



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA

ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES

LICENCIATURA EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL

TÍTULO

**“Diagénesis de zeolitas en rocas volcanoclásticas de
Santa Rosalía, Hidalgo, México”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

Ingeniero Geólogo Ambiental

Presenta:

Pablo Salinas Téllez

Director de tesis:

M. en C. Misael E. Cruz Sánchez

Mineral de la Reforma, Hidalgo

Julio, 2009.

Dedicatoria

A mi mama María del Carmen y a mi papa Pablo, con todo mi amor, por que ellos han sido y seguirán siendo un gran ejemplo para mí de que todo se logra en esta vida con trabajo y dedicación. Y gracias a todo su amor, confianza y esfuerzo he concluido esta etapa. Los quiero mucho.

A mis hermanos Juan Manuel y Jonathan, siendo ellos los que me motivan a seguir adelante y agradecerles por su apoyo y afecto en los momentos más difíciles.

A mí abuelito Juan por ser un gran ejemplo de honestidad y trabajo.

A mi tía Isabel y a mi tío Guadalupe por que los considero como mis segundos padres ya que han brindado consejos, cariño y confianza a mis hermanos y a mí.

A mi primo Gabino por que se ha ganado el papel de hermano mayor y siempre ha inculcado en mis hermanos y en mí la superación.

De manera muy especial con mucho respeto y cariño a mí a mi abuelita Sofía[†], a mi prima Lupita[†] y a mi padrino Salvador[†] que en vida nos brindaron su amor y que a pesar de que ya no estén físicamente con nosotros, siempre prevalecerá su amor en nuestros corazones.

A Misael no como mi asesor, si no como a un hermano, el cual estuvo conmigo y me apoyo en toda mi carrera, compartiendo un mundo de vivencias y como siempre decimos “a la ruru, a la ruru, rufianes”. Gracias por todo.

A cada uno de mis amigos por compartir esta etapa tan importante conmigo y vivir una infinidad de experiencias.

Agradecimientos

A mi director de tesis por su tiempo, apoyo y paciencia durante la realización del presente trabajo de investigación.

A la Q. Cecilia Salcedo Luna de la Unidad de Servicios y Apoyo a la Investigación (USAI), Facultad de Química, UNAM, por su asesoría para la identificación de fases cristalinas por Difracción de Rayos X (polvos).

A la Q. Patricia Girón García del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, Instituto de Geología, UNAM, por su valioso apoyo en la realización de los análisis químicos de las distintas muestras empleadas en esta investigación.

Al M. en C. Juan Hernández Ávila del Laboratorio de Microscopia Electrónica, UAEH, por las facilidades otorgadas para la realización del Análisis de Microtextura y Energía Dispersiva de Rayos X de las fases autigénicas presentes en la toba.

Al Biól. Enrique Cruz Chávez por brindarme su amistad y apoyo en el transcurso de la carrera.

A cada uno de mis sinodales por sus sugerencias, permitiendo mejorar la calidad de este trabajo.

A la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, por haber contribuido en mi formación profesional.



Índice

	Página
Lista de Tablas.	i
Lista de Figuras.	ii
Resumen.	iv
Introducción.	v
Objetivo.	viii
Capítulo 1. Antecedentes.	1
1.1. Zeolitas Naturales.	1
1.2. Génesis de zeolitas.	3
1.2.1. Diagenética.	4
1.2.2. Metamórfica.	9
1.2.3. Hidrotermal.	10
1.2.4. Magmática.	11
1.3. Importancia de las zeolitas naturales.	12
1.4. Proceso de extracción y beneficio de zeolitas.	13
Capítulo 2. Descripción del área de estudio.	15
2.1. Geología del Estado de Hidalgo.	15
2.2. Área de estudio.	18
2.3. Geología de la zona de estudio.	20
2.4. Clima y vegetación.	24
Capítulo 3. Materiales y métodos.	25
3.1. Material.	25
3.2. Métodos.	25
3.2.1. Clasificación y alteración química de rocas.	25
3.2.2. Mineralogía.	27
Capítulo 4. Resultados y discusión.	30
4.1 Clasificación y alteración química de rocas.	30
4.2. Mineralogía.	35



4.2.1. Principales fases cristalinas en las muestras de rocas volcanoclásticas.	35
4.2.2. Minerales autigénicos.	38
4.3. Diagénesis de zeolitas.	48
4.4. Aspectos ambientales.	50
Conclusiones	54
Bibliografía	56
Glosario	61



Lista de tablas

	Página
Tabla 1.1. Depósitos de zeolitas en el mundo.	2
Tabla 1.2. Depósitos de zeolitas en México.	3
Tabla 1.3. Zeolitas formadas en depósitos marinos y no marinos (Iijima, 1978).	8
Tabla 3.1. Precisión y exactitud de los elementos mayores en base al estándar RGM-1.	26
Tabla 4.1. Composición química de las muestras.	33
Tabla 4.2. Abundancia de minerales en los estratos B, C y D.	38
Tabla 4.3. Análisis químico puntual de minerales amorfos y esmectita.	45
Tabla 4.4. Análisis químico puntual de zeolitas.	47



Lista de figuras

	Página
Figura 1.1. Depósitos en suelos salinos (Barrer, 1982).	4
Figura 1.2. Depósitos en lagos alcalinos (Barrer, 1982). La zona A y B contiene zeolitas como filipsita, erionita y clinoptilolita y la zona C contiene feldespato potásico.	5
Figura 1.3. Sistema hidrológico abierto. Zonas de zeolitas autigénicas y feldespatos. La zona A es caracterizada por zeolitas ricas en metales alcalinos (excepto analcima), la zona B por analcima o heulandita y la zona C por feldespatos potásicos y albita con o sin laumontita. (Barrer, 1982).	6
Figura 1.4. Materiales precursores de filipsita y clinoptilolita en sedimentos de mar profundo (Iijima, 1978).	7
Figura 1.5 Desarrollo de zeolitas autigénicas y silicatos del vidrio silícico en depósitos marinos durante la diagénesis de sepultamiento y metamorfismo (Iijima, 1978).	10
Figura 1.6. Alteración hidrotermal. . La zona A es caracterizada por zeolitas ricas en metales alcalinos (excepto analcima), la zona B por analcima o heulandita y la zona C por feldespatos potásicos y albita con o sin laumontita. (Barrer, 1982).	11
Figura 1.7. Mina a cielo abierto.	13
Figura 2.1. Localización del estado de Hidalgo.	15
Figura 2.2. Provincias fisiográficas de Hidalgo.	17
Figura 2.3. Ubicación geográfica de Santa Rosalía, Mineral del Monte, Hgo.	18
Figura 2.4. Panorámica del depósito “Las Canteras”.	19
Figura 2.5. Explotación rudimentaria de rocas dimensionales.	19
Figura 2.6. Geología de la zona de estudio (Geyne <i>et al</i> , 1963).	20
Figura 3.1. Separación de minerales.	28
Figura 3.2. Difractómetro de rayos X modelo D500 Siemens.	29
Figura 4.1. Columna estratigráfica de “Las Canteras” en Santa Rosalía, Hgo.	31
Figura 4.2. Clasificación de rocas volcánicas respecto de los contenidos de SiO ₂ y (Na ₂ O+K ₂ O) de acuerdo a Le Maitre <i>et al</i> , (1989).	32
Figura 4.3. Clasificación de rocas volcánicas respecto de los contenidos en SiO ₂ y K ₂ O de acuerdo a Le Maitre <i>et al</i> , (1989).	32



Figura 4.4. Representacion del indice de alteracion químico de las diferentes muestras.	34
Figura 4.5. Imágenes obtenidas en MOP (lámina delgada, 40X): (a) textura vitroclástica (luz transmitida, nicoles paralelos) y (b) coexistencia de microglobulitos de cuarzo con vidrio volcánico y vidrio volcánico alterado (luz transmitida, nicoles cruzados).	36
Figura 4.6. Patrón de difracción de rayos X característico para la unidad B.	36
Figura 4.7. Patrón de difracción de rayos X característico de la unidad C.	37
Figura 4.8. Patrón de difracción de rayos X característico de la unidad D.	37
Figura 4.9. Vidrio volcánico con estructura columnar (700X).	39
Figura 4.10. Fragmentos líticos parcialmente disueltos (1000X).	40
Figura 4.11. Desarrollo de esmectita con textura de “panal de abeja” (3000X).	40
Figura 4.12. Esferulitas de ópalo C (1200X).	40
Figura 4.13. Cuarzo (Qz) y analcima (A) (1200X).	41
Figura 4.14. Heulandita con hábito tabular y clinoptilolita prismática (850X).	42
Figura 4.15. Placa curvada de vidrio coexistiendo con material amorfo, feldspatos alcalinos (posiblemente sanidina) y fibras radiales de erionita (1800X).	42
Figura 4.16. Erionita con hábito típico lanoso coexistiendo con cristales prismáticos posiblemente de filipsita (950X).	43
Figura 4.17. Fibras aciculares de erionita (1400X).	43
Figura 4.18. Heulandita tabular coexistiendo con cristales prismáticos de clinoptilolita alterándose a mordenita (1300X).	43
Figura 4.19. Fibras de mordenita desarrollándose sobre fragmentos líticos (1500X).	44
Figura 4.20. Fibras radiales de mordenita desarrollándose sobre vidrio alterado (1500X).	44
Figura 4.21. Diagénesis de zeolitas.	49
Figura 4.22. Agregados fibrosos de erionita (MOE).	50
Figura 4.23. Muestra de un derrame pleural masivo originado por un mesotelioma pleural diagnosticado radiológicamente (IARC 1987 a, b).	52
Figura 4.24. Perspectiva de la acumulación de residuos en “Las Canteras”, Santa Rosalía, Hgo.	53



Resumen

En este trabajo de investigación se estableció la diagénesis de zeolitas en rocas volcanoclásticas de un depósito denominado “Las Canteras” ubicado en las proximidades de Santa Rosalía, Hidalgo. El corte geológico de la zona bajo estudio se dividió en cuatro unidades definidas como A, B, C y D. La unidad D consiste de una toba poco consolidada con textura porfídica y contiene minerales como cuarzo, plagioclasas, feldespatos alcalinos y biotita; la unidad C presenta un conjunto de estratos laminares paralelos con textura afanítica con dominio de una matriz vítrea, observándose algunos fenocristales de cuarzo, feldespatos alcalinos y biotita; la unidad B consta de una toba soldada con textura afanítica y microcristales de cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas, en tanto que la unidad A corresponde a un estrato de suelo, el cual no se caracterizó. Las muestras B1 a B4, C2, C3, D3 y D5 presentan una composición riolítica, mientras que las muestras B5, C1, C4, C5, D1, D2 y D4 presentan una composición dacítica.

El índice de alteración químico de las muestras de la unidad B (y muestra C1) manifiestan un bajo intemperismo químico, mientras que las muestras de la unidad C y D (excepto C1) presentan un intemperismo químico moderado. En la unidad C se presenta esmectita, ópalo C y cuarzo como principales minerales autigénicos, mientras que la unidad D manifiesta la presencia de distintas zeolitas autigénicas: heulandita, erionita, filipsita, analcima y mordenita. Se observa una mayor abundancia de mordenita respecto de erionita y heulandita, la ocurrencia de filipsita así como analcima es ocasional. La diagénesis de zeolitas inició con la hidrólisis del vidrio volcánico promovida por fluidos contenidos en los poros (agua intersticial o meteórica); la disolución del vidrio volcánico permitió la ocurrencia de esmectita, al aumentar la disolución cristalizó ópalo C y posteriormente cuarzo. Por otra parte, con el aumento de la relación $(Na^+ + K^+)/H^+$ se favoreció la ocurrencia de zeolitas como heulandita, erionita, filipsita y analcima. Donde heulandita en una etapa posterior actuó como precursor de mordenita.



Introducción

Los procesos diagenéticos involucran cambios físicos y químicos en un sedimento o rocas volcanoclásticas. Entre los diversos factores que influyen en la diagénesis destacan la compactación, reducción en la porosidad, disolución de componentes, cementación por precipitación de nuevos minerales y recristalización, estos procesos se presentan generalmente por debajo de la superficie en condiciones donde la temperatura y la presión son relativamente bajas. Entre los principales minerales diagenéticos se encuentran las zeolitas definiéndose como sólidos cristalinos con estructura de tetraedros enlazados, constituido principalmente por átomos de Si o Al donde se encuentran soportados electrostáticamente metales alcalinos y alcalinotérreos (Coombs, 1997).

La mayoría de los depósitos minerales de zeolitas en el mundo ocurren como alteración de rocas volcánicas. Los principales factores físicos para la formación de zeolitas son la presión, temperatura y tiempo, ocurriendo en diversos ambientes geológicos, en su mayor parte como alteración de vidrio volcánico (Iijima, 1980). La principal razón de ello se debe a que los vidrios volcánicos son termodinámicamente inestables y se descomponen con relativa facilidad respecto de fases minerales de alta temperatura (cuarzo, biotita y feldespatos).

Un vidrio volcánico es un silicato líquido súper-enfriado con una estructura interna que posee un ordenamiento de corto alcance, formado principalmente por tetraedros de $[\text{SiO}_4]$ débilmente enlazados, entre los cuales se presentan grandes espacios intermoleculares. La hidratación y simultáneo rompimiento del vidrio da como resultado la lixiviación de algunos elementos mediante la difusión de agua a través de los poros. A partir de estas soluciones, se puede presentar la precipitación de minerales (autigénicos), reemplazando los fragmentos vítreos por nuevos minerales y cubriendo el espacio poroso creado por la disolución del material vítreo (Fisher y Shmincke, 1984). La alteración de vidrios volcánicos es importante porque contribuye a la formación de grandes depósitos de minerales como zeolitas y arcillas (Lombardi y Sheppard, 1977; Dibble y Tiller, 1981; Moncure *et al.*, 1981 y De Pablo *et al.*, 1996).



Dentro de las zeolitas más abundantes en el mundo se encuentra clinoptilolita, heulandita, mordenita, ferrierita, chabazita, erionita y filipsita. Entre los primeros reportes de la ocurrencia de zeolitas en México se encuentra el realizado por Mumpton (1973), quien identificó la presencia de mordenita y clinoptilolita en rocas sedimentarias de México, en el valle de Atoyac al noroeste de Oaxaca, estas zeolitas se formaron por la alteración de vidrio volcánico. De Pablo y Chávez (1996) reportaron clinoptilolita, erionita y mordenita en la formación Chichindaro en los límites del Cinturón Volcánico Mexicano, las tobas zeolitizadas se formaron en un ambiente hidrológico abierto, donde el vidrio riolítico se alteró a clinoptilolita + ópalo-C y a clinoptilolita + mordenita + erionita + ópalo-C. El proceso de diagénesis fue asociado a la hidrólisis del vidrio riolítico, con la consecuente lixiviación de SiO_2 , K_2O y Na_2O y el enriquecimiento de Al_2O_3 , MgO y CaO de las soluciones acuosas contenidas en los poros.

De Pablo *et al.*, (1996) reportaron la ocurrencia de clinoptilolita, heulandita y mordenita en la Sierra Madre del Sur, en las cercanías de Oaxaca y en la Sierra Madre Occidental, cerca de Guanajuato y San Miguel de Allende, próximos al Cinturón Volcánico Mexicano. La ocurrencia de zeolitas está asociada a la disolución y alteración de material piroclástico de composición riolítica, depositado en ambientes lacustre y marino. La diagénesis del vidrio riolítico precursor produjo: (1) esmectita + ópalo-C; (2) clinoptilolita + ópalo-C; (3) mordenita + ópalo-C + feldespatos potásicos, y (4) clinoptilolita + mordenita + ópalo-C. Ostroumov y Corona (2003) reportaron la ocurrencia de mordenita de origen hidrotermal en rocas extrusivas en la Sierra Madre del Sur (Tumbiscatío, Michoacán), más recientemente en una serie de estudios preliminares Cruz *et al.* (2006a, 2006b y 2008) reportaron la ocurrencia de mordenita en rocas volcanoclásticas del Estado de Hidalgo, sin especificar el proceso de diagénesis que influyó en la cristalización de mordenita.

El objetivo del presente trabajo de investigación fue determinar la diagénesis de zeolitas en rocas volcanoclásticas en el sitio denominado “Las Canteras”, en las proximidades de Santa Rosalía, Hidalgo. La diagénesis de minerales secundarios ocurrió a partir de la disolución del vidrio volcánico presente en las rocas volcanoclásticas, desarrollándose por una parte esmectita y por otra zeolitas como heulandita-clinoptilolita, las cuales actuaron como precursores de mordenita. Las observaciones experimentales indican que mordenita también cristaliza directamente a



partir de fragmentos vítreos con o sin una fase amorfa intermedia. Por otra parte se ha observado que erionita cristaliza directamente a partir del vidrio volcánico y fragmentos vítreos.



Objetivo

Determinar la posible alteración química en rocas volcanoclásticas presentes en un depósito denominado “Las Canteras”, localizado en las proximidades del poblado de Santa Rosalía, Hidalgo, para identificar los principales minerales autigénicos que ocurren en las rocas volcanoclásticas y así poder establecer la posible diagénesis de zeolitas en la zona de mayor alteración en el corte geológico seleccionado.



Capítulo 1

Antecedentes

1.1. Zeolitas naturales.

El término zeolita deriva de las palabras griegas “ζειν” (hervir) y “λιθος” (piedra). En 1756, las zeolitas fueron reconocidas por primera vez con el descubrimiento de la estilbita por el mineralogista sueco Barón Alex Frederick Crönstedt y actualmente constituyen un grupo de aproximadamente 60 especies minerales. Una zeolita es un sólido cristalino con una estructura caracterizada por un armazón de tetraedros enlazados, cada tetraedro contiene cuatro átomos de oxígeno unidos a un átomo central o átomos -T (Si o Al). Este armazón contiene cavidades abiertas en forma de canales y jaulas que se encuentran ocupadas por moléculas de agua y por cationes pertenecientes a los elementos de los grupos IA y IIA, los cuales pueden ser intercambiables. Los canales pueden ser suficientemente grandes para permitir el alojamiento de iones o moléculas. El armazón en ocasiones puede estar interrumpido por grupos de F y OH, éstos ocupan el vértice de un tetraedro y no forman parte de tetraedros adyacentes. En fases hidratadas, la deshidratación ocurre a temperaturas por debajo de 400° y es reversible (Coombs, 1997).

La mayoría de los depósitos minerales de zeolitas en el mundo ocurren como alteración de rocas volcánicas. Los principales factores físicos para la formación de zeolitas son la presión, temperatura y tiempo. Las zeolitas se presentan en diversos ambientes geológicos, en su mayor parte como alteración de vidrio volcánico, aluminosilicatos amorfos y feldespatos (Iijima, 1980). En diferentes partes del mundo la principal ocurrencia de zeolitas es diagenética e hidrotermal como se ha observado en países como: Estados Unidos, Grecia, Italia y Japón, entre otros, siendo clinoptilolita y mordenita las zeolitas más abundantes (tabla 1.1). En México también se ha reportado la ocurrencia de zeolitas, siendo uno de los pioneros en este campo Mumpton (1973), el cual reportó la presencia de mordenita y clinoptilolita al noreste de Oaxaca.



