

Mineralizaciones de zeolitas ligadas a la acción de fluidos volcánicos en depósitos piroclásticos de Tenerife y Gran Canaria (islas Canarias)

J. A. Rodríguez Losada¹, F. Pérez Torrado², J. E. García Hernández¹,
J. S. Notario del Pino¹, M. M. González Marlín¹, F. Hernán Reguera¹,
J. Martí Molist³, I. Queralt³ y J. Mangas²

¹ Departamento de Edafología y Geología, Universidad de La Laguna, 38206 La Laguna, Tenerife, España.

² Departamento de Física-Geología, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Apdo. 550, 35080 Las Palmas de Gran Canaria, España.

³ Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC), C/ Martí i Franqués, s/n. 08028 Barcelona, España.

RESUMEN

En la isla de Tenerife se han estudiado las características químicas y mineralógicas de un grupo de rocas piroclásticas asociadas a erupciones plinianas, vulcanianas y peleanas. El trabajo se centra principalmente en dos tipos de depósitos ampliamente extendidos a lo largo de la banda sur de la isla: coladas piroclásticas («ash-flows») y lluvias piroclásticas («ash-falls»). La composición mineralógica determinada por difracción de rayos X, microscopía electrónica y óptica muestra la existencia de zeolitas (sobre todo filipsita con cantidades subordinadas de chabazita y analcima) genéticamente ligadas al vidrio original. Feldespato potásico (sanidina) y calcita aparecen como minerales accesorios. Las zeolitas son notablemente más abundantes en los depósitos de colada piroclástica y parecen estar formadas en condiciones hidrotermales de sistema cerrado.

En Gran Canaria, las principales mineralizaciones de zeolitas ligadas a materiales ignimbríticos se encuentran asociadas a las ignimbritas de la formación Roque Nublo, de edad Pliocena. Las paragénesis detectadas son esmectitas como primera fase de transformación del vidrio, seguida por una segunda fase principal, con neoformación de chabazita, filipsita y analcima, esta última en menor cantidad. Un fuerte control estratigráfico durante el muestreo pone de manifiesto que la génesis de las zeolitas es debida a la acción de los propios fluidos volcánicos, descartándose un posible origen diagenético debido a la acción química de las aguas meteoricas.

Palabras clave: Tenerife, Gran Canaria, zeolitas, hidrotermales, piroclásticas, difracción.

ABSTRACT

Mineralization of zeolites linked to the action of volcanic fluids in pyroclastic deposits of Tenerife and Gran Canaria (Canary Islands).

On Tenerife island, mineralogical and chemical features of zeolite-bearing pumice tuffs occurring along the southern sector have been studied. This work refers to the main types of local trachytic to phonolitic pyroclastic deposits: ash-flows and ash-falls. Their mineralogical composition, determined by X-ray diffraction, electronic and optical microscopy, show a greater abundance of zeolites (mainly phillipsite with minor chabazite and analcime contents) in the ash-flow deposits, contrasting with a lesser abundance in the ash-falls. Zeolites are related in their origin to the parental glass. In addition, potassium feldspar (sanidine) and calcite appear as accessory minerals. The zeolite formation is here explained by a mechanism of hydrothermal weathering in closed-system conditions.

On Gran Canaria, the minerals associated with the pliocene Roque Nublo ignimbrites are smectites, a first alteration phase followed by a second one of chabazite, phillipsite and minor analcime. An intensive stratigraphic control has also shown, in this case, that zeolites are associated with the interaction between volcanic steam and gas, and not to a diagenetic origin.

Key words: Tenerife, Gran Canaria, zeolites, hydrothermal, pyroclastic, X-ray diffraction.

INTRODUCCIÓN

La isla de Tenerife está cubierta por amplias extensiones de depósitos piroclásticos sálicos citados y descritos por diversos autores (Ridley, 1967; Alonso, 1986, 1989 *et al.*). Las dataciones sitúan estos depósitos entre el Pleistoceno Medio y el Holoceno (Abdel-Monem *et al.*, 1972; Ancochea *et al.*, 1990).

Las rocas piroclásticas observables en el área se pueden dividir en tres grupos de depósitos con características y orígenes diferentes: coladas piroclásticas («ash-flows»), lluvia piroclástica («ash-falls») y oleadas piroclásticas («surges»). En los depósitos de lluvia piroclástica, el tamaño de los líticos y fragmentos de pómez aumenta hacia el centro de emisión y durante su transporte por el viento se produce una selección granulométrica, vertical y horizontalmente. El rápido descenso de la temperatura durante el transporte conduce a una pérdida de volátiles a la atmósfera, principalmente vapor de agua, con lo que la acción posterior de los fluidos es muy limitada.

Las coladas piroclásticas se forman en fases eruptivas vulcanianas, peleanas o por colapso de columna eruptiva. En todos los casos, la masa fluidizada, constituida por una suspensión altamente concentrada de partículas y gases a alta temperatura, desciende gravitatoriamente por la ladera del volcán generalmente en régimen de flujo laminar. La colada piroclástica evoluciona rellenando valles y áreas deprimidas. Estos materiales contienen una alta proporción de vapor de agua que se puede mantener a alta temperatura durante semanas, meses e incluso años, con lo que la intensidad y velocidad de las reacciones químicas en el vidrio son significativamente mayores que en los depósitos de lluvia piroclástica.

