Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada



CARACTERIZACION MINERALOGICA Y QUIMICA DE LA ALTERACION DE BAJA TEMPERATURA DE ROCAS VOLCANICAS DEL NEOGENO EN LA PROVINCIA VOLCANICA DE PUERTECITOS, NORESTE DE B. C.

TESIS MAESTRIA EN CIENCIAS

MARTHA ELOISA APARICIO CEJA

Ensenada, Baja Cfa., Mexico.

Mayo de 1999



TESIS DEFENDIDA POR

Martha Eloísa Aparicio Ceja

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas

Director del Comité

Dr. Miguel Avalos Borja

Miembro del Comité

Dr. John Fletcher Mackrain

Miembro del Comité

Margarita Lopez Martínez

Miembro del Comité

Dr. Cecilio Javier Repollar Bustamante

Jefe del Departamento de Sismología

Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estúdios de Posgrado

11 de mayo de 1999

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA.

DIVISIÓN CIENCIAS DE LA TIERRA. DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA.

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y QUÍMICA DE LA ALTERACIÓN DE BAJA TEMPERATURA DE ROCAS VOLCÁNICAS DEL NEÓGENO EN LA PROVINCIA VOLCÁNICA DE PUERTECITOS, NORESTE DE B.C.

TESIS que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

MARTHA ELOÍSA APARICIO CEJA.

Ensenada Baja California, México, mayo de 1999.

RESUMEN de la tesis de Martha Eloísa Aparicio Ceja, presentada como requisito para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en SISMOLOGÍA. Ensenada, Baja California, México, mayo de 1999.

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y QUÍMICA DE LA ALTERACIÓN DE BAJA TEMPERATURA DE ROCAS VOLCÁNICAS DEL NEÓGENO EN LA PROVINCIA VOLCÁNICA DE PUERTECITOS, NORESTE DE B.C.

Resumen aprobado por:

Dr. Arturo Martín Barajas. Director de tesis.

Se realizó el estudio de la alteración de rocas volcánicas félsicas en siete localidades de la franja costera de la provincia volcánica de Puertecitos, NE de Baja California. Las rocas volcánicas estudiadas corresponden a: 1) flujos piroclásticos del Plioceno, 2) depósitos de lahar equivalentes a los flujos piroclásticos del Plioceno, 3) depósitos de ceniza de caída interestratificados en flujos riolíticos de ~ 6 ma y brechas de flujo en esta misma unidad, y 4) tobas del Plioceno de la zona termal de Puertecitos (Reciente).

En la columna estratigráfica de las tobas del Plioceno (Toba Los Heme) las unidades de la cima presentan cenizas de morfología variada, incluyendo formas en bloques, esferas, placas y fragmentos pumicíticos, pero sin alteración aparente. En cambio, la unidad basal está constituida principalmente por cenizas y lapilli pumicítico y presentan abundantes minerales de neoformación, principalmente zeolitas (clinoptilolita y mordenita) y minerales arcillosos (esmectita). Los depósitos de lahar del arroyo Matomí muestran la misma alteración que la unidad basal de Los Heme; ambos depósitos se ubican en la base del afloramiento y están confinados en rocas menos permeables. En las zonas de alteración localizadas en los domos riolíticos de 6 ma el vidrio volcánico está alterado progresivamente desde la perlitización hasta la formación de esmectita > zeolitas, mientras que en las tefras intercaladas en los flujos de lava las zeolitas clinoptilolita y mordenita predominan sobre la esmectita. En ningún caso la paragénesis de las zonas de alteración se parece a la paragénesis de la zona termal de Puertecitos donde ocurre circulación de agua marina a 70°C. La roca encajonante presenta alteración potásica incipiente y en las fracturas ocurre la precipitación de anhidrita, pirita, barita, sílice y calcita subordinada.

Se concluye que las rocas volcánicas estudiadas fueron alteradas a zeolitas y minerales arcillosos por la interacción de agua meteórica infiltrada ocasionando la hidratación y disolución del vidrio volcánico y el enriquecimiento en álcalis del agua intersticial que favoreció la zeolitización en los niveles topográficamente más bajos y permeables de las rocas volcánicas.

Palabras clave: ceniza volcánica, alteración del vidrio volcánico, Baja California, montmorillonita y zeolitas.

ABSTRACT.

The study of alteration in felsic volcanic rocks in the Puertecitos Province Volcanic, northeastern Baja California, indicates two different pathways based on the mineralogy, SEM analysis and chemistry. The studied rocks consist of: 1) Pliocene ash flow tuffs, 2) Pliocene lahar deposits, 3) Late-Miocene airfall deposits associated with rhyolite flows and breccias, and 4) altered Pliocene welded and unwelded tuffs from active hot springs along the shoreline in Puertecitos. Active hot-springs reach 70°C and the host rock (Pliocene rhyolite tuffs) present potasic alteration, and precipitate silica, anhydrite, pyrite, barite, and subordinate calcite along the fractures.

In Arroyo Los Heme (~10 km south of Puertecitos) the upper 5 units of the Pliocene sequence are welded tuffs with interbeded poorly consolidated ash. The morphology of the ash particles includes blocky equant, drop-like spheres, plates, and pumice fragment. These units show incipient alteration of glass detected only by the presence of poorly crystallized smectite. The basal unit of the same sequence is a pumicelapilli pyroclastic flow deposit locally altered to zeolite (clinoptilolite, mordenite) and clay minerals (smectite>illite). This alteration is also present in time-equivalent lahar deposits 30 km north of Puertecitos along Arroyo Matomí, both deposits are located at the base of the arroyos and are confined within less permeable volcanic rocks.

A similar paragenesis is found in late Miocene flows and breccias, 15 km west of Puertecitos along Arroyo La Cantera. There glassy rhyolite flows and interbeded tephra deposits are altered to smectite and zeolite but alteration is restricted to breccia zones between flows, and to air fall deposits (tephra). In the tephras mordenite is more abundant than smectite, whereas in breccia zones smectite predominates over mordenite. The paragenesis zeolite-smectite is related to meteoric and ground-water interaction with volcanic rocks. This paragenesis is distinctively different from alteration associated with the hydrothermal alteration zone of Puertecitos.

In conclusion, the alteration of felsic tuffs to zeolite and clay minerals is likely related to percolation of meteoric water which produces hydration-dissolution of volcanic glass and selective leaching of alkali. Alkali concentration in the interstitial waters, and variation of the glass-water ratio may controls the zeolite or smectite abundance in permeable zones in the volcanic sequence.

Keywords: Volcanic ash, alteration, Baja California, clay minerals, zeolites.

"CON AMOR A PEPON Y TAVITO"

"El bello mundo mineral"

Martita es una *adamita* que perdió los *apatitos* anduvo *zeolita* y regresó des*calcita*

M. Escalante S.

AGRADECIMIENTOS.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por las becas que me otorgaron.

Al Centro de Ciencias de la Materia Condensada, UNAM, por las facilidades para desarrollar análisis químicos y de microscopía electrónica de barrido.

Al Dr. Arturo Martín B., director de esta tesis, por las sugerencias y comentarios durante el desarrollo del trabajo.

Al comité de tesis por el tiempo que dedicaron en la revisión del trabajo y por sus valiosas opiniones.

Al Dr. Miguel Avalos B., por ayudarme en los momentos más difíciles. Por la enseñanza de la cristalografía y la difracción de rayos X. Agradezco, principalmente, su confianza para dejarme trabajar con él.

Al Dr. John Flecther M., por las valiosas opiniones y sugerencias en todo momento.

En especial agradezco al M. en C. Sergio Vázquez H., por la ayuda en campo y gabinete. Por alentarme para terminar y por su paciencia.

Al M. en C. J. Manuel Quintana M., por el apoyo y las observaciones en la parte química.

Al Ing. Israel Gradilla, M. por la asesoría en microscopía electrónica de barrido (MEB).

A José de Jesús Mojarro B., por la ayuda en los sistemas de cómputo.

A Ing. Luis Carlos Gradilla M., por los análisis de EDS.

A mis padres Rigoberto y Eloísa. A mis hermanos Roberto, Ricardo, Ma. de Lourdes y Raúl. A mis sobrinos por sus manifestaciones de cariño y buenos deseos.

Doy las gracias de manera emotiva a mis amigos que me ayudaron y animaron siempre: Manuel Escalante S, Saúl Méndez V., Juan Carlos Montalvo A., Luis Juárez A., Alonso Gallardo D., Angélica Romero P., José G. Acosta Ch., Mario González E., Lupita Morales., Ma. de la Paz Cruz J., Margot Sainz R., Felipe Escalona A. y Mario Del Valle G.

CONTENIDO

I.	INTRODUCCIÓN	
	I.1. Antecedentes	5
	I.2. Marco geológico	7
	I.3. Objetivos	10
II.	MATERIALES Y MÉTODOS	
	II.1. Localización y descripción del área de estudio	11
	II.2. Método de muestreo en campo	11
	II.3. Métodos de laboratorio	12
	II.3.1. Análisis petrográfico	12
	II.3.2. Difracción de rayos X	15
	II.3.3. Microscopía electrónica de barrido	16
	II.3.3.1. Morfología de las esquirlas de vidrio volcánico	16
	II.3.3.2. Mineralogía y morfología de las zeolitas	17
	II.3.4. Análisis en microsonda	20
	II.3.5. Caracterización química por fluorescencia de rayos X	21
III.	GEOLOGÍA DE LOS SITIOS DE MUESTREO	
	III.1. Muestras de flujos piroclásticos del Plioceno (Grupo 3)	23
	III.2. Muestras de los depósitos estratificados del arroyo Matomí (Grupo 3)	29
	III.3. Muestras de tefras y brechas en domos riolíticos del Mioceno Tardío	
	(Grupo 2)	35
	III.4 Muestras de la zona termal de Puertecitos (Reciente)	39
IV.	RESULTADOS	
	IV.1. Alteración de los depósitos piroclásticos del Plioceno (toba Los Heme	
	v depósitos estratificados de arrovo Matomí)	41

Página

	CONTENIDO (Continuación)	Pág.
	IV.1.1. Cima de la toba Los Heme	41
	IV.1.2. Base de toba Los Heme	52
	IV.1.3. Depósitos estratificados del arroyo Matomí del Plioceno	57
	IV.2. Depósitos de ceniza y lapilli en los domos riolíticos del Mioceno	
	Tardío	62
	IV.2.1. Depósitos del arroyo La Cantera	62
	IV.2.1.1. Análisis petrográfico y mineralógico	63
	IV.2.2. Tefras de flujos riolíticos del sur de Sierra San Fermín	73
	IV.3. Zona hidrotermal de Puertecitos	78
	IV.4. Asociaciones de minerales de alteración en las unidades del Plioceno y	
	Mioceno Tardío	80
	IV.5. Geoquímica de la alteración	83
	IV.5.1. Descripción y evaluación de datos	83
	IV.5.2. Resultados e interpretación de datos geoquímicos en domos	
	riolíticos de ~ 6 ma: zonas de alteración del arroyo La	
	Cantera y sur de sierra San Fermín	85
	IV.5.2.1. Resultados de los análisis de microsonda	85
	IV.5.2.2. Resultados de los análisis de fluorescencia de rayos X	93
V.	DISCUSIÓN	
	V.1. La posición estratigráfica de las zonas de alteración	101
	V.2. La morfología de los piroclastos	103
	V.3. Geoquímica de la alteración	105
	V.4. Zona hidrotermal de Puertecitos	110
VI.	CONCLUSIONES	113
	LITERATURA CITADA	115

CONTENIDO (Continuación)

	NEXO "A" Tablas de "Powder Diffraction File 1998". International
	Center of Diffraction Data, utilizados para el análisis de
120	los difractogramas
126	NEXO "B" Matrices y diagramas de factor de correlación

LISTA DE FIGURAS

Figu	ra	Página
1	Mapa de localización del área de estudio	6
2	Mapa geológico simplicado del área y ubicación de los sitios de muestreo	9
3	Representación morfológica de las esquirlas de vidrio. Forma de las esquirlas: cúspide, placas y pumicítica	14
4	Tipos de piroclastos determinados con microscopía electrónica de barrido	18
5	Flujos piroclásticos del Plioceno, expuestos en el arroyo Los Heme. Este afloramiento corresponde a la cima de toba Los Heme, caracterizada por unidades de ceniza masiva no consolidada color gris claro, gris verdoso, blanco o beige	25
6	Columna estratigráfica compuesta de los flujos piroclásticos del Plioceno en la cima y base de la toba Los Heme	26
7	Base de toba Los Heme (Tpr), toba semiconsolidada de aspecto masivo, color crema con tonalidades verde claro, contiene 5% de fragmentos líticos color rojizo (1) y lapilli pumicítico color verde claro <10mm de longitud (2), muestra Tph-2	28
8	Depósitos estratificados del arroyo Matomí. Estratos delgados de ceniza fina y gruesa con fragmentos pumicíticos amarillentos. En la parte superior de la foto se aprecia como aumenta el tamaño de los estratos. Estos depósitos se encuentran interestratificados localmente con las tobas de Mesa El Tábano	30
9	Columna estratigráfica del arroyo Matomí	31
10	a) Detalle de los depósitos estratificados (epiclásticos) del arroyo Matomí. Son estratos de ceniza color rosa oscuro y claro, compuestas por lapilli pumicítico amarillento de forma angular a subangular. b) Estructura e flama en un estrato de ceniza de los depósitos estratificados del arroyo Matomí	34

Figu	ra	Página
11	Depósito estratificado de ceniza y lapilli semiconsolidado (1). Le sobreyace un flujo de obsidiana perlitizada (2)	37
12	Flujos y domos riolíticos al ur de sierra San Fermín. Presentan depósitos de tobas con lapilli pumicítico color verde claro y tobas riolíticas color rojizo entre los flujos de lava	38
13	Diagrama esquemático de la zona de alteración hidrotermal de Puertecitos	40
14	Diagrama de la composición porcentual de los parámetros vidrio (V), líticos (L) y cristales (C) de la ceniza o consolidada en la cima (O) y base (+). La flecha indica el incremento de cristales hacia la base de la unidad en el arroyo Los Heme, correlacionable con la toba de Valle Curbina	42
15	Difractogramas de las unidades a) Tph-17, b) Tph-20 y Tph-25 de la cima de toba Los Heme. El difractograma de Tph-25 muestra el domo característico del sílice.	45
16	Fotomicrografías tomadas con MEB, cima de toba Los Heme, unidad Tph-20. a) Ceniza de tipo convoluta y b) detalle de las cavidades con paredes lisas, sin evidencias de minerales secundarios	47
17	Fotomicrografías tomada con MEB, cima de toba Los Heme, unidad Tph-24. a) Ceniza tipo bloque y fragmentos pumicíticos y b) ceniza tipo bloque, las formas circulares corresponden a microvesículas	48
18	Fotomicrografías tomadas con MEB, cima de toba Los Heme, unidad Tph-25. a) Esfera de vidrio fresco, b) vista interior de una esfera de vidrio, C) unión dos esferas de vidrio y un fragmento de esquirla y d) esquirla de vidrio en forma de "Y"	50
19	 a) Fotomicrografía de la unidad basal de la toba Los Heme (en sección delgada), fragmento pumicíticode la matriz (1); esquirlas de vidrio de forma irregular (media luna, placas), con formación de minerales arcillosos en los bordes (2) y con cristales euhedrales de plagioclasas (3). Muestra Tph-4. b) Fotomicrografía de una vesícula en un fragmento pumicítico con cristales aciculares de mordenita de origen secundario, muestra Tph-2 	54

Figu	ra	Página
20	Difractogramas de la unidad Tph-2, base de toba los Heme (a)-(c). Fracción limo-arcillosa preparada por el método de la pipeta (Folk, 1974) y (d) fracción arenosa.	55
21	Fotomicrografías tomadas con MEB, base de toba Los Heme, muestra Tph-2. a) y b) Cristales aciculares de mordenita con material arcilloso, posiblemente montmorillonita.	56
22	Fotomicrografía de la matriz de los depósitos estratificados del arroyo Matomí. Se observan esquirlas de vidrio volcánico con formación de minerales arcillosos y zeolitas en los bordes (1), fragmentos de plagioclasas (2), fragmentos pumicíticos (3) y minerales oxidados (4)	59
23	Difractograma de la matriz de los depósitos estratificados del arroyo Matomí. Muestra AM-31C fracción arenosa	60
24	Fotomicrografías tomadas con MEB, depósitos estratificados del arroyo Matomí, a) vesículas de fragmento pumicítico con cristales euhedrales de clinoptilolita y b) detalle de los cristales de clinoptilolita	61
25	Fotomicrografía de la muestra Tmrl-11 en lámina delgada. En el centro se aprecia un fragmento lítico de forma subredondeada (1), a la derecha del mismo se observa un reemplazamiento de anfíbol a epidota (2). En la matriz se tienen diversos fragmentos pumicíticos (3) y esquirlas de vidrio (4)	64
26	a) Fotomicrografía de la obsidiana perlitizada de la muestra Tmrl-10 (lámina delgada). Las fracturas perlíticas están rellenas con montmorillonita (1). El bandeamiento es producto de la concentración de microlitos (2) y b) Fotomicrografía de la obsidiana perlitizada, detalle de los microlitos (1) y esferulitas (3)	66
27	a) Fotomicrografía de un fragmento de obsidiana perlitizada, muestra Tmrl- 12, en lámina delgada. Las fracturas perlíticas están rellenas por montmorillonita (1) y cristobalita (2) y b) fragmentos de obsidiana de la muestra Tmrl-13, con avanzado estado de desvitrificación. En algunas partes el vidrio está reemplazado por las arcillas (1). Se observan las fracturas perlíticas (2) y los fragmentos de plagioclasas (3)	67

Figu	ra	Página
28a	Difractogramas de muestras molidas de los fragmentos pumicíticos del arroyo La Cantera, fracción limo-arcillosa preparada por el método de la pipeta (Folk, 1974)	. 69
28b	Difractogramas de los fragmentos pumicíticos alterados del arroyo La Cantera, fracción limo-arcillosa preparada por el método de la pipeta (Folk, 1974). Muestra Tmrl-19	70
29	Fotomicrografías tomadas con MEB, depósitos de ceniza y lapilli del arroyo La Cantera, muestra Tmrl-11. a) Cristales de clinoptilolita y arcillas, b) Cristales de clinoptilolita y mordenita filiforme	71
30	Fotomicrografía tomada con MEB, depósitos de ceniza y lapilli del arroyo La Cantera, muestra Tmrl-11. Vesículas de un fragmento pumicítico con cristales de clinoptilolita y esférulas de ópalo	72
31	Fragmento de obsidiana perlitizada. SF-42A matriz, SF-42B contacto entre la matriz y la obsidiana perlitizada, SF-42C obsidiana perlitizada, SF-42D relleno de fracturas y SF-42E perlita sin alteración	74
32	Fotomicrografía de la tefra SF-42, (a) nícoles cruzados y (b) luz paralela. SF- 42A matriz con esquirlas de vidrio (1), fragmentos pumicíticos (2) y fragmentos de plagioclasas (3); SF-42B contacto matriz-obsidiana perlitizada y SF-42D relleno de fracturas (4)	76
33	Difractogramas del relleno de fracturas del fragmento de obsidiana perlitizada del sur de sierra San Fermín (Fig. 2, sitio 12), muestra SF-42D	77
34	Zona hidrotermal de Puertecitos. a) Roca alterada Pat-11, presenta la forma relicto de un cristal euhedral (posiblemente plagioclasa), con crecimiento secundario de feldespato potásico. b) Sulfuros de fierro (pirita)	79
35	Diagramas de factor de concentración para la tefra Tmrl-11 y un fragmento de obsidiana perlitizada SF-42, graficados a partir de las matrices I y IV	91
36	Diagramas de correlación total, incluye la tefra Tmrl-11, la obsidiana más fresca Tmrl-17 y la obsidiana perlitizada SF-42	92

Figu	ra	Página
37	Diagramas de factor de concentración, graficados a partir de los análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) de la tefra (Tmrl-11), la obsidiana más fresca (Tmrl-17) y la tefra P-52.	97
38	Diagramas de factor de concentración, graficados a partir de los análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) en una matriz de ceniza (SF-42A) y la obsidiana perlitizada alterada (SF-42D), en el sur de sierra San Fermín	98
39	Diagramas de factor de concentración, graficados partir de los análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) de la toba soldad P-35b y el relleno de fracturas (a), muestra sin alteración aparente (b), roca encajonante (c), en Puertecitos.	99
40	Representación esquemática del proceso de infiltración del agua meteórica en la toba Los Heme y los lahares de arroyo Matomí	107

LISTA DE TABLAS

Tabla	1	Página
I	Clasificación granulométrica de piroclastos y sedimentos clásticos	. 13
Π	Tipos de piroclastos determinados con microscopía electrónica de barrido, nomenclatura de Wohletz (1983) y Wohletz y Heiken (1992)	19
Ш	Descripción litológica de las unidades muestreadas en los flujos del Plioceno, cima y base de toba Los Heme	27
IV	Descripción litológica de los depósitos estratificados del arroyo Matomí. La secuencia 1 corresponde a la base y la 16 a la cima de la columna estratigráfica elaborada en el sitio 11	32
V	Descripción litológica de los depósitos de ceniza y lapilli en el arroyo La Cantera y sur de Sierra San Fermín	36
VI	Morfología de los piroclastos de la cima y base de toba Los Heme, identificada con MEB. La clasificación de las cenizas estuvo basada Wohletz y Heiken (1992)	43
VII	Asociaciones mineralógicas de minerales secundarios en los grupos de del Mioceno Tardío y Plioceno	82
VIII	Análisis de microsonda, pérdida por ignición y relación de Si/Al en los piroclastos del Mioceno Tardío (datos sin normalizar)	84
IX	Análisis de roca entera por fluorescencia de rayos X en rocas alteradas	95
Х	Composición química de las muestras de roca utilizadas como referencia "sin alteración"	96

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y QUÍMICA DE LA ALTERACIÓN DE BAJA TEMPERATURA EN ROCAS VOLCÁNICAS DEL NEÓGENO, PROVINCIA VOLCÁNICA DE PUERTECITOS, NORESTE DE B.C.

I. INTRODUCCIÓN

El estudio de la alteración mineralógica de baja temperatura en rocas volcánicas, ayuda a conocer los mecanismos y los procesos de formación de algunos yacimientos minerales metálicos (sulfuros y óxidos), no metálicos (arcillas y zeolitas) y a definir la ocurrencia de manifestaciones geotérmicas. En el caso de rocas volcánicas félsicas existen factores como la composición química y mineralógica iniciales, que son determinantes para conocer los procesos de alteración en que se desarrollaron los minerales secundarios.