Posteriormente se dieron a conocer otros depósitos de zeolitas en diferentes localidades de la República Mexicana (tabla 1.2).

Tabla 1.1. Depósitos de zeolitas en el mundo.

PAIS	MINERAL	OCURRENCIA	REFERENCIA
Antártida	heulandita, clinoptilolita, analcima y laumontita	Diagenética	Bernet y Gaupp (2005)
Cuba	clinoptilolita, mordenita	Magmática	Orozco y Rizo (1998)
Estados Unidos			
a) Oregón	clinoptilolita Ca y clinoptilolita K	Diagenética	Altaner y Grim (1990)
b) Nevada	erionita	Hidrotermal	Gude y Sheppard (1981)
c) Pahute Mesa, Nevada	clinoptilolita, esmectita, cristobalita y mordenita	Diagenética	Moncure, <i>et al.</i> (1981)
d) Hawaii	gismondina, chabazita, faujasita, gonnardita, natrolita y analcima	Diagenética	Hay e Iijima (1968)
Grecia			
a) Isla de Kimolos	mordenita y esmectita	Diagenética	Christidis (2001)
b) Isla de Polyegos	mordenita y clinoptilolita	Diagenética	Kitsopoulos (1997)
Italia	clinoptilolita y mordenita	Diagenética	Ghiara, <i>et al.</i> (1999)
Japón			
a) Mar de Japón	clinoptilolita, analcima y heulandita	Diagenética	Ogihara (1994)
b) Takakusayama	laumontita, mesolita, scolectita, thomsonita, stilbita, heulandita, chabazita y mordenita	Hidrotermal	Piao, <i>et al.</i> (1997)
Turquía	mordenita, heulandita, clinoptilolita y analcima	Hidrotermal	Esenli, <i>et al.</i> (2005)



Tabla 1.2. Depósitos de zeolitas en México.

LOCALIZACION	MINERAL	OCURRENCIA	REFERENCIA
Noreste de Oaxaca	mordenita y clinoptilolita	Diagenética	Mumpton (1973)
Sonora	clinoptilolita y heulandita	Hidrotermal	Ríos y Badilla (1978)
Durango	clinoptilolita	Diagenética	De Pablo (1990)
Oaxaca, Guanajuato y San Miguel de Allende	clinoptilolita, heulandita y mordenita	Diagenética	De Pablo, <i>et al.</i> (1996)
Guanajuato	clinoptilolita, mordenita y erionita	Diagenética	De Pablo y Chávez (1996)
Michoacán	mordenita	Hidrotermal	Ostroumov y Corona (2003)

1.2. Génesis de zeolitas.

Desde hace dos décadas, las zeolitas minerales eran consideradas como una ocurrencia típica en cavidades de rocas volcánicas, principalmente en basaltos y pegmatitas. Dicha ocurrencia proviene de un evento mineralizante, el cual consiste del paso de soluciones a través de estas cavidades o a lo largo de fracturas presentes en la roca, generándose una reacción entre solución y roca, resultando una segunda solución rica en aluminosilicatos alcalinos, que transformándose, puede cristalizar en zeolitas.

El desarrollo de cristales de zeolitas en las cavidades de rocas ígneas, depende del cambio de composición química de la solución, así como de la presión y temperatura. Los cristales de zeolitas formados en este ambiente, pueden llegar a medir hasta 2.54 cm. de diámetro, razón por la cual generalmente son empleados como piezas de colección para museos, aún cuando en ocasiones se pueden encontrar asociados a otros minerales como calcita, ópalo, cuarzo autigénico y algunos otros minerales (Barrer, 1982). En base a la presencia de zeolitas en diferentes localidades del mundo se han establecido principalmente cuatro tipos de ocurrencia: diagenética, metamórfica, hidrotermal y magmática.



1.2.1. Diagenética.

Los procesos diagenéticos se deben a intemperismo (subarrial o submarino) y a cambios físicos y químicos que afectan un sedimento una vez depositado, entre ellos, la compactación, reducción en la porosidad, disolución de componentes, cementación por precipitación de nuevos minerales y recristalización en respuesta de los cambios de presión y temperatura, ocurriendo debajo de la superficie a temperaturas y presiones relativamente bajas. Convencionalmente se ha establecido que los cambios diagenéticos son los que tienen lugar en temperaturas inferiores a 300 °C y presiones comprendidas entre 100 y 200 pascales (Pa).

a) Diagénesis en suelos alcalinos.

Las zeolitas son formadas en la superficie terrestre donde el pH es de 9.5 o superior, como resultado de un aumento en la concentración de carbonato de sodio debido a la evaporación en climas áridos o semiáridos (Hay, 1986). La analcima se ha observado como un producto de reacción de montmorillonita en este tipo de suelos y una amplia variedad de zeolitas se han formado en este ambiente, principalmente chabazita, natrolina y filipsita. En la figura 1.1 se puede observar que en suelos alcalinos, el vidrio inalterado se encuentra en el fondo, el cual es separado por una lámina de agua del estrato que pudiera estar zeolitizado.

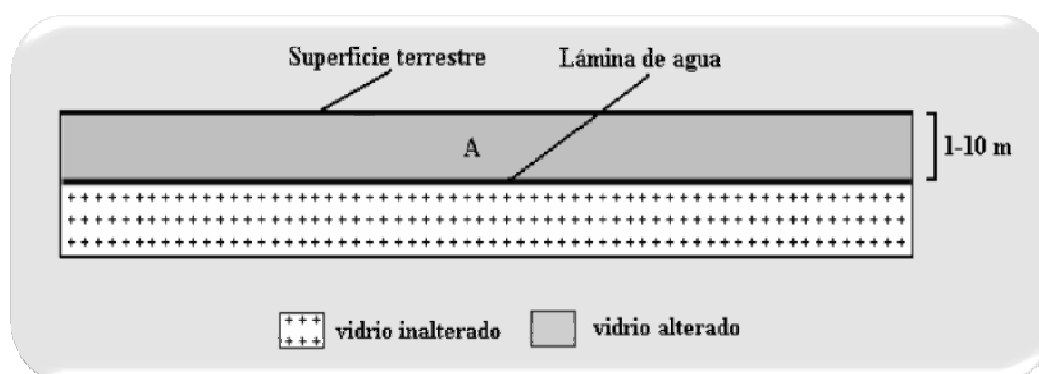


Figura 1.1. Depósitos en suelos salinos (Barrer, 1982).



b) Diagénesis en lagos alcalinos.

Los depósitos de zeolita en lagos alcalinos son producidos por alteración de tefra silícica. Cuando la tefra se deposita en un lago alcalino y es mínima la entrada de fragmentos clásticos, es posible el desarrollo de zeolita con una elevada pureza.

El vidrio fresco en los márgenes del lago puede dar origen a zeolitas, principalmente filipsita, erionita y clinoptilolita. En la parte central del lago es depositado feldespatos potásico (Figura 1.2). Pero en muchos casos es similar la zonación lateral de facies minerales, una zona de analcima es separada de otras zeolitas para posteriormente formar feldespatos potásico.

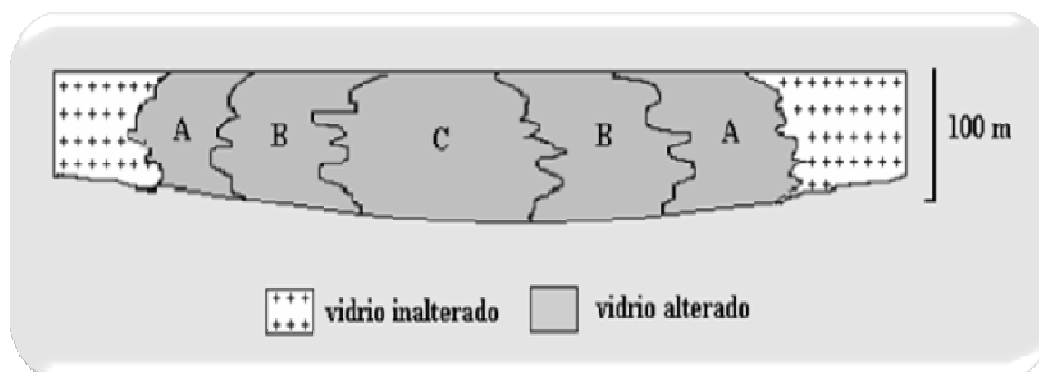


Figura 1.2. Depósitos en lagos alcalinos (Barrer, 1982). La zona A y B contiene zeolitas como filipsita, erionita y clinoptilolita y la zona C contiene feldespatos potásico.

c) Diagénesis en sistemas hidrológicos abiertos.

Los depósitos de zeolita en este ambiente se deben a la alteración de piroclastos a causa de la acción de fluidos meteóricos que percolan en ellos, Hay (1963) propuso que la formación de estos depósitos eran resultado de la reacción entre el vidrio volcánico y el nivel freático, compuesto por agua de origen meteórico.

De acuerdo a Gottardi (1989) la percolación lenta de agua meteórica a través de las capas de tobas, conduce a que el agua se vuelva más alcalina y salina, aumentando el pH a medida que adquiere mayor profundidad, produciéndose una variación zonal de la composición química del agua que reacciona con la roca encajonante, lo cual se traduce



en la zonación vertical de los minerales producto de esta reacción. En la figura 1.3 se muestran dos tipos de distribución característica de zeolitas en relación a los niveles de agua y cenizas vítreas inalteradas en sistemas hidrológicos abiertos, el desarrollo de zonas es moderadamente vertical.

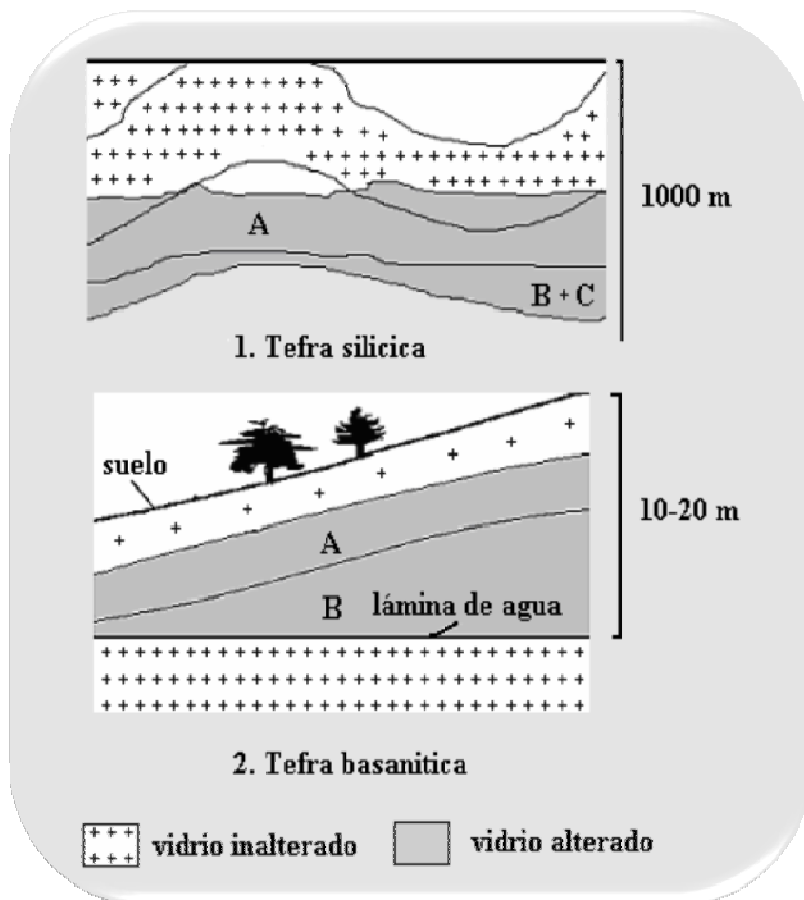


Figura 1.3. Sistema hidrológico abierto. Zonas de zeolitas autigénicas y feldespatos. La zona A es caracterizada por zeolitas ricas en metales alcalinos (excepto analcima), la zona B por analcima o heulandita y la zona C por feldespatos potásicos y albita con o sin laumontita (Barrer, 1982).



d) Diagénesis en ambientes marinos.

La ocurrencia de zeolitas como filipsita en el fondo marino y su asociación con materiales basálticos, fue reconocida por Murray y Renard (1891). Filipsita se forma en muchos tipos de sedimento de mar profundo, especialmente en el Pacífico. Esto ocurre comúnmente en áreas de baja sedimentación con la siguiente asociación mineralógica: gran cantidad de arcillas > arcillas volcánicas > calcáreas > silíceas (Sand y Mumpton, 1978). El vidrio máfico, la sílica amorfa, la alúmina amorfa y el vidrio silíceo actúan como materiales precursores, los cuales al entrar en contacto con agua intersticial dan origen a zeolitas como filipsita y clinoptilolita (figura 1.4).

Iijima (1978) reportó la presencia de 23 zeolitas en depósitos marinos y no marinos, como lo indica la tabla 1.3, en la cual se indican los cationes dominantes y edades geológicas pertenecientes a la roca huésped para este tipo de depósitos. Generalmente, la edad geológica de las rocas huésped, es superior a la edad de formación de las zeolitas, lo cual indica, que la formación de las zeolitas fue posterior a los eventos volcánicos, llevándose a cabo dicha formación mediante la reacción entre soluciones mineralizantes y material piroclástico depositado en diferentes tipos de ambientes.

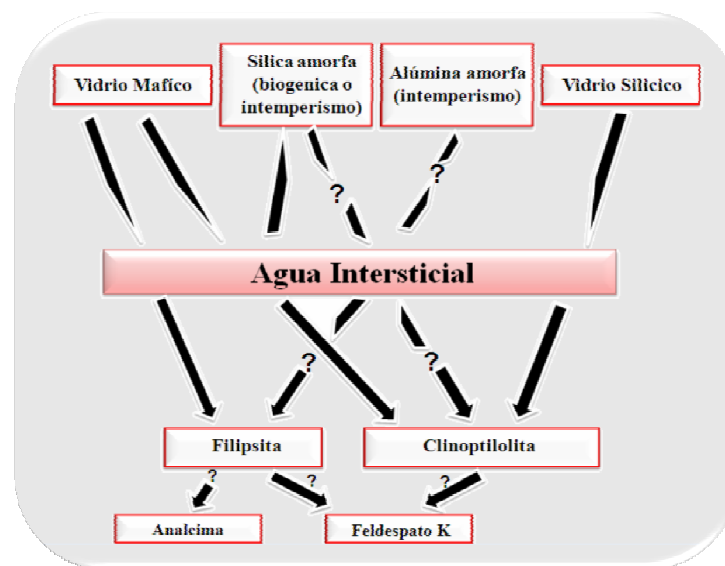


Figura 1.4. Materiales precursores de filipsita y clinoptilolita en sedimentos de mar profundo (Iijima, 1978)



Tabla 1.3. Zeolitas formadas en depósitos marinos y no marinos (Iijima, 1978).

ZEOLITA	CATIONES DOMINANTES	EDAD GEOLÓGICA DE LA ROCA HUÉSPED	ABUNDANCIA RELATIVA
Analcima	Na	Cuaternario - Carbonífero.	Abundante
Chabazita	Na, K, Ca	Cuaternario - Mioceno.	Común
Clinoptilolita	Na, K, Ca	Cuaternario - Carbonífero.	Abundante
Epistilbita	Ca	Mioceno	Raro
Erionita	Na, K, Ca	Cuaternario - Eoceno	Común
Faujasita	Na, Ca	Cuaternario.	Raro
Ferrierita	K, Na, Mg	Mioceno.	Raro
Garronita	Ca, Na	Mioceno.	Raro
Gismondina	Ca, Na, K	Cuaternario - Carbonífero.	Raro
Gonardita	Na, Ca	Cuaternario - Mioceno.	Raro
Harmotoma	Ba	Neógeno.	Raro
Heulandita	Ca, Na	Plioceno - Carbonífero.	Abundante
Laumontita	Ca	Plioceno - Devoniano.	Abundante
Levynita	Ca	Plioceno.	Raro
Mesolita	Ca, Na	Neógeno.	Raro
Mordenita	Na, Ca, K	Cuaternario - Carbonífero.	Abundante
Natrolita	Na	Cuaternario - Pérmico.	Común
Filipsita	K, Na, Ca	Cuaternario - Carbonífero.	Abundante
Escolecita	Ca	Mioceno - Pérmico.	Raro
Estilbita	Ca, Na	Cuaternario - Jurásico.	Común
Thomsonita	Ca, Na	Cuaternario - Jurásico.	Común
Wairakita	Ca	Cuaternario - Cretácico.	Común
Yugawaralita	Ca	Mioceno.	Raro



e) Diagénesis en geoautoclaves.

Este ambiente fue descrito por Lenzi y Passaglia (1974) en una ignimbrita del centro de Italia. Por encima y por debajo de esta ignimbrita pueden identificarse dos capas de tobas. Las tres capas tienen igual composición química y sólo la capa de ignimbrita se presenta homogeneizada a chabazita, por lo que este depósito no puede ser explicado como un sistema hidrológico abierto. Según estos autores, la zeolitización completa de la ignimbrita está determinada por altas temperaturas, la elevada presión de vapor existente en la roca y la rápida deposición de la misma.

1.2.2. Metamórfica.

a) Diagénesis de sepultamiento y metamorfismo regional de muy bajo grado.

Coombs (1959) definió las facies zeolíticas como facies metamórficas de muy bajo grado. Las rocas afectadas por un metamorfismo de muy bajo grado a una diagénesis profunda pueden sufrir zeolitizaciones importantes. Dos factores motivan la zeolitización: por una parte, el incremento de la temperatura a causa del gradiente geotérmico, por otra, la existencia de series muy potentes de materiales de composición apropiada como vidrio silícico, montmorillonita, opalo CT, para la formación de clinoptilolita, mordenita, heulandita y analcima entre otros (figura 1.5). Utada (1970) describe una secuencia detallada de la zonación de zeolitas en sedimentos sometidos a enterramiento profundo. Estas zonas pueden verse afectadas por fluidos hidrotermales de intracuenca que alteran y modifican la distribución de zeolitas. Su mineralogía es muy limitada: clinoptilolita-heulandita-analcima-laumontita, aunque, en gradientes geotérmicos elevados, aparece un número mayor de especies (Utada 1970). Saliot *et al.*, (1983) determinó las condiciones de presión y temperatura de formación de las zeolitas en porosidades y grietas de areniscas feldespáticas de los Alpes mediante el estudio de inclusiones fluidas en los minerales asociados: temperatura entre 170-310°C y presión entre 200-650 bares. Resultados similares obtuvo Bevins (1991), que proporcionó un ejemplo de variación progresiva desde la roca basáltica fresca, hasta la facies prehnita-pumpellyta pasando por la facie zeolítica.

