce laumontita, prehnita e incluso analcima y albita. Boles y Coombs (*op. cit.*), estudian la transformación heulandita-laumontita-prehnita usando los siguientes equilibrios:



A partir de estas ecuaciones, usando el método de Korzhinskii (1957), construyen un diagrama esquemático que da idea de las relaciones entre las tres fases. En la actualidad es posible mejorar el diagrama de Boles y Coombs (1977), empleando un tratamiento termodinámico simple basado en el siguiente esquema:

1) Cálculo de los valores de energías libres de formación, ΔG_f° , y entalpías de formación, ΔH_f° , de las distintas fases minerales usando el método de Chermak y Rimstidt (1989).

2) Cálculo de los valores de $\log K$ y ΔH° , de las ecuaciones (1), (2) y (3), así como de los equilibrios:



(valores presentados en la Tabla III)

3) Usando la ecuación de Vant'Hoff integrada:

$\ln(K_2/K_1) = -\Delta H^\circ/R (1/T_2 - 1/T_1)$, se pueden calcular los valores de $\log K$ a las temperaturas de 373, 473 y 573°K que aparecen en la Tabla III.

Empleando los valores de $\log K$ calculados se puede construir el diagrama de equilibrio de la Figura 3, en el que se marcan los campos de estabilidad de prehnita, laumontita, heulandita, cuarzo y calcita entre 298 y 423°K y $p\text{CO}_2=1$. Este diagrama es similar al esquemático propuesto por Boles y Coombs (1977) con la ventaja de que establece relaciones cuantitativas entre la activi-

Tabla III.- Valores calculados para las entalpías de reacción a 298°K y para $\log K$ a las temperaturas de 298, 373, 473 y 573°K de los equilibrios considerados

equilibrio	ΔH°	$\log K_{298}$	$\log K_{373}$	$\log K_{473}$	$\log K_{573}$
1	240,03	37,194	28,735	21,630	17,005
2	-80,85	-11,603	-8,754	-6,361	-5,242
3	-159,18	25,592	19,982	15,271	12,203
4	22,30	-3,954	-3,168	-2,508	-2,078
5	-14,82	9,848	9,362	8,888	8,603
6	-339,14	34,824	22,837	12,834	6,300
7	-149,34	14,944	9,681	5,261	2,383
8	29,46	-12,533	-11,495	-10,622	-10,055
9	130,86	-40,966	-36,354	-32,481	-29,959
10	179,96	9,232	2,894	-2,437	-5,904
11	9,84	-11,398	-11,051	-10,760	-10,570
12	188,64	-38,125	-31,477	-25,894	-22,258
13	323,84	-76,042	-64,630	-55,044	-48,804