Durante la alteración meteórica los estados del vidrio volcánico varían de una etapa inicial de hidratación (perlitización) a la neoformación de minerales secundarios, principalmente arcillas y zeolitas (Jezek, P. y Noble, D., 1978). En sistemas hidrotermales de muy baja temperatura se presentan paragénesis de alteración que pueden ser similares a los minerales que ocurren en procesos de alteración por circulación de agua meteórica. En particular, la formación de zeolitas y el proceso de argilitización de las rocas se reportan como paragénesis comunes (Wada, 1987; Lander y Hay, 1993; Henley y Ellis, 1983), aunque generalmente se presentan otros minerales asociados como zonas de silicificación (cuarzo criptocristalino, sinter), oxidación y precipitación de carbonatos y óxidos de Fe-Mn. Los estudios sobre los efectos de la alteración meteórica de las rocas ígneas han aportado información sobre la interacción agua-roca y los minerales de neoformación, principalmente arcillas y óxidos e hidróxidos (Wada, 1987). Este tipo de alteración refleja los efectos del clima, la vegetación y el tiempo. En climas semiáridos del cinturón volcánico mexicano se ha reportado la formación de alofana y halloysita en los suelos a partir de cenizas volcánicas. Estos minerales normalmente están asociados a climas húmedos (Dubroeucq, et al., 1998). Otro ejemplo es la neoformación de minerales a partir de material tobáceo rico en vidrio riolítico que es presentado por Lander y Hay (1993), donde la esmectita, el ópalo CT y la clinoptilolita son los productos de alteración comunes en las secuencias de White River en las grandes planicies y al norte de las montañas Rocallosas, en Estados Unidos de Norteamérica.

La alteración hidrotermal de baja temperatura, en cambio, implica la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un ambiente termal y químico en presencia de agua caliente, vapor o gas. Un ejemplo de este tipo de alteración se ha reportado en el campo geotérmico de Cerro Prieto (Henley y Ellis, 1983), donde la caolinita, montmorillonita, dolomita, hidróxidos de Fe y pirita de origen diagenético cambian a 140°C - 160°C a illita y clorita con sobrecrecimientos de cuarzo y feldespato. Otra asociación reportada en ese rango de temperatura es arcillas detríticas, calcita, pirita y pirrotita. Por encima de los 250°C la epidota aparece junto con la zeolita wairakita y calcita parcialmente disuelta. La calcita es reemplazada totalmente por arriba de los 300°C por

prehnita-actinolita y algo de diópsido-hedenbergita; la illita-clorita y la wairakita desaparecen casi completamente con la formación de la biotita por encima de los 325°C (Henley y Ellis, 1983). Este proceso de alteración hidrotermal tiene un rango muy amplio que depende básicamente del gradiente geotérmico en Cerro Prieto y abarca desde procesos diagenéticos en los primeros 1000 m hasta metamorfismo facies de esquistos verdes hacia los 2500-3000 m de profundidad.

En la literatura, no se reportan modelos que expliquen el proceso de alteración de las cenizas volcánicas félsicas que permitan establecer la composición inicial de las rocas volcánicas y la composición del agua que interactúo con la roca sana, y por lo tanto el origen de los minerales de neoformación.

Los isótopos estables, principalmente (δ^{18} O y δ D), son herramientas útiles para conocer el origen del agua que ocasionó la alteración. Las aguas de origen hidrotermal generalmente presenta valores positivos de δ^{18} O comparados con los valores δ^{18} O producidos por la alteración por aguas meteóricas (Faure, 1998). Algunos ejemplos útiles explican que los valores de δ^{18} O en esmectitas originadas por la alteración de las cenizas del volcán del Shinmoe-dake en Japón, varían de +6.9 a +12.9 (Mizota y Faure, 1998), y varían entre +6.5 y +9.4 en otros campos geotérmicos. Esos valores obtenidos a partir de los minerales de neoformación indican un origen hidrotermal a temperaturas de 150 a 270°C. Por otra parte, el agua en el sistema hidrotermal presenta valores intermedios δ^{18} O = -3 a +5 y la composición de aguas meteóricas en esa región es de -7 a -8 (Mizota y Faure,

3

1998). Este tipo de estudios muestran la utilidad de los isótopos estables para definir el tipo de agua involucrada en la alteración de las rocas.

Los isótopos de oxígeno e hidrógeno en arcillas asociadas a tefras intercaladas en la Formación Monterey del Mioceno, indican que la alteración se realizó por diagénesis después del sepultamiento, originando bentonita y metabentonita. Los valores de δ^{18} O de la mayoría de los vidrios hidratados y los minerales arcillosos de las capas de bentonita y metabentonita se aproximan al equilibrio con el agua de mar. Los valores de δ^{18} D también en los vidrios hidratados y minerales arcillosos están reducidos significativamente en "D" relativo al agua de mar y sugiere intercambio meteórico asociado con levantamiento tectónico y erosión en el Plioceno y Pleistoceno (Compton, et al., 1999). En este ejemplo se puede observar que procesos superficiales pueden afectar las relaciones isotópicas generadas durante la diagénesis.

A lo largo de la costa norte del Golfo en la Península de Baja California, se han reportado varios sitios de actividad hidrotermal de baja temperatura entre San Felipe y Puertecitos (Peart, 1978) (Fig. 1). En la franja costera de la subprovincia volcánica de Puertecitos, se han identificado otras zonas de alteración en rocas de composición riolíticadacítica, pero se desconocen los procesos de alteración que los originaron. Su interés radica en conocer la posible presencia de manifestaciones termales y de depósitos minerales de interés económico. En este trabajo se aborda la caracterización química y mineralógica de 3 zonas de alteración y su relación con procesos diagenéticos e/o hidrotermales.

La utilización de isótopos estables para caracterizar la composición del agua no fue realizada en este trabajo, y se utilizó principalmente la composición mineralógica de los productos de alteración, microscopía electrónica de barrido, análisis puntuales de microsonda y análisis de roca total, para discutir el origen del agua y los procesos que intervinieron en los sitios estudiados.

I.1. Antecedentes.

Los trabajos anteriores sobre la zona de manifestación hidrotermal de Puertecitos se han enfocado a determinar la composición de los fluidos y la paragénesis de los minerales de origen hidrotermal (Peart, 1978; Smith, 1978) y conocer las características geológicoestructurales que controlan la circulación de fluidos (Martín-Barajas et al., 1997). Las zonas de alteración en las rocas volcánicas fueron reportadas por el Consejo de Recursos Minerales que desarrolló un proyecto de exploración de minerales no metálicos a lo largo de la franja costera del Golfo de California (Martín-Barajas, 1989). Este estudio se refiere a la zona comprendida entre los poblados de Puertecitos y El Huerfanito (Fig. 1), y se reportaron cenizas volcánicas que fueron analizadas petrográficamente y a través de difracción de rayos X, donde se determinó la presencia de zeolitas y esmectita.



Fig. 1. Mapa de localización del área de estudio.

Durante el período de 1990 a 1993 la región de Puertecitos fue estudiada en el marco de un proyecto interno de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE (Martín Barajas y Stock, 1993). Los objetivos del proyecto fueron establecer la estratigrafía volcánica, la edad de la secuencia y las características petrológicas, por lo tanto, para este trabajo existe control de la litoestratigrafía y las edades de los paquetes de rocas volcánicas y los sitios con alteración, que fueron tomados como base para realizar el muestreo.

I.2. Marco geológico.

La provincia volcánica de Puertecitos (PVP) consiste en una sucesión de flujos piroclásticos y domos riolíticos agrupados en dos períodos de vulcanismo de tipo caldérico (Martín Barajas y Stock, 1993; Martín Barajas *et al.*, 1995). Estas dos secuencias sobreyacen a depósitos de flujos de lava, brechas y depósitos epiclásticos de composición dacítica-andesítica (Tma = Terciario Mioceno andesitas) (Grupo 1), atribuidas al arco volcánico del Mioceno Temprano-Medio. Esta última secuencia es correlacionable con el Grupo Comondú del sur de la península (Hausback, 1984) y con secuencias volcanosedimentarias que sobreyacen al basamento granítico y sedimentos derivados en el norte de la península (Dorsey y Burns, 1994).

La secuencia del Grupo 2 corresponde a riolitas del Mioceno Tardío (Tmr = Terciario Mioceno riolitas), y consiste de un paquete de espesor >500 m de depósitos piroclásticos y domos riolíticos Tmrl y Tmru (Terciario Mioceno riolitas inferior y

7

superior, respectivamente), donde "Tmrl" aflora a lo largo del arroyo La Cantera y "Tmru" al sur y sureste del mismo.

En el Grupo 3 que aflora en la zona central de la PVP, se encuentra la secuencia más joven, corresponde al Plioceno (~3 ma) y consiste en una serie de flujos piroclásticos (ignimbritas) de más de 200 m de espesor, denominada tobas Los Heme (Tpr) (Fig. 2). Esta última secuencia sobreyace discordantemente a Tma y Tmr. Las manifestaciones más jóvenes del Grupo 3 están representadas por algunos derrames andesíticos situados fuera de la zona de estudio en el volcán Prieto; que es un cono monogenético de 280 m de altura localizado al SE del área de muestreo (Fig. 2). Las lavas de este volcán sobreyacen a las tobas Los Heme, aunque en el flanco sur, algunas coladas de lava subyacen a una unidad de cenizas soldadas que corresponden a la cima de Tph. La edad estimada para rocas de este volcán fue de 2.6 \pm 0.1 ma en roca entera (Martín Barajas y Stock, 1993).

En esta tesis se estudiaron muestras de zonas de alteración en los domos riolíticos (Grupo 2) y en los flujos piroclásticos y depósitos epiclásticos que parecen corresponder a flujos de alta concentración de partículas tipo lahar (?). Los flujos piroclásticos y los depósitos epiclásticos pertenecen al Grupo 3 (Martín-Barajas, et al., 1995) y localmente presentan alteración de baja temperatura. También se estudiaron muestras de la zona termal activa de Puertecitos, que actualmente tiene circulación de agua a temperaturas de ~70°C (Julio Álvarez, comunicación personal).

8



Fig. 2 Mapa Geológico simplificado del área y ubicación de los sitios de muestreo. (Modificado de Martín-Barajas, *et al.*, 1995).

I.3 Objetivos.

La importancia del estudio de la alteración del vidrio volcánico radica en conocer los mecanismos o procesos de formación de algunos yacimientos minerales no metálicos y la posible ocurrencia de reservorios geotérmicos en el subsuelo. Los objetivos de esta tesis son:

- Estudiar los procesos de alteración de baja temperatura en rocas volcaniclásticas de la franja oriental de la PVP, para definir si su origen es debido a la circulación de agua meteórica y/o la circulación hidrotermal.
- Caracterizar desde el punto de vista mineralógico los productos de alteración, de escala microscópica y a nivel estrato.
- 3) Caracterizar la alteración química de las rocas volcánicas.
- 4) Establecer los niveles estratigráficos y las características de los depósitos piroclásticos que presentan alteración, con el objetivo de prospectar zonas de actividad hidrotermal, y su posible relación con la geotermia o depósitos minerales de interés económico.

II. MATERIALES Y MÉTODOS DE TRABAJO

II.1. Localización y descripción del área de estudio.

Las muestras analizadas provienen de la franja noreste de la subprovincia volcánica de Puertecitos (Gastil, *et al.*, 1975) ubicada en la costa noreste de la Península de Baja California, aproximadamente 70-80 km al sur de San Felipe (Fig. 1). El área del muestreo comprende siete principales localidades en la franja costera de la provincia de Puertecitos, desde el flanco sur de la sierra de San Fermín hasta cuesta La Virgen, al sur del volcán Prieto (Fig. 2).

II.2. Método de muestreo en campo.

El muestreo fue realizado en afloramientos de las unidades volcánicas de los Grupos 2 y 3 del Mioceno Tardío y Plioceno Temprano-Tardío, respectivamente (Martín Barajas y Stock, 1993). Se colectaron muestras de mano y se ubicaron en las cartas geológicas H11B77 y H11B87 del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) y en fotografías aéreas escala 1:25000. En la figura 2 están ubicados los sitios donde fue colectado cada grupo de muestras. Los sitios de muestreo se localizan de norte a sur en: a) zona sur de sierra San Fermín (12), b) arroyo Matomí (10 y 11), c) arroyo La Cantera (6 a 9), d) zona termal activa de Puertecitos (13), e) arroyo Los Heme (1 y 5), f) Camino Viejo (2) y g) cuesta La Virgen (3 y 4). En total fueron colectadas 50 muestras.

II.3. Métodos de laboratorio.

Los métodos utilizados para la caracterización de las cenizas volcánicas, son: 1) análisis petrográfico, 2) difracción de rayos X (DRX), 3) microscopía electrónica de barrido (MEB), 4) análisis en microsonda y 5) análisis químicos por fluorescencia de rayos X (FRX). Los procedimientos han sido tomados de la literatura a que se hace referencia en cada técnica, con algunas modificaciones de acuerdo a las características que presentaban las muestras o las condiciones de trabajo. El estudio fue realizado con énfasis en la concentración de partículas tamaño ceniza (<2 mm) y lapilli (2-64 mm) (Tabla I).

II.3.1. Análisis petrográfico.

La naturaleza de las muestras, no consolidadas y semiconsolidadas, hizo necesario el análisis petrográfico con dos métodos.

El primero consistió en revisar con microscopio estereoscópico binocular, las cenizas no consolidadas para describir de forma semicuantitativa los porcentajes de cristales, vidrio y fragmentos líticos (CVL), utilizando la carta de estimación visual de proporciones modales de minerales en las rocas (Philpotts, 1989). Los componentes considerados fueron graficados en los diagramas ternarios CVL, para representar el porciento de cada uno.

El segundo método consistió en un análisis petrográfico en láminas delgadas que se realizaron en muestras impregnadas con resina epóxica, de acuerdo al método de Stanley (1971) y Hutchison (1974). Se prepararon muestras de cenizas semiconsolidadas y fragmentos de obsidiana perlitizada, también semiconsolidados, obteniendo 27 láminas delgadas. El estudio petrográfico permitió identificar minerales primarios y secundarios.

El grado de redondez y la esfericidad de los granos fue determinado empleando los criterios de clasificación de Powers (1953). Para la determinación de texturas de rocas volcánicas en láminas delgadas se usó la clasificación de Bard (1987). En la descripción de las esquirlas de vidrio, se consideró la representación diagramática y los términos utilizados en Fisher y Schmincke (1984) y Wohletz y Heiken (1992), (Fig. 3).

Tabla I.	Clasificación granulométrica d	e piroclastos y	sedimentos	clásticos	(Tomada	de
	Wohletz y Heiken, 1992).					

Phi (Ø)	mm	Sedimentos clásticos ¹	Rocas piroclásticas ²
-10	1024.0		
-9	512.0	Peñasco	
-8	256.0		Bomba, bloque
-7	128.0	Guijarro	
-6	64.0		
-5	32.0		
-3	8.0	Canto rodado	Lapilli
-1	2.0	Gránulo	
0	1.0	Arena muy gruesa	
1	0.500	Arena gruesa	Ceniza gruesa
2	0.250	Arena media	10 10
3	0.125	Arena fina	
4	0.063	Arena muy fina	
6	0.015	Limo	
7	0.008		Ceniza fina
10	0.001	Arcilla	

¹ Wentworth (1922)

² Schmid (1981).

13



Fig. 3 Representación morfológica de las esquirlas de vidrio. Forma de las esquirlas: a) cúspide, b) placas y c) pumicítica. Tomada de Fisher y Schmincke (1984).

II.3.2. Difracción de rayos X (DRX).

La identificación mineralógica de los productos de alteración se realizó en 50 muestras mediante difracción de rayos X. La preparación se desarrolló de dos formas: en primer lugar, la roca entera fue disgregada en mortero de ágata y se concentró la fracción $3\emptyset$ (0.125 mm, Tabla I) en el tamiz. En segundo lugar, la fracción limo-arcillosa fue separada por el método de pipeta (modificado de Folk, 1974). La fracción arcillosa (<4 μ) se analizó en 3 frotis normal, con tratamiento de glicol y calcinado a 550°C durante 30 minutos.

El análisis se realizó con: 1) Difractómetro SCINTAG/USA XDS 2000 PC DMS 2000 Diffraction Management System v2.81, en el instituto de oceanografía SCRIPPS de la Universidad de California, en San Diego (UCSD). Las muestras se corrieron de 2° a 60° de 20, 40 Kv de energía y 20 mA con monocromador de cobre a velocidad de 0.03 grados por paso. 2) Difractómetro DIANO modelo XRD 8545DF(A) del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Estatal de San Diego, California (SDSU); las muestras se corrieron de 2° a 30° y 40° de 20, 40 Kv 20 mA con monocromador de cobre, a una velocidad de 0.03 grados por paso. En este caso se utilizaron estándares de montmorillonita y caolinita para determinar el posible corrimiento en la posición de los picos.

La interpretación de los difractogramas se basó las tablas de Data Book y Search Manual (Bayliss *et al.* 1986) y la base de datos del International Centre for Diffraction Data (ICDD, 1998); los archivos son aceptados universalmente como referencia estándar para los análisis de DRX, donde "d" especifica el espaciamiento entre los planos, "I" la intensidad de reflexión, fuente de la referencia, radiación, nombre, fórmula, datos cristalográficos, características ópticas y el número de archivo de Powder Diffraction File.

II.3.3. Microscopía electrónica de barrido.

En la preparación de muestras para el análisis morfológico de las esquirlas de vidrio, fueron seleccionadas las superficies frescas, posteriormente lavadas con agua destilada, ácido clorhídrico al 10% (HCl) y/o acetona; en períodos de 5 a 15 minutos en ultrasonido, dependiendo del tipo de muestra.

Las vesículas de los fragmentos de pómez tamaño lapilli fueron revisadas sin limpiar, únicamente colocados en el portamuestras para ser analizados separadamente; utilizando el microscopio electrónico de barrido (MEB), JEOL JSM-5300 en el Centro de Ciencias de la Materia Condensada la UNAM. El equipo fue operado a 5 y 10 Kv.

II.3.3.1. Morfología de las esquirlas de vidrio volcánico.

La descripción de las cenizas y lapilli en el MEB, se basó en la nomenclatura de Heiken (1974), Mumpton y Ormsby (1976), Wohletz (1983), Wohletz y Heiken (1992) quienes colectaron y analizaron gran variedad de cenizas naturales y otras producidas experimentalmente. Mediante análisis petrográficos, químicos y microscopía de barrido caracterizaron cada tipo de ceniza y relacionaron la morfología con la composición del
magma y el tipo de erupción. Las características de la forma de las cenizas se muestran en la figura 4 y la tabla II.

Wohletz (1983), describe cinco tipos dominantes de piroclastos: 1) bloques equidimensionales o "blocky equant" son formas gruesas de ceniza hidrovolcánica de composición basáltica a riolítica, 2) formas vesiculares "vesicular, irregular shapes" solamente se encuentran en composiciones basálticas, 3) formas convolutas "moss-Like, convolute shapes" están presentes únicamente en la fracción fina (<63µm de diámetro) de basaltos, 4) formas esféricas "spherical to drop-like shapes" también se encuentran en la fracción fina de basaltos, estos piroclastos raramente se presentan como partículas separadas y 5) placas o "platy shapes" son superficies curveadas o irregulares formadas en un magma con abundantes microlitos. La terminología antes descrita se complementó con la descripción morfológica de Fisher y Smincke (1984) para las formas pumicíticas.

II.3.3.2. Mineralogía y morfología de las zeolitas.

El tamaño de las zeolitas generalmente es menor de 30µm, por lo tanto, no pueden ser analizadas con el microscopio petrográfico. El análisis para la caracterización morfológica se realizó por microscopía de barrido electrónico (MEB). La ventaja del MEB es que la forma, el tamaño y las relaciones espaciales de los minerales pueden ser analizados fácilmente sin separar el agregado. El análisis morfológico de las zeolitas se basó en los trabajos de Mumpton (1973b, 1975) y Breck (1974).

17



Fig. 4 Tipos de piroclastos determinados con microscopía electrónica de barrido (MEB). Tomado de Wohletz y Heiken (1992).

Tabla II. Tipos morfológicos de piroclastos determinados con microscopía electrónica de barrido, nomenclatura de Wohletz (1983), Wohletz y Heiken (1992) y Fisher y Schmincke (1984).

Tipo	Descripción morfológica de las esquirlas de vidrio volcánico
Bloques	Esquirlas con superficies planas o curvas que se intersectan en ángulos casi
equidimen-	rectos; equant = equidimensional, tienen casi el mismo diámetro en todas
sionales	direcciones. Son cenizas hidrovolcánica gruesas (>63 micras de diámetro),
	irregulares; la mayoría se encuentran tanto en composición basáltica como
"Blocky	riolítica, están cortadas por fracturas curveadas. Las formas piramidales
equant"	también son típicas de este tipo; cuando están elongadas en una o dos
	direcciones se parecen a una astilla o punta (Fig. 4a).
Vesicular	Las formas vesiculares son evidencias de fracciones gruesas, tienen
	superficies porosas. Los bordes de los fragmentos son irregulares y
"Vesicular	redondeados. Término utilizado solamente para fragmentos piroclásticos de
shapes"	composición basáltica.
Formas	Cenizas de formas retorcidas; en la fracción fina (<63 micras de diámetro)
convolutas	de basaltos. Son formas enrolladas parecidas a musgo con superficies
"Moss-like	altamente irregulares producto de la unión de masas globulares. La
0	apariencia de embahiamiento similares a vesículas se debe a la superficie
Convolute"	retorcida, con pequeños glóbulos unidos (Fig. 4c)
Formas	Formas parecidas a gotas, se encuentran en fracción fina de basaltos. Este
esféricas	tipo muestra límites ligeramente esféricos con superficies curveadas y lisas;
8	raramente existen como partículas separadas, están unidos a granos mayores
"Spheres	tipo "bloque" hasta formar incrustaciones de superficie esférica (como
drop-like"	racimos de uvas) (Fig. 4d).
	Término utilizado en partículas con longitud tres veces mayor que su
Placas	espesor. Este tipo incluye formas crecientes o parecidas a placas; las
	superficies son curveadas, lisas o irregulares, éstas últimas formadas en
"Plate-Like"	magma con abundantes microlitos. Estas formas muestran al menos una
43	superficie curveada que formó parte de una burbuja vesicular con diámetro
	mayor a la esquirla (Fig. 4e).
Formas	Superficies cubiertas por vesículas, los bordes de las cenizas son
pumicítica*	redondeados y en general presentan forma irregular. Fragmentos
"Pumice	piroclásticos de composición basáltica a riolítica (Fig. 3c).
shards"	

* La forma pumicítica es descrita por Fisher y Schmincke (1984) (Fig. 3c).

Las muestras fueron cortadas para obtener superficies frescas con tamaño <5mm, que fueron adheridas en los portamuestras de aluminio con cinta de carbón. Para las impresiones de mayor resolución las muestras fueron cubiertas con una película de oro de 200 Angstrom ($\dot{\mathbf{A}} = 10^{-8}$ cm) para aumentar la conductividad eléctrica y prevenir los efectos de carga en el microscopio. Las imágenes generadas fueron fotografiadas con un sistema de cámara Polaroid.