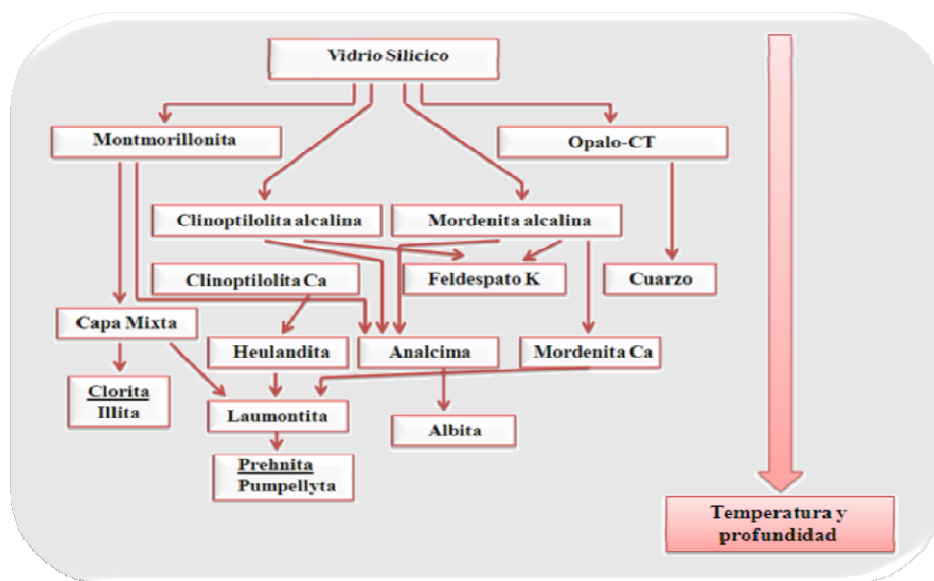


Figura 1.5. Desarrollo de zeolitas autigénicas y otros minerales a partir de vidrio sílice en depósitos marinos durante la diagénesis de sepultamiento y metamorfismo (Iijima, 1978).

b) Metamorfismo de contacto.

Cuando un plutón intruye una serie que contiene rocas de composición apropiada (generalmente volcánicas o vulcanosedimentarias, de básicas a intermedias), pueden formarse zeolitas en las posiciones más distales de las aureolas de contacto (a bajas temperaturas) en relación al plutón. Seki (1969) describe un ejemplo en Japón, donde con un aumento en la proximidad al centro intrusivo se forma sucesivamente estilbita (clinoptilolita o heulandita); laumontita, prehnita-pumpellyta y finalmente actinolita y hornblenda.

1.2.3. Hidrotermal.

Las zeolitas pueden formarse a elevadas temperaturas, tan altas como 350 °C, como resultado de la alteración hidrotermal. En ambientes hidrotermales la distribución de las cenizas y zeolitas es bastante compleja; aquí se presenta la tendencia a desarrollar zonas verticales de estratos horizontales (figura 1.6).



1.3. Importancia de las zeolitas naturales.

La importancia de las zeolitas naturales radica en sus propiedades fisicoquímicas tales como un alto grado de hidratación, baja densidad, porosidad, estabilidad (rigidez) ante la hidratación y deshidratación, intercambio iónico así como la capacidad de adsorber gases y vapores. Estas propiedades hacen de las zeolitas un mineral de gran importancia comercial para su utilización en el sector industrial, por ejemplo:

- 1) En la industria papelera como relleno de papel.
- 2) En la agricultura como acondicionador y fertilizante de suelos, debido a su propiedad de intercambio iónico que permiten que los fertilizantes sean mejor aprovechados.
- 3) En la industria ganadera, en la nutrición de animales, dando más eficiencia en el desarrollo del ganado reduciendo el agua amoniacal en el sistema digestivo.
- 4) En perforaciones de gas como adsorbentes ácido-resistentes.
- 5) En acuicultura para evitar el desarrollo de bacterias y hongos, incrementando así la productividad acuícola.
- 6) En la fabricación de cementos puzolánicos actuando como aditivo.
- 7) En la separación de gases, principalmente N_2 , O_2 , CO , CO_2 , del aire y materia en descomposición.
- 8) En catálisis y refinado de petróleo actuando como coagulante durante la transportación de sales.
- 9) Como adsorbente de compuestos orgánicos e inorgánicos mediante intercambio iónico.
- 10) En la purificación del gas natural (para eliminar CO_2 , H_2O y H_2S) y
- 11) En el tratamiento de aguas residuales y de riego, removiendo iones amonio.

La aplicación industrial de las zeolitas, no es exclusiva de las naturales, sino que también de las sintéticas (alrededor de 100 variedades). Una diferencia importante entre las zeolitas sintéticas y las naturales es que estas últimas pueden contener impurezas y no ser uniformes en su estructura, en tanto que las sintéticas pueden ser producidas con



una alta pureza y especificaciones exactas para un determinado uso, por tal motivo las zeolitas naturales en algunas ocasiones han sido reemplazadas por las sintéticas (Harben, 1995).

1.4. Proceso de extracción y beneficio de zeolitas.

Las rocas zeolitizadas han sido minadas desde tiempos antiguos para construcciones hechas de roca. De hecho, un gran volumen de rocas zeolitizadas, son también utilizadas como aditivos en cementos puzolánicos (clinoptilolita, mordenita, chabazita y filipsita).

En algunos países se explotan miles de toneladas de zeolita natural al año. El minado de rocas zeolitizadas tuvo inicio en Japón y Estados Unidos, seguidos de otros países europeos a partir de 1950. A causa de su bajo costo de explotación, las zeolitas sedimentarias son minadas por métodos a cielo abierto (figura 1.7). La excavación se lleva a cabo mediante equipo convencional para remover la tierra. Mediante este método se han minado las rocas que contienen clinoptilolita, mordenita, chabazita, erionita, filipsita y ferrierita entre otras. La elección del método de minado depende entre otras cosas de las condiciones geológicas y las propiedades mecánicas de la roca (Tsitsishvili, *et al.*, 1992).



Figura 1.7. Mina a cielo abierto.



Por regla general, las rocas zeolitizadas, tienen un aspecto blando y suave, lo cual hace que el minado sea fácil de realizar sin uso de explosivos; evitando problemas relacionados con el uso y almacenamiento de éstos, además de minimizar costos. El equipo para remover y transportar el mineral (cargadoras sobre ruedas, cargadoras sobre orugas, excavadoras, excavadoras mecánicas frontales etc.), permite que el cargado del mineral sea directo a los camiones, ahorrando tiempo en la producción, repercutiendo directamente en la reducción de costos. El control de calidad del mineral, se realiza mediante muestreos por medio de barrenos, tomando muestras periódicas, evaluando visualmente el material en el mismo sitio y tomando muestras sistemáticas en los camiones de carga (Servín, 1997).

Las rocas zeolitizadas utilizadas en la industria y en otras áreas, necesitan de una trituración y cribado para separar impurezas como vidrio, cuarzo, feldespatos y arcillas. El proceso de beneficio se selecciona en función de los usos del producto, las características y propiedades del mineral. Después de la primera trituración, el material se seca mediante aire o en hornos (Tsitsishvili, *et al.*, 1992). Generalmente las zeolitas naturales se venden como productos triturados, cribados, pulverizados a productos finos y ultrafinos, clasificados en un rango de tamaño de -6 a $+325$ mallas. Las especificaciones dependen de los usos de los productos, variando debido a la gran gama de productos de zeolita natural y variedades en el mercado.

Generalmente, la venta del mineral se realiza en base a los requerimientos del cliente, ya que cada producto zeolítico tiene una designación de nombre o número con especificaciones físicas y químicas. Los productos de la zeolita se venden usualmente con un nombre comercial en lugar de una variedad de mineral. Los costos dependen en su mayor parte, del tipo y grado de procesamiento que debe de realizarse para satisfacer las especificaciones del mercado. Los costos del minado son relativamente bajos (de 3 a 6 USD/ton), a menos que el minado sea muy selectivo. Muchas zeolitas son vendidas al mercado de la agricultura, comúnmente se vende de 30 a 70 USD/ton de producto granular a 40 mallas, y de 50 a 120 USD/ton de material molido en un intervalo de -40 a -325 mallas; los productos para animales domésticos y estanques de peces como un medio desodorante, comúnmente se venden de 0.5 a 4.50 USD/Kg (Servín, 1997).



Capítulo 2

Descripción del área de estudio

2.1. Geología del Estado de Hidalgo.

El estado de Hidalgo se localiza en la porción central de la República Mexicana entre los paralelos $19^{\circ} 36'$ y $21^{\circ} 24'$ de latitud norte y en los meridianos $98^{\circ} 00'$ y $99^{\circ} 45'$ de longitud oeste respecto al meridiano de Greenwich. La superficie estatal es de 20,905 km² y representa el 1.1 % del territorio nacional. Limita al norte con los estados de San Luis Potosí, Veracruz y Querétaro de Arteaga, al este colinda con los estados de Puebla y Veracruz, al oeste con Querétaro de Arteaga y al sur con los estados de Tlaxcala y México (figura 2.1).



Figura 2.1. Localización del Estado de Hidalgo.

(<http://www.uaeh.edu.mx/universidad/imagenes/mapa1.jpg>).



Las características litológicas y estructurales de las rocas que afloran en las provincias Sierra Madre Oriental, Eje Neovolcánico y la subprovincia Llanura Costera del Golfo del Norte, que cubren el estado de Hidalgo, indican que hubo diferentes eventos geológicos de tipo orogénico, que asociados al vulcanismo y al relleno de cuencas oceánicas dieron el carácter estructural a esta entidad (figura 2.2). Aquí es donde se puede apreciar mejor el complejo desarrollo geológico del territorio nacional, ya que en la provincia de la Sierra Madre Oriental afloran las rocas más antiguas de México (Precámbrico) y junto con está una serie completa de unidades estratigráficas que abarca el Paleozoico Superior (Pérmico), todo el Mesozoico y el Cenozoico.

El relieve estructural de las provincias que cubren al Estado de Hidalgo fue modelado por diversos agentes que dieron las características morfológicas que ahora se manifiestan superficialmente. Los procesos geomorfológicos han modificado el relieve estructural original de las provincias de Hidalgo; a diferentes escalas los deslizamientos de masas rocosas provocados por el fracturamiento y la fuerza de gravedad han erosionado los grandes pliegues de fallas de la Sierra Madre Oriental y las estructuras volcánicas de la provincia del Eje Neovolcánico; el agua actúa como alterador de la roca y propicia el desarrollo de suelos residuales (Atotonilco el Grande). El agua como agente de disolución aprovecha los sistemas de fracturas y forma en los depósitos de calizas un conjunto de estructuras típicas de regiones “Cársticas”, como son las dolinas, uvalas, poljes, cavernas y simas que caracterizan a la Huasteca Hidalguense, también ha profundizado grandes cañones transversales a la cordillera, por donde las principales corrientes de la entidad drenan sus aguas al Golfo de México; y el rejuvenecimiento continuo de la plataforma costera ha permitido la erosión subsecuente de los depósitos arcilloarenosos terciarios que se encuentran desde el frente este de la Sierra Madre Oriental hasta la planicie costera, con diferente morfología.

La distribución geográfica de los recursos geológicos ha favorecido la minería en el estado de Hidalgo, el cual cuenta con una rica tradición en dicha actividad, que se remonta a más de 400 años. Se sabe que los indígenas antes de la conquista ya conocían y explotaban, aunque en forma rudimentaria, algunos yacimientos en la Sierra de Pachuca. Los distritos mineros de Pachuca-Real del Monte y Zimapán han destacado mundialmente por su producción de plata, y después de varios siglos de producción



continua mantienen aún una gran potencialidad en las reservas auro-argentíferas (www.metztitlan.com.mx).



Figura 2.2. Provincias fisiográficas de Hidalgo.
(<http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/hgo>).



2.2. Área de estudio.

El área bajo estudio se localiza en las proximidades del poblado de Santa Rosalía, Municipio de Mineral del Monte Hgo, con coordenadas geográficas $20^{\circ}07'$ latitud Norte y $98^{\circ}38'$ longitud Oeste (figura 2.3)., las vía de acceso para llegar a la zona de estudio es la carretera a Mineral del Monte (México 105), al llegar al Municipio de Mineral del Monte, se toma la carretera Mineral del Monte-Nopalillo y al recorrer aproximadamente unos 10 km se encuentra una desviación que conduce a el lugar denominado “Las canteras” (figura 2.4), este deposito se explota de una manera rudimentaria y sin equipo de seguridad para la obtención de rocas dimensionales desde hace aproximadamente 50 años (figura 2.5). Las rocas constituyen un material con elevada dureza y resistencia mecánica muy útil en la industria de la construcción (cimientos, losetas, láminas para fachadas, etc.) siendo la principal fuente de ingreso para algunos habitantes de la región.



Figura 2.3. Ubicación geográfica de Santa Rosalía, Mineral del Monte, Hgo.



Figura 2.4. Panorámica del depósito "Las Canteras".

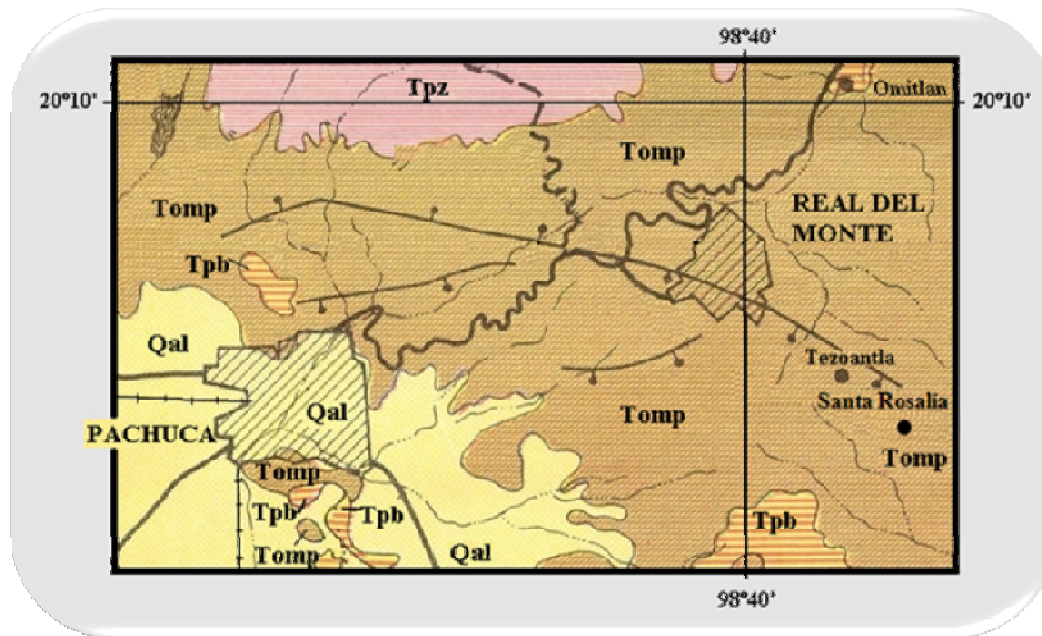


Figura 2.5. Explotación rudimentaria de rocas dimensionales.



2.3. Geología de la zona de estudio.

El lugar denominado “Las Canteras” se ubica en una parte de la Faja Volcánica Transmexicana, dentro del Grupo Pachuca, el cual incluye una secuencia de 8 formaciones volcánicas y volcanoclásticas (figura 2.6), sus espesores son de más de 2000 m y su edad ha sido estimada entre el Oligoceno, Mioceno y Plioceno.



Qal (Pleistoceno): Principalmente aluvión, taludes y detritos de derrumbes, con cantidades menores de ceniza basáltica.

Tomp (Mioceno): Grupo Pachuca, (incluye las Formaciones Tezoantla, Cerezo, Vizcaína, Santa Gertrudis, Real del Monte, Pachuca, Corteza y Santiago; consta de rocas volcánicas que varían en composición de riolita a basalto, predominando la andesita y la dacita; tienen algunas capas clásticas y margosas interstratificadas).

Tpb (Plioceno): Lava y materiales piroclásticos de composición basáltica; en parte interstratificados con las formaciones Tarango y Atotonilco el Grande y en parte más antiguos que estas: incluye la Formación San Cristóbal.

Tpz (Plioceno): Formación Zumate (rocas volcánicas andesíticas).

Figura 2.6. Geología de la zona de estudio (Geyne et al, 1963).



Las ocho formaciones correspondientes al Grupo Pachuca se describen a continuación:

a) Formación Santiago.

Esta constituida por derrames de lava, brechas y tobas interestratificadas de composición variable de andesita a riolita con algunas intercalaciones de rocas epiclásticas. Las rocas de esta formación generalmente son porfídicas y varían en tamaño de grano grueso a fino.

La mayoría de los fenocristales consisten en plagioclasa, piroxeno y anfíbol alterados, afectado parcialmente a toda la formación, debido a soluciones hidrotermales y a la mineralización. El mineral más abundante de la roca alterada es la clorita y en menor proporción calcita, caolín, óxido férrico, sericita, cuarzo y albita. La sericitización y la silicificación han sido notables aunque más irregulares.

La Formación Santiago descansa discordantemente sobre los conglomerados del grupo el Morro (Eoceno-Oligoceno) y formaciones sedimentarias del Cretácico Superior. A su vez la Formación Santiago subyace a la Formación Corteza (Geyne *et al*, 1963).

b) Formación Corteza.

La Formación Corteza, está con discordancia erosional ligera, sobreyace a la Formación Santiago y subyace a la Formación Pachuca. Esta formada por derrames andesíticos y basálticos con un miembro tobáceo basal y contienen localmente pequeñas cantidades de fenocristales de plagioclasa. Es la única formación no porfídica del Grupo Pachuca por lo que la hace fácilmente distinguible de las demás. Siendo la cloritización, caolinización y la alteración hidrotermal predominante.

El miembro tobáceo es de color variable desde rojo oscuro, a gris claro. Los derrames de lava que subyacen al miembro clástico basal varían en color desde gris oscuro a púrpura rojizo oscuro (Geyne *et al*, 1963).



c) Formación Pachuca.

La Formación Pachuca consiste en un miembro clástico tobáceo bastante continuo, en la base está cubierta por derrames andesíticos y dacíticos interestratificados con varios miembros tobáceos lenticulares y hasta con diez capas de brechas alteradas con derrames relativamente masivos en la parte superior de la formación. Todos los tipos de roca que constituyen la Formación Pachuca se hallan alterados en algún grado, al igual que todas las demás formaciones volcánicas Terciarias. La Formación Pachuca sobreyace a la Formación Corteza y subyace a la Formación Real del Monte (Geyne *et al*, 1963).

d) Formación Real del Monte.