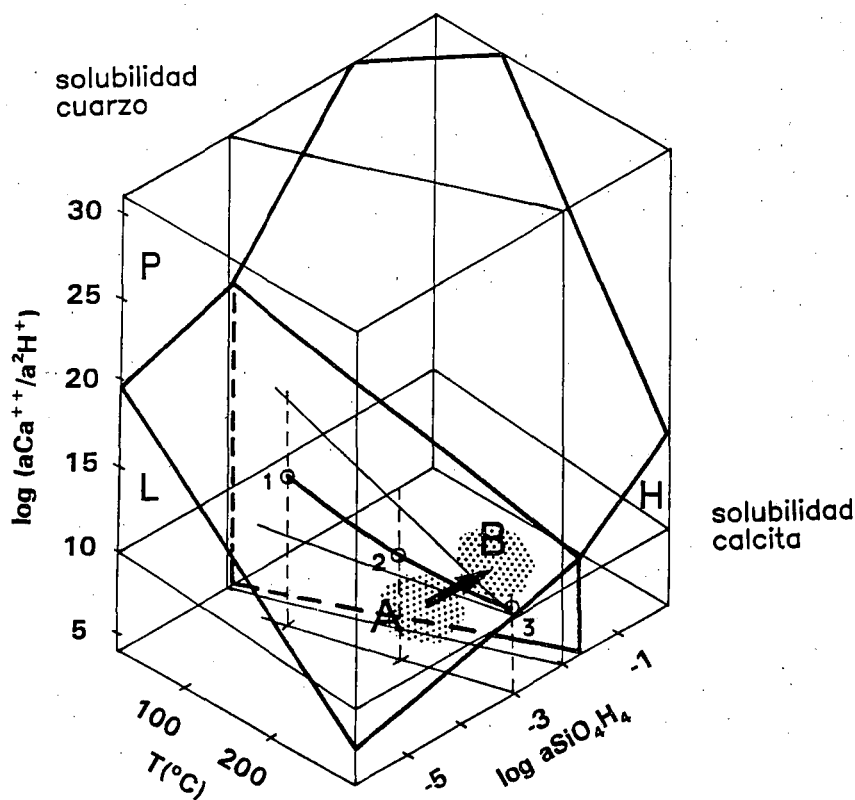
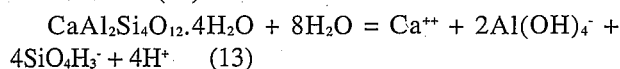
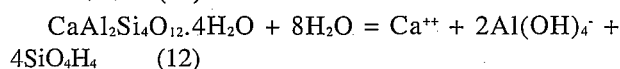
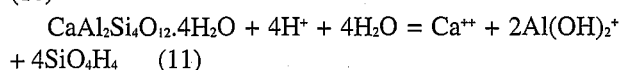
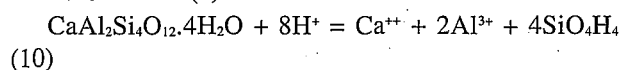
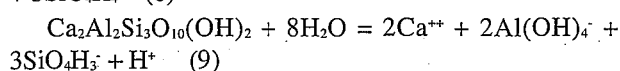
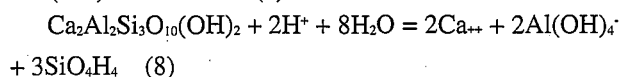
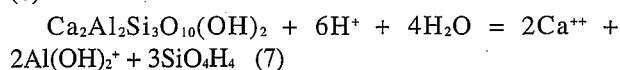
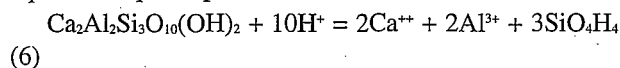


Figura 3.- Diagrama de campos de estabilidad de laumontita (L), heulandita (H), prehnita (P) y planos de solubilidad del cuarzo y calcita desde 25 a 300°C. Se ha marcado la posible línea de evolución de los fluidos que pasan desde la zona A de estabilidad de la laumontita (por debajo del plano laumontita-prehnita) a la zona B de estabilidad de la prehnita (por encima del mismo plano).

dad química del medio, la temperatura y la estabilidad de las distintas fases minerales.

Se puede calcular la solubilidad de prehnita y laumontita en función del pH del medio, empleando los equilibrios que se presentan a continuación:



Empleando los valores termodinámicos de Chermak y Rimstidt (1989) y Robie *et al.* (1979) y el tratamiento termodinámico anterior, se han calculado los diagramas de solubilidad de laumontita y prehnita a 25, 100, 200 y 300°C, que se presentan en la Figura 4. Estos diagramas demuestran la importancia de la temperatura y del pH del medio en la estabilidad relativa de ambas fases minerales. Así por ejemplo, a pH bajo la laumontita es menos soluble -y por tanto más estable- que la prehnita mientras a alto pH sucede lo contrario. (El valor de pH varía con la temperatura tal como se lee en la Figura 4.

Por ejemplo a 100°C la laumontita es estable por debajo de 9,3 y a 200°C lo es por debajo de 7,8). De la misma forma, el aumento de la temperatura del medio favorece la estabilidad de prehnita en perjuicio de la de laumontita. Los puntos de intersección de las curvas de solubilidad de la Figura 4 señalan unas condiciones iónicas singulares donde coexisten ambas fases. Como indica esta figura, al variar la temperatura, los puntos de intersección se desplazan hacia valores más bajos de pH del medio y más altos de $\log a\text{SiO}_4\text{H}_4$. A continuación esquematizamos las variaciones de pH y $\log a\text{SiO}_4\text{H}_4$ con la temperatura:

1) A 100°C, las coordenadas del punto de intersección de ambas curvas son las siguientes: $\text{pH} = 9,26$ y $\log a\text{SiO}_4\text{H}_4 = -3,77$. Usando la ecuación 12 se puede calcular $\log a\text{Ca}^{++}$ del medio en $-3,95$ y por consiguiente $\log(a\text{Ca}^{++}/a^2\text{H}^+) = 14,57$

2) A 200°C la intersección de las curvas se produce a un pH de 7,35 y $\log a\text{SiO}_4\text{H}_4 = -3,49$. De la misma forma se calcula para $\log a\text{Ca}^{++}$ y $\log(a\text{Ca}^{++}/a^2\text{H}^+) -3,67$ y 11,03 respectivamente.

3) A 300°C la intersección se produce a $\text{pH} = 6,35$ y $\log a\text{SiO}_4\text{H}_4 = -3,01$, con valores de $\log a\text{Ca}^{++}$ y $\log(a\text{Ca}^{++}/a^2\text{H}^+)$ de $-3,83$ y 8,86 (el valor de $a\text{Ca}^{++}$ se ha calculado usando la ecuación 8).

Representando los tres puntos de intersección en el diagrama de la Figura 3, puede trazarse la línea de coexistencia de laumontita-prehnita entre 100 y 300°C. En la construcción de esta línea se han considerado mayor número de especies iónicas que en la del plano de equilibrio laumontita-prehnita (ecuación 3) y en consecuencia representa con mayor exactitud las condiciones de equilibrio.