II.3.4. Análisis en microsonda.

El análisis de microsonda fue utilizado para conocer la composición en elementos mayores de los minerales y del vidrio; las pruebas fueron realizadas en láminas delgadas preparadas para el análisis petrográfico, previamente pulidas y cubiertas con una capa de carbón, utilizando un vaporizador EFFA MKII (Ernest F. Fullam Inc.). Los análisis se realizaron con un equipo Camebax en el instituto de oceanografía SCRIPPS (UCSD). Para la calibración se utilizaron estándares de vidrio volcánico basáltico. Los análisis de microsonda no fueron del todo satisfactorios ya que se obtuvieron porcentajes variables de óxidos de 85% a 90%. Parte del error puede atribuirse al contenido de agua, pero otra parte del error está relacionado posiblemente con el mal pulido de la muestra, así como a la calibración del equipo y el tipo de estándares utilizados.

Los análisis de microsonda en piroclastos de la base de la toba Los Heme (Camino Viejo, Fig. 2, sitio 2) resultaron de muy mala calidad debido a la dificultad para efectuar el

montaje y el pulido en láminas delgadas. Los datos obtenidos en una muestra difícilmente alcanzan 80%, por lo que no se utilizaron en este trabajo.

II.3.5. Caracterización química por fluorescencia de rayos X.

Los análisis químicos de roca entera fueron realizados por espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX), por ser la técnica más usada en la determinación de elementos químicos mayores y algunos elementos traza en las rocas.

Las rocas seleccionadas para análisis de FRX, primeramente fueron fragmentadas hasta obtener esquirlas de 1 a 10 mm de tamaño y lavadas en una solución de ácido clorhídrico (HCl) al 10% y secadas en horno a temperatura constante de 40°C. El manejo de las esquirlas, una vez lavadas, se realizó con pinzas para evitar cualquier tipo de contaminación. Los análisis fueron realizados en el laboratorio de geoanalítica de la Universidad Estatal de Washington.

La concentración de los elementos mayores están expresadas en % en peso de óxido. La determinación de elementos mayores solamente se realiza para cationes y se asume que son acompañados por una cantidad apropiada de oxígeno; así la suma de los óxidos debe ser cercana a 100%.

El agua dentro de la estructura de los silicatos y liberada por encima de los 950 °C es descrita como H_2O^+ (pérdida por ignición), este cálculo se realizó en el laboratorio de química del Centro de Ciencias de la Materia Condensada de la UNAM. El agua presente

simplemente como humedad en el polvo de roca y calentada por abajo de los 900 °C es citada como H_2O^{-} y no es un constituyente importante de la roca. El contenido total de volátiles de la roca fue determinado por ignición a 950 °C y es expresado como "pérdida por ignición" (Lechler y Desilets, 1987).

Los análisis de roca entera por fluorescencia de rayos X (FRX) se realizaron para establecer las tendencias de los elementos mayores debidas a la alteración. El factor de concentración se obtuvo dividiendo el porcentaje de los óxidos normalizados en la roca alterada entre el valor obtenido en la misma unidad pero en roca sana. Se utilizaron tres muestras de referencia (Ref.) sin alteración Tmrl-2V3, Tmrl-17 y P-35b. La Tmrl-2V3 (Ref. 1) corresponde a los flujos riolíticos del flanco occidental de Valle Curbina (Unidad Tmru, Fig. 2). La muestra Tmrl-17 (Ref. 2) es el flujo con obsidiana con perlitización incipiente. Esta unidad se ubica estratigráficamente por debajo de la muestra de referencia 1, pero pertenece al mismo grupo de flujos riolíticos con depósitos de lapilli estratificados del arroyo La Cantera. Estas dos muestras fueron utilizadas para conocer los factores de concentración de las zonas de alteración de arroyo La Cantera y sierra San Fermín. La toba soldada de mesa El Tábano P-35b (Ref. 3), es de composición riolítica y corresponde a la unidad Tpt-c (Stock et al., 1991; Martín-Barajas y Stock, 1993) fue utilizada para comparar su composición con las rocas de la zona hidrotermal de Puertecitos. La muestra con menor alteración en Puertecitos se correlaciona con la unidad de la referencia 3 debido a su espesor, posición estratigráfica y características mineralógicas.

III. GEOLOGÍA DE LOS SITIOS DE MUESTREO

En este trabajo se analizaron las muestras de las zonas de alteración en los flujos piroclásticos (toba Los Heme) y los depósitos epiclásticos tipo lahar (arroyo Matomí), ambos del Plioceno (Grupo 3). También se estudiaron los depósitos de ceniza de caída libre del Mioceno Tardío (arroyo La Cantera y el sur de sierra San Fermín) (Grupo 2) y la zona hidrotermal de Puertecitos.

III.1. Muestras de los flujos piroclásticos del Plioceno (Grupo 3).

La columna estratigráfica compuesta de toba Los Heme, corresponde a flujos de cenizas del Plioceno (Terciario Plioceno riolitas = Tpr) del Grupo 3. La cima de la secuencia (Tph) aflora en el arroyo Los Heme (Fig. 2, sitio 1), tiene un espesor de ~200 m y contiene >25 unidades de depósitos de cenizas y depósitos de lapilli pumicítico - lítico. (Martín Barajas et al., 1995).

Las unidades que fueron muestreadas corresponden a la parte media superior de la toba Los Heme y son: Tph-17, Tph-20, Tph-22, Tph-24 y Tph-25 (Fig. 5). Estas unidades corresponden a depósitos masivos de ceniza volcánica no consolidada. Son de color gris claro, gris-verdoso, casi blanco a beige; contienen de 5 a 10% de fragmentos líticos angulosos a subangulosos; 5% minerales opacos y plagioclasas, el resto (85-90%) son esquirlas de vidrio (Fig. 6, Tabla III). En este sitio la toba Los Heme sobreyace en discordancia a las andesitas de arco y los flujos de lava del Grupo 2 (~6 ma). Parte de esta

secuencia incluye depósitos de cenizas consolidadas y tobas soldadas, pero no fueron muestreadas en este trabajo. Las unidades hacia la base presentan inclinaciones de 35° hacia el este, mientras que hacia la cima la inclinación de las unidades disminuye a menos de 15°.

La base de toba Los Heme aflora en el Camino Viejo (Fig. 2, sitio 2). Esta unidad incluye cenizas semiconsolidadas (muestras Tph-1 a Tph-4), compuestas en promedio por 65% de material vítreo como esquirlas de vidrio y lapilli pumicítico; 20-25% cristales (plagioclasa > anfíboles > piroxenos > minerales opacos) el resto corresponde a los fragmentos líticos (Tabla III, Figs. 6 y 7). En este sitio, la unidad presenta una coloración amarillo verdosa, contiene clastos accidentales de rocas graníticas y volcánicas y sobreyace en discordancia a las rocas del Grupo 1.

Las cenizas no consolidadas de Cuestas La Poma y La Virgen (Fig. 2, sitios 3y 4), también corresponden a la toba Los Heme. En los análisis de DRX, no se determinó la presencia de minerales arcillosos o zeolitas, por lo tanto, no fueron consideradas para análisis posteriores.



Fig. 5 Flujos piroclásticos del Plioceno, expuestos en el arroyo Los Heme. Este afloramiento corresponde a la cima de toba Los Heme, caracterizada por unidades de ceniza masiva no consolidada, color gris claro, gris verdoso, blanco o beige (Fig. 2, sitio 1).



Fig. 6 Columna estratigráfica compuesta de los flujos piroclásticos del Plioceno en la cima y base de la toba Los Heme (Fig. 2, sitios 1 y 2).

Tabla III. Descripción litológica de las unidades muestreadas en los flujos piroclásticos del Plioceno, cima y base de toba Los Heme (Fig. 2, sitios 1 a 4).

Muestras	Coordenadas	Descripción litológica.
Unidad 17 Tph-17-94E	30°15'51" N 114°40'13" O	Ceniza de caída libre, masiva, color gris - rosa pálido, no consolidada, espesor 14 m. Composición: 5% de fragmentos líticos volcánicos (2mm-<100mm) color gris claro, angulosos a subangulosos; 10% fragmentos de pómez color rosa muy claro; 5% cristales (plagioclasas): 80% ceniza volcánica. La muestra
Sitio 1		fue colectada a 70 cm de la base.
Unidad 20 Tph-20-94E Sitio 1	30°15'51" N 114°40'13" O	En la base ceniza volcánica masiva, no consolidada, espesor de 6 m, color gris claro a blanco, 5% de plagioclasas y óxidos de fierro, el resto es ceniza, la muestra fue colectada a 1.50 m de la base. En la zona media, ceniza color gris claro a rosa claro, ligeramente consolidada con aparente "estratificación"; con 5% fragmentos líticos volcánicos subangulosos (5 a 50 mm); 10% pómez, <10% cristales (plagioclasas y piroxenos), 75% ceniza, la muestra se tomó a 4.50 m de la base. En la cima, ceniza color gris claro a rosado, semiconsolidada; 5% fragmentos líticos subangulosos; 15% pómez; 5% plagioclasas; 75% ceniza. El muestreo se realizó a 6.00 m de la base.
Unidad 22	30º15'51" N	Caniza volcánica masiva color gris claro roca claro
Tph-22-94E Sitio 1	114°40'13" O	semiconsolidada con aparente estratificación, espesor 1.20 m; contiene 5% pómez, 5% plagioclasas y óxidos, ~90% ceniza.
Unidad 24 Tph-24-94E Sitio 1	30°15'54" N 114°40'09" O	Ceniza color beige poco consolidada; composición <5% de fragmentos líticos (2 a 10mm) color gris oscuro y rojizo, subangulares a subredondeados; 5% plagioclasas, 90% ceniza.
Unidad 25 Tph-25-94E Sitio 1	30°15'54" N 114°40'09" O	Ceniza y lapilli pumicítico color gris verdoso; contiene 5% plagioclasas, 95% fragmentos pumicíticos y ceniza. La base del estrato contiene lapilli pumicítico y la cima fragmentos líticos angulosos soportados por una matriz de ceniza.
Camino Viejo Tph-1-94E a Tph-4-94E Fig. 7 Sitio 2	30°14'20" N 114°42'00" O	Ceniza masiva semiconsolidada (toba), color crema con tonalidades verde claro; contiene 5% de fragmentos líticos subredondeados color rojizo, gris y ocre con variación en tamaño de 1mm a 50 mm; 30% cristales (plagioclasa, anfíboles, piroxenos y minerales opacos); 65% fragmentos de pómez con forma alargada color verde claro de 1 a 10 mm de longitud.
Cuesta La Poma Tph-5-94E a Tph-8-94E Sitio 3	30°11'08" N 114°39'40" O	Ceniza color gris claro no consolidada con fragmentos de pómez. En la zona media, el color es gris claro a rosado, con 5% de fragmentos líticos angulares color gris oscuro (5mm), hacia la cima los líticos van de <5mm a <10mm, los fragmentos de pómez son color gris oscuro.
Cuesta La Virgen Tph-9-94E Sitio 4	30°10'18'' N 114°39'39'' O	5% de fragmentos líticos angulares a subangulares con tamaños de 1mm a <50mm color gris oscuro.



1

Fig. 7 Base de toba Los Heme (Tpr), toba semiconsolidada de aspecto masivo, color crema con tonalidades verde claro, contiene 5% de fragmentos líticos color rojizo (1) y lapilli pumicítico color verde claro <10 mm de longitud (2), muestra Tph-2 (Fig. 2, sitio 2).

III.2. Muestras de los depósitos estratificados del arroyo Matomí (Grupo 3).

En el suroeste de la sierra San Fermín (20 Km al NW de Puertecitos) se muestrearon depósitos estratificados de ceniza y lapilli pumicítico color rosa oscuro y claro en estratos con gradación inversa (Fig. 2, sitio 11). Están compuestas de lapilli pumicítico color amarillento, de forma alargada, subangular a angular, que flotan en una matriz de cenizas. En el arroyo Matomí estos depósitos miden hasta 20 m de espesor (Fig. 8).

En el sitio 11 fue levantada una columna estratigráfica a detalle, de aproximadamente 12 m de espesor (Fig. 9, Tabla IV). Los estratos de la base de esta columna son las de menor espesor y varían de 0.15 a 0.5 m, en cada estrato se aprecia la gradación inversa de los fragmentos pumicíticos (finos en la base y gruesos en la cima). Se encontró una alternancia de estratos delgados y gruesos 1 a 3 cm de espesor de ceniza fina y gruesa color rosa claro u oscuro. Los pómez son subangulares a subredondeados. Los estratos de mayor espesor (1.10 - 2.65 m), contienen ceniza fina y fragmentos pumicíticos con "niveles" de pómez fino a grueso. En la parte superior de la secuencia los estratos son de ceniza fina y tienen estratificación cruzada, presentan fragmentos que están deformados y estructuras de flama (Fig. 10). En las dos últimas secuencias de la cima los fragmentos de pómez y la ceniza se encuentran cementados por sílice, los fragmentos de pómez conservan la coloración verde-amarillo y la ceniza en la matriz es rosada. Las muestras colectadas y analizadas en esta secuencia se describen en la tabla IV.



Fig. 8 Depósitos estratificados del arroyo Matomí. Estratos delgados (0.15 a 0.5 m) de ceniza fina y gruesa con fragmentos pumicíticos amarillentos. En la parte superior de la foto se aprecia como aumenta el tamaño de los estratos (1.10 a 2.65 m). Estos depósitos se encuentran interestratificados localmente con las tobas de Mesa El Tábano (Fig. 2, sitio 11).



Fig. 9 Columna estratigráfica del arroyo Matomí.

Tabla IV Descripción litológica de los depósitos estratificados del arroyo Matomí, La secuencia 1 corresponde a la base y 16 a la cima de la columna estratigráfica elaborada en el sitio 11 (Fig. 2).

Secuencias	Espesor	Descripción litológica		
	(m)			
1		Ceniza gruesa color rosa oscuro con fragmentos pumicíticos color		
	0.15	amarillento, alargados, subangulares (<2 mm) alineados paralelamente a la		
AM-28		estratificación.		
		Ceniza fina color rosa claro con fragmentos pumicíticos angulares color		
2	0.36	amarillento (2-50mm); fragmentos líticos color rosa claro (40mm a 80mm)		
		en desorden. Contiene lentes de ceniza gruesa con espesor de 1cm.		
3	0.10	Ceniza gruesa color rosa oscuro con estratos pumicíticos con gradación		
		inversa; en la base son <10mm y en la cima <40mm.		
		Estrato de ceniza con gradación inversa color rosa claro con fragmentos		
		pumicíticos color amarillento de 1 a 30mm de largo, paralelos a la		
4	0.35	estratificación. Existe un fragmento de 120 x 60 mm que interrumpe		
		ligeramente el arreglo de los pómez pequeños y aumenta la concentración		
AM-32		de ceniza a su alrededor.		
-		Ceniza color rosa oscuro con gradación inversa con fragmentos de pómez		
5	0.21	color amarillento de la 15 mm. Hacia la cima el tamano de los pomez		
		aumenta a 40 mm son alargados y/o ligeramente redondeados.		
		(lem de especer) le cohrectere fragmentes numicítices de forme elergede		
6	0.22	(1cm de espesor), le sobreyace fragmentos pumiciticos de forma alargada		
0	0.22	de l'a 15mm (1cm de espesor). Continua con centza y pomez angulosos a subangulosos. La sobreviera secuencia de gradación inversa (12 cm de		
		espesor) con fragmentos numicíticos (40 mm)		
		Ceniza gruesa color rosa claro con fragmentos numicíticos alargados <5mm		
		(2 cm de espesor). Le sobrevace un estrato (2cm) de ceniza fina v		
7	0.46	fragmentos pumicíticos (>5mm) que esporádicamente llegan a medir 90		
	1.184400234443499	mm. Los líticos son color gris oscuro y rojizo ligeramente alargados		
		(<85mm) conservan la estratificación. El estrato termina con fragmentos		
		pumicíticos <30 mm.		
		Ceniza color rosa oscuro con gradación inversa, con fragmentos pumicíticos		
8	0.28	alargados (<20mm) paralelos a la estratificación; los pómez medianos son		
12	2	subangulares - angulares - redondeados y los gruesos subangulares a		
	51	subredondeados.		

Tabla IV Continuación.

Secuencias	Espesor (m)	Descripción litológica			
9	2.65	Ceniza color rosa claro con gradación inversa. Los fragmentos pumicíticos (<15 mm) color amarillento de forma alargada, paralelos a la estratificación. Contiene intercalación de lentes de ceniza gruesa a fina color rosa claro, que esporádicamente son interrumpidos por fragmentos pumicíticos.			
10	0.10	Ceniza fina color rosa oscuro con gradación inversa; contiene fragmentos pumicíticos alargados (<5mm).			
11 AM-29	1.10	Estratos de ceniza fina a gruesa. En los primeros 15 cm de espesor los pómez de forma alargada miden hasta 60mm de largo. Le sobreyace un estrato de ceniza fina de 3cm de espesor. Le sigue un estrato de 5cm de espesor de fragmentos líticos (<60mm). Continuan dos estratos de 10cm cada uno de pómez finos a gruesos conservando el arreglo paralelo a la estratificación. Hacia la cima contiene pómez de 50 a 70 mm de largo en desorden. Le sobreyacen estratos de ceniza gruesa a fina con pómez			
н		alargados subredondeados.			
12	1.24	Estrato de ceniza fina color rosa oscuro con pómez finos a gruesos - medianos a finos alargados (<30mm). Contiene lentes de ceniza fina color rosa claro. Le sobreyace un estrato de ceniza fina color rosa oscuro y pómez en desorden, cuando aparecen los pómez medianos adquieren			
AIVI-33		Estrato de ceniza gruesa con gradación inversa. En la base contiene pómez de 1 a 70 mm de largo, subangulares y lentes de ceniza fina. Le sobreyace un estrato (6 cm de espesor) de finos a gruesos. Entre los pómez se encuentra ceniza muy fina color rosa oscuro, todo el material se			
13	2.30	encuentra en desorden. Le sobreyace un estrato (8 cm de espesor) de ceniza fina. Hacia la cima se encuentran estratos pumicíticos de finos a			
AM-30	4	gruesos de 40mm a 80mm de largo color blanco, beige, subredondeados a redondeados. Contiene estructuras de flama.			
14	1.10	Ceniza fina color rosa oscuro con lentes de ceniza fina con estratificación cruzada. Los pómez son de forma alargada y deformados, conservan ligero acomodo paralelo a la estratificación.			
15	0.50	Ceniza color rosa oscuro con fragmentos pumicíticos color gris, angulares, ligeramente alargados y deformados paralelos a la			
AM-35	0.70	estratificación, cementados por sílice.			
10	0.70	fragmentos de pómez silicificado color verde - amarillo.			

Nota: Las coordenadas del sitio son 30°28'56"N - 114°46'02" O.



Fig. 10 a). Detalle de los depósitos estratificados (epiclásticos) del arroyo Matomí. Son secuencias de ceniza color rosa oscuro y claro, lapilli pumicítico amarillento de forma angular a subangular.

b). Estructura de flama en un estrato de ceniza de los depósitos estratificados arroyo Matomí (Fig. 2, sitio 11).

a)

III.3. Muestras de tefras y brechas en domos riolíticos del Mioceno Tardío (Grupo 2).

En el arroyo La Cantera, 6 Km al NW de Puertecitos (Fig. 2, sitios 6 a 9) fueron muestreados: a) un depósito de tefra masiva interestratificada en flujos de lava. Este depósito es color rosado - naranja y contiene ~70% de material vítreo (pómez, esquirlas de vidrio y obsidiana perlitizada); 20% de fragmentos líticos y <10% plagioclasas y óxidos de fierro principalmente, (Tabla V) y b) depósitos estratificados de tefras consolidados y semiconsolidados, con estratificación planar-laminar, color crema-verde claro, con 20% de fragmentos líticos de tamaño ceniza y lapilli. Los fragmentos líticos son de riolita color rojizo, de forma subangular a redondeado. Los estratos semiconsolidados están constituidos únicamente por ceniza con <5% de cristales, principalmente plagioclasas (Tmrl-15 y Tmrl-16). En el sitio 8, a los depósitos de ceniza les sobreyace un flujo de lava vítrea ligeramente perlitizada. El flujo presenta una brecha basal con fragmentos color gris, con tonalidades verde claro en las fracturas perlíticas. La muestra Tmrl-17 pertenece a este flujo (Fig. 11). En el sitio 9, se tiene la obsidiana perlitizada con aparente alteración debido a las tonalidades verde muy claro, amarillentas y gris claro. Las muestras de este flujo corresponden a Tmrl-19 y Tmrl-20 (Tabla V).

En el sitio 12 (Fig. 2), al sur de la sierra San Fermín, fueron muestreados flujos riolíticos correlacionables con los domos riolíticos del Mioceno Tardío (Grupo 2). Las unidades muestreadas son: 1) depósitos de cenizas estratificadas que contienen lapilli pumicítico de color verde claro. Presenta un 10% de fragmentos líticos (<15cm) y fragmentos de obsidiana perlitizada color café oscuro y 2) depósitos estratificados de

cenizas y lapilli lítico. Los fragmentos líticos son de riolita rojiza que en algunos casos está parcialmente silicificada. Las muestras corresponden a SF-37 - SF-43 (Fig. 12).

Tabla V. Descripción litológica de los depósitos de ceniza y lapilli en el arroyo La Cantera y sur de sierra San Fermín (Fig. 4, sitios 6 a 9 y 12 respectivamente).

Muestras	Coordenadas	Descripción litológica
Arroyo La Cantera Tmrl-10-94E Tmrl-11-94E	30°23'03"N 114°41'41"O	Tefra masiva color rosado-naranja, semiconsolidada; contiene ~70% pómez y esquirlas de vidrio, 20% líticos (>30 cm) color rojizo, gris oscuro y rosa, subangulares; <10% plagioclasas y óxidos de fierro. La obsidiana perlitizada es color gris oscuro a negro con fracturas rellenas por minerales arcillosos, con bandeamiento color gris claro - blanco y café rojizo (Tmrl-10).
Tmrl-12-94E a Tmrl-14-94E	30°23'00"N 114°41'41"O	Tefra verdosa, semiconsolidada a consolidada; contiene 75%material vítreo (pómez color beige), 20% fragmentos líticos café rojizo en la base (<20 mm), angulares a subangulares; 5% de plagioclasas euhedrales. Las fracturas están rellenas por minerales arcillosos.
Tmrl-15-94E a Tmrl-1794E	30°23'03"N 114°41'54"O	Depósitos de ceniza verdosa masiva, consolidada; contiene ~75% material vítreo, <5% plagioclasas y óxidos, 20% líticos angulares (<2 mm) color gris oscuro y rojizo. Al depósito de ceniza le sobreyace un flujo de obsidiana fresca color gris con coloración verdosa en las fracturas (Tmrl-17-94E).
Tmrl-18-94E a Tmrl-20-94E	30°22'30"N 114°42'17"O	Afloramiento masivo con clastos de obsidiana perlitizada color gris claro y fragmentos subredondeados color blanco soportados por una matriz arcillosa color rosa y verde claro (Tmrl-19-94E), en algunas zonas la matriz está alterada (Tmrl-20-94E).
Sur de Sierra San Fermín SF-42 y 43	30°29'40"N 114°42'45"O	Tefra verdosa, contiene <10% de fragmentos líticos color rojizo (<15cm) subangulares y angulares, fragmentos de obsidiana perlitizada color café rojizo y/o gris oscuro con coloración anaranjada. Los fragmentos pumicíticos angulares y subredondeados, color beige miden hasta 10 cm.