Esta formación consiste en intercalaciones de flujo de brechas, flujos masivos de rocas y capas tobáceas de composición andesítica a dacítica que sobreyace confortablemente a la Formación Pachuca. El nombre de Formación Real del Monte se propuso para esta unidad porque la formación es una de las más ampliamente distribuidas en los trabajos subterráneos en la parte norte del poblado de Real del Monte.

En la base de la Formación Real del Monte ocurren localmente capas clásticas tobáceas. Están formadas de partículas de tamaño altamente variable que tienen una composición general andesítica. Algunas capas bien estratificadas consisten de la mezcla de partículas de tamaño de arcilla, limo y arena cuarzosa, mientras que otras capas son masivas y están compuestas de brecha. Esta formación sobreyace a la Formación Pachuca y subyace a la Formación Santa Gertrudis (Geyne *et al*, 1963).

e) Formación Santa Gertrudis.

Esta formación está constituida por rocas andesíticas, con intercalaciones de dacita. Esta unidad muestra predominancia de derrames de lava porfídica de grano grueso. Le sigue un intervalo prolongado de erosión que en algunos lugares llegó a remover toda la formación.



La base de la Formación Santa Gertrudis consiste localmente de un miembro clástico tobáceo de menos de un metro de espesor. En algunos lugares donde el miembro tobáceo basal esta ausente, la parte inferior de la formación consiste de una capa de rocas afaníticas aproximadamente de 2 cm de espesor, las cuales pueden representar una fase fría de los flujos de lava superpuestos (Geyne *et al*, 1963).

f) Formación Vizcaína.

Esta formación sobreyace a la Formación Santa Gertrudis y tiene la distribución superficial mas amplia de todas las formaciones del Grupo Pachuca. Comprende derrames de lava, capas de brecha tobácea y un miembro clástico basal conspicuo y extenso la cual tiene una composición andesítica-dacítica. Es bastante común observar superficies de enfriamiento que oscilan entre 0.03-0.20 m. de espesor, intercalados con la brecha o aglomerado volcánico, siendo su textura afanítica y correspondiendo a una probable andesita. Las superficies de enfriamiento presentan un rumbo general de NW 84° SE, con echados promedio de 15° al NE (Geyne *et al*, 1963).

g) Formación Cerezo.

La Formación Cerezo es de edad Plioceno Temprano y consiste principalmente de derrames y capas volcánicas epiclásticas, con algo de brecha volcánica y brecha tobácea de composición variable, de riolítica-riodacítica. Las corrientes son de color casi blanco con variaciones a rosado, con matriz afanítica vítrea y grandes fenocristales de cuarzo, su estructura foliada es una de las principales características. Esta formación descansa en discordancia angular sobre la Formación Vizcaína. Los afloramientos están distribuidos irregularmente dentro de la localidad tipo ubicada algunos cientos de metros al oeste del pueblo de Cerezo, en las inmediaciones de la ciudad de Pachuca (Geyne *et al*, 1963).

h) Formación Tezoantla.

La Formación Tezoantla es de edad Plioceno y sobreyace a la Formación Cerezo. Comprende de una serie de flujos de composición dacítica y tiene un espesor máximo de 150 m. El nombre de la Formación Tezoantla fue propuesto para una



secuencia de flujos de lava dacíticos que afloran en el sureste del distrito, al sur de la población de Tezoantla, de ahí el nombre. El resto de la unidad presenta una disconformidad erosional en una secuencia de capas volcánicas epiclásticas.

Los flujos de lava que conforman la Formación Tezoantla muestran bandas de color. La roca fresca consiste de aproximadamente 20% de fenocristales de plagioclasa, 10% de fenocristales de cuarzo angulares a redondeados, y de 5 a 10 % de biotita. A veces, del 60 al 65 % la roca esta compuesta de una matriz afanítica. Las capas irregulares de esferulitas de algunos flujos de rocas son visibles en grandes masas. La asociación mineralógica indica que la roca es dacita (Geyne *et al*, 1963).

2.4. Clima y vegetación.

Debido principalmente a su notable altitud (aproximadamente 3000 msnm), en la región predomina el clima frío, se nubla con facilidad y llueve con frecuencia, acentuándose el clima frío durante el invierno; ocasionalmente nieva. La precipitación pluvial anual asciende a 951 mm y la temperatura media anual a 12.1 °C, registrándose por otra parte un promedio de 42 heladas al año. De acuerdo a la clasificación climática de Köppen modificada por García (1989) en la sierra de Pachuca y en Mineral del Monte prevalece un clima templado sub-húmedo tipo Cb(w2)" i'g. La vegetación que predomina en la región es exuberante y fértil por excelencia, como corresponde a la altitud de la región. Se encuentra una buena variedad de coníferas, destacando el avellano, el encino, el ocote, el oyamel, el ciprés y el pino, además de algunos resistentes al clima (<http://www.e-local.gob.mx>).



Capítulo 3

Materiales y métodos

3.1. Material.

Para realizar el presente trabajo se recolectaron 15 muestras del depósito denominado “Las Canteras”, correspondientes a un corte geológico expuesto con dimensiones aproximadas de 15 m de altura y 500 m de longitud. Las muestras se obtuvieron de aquellos sitios accesibles dada las características del lugar (inestabilidad de las rocas), conservando en lo posible la diferenciación de estratos. Las muestras obtenidas fueron fragmentadas, molidas y tamizadas (-200 mallas) para posteriormente secarlas a 60°C durante 24h y almacenarlas en bolsas de polietileno para su análisis.

3.2. Métodos.

3.2.1. Clasificación y alteración química de rocas.

La composición química total de los óxidos de 10 elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Mn y P) se estableció por fluorescencia de rayos X, en un espectrómetro SRS 3000 (tubo de Rh y ventana de Be), Siemens. Preparando para ello perlas de vidrio formadas por fusión de 0.8g de muestra y 7.2g de fundente ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 en relación 1:1). La fusión se realizó en crisoles de aleación Au:Pt (95:5) empleando LiBr (250g/L) como agente antiadherente, evaluando las pérdidas por calcinación (PPC) a 950°C en muestras secadas previamente a 110°.

La confiabilidad de los resultados se estableció mediante el análisis del estándar de referencia RGM-1 (origen USGS) que corresponde a una riolita, calculando la precisión y exactitud del análisis químico (tabla 3.1) usando las siguientes formulas (Ayres, 1982):

$$\text{Precisión} = ((C_m - C_d)/P) \times 100. \quad (3.1)$$

Donde:

C_m = Concentración de muestra (%)



Cd = Concentración de duplicado (%)

P = Promedio (%)

$$\text{Exactitud} = \% \text{ error} = ((V_o - V_c) / V_c) \times 100 \quad (3.2)$$

Donde:

V_o = Valor obtenido.

V_c = Valor certificado.

Tabla 3.1 Precisión y exactitud de los elementos mayores en base al estándar RGM-1.

Óxido	Valor certificado	Concentración experimental 1	Concentración experimental 2	Promedio	% Precisión	% Exactitud
SiO ₂	73.45	73.47	73.45	73.46	0.027	0.014
TiO ₂	0.267	0.279	0.267	0.273	4.396	2.247
Al ₂ O ₃	13.72	13.46	13.72	13.59	-1.913	-0.948
Fe ₂ O ₃	1.87	1.87	1.86	1.865	0.536	-0.267
MnO	0.037	0.041	0.036	0.039	12.821	5.405
MgO	0.275	0.32	0.275	0.298	15.101	8.364
CaO	1.14	1.186	1.15	1.168	3.082	2.456
Na ₂ O	4.05	4.11	4.07	4.09	0.978	0.988
K ₂ O	4.29	4.32	4.30	4.31	0.464	0.466
P ₂ O ₅	0.049	0.060	0.048	0.054	22.222	10.204

Una vez determinada la composición química total de las muestras se clasificaron de acuerdo al diagrama de TAS (Le Maitre *et al.* 1989) y se calculó el índice de alteración química (IAQ) a través de la expresión 3.3.

$$\text{IAQ} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100 \quad (3.3)$$

Esta ecuación se ha empleado con frecuencia para establecer la alteración de sedimentos (Fedo *et al.*, 1995). Sin embargo, como una aproximación, se aplicó para las muestras incluidas en este trabajo. Considerando que los valores de IAQ para rocas



frescas y minerales son cercanos a 50. Las muestras con valores inferiores a 60 indican un bajo intemperismo químico., mientras que los valores entre 60 y 80 indican

intemperismo químico moderado y valores superiores a 80 indican un intemperismo químico extremo (Fedo *et al*; 1995).

3.2.2. Mineralogía.

Para determinar la mineralogía de las muestras colectadas se utilizaron distintas técnicas analíticas, las cuales se describen a continuación:

(a) Microscopía óptica.

Para identificar los principales fenocristales contenidos en la roca se utilizó un microscopio estereográfico marca National con una amplificación de 10x (figura 3.1), en tanto que algunos minerales fueron identificados en secciones delgadas mediante luz transmitida (nicoses paralelos) y luz transmitida (nicoses cruzados), empleando un microscopio óptico de polarización modelo BHSP, Olympus con amplificación de 40x.



Figura 3.1. Separación de minerales.



(b) Difracción de rayos X (polvos).

Las principales fases cristalinas contenidas en las muestras se identificaron mediante difracción de rayos X (método de polvos) empleando un difractómetro modelo D5000, marca Siemens (figura 3.2) usando radiación de $\text{Cu K}\alpha 1$ 1.5406\AA

monocromada con un filtro de níquel. Los patrones de difracción se registraron en el intervalo de $2^\circ \leq 2\theta \leq 70^\circ$ empleando un tamaño de paso de 0.020° . Las condiciones de operación del tubo de rayos X fueron de 35kV y 30mA. Una vez registrados los patrones de difracción, la identificación se realizó empleando el programa DIFRACT AT de Siemens acoplado a la base de datos JCPDF 2001. Algunas fases se identificaron mediante el índice Hanawalt debido a la baja intensidad de sus reflexiones.



Figura 3.2. Difractómetro de rayos X modelo D5000, Siemens.

(c) Microscopia electrónica de barrido.

La micromorfología y textura de zeolitas y minerales autigénicos se estableció en un Microscopio Electrónico de Barrido marca Jeol, modelo 6300, empleando fragmentos de roca, los cuales fueron secados previamente a una temperatura de 110°C para depositarlos en un portamuestras metálico utilizando como adhesivo cinta de grafito, posteriormente se recubrieron con una aleación Au-Pd.



La composición química de los minerales autigénicos se determinó mediante análisis de energía dispersiva de rayos x empleando un detector de Si-Li y un voltaje del haz electrónico de 30 KV. En los espectros de emisión de rayos x se identificaron elementos como Si, Al, Fe, Na, K, Ca y Mg principalmente. Las celdas unitarias de los principales minerales autigénicos se calcularon mediante el método de Caillière y Hénin (1963) y el porcentaje de error de balance en las celdas unitarias de zeolitas se calculó mediante la ecuación 3.4 (Gottardi y Galli, 1985):

$$\%E = \frac{[(Al + Fe) - (Li + Na + K) - 2(Mg + Ca + Sr + Ba)]}{[(Li + Na + K) + 2(Mg + Ca + Sr + Ba)]} \times 100 \quad (3.4)$$



Capítulo 4

Resultados y discusión

4.1. Clasificación y alteración química de rocas.

El corte geológico de la región bajo estudio se encuentra diferenciado en cuatro unidades estratigráficas definidas en este trabajo como unidad A, B, C y D. La unidad D tiene un espesor de 6.25 m y consiste de una toba poco consolidada de color verde claro con textura porfídica, en la cual se observan cristales primarios no alterados de origen piroclástico que varían en tamaño desde 0.1 mm hasta 0.8 mm de diámetro. Los cristales piroclásticos son principalmente cuarzo, plagioclasas, feldespatos alcalinos y biotita, predominando una matriz vítrea. La unidad C tiene un espesor de 3 m aproximadamente, se caracteriza por un conjunto de estratos laminares paralelos que van desde láminas muy delgadas (<0.3cm) a capas delgadas (3-10 cm), su coloración varía desde gris a verde claro, algunos estratos laminares presentan color rojizo debido a la oxidación de minerales de hierro. Su textura es afanítica con dominio de una matriz vítrea, observándose algunos fenocristales de cuarzo, feldespatos alcalinos y biotita. La unidad B esta constituida por una toba soldada (ignimbrita) con espesor de 5 m aproximadamente, su coloración varía desde verde claro a verde oscuro, con textura afanítica con microcristales de cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas en una matriz vítrea. La unidad A corresponde a una capa de suelo con espesor de 0.80 m aproximadamente, su coloración varia desde café claro a café oscuro, presentando granulometrías que van desde gravas hasta limos. Esta unidad se encuentra cubierta por vegetación (figura 4.1).

De acuerdo a la composición química de las 15 muestras seleccionadas (cinco por cada unidad estratigráfica), se ha observado que las muestras B1 a B4, C2, C3, D3 y D5 presentan una composición riolítica, mientras que las muestras B5, C1, C4, C5, D1, D2 y D4 presentan una composición dacítica, lo cual refleja variaciones de composición química en los flujos piroclásticos que dieron origen a las rocas bajo estudio (figura 4.2), siendo congruente con lo reportado por Geyne *et al.* (1963). Los



contenidos de SiO_2 varían desde 68.56% hasta 77.928%, en tanto que Al_2O_3 varía desde 12.52% hasta 16.987%, con Na_2O desde 0.610% hasta 2.68% y K_2O variando desde 2.51% hasta 5.319%, observándose una mayor concentración de K_2O sobre los contenidos de Na_2O , MgO y CaO en las muestras (tabla 4.1), por ello se considera que las muestras se pueden clasificar como una serie que va desde mediano contenido de K_2O (muestras B3, B5, C1y C5) hasta alto contenido K_2O (figura 4.3).

Se ha observado que la mayoría de las muestras presentan una desviación importante respecto del 100% en la composición química total, destacando las muestras B5 (93.03%) y D4 (92.64%), esto se debe a que en el análisis sólo se consideraron los elementos mayores más importantes para clasificar las muestras, no incluyendo el contenido de elementos traza (<1% peso).

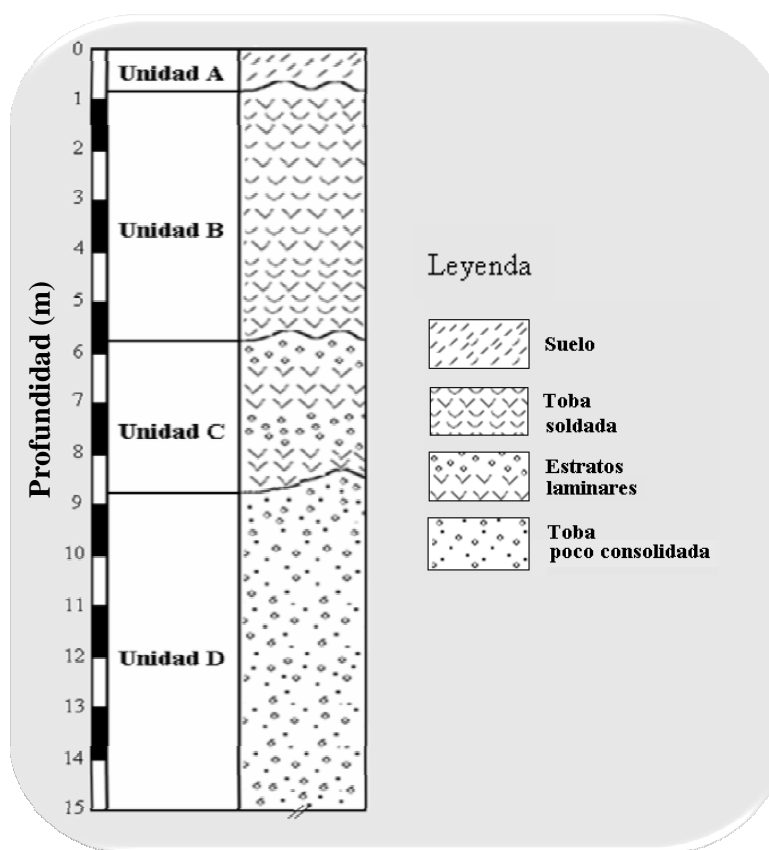


Figura 4.1. Columna estratigráfica de “Las Canteras” en Santa Rosalía, Hgo.

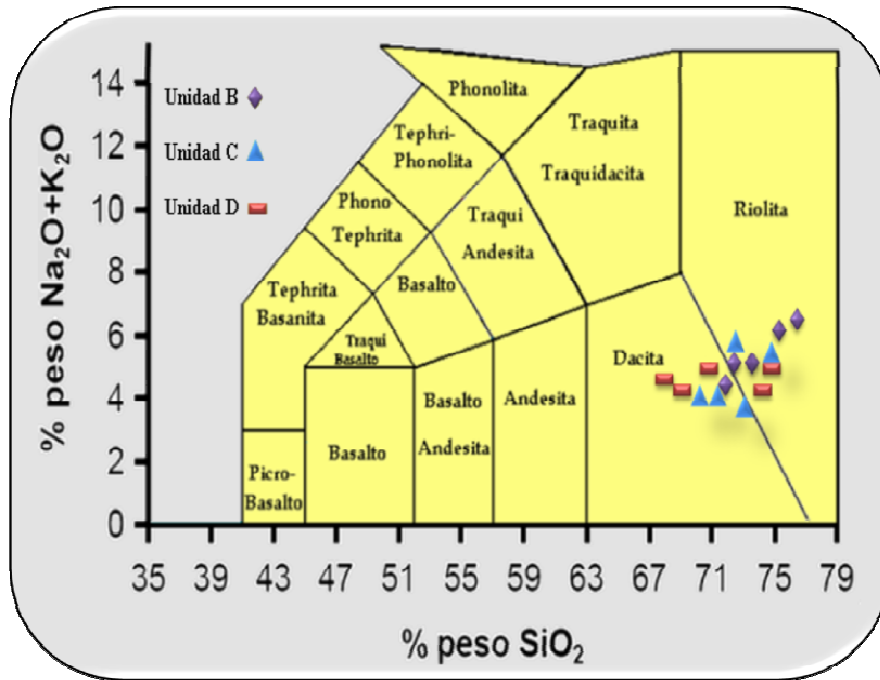


Figura 4.2. Clasificación de rocas volcánicas respecto de los contenidos en SiO₂ y (Na₂O+K₂O) de acuerdo a Le Maitre et al, (1989).