Las oleadas piroclásticas son cuantitativamente menos significativas que los depósitos de lluvia piroclástica o colada piroclástica y están originadas por flujos turbulentos de baja concentración de partículas en erupciones explosivas de tipo hidromagmático.

La isla de Gran Canaria presenta un crecimiento geológico con un episodio de vulcanismo submarino durante el Mioceno que supone más del 75 % del volumen de la isla y del que existen pocos datos (Schmincke, 1982, 1990). El vulcanismo subaéreo puede ser dividido en tres grandes episodios magmáticos: Ciclo I o Antiguo (14.5 a 8.5 m. a.), Ciclo II o Roque Nublo en el Plioceno (5.5 a 2.7 m. a.) y Ciclo III o Reciente en el Pliocuat-

nario (desde hace 2.9 m. a.) (Schmincke, 1976; McDougall y Schmincke, 1976, 1977; ITGE, 1992).

A lo largo de los ciclos I y II existen numerosas coladas piroclásticas (ignimbritas), siendo muy escasas las de lluvia piroclástica («ash fall») y oleadas piroclásticas («surges»). Los depósitos ignimbriticos muestran un rango composicional muy restringido (traquitas a fonolitas y, en menor proporción, riolitas), pero gran variabilidad estructural-textural. De forma general, las ignimbritas del Ciclo I presentan características de depósitos formados a altas temperaturas y en ninguna de ellas ha sido detectada la presencia masiva de zeolitas. Por el contrario, las ignimbritas del Ciclo II (ignimbritas Roque Nublo o IRN) representan depósitos formados a moderadas-bajas temperaturas, sin ningún signo de soldadura, siendo en ellas donde se localizan las mineralizaciones más importantes de zeolitas (Brey y Schmincke, 1980; Pérez Torrado, 1992).

Finalmente cabe citar la existencia de zeolitas asociadas a coladas lávicas, sobre todo del Ciclo I, pero siempre en forma de relleno de vacuolas y cavidades donde llegan a desarrollarse cristales de hasta 2-4 cm y se asocian a otros minerales secundarios como carbonatos y óxidos-hidróxidos de Fe (Fúster *et al.*, 1988; Schmincke, 1977, 1990).

Desde hace tres décadas, el interés por las zeolitas ha pasado desde la mera curiosidad de museo a ser un importante recurso industrial con múltiples aplicaciones, tanto en la industria del papel, en la fabricación de cementos puzolánicos, como fertilizante y acondicionador de suelos, como intercambiador iónico en el tratamiento de aguas, etc. Su génesis se ha asociado a ambientes muy diversos: depósitos volcánicos de naturaleza tobácea o basáltica, yacimientos submarinos, ambientes lacustres salinoalcalinos (Hay, 1978; Ijima, 1978; Surdam y Sheppard, 1978; Gottardi, 1989). Gottardi (1989), en una revisión de los posibles ambientes generadores de zeolitas, discute la importancia de los procesos hidrotermales en la génesis de zeolitas. En su trabajo, cita el término «geoautoclave» como uno de los mecanismos generadores. Así, este mecanismo necesita una fase fluida intraporosa (acuosa) propia al sistema, con temperaturas iniciales por encima de los 100 °C (pero no muy superiores) y que permanece unida a los fragmentos vítreos hasta el momento de su depósito, donde comenzará a condensar y reaccionar con tales fragmentos (Heiken y Wohletz, 1985). Ello implica erupciones explosivas ricas en vapor de agua, con temperaturas iniciales

moderadas, y transporte de los piroclastos mediante flujos masivos, incapaces de separar con efectividad los gases de los piroclastos. Hawkins (1981) establece que la concentración acuosa de unidades cíclicas silicoaluminicas, constituyentes principales de las zeolitas, aumenta en sistemas de alta temperatura. Igualmente, los procesos de alteración en vidrio volcánico han sido objeto de numerosos experimentos desde los trabajos de Ross y Smith (1955), donde se resalta la importancia de los procesos de hidratación del vidrio como un primer estadio de transformación de éste. En este sentido, Colella *et al.* (1978) concluyen que tales procesos de hidratación representan la fase inicial en la formación de zeolitas.

Este trabajo pretende difundir la información, hasta ahora escasa, relativa a este grupo de minerales desarrollados en ambientes tan concretos como son los depósitos piroclásticos de las dos islas centrales del archipiélago canario. En lo relativo a las zeolitas en piroclastos de Tenerife, se ha contado con el trabajo previamente elaborado por García Hernández *et al.* (en prensa) sobre las zeolitas en depósitos piroclásticos del sur de Tenerife. La parte de zeolitas de Gran Canaria, elaborada por F.J. Pérez Torrado, ha sido extractada de la memoria de su tesis doctoral y representa el avance de un artículo más detallado sobre el proceso de alteración de las ignimbritas Roque Nublo, que dicho autor está elaborando con los doctores J. Martí, I. Queralt y J. Mangas.