Fig. 11 Depósito estratificado de ceniza y lapilli semiconsolidado (1). Le sobreyace un flujo de obsidiana perlitizada (2). La línea punteada (3), indica el contacto entre los depósitos de ceniza y la brecha de flujo con obsidiana perlitizada (Fig. 2, sitio 8).

37



Fig. 12 Flujos y domos riolíticos al sur de Sierra San Fermín. Presentan depósitos de tobas con lapilli pumicítico color verde claro y tobas riolíticas color rojizo entre los flujos de lava (Fig. 2, sitio 12).

III.4. Muestras de la zona termal de Puertecitos (Reciente).

En las cercanías de las aguas termales de Puertecitos (Fig. 2, sitio 13), a una distancia entre 10 y 15 metros de las emanaciones modernas ubicada en la zona intermareal, fueron tomadas 4 muestras a diferentes distancias entre si. Se colectaron muestras del relleno de fracturas en una brecha cementada por sílice (Pat-11). Se muestreó una roca sin alteración aparente (Pat-12); la roca encajonante cercana al contacto con el relleno de fracturas (Pat-13). Se colectó también un fragmento de roca alterada con silicificación, en la poza junto al manantial hidrotermal (Pat-14) (Fig. 13).



- (1) Circulación de aguas termales
- Pat-11 Relleno de fractura
- Pat-12 Roca sin alteración aparente
- Pat-13 Roca encajonante cercana a la emanación
- Pat-14 Roca alterada con silicificación

Fig. 13 Diagrama esquemático de la zona de alteración hidrotermal de Puertecitos (Fig. 2, sitio 13).

IV. RESULTADOS

IV.1. Alteración de los depósitos piroclásticos del Plioceno (toba Los Heme y depósitos estratificados de arroyo Matomí).

Los flujos piroclásticos de la cima de toba Los Heme (Fig. 2, sitio 1) están constituidos por cenizas vítreas y minerales primarios esencialmente sin alteración. Sin embargo, en la unidad basal (Fig. 2, sitio 2), el flujo piroclástico de lapilli pumicítico, contiene minerales de origen secundario como las zeolitas y arcillas (montmorillonita e illita). A continuación se describen las características físicas y mineralógicas de los piroclastos y los productos de alteración, en la cima y en la base de la secuencia.

IV.1.1. Cima de la toba Los Heme.

La cima de la columna estratigráfica incluye las unidades Tph-17, Tph-20, Tph-22, Tph-24 y Tph-25 de la toba los Heme (Fig. 6, Tabla III). Estas unidades son flujos de ceniza, pobremente consolidados, compuestos por esquirlas en forma de bloques, placas, "Y", convolutas y esferas de vidrio volcánico en un 80% en promedio (Fig. 14). Las características morfológicas son diferentes en cada unidad (Tabla VI). La fracción de cristales es ~17% en promedio e incluye plagioclasas y piroxenos. Los fragmentos líticos son menos de 5%. En general, no se detectó abundancia de minerales secundarios que sugieran procesos de alteración de baja temperatura de los piroclastos; se presentan trazas de arcillas como la montmorillonita (Tph-24 y 25) ya que en esta zona se inicia la hidratación del vidrio volcánico.



Fig. 14. Diagrama de la composición porcentual de los parámetros vidrio (V), líticos (L) y cristales (C) de la ceniza no consolidada en la cima (O) y en la base (+). La flecha indica el incremento de cristales hacia la base de la unidad en el arroyo Los Heme.

42

Tabla VI. Morfología de los piroclastos de la cima y base de toba Los Heme, identificada con MEB. La clasificacción de las cenizas estuvo basada en Wohletz y Heiken (1992) (Tabla II, Fig. 4).

		Análisis de	Forma de las	Minerales	
	Unidad	DRX	cenizas	secundarios	Descripción
			(MEB)		
					Esferas con diámetro de 150µm a 350
			1		μm con superficie rugosa. El eje
		vidrio	esférica		mayor de las formas ovoides mide
C	Tph-25A	<i>x</i> .	ovoide		hasta 700µm y el menor 200µm. Los
		У	bloques	arcillas (?)	bloques varían de 125µm a 700µm.
		1420	placa	21 22	Las placas varían de <100µm a
		arcillas (?)	"X",Y"		250µm. Las esquirlas con forma de
Ι		26 N.S.F	pumicíticas		"X" e "Y" miden ~75µm. Los pumi-
					cíticos de 200μm a 450μm.
			bloques y		Los bloques de 300µm a 800µm.
0	Tph-24	vidrio	fragmentos	montmori-	Fragmentos pumicíticos ~300µm a
М	10	montmori-	pumicíticos	llonita	< 700 µm con vesículas sin eviden-
		llonita			cias de mineralización.
		2	convoluta y		Formas convolutas ~400µm a
	Tph-20	ortoclasa	fragmentos	ninguno	<900µm. Los fragmentos pumicí-
А		cristobalita	pumicíticos		ticos 200μm a 750μm.
		cristobalita	convoluta y		Formas convolutas de ~100µm a
	Tph-17	albita	fragmentos	ninguno	<250µm. Fragmentos pumicíticos de
		ortoclasa	pumicíticos.		~100µm a 400µm.
		montomo-			
В	Tph-2	rillonita	827 - MI	mordenita	Fibras de mordenita de 5 a 15µm de
А	a	clinoptilolita	acicular	clinoptilolita	largo.
S	Tph-4	mordenita,	placas	montmo-	Cristales euhedrales de clinoptilolita
Е		illita		rillonita	~10µm.
		ortoclasa		illita	

1) Unidad Tph-17. Es una unidad compuesta, de 14 m de espesor, que incluye un depósito de ceniza de caída libre en la base sobreyacida por un flujo de cenizas, una toba vítrea soldada y un depósito epiclástico en la cima. Para este trabajo se tomaron tres muestras del depósito de ceniza de caída libre que corresponden a la base, zona media y cima de esta unidad. Los análisis de difracción de rayos X (DRX), indican que las muestras contienen cristobalita y plagioclasas (Anexo "A"). La cristobalita es producto de desvitrificación y las plagioclasas son de origen primario (Fig. 15a). No se encontraron las reflexiones características de los piroxenos, sin embargo, sí fueron observados durante el análisis petrográfico.

En el análisis morfológico de microscopía de barrido electrónico (MEB), las formas dominantes de las cenizas son las formas convolutas y los fragmentos pumicíticos (nomenclatura de Wohletz y Heiken, 1992; Fig. 4, Tabla II) de aproximadamente 100µm a <250µm de diámetro y cenizas pumicíticas con tamaños de 100µm a 400µm (Tabla VI).



Fig. 15 Difractogramas de las unidades a) Tph-17, b) Tph-20 y c) Tph-25 de la cima de toba Los Heme. El difractograma de Tph-25 muestra el domo característico del sílice.

2) Unidad Tph-20. Es un depósito de cenizas de caída libre de 6 m de espesor que incluye algunos horizontes ricos en líticos; fueron tomadas tres muestras de ceniza distribuidas en la base, zona media y cima. Los difractogramas contienen los planos de reflexión de la plagioclasa y cristobalita (desvitrificación) (Fig. 15b). Morfológicamente en las cenizas predominan las formas convolutas con cavidades de paredes lisas y miden ~400 a 900µm (Fig. 16). Los fragmentos pumicíticos (200µm a 750µm) presentan vesículas de forma alargada sin evidencias de recristalización o neoformación de minerales (Tabla VI).

3) Unidad Tph-24. Es un depósito de cenizas de caída libre que sobreyace a un flujo de detritos no consolidado. El espesor de la unidad es de 17.5 m y se tomaron muestras en la base y la cima. El difractograma presenta el domo característico del sílice o vidrio y los planos de reflexión de la montmorillonita como producto de la desvitrificación del vidrio volcánico (Anexo "A"). La morfología de las partículas de ceniza es muy variada; predominan las formas de bloques que miden de 300µm a 800µm y fragmentos pumicíticos de ~300µm a ~700µm (Tabla VI; Fig. 17).

4) Unidad Tph-25. Es un depósito estratificado de 0.5 m de espesor de cenizas y lapilli pumicítico color gris-verdoso. En los análisis de DRX, igual que la unidad anterior, solamente se presenta el domo del sílice o vidrio volcánico y probablemente trazas de minerales arcillosos (?) (Fig. 15c).

46



Fig. 16 Fotomicrografías tomadas con MEB, cima de toba Los Heme, unidad Tph-20. a) Ceniza tipo convoluta.

b) Detalle de las cavidades con paredes lisas, sin evidencias de minerales secundarios

a)



Fig. 17 Fotomicrografía tomada con MEB, cima de toba Los Heme, unidad Tph-24. a) Ceniza tipo bloque (izquierda) y fragmentos pumicíticos.

b) Ceniza tipo bloque, las formas circulares corresponden a microvesículas.

a)

b)

En el análisis morfológico de MEB, se observaron principalmente esferas o formas ovoides huecas con diámetro de 150µm a 350µm; las esferas presentan superficie rugosa y protuberancias debidas a la ruptura de la unión de esquirlas de vidrio u otras esferas (Fig. 18a-c). Las esquirlas con forma de placas miden ~100µm a 250µm; los bloques varían de 125µm a 700µm y los fragmentos pumicíticos miden de 200µm a 450µm. Las esquirlas con formas "Y" y "X" miden en promedio ~75µm y contienen bordes subredondeados a angulares (Fig. 18d).

En general, las cenizas de las unidades de la cima de toba Los Heme, no presentan evidencias de alteración o mineralización secundaria; están constituidas por esquirlas de vidrio volcánico con trazas de montmorillonita, minerales primarios como albita, piroxenos y óxidos de Fe-Ti, así como cristobalita como producto de desvitrificación durante el enfriamiento del depósito. Las esquirlas de vidrio no presentan una forma dominante en todas las unidades, ya que varían en cada una de ellas (Tabla VI).



- Fig. 18 Fotomicrografías tomadas con MEB, cima de toba Los Heme, unidad Tph-25.
 - a) Esfera de vidrio fresco.
 - b) Vista interior de una esfera de vidrio.

50



Fig. 18 Fotomicrografías tomadas con MEB de ceniza de toba Los Heme, unidad Tph-25.

- c) Unión de dos esferas de vidrio y un fragmento de esquirla.
- d) Esquirla de vidrio en forma de "Y".

c)

d)

51

IV.1.2. Base de toba Los Heme.

La unidad en la base de toba Los Heme sí contiene minerales secundarios, principalmente zeolitas y arcillas (montmorillonita e illita) y óxidos de fierro. Los depósitos son cenizas semiconsolidadas, compuestas por 65% en promedio de material vítreo (Fig. 14). La fracción de cristales es 30% en promedio, principalmente plagioclasas, hornblenda y escasos ortopiroxenos (hiperstena o ferrosilita). Los fragmentos líticos representan el 5%. En este trabajo se incluyen las muestras Tph-1 a Tph-4 (Fig. 2, sitio 2; Tabla III).

La unidad basal es una toba de lapilli pumicítico color crema con tonalidades verde claro. En lámina delgada se estima que contiene ~65% de material pumicítico y esquirlas de vidrio; 20-25% de fragmentos líticos y 15-20% cristales, plagioclasa>hornblenda> piroxenos>biotita (Fig. 19a). La biotita es posiblemente un mineral accidental, relacionado a los fragmentos líticos plutónicos y metamórficos.

El material vítreo (~65%) está constituido principalmente por fragmentos pumicíticos, esquirlas de vidrio volcánico en forma de "Y", placas o láminas (0.1 mm - 1 mm) (0.25 mm) y de forma irregular (<0.45 mm). Las vesículas de los fragmentos pumicíticos están bordeadas por minerales arcillosos y contienen cristales aciculares de mordenita (Fig. 19b). En general, las esquirlas de vidrio contienen minerales arcillosos en los bordes, zeolitas y en ocasiones un halo de óxidos de fierro.

El contenido de fragmentos líticos varía 20-25%; estos fragmentos principalmente de origen volcánico están subredondeados (<3.5 mm) son textura microlítica, con plagioclasas y anfíboles euhedrales (0.50 mm - 0.90 mm). Las fracturas están rellenas por
óxidos de fierro. Las plagioclasas se presentan en forma euhedral y en cristales fragmentados (0.25 mm a 0.90 mm), con halos de arcillas, que en ocasiones están cubiertas o remplazadas por óxidos de fierro. Los fenocristales de plagioclasa presentan zoneamiento óptico. Los fragmentos de cristales de hornblenda y piroxeno se encuentran fragmentados (<0.10 a 0.30 mm), en ocasiones presentan halos de óxidos de fierro.

Los análisis de DRX en la fracción arcillosa ($<4\mu$), indican que contiene montmorillonita, illita y mordenita (Figs. 20a, b y c). En la fracción arenosa los planos de reflexión corresponden a clinoptilolita y plagioclasas (Anexo "A") (Fig. 20d); de éstos solo la clinoptilolita se considera un mineral de alteración.

En el análisis morfológico MEB, en los espacios porosos predominan los cristales aciculares de mordenita de ~15 μ m de largo (Fig. 21a y b); en menor proporción se encuentran los cristales de clinoptilolita de ~10 μ m (Tabla VI).

En general, los minerales secundarios de la base de toba Los Heme son mordenita, clinoptilolita, montmorillonita, illita. Los minerales primarios son las plagioclasas, piroxenos, anfíbol y los óxidos de fierro. Se considera que las arcillas y las zeolitas son producto de la alteración del vidrio volcánico y de otros minerales primarios de esta unidad.



- Fig. 19 a) Fotomicrografía de la unidad basal de la toba Los Heme (en sección delgada), fragmento pumicítico de la matriz (1); esquirlas de vidrio de forma irregular (media luna, placas), con formación de minerales arcillosos en los bordes (2) y con cristales euhedrales de plagioclasas (3) Muestra Tph-4.
 - b) Fotomicrografía de una vesícula en un fragmento pumicítico con cristales aciculares de mordenita de origen secundario, muestra Tph-2.



Fig. 20 Difractogramas de la unidad Tph-2, base de toba Los Heme. (a)-(c) fracción limo-arcillosa, (d) fracción arenosa.



Fig. 21 Fotomicrografías tomadas con MEB, base de toba los Heme, muestra Tph-2.a) y b) Cristales aciculares de mordenita con material arcilloso, posiblemente montmorillonita.

a)

b)

IV.1.3. Depósitos estratificados del arroyo Matomí del Plioceno.

En el arroyo Matomí (Fig. 2, sitio 11) se muestreó un afloramiento de ~20m de espesor de depósitos epiclásticos estratificados del Grupo 3 (Fig. 2). En este sitio fue elaborada una columna estratigráfica a detalle de ~12m de espesor (Fig. 9, Tabla IV) donde se observaron estratos de ceniza con gradación inversa (finos en la base y gruesos en la cima), con espesores de 0.10 m a 2.60 m constituidas por estratos de cenizas pumicíticas que en conjunto presentan un color rosado. La ceniza está intercalada por capas de lapilli pumicítico de forma alargada, angular a subangular, que distintivamente son de color amarillento. Las muestras colectadas en esta secuencia son AM 28 a AM 35 (Tabla IV).

En láminas delgadas en muestras de la matriz de cenizas (~80%); se incluyen esquirlas de vidrio y material pumicítico de color verde claro, probablemente por la presencia de minerales arcillosos. Contiene ~10% de fragmentos líticos y 10% cristales principalmente plagioclasas y minerales opacos. La matriz de ceniza contiene <5% de biotita en la muestra AM-30m y posiblemente se trata de un mineral accidental ya que no se ha reportado en la secuencia de tobas del Plioceno.

El material vítreo está constituido también por fragmentos de lapilli pumicíticos de forma angulosa irregular (5 a 10 mm), que en muestra de mano son de color amarillo claro, crema y verdoso. Con el microscopio óptico se pudo observar que las vesículas de los pómez contienen clinoptilolita, mordenita o cristobalita y en los bordes arcillas. Las esquirlas de vidrio (0.1 mm - 0.2 mm) son en forma de placas (Fig. 22). Todas las esquirlas presentan zeolitas o minerales arcillosos en los bordes, mientras que el centro de las partículas se encuentran sin alteración.

Las plagioclasas se presentan en cristales fragmentados (<0.5 mm) de forma euhedral con minerales arcillosos rellenando las fracturas o en los bordes en forma de halos. No fue posible definir si los minerales máficos son piroxenos y/o anfíboles porque están oxidados (Fig. 22).

En los análisis de DRX, fueron determinadas las reflexiones de la clinoptilolita y la presencia de minerales arcillosos como montmorillonita y posiblemente illita (Fig. 23). En el análisis morfológico (MEB), de los fragmentos pumicíticos color amarillento y anaranjado; se observó que en las vesículas se presentan agregados cristalinos de forma euhedral de clinoptilolita, los cristales miden $<10\mu$ m de largo y $\sim2\mu$ m de espesor (Fig. 24).

En síntesis, las cenizas y el lapilli pumicítico, muestras AM-28 a AM-35, presentan zeolitización y formación de montmorillonita e illita.



Fig. 22 Fotomicrografía de la matriz de los depósitos estratificados del arroyo Matomí. Se observan esquirlas de vidrio volcánico con formación de minerales arcillosos y zeolitas en los bordes (1), fragmentos de plagioclasas (2), fragmentos pumicíticos (3) y minerales oxidados (4).



Muestra AM-31C, fracción arenosa.



b)

a)



Fig. 24 Fotomicrografías tomadas con MEB, depósitos estratificados del arroyo Matomí.
a) Vesícula de un fragmento pumicítico con cristales euhedrales de clinoptilolita.
b) Detalle de los cristales de clinoptilolita.

61

IV.2. Depósitos de ceniza y lapilli en los domos riolíticos del Mioceno Tardío.

IV.2.1. Depósitos del arroyo La Cantera.

Las zonas de mayor alteración son estratiformes y se localizan entre los flujos de lava de los domos riolíticos de ~6 ma. Son depósitos de estratificación delgada, planarparalela, de ceniza y lapilli, que posiblemente corresponden a depósitos de cenizas de caída libre (Fig. 2, sitios 6 a 9 y 12). Contienen minerales secundarios como la montmorillonita, clinoptilolita y mordenita. Los minerales primarios identificados en lámina delgada son piroxenos y plagioclasas en cristales euhedrales con zoneamiento óptico y halos de arcillas en los bordes.

En el arroyo La Cantera fueron muestreados: a) un depósito de tefra masiva interestratificada en flujos de lava color rosado- naranja; no está consolidada, contiene ~70% de material vítreo como fragmentos pumicíticos, esquirlas de vidrio y fragmentos redondeados de obsidiana perlitizada. Presenta un 20% de fragmentos líticos color rojizo o gris oscuro, <10% de cristales, principalmente plagioclasas y óxidos de fierro. b) depósitos estratificados de tefra color verdosa parcialmente consolidada. Contiene 75% de material vítreo, 20% de fragmentos líticos color café rojizo y 5% de cristales principalmente plagioclasas (Tabla V).

Al sur de la sierra San Fermín afloran depósitos similares a las tefras del arroyo La Cantera (Fig. 2, sitio 12), fue muestreada una toba verdosa, que contiene ~90% de material vítreo como fragmentos redondeados de obsidiana perlitizada color café oscuro y ~10% de fragmentos líticos. Prácticamente no contiene cristales.

IV.2.1.1. Análisis petrográfico y mineralógico.

a) La tefra color rosado en el arroyo La Cantera está formada por cenizas y lapilli pumicíticos de forma angular a subangular, con vesículas que presentan minerales arcillosos en los contornos. Las esquirlas de vidrio (<1 mm) son en forma de "Y" y placas. Presentan desarrollo de zeolitas como producto de alteración y la tridimita como resultado de la desvitrificación. Los fragmentos líticos son tamaño ceniza (<2 mm) color café rojizo y presentan formas subredondeadas y textura microlítica de flujo (muestra Tmrl-11). Estos líticos contienen fenocristales de plagioclasas (<0.3 mm) de formas euhedrales con alteración a minerales arcillosos en las fracturas. En algunos fragmentos líticos los anfíboles están parcialmente alterados a epidota, aunque no se definió si el reemplazamiento se realizó antes o después de la depositación de las tefras (Fig. 25).



Fig. 25 Fotomicrografía de la muestra Tmrl-11 en lámina delgada. En el centro se aprecia un fragmento lítico de forma subredondeada (1), a la derecha del mismo se observa un reemplazamiento de anfíbol a epidota (2). En la matriz se tienen diversos fragmentos pumicíticos (3) y esquirlas de vidrio (4). Los fragmentos de obsidiana perlitizada (muestra Tmrl-10), son color gris oscuro a negro, contienen microfracturas concéntricas (0.25 a <1.0 mm de diámetro) de texturas perlíticas. Estas fracturas están rellenas por montmorillonita (Fig. 26a). Las franjas color blanco, gris claro, café rojizo o negro se deben a "cristalitos" o microlitos orientados, que son más abundantes en unos sitios que en otros. Además, presenta esferulitas color café rojizo con tamaño de 0.01 mm a 0.02 mm (Fig. 26b).

b) La tefra verdosa está consolidada a semiconsolidada. En sección delgada presentan textura vitroclástica con fragmentos pumicíticos de vesículas de forma alargada u ovalada (<0.2 mm). Las vesículas, en las paredes internas, contienen cristobalita como producto de desvitrificación y zeolitas como mineral secundario. Las esquirlas de vidrio presentan desvitrificación a cristobalita y alteración a montmorillonita. Las fracturas perlíticas están rellenas por minerales arcillosos y óxidos de fierro, dan origen a formas angulares, subangulares o subredondeadas. En los fragmentos de obsidiana perlitizada se observó un reemplazamiento de vidrio por minerales arcillosos y la desvitrificación a cristobalita, como se sucede en las muestras Tmrl-12 y Tmrl-13 respectivamente (Figs. 27a y b).



- Fig. 26 a) Fotomicrografía de la obsidiana perlitizada de la muestra Tmrl-10 (lámina delgada). Las fracturas perlíticas están rellenas por montmorillonita (1). El bandeamiento es producto de la concentración de microlitos (2).
 - b) Fotomicrografía de la obsidiana perlitizada, detalle de los microlitos (1) y esferulitas (3).