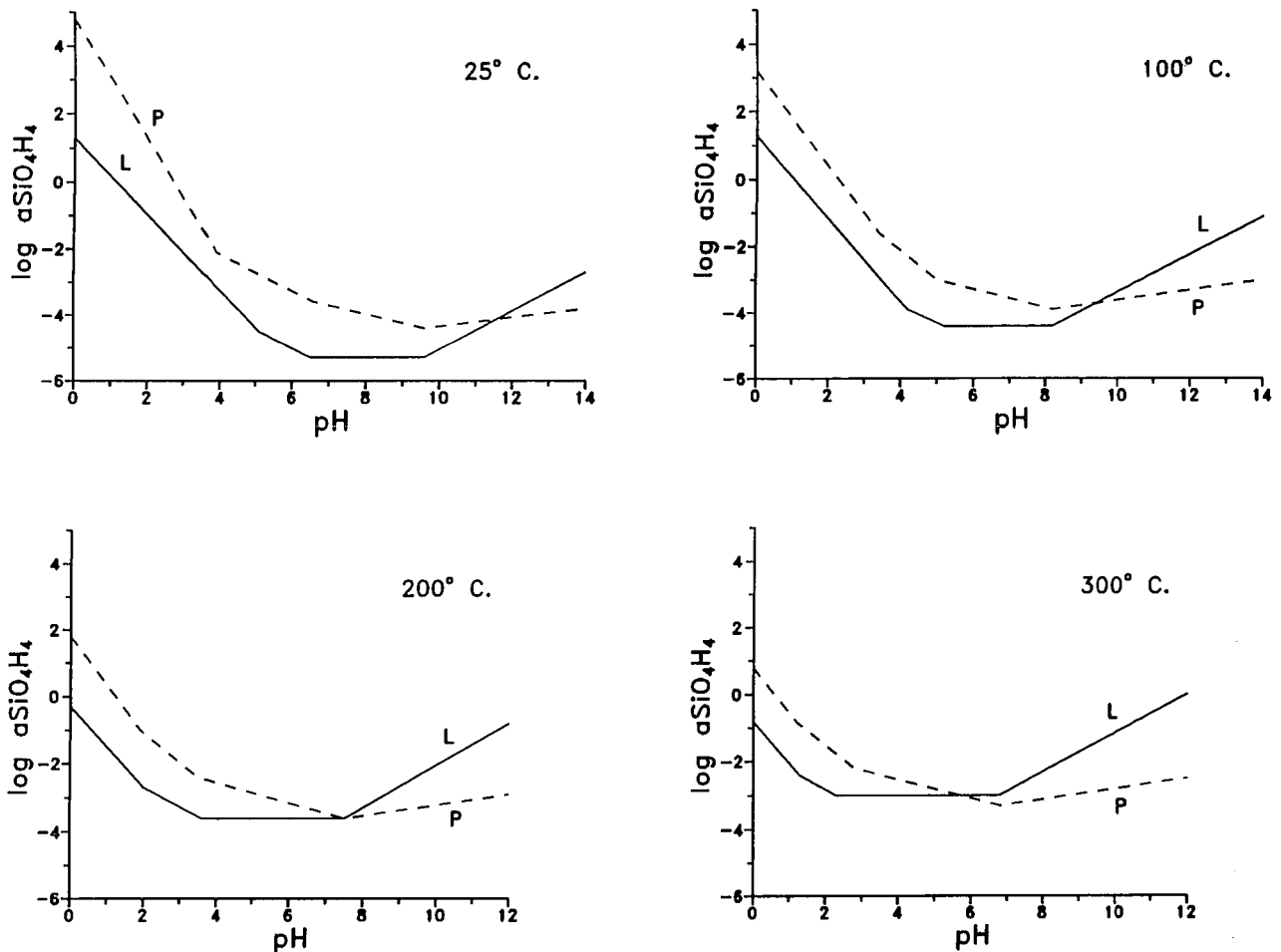


Figura 4.- Diagramas de solubilidad de laumontita (L) y prehnita (P) a 25, 100, 200 and 300°C.

De acuerdo con Liou (1971, 1983) a presiones entre 100 y 200 Pa, laumontita es estable entre 200-300°C y prehnita lo es hacia los 350°C. Gottardi y Galli (1985) delimitan el intervalo de temperatura de 200-250°C. para la estabilidad de la zeolita en un proceso hidrotermal. De la misma forma Bhattacharya y Sen (1985) dan los intervalos de 200-250°C y 250-350°C para la estabilidad de laumontita y prehnita respectivamente.

Si aceptamos estos mismos intervalos de presión y temperatura para la formación de los minerales de La Palma, en el diagrama de la Figura 3 se pueden delimitar dos zonas cuyas condiciones termodinámicas promedio son: Temperatura 250°C; $\text{pH}=6,9$; $\log a_{\text{SiO}_4\text{H}_4} = -3,3$; $\log a_{\text{Ca}^{++}} = -3,7$ y $\log(a_{\text{Ca}^{++}}/a^2\text{H}^+) = 10,0$. Fluidos cuya temperatura fuese más baja, por ej. 200-250°C, con pH entre 7,0 y 6,5; $\log a_{\text{SiO}_4\text{H}_4}$ entre -3,5 y -3,3; $\log a_{\text{Ca}^{++}}$ entre -3,9 y -3,7 y $\log(a_{\text{Ca}^{++}}/a^2\text{H}^+)$ entre 10,0 y 11,0 darían lugar a la formación de laumontita (Zona A en el diagrama). Al aumentar la temperatura hasta 250-300°C, se produciría la disolución de laumontita y cristalización de prehnita (zona B en el diagrama). En este caso los fluidos tendrían unas actividades iónicas comprendidas en los siguientes intervalos: pH entre 6,9 y 7,5; $\log a_{\text{SiO}_4\text{H}_4}$ entre -3,3 y 3,0; $\log a_{\text{Ca}^{++}}$ entre -3,7 y -3,9 y $\log(a_{\text{Ca}^{++}}/a^2\text{H}^+)$ entre 10,0 y 9,0 (estas condiciones permiten además la cristalización conjunta de calcita, justi-

ficando por tanto la presencia de este mineral en la paragénesis)

A la vista de estos datos se propone que el proceso de disolución de laumontita y cristalización posterior de prehnita, observada microscópicamente, se pudo producir por un aumento de temperatura, con pequeñas o nulas variaciones de la actividad iónica del fluido, según se representa mediante una flecha en la Figura 3.