ASPECTOS EXPERIMENTALES

La localización geográfica del área muestreada se puede observar en la figura 1. Los microanálisis por rayos X fueron realizados con una microsonda Kevex-Quantimex. Los datos fueron normalizados al 100 % por adición de agua con determinaciones por análisis termogravimétrico (TGS-2 Perkin Elmer).

La composición mineralógica se dedujo por difracción de rayos X (XRD) en un difractómetro Phillips PW-1720, empleando el método de Chung (1974) y microscopía electrónica de barrido en un Hitachi 450S, ambos pertenecientes al Departamento de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna.

En Gran Canaria el muestreo se realizó siguiendo un cuidadoso control estratigráfico, centrado principalmente en los materiales ignimbriticos del Roque Nublo, donde las zeolitas están bien des-

arrolladas. Los estudios de microscopía electrónica y difracción de rayos X para las muestras de Gran Canaria se realizaron utilizando instrumental del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera del CSIC de Barcelona. En la figura 1 se observa la distribución de la mencionada ignimbrita Roque Nublo.

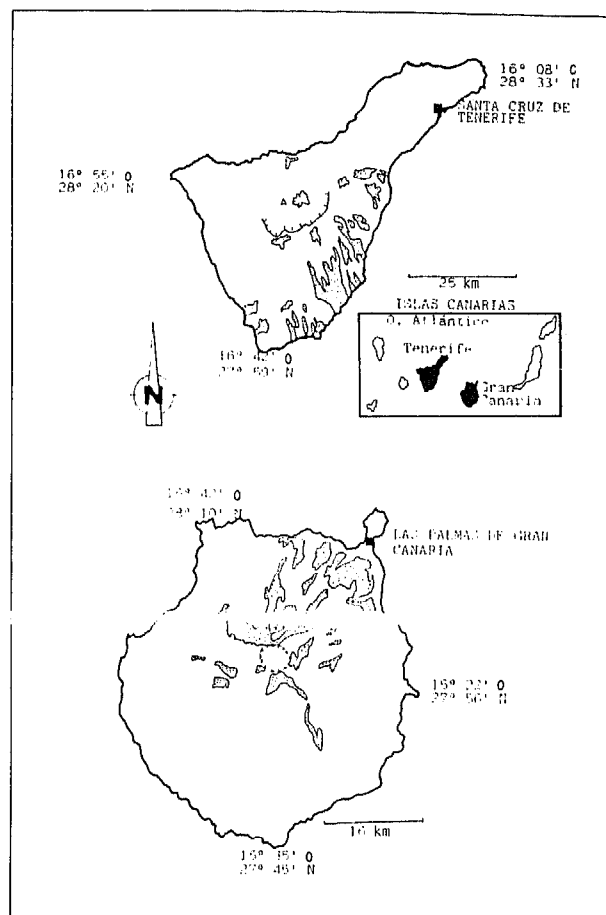


Figura 1. Distribución superficial de la zona estudiada en Tenerife (tomado de García Hernández *et al.*, en prensa) y Gran Canaria (modificado de ITGE, 1992).

ASPECTOS VOLCANOESTRATIGRÁFICOS

En Tenerife, la composición química de los piroclastos muestreados varía de traquítica a fonolítica y traquiandesítica en algunos casos (Le Bas *et al.*, 1986). Estas rocas son típicamente alcalinas y ello podría reflejarse en la composición química y génesis de las zeolitas. Tal proporción de álcalis podría propiciar elevados valores de pH del agua atrapada entre los poros del depósito. Este hecho es muy relevante a la hora de explicar los mecanismos que generaron las zeolitas. En un medio alcalino, el Si y el Al son rápidamente extraídos del

vidrio volcánico movilizándose los principales constituyentes de las zeolitas.

La presencia de zeolitas en depósitos traquíticos y fonolíticos ha sido ya mencionada en depósitos de estas características especialmente en Italia (Gottardi y Galli, 1985). Según estos autores, la filipsita es la zeolita más común, si bien se puede encontrar también chabazita en grandes cantidades (Sersale, 1978). En estos medios, la génesis de las zeolitas se atribuye a procesos diagenéticos, probablemente en condiciones de sistema abierto (Sersale, 1978; Passaglia *et al.*, 1990). Además las zeolitas crecidas en tales medios difieren notablemente de las que aparecen en depósitos lacustres, formadas a partir de rocas más ácidas (riolíticas).

En estos depósitos se confirma la presencia de filipsita, chabazita y analcima (tabla I). La filipsita prevalece sobre la chabazita y la analcima, ambas minoritarias. Igualmente aparecen en cantidades apreciables feldespato potásico (sanidina) y, más ocasionalmente, calcita. El contenido de vidrio y minerales traza se deduce al sustraer la suma de las fases cristalinas de 100. La observación más significativa a partir de los datos obtenidos es que la filipsita (y las zeolitas en general) son más abundantes en los depósitos de «ash-flow» que en los de «ash-fall». De hecho, los «ash-flows» más pobres en filipsita (T12 y T13) contienen aproximadamente doble cantidad que los «ash-fall» más enriquecidos en dicha zeolita.