Fig. 27 a) Fotomicrografía de un fragmento de obsidiana perlitizada, muestra Tmrl-12, en lámina delgada. Las fracturas perlíticas están rellenas por montmorillonita (1) y cristobalita (2).

b) Fragmentos de obsidiana perlitizada de la muestra Tmrl-13, con avanzado estado de desvitrificación. En algunas partes el vidrio está reemplazado por las arcillas (1). Se observan claramente las fracturas perlíticas (2) y los cristales de plagioclasas (3).

67

Los fenocristales de plagioclasas son euhedrales (<2mm) o en aglomerados de cristales pequeños (<1mm), con zoneamiento óptico. Contienen fracturas rellenas por minerales arcillosos; en ocasiones con óxidos de fierro (Fig. 27b). Los cristales de piroxeno se encuentran con frecuencia fragmentados, fracturados y alterados a óxidos de fierro. Los fragmentos líticos (<2 mm) son subredondeados, tienen textura microlítica y contienen plagioclasas y piroxenos, éstos últimos en ocasiones están oxidados.

Los análisis de DRX de los fragmentos pumicíticos muestran las reflexiones características de la clinoptilolita y mordenita (Anexo "A"), los picos permanecen estables en las muestras que fueron sometidas a evaporaciones de glicol y posteriormente calcinadas a 550°C durante 30 minutos. Además fueron determinadas las reflexiones de la montmorillonita en el frotis normal y glicolado que al ser calcinada la estructura cristalina se colapsa a 10Å (Fig. 28a y 28b).

En el análisis morfológico en las vesículas de los fragmentos pumicíticos fueron identificados cristales en forma de placas euhedrales de clinoptilolita de menos de 20 μ m de largo y ~2 μ m de espesor con características del sistema monoclínico (Fig. 29a). Además, contienen mordenita filiforme que conecta las paredes de los cristales de clinoptilolita. Las fibras individuales de mordenita tienen diámetros menores a una micra (Fig. 29b). En algunas vesículas de los fragmentos pumicíticos se encuentran placas de clinoptilolita; material silíceo amorfo, posiblemente desarrollado como producto de disolución del vidrio y esférulas de ópalo de formas concéntricas de aproximadamente de 10 μ m de diámetro (Fig. 30).



Fig. 28a Difractogramas de muestras molidas de los fragmentos pumicíticos del arroyo La Cantera, fracción limo-arcillosa.



Fig. 28b Difractogramas de los fragmentos pumicíticos alterados del arroyo La Cantera, fracción limo-arcillosa, muestra Tmrl-19.



Fig. 29 Fotomicrografías tomadas con MEB, depósitos de ceniza y lapilli del arroyo La Cantera, muestra Tmrl-11.

- a) Cristales de clinoptilolita y arcillas.
- b) Cristales de clinoptilolita y mordenita filiforme.

a)

b)



Fig. 30 Fotomicrografía tomada con MEB, depósitos de ceniza y lapilli del arroyo La Cantera, muestra Tmrl-11. Vesícula de un fragmento pumicítico con cristales de clinoptilolita y esférulas de ópalo.

IV.2.2. Tefras en flujos riolíticos del sur de sierra San Fermín.

Los flujos riolíticos del sur de sierra San Fermín son vítreos y presentan textura microlítica en sección delgada, y las tefras asociadas muestran textura vitroclástica. Contiene esferulitas que miden <0.5mm de diámetro. Con el análisis morfológico se determinó que los fragmentos pumicíticos son de forma alargada con vesículas que están rodeadas por minerales arcillosos, sílice y óxidos de fierro. Las esquirlas de vidrio tienen formas irregulares, "Y" o de placas.

En la tefra los fenocristales de plagioclasas miden entre 2 y 5 mm tienen minerales arcillosos en las fracturas. Los piroxenos (<1mm) están fracturados y con un halo de óxidos de fierro. Los fragmentos líticos (<5mm) son de riolita y presentan textura microlítica con bandas color café rojizo-gris y minerales opacos. Los fragmentos de lapilli lítico son de riolita vítrea y algunos clastos muestran desvitrificación selectiva a lo largo de las fracturas.

En el sitio 12 (Fig. 2) fue colectada la muestra SF-42, que incluye un fragmento de obsidiana perlitizada rodeada de una matriz de cenizas. Para su estudio fue dividida en cinco partes. La matriz corresponde a la tefra SF-42A, el contacto entre la tefra y la obsidiana perlitizada es SF-42B, la obsidiana perlitizada es SF-42C, el relleno de las fracturas es SF-42D y por último el centro de la perlita, es decir la parte sana, corresponde a SF-42E (Fig. 31). Esta muestra fue analizada en lámina delgada, DRX, FRX, microsonda y EDS.



SF-42C

Fig. 31 Fragmento de obsidiana perlitizada. SF-42A matriz, SF-42B contacto entre la matriz y la obsidiana perlitizada, SF-42C obsidiana perlitizada, SF-42D relleno de fracturas y SF-42E perlita sin alteración. En el análisis petrográfico se determinó que la tefra (SF-42A) contiene esquirlas de vidrio de forma de cúspide, placas y pumicítica, fragmentos de plagioclasas y fragmentos pumicíticos del tamaño de ceniza fina (Tabla I), todos presentan formación de minerales arcillosos en los bordes de las plagioclasas y en las fracturas (Fig. 32).

En lámina delgada la obsidiana perlitizada presenta un mineral de mayor birrefringencia en las fracturas que sugiere una silicificación sin embargo, los análisis de FRX del relleno de fracturas muestran una ligera disminución de SiO₂ (69.34%) en SF-42D comparado con la matriz (73.25%) en SF-42A y de la perlita sin alteración (72.83%) en SF-42E (Fig. 31, Tabla IX).

Los análisis de DRX para las muestras SF-42C y SF-42D obsidiana perlitizada y relleno de fracturas respectivamente indican illita-montmorillonita y plagioclasa, cabe aclarar que las arcillas son de neoformación y la plagioclasa es un mineral primario identificado petrográficamente (sin evidencia de alteración) en la perlita (Fig. 33).

Los análisis de microsonda indican un aumento hasta 6.87% de MgO en las fracturas perlíticas (Tabla VIII), también en FRX se encontró MgO=1.79% en SF-42D (Tabla IX). Utilizando el microscopio de barrido electrónico y la sonda EDS se hicieron mapas de elementos para determinar la repartición de éstos, se determinó que el centro de las perlitas contiene Si, Al, Ca y K principalmente y las fracturas perlíticas además de esos elementos muestran una concentración significativa de MgO. Esta concentración de MgO se atribuye a la montmorillonita.



Fig. 32 Fotomicrografía de la tefra SF-42, (a) nícoles cruzados y (b) luz paralela. SF-42A matriz con esquirlas de vidrio (1), fragmentos pumicíticos (2) y fragmentos de plagioclasas (3); SF-42B contacto matriz-obsidiana perlitizada y SF-42D relleno de las fracturas (4).



Fig. 33 Difractogramas del relleno de fracturas del fragmento de obsidiana perlitizada del sur de Sierra San Fermín (fig. 2, sitio 12), muestra SF-42D.

IV.3. Zona hidrotermal de Puertecitos.

El análisis petrográfico combinado con el microscopio electrónico de barrido y la sonda EDS, confirman que las muestras de Puertecitos están silicificadas y contienen cantidades variables de ópalo CT. Las muestras de relleno de fracturas en la brecha cementada por sílice (Pat-11) presenta calcita en pequeñas fracturas. La roca alterada presenta recristalización a feldespato potásico en la muestra Pat-11 (Fig. 34a). Las muestras del sistema de fracturas de esta manifestación termal también contienen sulfuros, principalmente pirita (Fig. 34b). Además, los análisis de difracción de rayos X de la muestra Pat-15, se determinó barita (BaSO₄) y anhidrita (CaSO₄).



Fig. 34 Zona hidrotermal de Puertecitos. a) Roca alterada Pat-11, presenta la forma relicto de un cristal euhedral (posiblemente plagioclasa), con crecimiento secundario de feldespato potásico. b) Sulfuros de fierro (pirita).

a)

79

IV.4. Asociaciones de minerales de alteración en las unidades del Plioceno y Mioceno Tardío.

Los análisis petrográficos, de difracción de rayos X y de microscopía han permitido establecer asociaciones mineralógicas en cada uno de los grupos estudiados (Tabla VII). En la columna estratigráfica de la toba Los Heme las unidades de la cima solamente presentan trazas de arcillas como inicio del proceso de la alteración posterior al enfriamiento. La morfología de las esquirlas de vidrio incluye formas de bloques, "X", convolutas, "Y", y esféricas, los fragmentos pumicíticos y los minerales primarios, como las plagioclasas, no están alterados. En la base de la columna estratigráfica la toba de cenizas y lapilli pumicítico lítico si contiene minerales de neoformación, principalmente mordenita, clinoptilolita, montmorillonita e illita. Los minerales primarios son albita, hornblenda, piroxeno y biotita (mineral accidental) y no están alterados, por lo que la alteración del vidrio es selectiva.

Los depósitos estratificados del arroyo Matomí contienen minerales secundarios en la matriz y en las vesículas de los fragmentos de pómez. Los principales minerales de neoformación son la clinoptilolita, montmorillonita e illita.

En los domos riolíticos del arroyo La Cantera y al sur de Sierra San Fermín, las fracturas perlíticas de la obsidiana contienen montmorillonita. En los fragmentos pumicíticos las vesículas contienen clinoptilolita, mordenita y esférulas de ópalo.

La zona de manifestación termal de Puertecitos (Reciente), presentan alteración potásica en la roca encajonante, barita, anhidrita, sulfuros y silicificación en las fracturas. La circulación actual del agua marina se efectua a una temperatura de ~70°C (J. Álvarez, comunicación personal).

Tabla VII. Asociaciones mineralógicas de minerales secundarios en los grupos de rocas del Mioceno Tardío y Plioceno.

Grupo	Minera	les secundarios	Características
	0	Trazas	Esquirlas de vidrio en forma de bloques, "Y", esferas,
Tobas del Plioceno	Cima	Montmorillonita	placas y fragmentos pumicíticos. Cenizas sin consolidar
			intercaladas con tobas.
$(\sim 3 ma)$		Abundante	Esquirlas de vidrio, cristales aciculares de mordenita y
	Base	mordenita, illita,	placas euhedrales de clinoptilolita en los fragmentos
Toba Los Heme		clinoptilolita y	pumicíticos. Toba de cenizas y líticos semiconsolidada.
		montmorillonita	20 20
Epiclastos del Plioceno	Abundante	clinoptilolita, illita	Cristales euhedrales de clinoptilolita. Cenizas
(~3 ma)	y moi	ntmorillonita	pumicíticas estratificadas.
Arroyo Matomí	ł		
Domos riolíticos y piroclastos	Clinoptil	olita, mordenita,	Los minerales arcillosos se encuentran en las fracturas
La Cantera	montmorill	onita y esférulas de	perlíticas de la obsidiana y las zeolitas en las vesículas
(~6 ma)		ópalo	de los fragmentos pumicíticos. Tefras con abundantes
			zeolitas.
Domos riolíticos y piroclastos	Clinoptil	olita, mordenita,	En la matriz, las esquirlas de vidrio están desvitrificadas
sur de Sierra San Fermín	montmorill	onita. Las esférulas	contienen zeolitas y montmorillonita. Los fragmentos
(~6 ma)	de ópalo s	on abundantes en	pumicíticos contienen esférulas de ópalo en las
	tefras y bre	schas entre coladas	vesículas.
		de lava.	
Zona de manifestación termal	Los rellen	os de las fracturas	La roca encajonante presenta alteración potásica y
de Puertecitos en tobas del	contiener	n ópalo, sulfuros	silicificación cerca de las fracturas.
Plioceno	(pin	ta) y barita.	

82

IV.5. Geoquímica de la alteración.

En el capítulo anterior fueron definidas las asociaciones mineralógicas de la alteración y la composición original de las rocas volcánicas estudiadas. En esta sección se presentan los datos de análisis químicos puntuales y de roca entera realizados en muestras representativas, cuya finalidad fue intentar establecer la relación que existe entre la roca fresca (sin alteración) y la roca con alteración. El objetivo general es definir si la alteración de las rocas volcánicas fue de origen meteórico o de origen hidrotermal.

IV.5.1. Descripción y evaluación de los datos.

En los análisis de microsonda en vidrio volcánico se obtuvieron porcentajes variables de óxidos de 85% a 90%. Parte de la diferencia con el 100% puede ser atribuida a el agua. Sin embargo, el contenido de agua calculado por pérdida por ignición (PPI) es ~5% en muestras del arroyo La Cantera (Grupo 2, ~6 ma) (Tabla VIII). El mayor contenido de agua calculado es de 9.6% en cenizas pumicíticas de los depósitos estratificados del arroyo Matomí, en donde la paragénesis de la alteración incluye zeolitas y montmorillonita, principalmente.

El porcentaje de agua estimado por pérdida por ignición (PPI) no puede explicar la diferencia con el 100% en los análisis de microsonda. En las muestras de arroyo La Cantera y en algunos análisis del arroyo Matomí la diferencia de 8 a 10% se debe claramente a un error en el análisis. Este error está relacionado posiblemente al mal pulido de la muestra, a

la calibración del equipo y/o al tipo de estandar utilizado en la calibración (vidrio basáltico) de la microsonda de SCRIPPS. Este error se tuvo en cuenta para interpretar las variaciones en la composición del vidrio volcánico y reconocer las tendencias que presentan los elementos mayores.

Tabla VIII. Análisis de microsonda, pérdida por ignición y relación de Si/Al en los piroclastos del Mioceno Tardío (datos sin normalizar).

Muestras del Arroyo La Cantera.				K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al_2O_3	CaO	MgO	Total	H_2O^*	Si/Al
Tmrl-11	Esquirla de vidrio			2.91	2.37	68.31	0.85	11.37	0.93	0.29	87.03	4.94	6.01
				3.25	3.77	67.95	0.09	12.81	1.07	0.25	89.19	u	5.30
(Fig.25a)	Fracturas p	perlíticas		6.94	1.33	68.43	1.21	12.00	0.52	0.40	90.83	"	5.70
	11	W		2.74	2.27	64.41	1.12	11.68	1.06	0.23	83.51	u	5.51
	Fragmento	pumicítico		3.19	2.89	69.36	0.20	11.86	0.82	0.14	88.46	u	5.85
	Obsidiana perlitizada				3.31	66.72	0.33	13.30	1.37	0.28	88.37	н	5.02
		2.96	2.47	68.18	0.20	13.33	1.18	0.17	88.49	U	5.11		
	н: н.				2.73	68.26	0.01	12.15	1.11	0.17	87.51		5.62
	Obsidiana	con microlite	os	0.17	5.42	77.03	0.73	12.43	1.99	0.03	97.80	"	6.20
Tmrl-17	7 Obsidiana ligeramente				3.03	60.14	0.86	11.89	0.75	0.11	80.32	4.97	5.06
	perlitizada y con				2.87	61.40	0.59	11.91	0.77	0.05	81.31	ार	5.16
	microlitos				3.11	64.11	1.47	12.24	0.82	0.05	85.75	n	5.24
	Fracturas p	perlíticas		4.13	2.91	65.36	0.64	12.42	0.71	0.04	86.21	3 1 0	5.26
	*			4.02	2.83	65.29	0.72	12.36	0.90	0.06	86.18		5.28
Tmrl-18	Obsidiana	ligeramente	perlitizada	3.35	2.87	61.13	0.76	11.91	0.94	0.10	81.06	5.24	5.13
		U U	··· •	3.56	3.12	62.79	0.78	12.43	0.87	0.11	83.66	ан: Н	5.05
	Ш	n	Ц	3.75	2.55	63.56	0.80	12.61	0.93	0.10	84.30	H	5.04
	п	"		3.78	2.90	63.61	0.82	12.58	0.92	0.09	84.70	THE STREET	5.06
	"	"		3.81	3.13	64.71	0.85	12.70	0.91	0.10	86.21	.0	5.10
Muestr	ras del sur d	e Sierra Sa	n Fermín.	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	AI_2O_3	CaO	MgO	Total	H_2O^*	Si/Al
SF-42	-42 Esquirla de vidrio en la matriz			1.30	1.84	67.49	0.02	13.84	2.25	1.01	87.75	8.49	4.88
	н	n		1.41	1.70	71.65	0.00	12.27	2.12	0.77	89.92	n.	5.84
(Fig. 32)	ų	u	н	1.53	1.91	69.87	0.07	12.66	1.87	0.76	88.67	п	5.52
	Contacto m	atriz-obsidi	ana	1.39	1.53	64.21	0.02	14.10	2.20	0.91	84.36	н	4.55
	u	9		1.15	1.31	64.87	0.01	14.14	2.06	1.05	84.59	5.70	4.59
	. H .		0.:	1.32	1.27	66.65	0.71	12.89	2.81	1.13	86.78	. 	5.17
	Obsidiana perlitizada "" Fractura perlítica				2.55	77.24	1.01	11.66	0.46	0.06	96.93		6.62
					2.29	77.43	0.96	11.59	0.48	0.07	96.92	3112	6.68
					1.21	70.99	0.04	12.95	2.27	0.84	89.27		5.48
	u	U.		0.97	0.34	58.39	1.08	16.17	2.08	6.87	85.90	Π.	3.61
	н	n		1.54	1.48	67.38	0.14	14.04	2.22	0.89	87.69	н	4.80
				1.39	7.28	65.39	0.17	22.26	3.36	0.00	99.85	"	2.94
				3.99	1.87	75.44	1.07	11.85	0.47	0.09	94.78		6.37
	"	11		4.23	2.70	76.16	0.98	11.70	0.48	0.08	96.33	"	6.51
an: u				1.84	1.45	67.86	1.10	14.10	1.53	2.25	90.13		4.81

* Agua perdida por ignición a 950 °C en roca entera.

La muestra Tmrl-17 se utilizó como referencia en los análisis de FRX.

IV.5.2. Resultados e interpretación de los datos geoquímicos en domos riolíticos de ~6 ma: zonas de alteración del arroyo La Cantera y sur de sierra San Fermín.

IV.5.2.1. Resultados de los análisis de microsonda.

Para interpretar los análisis de microsonda se asumió que el vidrio volcánico fresco tiene una composición homogénea a nivel de lámina delgada, por lo que las variaciones en la composición del vidrio deben estar relacionadas a la alteración. En una primera aproximación para establecer el comportamiento de los elementos se realizó un análisis de correlación. Las correlaciones de los diferentes elementos se utilizaron para observar posibles tendencias en las tefras muestras estudiadas. Sin embargo, debido al bajo número de análisis esas correlaciones con un total de óxidos >80% no son significativas en la mayoría de los casos.

Las correlaciones que pueden estar relacionadas a procesos de alteración se detectaron en las muestras de sierra San Fermín. La muestra de obsidiana de sierra San Fermín (SF-42) es un fragmento que está incluido en una matriz de ceniza vítrea (Fig. 31). Los análisis de microsonda se efectuaron en cenizas y lapilli pumicítico de la matriz, en el vidrio del fragmento de obsidiana y en las fracturas perlíticas del mismo. Con estos análisis se obtuvieron las correlaciones negativas de K₂O-Al₂O₃ y SiO₂-Al₂O₃ (Fig. 35a y b) y K₂O-CaO (Anexo B, gráfica I) y solamente la correlación positiva Al₂O₃-CaO (Fig. 35c).

Las esquirlas de vidrio de la matriz presentan una composición distinta con menor concentración en K_2O (1.3-1.5%) en comparación con los análisis en la obsidiana (~4.0%) (Tabla VIII). Es posible que la obsidiana y la ceniza no sean cogenéticas y la primera sea un fragmento accidental dentro de las cenizas.

El análisis de roca entera en la obsidiana perlitizada (SF-43E) indica 3.8% de K_2O (Tabla IX) por lo que el valor de ~4.0% obtenido con microsonda es consistente con la composición del vidrio original. Las fracturas perlíticas están generalmente empobrecidas en K_2O por lo que esta diferenca sí se considera significativa y se relaciona con la alteración del vidrio (Fig. 35a).

La variación en Al_2O_3 en las fracturas perlíticas (Fig. 35a) posiblemente refleja la formación de esmectita a expensas de la disolución del vidrio volcánico. La variación de Al_2O_3 , K_2O y CaO en las esquirlas de vidrio es menor (Figs. 35a, b y c) y únicamente los bordes de las esquirlas presentan minerales de neoformación lo que posiblemente produce las modificaciones en la composición química de los análisis puntuales.

Los análisis en las fracturas perlíticas muestran una relación negativa bien definida entre $SiO_2-Al_2O_3$ (Fig. 35b), lo cual posiblemente indica que el sílice es lixiviado y Al_2O_3 se concentra en la superficie en forma de hidróxidos. En la gráfica Al_2O_3 -CaO existe una correlación positiva y en las fracturas perlíticas tienden a enriquecerse ambos compuestos (Fig. 35c).

En la gráfica Na₂O-K₂O (Fig. 36a), que incluye todos los datos del arroyo La Cantera y sierra San Fermín, se muestra que la mayor dispersión ocurre con las fracturas perlíticas. La presencia de microlitos también produce variaciones en el análisis puntual del vidrio volcánico, pero de forma general se definen dos grupos; uno corresponde a las esquirlas de la matriz en San Fermín (<2% K₂O) y otro a las tefras y la obsidiana de La Cantera (3-4.5% K₂O). La gráfica CaO-K₂O (Fig. 36b) sugiere una correlación negativa ya que los análisis en las fracturas perlíticas conectan las dos poblaciones de datos definidos por las esquirlas de la matriz (rombos) y la obsidiana y fragmentos pumicíticos (cuadrados). Se interpreta que la variación en las fracturas perlíticas es consistente con la formación de arcillas del grupo de la montmorillonita-illita como también sugieren los analisis de difración de rayos X (Fig. 33). La composición del vidrio en todos los casos es riolítica (Fig. 36c), con excepción de dos análisis en las fracturas perlíticas en donde la relación Al/Si aumenta (Fig. 36c).

En resumen, los análisis de microsonda con alta concentración de Na₂O y CaO representan la presencia de los microlitos de plagioclasa, lo que es consistente con una fuerte disminución de K_2O y MgO. En las fracturas perlíticas se presenta la mayor variación en el contenido de K_2O , Na₂O, CaO, SiO₂ y Al₂O₃. Los mayores contenidos de K_2O se interpretan la composición original del vidrio en los fragmentos de obsidiana. El

aumento en Al_2O_3 va acompañado por una disminución de SiO_2 y de un aumento de CaO por la presencia de arcillas, mismas que fueron determinadas tanto en DRX como en MEB. El incremento de MgO no fue posible determinar a que mineral corresponde, pero principalmente debe estar asociado a la presencia de hidróxidos de Mg y/o arcillas en las fracturas perlíticas, en los bordes de las esquirlas de vidrio y de los fragmentos pumicíticos.