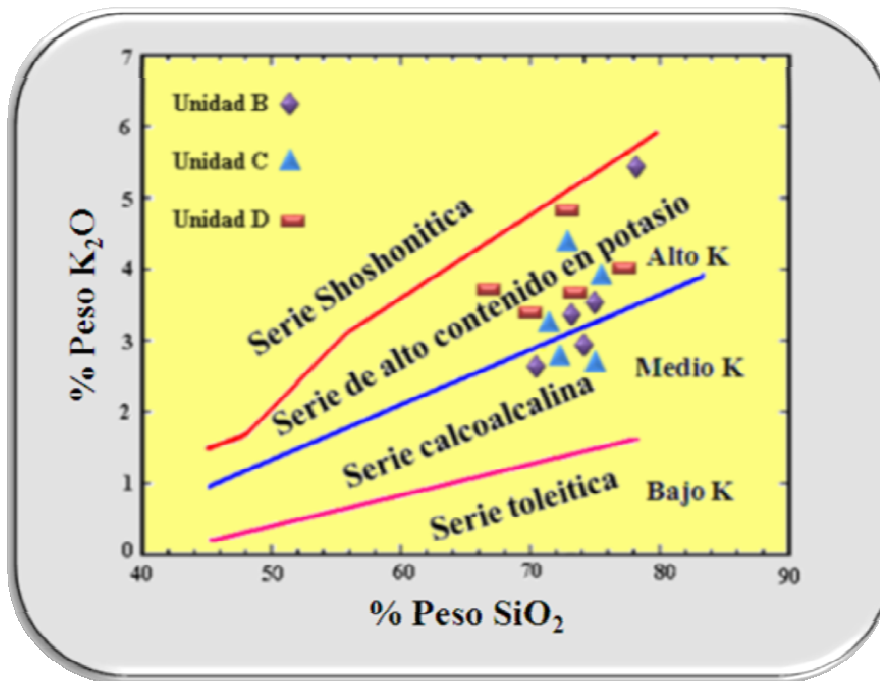


Figura 4.3. Clasificación de rocas volcánicas respecto de los contenidos en SiO₂ y K₂O de acuerdo a Le Maitre et al, (1989).

Tabla 4.1 Composición química de las muestras.

Oxido	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	P.P.C.	Total
Muestra B1	73.526	12.522	1.393	0.106	0.120	0.020	2.293	2.993	0.312	2.123	4.2571	95.41
Muestra B2	75.742	12.924	1.279	0.096	0.021	0.014	2.688	3.251	0.295	1.341	3.514	97.65
Muestra B3	74.619	12.644	1.467	0.108	0.025	0.010	2.648	2.514	0.304	1.442	3.780	95.78
Muestra B4	77.928	12.682	1.023	0.060	0.017	0.012	1.303	5.319	0.550	0.752	1.295	99.65
Muestra B5	71.990	12.950	0.680	0.090	0.019	0.026	1.960	2.890	0.330	2.090	7.94	93.030
Muestra C1	74.150	12.690	0.990	0.090	0.025	0.028	1.220	2.760	0.680	2.030	7.76	94.66
Muestra C2	75.753	13.894	0.987	0.104	0.012	0.010	2.206	3.674	0.205	0.632	3.7712	97.48
Muestra C3	73.513	13.625	1.961	0.194	0.048	0.024	1.677	3.803	0.354	0.799	3.66	99.658
Muestra C4	70.62	14.55	1.32	0.12	0.03	0.03	1.50	2.98	0.44	1.48	7.60	100.67
Muestra C5	71.47	14.53	1.30	0.11	0.03	0.02	1.46	2.89	0.37	1.52	5.90	99.60
Muestra D1	69.476	15.966	2.43	0.14	0.151	0.017	1.294	3.379	0.396	0.938	5.52	99.707
Muestra D2	72.026	16.987	1.392	0.099	0.023	0.011	0.649	4.661	0.506	0.573	2.363	96.93
Muestra D3	76.000	14.030	1.680	0.120	0.068	0.026	1.170	3.980	0.260	0.540	3.84	97.89
Muestra D4	68.560	15.310	3.130	0.120	0.126	0.030	0.610	3.640	0.310	0.790	5.70	92.64
Muestra D5	75.040	14.630	1.060	0.100	0.062	0.028	0.620	3.520	0.250	0.450	5.10	95.76





La estimación del índice de alteración químico (IAQ) de las rocas volcanoclásticas bajo estudio, permiten diferenciarlas en dos principales grupos: muestras con un intemperismo químico bajo (que corresponde a las muestras de la unidad B e incluyen a la muestra C1) y muestras con un intemperismo químico moderado (lo cual incluye principalmente a las muestras de la unidad C y D, excepto C1). Se observa una relación directa entre la alteración química y la profundidad a la cual se presenta el estrato, siendo mayores los valores del índice de alteración química (IAQ) a mayores profundidades (figura 4.4), lo cual puede ser consecuencia de un aumento en la presión y la temperatura de los estratos mas profundos (gradiente geotérmico).

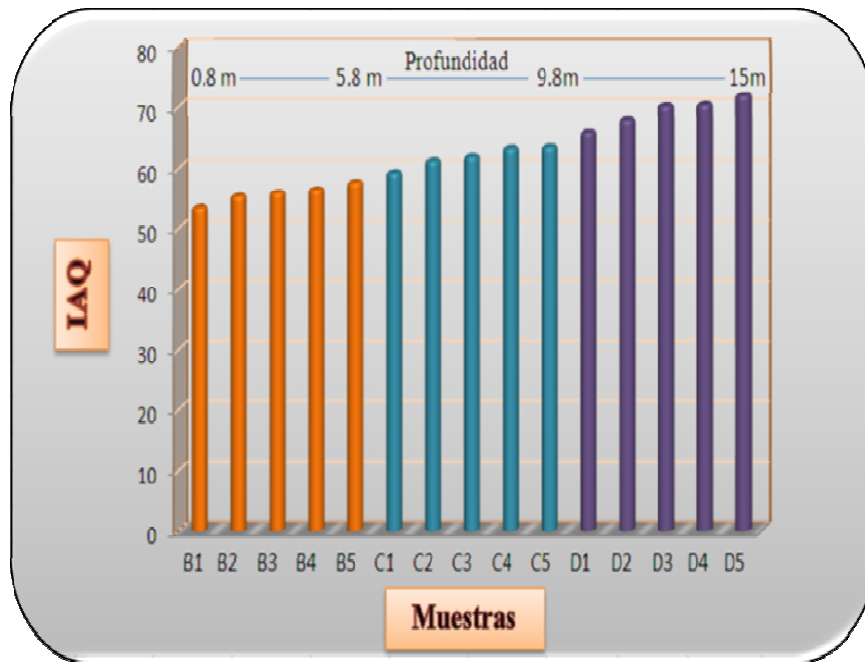


Figura 4.4. Representación del índice de alteración química para las diferentes muestras.



4.2. Mineralogía.

4.2.1. Principales fases cristalinas en las muestras de rocas volcanoclásticas.

Mediante microscopía óptica estereográfica (MOE) y petrográfica (MOP) se han identificado los principales fenocristales contenidos en las muestras: cuarzo, sanidina, clorita, plagioclasa, óxidos de hierro, biotita y vidrio volcánico los cuales son de origen pirogénico. Algunos fenocristales presentan un recubrimiento de óxidos de hierro. Las imágenes obtenidas con MOP empleando láminas delgadas y luz transmitida permitieron apreciar una textura vitroclástica característica de las diferentes muestras analizadas en las unidades B, C y D (figura 4.5). La abundancia relativa de los minerales primarios varía de estrato a estrato.

Para identificar los principales minerales autigénicos en las muestras se realizó difracción de rayos X (DRX). El análisis de los 15 patrones de difracción de rayos X obtenidos permitió establecer un patrón de difracción típico para cada estrato:

El patrón de difracción de rayos X representativo para la unidad B se caracteriza por presentar reflexiones asociadas a cuarzo (SiO_2 , JCPDF 33-1161), albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, JCPDF 20-0572) y feldespatos alcalinos como sanidina (KAlSi_3O_8 , JCPDF 10-0353). No se han observado reflexiones asociadas a otros minerales debido a que posiblemente se encuentran en concentraciones muy bajas dificultando su detección o a que la orientación preferencial y elevada cristalinidad de cuarzo marginan las reflexiones de otros minerales presentes en las muestras (figura 4.6). La abundancia relativa estimada a partir de los patrones de difracción es de 64.23%, 23.73% y 12.03% para cuarzo, plagioclasas y feldespatos alcalinos, respectivamente.

Para la unidad C el patrón de difracción de rayos X característico presenta reflexiones asociadas a cuarzo, albita y esmectita [$(\text{Ca}_{0.2}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, JCPDF 13-0135], siendo este último un mineral de origen autigénico (figura 4.7). La abundancia relativa es del orden de un 60% para cuarzo, 24% para albita y 16% para esmectita.



En la unidad D, el patrón de difracción de rayos X típico, indica reflexiones asociadas a cuarzo, heulandita la cual es isoestructural con clinoptilolita [(Na K Ca)₆(Si, Al)₃₆ O₇₂ 20H₂O, JCPDF 25-1349], mordenita (Ca Na₂ K₂ Al₂Si₁₀O₂₄ 7H₂O, JCPDF 06-0239) y erionita (KNaCaAl₄Si₁₄O₃₆ 14H₂O, JCPDF 12-0275), siendo estas tres últimas fases de origen autigénico y corresponden al grupo de las zeolitas (figura 4.8). La abundancia relativa estimada para los minerales mencionados es de 40%, 20%, 30% y 10%, para cuarzo, heulandita-clinoptilolita, mordenita y erionita, respectivamente.

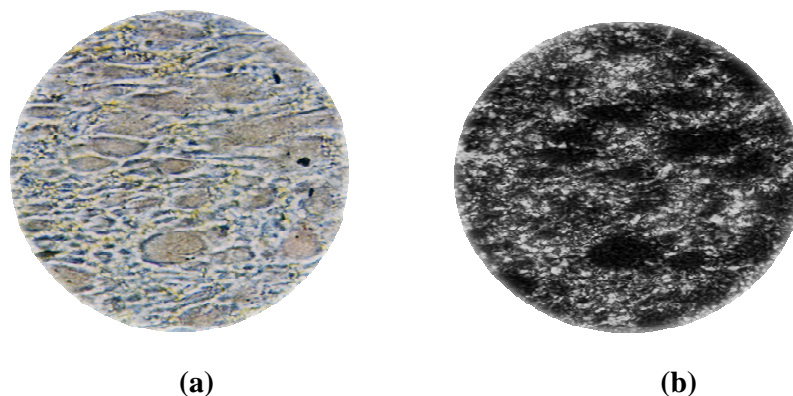


Figura 4.5. Imágenes obtenidas en MOP (lámina delgada, 40X): (a) textura vitroclástica característica de las muestras (luz transmitida, nicoles paralelos) y (b) coexistencia de microglobulitos de cuarzo con vidrio volcánico y vidrio volcánico alterado (luz transmitida, nicoles cruzados).

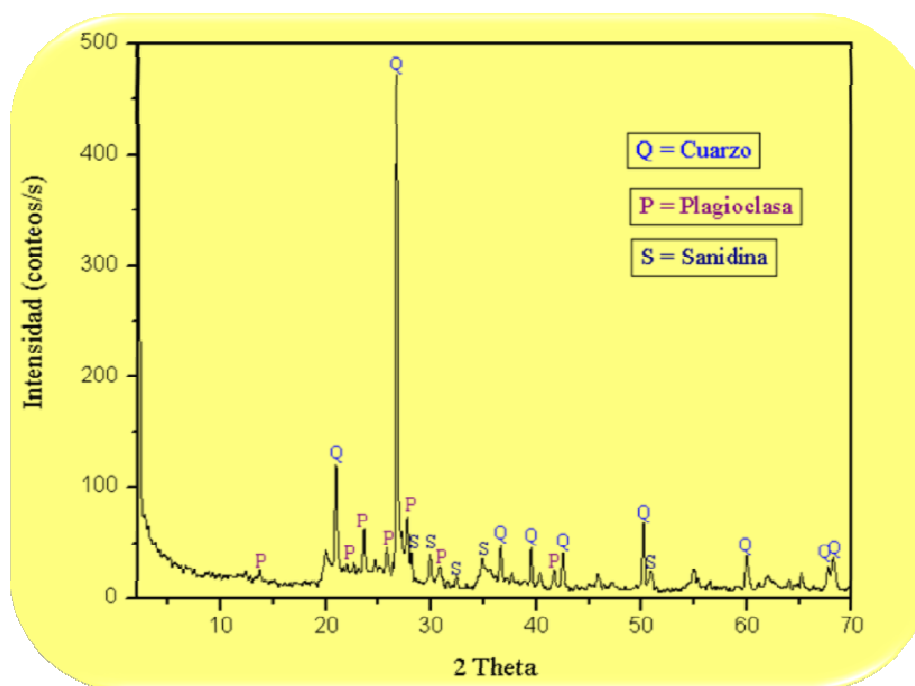


Figura 4.6. Patrón de difracción de rayos X característico para la unidad B.

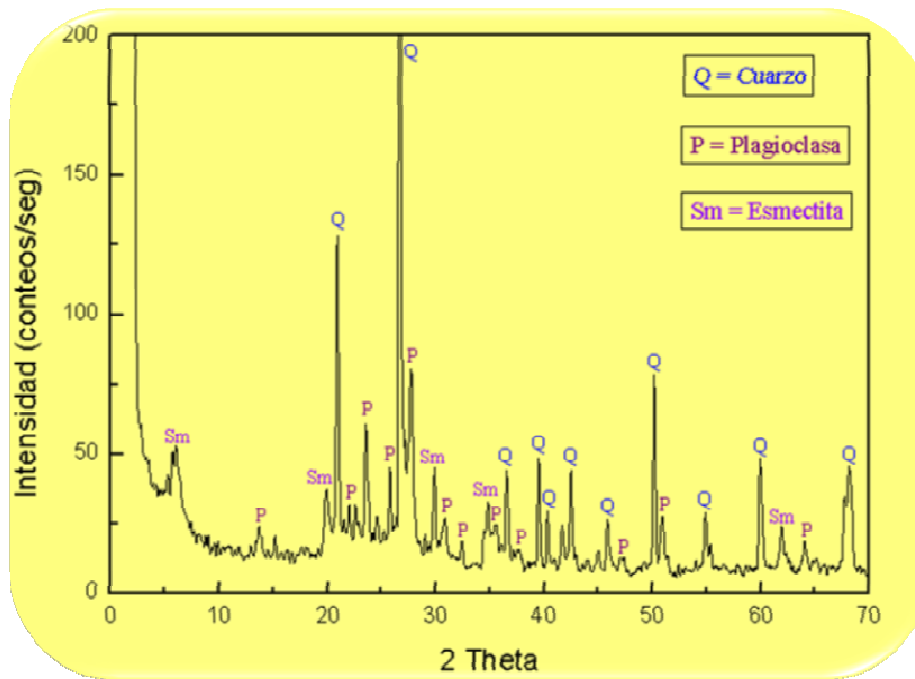


Figura 4.7. Patrón de difracción de rayos X característico de la unidad C

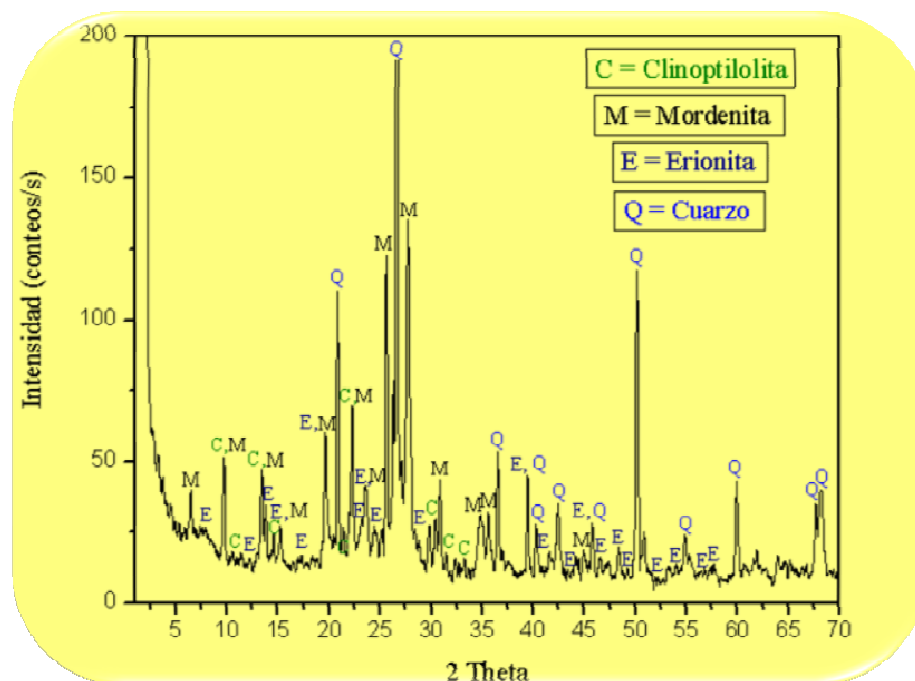


Figura 4.8. Patrón de difracción de rayos X característico de la unidad D.



La abundancia mineral para cada unidad, establecida mediante las diferentes técnicas MOE, MOP y DRX se presenta en la tabla 4.2, donde se incluyen aquellos minerales que se encuentran presentes en cantidades traza (<1%). En base a las características mineralógicas se puede establecer que la unidad B corresponde a una toba soldada (ignimbrita) dominada particularmente por minerales de origen piroclástico, la unidad C se caracteriza por estratos laminares constituida principalmente por minerales piroclásticos con incipiente desarrollo de arcillas tipo esmectita, lo cual indica una posible alteración hidrotermal, por otra parte, la unidad D contiene cuarzo como principal mineral piroclástico y presenta cantidades variables de zeolitas como heulandita-clinoptilolita, erionita y mordenita, siendo estas últimas de origen autigénico, de este modo se puede establecer que la unidad D es una toba zeolitizada.

Tabla 4.2. Abundancia de minerales en los estratos B, C y D.

Unidad	V	Qz	Pl	S	Es	H	Cl	M	E	B	Clt	Ox.h
B	++++	+++	++	++						+	+	+
C	+++	+++	++	+	++					+	+	+
D	++	+++	+	+		+	+	+++	++	+	+	+

Vidrio (V); cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), sanidina (S), esmectita (Es), heulandita (H), clinoptilolita (Cl), mordenita (M), erionita (E), biotita (B), clorita (Clt), óxidos de hierro (Ox.h).
Abundante (++++), mayor (+++), menor (++), trazas (+).

4.2.2. Minerales autigénicos.

En base a los resultados obtenidos mediante fluorescencia y difracción de rayos x, se realizó la observación de diferentes muestras en el microscopio electrónico de barrido (MEB) para identificar y establecer la relación microtextural de los principales minerales autigénicos, enfocando este análisis a las unidades C y D principalmente, descartando la unidad B debido a que presenta la menor alteración química y no se ha evidenciado la presencia de minerales autigénicos.