Las observaciones de microscopía electrónica demuestran la íntima relación entre las zeolitas y el vidrio original. Los cristales de filipsita, más

abundantes, aparecen en forma de agregados radiales (figura 3) con frecuencia íntimamente asociados a estructuras con forma de abanico en el vidrio volcánico hidratado. Los cristales de analcima parecen formarse asociados a la filipsita y a expensas de ella en una fase de crecimiento más tardía. Otras fases menores no detectadas por difracción son augita, plagioclasa, ilmenita, etc., sólo observables casualmente en lámina delgada.

En la isla de Gran Canaria, la IRN se extiende en los sectores N-NE y E-SE de la isla (figura 1)

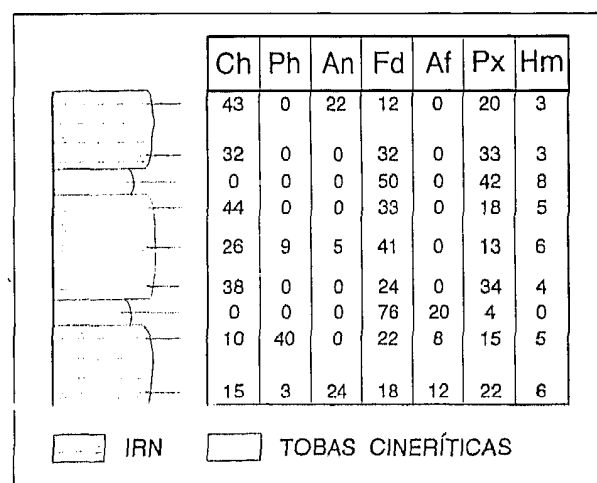


Figura 2. Secuencia estratigráfica idealizada (no a escala) de alternancias de IRN y tobas cineríticas con el contenido mineral de ambos materiales. (Ch): chabazita; (Ph): filipsita; (An): analcima; (Hm): hematitas; (Af): anfíboles; (Px): Piroxenos; y (Fd): feldespatos y arcillas.

TABLA I

Composición mineralógica de las muestras tomadas en Tenerife (% en peso). (AFL): ash-fall; (AFW): ash-flow; (PHI): filipsita; (CHA): chabazita; (ANA): analcima; (CAL): calcita; (SAN): sanidina; (GLA*): vidrio volcánico y otros minerales no detectados por XRD (augita, plagioclasa, ilmenita, hauyna, etc.) y (tr): trazas.

MUESTRA	TIPO	PHI	CHA	ANA	CAL	SAN	GLA*
T1	AFL	6	tr	0	tr	12	82
T2	AFW	57	3	5	tr	7	28
T3	AFL	12	0	0	5	7	76
T4	AFL	0	tr	tr	2	0	98
T5	AFL	3	0	tr	0	2	95
T6	AFW	36	0	0	0	11	53
T7	AFW	30	0	0	0	8	62
T8	AFW	60	0	0	1	14	25
T9	AFL	13	0	tr	0	9	78
T10	AFW	24	tr	tr	0	5	71
T11	AFW	27	0	4	1	10	58
T12	AFW	21	0	tr	5	11	63
T13	AFW	21	tr	1	7	7	64
T14	AFW	35	0	0	1	14	50

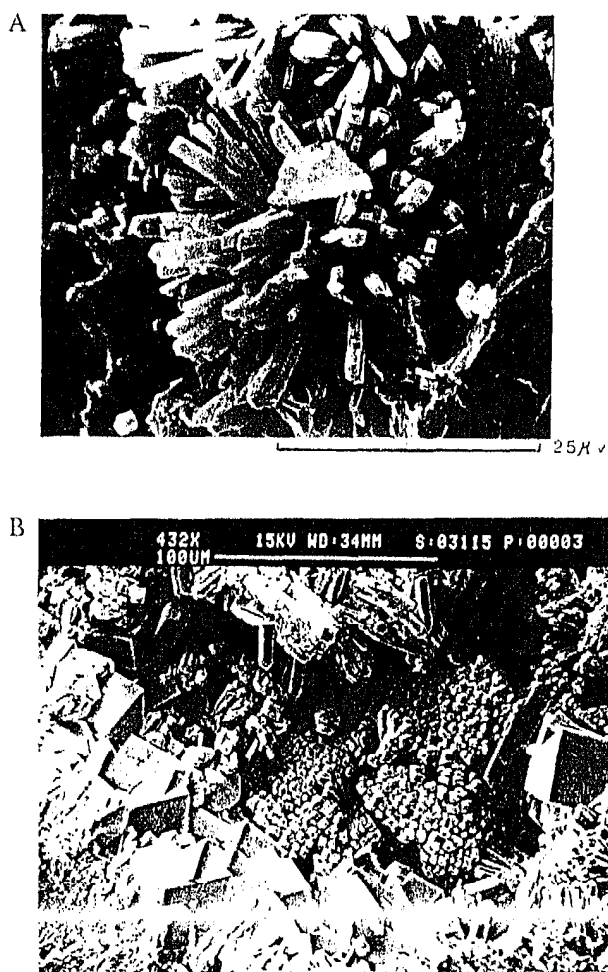


Figura 3. Aspecto de las mineralizaciones zeolíticas al microscopio electrónico. (A): típicos agregados radiales de filipsita en piroclastos de Tenerife. (B): agregados pseudocúbicos de chabazita y prismáticos de filipsita tapizando el interior de un fragmento vítreo de la IRN de Gran Canaria.