Otras correlaciones entre elementos que se obtuvieron fueron analizadas y se encontró que no son significativas debido al error análitico ($\sim 10\%$), y en otros casos están definidas por valores anómalos. Por ejemplo, en la tefra Tmrl-11, los elementos que presentan una aparente correlación negativa son: K₂O-Na₂O, K₂O-CaO, Na₂O-MgO, SiO₂-MgO y CaO-MgO. Los elementos que se correlacionan de forma positiva son K₂O-MgO y Na₂O-CaO (Anexo B, matriz I). Sin embargo, las correlaciones de K₂O-Na₂O y K₂O-CaO son aparentes ya que se deben a un análisis en una zona con abundantes microlitos de plagioclasa en el vidrio (Fig. 26b); la plagioclasa tiene el mayor contenido de Na₂O o CaO y una baja concentración de K₂O (0.17%) (Tabla VIII) en comparación con el vidrio volcánico. La mayoría de los análisis puntuales indican una variación de K₂O entre 3 y 4% pero un análisis en una fractura perlítica alcanza 6.9% de K₂O; estos dos valores extremos indican heterogeneidades en la composición química que no se puede asociar a un tren de alteración (Anexo B gráficas a y b). Sin embargo, la correlación positiva de CaO y Na₂O está mejor definida aún sin estos valores extremos y el aumento de K₂O en un análisis en la fractura perlítica (Fig. 35d; Tabla VIII) podría estar relacionada a la alteración del vidrio volcánico y posible formación de illita y/o zeolitas. Los dos análisis en la fractura perlítica
tienen la menor concentración de Na₂O y tienden a estar enriquecidos en MgO (Anexo B, gráficas a y b).

La correlación MgO- K_2O aparece como un artificio debido a los dos análisis "anómalos", interpretados, uno como la composición de los microlitos de plagioclasa y el otro como la composición de minerales secundarios como la montmorillonita en las fracturas perlíticas (Anexo B, gráfica c).

Las correlaciones MgO-Na₂O y MgO-CaO también carecen de significado si se eliminan los dos valores "anómalos" de la fractura perlítica y de los microlitos de plagioclasa (Anexo B, gráficas d y e) únicamente MgO-SiO₂ parecen mantener la relación aún eliminando estos dos valores extremos, sin embargo, la variación en el contenido de SiO₂ es similar a la variación debida al error en el análisis de microsonda (Fig. 35e).

Las correlaciones negativas que se obtuvieron en la muestra Tmrl-17, que es el vidrio volcánico más fresco, fueron entre K₂O-Na₂O, K₂O-Al₂O₃, K₂O-MgO, Na₂O-SiO₂ y SiO₂-Fe₂O₃. Las correlaciones positivas que se observan entre K₂O-SiO₂ y Al₂O₃-MgO (Anexo B, matriz II) no se consideran significativas porque la variación en el análisis (~8% en K₂O y ~14% en Na₂O), se encuentran muy cercanas al error analítico considerado (~10%). En las gráficas de K₂O-Al₂O₃ y SiO₂-K₂O se observa la homogeneidad del vidrio volcánico aún incluyendo los análisis en las fracturas perlíticas incipientes (Anexo B, gráficas f y g). En otras muestras con mayor grado de perlitización el incremento de K₂O se

aprecia más claramente (Fig. 35a). En la muestra Tmrl-18 (Anexo B, matriz III) solamente se determinó la relación SiO_2 -CaO, no proporcionó información significativa, ya que no se acompaña de otras correlaciones que permitan apoyar esa correlación (Anexo B, gráfica h).

Los análisis puntuales (microsonda) muestran que la composición del vidrio es más o menos homogénea con excepción de las fracturas perlíticas y con zonas del vidrio riolítico en donde se encuentran los microlitos de plagioclasa. Esto sugiere que la alateración del vidrio ocurre en los bordes por un efecto de disolución - cristalización de minerales arcillosos y/o zeolitas.







8

6

2

0

10

C)

12

000 8

16

14

OZ 4

Fig. 35 Diagramas de factor de correlación para la tefra Tmrl-11 y un fragmento de obsidiana perlitizada SF-42, graficados a partir de las matrices I y IV. Rombos = esquirlas, círculos = fracturas perlíticas, triángulos = obsidiana con microlitos y cuadrados = fragmentos pumicíticos y obsidiana perlitizada.

91





Fig. 36 Diagramas de correlación total, incluye la tefra Tmrl-11, la obsidiana más fresca Tmrl-17 y la obsidiana perlitizada silicificada SF-42.
 Triángulos = obsidiana con microlitos, círculos = fracturas perlíticas, rombos = esquirlas y contacto con la matriz, cuadros = fragmentos pumicíticos y obsidiana perlitizada.

IV.5.2.2. Resultados de los análisis de fluorescencia de rayos X.

Los análisis de roca entera por fluorescencia de rayos X (FRX), se realizarón para establecer las tendencias de los elementos mayores debidas a la alteración (Tablas IX y X). El cociente de los análisis de la roca alterada entre la muestra de referencia están graficados en lo que se denomina diagramas de factor de concentración (Figs. 37-39). Cuando en un elemento la barra es mayor de 1, gráficamente representa un enriquecimiento en la roca alterada. Si la barra es menor a 1 indica un empobrecimiento del elemento en la roca alterada respecto a la roca sana.

En los análisis del arroyo La Cantera los factores de concentración indican que las muestras con mayor alteración están enriquecidas principalmente en MgO (factor de 3 a <5), y en CaO (0.5 a 3.5). Presentan un empobrecimiento en K₂O y en Na₂O, factor entre - 0.54 y -1.3 (Fig. 37 a-e). Este comportamiento es consistente cuando se utilizan las referencias Ref. 1 y Ref. 2 (Tabla X), lo que sugiere que estas diferencias están asociadas a la alteración. En este caso existe un aporte de MgO y CaO y una pérdida de K₂O y Na₂O en la roca. Es importante hacer notar que SiO₂ y Al₂O₃ no presentan diferencias significativas en este proceso de alteración (Fig. 37 a-e).

En la sierra San Fermín la matriz de ceniza y los fragmentos de obsidiana perlitizadas están fuertemente enriquecidos en MgO comparados con la muestra de referencia (Ref. 1) (Tabla X, Fig. 38 a-e). Este enriquecimiento en MgO aumenta en un factor de 2 en una franja de alteración de la obsidiana (~1.8% MgO en la muestra SF-42D, Tabla IX) comparado con una muestra de la obsidiana perlitizada visiblemente con menor alteración (muestra SF-42E) (Fig. 38d). En la matriz de cenizas que rodea al fragmento de obsidiana (SF-42A), se observa un empobrecimiento de K₂O, que se asocia a la formación de zeolitas y posiblemente illita como producto de alteración de las esquirlas de vidrio.

En la zona de manifestaciones termales de Puertecitos, los factores de concentración indican que los rellenos de fracturas (Pat-11) y la roca sin alteración aparente (Pat-12) están enriquecidos principalmente en K_2O (Fig. 39 a y b). En cambio en la muestra de la roca encajonante cercana al contacto con el relleno de fracturas Pat-13/P-35b se tiene MgO y K_2O (Fig. 39c). En las tres muestras de la zona termal se presenta un empobrecimiento de FeO, CaO, MgO y Na₂O. En las muestras Pat-12 y Pat-13 es notoria la pérdida de CaO. En las concentraciones de SiO₂ y Al₂O₃ no hay diferencia entre el relleno de fracturas y la roca alterada.

Análisis de roca entera por fluorescencia de rayos X en rocas alteradas. Los elementos mayores están expresados en porciento del peso. Tabla IX

Resultados de los elementos mayores sin normalizar.

	Camino Viejo	Matomí	Arroyo	La Cant	era	Sur d	e Sierra	San Fen	nín	Puertec	citos aguas tern	nales
	Toba de lapilli	Lapilli pumicítico	Tefra	Obsidiana	Tefra	Obsidia	nna perliti.	zada silci	ficada	Relleno de	Roca poco	Roca
	pumicítico			perlitizada		matriz	arcillas	perlita	toba	fractura	alterada	alterada
	Tph-2	AM-28	Tmrl-11	Tmrl-17	P52	SF-42A	SF-42D	SF-42E	SF-43	Pat-11	Pat-12	Pat-13
Si02	66.340	64.910	72.330	75.140	68.740	73.250	69.340	72.830	70.770	78.620	74.820	70.720
AI203	13.210	13.090	12.920	12.800	13.100	10.470	14.320	13.350	12.990	9.730	11.980	13.370
Ti02	0.340	0.287	0.152	0.131	0.134	0.167	0.210	0.191	0.177	0.355	0.433	0.515
FeO	2.550	1.630	1.100	1.090	1.180	1.090	1.370	1.270	1.050	1.490	1.970	0.670
MnO	0.056	0.014	0.025	0.024	0.012	0.016	0.023	0.024	0.017	0.000	0.018	0.000
CaO	1.690	3.160	1.410	0.920	3.130	1.540	1.370	1.070	0.600	0.230	0.070	0.080
MgO	2.070	1.460	0.540	0.160	0.840	0.590	1.790	0.760	0.220	0.050	0.100	0.940
K20	2.570	2.180	3.130	4.410	2.710	1.640	3.000	3.870	2.180	7.830	10.070	10.530
Na2O	4.740	2.930	3.540	3.440	1.570	4.440	3.550	3.920	5.370	0.390	0.310	0.730
P205	0.074	0.036	0.013	0.015	0.015	0.021	0.018	0.018	0.016	0.031	0.037	0.074
Total	93.640	89.697	95.160	98.130	91.431	93.224	94.991	97.303	93.390	98.726	99.808	97.629
H20*	~8%	~10%	~5%	~5%		~8.5%		~6%	%6			

Resultados de los elementos mayores normalizados a partir de una base libre de volátiles.

Si02	70.850	72.370	76.010	76.570	75.180	78.570	73.000	74.850	75.780	79.630	74.960	72.440
AI203	14.110	14.590	13.580	13.040	14.330	11.230	15.080	13.720	13.910	9.860	12.000	13.690
Ti02	0.363	0.320	0.160	0.133	0.147	0.179	0.221	0.196	0.190	0.360	0.434	0.528
FeO	2.720	1.820	1.160	1.110	1.290	1.170	1.440	1.310	1.120	1.510	1.970	0.690
MnO	0.060	0.016	0.026	0.024	0.013	0.017	0.024	0.025	0.018	0.000	0.018	0.000
CaO	1.800	3.520	1.480	0.940	3.420	1.650	1.440	1.100	0.640	0.230	0.070	0.080
MgO	2.210	1.630	0.570	0.160	0.920	0.630	1.880	0.780	0.240	0.050	0.100	0.960
K20	2.740	2.430	3.290	4.490	2.960	1.760	3.160	3.980	2.330	7.930	10.090	10.790
Na2O	5.060	3.270	3.720	3.510	1.720	4.760	3.740	4.030	T 5.75	0.400	0.310	0.750
P205	0.079	0.040	0.014	0.015	0.016	0.023	0.019	0.018	0.017	0.031	0.037	0.076

(*) Cálculo de perdida de agua por ignición a 950°C en roca entera.

Tabla X.	Composición química de las muestras de roca utilizadas como referencia "sin
	alteración". Resultados del análisis de fluorescencia de rayos X, sin normalizar.

Elementos	Ref-1	Ref-2	Ref-3
	Tmrl-2V3	Tmrl-17	P-35b
SiO ₂	75.15	75.14	70.90
Al_2O_3	12.74	12.80	13.50
TiO ₂	0.19	0.13	0.43
FeO	0.99	1.09	4.49
MnO	0.02	0.02	0.07
CaO	1.56	0.92	1.40
MgO	0.22	0.16	0.34
K ₂ O	4.54	4.41	3.14
Na ₂ O	4.08	3.44	4.83
P_2O_5	0.02	0.02	0.28
Total	99.51	98.13	99.38

Ref-1 es la muestra	Tmrl-2V3,	correspon	ide a un
flujo riolítico	o en el flanc	o este del	arroyo
La Cantera.			

Ref-2 o Tmrl-17 flujo de obsidiana con perlitización incipiente en arroyo La Cantera.

Ref-3 o P-35b es una toba soldada de composición riolítica. Corresponde a la unidad "C" de las tobas de Mesa El Tábano.

Resultados normalizados.

Elementos	Ref-1	Ref-2	Ref-3
	Tmrl-2V3	Tmrl-17	P-35b
SiO ₂	75.52	76.57	71.34
Al_2O_3	12.80	13.04	13.59
TiO ₂	0.19	0.13	0.43
FeO	1.00	1.11	4.52
MnO	0.02	0.02	0.07
CaO	1.57	0.94	1.41
MgO	0.22	0.16	0.34
K ₂ O	4.56	4.49	3.16
Na ₂ O	4.10	3.51	4.86
P_2O_5	0.02	0.02	0.28
Total	100.00	99.99	100.00



Fig. 37 Diagramas de factor de concentración, graficados a partir de los análisis de fluorescencia de rayos X (FRX), de la tefra (Tmrl-11), obsidiana más fresca (Tmrl-17) y la tefra P-52.



Fig. 38 Diagramas de factor de concentración, graficados a partir de los análisis de fluorescencia de rayos X (FRX), en una matriz de ceniza (SF-42A) y la obsidiana perlitizada alterada (SF-42D), en el sur de sierra San Fermín.

98

Roca encajonante/Toba soldada

Roca sin alteración aparente/Toba soldada

Relleno de fractura/Toba soldada



de la toba soldada P-35b y el relleno de fracturas (a), muestra sin alteración aparente (b), roca encajonante (c), Diagramas de factor de concentración, graficados a partir de los análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) en Puertecitos. 39 Fig.

En resumen, los análisis de microsonda, fluorescencia de rayos X y de la sonda EDS del MEB realizados en las muestras La Cantera, San Fermín y Puertecitos, permiten definir los siguientes comportamientos en la composición química de las muestras alteradas.

1.- En el arroyo La Cantera los análisis puntuales en la obsidiana indican que en las fracturas perlíticas se encuentra enriquecimiento en MgO. En los microlitos de plagioclasa se presentan mayores concentraciones de Na₂O y CaO y menores de K₂O y MgO; mientras que las esquirlas de vidrio aumenta la concentración de K₂O y disminuye Na₂O y CaO.

2.- En las muestras de San Fermín, las esquirlas de la matriz presentan menor concentración de K_2O que los fragmentos de obsidiana perlitizada. En las fracturas perlíticas de estos fragmentos disminuye el contenido de SiO₂ y se incrementan Al₂O₃ y CaO. Es notable el enriquecimiento en MgO en las fracturas perlíticas comparado con el centro de las perlitas.

3.- En la zona termal de Puertecitos, la roca encajonante presenta alteración potásica y silicificación incipiente. Las soluciones hidrotermales han propiciado la formación de anhidrita, sulfuros de fierro. Calcita y sílice en las fracturas de las brechas.

V. DISCUSIÓN.

Las asociaciones mineralógicas de los productos de alteración en los flujos piroclásticos del Plioceno (~3 ma) y los depósitos de ceniza y lapilli del Mioceno Tardío (~6 ma) en Puertecitos, indican que la alteración del vidrio volcánico ocurrió con la interacción de agua de origen meteórico y/o subterráneo. Dos principales factores físicos promueven la alteración del vidrio volcánico: 1) la posición estratigráfica con respecto a la zona de saturación del agua subterránea y 2) la morfología de los piroclastos. El enriquecimiento del agua intersticial en los elementos alcalinos es un tercer factor de tipo químico que promueve la neoformación de zeolitas y minerales arcillosos en los depósitos volcaniclásticos.

V.1 La posición estratigráfica de las zonas de alteración.

La posición estratigráfica de las unidades que presentan alteración del vidrio volcánico coincide con los niveles topográficamente más bajos o con niveles estratigráficos permeables, contenidos o limitados por unidades de menor permeabilidad y porosidad.

En la secuencia de tobas los Heme únicamente la unidad basal que aflora en la zona del Camino Viejo presenta alteración a zeolitas. Esta unidad se caracteriza porque está pobremente consolidada y sobreyace a intrusivos dacíticos menos permeables, lo que permite la saturación de agua en la base de la columna. En este caso, la presencia de coladas de andesitas basálticas del Mioceno Tardío y los intrusivos dacíticos de ~16 ma, posiblemente actúan como roca sello y reducen la circulación del agua hacia niveles más bajos, provocando que ésta sature los espacios porosos en la base de la secuencia de las

tobas. La saturación debe ser intermitente según los períodos de mayor precipitación pluvial a escala regional.

Los depósitos tipo lahar del arroyo Matomí, se encuentran interestratificados en las tobas de Mesa El Tábano (Stock et al., 1991), las cuales son equivalentes distales de tres de las tobas soldadas en la parte inferior de la secuencia de tobas Los Heme (Martín-Barajas *et al.*, 1995). En el arroyo Matomí los depósitos epiclásticos presentan mayor porosidad y permeabilidad en comparación con las dos unidades de tobas densamente soldadas que los contienen. Estos depósitos se ubican topográficamente al nivel del arroyo Matomí y son unidades que posiblemente han permanecido por debajo del nivel freático en épocas de mayor precipitación pluvial.

En el caso de las zonas de alteración del arroyo La Cantera y sierra San Fermín éstas se presentan en los depósitos de cenizas de caída libre asociadas a los domos riolíticos y en brechas de flujo en la base y en la cima de los flujos de lava. Los depósitos de cenizas de caída libre estudiados afloran en la base del arroyo La Cantera y están interestratificadas entre flujos y brechas de flujo que tienen menor porosidad y permeabilidad. En el sur de sierra San Fermín estos depósitos se ubican a menos de 200 m del cauce principal de arroyo Matomí y hacia la base del afloramiento de flujos riolíticos. Los depósitos de ceniza en sierra San Fermín alcanzan espesores de hasta 5 m y representan estratos con mayor porosidad entre los flujos de lava.

Los clastos en las brechas de flujo en la base del arroyo La Cantera muestran que la alteración se efectuó a partir de las fracturas hacia el centro de los clastos, que en este sitio son brechas de flujo de riolita vítrea con un estado avanzado de perlitización (Fig. 27 a y b).

V.2. La morfología de los piroclastos.

El grado de alteración del vidrio volcánico parece relacionarse con la morfología de los piroclastos y con el grado de consolidación de los depósitos volcaniclásticos. Las partículas con mayor superficie específica y mayor porosidad, como las cenizas y lapilli pumicítico, son más susceptibles a la alteración en las tobas pobremente consolidadas.

En la columna estratigráfica de la toba Los Heme, las unidades pobremente consolidadas de la cima contienen esquirlas de vidrio de forma variada, incluyendo formas convolutas, bloques, placas, esferas, formas "Y" y fragmentos pumicíticos (Figs. 16-18). A pesar de esta diversidad morfológica ninguno de estos tipos están selectivamente alterados indicando que la infiltración de agua no ha ocasionado la formación de zeolitas. En contraste, la unidad en la base de esta secuencia es una toba pumicítico y es en esta unidad donde se encontró la presencia de cristales aciculares de mordenita y agregados de montmorillonita en las vesículas de los pómez (Fig. 21). Otros minerales que fueron detectados en las cavidades de las cenizas pumicíticas de esta unidad son clinoptilolita, illita y óxidos de fierro.

En los depósitos del arroyo Matomí las partículas con mayor grado de alteración son los fragmentos de cenizas y lapilli pumicíticos. Estas pómez varían en tamaño desde < 2 mm a 6 cm y esporádicamente se observan pómez de hasta 9 cm de diámetro máximo (Tabla IV). Independientemente del tamaño de los pómez estos, fragmentos presentan una coloración amarillenta típica de los pómez alterados (Fig. 10a-b). La matriz de los depósitos epiclásticos está formada por una variedad de tipos morfológicos de vidrio, aunque predominan las formas de placas y formas "Y" que en muchos casos también presentan cristales de clinoptilolita en los bordes de las partículas (Fig. 22). Sin embargo, los fragmentos de lapilli pumicítico son los que presentan mayor zeolitización y los cristales de clinoptilolita se encuentran preferentemente en las cavidades de los pómez (Fig. 24).

Los depósitos de cenizas de caída libre de arroyo La Cantera y el sur de sierra San Fermín están dominados por fragmentos de lapilli y cenizas pumicíticas de forma angulosa. Presentan también esquirlas de vidrio de forma "Y" y otras de forma irregular. En los fragmentos pumicíticos las zeolitas se presentan en las paredes internas de las vesículas (Fig. 29) y en las cenizas de forma "Y" las zeolitas ocurren sobre las superficie de las esquirlas.

Además de la perlitización de los fragmentos de obsidiana en las brechas de flujo, la alteración del vidrio a montmorillonita se efectúa a partir de las fracturas perlíticas (Fig. 26). Con el avance de la alteración la formación de minerales arcillosos se incrementa hasta que el vidrio volcánico es completamente alterado a esmectita, zeolitas y posiblemente sílice criptocristalina (ópalo). La esmectita y las zeolitas si fueron identificadas petrográficamente y en los análisis de DRX (Fig. 28b).

V.3. Geoquímica de la alteración.

El proceso de alteración de los piroclastos en las zonas estudiadas parece estar relacionado a la circulación de agua meteórica o subterránea ya que no se encontraron evidencias de una circulación de agua de origen hidrotermal. Aunque las zeolitas clinoptilolita y mordenita han sido reportadas en áreas en donde la alteración del vidrio se efectuó por circulación hidrotermal (Sameshima, 1976; Altaner y Grim, 1990) y en experimentos de síntesis hidrotermal a partir de vidrio riolítico, generalmente están asociadas a otros minerales hidrotermales (Hawkins, 1976 y 1981, Höller y Wirsching, 1976). En las zonas estudiadas no se observaron minerales de origen hidrotermal, como pueden ser vetas de calcita o de sílice, sulfuros (por ejemplo pirita), zonas de silicificación, alteración de las plagioclasas pirogénicas, etc. Estas evidencias comúnmente son las que definen sí la alteración se realizó en un sistema hidrotermal de baja temperatura o en un sistema hidrológico abierto.

La clinoptilolita y la mordenita, junto con esmectita y ópalo se han reportado en áreas en donde la alteración se realizó por la percolación de agua meteórica en sistemas abiertos (Hay y Sheppard, 1977; De Pablo, 1986). Este proceso de alteración muestra una zonificación vertical que puede cortar la estratificación de los depósitos volcánicos debido a la percolación vertical o subvertical del agua. En la literatura la zonificación de la alteración de la alterac

alteración progresiva del vidrio a clinoptilolita y montmorillonita (esmectita), celadonita y ópalo (Hay y Sheppard, 1977; Lander y Hay, 1993). Esta alteración puede llegar hasta la aparición de analcima a medida que las solución se vuelve más alcalina.