Las micrografías de las figuras 4.9 a 4.13 corresponden a la unidad estratigráfica C, en esta unidad se puede distinguir material vítreo no alterado y vidrio parcialmente disuelto formando agregados columnares (figura 4.9); fragmentos líticos parcialmente disueltos (figura 4.10), esmectita con hábito típico de “panal de abeja” formado por



numerosas y delicadas “hojuelas” desarrollándose a partir del vidrio volcánico sin la evidencia de material amorfo precursor (figura 4.11), esferulitas de ópalo C

desarrollándose sobre el vidrio volcánico (figura 4.12), así como cristales prismáticos de cuarzo autigénico coexistiendo con un gran cristal de analcima o analcita (figura 4.13). La presencia de esmectita desarrollada directamente a partir de las paredes del vidrio volcánico, así como la ocurrencia de ópalo-C en los poros de la roca refleja una etapa inicial de alteración por actividad hidrotermal, siendo la hidratación del vidrio volcánico y posterior disolución precursores de estas dos fases autigénicas, donde esmectita es el primer mineral en cristalizar (Hay, 1963, 1966; Hemley, 1962, Hay y Sheppard, 1977, Hay y Guldman, 1987, Katagas y Katagas, 1989). El Cuarzo pudo haber cristalizado a partir de ópalo-C en un evento posterior, en tanto que analcima, una de las zeolitas más abundantes que ocurre en ambientes alcalinos y suelos salinos, pudo haber cristalizado a partir de una solución enriquecida en Na principalmente, en etapas posteriores a la disolución del vidrio (Sheppard y Gude, 1973).

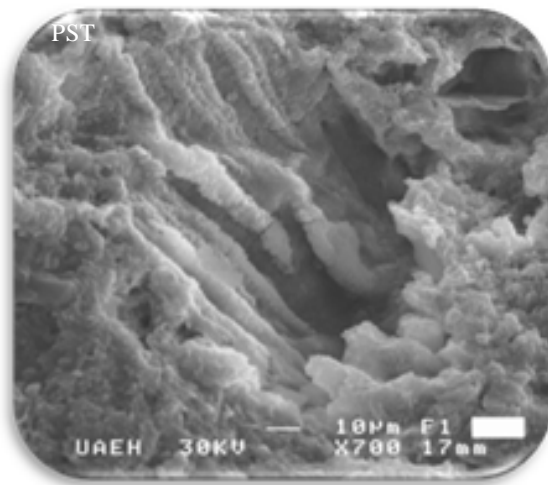


Figura 4.9. Vidrio volcánico con estructura columnar (700X).

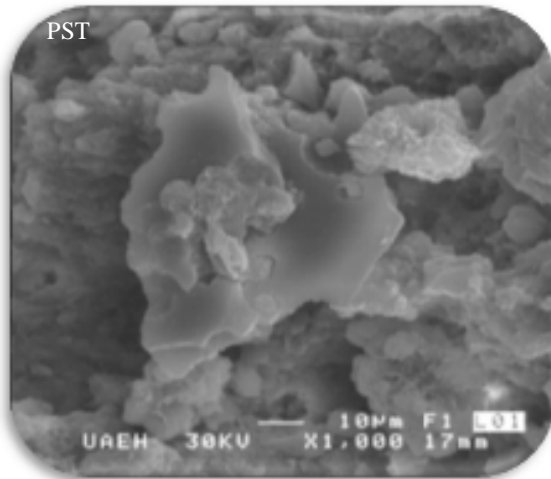


Figura 4.10. Fragmentos líticos parcialmente disueltos (1000X).

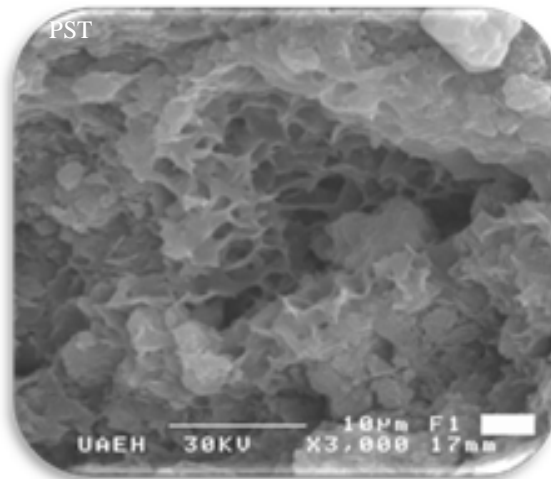


Figura 4.11. Desarrollo de esmectita con textura de “panal de abeja” (3000X).

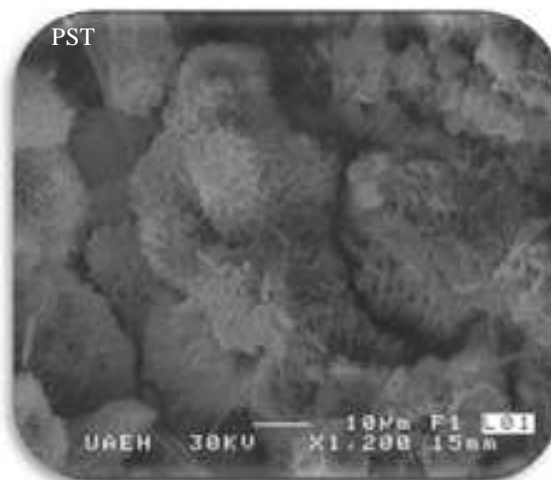


Figura 4.12. Esferulitas de ópalo C (1200X).

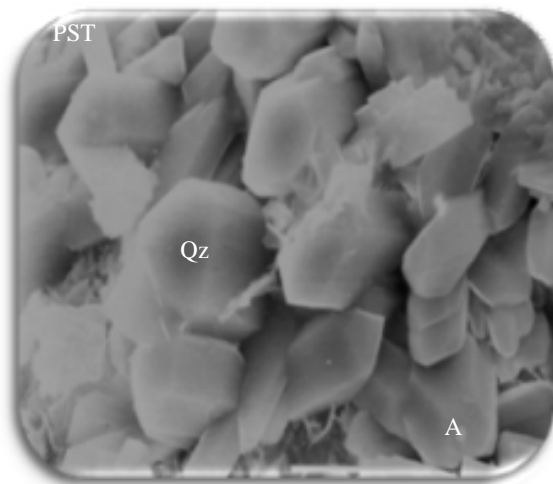


Figura 4.13. Cuarzo (Qz) y analcima (A) (1200X).

Las micrografías de las figuras 4.14 a 4.20 corresponden a la unidad estratigráfica D, la cual presenta los mayores valores de índice de alteración química. En la figura 4.14 se observa un cristal tabular de heulandita que ocurre sobre las paredes de vidrio volcánico coexistiendo con cristales prismáticos posiblemente de clinoptilolita o heulandita prismática. En la figura 4.15 se aprecia un fragmento de vidrio con estructura de placa curvada coexistiendo con paredes de material amorfo y agregados cristalinos de sanidina, es posible que el vidrio volcánico sea el precursor de las fibras radiales de erionita. Se ha observado que erionita también cristaliza en un hábito lanoso (figura 4.16) en ocasiones asociada a cristales prismáticos posiblemente de filipsita, otra zeolita muy abundante en ambientes hidrotermales y alcalinos. Un hábito característico de erionita es el de fibras aciculares agrupadas, las cuales tienden a dispersarse en los extremos de los paquetes, cada fibra se encuentra constituida a su vez por otras fibras más delgadas (figuras 4.17).

En la figura 4.18 se observa que a partir del vidrio volcánico se desarrolla un cristal tabular de heulandita coexistiendo con cristales prismáticos de clinoptilolita sobre el cual ocurren fibras radiales de mordenita, se considera que heulandita y clinoptilolita actúan como precursores de mordenita. En la figura 4.19 y 4.20 se observa la ocurrencia de fibras de mordenita desarrollándose sobre paredes de vidrio volcánico, fragmentos líticos o fragmentos de cristales de heulandita-clinoptilolita sin la presencia de material amorfo entre los cristales alterados y las fibras radiales de



mordenita. El desarrollo de zeolitas en este estrato ha sido influenciado por un incremento en la presión y la temperatura (gradiente geotérmico), sin que las variaciones de temperatura sean extremas, ya que este tipo de zeolitas cristaliza a temperaturas del orden de 100°C (Barrer, 1982). Por otra parte, la disolución progresiva del vidrio volcánico conduce a un incremento en la concentración de Na y K generando un ambiente más alcalino en el interior de los poros lo cual favorece la posterior cristalización de zeolitas como heulandita-clinoptilolita, erionita y mordenita principalmente, siendo analcima y filipsita zeolitas poco abundantes pero que reflejan actividad hidrotermal y particularmente un ambiente alcalino (Iijima, 1978; Tsitsishvilí, 1992).

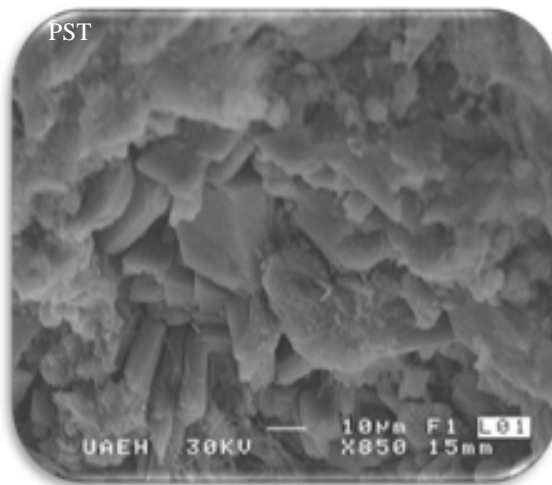


Figura 4.14. Heulandita con hábito tabular y clinoptilolita prismática (850X).

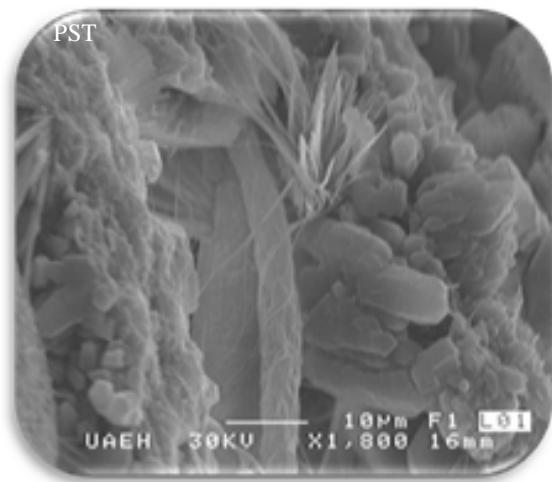


Figura 4.15. Placa curva de vidrio coexistiendo con material amorfo, feldespatos alcalinos (posiblemente sanidina) y fibras radiales de erionita (1800X).

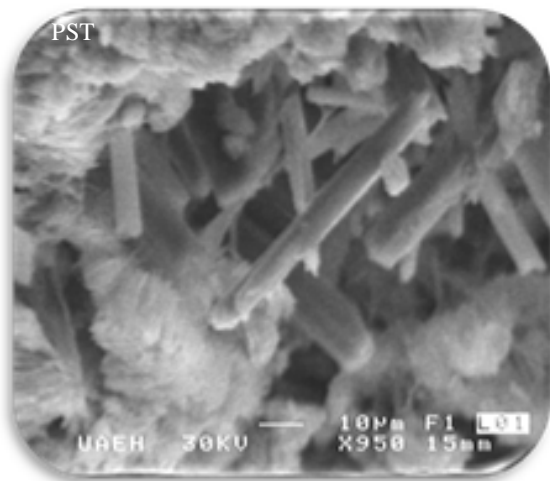


Figura 4.16. Erionita con hábito lanoso coexistiendo con cristales prismáticos posiblemente de filipsita (950X).

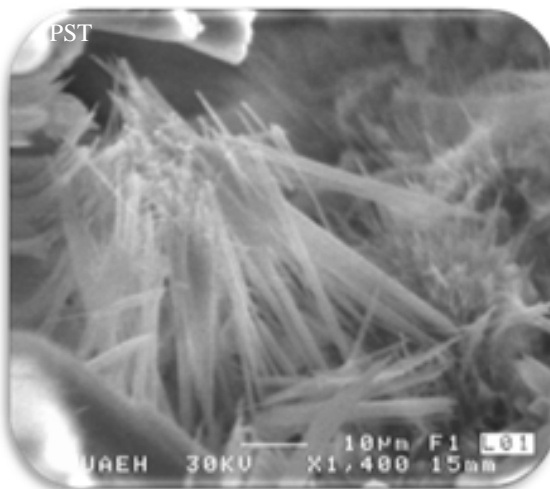


Figura 4.17. Fibras aciculares de erionita (1400X).

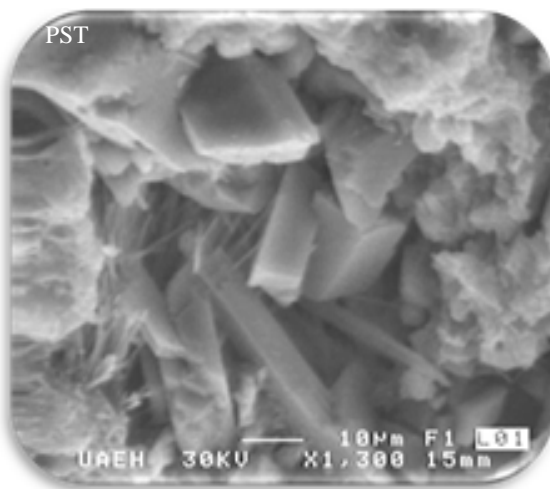


Figura 4.18. Heulandita tabular coexistiendo con cristales prismáticos de clinoptilolita alterándose a mordenita. (1300X).

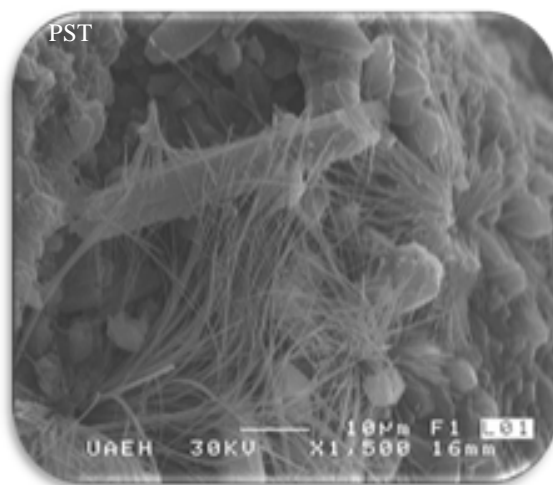


Figura 4.19. Fibras de mordenita desarrollándose sobre fragmentos líticos (1500X).

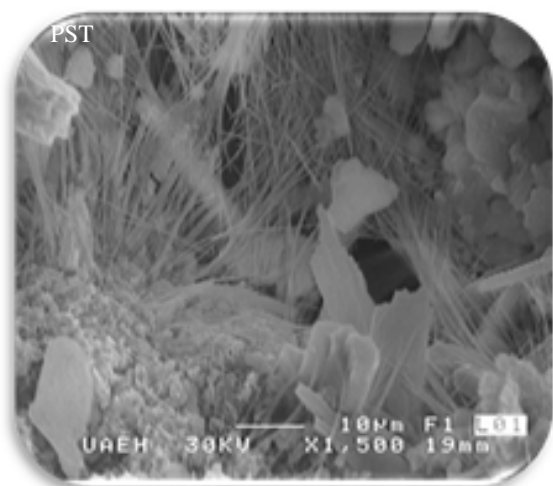


Figura 4.20. Fibras radiales de mordenita desarrollándose sobre vidrio alterado (1500X).

Para complementar la información obtenida mediante las micrográficas electrónicas de barrido, se realizó análisis químico puntual por energía dispersiva de rayos x (EDRX) en cristales seleccionados de las principales fases autigénicas (tabla 4.3 y 4.4). En cada caso se calcularon las composiciones químicas de las celdas unitarias. Los fragmentos de vidrio, gel o material amorfo y vidrio parcialmente alterado se determinaron a 72 átomos de oxígeno por considerarse precursores de fases zeolíticas como heulandita-clinoptilolita y erionita. Mientras que esmectita se calculó a 12 átomos de oxígeno. La composición química de heulandita- clinoptilolita y erionita se evaluaron considerando 72 átomos de oxígeno en la celda unitaria, mientras que mordenita se determinó a 96 átomos de oxígeno. La composición química de sanidina, cuarzo, analcima y filipsita no se realizó. La composición química de los fragmentos de



vidrio y material amorfo son muy similares entre si (tabla 4.3) con una relación de Si/Al de 1.81 y 1.52, respectivamente, con Na y K como principales metales alcalinos. En tanto que los fragmentos de vidrio parcialmente alterado presentan una composición química muy diferente a las anteriores fases mencionadas, esto conduce a la posibilidad de que estos fragmentos inicialmente atribuidos a vidrio parcialmente alterado correspondan a clinoptilolita o heulandita, dada la similitud con la composición química de estas zeolitas (relación Si/Al del orden de 4).

Tabla 4.3. Análisis químico puntual de minerales amorfos y esmectita.

Óxido	Fragmentos de Vidrio	Gel o Amorfo	Vidrio parcialmente alterado	Esmectita
<i>SiO₂</i>	58.91	56.56	71.02	60.25
<i>Al₂O₃</i>	27.87	31.47	14.24	27.54
<i>Fe₂O₃</i>	3.70	3.12	5.67	2.47
<i>Na₂O</i>	2.58	0.45	3.80	2.81
<i>K₂O</i>	5.94	7.43	2.92	4.85
<i>MgO</i>	0.96	0.96	<i>n.d.</i>	1.02
<i>CaO</i>	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>	2.33	1.05
<i>Total</i>	99.90	99.99	99.98	99.99
Si	23.92	22.71	28.04	3.97
Al	13.18	14.98	6.65	2.14
Fe	0.98	0.97	1.90	0.16
Na	1.95	0.24	2.85	0.40
K	2.93	3.87	1.43	0.40
Mg	0.49	0.48	<i>n.d.</i>	0.12
Ca	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>	0.95	0.08
O	72	72	72	12
Si/Al	1.81	1.52	4.22	1.86
Si/(Al+Fe)	1.69	1.42	3.28	1.73

*n.d. No detectado.

La composición química de esmectita presenta una relación Si/Al de 1.86, con Na y K como principales elementos interlaminares. La similitud de su relación Si/Al con la del vidrio volcánico valida la hipótesis de que esta arcilla es un mineral autigénico que cristaliza directamente a partir de la disolución del vidrio volcánico en



una etapa inicial. La composición química de heulandita-clinoptilolita presenta una relación de Si/Al < 4 lo cual es característico para heulandita (Mumpton, 1960), este hecho permite redefinir a los fragmentos de vidrio volcánico sobre los cuales se desarrolla mordenita, como residuos cristalinos de heulandita (figura 4.19 y 4.20), a su vez permite aclarar que los cristales prismáticos o laminares que acompañan a heulandita tabular en las micrografías 4.14 y 4.18 corresponden principalmente a heulandita, sin descartar la posibilidad de la existencia de clinoptilolita intermezclada con heulandita, dada las similitudes entre ambas zeolitas.