presentando las siguientes características: depósitos compactos de aspecto masivo, muy heterogéneos, con unos perfiles transversales lenticulares adaptados a los paleobarrancos por los que discurrieron. Son muy frecuentes los moldes de restos vegetales orientados según la dirección del flujo. En facies proximales se observan numerosos tubos de desgasificación («pipes»). Se observan cuatro componentes principales: fragmentos líticos en una proporción entre el 35-55 %, juveniles (pumíticos) entre el 15-30 %, cristales (5-7 %) y matriz cinerítica (20-30 %). Los cristales más abundantes son clinopiroxenos, feldespatos y anfíboles, quedando como accesorios opacos y feldespatoides y ocasionalmente aparecen esfenas, apatitos y olivinos.

Los fragmentos juveniles se encuentran afectados en mayor o menor proporción por una altera-

ción palagonítica que se extiende a favor de las vesículas y bordes de los mismos. Sus morfologías son variables, desde irregulares con bordes angulosos a globulares, abundando las formas de esquirlas («shards») a modo de «Y» o como filos de espadas: en ninguna ocasión se han observado formas estiradas indicativas de soldadura de estos fragmentos juveniles. Mediante técnicas de estudio de inclusiones vítreas, Mangas *et al.* (1993) determinaron que la composición química de estos fragmentos juveniles, y consecuentemente del magma original, era fonolítica.

Los fragmentos líticos exhiben una total gradación de tamaños y formas. La naturaleza de los mismos es muy variada y difícil de precisar con exactitud, aunque la mayoría se corresponde con los distintos tipos de lavas existentes en el Ciclo II.

Finalmente, la matriz presenta su componente original sustituido por minerales secundarios, principalmente zeolitas, que actúan a modo de cemento y confieren el carácter compacto a estas IRN.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA FILIPSITA

Se ha estudiado la composición química de la filipsita en cinco muestras representativas de la isla de Tenerife. Las otras zeolitas no han sido estudiadas debido a su escasa representatividad.

En la tabla II se muestra dicha composición, a priori similar a las descritas por Passaglia *et al.* (1990), salvo que el contenido en álcalis es notablemente más alto. Por otra parte, las filipsitas de Tenerife son menos silíceas y tan alcalinas como las descritas por Sheppard y Fitzpatrick (1989) para depósitos lacustres salinoalcalinos. El contenido en álcalis parece ser el aspecto más significativo que las hace más próximas a especies originadas en condiciones submarinas (Stonecipher, 1978). No obstante, las filipsitas de Tenerife son de hecho químicamente distintas de las generadas en condiciones diagenéticas (Passaglia *et al.*, 1990), lacustres (Sheppard y Fitzpatrick, 1989), y también de las generadas en ambiente submarino (Stonecipher, 1978), siendo intermedias entre las diagenéticas y las de fondo marino.

El contenido en cationes alcalinos excede al de cationes divalentes en todas las muestras, siendo superior el sodio sobre el potasio. Las filipsitas formadas en condiciones hidrológicas de sistema cerrado, en fondo submarino y en suelos áridos son frecuentemente ricas en sodio, mientras que las formadas en condiciones de sistema abierto a

TABLA II
Composición química (% en peso) de cinco muestras de filipsita. Los números entre paréntesis representan la desviación estándar.

ÓXIDO	T3	T7	T8	T9	T12
SiO ₂	52.11 (0.62)	51.04 (0.89)	52.07 (0.82)	51.84 (0.31)	50.98 (1.15)
Al ₂ O ₃	17.28 (0.74)	21.11 (1.10)	19.25 (1.46)	19.28 (0.48)	20.85 (0.94)
Fe ₂ O ₃	1.18 (0.07)	1.37 (0.15)	1.43 (0.35)	1.61 (0.09)	1.01 (0.14)
CaO	3.86 (0.33)	1.12 (0.26)	1.22 (0.51)	2.49 (0.15)	2.44 (0.20)
MgO	0.97 (0.11)	0.18 (0.05)	0.38 (0.25)	0.78 (0.18)	0.26 (0.17)
Na ₂ O	6.99 (0.16)	6.26 (0.21)	7.55 (0.82)	7.66 (0.41)	8.69 (0.26)
K ₂ O	5.84 (0.21)	7.56 (0.30)	5.84 (0.94)	5.11 (0.35)	3.64 (0.37)
H ₂ O	11.73	12.02	11.30	10.98	11.87

partir de vidrio alcalino son más ricas en potasio. Este hecho fue atribuido por Passaglia *et al.* (1990) a una mayor selectividad de la filipsita por el potasio, que no puede ser ejercida en sistema cerrado, en condiciones marinas o en suelos áridos.