La percolación de agua de origen meteórico se efectua prácticamente a un pH neutro. La hidratación es la primera etapa de la alteración del vidrio volcánico, que inicia con la difusión del agua en el vidrio y la hidroxilación del SiO₂ (Colella et al., 1976). El proceso de hidratación es seguido por la disolución del vidrio, principalmente de las partículas más pequeñas que han sido completamente hidratadas (Fig. 40). Esta disolución determina las condiciones de pH en el agua intersticial y la concentración de diferentes especies iónicas disponibles para la precipitación de las zeolitas. La disolución de los bordes de los fragmentos vítreos más grandes también contribuye a este proceso y favorece la precipitación de zeolitas en los bordes formando una barrera protectora que impide la disolución total del vidrio (Colella et al., 1976).



Fig. 40 Representación esquemática del proceso de infiltración del agua meteórica en la toba Los Heme y los lahares de arroyo Matomí. 107

En depósitos volcánicos, como es el caso de la zona de estudio, la alternacia de estratos permeables y estratos poco permeables es común, por lo que la alteración se realiza particularmente en los niveles permeables, preferentemente hacia la base de la secuencia, como en el caso de las tobas Los Heme. La alteración del vidrio en niveles permeables por encima del nivel base de erosión ocurre en los depósitos de cenizas de caída libre del arroyo La Cantera y sierra San Fermín y en los depósitos epiclásticos del arroyo Matomí. Esto implica que en el pasado estas zonas han estado bajo condiciones de saturación de agua subterránea que ha sido enriquecida en alcalis por la lixiviación del vidrio volcánico.

En trabajos experimentales sobre la síntesis de la clinoptilolita a partir del vidrio volcánico riolítico se utilizan soluciones de carbonato de sodio y/o potasio como reactantes y temperatura 130 °C a 220 °C para acelerar la reacción simulando un sistema hidrotermal (Hawkins, 1976). La relación K/Na de la solución intersticial es un factor importante para definir el tipo de zeolita que se forma. En una solución rica en K_2CO_3 se favorece la formación de phillipsita > clinoptilolita > mordenita. Esta relación se invierte cuando la solución presenta una relación K:Na = 1:5 (Hawkins, 1976). En una solución de 2M Na₂CO₃ la mordenita es el mineral principal seguido de la clinoptilolita. En las zonas estudiadas en este trabajo la clinoptilolita es la zeolita dominante. La mordenita fue observada en los depósitos de Camino Viejo, mientras que en el arroyo Matomí predomina la clinoptilolita. Las paragénesis observadas sugieren que el agua intersticial que permitió la cristalización de zeolitas en las zonas de estudio puede presentar variaciones en la concentración de Na y K.

Los modelos sobre la zonificación de la alteración del vidrio volcánico félsico por aguas meteóricas (Hay, 1963; Iijima, 1978) reconocen de tres a cuatro zonas de transición entre el vidrio volcánico fresco y la formación de zeolitas y arcillas. En la zona 1 del modelo de Hay (1963), se reportan minerales primarios como la albita y la ortoclasa, en esta zona la lixiviación del vidrio volcánico es incipiente y produce la hidratación y pérdida de cationes de radio iónico grande (Na, K, Ca) en forma de iones hidratados. En la zona 1 del modelo de Iijima (1978) se incluye también cristobalita-tridimita y esmectita, aunque los dos primeros son producto de la desvitrificación durante el enfriamiento. En la zona 2 es donde se lleva a cabo una mayor interacción del agua con el vidrio volcánico; principalmente ocurre la disolución del vidrio y la concentración de alcalis en el agua intersticial. En esta etapa la relación Si/Al disminuye en la superficie hidratada del vidrio y favorece la formación de esmectita. En el modelo de Iijima (1978) esta zona incluye la formación de zeolitas alcalinas (clinoptilolita-mordenita) y minerales arcillosos del grupo de la esmectita. En la zona 2 de este modelo (zona 3 de Hay, 1963) los minerales primarios (plagioclasas y feldespato alcalino) son estables y coexisten con los minerales de neoformación. En la zona 3 del modelo de Iijima (1978) las zeolitas clinoptilolita y mordenita son transformadas en analcima y en la zona cuatro de este modelo la analcima da origen a la albita.

Si aplicamos el modelo de Hay (1963) a la columna estratigráfica de la toba Los Heme, observamos que las unidades de la cima corresponde a la zona 1. En esta zona las esquirlas de vidrio en forma de "Y", bloques, placas y esferas de vidrio (Fig. 18) presentan superficies rugosas o lisas (Figs. 17 y 18), pero se desconoce si la rugosidad es debida a la lixiviación inicial del vidrio volcánico. En la parte media de la columna, no se colectaron muestras debido a que las tobas son densamente soldadas y no podemos comparar con la zona 2 del modelo de Hay (1963). La base de la toba Los Heme puede compararse con la zona 3 del modelo de Hay (1963). En ésta los fragmentos pumicíticos presentan evidencias de disolución y precipiación de zeolitas y esmectitas (Fig. 21). Las plagiolasas de origen primario no están alteradas y coexisten con las zeolitas y las arcillas de origen diagenético (Fig. 19 a b). La alteración del vidrio volcánico y la concentración de Na > K en el agua intersticial debió favorecer la formación de zeolitas y esmectita (Fig. 40).

Los depósitos tipo lahar de Matomí, pueden ubicarse en la zona 3 de Hay (1963), ya que la zeolitización de los fragmentos pumicíticos es avanzada. En este caso la formación de esmectita es cualitativamente mucho en comparación con la base de la toba Los Heme, ya que la formación de arcillas se inicia con la hidratación e hidroxilación del SiO₂ en el vidrio volcánico lo que produce una película delgada que se caracteriza por una disminución de la relación Si/A1. Como se mencionó anteriormente, la formación de zeolitas se inicia en condiciones de agua enriquecida en álcalis.

V.4. Zona hidrotermal de Puertecitos.

En la zona hidrotermal de Puertecitos, la roca está interactuando directamente con agua marina que emerge a temperaturas aproximadas de 70°C en superficie (Julio Álvarez, comunicación personal). La alteración hidrotermal se manifiesta en la zona intermareal (con elevaciones sobre el nivel del mar menores de 20m). Los planos de falla y fracturas presentan una dirección predominante hacia el NNE con buzamientos al E y O y controlan la circulación de agua caliente y la ubicación de las zonas de alteración hidrotermal (Martín-Barajas et al., 1997). En algunos sitios a mayor altitud (hasta 60 msnm) se observan fallas y fracturas con relleno de calcita y menor contenido de óxidos de manganeso. La calcita y el manganeso se presentan en los últimos productos de la precipitación de minerales a partir de estas soluciones hidrotermales.

Las circulación hidrotermal define un zoneamiento a partir de las fracturas. La zona cercana al nivel del mar presenta silificación de la roca encajonante con abundantes óxidos de fierro (limonita-gohetita) y sulfuros de fierro (pirita). En el nivel intermedio, la alteración de la roca y el relleno de fracturas incluye calcita y óxidos de fierro, con ligera disminución en el grado de silificación. En este nivel la roca encajonante de la zona termal de Puertecitos presenta alteración potásica que se manifiesta por la formación de feldespato alcalino y la disolución de las plagioclasas pirogénicas. Este tipo de alteración no se encontró en ninguno de los sitios estudiados. En las partes más altas la asociación de calcita y óxidos de manganeso es característica en las fracturas y fallas y la roca encajonante no presenta alteración de agua caliente es sílice amorfa (ópalo CT), yeso-anhidrita, calcita y pirita, con trazas de barita y epidota (Martín *et al.*, 1997).

Si comparamos un ambiente termal, como Puertecitos, con las zonas de alteración estudiadas al oeste de la línea de costa encontramos que existen diferencias muy marcadas que nos indican que estas zonas de alteración no corresponden a un sistema hidrotermal.

En este trabajo se concluye que el vidrio volcánico de la toba Los Heme, los depósitos tipo lahar de Matomí y los depósitos de cenizas y lapilli del arroyo La Cantera fueron alterados a zeolitas (clinoptilolita y mordenita) y minerales arcillosos (montmorillonita) por la acción del agua meteórica infiltrada a través de los estratos, originando la hidratación y disolución del vidrio volcánico, y el enriquecimiento en álcalis del agua intersticial que favoreció la zeolitización.

CONCLUSIONES.

En la secuencia de la toba Los Heme (Plioceno) analizada en este estudio, se estableció un zoneamiento vertical mineralógico. Las unidades de la cima no presentan productos de alteración, contienen únicamente esquirlas de vidrio volcánico en forma de bloques, convoluta y esferas con trazas de montmorillonita. Además, contiene minerales primarios como las plagioclasas, sin evidencias de alteración.

En la base de la columna estratigráfica, toba Los Heme, los minerales de neoformación son la mordenita, clinoptilolita, montmorillonita e illita. No incluye minerales de origen hidrotermal, por ejemplo epidota o sílice. Los minerales primarios son plagioclasas y piroxenos.

Los depósitos estratificados del arroyo Matomí (Plioceno) presentan clinoptilolita mordenita más abundantes que la montmorillonita. El grado de zeolitización es mayor que en la base de toba Los Heme.

Los productos de alteración de los depósitos del arroyo La Cantera y sur de Sierra San Fermín (Mioceno Tardío), clinoptilolita, mordenita y montmorillonita son el resultado de la interacción del vidrio volcánico con agua de origen meteórico. Sin evidencias de minerales producto de alteración hidrotermal.

La zona de manifestación termal de Puertecitos presenta alteración potásica, barita, anhidrita, sulfuros y silicificación en las fracturas.

La identificación de minerales no metálicos como las zeolitas (clinoptilolita y mordenita) en rocas volcánicas (tobas del Plioceno), es un factor importante desde el punto de vista económico. Las zeolitas naturales pueden explotarse ya que tienen un sinnúmero de usos como son la engorda de animales (cerdos, pollos), bactericidas, detergentes, secado de gases y separación de hidrocarburos entre otros.

LITERATURA CITADA.

- Altaner, S.P. y Grim, R.E. 1990. Mineralogy, Chemistry, and Diagenesis of Tuffs in the Sucker Creek Formation (Miocene), Eastern Oregon. Clays and Clay Minerals, v.38, No. 6 p.561-572.
- Bard, J.P. 1987. Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks. Petrology and Structural Geology. A Series of Books. D. Reidel Publishing Company. 264 pp.
- Bayliss, P.; Erd, D.C.; Mrose, M.E.; Sabina, A.P. y Smith, D.K. 1986. Mineral Powder Diffraction File, Data Book. Copyright JCPDS International Centre for Diffraction Data 1986. 1396 pp.
- Bayliss, P.; Erd, D.C.; Mrose, M.E.; Sabina, A.P. y Smith, D.K. 1986. Mineral Powder Diffraction File, Search Manual, Chemical Name, Hanawalt Numerical, Fink Numerical, Mineral Name. Copyright JCPDS International Centre for Diffraction Data 1986. 467 pp.
- Breck, D. W. 1974. Zeolite molecular sieves: structure, chemistry, and use, John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 771.
- Colella, C., Aiello, R. y Porcelli, C. 1976. Hydration as an Early Stage in the Zeolitization of Natural Glass. *En*: L.B. Sand and Mumpton. Eds. "Natural Zeolites Ocurrence, Properties, Use". Pergamon Press. Tucson, Arizona, June 1976. p. 345-350.
- Compton, J.S., Conrad, M.E. y Vennemann, T.W. 1999. Stable Isotope Evolution of Volcanic Ash Layers During Diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California. Clays and Clay Minerals. 47 (1), p 84-95.
- De Pablo, G.L. 1986. Geochemical Trends in the Alteration of Miocene Vitric Tuffs of Economic Zeolite Deposits, Oaxaca, México. Applied Geochemistry. v.4 p. 273-285.
- Dubroeucq, D., Geissert, D. y Quantin, P. 1998. Weathering and soil forming processes under semi-arid conditions in two Mexican volcanic ash soils. Geoderma 86 (1-2), p 99-122.
- Dorsey, R.J. y Burns, B. 1994. Regional stratigraphy, sedimentology and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic, northern Baja California, México. Sedimentary Geology (88): 231-251p.
- Faure, G. 1998. Principles and applications of geochemistry: a comprehensive textbook for geology students. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, c1998.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, p. 472.
- Folk, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas., p. 182.

- Gastil, R.Gordon., Phillips, Richard. P. y Allison, Edwin.C. 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California. The Geological Society of America. Inc. Memoir 140, 170 p.
- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanism and tectonics evolution of Baja California Sur, Mexico. In: V.A. Frizzell, Jr. (Editor), Geology of the Baja California Peninsula, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 219 - 236.
- Hawkins, D.B., Sheppard, R.A. y Gude, A.J. 3rd. 1976. Hydrothermal Synthesis of Clinoptilolite and Comments on the Assemblage Phillipsite-Clinoptilolite-Mordenite. *En*: L.B. Sand and Mumpton. Eds. "Natural Zeolites Ocurrence, Properties, Use". Pergamon Press. Tucson, Arizona, June 1976. p. 337-343.
- Hawkins, D.B. 1981. Kinetics of Glass Dissolution and Zeolites Formation Under Hydrothermal Conditions. Clays and Clay Minerals, v.29, No. 5, p. 331-340.
- Hay, R.L., 1963. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 42, 199-262.
- Hay, R.L., y Sheppard, R.A. 1977. Zeolites in Open Hydrologic Systems. Mineralogical Society of America. Short Course Notes. v. 4 Nov. 1977. Mumpton, F.A. editor. Chapter 5 p. 93-102.
- Heiken, G. 1974. An Atlas of Volcanic Ash. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences No. 12. 100p.
- Henley, R.W. y Ellis, A.J. 1983. Geothermal systems ancient and modern. Geochemical Review. Earth Sci. 19:1-50p. *En*: Wohletz, K. y Heinken, G. 1992. Volcanology and geothermal energy. Los Alamos series in basic and applied sciences:12. Sharp, D.H. y Simmons, L.M. Jr. 432p.
- Höller, H. y Wirsching, U. 1976. Experiments on the Formation of Zeolites by Hydrothermal Alteration of Volcanic Glasses. *En*: L.B. Sand and Mumpton. Eds. "Natural Zeolites Ocurrence, Properties, Use". Pergamon Press. Tucson, Arizona, June 1976. p. 329-336.
- Hutchison, C.S., 1974. Laboratory Handbook of Petrographic Techniques, John Wiley and Sons, 527p.
- Iijima, A. 1978. Geological Occurrences of Zeolite in Marine Environments. *En*: L.B. Sand and Mumpton. Eds. "Natural Zeolites Ocurrence, Properties, Use". Pergamon Press. Tucson, Arizona, June 1976. p. 175-198p.

- ICDD. 1998. International Center for Diffraction Data, Powder Diffraction File PDF-2 Database Sets 1-42, CD-Rom.
- INEGI. 1977. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, cartas: Puertecitos H11B77 y cerro El Huerfanito H11B87, escala 1:50,000.
- Lander, R.H. y Hay, R.L. 1993. Hydrogeologic control on zeolitic diagenesis of the White River sequence. Geological Society of America Bulletin, v. 105: 361-376 p.
- Jezek, P.A. y Noble, D.C. 1978. Natural Hydration and Ion Exchange of Obsidian: an electron microprobe study. American Mineralogist, 63 p. 266-273.
- Lechler, P.J. y Desilets, M.O., 1987. A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole rock analysis. Chem. Geol. 63, 341-344 pp.
- Martín-Barajas, A. 1989. Informe anual del proyecto: Minerales no metálicos en la depresión del Golfo de Baja California. Consejo de Recursos Minerales. Subgerencia de exploración zona noreste. Informe técnico, oficina de Exploración Regional Baja California.
- Martín, B.A. y Stock, M.J. 1993. Estratigrafía y petrología de la secuencia volcánica de Puertecitos, Noreste de Baja California. Transición de un arco volcánico a rift. Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, Monografía No. 1. Unión Geofísica Mexicana (editores Delgado-Argote, L. A. y Martín-Barajas, A.), 66-89 p.
- Martín, B.A. y Stock, M.J. 1993. Estratigrafía y petrología de la secuencia volcánica de Puertecitos, Noreste de Baja California. Transición de un arco volcánico a rift. CICESE, Comunicaciones Académicas. Serie Geología, 24 pp. CEGOH 9303.
- Martín, B.A.; Stock, M.J.; Layer, P.; Hausback, B.; Renne, P. y López, M.M. 1995. Arcrift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, México. Geological Society of America Bulletin, 107: 407-424 p.
- Martín, B.A., Fletcher, J. y Skerl, L. 1997. Estudio geológico estructural de la zona termal de Puertecitos y San Luis Gónzaga, Baja California. Área termal de Puertecitos. Parte 2. CICESE, Informe ejecutivo.
- Mizota, Ch. y Faure, K. 1998. Hydrothermal Origin of Smectite in Volcanic Ash. Clays and Clay Minerals. 46 (2), p 178-182.

- Mumpton, F. A. 1973b. Scanning electron microscopy and the origin of sedimentary zeolites: Molecular Sieves: Proc. 3rd Int. Molecular Sieve Conf., pp. 159-161.
- Mumpton, F. A. 1975. Commercial uses of natural zeolites: Section of 4th edition of Industrial Minerals and Rocks (edited by S.J. Lefond), pp. 1262-1274. Am. Inst. Min. Metall. Petrol. Engrs.
- Mumpton, F. A. y Ormsby, C.W. 1976. Morphology of zeolites in sedimentary rocks by scanning electron microscopy. *En*: L.B. Sand and Mumpton. Eds. "Natural Zeolites Ocurrence, Properties, Use". Pergamon Press. Tucson, Arizona, June 1976. p. 113-132.
- Philpotts, A.R. 1989. Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks. Prentice-Hall Hispanoamericana, S.A., México. 177 p.
- Peart, J.E. 1978. Deposits of Sulfur hot springs along the northeast Coast of Baja California. Thesis Faculty of San Diego State University. Master of Science in Geology.
- Powers, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, v. 23 No. 2, 117-119 pp.
- Sameshima, T. 1976. Zeolites in Tuff Beds of the Miocene Waitemata Group, Auckland Province, New Zealand. *En*: L.B. Sand and Mumpton. Eds. "Natural Zeolites Ocurrence, Properties, Use". Pergamon Press. Tucson, Arizona, June 1976. p. 309-317.
- Stanley, 1971. Sample Impregnation. En: R.E. Carver (ed). "Procedures in Sedimentary Petrology". John Wiley & Sons, Inc, New York, 183-216p.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. Geol. 9:41-43p.
- Smith, M. L. 1978. Coastal Warm Spring Systems Along Northeastern Baja California.. Master of Science in Geology. Thesis Faculty of San Diego State University
- Stock, M.J.; Martín, B.A.; Suárez, V.F. y Miller, M. 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanics stratigraphy of NE Baja California, Mexico. *In:* M.J. Walawender y B.B. Hanan (Editors), Geological excursions in southern California and Mexico, Annual Meeting Geological Society of America, San Diego, California, p. 44-67.

- Wada, K., 1987. Mineral formed and mineral formation from volcanic ash by weathering. Chemical Geology, 60, 17-28 pp.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. Geology, 30, 377-392 pp.
- Wohletz, K. 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17, 31-63 pp. Elsevier Science Publishedrs B.V., Amsterdam. Printed in The Netherlands.
- Wohletz, K. y Heiken, G. 1992. Volcanology and geothermal energy. Los Alamos series in basic and applied sciences: 12. Sharp, D. H. y Simmons, L. M., Jr., p. 432.

ANEXO "A"

Tablas de "Powder Diffraction File 1998" International Center of Diffraction Data Utilizadas para el análisis de los difractogramas.

1									
43-0685				Wav	elengti	h= 1.54056			i
KAI2(Si3AI)010(0H)2	20	Int	h	k	1	20	Int	h	k
Polassium Aluminum Silicale Hydroxide	8 620	61	()	()	2	52 228	3	1	1 1
	17512	17	0	ő	1	53 310	11	12	0 1
	19 756	67	1	1	ò	54 093	17	1 0	2
1111te-2M#2	19 756	67	i	i	Ť	54 093	17	1	ã
	20 305	17	2	ò	2	55.006	17	3	1
Rad.: CuKa A: 1.5418 Filter: Ni Beta d sp: Diff.	20 590	6	1	1	1	55,006	17	2	0 1
Cut off: Int: Diffract //cor:036	22 398	6	1	1	2	56 289	9	1	2
	22 659	29	1	1	2	56 289	q	1	ã
Ref: Shimoda, S., Clays Clay Miner., 18, 269 (1970)	24 158	18	2	ò	1	57 012	q	5	1
	25 281	37	1	1	٨	57 012	9	3	1 1
	26 603	64	ò	ò	6	58 154	9	Ő	21
Sys: Monoclinic $S.C.: C2/c$ (15)	27 760	31	1	1	1	58 154	9	1	3
	29.101	44	2	ò	4	58.804	6	3	1
a: 9.017(12) b: $5.210(7)$ c: $20.437(15)$ A: 1.7307 C: 3.9226	30.314	17	2	ő	Ē	61,797	33	3	3
α: β: 100.4(10) γ: Z: 4 mp:	31.148	24	1	1	5	61,797	33	6	õ
	31.796	20	i	1	6	62,679	4	2	0 1
Ref: Ibid.	34,700	100	0	2	1	62.679	4	3	3
	35 699	11	Ő	õ	8	0.0.0		^a	5
	36 649	18	3	1	4				
Dx: 2.802 Dm: 2.810 SS/FOM: $F_{30} = 6(0.053, 99)$	37 025	17	0	2	3				
	37 408	16	3	1.	2				
εα: 1.563(11) ηωβ: 1.596(14) εγ: 1.602(15) Sign: 2V: 38(8) $^{\circ}$	39.401	4	3	1	ã				
Ref Deer W Howie R Zussmann J Rock Forming Minerals	40.003	9	2	2	Ť				
3 11 (1962)	40.003	9	4	õ	Ż				
	40.796	8	1	ŏ	õ				
	40.796	8	2	2	1				
Specimen from Shakanai mine Akita Prefecture Japan, Chemical	41 265	В	2	2	à				
analysis (wt %). Si 02.4714 Ti 02.034 Al2 03.3709 Fe2 03.049	41 265	8	0	2	5				
$M_{0}O = 0.83$ Ca $O = 0.57$ Na2 O $O = 0.35$ K2 O 7 10 U2 O + 5 18 U2 O - 0.99	43 428	22	1	Ő	2				
P2 05 0.01 Mica group dioetabedral subgroup CD (cell:	43 428	22	3	1	7				
a=20.437 $b=5.210$ $c=9.017$ $B=100.40$ $a/b=3.9226$	44.028	17	0	2	6				
a/b=1.7307 S.G = A2/a(15) Silicon used as an internal stand	45 162	33	ő	õ	iõ				
PSC: mC84 Validated by calculated nation 34-175 To replace	52 228	3	2	2	8				
24-495 Mwt: 398 31 Volume[CD]: 944 33	JANAAT			144	2				

THE ICDDL © 1998 JCPDS-International Centre for Diffraction Data. All rights reserved PCPDFWIN v. 2.00