Los valores de la relación de Si/Al para heulandita varían de 3.42 a 3.87 con Na, K, Mg y Ca como principales iones intercambiables siendo más abundante K (tabla 4.4), la composición química promedio para esta zeolita es $\text{Na}_{1.61} \text{K}_{2.096} \text{Ca}_{0.32} \text{Mg}_{0.33} (\text{Si}_{28.53} \text{Al}_{7.74} \text{Fe}_{0.045}) \text{O}_{72}$ en su forma anhidra, se considera que heulandita cristalizó a partir de la disolución del vidrio volcánico a causa de un enriquecimiento de Na y K en las soluciones contenidas en los poros con un posible aumento de pH hacia condiciones más alcalinas.

Erionita presenta una relación Si/Al que va desde 4.43 a 5.95 con Na, K, Mg y Ca como cationes intercambiables, manifestándose un dominio de metales alcalinos en la estructura, a diferencia de heulandita esta zeolita presenta un enriquecimiento de Ca. La composición química promedio de erionita $\text{Na}_{2.32} \text{K} \text{Ca}_{1.24} \text{Mg}_{0.03} (\text{Si}_{29.65} \text{Al}_{6.04} \text{Fe}_{0.463}) \text{O}_{72}$ en su forma anhidra, mantiene una relación cercana a la composición química de heulandita, sin embargo no solo difiere en su morfología típica de fibras o agujas, sino también en su estructura cristalina.

Erionita también cristaliza directamente a partir del vidrio volcánico. Se considera que la última zeolita en cristalizar es mordenita cuya composición química mantiene una relación de Si/Al que va de 4.43 a 4.93 y Na, K y Ca como cationes intercambiables, destaca la ausencia de Mg en la composición química de esta zeolita, así como un enriquecimiento en Ca (tabla 4.4), de este modo mordenita se clasifica como una variedad sódico-cálcica con composición química promedio en su forma anhidra $\text{Na}_{5.67} \text{K}_{0.43} \text{Ca}_{1.31} (\text{Si}_{39.45} \text{Al}_{8.33} \text{Fe}_{0.39}) \text{O}_{96}$ siendo la zeolita más rica en silicio de toda la serie de zeolitas presentes en la unidad D. Los parámetros de error estimados de



acuerdo a la ecuación de Gottardi y Galli (1985) no siempre se encuentran en el intervalo de $\pm 10\%$ debido a las dificultades técnicas de tener cristales perpendiculares a la microsonda electrónica, lo cual produce ligeras dispersiones de los datos.

Tabla 4.4. Análisis químico puntual de zeolitas.

Óxido	H	H	H	E	E	E	M	M	M
<i>SiO₂</i>	74.82	74.33	73.45	79.08	76.85	74.69	77.66	76.56	74.54
<i>Al₂O₃</i>	16.77	16.73	18.22	11.54	13.82	14.66	13.37	13.53	14.63
<i>Fe₂O₃</i>	0.45	n.d.	0.02	1.41	1.57	1.83	0.42	1.03	2.02
<i>Na₂O</i>	0.54	4.80	1.40	0.76	3.36	5.49	7.82	3.66	5.49
<i>K₂O</i>	6.29	3.03	5.65	3.90	1.74	0.69	0.42	1.10	0.68
<i>MgO</i>	0.57	n.d.	0.77	0.15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>CaO</i>	0.55	1.10	0.48	3.15	2.65	2.64	0.28	4.02	2.63
<i>Total</i>	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	100.0	99.97	99.90	99.99
Si	28.62	28.89	28.08	30.52	29.44	28.98	39.75	39.96	38.65
Al	7.56	7.46	8.21	5.13	6.44	6.54	8.06	8.20	8.73
Fe	0.13	n.d.	0.006	0.47	0.46	0.46	0.16	0.40	0.62
Na	0.31	3.73	0.80	0.47	2.30	4.20	7.75	3.65	5.61
K	2.58	1.40	2.31	1.86	0.92	0.23	0.27	0.71	0.31
Mg	0.42	n.d.	0.57	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.27	0.47	0.23	1.40	1.15	1.16	0.15	2.21	1.56
O	72	72	72	72	72	72	96	96	96
%E	19.14	23	16.23	5.46	25	3.70	-1.20	-2.05	11
Si/Al	3.79	3.87	3.42	5.95	4.57	4.43	4.93	4.80	4.43
Si/(Al+Fe)	3.72	3.87	3.42	5.45	4.26	4.14	4.83	4.58	4.13

H=Heulandita, E=Erionita, M=Mordenita y*n.d.=No detectado.



4.3. Diagénesis de zeolitas.

La ocurrencia de minerales autigénicos se encuentra asociada inicialmente a la hidrólisis del vidrio volcánico promovida por fluidos contenidos en los poros (agua intersticial o meteórica), esto permitió la hidratación y simultáneo rompimiento del vidrio volcánico, en esta etapa la baja relación $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{H}^+$ derivada de la reacción de hidratación del vidrio: $\text{Si}(\text{Al})\text{O}_4\text{Na} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Si}(\text{Al})\text{O}_4\text{H}_3\text{O} + \text{Na}^+ + \text{OH}^-$, condujo a la ocurrencia de esmectita (Hay, 1963; Hay y Guldman, 1987, Gude y Sheppard, 1988), al aumentar la disolución del vidrio se pudo haber presentado la siguiente secuencia: ácido orthosilícico (H_4SiO_4) \rightarrow cristobalita-C($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), previa cristalización de cuarzo (SiO_2). De estas reacciones se enriquecieron las soluciones de los poros en Na^+ , K^+ y OH^- , lo cual condujo a un incremento en el pH de las soluciones pasando de ligeramente acidas a alcalinas. Con el aumento de la relación $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{H}^+$ se generaron las condiciones necesarias para la cristalización de zeolitas como heulandita, erionita, filipsita y analcima, las cuales son típicas en ambientes sedimentarios salinos y rocas volcanoclásticas alteradas en condiciones hidrotermales alcalinas (Ratterman y Surdam, 1981; Sheppard y Gude, 1973, Gude y Sheppard, 1988, De Pablo *et al.*, 1996, Kitsopoulos, 1997).

La ocurrencia de erionita, filipsita y analcima en la unidad estratigráfica D, es ocasional y se encuentran distribuidas en concentraciones traza. Sin embargo, heulandita [$\text{Na}_{1.61} \text{K}_{2.096} \text{Ca}_{0.32} \text{Mg}_{0.33} (\text{Si}_{28.53} \text{Al}_{7.74} \text{Fe}_{0.045}) \text{O}_{72}$] que posiblemente fue abundante, en la actualidad se encuentra en bajas proporciones con cristales parcialmente disueltos y en ocasiones indistinguibles, debido a que actuó como precursor de mordenita [$\text{Na}_{5.67} \text{K}_{0.43} \text{Ca}_{1.31} (\text{Si}_{39.45} \text{Al}_{8.33} \text{Fe}_{0.39}) \text{O}_{96}$], una zeolita con la mayor relación de Si/Al en toda esta secuencia de zeolitización de las rocas volcanoclásticas (figura 4.21).

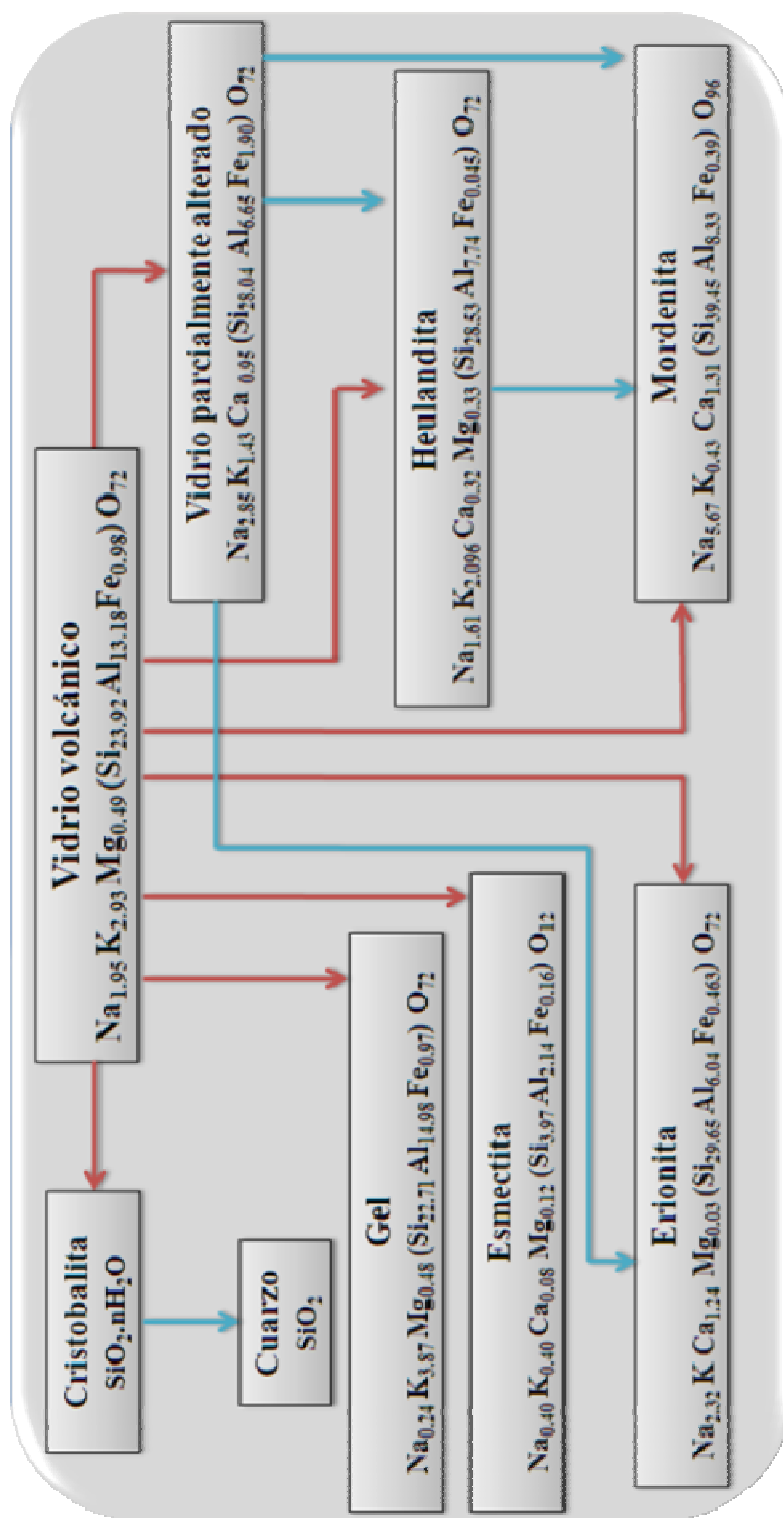


Figura 4.2.1. Diagenesis de zeolitas.



4.4. Aspectos ambientales.

En este trabajo de investigación se han presentado resultados preliminares sobre la ocurrencia de erionita [$\text{Na}_{2.32} \text{K Ca}_{1.24} \text{Mg}_{0.03} (\text{Si}_{29.65} \text{Al}_{6.04} \text{Fe}_{0.463}) \text{O}_{72}$]. La cual presenta diferentes hábitos cristalinos que incluyen fibras, agujas y el típico hábito lanoso con dimensiones que varían desde 5 hasta 30 μm de longitud y de 0.1 hasta 0.5 μm de ancho (figuras 4.15 a 4.17). Adicionalmente, la observación megascópica de diferentes muestras ha permitido separar agregados fibrosos de erionita con dimensiones del orden de 1 – 5mm de longitud (figura 4.22), estos agregados suelen confundirse con residuos vegetales, fragmentos de papel o tela por su hábito característico de “tela corroída” (Cruz *et al*, 2008). Para evitar confusión en la identificación de erionita megascópica las partículas separadas en el microscopio estereográfico se sometieron a tratamiento térmico a 700 °C para producir la calcinación de materia orgánica (tela, papel o residuos de celulosa vegetal), sin embargo, no se observó modificación alguna en la morfología de los agregados fibrosos.

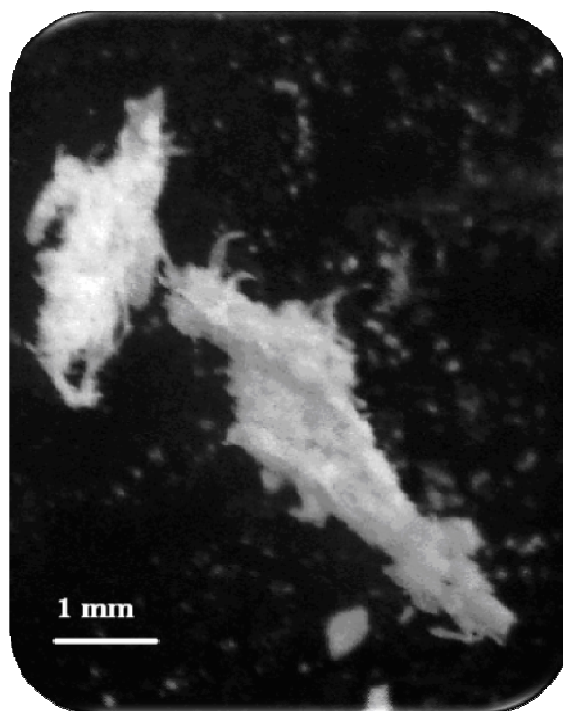


Figura 4.22. Agregados fibrosos de erionita (MOE).



La Organización Mundial de la Salud ha incluido a erionita como un amianto dentro del grupo I de carcinógenos. Los amiantos o asbestos son un grupo de minerales fibrosos muy resistentes al calor, a la tracción y la abrasión. Forman parte de los silicatos y están constituidos por haces de fibras radiales (estructura cristalina cuya relación entre longitud y diámetro es superior a 3 μm). Desde el punto de vista mineralógico se distinguen dos tipos de amiantos: las serpentinas y los anfíboles. Las serpentinas tienen una sola variedad, el crisotilo [$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$] o amianto blanco, es un silicato de magnesio con fibras flexibles muy largas y finas, con un diámetro aproximado de 0.02-0.03 μm , las cuales se pueden separar con facilidad.

El grupo de los anfíboles incluye varios compuestos, los principales son la crocidolita [$\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot \text{H}_2\text{O}$] o amianto azul y la amosita [$\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$] o amianto café, ambos son silicatos de hierro y en ocasiones contienen magnesio, aunque la crocidolita contiene principalmente sodio. Las fibras de los anfíboles son rectas y con un diámetro mayor al del crisotilo, la crocidolita va de 0.06 a 1.2 μm , mientras que la amosita va desde 0.15 hasta 1.5 μm . Existen otras tres variedades de anfíboles, la antofilita [$(\text{Mg},\text{Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$], la tremolita [$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$] y la actinolita [$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$], las cuales tienen un mínimo valor comercial (World Health Organization, 1998).

Los amiantos antes mencionados se consideran dentro del grupo I de carcinógenos porque son capaces de producir mesotelioma o cáncer pulmonar (Kazan, 2006), debido a que las dimensiones de las fibras las hacen respirables, aunado a que su composición química incluye hierro. De esta forma, las fibras de amianto entran en el organismo particularmente por inhalación, aunque también pueden ser ingeridas, las fibras pasan por la laringe y la faringe hasta depositarse en la pleura y causar el mesotelioma pleural maligno, el cual es una forma de cáncer que se desarrolla en el tejido pleural del pulmón y que puede diseminarse a otras partes del cuerpo (figura 4.23).

La exposición al asbesto es considerada la causa primordial del mesotelioma pleural maligno. Los síntomas del mesotelioma pleural pueden incluir problemas de respiración, dolores en el pecho, dolores en la espalda, dolor en las costillas,



acumulación de fluidos en el tejido que recubre los pulmones, ronquera, tos con sangre, hinchazón de la cara y los brazos, debilidad muscular, parálisis y pérdida sensorial.

Debido al reconocimiento de los efectos sobre la salud del amianto, su producción, comercialización y utilización están restringidas o reguladas legalmente. Islandia fue el primer país que prohibió el amianto en 1983, aunque con algunas excepciones. En la década de los 80 los países escandinavos siguieron el ejemplo de Islandia y en 1989 Suiza fue el primer país que menciona explícitamente al crisotilo en la prohibición. En 1984 España prohibió la utilización de la crocidolita, en 1989 se impusieron las primeras limitaciones al uso y comercialización del crisotilo hasta que en 1994 prohibió el uso de amosita, antofilita, actinolita y tremolita y se amplió la limitación a la comercialización y uso del crisotilo. En 1999, la Unión Europea exigió la prohibición de todo tipo de amianto, con referencia expresa al crisotilo; la prohibición se extendió a toda la Unión Europea y la fecha límite para su aplicación fue el 1 de enero de 2005.

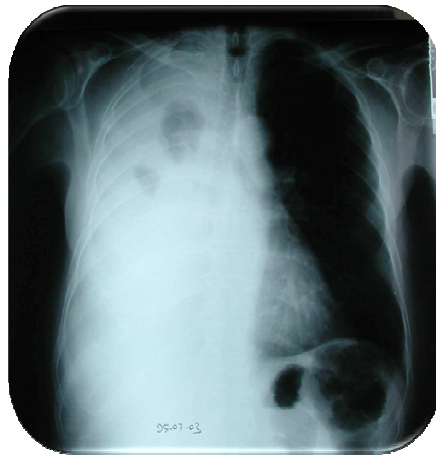


Figura 4.23. Muestra de un derrame pleural masivo originado por un mesotelioma pleural diagnosticado radiológicamente (IARC, 1987 a, b).

A causa de la exposición severa a erionita se ha presentado un aumento en la incidencia de mesotelioma pleural en habitantes de tres poblados de Turquía: Karain, Tuzköy y Sarihidir, consecuentemente, también se ha presentado un aumento en la incidencia de cáncer pulmonar en dos de estos poblados. Estudios clínicos demostraron



que las muestras de tejido pulmonar afectado por mesotelioma contenían fibras de erionita (nódulos ferruginosos con núcleos de erionita) habiendo sido el aire el medio de propagación de las fibras las cuales fueron respiradas y depositadas en la pleura de los habitantes de esta región. Para confirmar los resultados anteriores se realizaron estudios de laboratorio demostrando que cuando las ratas y ratones son expuestos a erionita por inhalación o inyección (intrapleural o intraperitoneal) desarrollan mesotelioma (IARC, 1987 a, b).

Por lo tanto, se deben considerar las observaciones realizada en el presente trabajo para identificar los niveles de riesgo a la salud que implica la presencia de erionita en esta cantera y su posible incorporación al aire, lo cual podría ser nocivo en el mediano plazo para los habitantes de la región, particularmente porque existe una gran cantidad de residuos acumulados y abandonados sin ningún tratamiento, los cuales son generados por la descompactación de las rocas para uso dimensional (figura 4.24).