MECANISMOS DE ALTERACIÓN DE LAS IRN

Brey y Schmincke (1980) pusieron ya de manifiesto la existencia de procesos de alteración que afectan al componente cinerítico de las IRN. Estos autores establecen un modelo de alteración desarrollado bajo condiciones diagenéticas con temperaturas inferiores a 100 °C. Según este modelo, poco tiempo después de depositadas las IRN se inició la circulación de agua meteórica (con valores iniciales de pH entre 7 y 8, o mayores, típicos de regiones áridas) a través de sus poros originarios, alterando los fragmentos vítreos con los que entraba en contacto y transformándolos en un gel palagónico. Durante este proceso se elevó drásticamente la salinidad y consecuentemente el pH de la solución acuosa (pH mayor o igual a 9.5), condiciones bajo las cuales dicha solución podía disolver por completo los fragmentos vítreos y precipitar en su lugar, de forma simultánea, minerales secundarios según la siguiente secuencia de cristalización: chabazita, filipsita, analcima (escasa), esmectitas y calcita (escasa). Este mecanismo auto-acelerado se colapsa cuando las rutas de percolación del agua se cierran debido a la neoformación de esos minerales secundarios. Además, observaron que al progresar la alteración del vidrio, los contenidos de Na y de K, así como la relación Na/K, iban decreciendo, mientras que el de Ti aumentaba, por lo que sugirieron el siguiente orden de movilización decreciente de los elemen-

tos químicos durante la palagonitización del vidrio: Na, K, Al, Si, Ca y Fe.

Sin embargo, una nueva toma de muestras con un control estratigráfico más preciso, junto a un estudio detallado de la matriz cinerítica mediante microscopía electrónica y XRD, han puesto de manifiesto la invalidez de este modelo. Así, las observaciones con el microscopio electrónico permiten definir los siguientes puntos:

a) La porosidad inicial de las IRN, tanto la intergranular como la propia de los fragmentos cineríticos, se colmató casi en su totalidad debido a la precipitación de minerales secundarios. Sólo algunos fragmentos vítreos con tamaños mayores a la fracción cinerítica pueden conservar parte de su vesiculación original, observándose la falta de interconexión entre tales vesículas.

b) La primera fase de alteración de los fragmentos vítreos la componen agregados granulares de arcillas, presumiblemente esmectitas, que se localizan a modo de tapiz de las paredes y vesículas de dichos fragmentos.

c) Como segunda fase de alteración y volumétricamente la más importante, aparecen zeolitas. La principal paragénesis zeolítica está formada por agregados de cristales pseudocúbicos de chabazita y cristales prismáticos de filipsita (figura 3). Ambas zeolitas aparecen en todas las muestras estudiadas y, aunque su abundancia relativa varía de unas a otras, en general domina la chabazita. Igualmente, la secuencia de cristalización de estos minerales resulta variable, si bien la chabazita suele parecer con anterioridad a la filipsita. Ocasionalmente se observa una tercera zeolita, la analcima, que forma cristales pseudo-trapezoidales y parece ser más tardía que las anteriores.

d) Finalmente, las muestras de tobas cineríticas presentan en conjunto un aspecto masivo y sólo por encima de 5 000 aumentos pueden diferenciarse estructuras cristalinas: agregados granulares, vermiformes, hojosos y fibrosos formados por minerales del grupo de las arcillas, posiblemente esmectitas y caolinitas.

Por otro lado, los análisis semicuantitativos mediante XRD sobre la matriz de las IRN si se comparan con los obtenidos sobre la matriz de los niveles de tobas cineríticas (figura 2), se ponen de manifiesto dos importantes aspectos: en primer lugar, no existen horizontes verticales de alteración en las IRN, apareciendo los minerales secundarios en proporciones aleatorias y, por otra parte, el proceso de alteración zeolítica es exclusivo de las IRN, mientras que en las tobas cineríticas deben de operar otros mecanismos que conducen a una mineralogía secundaria diferente, ya que en principio los fragmentos vítreos de ambos depósitos presumiblemente eran de la misma composición química (fonolítica).

Heiken y Wohletz (1985) resumen los mecanismos de alteración sobre los fragmentos vítreos de depósitos piroclásticos en tres tipos:

1. Alteración causada por la reacción del vidrio con agua a altas temperaturas durante la erupción y depósitos de los piroclastos. Este mecanismo muestra una total dependencia respecto a la geometría del depósito y su modo de erupción.

2. Alteración debida a la actuación de fluidos hidrotermales una vez el material se ha depositado. Su área de acción se limita a sectores cercanos a los focos emisores y su distribución no está controlada por la geometría de los depósitos o por fluctuaciones del nivel freático.

3. Alteración postemplazamiento ocasionada por la percolación de agua meteórica o marina. Es un mecanismo que opera con más lentitud que los anteriores, estando su distribución controlada por la topografía, la estructura y textura de los materiales y las fluctuaciones del nivel freático.