La alta temperatura de los fluidos hidrotermales necesaria para justificar la formación de laumontita y la subsecuente disolución y transformación a prehnita pueden proceder de las sucesivas intrusiones de cuerpos gabroides y de las mallas filonianas basálticas que han atravesado la formación submarina. Este conjunto, que forma parte del denominado Complejo Basal de la isla, sufrió un dilatado periodo erosivo y posteriormente fue enterrado bajo espesores de al menos 1500 m de apilamientos de coladas basálticas que forman actualmente las paredes del circo de la Caldera. Esta presión de carga es del mismo orden que la dada por Korzhinskii (1965) para explicar la aparición de paragénesis metasomáticas similares a las aquí estudiadas.

Los autores agradecen a M.^a José Huertas las determinaciones analíticas realizadas en la microsonda electrónica.

Bibliografía

- Bartl, H. y Fischer, K.F. (1967): Untersuchung der Kristallstruktur des Zeolithes Laumontit. *Neues Jahrb. Miner. Monatsh*, 1967: 33-42
- Bhattacharya, A. and Sen, S.K. (1985): Phase equilibria in parts of the system CaO- Al₂O₃- SiO₂- H₂O based on retrieved thermodynamic data: Application to zeolite equilibria. *Proc. Indian natn. Sci. Acad.*, 51: 811-823
- Boles, J.R. and Coombs, D.S. (1977): Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland syncline, New Zeland. *Am. J. Sci.*, 277: 988-1012
- Chermack, J.A. and Rimstidt, J.D. (1989): Estimating the thermodynamic properties (ΔG°_f and ΔH°_f) of silicate minerals at 298 K from the sum of polyhedral contributions. *Am. Mineralogist.*, 74: 1023-1031
- De la Nuez, J. and Arenas, R. (1987): El metamorfismo hidro termal de los gabros de la Caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias). *Rev. d'investigacions geologiques. Univ. de Barcelona.*, 44/45: 193-212
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1963): *Rock-forming minerals*. Longman, Green & Co. Ltd., London. vol. 4: 435 p.
- Farmer, V.C. (1974): *The Infrared Spectra of Minerals*. Mineralogical Society Monograph 4, London, 642 p.
- Gottardi, G. and Galli, E. (1985): *Natural Zeolites*. Springer-Verlag, Berlin, 409 p.
- Hernández- Pacheco, A. (1973): Sobre el significado de las rocas granudas gabroides de los Complejos Basales de las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera (Archipiélago Canario), *Estudios Geol.*, 29:549-557.
- Hernández- Pacheco, A. and Fernández Santin, S. (1974): Las formaciones submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. *Proceedings on the Symposium on "Andean and Antartic Volcanology Problems"*, Santiago, Chile, September 1974 : 98-111
- Korzhinskii, D.S. (1957): *Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals*. London, Chapman and Hall, 142 p.
- Korzhinskii, D.S. (1965): *Abriss der metasomatischen Prozesse*. Akademie Verlag. Berlin, 195 p.
- Liou, J.G. (1971): P-T Stabilities of Laumontite, Wairakite, Lawsonite and Related Minerals in the System CaAl₂Si₂O₈-SiO₂-H₂O. *J. Petrology*, 12: 379-411
- Liou, J.G. (1983): Occurrences, compositions and stabilities of some Ca-Al hydrous silicates in low-grade metamorphic rocks. *Memor. Geol. Soc. of China*, 5: 47-66
- Robie, R.A., Hemingway, B.S. and Fisher, J.R. (1979): Thermodynamic Properties of Minerals and Related Substances at 298 K and 1 Bar Pressure and at Higher Temperatures. *Geol. Survey Bull.*, 1452, U.S. Government Printing Off. Washington, 456 p.
- Schramman, V. and Fischer, K.F. (1970): Refinement of the crystal structure of laumontite. In: *Molecular Sieve Zeolites I*. Am. Chem. Soc. Adv. Chem. Ser., 101: 256-265
- Staudigel, H. y Schmincke, H.U. (1984): The Pliocene Seamount Series of La Palma/Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 89:11,195-11, 215

Manuscrito recibido el 21 de Febrero de 1995

Aceptado el manuscrito revisado el 7 de Diciembre de 1995