Figura 4.24. Perspectiva de la acumulación de residuos en “Las Canteras”, Santa Rosalía, Hgo.



Conclusiones

1.- La caracterización de un paquete de rocas volcanoclásticas presentes en el lugar denominado “Las Canteras” en las proximidades de Santa Rosalía, Hidalgo, permitió diferenciar cuatro unidades estratigráficas denominadas A, B, C y D. Enfatizando en las unidades C y D, debido a que presentan un intemperismo químico moderado; la unidad C se encuentra constituida por un conjunto de estratos laminares y presenta minerales autigénicos como esmectita, ópalo C y cuarzo. Por otra parte, la unidad D es una toba zeolitizada que presenta heulandita, erionita, filipsita, analcima y mordenita como zeolitas autigénicas.

2.- Las observaciones experimentales nos permiten establecer que la diagénesis de minerales secundarios se realizó de la siguiente forma: la hidrólisis del vidrio volcánico promovida por fluidos contenidos en los poros (agua intersticial o meteórica) involucró el intercambio iónico, lo cual condujo gradualmente a la disolución del vidrio. Esmectita cristalizó en las primeras etapas de alteración del vidrio debido a un cociente $(Na^+ + K^+)/H^+$ relativamente bajo, posteriormente un aumento en la alcalinidad de los fluidos condujo al aumento de pH y un incremento en la concentración de SiO_2 . El enriquecimiento de iones Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Al^{3+} y Si^{4+} en los fluidos de los poros permitió la cristalización de heulandita a partir de la cual se desarrolló mordenita. Los resultados experimentales reflejan que mordenita también cristaliza a partir del vidrio parcialmente alterado. Se ha observado que zeolitas como erionita, filipsita y analcima también cristalizan a partir del vidrio volcánico. De esta forma la secuencia de cristalización podría expresarse como: vidrio volcánico → esmectita; vidrio volcánico → cristobalita (ópalo C) → cuarzo; vidrio volcánico → heulandita, erionita, filipsita, analcima; y heulandita → mordenita.

3.- Se ha identificado que algunas muestras presentan erionita megascópica, por lo tanto, se deben considerar los resultados para realizar un estudio más detallado que permita identificar los niveles de riesgo a la salud que implica la presencia de erionita en esta cantera y la posible incorporación a la atmósfera.

4.- Se recomienda ampliar los estudios de diagénesis de zeolitas en el área bajo estudio para establecer: (a) otros factores que puedan contribuir en el desarrollo de estas; (b) su



abundancia y (c) su posible potencial económico mediante el cambio de uso de explotación como rocas dimensionales a explotación como banco zeolítico.



Bibliografía

Altaner, S. P. and Grim R. E. (1990) "Mineralogy, chemistry, and diagenesis of tuffs in the Sucker Creek formation (Miocene), eastern Oregon", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 38, No. 6, p. 561-572.

Ayres, A.M. (1982) "Tratamiento estadístico de datos experimentales en el laboratorio de química", *Ed. Alambra*, España, Capítulo 1, p. 12-27.

Barrer, R.M. (1982) "Hydrothermal Chemistry of Zeolites", *Ed. Academic Press*, Chap. 1, p. 1-9.

Bernet, M. and Gaupp, R. (2005) "Diagenetic history of Triassic sandstone from the Beacon Supergroup in central Victoria Land, Antarctica", *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, Vol. 48, p. 447-458.

Bevins, R.E., Rowbotham G., Robinson D. (1991) "Zeolite to prehnite-pumpellyite facies metamorphism of the late Proterozoic Zig-Zag Dal Basalt Formation", *Eastern North Greenland. Lithos*. Vol. 27, p. 155-165.

Caillère, S. et S. Hénin (1963) "Minéralogie des Argiles", Masson et Cie. Editeurs, Belgique, p. 149-158.

Coombs, D.S. (1997) "Nomenclature of Natural Zeolites, Occurrence, Properties, and Utilization of Natural Zeolites", Ischia, Naples, Italy, p. 21.

Coombs, D.S., Ellis, A.J., Fyfe, W.S., Taylor, A.M (1959) "The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis", *Geochim. Cosmochim. Acta* 17, p. 53-107.

Christidis, G. (2001) "Formation and growth of smectites in bentonites: a case study from Kimolos Island, Aegean, Greece", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 49, No. 3, p. 204-21.

Cruz S. M., Acevedo S. O., Cruz Ch. E. y Martínez S. C. (2006a) "Alteración diagenética de rocas volcanoclásticas", resúmenes en extenso de la *XIX Semana de la Investigación y la Docencia en Química*, Universidad Autónoma Metropolitana.

Cruz S. M., Salcedo L, C., Cruz Ch. E. y Núñez B. J. (2006b) "Rocas volcanoclásticas alteradas a arcillas y zeolitas", abstracts of the *XV International Materials Research Congress 2006, Symposium 6*, Cancún, Quintana Roo, p. 32-33 (ISBN 968 863 9435).

Cruz S. M., Salinas T. P. y Ávila O. A. (2008) "Identificación de erionita en residuos sólidos de una cantera de Santa Rosalía, Hidalgo", resúmenes en extenso de la *XXI Semana de la Investigación y la Docencia en Química*, Universidad Autónoma Metropolitana.



- De Pablo G. L. (1990) "Diagénesis of Oligocene-Miocene vitric tuffs to montmorillonite and K-feldspar deposits, Durango México", *Clay and Clay Minerals*, Vol. 38, p. 426-436.
- De Pablo G. L. and Chávez G. M. (1996) "Diagenesis of Oligocene vitric tuffs to zeolites, Mexican Volcanic Belt", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 44, p. 324-338.
- De Pablo G. L., Chávez. G. M., and Cruz S. M. (1996) "Sedimentary Zeolites in the Sierra Madre del Sur and Sierra Madre Occidental, México", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol.13, No. 2, p. 188-200.
- Dibble, W.E. and W.A. Tiller (1981) "Kinetic model of zeolite paragenesis in tuffaceous sediments", *Clays and Clay minerals*, Vol. 29, No. 5, p. 323-330.
- Esenli, F., UZ, B., Suner, F., Esenli, V., Ece, Ö, and Kumbasar, I. (2005) "Zeolitization of Tuffaceous Rocks in the Keşan Region, Thrace, Turkey", *Geological Bulletin of Turkey*, p. 151-161.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M., (1995) "Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance", *Geology* Vol.23, p. 921-924.
- Fisher, R.V. and H.U. Shmincke (1984) "Pyroclastic Rocks", *Springer-Verlag*, p.312.
- García M. E., (1989) "Apuntes de Climatología. *Offset Larios*, México D. F., Vol. 1-6 y p. 117-130.
- Geyne, A. R., Fries C., Jr., Segertom K., Black R. F., Wilson J. F., (1963) "Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, state of Hidalgo, México" *Helio-México*, p. 32-48.
- Ghiara, M.R., Petti, C., Franco, E., Lonis R Luxoro S, Gnazzo L (1999) "Occurrence of clinoptilolite and mordenite in tertiary calc-alkaline pyroclastites from Sardinia (Italy)", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 47, No. 3, p. 319-328.
- Gottardi, G. (1989). "The genesis of zeolites", *Eur. J. Mineral.* 1-4. p. 477-487.
- Gottardi, G. and Galli, E. (1985) "Natural Zeolites", *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, p. 256-284.
- Gude A.J. and R.A. Sheppard (1981) "Woolly erionite from The Reese River zeolite deposit, Lander County, Nevada, and its relationship to other erionites", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 29, No. 5, p. 378-384.
- Gude A.J. and R.A. Sheppard (1988) "A zeolitic tuff in a lacustrine facies of the Gila conglomerate near Buckhorn, Grant County, New Mexico" *U.S. Geological Survey Professional Bulletin 1763* p. 1-22.
- Harben W. Peter (1995) "The industrial minerals Handbook" (Part 1), Cap. Zeolites, p. 200-204.



Hay, R. L. (1963) "Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the Jhon Day formation of Oregon. Calif", *Univ. Publ. Geol. Sci.* Vol. 42, p. 199-262.

Hay, R. L. (1966) "Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks", *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, p. 85-130.

Hay, R. L. (1986) "Geologic Occurrence of zeolites and some associated minerals", *Pure & Appl. Chem.*, Vol. 58, No. 10, p. 1339-1342.

Hay, R. L., and A. Iijima (1968a) "Petrology of palagonite tuffs of Koko Craters, Oahu, Hawaii" *Contr. Mineral. Petrology*, 17, 141-154. And (1968b) "Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu Series on Oahu, Hawaii", *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 116.

Hay, R. L. and Guldman, S. G. (1987) "Diagenetic Alteration of silicic ash in Searles Lake, California", *Clays and Clay Mineral*, Vol. 35 p. 449-457.

Hay, R. L. and Sheppard, R. A. (1977) "Zeolites in open hydrologic systems", in *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites*, F. A. Mumpton, ed., *Reviews in Mineralogy 4*, Mineral. Soc. Amer., Washington, D. C., p. 93-102.

Hemley, J. (1962) "Alteration estudies in the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O- Al₂O₃-SiO₂-H₂O", *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 68, p.196.

<http://www.e-local.gob.mx>. (Consulta 23 de junio 2009).

<http://www.mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/hgo>. (Consulta 20 de agosto del 2008).

<http://www.metztitlan.com.mx>. (Consulta 20 de agosto del 2008).

<http://www.uaeh.edu.mx/universidad/imagenes/mapa1.jpg>. (Consulta 28 de agosto del 2008).

IARC, Internacional Agency for Research on Cancer (1987a) "Silica and some silicates". *IARC Monographs on the evaluation of carcinogenic risks of chemicals to humans*, Lyon France. Vol. 42.

IARC, Internacional Agency for Research on Cancer (1987b) "Overall evaluations of carcinogenity", *IARC Monographs on the evaluation of carcinogenic risks of chemicals to humans*, Lyon France. Supplement 7.

Iijima, A.(1978) "Geological occurrences of zeolites in marine environments: in *Natural Zeolites*", L. B. Sand and F. A. Mumpton, eds., *Pergamon Press, Oxford*, p. 175-198.

Iijima, A. (1980) "Geology of natural zeolites and zeolitic rocks", *Pure & Appl. Chem*, Vol. 52, p. 2115-2130.

Kasan, A.L (2006) "Amianto el coste humano de la vida empresarial" *Izquierda Unitaria Europea/Izquierda Verde Nórdica Bruselas*, p. 23-28.



- Katagas, T. P. (1989) "Zeolites in Pre-caldera pyroclastic rocks of the Santorini volcano, Aegean sea, Greece", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 3, No. 6, p.497-510.
- Kitsopoulos, K.P. (1997) "The genesis of a mordenite deposit by hydrothermal alteration of pyroclastics on Polyegos island, Greece", *Clays and Clay Minerals*, p. 632-648.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeinsen, A., Woolley, A. R., Zanettin, B. (1989) "A classification of igneous rocks and glossary of terms". *Blackwell, Oxford*.
- Lenzi, G., Passaglia, E. (1974) "Fenomeni di zeolitizzazione nelle formazioni vulcaniche della regione sabatina", *Boll. Soc. Geol. Ital.* Vol. 93, p. 623-645.
- Lombardi G. and S.M.F. Sheppard (1977) "Petrographic and isotopic studies of the altered acid volcanics of the Tolfa-Cerite area, Italy", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 12, p.147-162
- Moncure, G.K, Surdam R.C. and Mckague H.L (1981) "Zeolite diagenesis below Pahute Mesa, Nevada test site", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 29, No. 5, p. 385-396.
- Mumpton, F. A. (1960) "Clinoptilolite redefined", *Am. Miner.* Vol. 45, p. 351-369.
- Mumpton, F. A. (1973) "First report of occurrence of zeolites in sedimentary rocks of México", *American Mineralogist*, Vol. 58, p. 287-290.
- Murray, John, and A. F. Renard (1891) "Report on deep-sea deposits". *Report on the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. Challenger During the Years 1873-76*, Neill and Co., Edinburgh, p. 520.
- Ogihara, S. (1994) "Ba-Bearing clinoptilolite from odp leg 127, site 795, Japan Sea", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 42, No. 4, p. 482-484.
- Orozco, G. y Rizo, R. (1998) "Depósitos de zeolitas naturales de Cuba". *Acta geológica Hispánica*; Vol. 33, No 1-4. p. 335-349.
- Ostroumov, M. and Corona, Ch. (2003) "Mineralogical study of mordenite from the Sierra Madre del Sur, southwestern México", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* Vol.20, No 2, p. 133-138.
- Piao, J.L., Utada, M., Honma, H, and Nakata, M. (1997) "Species and Occurrence of Zeolites in the Takakusayama area, Shizuoca Prefecture", *Bull, Tokyo Gakugei Univ. Sect. 4, 49*: p. 61-69.
- Ratterman G. N. and Surdam C. R. (1981) "Zeolite mineral reactions in a tuff in the Laney member of the Green River Formation, Wyoming", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 29, No. 5, p. 363-377.
- Ríos, G. R. y Badilla C. R. (1978) "Una nueva localidad de zeolitas volcanosedimentarias en México", *Bol. Soc. Geol. Mexicana, Tomo XXXIX*, No.2, p. 136-145.



Saliot, P., Guilhamou N., Barbillat J. (1983) "Les inclusions fluides dans les minéraux du métamorphisme à laumontite-prehnite-pumpellyite des grés de Champsaur. (Alpes du Dauphiné), Étude du mécanisme de circulation des fluides", *Bull. Minéral.* Vol. 105, p. 648-657.

Sand, L. B and Mumpton F. A. (1978) "Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use", *Pergamon Press, Oxford*, p. 546.

Seki, Y., Oki Y., Matsuda T., Mikami K., Okumura K., (1969) "Metamorphism in the Tanzawa mountains", *Central Japan: J. Japan. Ass. Mineral. Petrol. Econ. Geol.* Vol. 61, p. 1-24, 50-75.

Servín R. J (1997) "Minerales no metálicos". *Universidad de Sonora* (www.monografias.com/trabajos/zeolitas/zeolitas.shtml).

Sheppard, R. A. and Gude A. J. (1973) "Zeolites and associated authigenic silicate minerals in tuffaceous rocks of the Big Sandy Formation, Mohave County, Arizona", *U.S. Geological Survey Professional Paper 830*, p. 1-35.

Tsitsishvilí, L.D., Andronikashvili, G.V., Kirov, T.G. and L.D. Filizova (1992) "Natural Zeolites" *Ed. Allis-Horwood*, Cap.2, p. 64-96.

Utada, M. (1970) "Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene pyroclastic rocks. Japan", *Sci. pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo.* Vol. 20, p. 191-262.

World Health Organization (1998) "Chrysotile Asbestos", *International Programme on Chemical Safety (IPCS), Environmental Health Criteria No. 203*. Geneva: World Health Organization, (1998).



Glosario

Aglomerado: fragmentos de rocas grandes, ásperas y angulosas que están asociadas con los flujos de lava que son expulsados durante las erupciones volcánicas.

Brecha: roca sedimentaria clástica compuesta por clastos angulares inmersos en una matriz consolidada. Las brechas pueden ser producidas por diversos procesos geológicos: brechas tectónicas, brechas volcánicas (brechas eruptivas, brechas de conducto), brechas sedimentarias (p.e., brechas de caída), brechas de colapso (p.e., en zonas karstificadas).

Epiclásticas (terrígenas): rocas formadas por clastos de origen terrígeno, es decir originados por desintegración mecánica de rocas. En este grupo se encuentran los conglomerados, areniscas y pelitas.

Feldespatos: silicatos de aluminio con distintas proporciones de potasio, sodio y calcio.

Flujo piroclástico (nube ardiente): es una mezcla muy caliente (varios cientos de grados centígrados) de gases, ceniza y fragmentos de roca, que descienden por los flancos del volcán, desplazándose a grandes velocidades y que ocurren generalmente en erupciones grandes y explosivas.

Ignimbrita: roca formada por acumulación de fragmentos de lavas ácidas (riolitas o dacitas), soldadas en caliente, con aspecto de piedra pómez o de lava un poco fluidal (fragmentos vítreos o “flamas”, aplanados y soldados), estas formaciones de aspecto compacto a veces con pasadas de aspecto caótico con lapillis y bloques, provienen de erupciones explosivas catastróficas (nube ardiente) y pueden cubrir rápidamente grandes extensiones (20 000 km² o más).

Lapilli: roca piroclástica constituida por pequeños fragmentos de lava sueltos, en general menores de 3 cm.

Pegmatita: variedad de roca ígnea de grano muy grueso, químicamente similar y asociada con el granito. Sus minerales constituyentes son, en mayor medida, los típicos de las rocas intrusivas ácidas: ortoclasa, feldespato, cuarzo y mica.



Piroclástica: roca detrítica formada por acumulación de partículas sólidas expulsadas por un volcán, llamadas piroclastos (fragmentos).

Plagioclasas: feldespatos con diferentes cantidades de sodio y calcio. Forman una serie continua: Albita (0-10%), Oligoclasa (10-30%), Andesina (30-50%), Labrador (50-70%), Bytownita (70-90%) y Anortita (90-100%). Los porcentajes son de plagioclasa cálcica.

Rocas epiclásticas: se clasifican por el tamaño de los clastos en: "conglomerados" (psefitas) están dominadas por clastos tamaño grava, "areniscas" (psamitas) si están formadas principalmente por granos tamaño arena y "pelitas" si predominan clastos tamaño limo y arcilla.

Riolita: roca magmática extrusiva rica en vidrio, color claro (leucocrata), con microlitos y fenocristales raros: cuarzo, frecuentemente bipiramidal y corroído (cuarzo riolítico), feldespato (sanidina), anfíbol y biotita. La estructura es fluidal, más o menos esferolítica por desvitrificación; los colores son de grises a rosados o rojos.

Tefra: conjunto de materiales líquidos y sólidos que proceden del magma y de rocas de chimenea volcánica, arrastrados por los gases y expulsados con ellos en las erupciones volcánicas.

Textura afanítica: es aquella roca en la que los cristales no pueden reconocerse a simple vista y es necesario una lupa o un microscopio. Una textura afanítica siempre indica que el proceso de enfriamiento se produjo de forma más o menos rápida. Esta textura es típica de rocas volcánicas y subvolcánicas.

Textura Porfídica: presencia de cristales relativamente grandes (fenocristales) generalmente idiomórficos o idiomórficos corroídos de una o más especies implantados en una matriz de grano fino o vítrea.



Toba: se aplica genéricamente a los depósitos de piroclastos soldados; se pueden distinguir varios tipos de tobas: la toba cristalina presenta cristales rotos, corroídos o agrietados, la toba cristalina presenta una fracción mayoritaria de vidrio ígneo, la toba lítica es aquella cuya fracción mayor está constituida por fragmentos de roca, toba híbrida es el resultado de la redepositación de material volcánico fragmentado con presencia de cuarzo detrítico y arcilla.