Teniendo en cuenta los resultados anteriormente enumerados, sólo el primer mecanismo puede explicar con satisfacción el proceso de alteración que han sufrido las IRN, ya que dicha alteración cumple la total independencia con relación a la proximidad o lejanía de los depósitos al teórico foco emisor, así como la inexistencia de zonaciones horizontales o verticales a lo largo de los mismos. Además, este tipo de alteración se limita únicamente a las IRN.

GÉNESIS DE LAS ZEOLITAS

La relación genética entre los tipos de depósitos y los procesos de zeolitización del vidrio volcánico parece bastante clara en el caso de Tenerife y en cuanto al tipo de génesis, similar a los que afectaron a la IRN de Gran Canaria. En Tenerife, los depósitos de «ash-flow» contienen mayores cantidades de filipsita y menor de vidrio volcánico que las muestras de «ash-fall». La formación de especies zeolíticas parece muy ligada a procesos hidrotermales que han afectado a algunas de las formaciones piroclásticas del sur de Tenerife. Salvando la escasez de datos hasta ahora existente en cuanto a la distribución horizontal de zeolitas en diferentes niveles piroclásticos, no parece justificable un origen diagenético. Ello se debe a la escasa pluviometría en la zona (menos de 250 mm por año, según Kunkel, 1976) similar a la del reciente pasado geológico de la isla, de modo que no se favorece la acumulación de agua meteórica, agente promotor de las reacciones de hidratación del vidrio volcánico y, consecuentemente, de los procesos de zeolitización.

El término «geoautoclave», independientemente acuñado por Lenzi y Passaglia (1974) y Aleksiev y Vojnovich (1977), ha sido utilizado para describir procesos de zeolitización en otras áreas volcánicas (Gottardi, 1989). Este autor supone que la zeolitización de materiales ignimbríticos no puede ser explicada por procesos en condiciones de sistema abierto y la atribuye a elevadas presiones de vapor en condiciones de temperatura relativamente alta en el interior de la ignimbrita tras su deposición.

Diversos investigadores han podido demostrar experimentalmente este mecanismo sintetizando zeolitas en condiciones similares a las de los depósitos ignimbríticos (Colella *et al.*, 1978; Höller y Wirsching, 1978; De Gennaro *et al.*, 1988, entre otros). Höller y Wirsching (1978) observaron la asociación filipsita-analcima-chabacita tratando vidrio fonolítico finamente pulverizado con agua destilada en condiciones cerradas a 200 °C.

De Gennaro *et al.* (1988) realizaron experimentos sobre procesos de hidratación en condiciones hidrotermales sobre vidrios traquíticos, químicamente similares a los descritos en el presente artículo, con agua destilada en condiciones cerradas y con un rango de temperaturas entre 60 a 200 °C. Dichos autores observaron una rápida disolución del vidrio con la consiguiente formación de un gel como etapa intermedia de crecimiento de especies zeolíticas. La secuencia de aparición de las mismas

como función del tiempo de reacción fue la siguiente:

Vidrio → Filipsita → Filipsita + Analcima → Filipsita + Analcima + Feldespato

que representa casi la misma asociación mineral encontrada en las muestras de Tenerife, excepto la sanidina, que parece primaria y no como consecuencia de alteración del vidrio. Además, y según estos autores, la aparición de chabazita debe de producirse durante el enfriamiento del «ash-flow», debido a su más baja temperatura de cristalización.

Por lo tanto, y en base a los resultados obtenidos, se puede concluir que las zeolitas (y particularmente la filipsita) en los depósitos piroclásticos sálicos de Tenerife, conclusión asimismo válida para los depósitos ignimbríticos del Roque Nublo en Gran Canaria, son el resultado de la acción del vapor de agua atrapado entre los poros de las partículas de vidrio volcánico. El vapor de agua reacciona rápidamente en las condiciones descritas anteriormente con el vidrio, produciendo su hidratación, disolución y consiguientemente la nucleación y crecimiento de los cristales de zeolitas. Además, el alto contenido en álcalis del vidrio, induce un rápido crecimiento del pH necesario para la removilización de Si y Al.

Esta idea se apoya en dos evidencias fundamentales: la presencia de analcima, la zeolita natural más rica en Al, característica de medios fuertemente alcalinos, y el elevado contenido en álcalis de la filipsita de Tenerife.