71-1425		5 а											1	Wav	eleng	th= 1.54056			С		
Na4.12Si36	6072(H20))23.12									20	Int	h	k	1	5 0	Int	h	k	1	22
Sodium Si	ilicate Hy	drale									7.434 9.803	28 999*	1 0	1 2	0 0	24.035 24.589	72 2	2 4	0 2	2 0	
Clinoplilol	lite										11.193 12.922	215 142	2	0 1	0 1	25.035 25.347	124	3	15	2	
Rad.: CuKa	a1 λ:1.	54060	F	illei	r:		d sp:	Calc	ulat	.ed	- 13.057	283	2	0	1	25.347	44	$\frac{1}{\overline{c}}$	1	2	
Cut off: 1 Ref: Calcu Ref: Albert (1975)	17.7 In ulated fro ti, A., Tscl	t.: Cale om ICSD hermak	ulat Uusi s Mi	ed ing iner	POWD- al. Pc	l/lcor.: 12++, (19 Lrogr. Mill.	0.94 97) 22,25				$ \begin{array}{r} 13.347 \\ 14.899 \\ 15.763 \\ 16.353 \\ 16.586 \\ 16.586 \\ \end{array} $	53 6 1 60 8	2 1 2 0	0 2 3 2 2 2 2	1 0 1 1	25.723 26.013 26.287 26.287 26.879	74 157 92 92 107	5 2 4 3 0	1 2 0 1 0	1 2 2 1 2	
Sys.: Mono	oclinic				S.C.:	C2/m (12)					16.901 17.351	58 321	3	1 1	1	$27.492 \\ -28.117$	14 233	$\frac{1}{4}$	5 2	$\frac{1}{2}$	
a: 17.641(4	4) b: 1	18.031(4	1)	c:	7.402	(2) A:	0.9784		C:	0.4105	19.008	70	1	3	1	28.495	143	4	4	1	
α:	β: 1	16.430((2)	γ:		Z:	1	mp:			20.403	64	1	0	1	28.661	36	0	2	2	
Ref: Ibid.											20.966 21.935	4 31	2	0	1	29.010 29.343	73 19	$\frac{1}{5}$	3 3	2 1	
Dx: 2.106	D	m:			ICSD	// : 01014	j				22.287 22.429 22.494	289 437 433	1 3 4	3 3 0	1 0 0	29.633 29.703 29.90	109 91 264	3 0 3	5 6 3	1 0 1	
											22.694	340	4	2	1	29.90	264	1	5	1	
Peak heigh Alpe di Siu c=7.402, β PSC: mC18	ht intensi usi. R-fac 3=91.63, a 31.48. Mwt	ly. Spec lor: 0.0 /b=0.8' : 2674.2	elmo 957. 765, 26.	en f C.D c/ Volu	rom a . Cell: b=0.41 umc[Cl	Melaphyrc a 15.804, 05, S.G.=12) : 2108.37.	from t b 18.03 2/m(12)	he 81,			23.684 23.688 23.852	82 7 29	2220	1 2 1 4	1 1 1	30.00 30.302 30.420 31.068	60 52 11	$\frac{1}{6}$	0 0	2 1 1	
	20	Int	h	k	Ĩ	2.0	Int	h	k	1	2 0	Int	h	k	1	2 0	Int	h	k	Ĩ	
	31.252	12	2	4	2	39.968	1	0	8	0	47.148	14	8	2	3	53.503	1	4	4	4	
	31.976	142	5 6	2	1	40.078	0 4	47	1	0	47.148	2	2 7	5	0	53.810	17	7	3 7	0	
	32.568 32.691	48 72	2	6 0	$\frac{1}{2}$	40.486	1 9	0	6 3	2	47.548 48.045	2	9 5	1	1	53.974 54.102	17 18	$\frac{9}{8}$	5 0	1 4	
	32.691	72	0	6	1	41.173	6	6	2	3	48.162	4	2	6	3	54.102	18	$\frac{5}{10}$	9	0	
	33.469	29	0	4	2	41.446	1	$\frac{1}{8}$	0	1	48.489	12	2	9 2	3	54.264	21	$\frac{10}{10}$	2	1	
	34.184	1	63	25	2	42.222	14	2	8	1	48.489	12	1	9 q	1	54.410 54.682	9 3	9 5	3	02	
	35.116	23	2	2	2	42.679	13	1	0	2	49.040	10	9	3	2	54.682	3	7	5	1	
	35.300	41	$\frac{1}{1}$	75	0	42.679 42.765	13 22	$\frac{8}{8}$	22	1 2	49.218 49.678	13	45	0 1	4 4	55.128 55.128	18 18	8	29	4 2	
	35.490	17	6	2	0	42.765	22	7	3	0	49.870	10	7	5	3	55.334	13	10	2	3	
	35.580 36.033	20 18	53	5 5	1 1	42.936 43.042	12	6	1 6	3	50.024	22	3 9	1 1	4 3	55.334 55.648	13	2 8	10 6	1 0	
	36.306	17	4	6	1	43.042	14	3	7	2	50.298	13	6	0	1	55.648	16	$\overline{2}$	8	3	
	36.641	41	2	6	1	43.518	50	5	7	1	50,468	10	7	3	1						
	36.641	41 26	$\frac{\overline{4}}{\overline{3}}$	0	3	43.518	20	4	67	1	50.468 50.580	10	8	4	3						
	36.868	26	5	1	1	43.856	5	1	2	2	50.820	8	7	7	1				Ŧ		
	37.046 37.046	81	2	4	3	43.999	11	í	อ 1	$\frac{1}{3}$	51.240	18	$\frac{2}{3}$	7	4 3						
	37.198	52	7	1	2	44.568	12	5 6	5 6	1	51.240 51.468	18 27	0	6 8	3 1						
34 I	37.827	7	5	5	0	44.853	48	7	5	2	51.585	39	7	7	2						
	38.067 38.213	10 20	$\frac{4}{5}$	2	3 3	44.853	48	$\frac{6}{4}$	4 8	3 1	51.708 51.708	19 19	3 2	1 4	3 3						
	38.281	19	3	1	2	45.278	3	7	3	3	51.814	12	10	0	2						
	38,388 38,388	14 14	26	24	32	45.390 45.605	26	5 2	7 8	1	51.814 51.977	12	5 21	3 0	0						
	38.490	8	5	5	2	45.605	6	1	9	0	52.174	24	7	1	4						
	38.565	10	3	ь 7	ح 1	45.780	9	3	6 5	2	52.373	16	9	1	0						
	38.804	1	1	7 1	1	45.920	7	8	0 7	0	52.373 52.555	16 22	5 6	7 8	3 2						
	38.914	4	$\frac{1}{3}$	7	0	46.277	60	1	5	3	52.555	22	0 1	0	1						
	38,944 39,269	4	7 2	3 4	1 2	46.277 46.446	60 35	8	4 3	1 3	52.823 52.823	18 18	3 1	9 7	1 3		27				
	39.609	18	5	3	1	46.785	17	9	1	2	53.202	3	6	0	2						
	39.884	18	р 7	43	2	46.932	19	1	4 9	1	53.335	2	с. 9	5	2						
ĩ	39.884	3	6	0	3	47.073	11	8	2	0	53.503	1	6	8	0						
				0.2	10 84 - 503200	20 93263 1252 ⁴⁰ 000	10 10 10 H			0	nan een e										
ILICDDL @	1998 JCP	DS-Into	erna	lior	nal Cer	itre for Dif	fraction	i Da	ta.	All rig	nts reserved										

								Wav	elengl	.h= 1.54056			С
Si02					5 0	Int	h	k	1	20	Int	\mathbf{h}	k
Silicon Oxide	е				21.761	999*	1	0	1	61.489	19	3	0
					25.183	5	1	្មាះ	0	64.545	29	2	0
					28.211	72	1	1	1	64.545	29	3	1
Cristobalite					30.961	87	1	0	2	66.037	12	2	2
Rad + Cukal	2. 1.54060	hill ore	() (20)	unt Culoulated	35.913	159	1	1	2	67.509	21	2	1
nau cunal	N. 1.04000	rmer.	- C	sp: calculated	35.913	159	2	0	0	67.509	21	3	2
Cut off: 17.	7 Int.: Cale	ulated I	/lcor.: 5.5	3(5	38.171	1	2	0	1	68.963	21	1	0
Ref: Calculz	ated from ICSD	0 using POWD 12	11. (1997)		40.325	4	2	1	0	68.963	21	3	2
<pre>¿ef: Lacks, I</pre>).J., Gordon, R.	.C., Phys. Rev. B:	Condens. V	atler,	12.384	20	1	0	3	71.874	15	1	1
18, 2889 (19	193)				42.384	20	2	1	1	71.874	15	3	1
					44.361	28	2	0	2	73.307	15	3	2
Svs · Tetrago	onal	S.G.: P41	212 (92)		46.268	40	1	1	3	76.116	8	2	2
Jon rounde			A 84 14		10 199	43	2	1	2	76.116	8	4	0
. 1 007	b	0. 7 07	٨٠	C 1 4 1 4 H	40.106	10							
1: 4.997	b:	c: 7.07	A:	C: 1.4148	51.673	6	0	0	4	77.533	10	2	0
1: 4.997 ι:	Ե: β։	c: 7.07 γ:	A: Z: 4	C: 1.4148 mp:	51.673 51.673	6 6	0 2	0 2	4 0	77.533 77.533	10 10	2 4	0 0
1: 4.997 1: 4:997	b: β:	c: 7.07 γ:	A: Z: 4	C: 1.4148 mp:	40.132 51.673 51.673 53.399	6 6 23	0 2 2	0 2 0	4 0 3	77.533 77.533 78.925	10 10 12	2 4 3	0 0 0
a: 4.997 x: ?ef: Ibid.	b: β:	c: 7.07 γ:	A: Z: 4	C: 1.4148 mp:	51.673 51.673 53.399 53.399	6 6 23 23	0 2 2 2	0 2 0 2	4 0 3 1	77.533 77.533 78.925 78.925	10 10 12 12	2 4 3 4	0 0 0 1
a: 4.997 x: Ref: Ibid.	b: β:	c: 7.07 γ:	A: Z: 4	C: 1.4148 mp:	$\begin{array}{r} 40.132 \\ 51.673 \\ 51.673 \\ 53.399 \\ 53.399 \\ 55.066 \end{array}$	6 6 23 23 4	0 2 2 2 1	0 2 0 2 0 2 0	4 0 3 1 4	77.533 77.533 78.925 78.925 80.278	10 10 12 12 24	2 4 3 4 2	0 0 1 1
a: 4.997 4: Ref: Ibid.	b: β:	c: 7.07 γ:	A: Z: 4	C: 1.4148 mp:	40.132 51.673 51.673 53.399 53.399 55.066 56.733	6 6 23 23 4 47	0 2 2 2 1 2	0 2 0 2 0 1	4 0 3 1 4 3	77.533 77.533 78.925 78.925 80.278 80.278	10 10 12 12 24 24	2 4 3 4 2 3	0 0 1 1 2
4.997 4: Ref: Ibid. 0x: 2.261	b: β: Dm:	c: 7.07 γ: ICSD # :	A: Z: 4 074530	C: 1.4148 mp:	$\begin{array}{r} 46.132\\ 51.673\\ 51.673\\ 53.399\\ 53.399\\ 55.066\\ 56.733\\ 56.733\\ 56.733\end{array}$	6 6 23 23 4 47 47	0 2 2 2 1 2 3	0 2 0 2 0 1 0	4 0 3 1 4 3 1	77.533 77.533 78.925 78.925 80.278 80.278 81.667	10 10 12 12 24 24 24 11	2 4 3 4 2 3 3	0 0 1 1 2 1
a: 4.997 x: ?ef: Ibid.)x: 2.261	b: β: Dm:	c: 7.07 γ: [CSD // :	A: Z: 4 074530	C: 1.4148 mp:	48.132 51.673 51.673 53.399 53.399 55.066 56.733 56.733 58.348	6 6 23 23 4 47 47 47 5	0 2 2 2 1 2 3 2	0 2 0 2 0 2 0 1 0 2	4 0 3 1 4 3 1 2	77.533 77.533 78.925 80.278 80.278 81.667 81.667	10 10 12 12 24 24 24 11 11	2 4 3 4 2 3 4 3 4	0 0 1 1 2 1 0
a: 4.997 x: Ref: Ibid. Dx: 2.261	b: β: Dm:	e: 7.07 γ: [CSD // :	A: Z: 4 074530	C: 1.4148 mp:	48.132 51.673 51.673 53.399 55.066 56.733 56.733 58.348 58.348	6 6 23 23 4 47 47 47 5 5	0 2 2 2 1 2 3 2 3 3	0 2 0 2 0 1 0 2 1	4 0 3 1 4 3 1 2 0	77.533 77.533 78.925 80.278 80.278 81.667 81.667 83.060	10 10 12 12 24 24 11 11 3	2 4 3 4 2 3 4 3 4 3	0 0 1 1 2 1 0 3

20	Int	h	k	1	
84.426	2	4	1	2	
87.117	15	1	1	6	
87.117	15	3	3	2	
88.523	12	4	0	3	
88.523	12	4	2	1	
89.866	3	3	2	1	

International Centre for Diffraction Data. All rights reserved PCPDFWIN v. 2.00

1

12-0219				Wav	elength	= 1.540	56	i
Na0.3(AlMg)2Si40100II2.6IJ20	20	Int	h	k	1			
Sodium Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide Hydrate Montmorillonite-18Α Rad.: FeKa λ: 1.9373 Filter: d sp: Debye-S. 114.6	5.017 9.820 14.777 19.756 24.850 29.858	100 50 10 80 40 30	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	1 2 3 4 5 6			
Ref: Earley et al., Am. Mineral., 38, 707 (1953)	40.189 45.569 53.921 61.615	10 10 5 20 60	0023	0 0 1 0	8 9 0		×	
Sys.: Hexagonal S.G.: P	73.064	10b	3	0	7			
a: 5.195(5) b: c: 17.93(3) A: C: 3.4514	76.082	10	3	1	0			
α : β: γ: Ζ: 1 mp:								
Ref: Bayliss, P., Powder Diffraction, 4, 19 (1989)								
Dx: Dm: SS/FOM: F13 2(0.082, 75)								e e
εα: 1.48-1.61 ηωβ: 1.50-1.64 εγ: 1.50-1.64 Sign: 2V: 15(15) °								
Ref: Deer, W., Howie, R., Zussman, J., Rock Forming Minerals, 3, 226 (1962)								
Color: White, yellow, green Specimen from Chambers, AZ, USA. CAS #: 1318 93 0. Glycol sodium saturated. Smeelite group, dioctahedral subgroup. PSC: hP39.30. To replace 12-204. Volume CD : 419.07.								*

DECENDENCE 1998 JCPDS-International Centre for Diffraction Data. All rights reserved PCPDFWIN v. 2.00
83-1675			(7)		Wavelength=	= 1.54056		С	
Na0.6A18.5Si39.5096H7.9			20	Int h	k 1	20	Int	h k	1
Sodium Aluminum Silicat Mordenite – from Challis Rad.: CuKa1 λ : 1.54060 Cut off: 17.7 Int.: Calu Ref: Calculated from ICS Ref: Schlenker, J.L., Pluth Bull., 14, 849 (1979) Sys.: Orthorhombic a: 18.178(7) b: 20.3940 α : β : Ref: Ibid. Dx: 1.733 Dm: Peak height intensity. R	e Hydroxide • Valley, Idaho Filter: culated I/leor.: SD using POWD-12++, (19 1, J.J., Smith, J.V., Mater. S.G.: Cmcm (63 (6) c: 7.488(4) A: γ: Z: ICSD # : 10057 factor: 0.050. PSC: oC152	6 sp: Calculated 2.56 97) Res.) 0.8913 C: 0.3672 1 mp: 6 2.50.	6.508 8.664 9.723 13.037 13.495 13.897 14.665 15.241 17.379 17.625 18.274 19.324 19.610 19.951 21.063 21.389 22.320 22.951 23.246 23.745 24.499 24.646 24.856	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c} 25.320\\ 25.320\\ 25.713\\ 26.317\\ 27.181\\ 27.600\\ 27.600\\ 27.805\\ 28.337\\ 28.822\\ 28.822\\ 29.458\\ 30.485\\ 30.761\\ 30.920\\ 32.977\\ 33.056\\ 33.338\\ 34.119\\ 34.405\\ 34.643\end{array}$	$16 \\ 16 \\ 260 \\ 123 \\ 13 \\ 160 \\ 160 \\ 71 \\ 10 \\ 15 \\ 15 \\ 3 \\ 19 \\ 10 \\ 57 \\ 2 \\ 8 \\ 11 \\ 8 \\ 4 \\ 1 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ 8 \\ 11 \\ 1 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ 7 \\ $	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	21202120211010222011002
Mwt: 2896.42. Volume[CD]:	: 2775.97.		<u></u>			•	-Rosenaria		
20 Int	hkl 20	int h k l	2 O	lnt h	k 1	20	Int .	h k	1
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	4 6 1 46.176 5 5 1 46.519 0 8 0 46.755 3 5 2 46.875 3 5 2 46.875 3 5 2 46.875 3 5 2 46.875 3 7 1 46.887 1 1 3 47.222 2 8 0 47.222 7 1 1 46.023 0 2 3 48.0231 2 2 3 48.0231 1 3 3 48.596 7 3 1 48.856 3 1 3 48.596 7 3 1 48.856 3 1 348.596 7 3 1 48.656 6 2 24.8856 3 1 $39.00.49683$ 0 4.80 50.1402 5 </td <td>$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$</td> <td>54.723 54.915 55.127 55.127 55.287 55.287 55.287 55.390 55.500 55.500 55.763 56.036 56.036 56.036 56.036 56.036 56.912 57.055 57.055 57.217 57.441 57.451 57.453 57.853 58.803 58.803 58.803 58.803 58.803 58.803 58.803 58.9301 59.301 59.301 59.301 59.982 59.982 59.982 60.749 60.749 60.749 60.955</td> <td>$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$</td> <td>$\begin{smallmatrix} 6 & 3 \\ 12 & 0 \\ 1 & 2 \\ 9 & 1 \\ 1 & 2 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 1$</td> <td>60.955 61.148 61.293 61.512 61.512 61.871 62.325 62.325 62.622 62.724 62.724 62.926</td> <td>$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$</td> <td>$\begin{array}{r} 8 & 10 \\ 2 & 0 \\ 7 & 1 \\ 5 & 11 \\ 1 & 1 \\ 8 & 6 \\ 2 & 2 \\ 1 & 1 \\ 8 & 6 \\ 7 & 1 \\ 1 & 3 \\ \end{array}$</td> <td>00422305404012</td>	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	54.723 54.915 55.127 55.127 55.287 55.287 55.287 55.390 55.500 55.500 55.763 56.036 56.036 56.036 56.036 56.036 56.912 57.055 57.055 57.217 57.441 57.451 57.453 57.853 58.803 58.803 58.803 58.803 58.803 58.803 58.803 58.9301 59.301 59.301 59.301 59.982 59.982 59.982 60.749 60.749 60.749 60.955	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{smallmatrix} 6 & 3 \\ 12 & 0 \\ 1 & 2 \\ 9 & 1 \\ 1 & 2 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 1$	60.955 61.148 61.293 61.512 61.512 61.871 62.325 62.325 62.622 62.724 62.724 62.926	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{r} 8 & 10 \\ 2 & 0 \\ 7 & 1 \\ 5 & 11 \\ 1 & 1 \\ 8 & 6 \\ 2 & 2 \\ 1 & 1 \\ 8 & 6 \\ 7 & 1 \\ 1 & 3 \\ \end{array} $	00422305404012

© 1998 JCPDS-International Centre for Diffraction Data. All rights reserved PCPDFWIN v. 2.00

ANEXO "B"

Matrices y diagramas de factor de correlación.

	Matriz II											
	Coeficientes de correlación para la											
obsidiana perlitizada Tmrl-17												
		K ₂ O	Na ₂	SiO_2	Fe ₂ O	AI_2O_3	CaO	MgO				
	K ₂ O	1	-0.82	0.71	-0.27	-0.72	-0.34	-0.86				
	Na ₂ O		1	-0.89	0.52	0.59	-0.12	0.67				
	SiO ₂			1	-0.84	-0.2	-0.13	-0.52				
	Fe_2O_3				1	-0.36	0.2	0.08				
	AI_2O_3					1	-0.16	0.73				
	CaO						1	0.12				
	MgO							1				

Matriz I										
Coeficientes de correlación para la										
tefra Tmrl-11										
	K₂O	Na ₂ O	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	AI_2O_3	CaO	MgO			
K₂O	1	-0.85	-0.66	0.28	0.08	-0.89	0.84			

Na ₂ O	1	0.37	-0.4	-0.07	0.85	-0.74
SiO ₂		1	-0.12	-0.55	0.33	-0.72
Fe ₂ O ₃			1	-0.47	-0.24	0.44
AI_2O_3				1	0.09	0.17
CaO					1	-0.71
MgO						1

	Matriz III		n=5	Matriz IV n=						n=15				
	Coeficientes de correlación para la				Coeficientes de correlación para la									
	obsidiana perlitizada Tmrl-18			obsidiana perlitizada SF-42										
	K ₂ O Na ₂ O SiC	₂ Fe ₂ O ₃	Al_2O_3	CaO	MgO		K₂O	Na ₂	SIO ₂	Fe₂O	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	
K₂O	1 -0.49 -0.3	1 0.66	0.57	-0.45	-0.49	K ₂ O	1	0.1	0.45	0.61	-0.7	-0.94	-0.43	
Na₂O	1 -0.6	5 -0.02	-0.65	-0.34	0.4	Na₂O		1	-0.46	-0.17	0.43	0.12	-0.47	
SiO ₂	1	-0.38	0.05	0.84	-0.1	SiO ₂			1	-0.05	-0.91	-0.52	-0.52	
Fe ₂ O ₃		1	-0.23	-0.2	-0.59	Fe ₂ O ₃				1	-0.31	-0.62	0.31	
AI_2O_3			1	-0.35	0.03	AI_2O_3					1	0.76	0.4	
CaO				1	-0.39	CaO						1	0.26	
MgO					1	MgO							1	

Matrices de las tefras Tmrl-11, la obsidiana más fresca Tmrl-17 y Tmrl-18 del arroyo La Cantera y la obsidiana perlitizada del sur de Sierra San Fermín.



Diagramas de factor de correlación para la tefra Tmrl-11 y la obsidiana más fresca Tmrl-17, graficados a partir de las matrices I y II.

Rombos = esquirlas, círculos = fracturas perlíticas, triángulos = obsidiana con microlitos y cuadrados = fragmentos pumicíticos y obsidiana perlitizada.







Diagramas de correlación de la obsidiana más fresca Tmrl-17 y Tmrl-18, (g) y (h), obsidiana perlitizada silicificada SF-42 (i). En (j) y (k) se incluye el total de las muestras. Triángulos = obsidiana con microlitos, círculos = fracturas perlíticas, rombos = esquirlas y contacto con la matriz, cuadros = fragmentos pumicíticos y obsidiana perlitizada.