BIBLIOGRAFÍA

- Abdel-Monem, A., N.D. Watkins y P.W. Gast. 1972. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro. *Am J Sci*, 272: 805-825.
- Aleksiev, B. y E.G. Djourova. 1975. On the origin of zeolite rocks. *CR Acad Bulg Sci*, 28: 517-520.
- Alonso, J.J., 1986. Mecanismos de emisión y transporte de los grandes depósitos piroclásticos del Sur de Tenerife. *Anales de Física*, serie B, 82: 176-185.
- Alonso, J.J., 1989. *Estudio volcanostratigráfico y volcanológico de los piroclastos sálicos del Sur de Tenerife*. Tesis doctoral. Universidad de La Laguna: 257 pp.
- Ancochea, E., J.M. Fúster, E. Ibarrola, A. Cendrero, J. Coello, F. Hernán, J.M. Cantagrel, y C. Jamond. 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *J Volcanol Geotherm Res* 44: 231-249.
- Brey, G. y H.U. Schmincke. 1980. Origin and diagenesis of the Roque Nublo Breccia, Gran Canaria (Canary Islands)-Petrology of Roque Nublo Volcanics. II. *Bull Volcanol* 43-1: 15-33.
- Chung, F. 1974. Interpretation of X-Ray Diffraction Patterns of Mixtures. *J Appl Crystology* 7: 519-531.
- Colella, C., R. Aiello y C. Porcelli. 1978. Hydration as an early stage in the zeolitization of volcanic glass. En: *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. L.B. Sand y F.A. Mumpton (eds.): 345-350.
- De Gennaro, M., C. Colella, E. Franco y D. Stanzione. 1988. Hydrothermal conversion of trachytic glass into zeolite I. Reactions with deionized water. *Neues Jahrbuch Mineral* 4: 149-158.
- Fúster, J.M., A. Hernández Pacheco, M. Muñoz, E. Rodríguez Badiola y L. García Cacho. 1968. *Geología y volcanología de las Islas Canarias*: 243 pp. Gran Canaria. Ed. Instituto Lucas Mallada.
- García Hernández, J.E., J.S. Notario Del Pino, M.M. González Martín, F. Hernán Reguera y J.A. Rodríguez Losada (en prensa): Zeolites in Pyroclastic deposits in southeastern Tenerife (Canary Islands). *Clays & Clay Minerals*.
- Gottardi, G. y A. Galli. 1985. *Natural Zeolites. Minerals and rocks*, 18: 109 pp. Springer-Verlag, Berlín.
- Gottardi, G. 1989. The genesis of zeolites. *Eur J Mineral* 1: 479-487.
- Hawkins, D.B. 1981. Kinetics of glass dissolution and zeolite formation under hydrothermal conditions. *Clays & Clay Minerals* 29: 331-340.
- Hav, R.L. 1978. Geologic occurrence of zeolites. En: *Natural zeolites: Occurrence, Properties, Use*. L.B. Sand y F.A. Mumpton (eds.): 135-143.
- Heiken, G. y K. Wohletz. 1985. *Volcanic ash*. Ed. University of California Press: 246 pp.
- Höller, H. y U. Wirsching. 1978. Experiments on the formation of zeolites by hydration of volcanic glass. *Zeolites* 2: 1-10.
- Lenzi, G. y E. Passaglia. 1974. Fenomeni di zeolitizzazione nelle formazioni vulcaniche della regione sabatina. *Boll Soc Geol Ital* 93: 623-645.
- Mangas, J., F.J. Pérez Torrado, D. Massare y R. Clocchiatti. 1993. Phonolitic origin of Roque Nublo ignimbrites of Gran Canaria (Canary Islands, Spain) from clinopyroxene melt inclusion studies. *Eur Jour Mineral* 5: 97-106.
- Medougall, I. y H.U. Schmincke. 1976-77. Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull Volcanol*, 40: 1-21.
- Passaglia, E., G. Vezzadini y R. Carnevali. 1990. Diagenetic chabazites and phillipsites in Italy: crystal chemistry and genesis. *Eur J Mineral* 2: 827-839.
- Pérez Torrado, F.J. 1992. *Volcanostratigrafía del Grupo Roque Nublo* (Gran Canaria). Tesis doctoral, Univ. Las Palmas de Gran Canaria: 510 pp.
- Ridley, W.I. 1967. Volcanoclastic rocks in Tenerife, Canary Islands. *Nature* 7: 55-56.
- Ross, C.S. y R.L. Smith. 1955. Water and other volatiles in volcanic glasses. *Amer Mineral* 40: 1071-1089.

- Schmincke, H.U. 1976. Geology of the Canary Islands. En: *Biogeography and Ecology in the Canary Islands*. G. Kunkel (ed.): 67-184. W. Junk, The Hague.
- Schmincke, H.U. 1982. Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. En: *Geology of the Northwest African Continental Margin*. U. Radt *et al.* (eds.): 273-306. Ed. Springer Verlag.
- Schmincke, H.U. 1990. *Geological field guide*. IAVCEI, International Volcanological Congress, Mainz (FRG): 212 pp.
- Sersale, R. 1978. Occurrences of zeolites in Italy. En: *Natural zeolites: Occurrence, Properties, Use*. L.B. Sand y F.A. Mumpton (eds.): 285-302.
- Sheppard, R.A. y J.J. Fitzpatrick. 1989. Phillipsite from silicic tuffs in saline, alkaline-lake deposits. *Clays & Clay Minerals* 37: 243-247.
- Stonecipher, S. 1978. Chemistry and deep-sea phillipsite, clinoptilolite and host sediments. En: *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. L.B. Sand y F.A. Mumpton (eds.): 221-234.
- Surdam, R.C. y R.A. Sheppard. 1978. Zeolites in saline alkaline-lake deposits. En: *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. L.B. Sand y F.A. Mumpton (eds.): 145-174.