



Universidad Nacional Autónoma de México



Instituto de Geología
Posgrado en Ciencias de la Tierra

*“Estudio geológico de un depósito ignimbrítico en la región de
Xalapa, Veracruz: distribución, estratigrafía, petrografía y
geoquímica”*

TESIS

Que para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Wendy Vanesa Morales Barrera

Tutor: Dr. Sergio Raúl Rodríguez Elizarraras

Ciudad Universitaria, México, D.F., 2009.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco.....

A los proyectos CONACYT-42644 y PAPIIT-IN110807 por el financiamiento para el trabajo de campo y los análisis geoquímicos y radiométricos de las muestras.

A mi tutor y amigo Sergio Rodríguez Elizarrarás, mi agradecimiento y reconocimiento especial por su paciencia y apoyo tanto moral como económico para poder cerrar este círculo. ¡¡Muchas gracias!!!

A los investigadores que formaron parte de mi comité, Drs.: Gerardo de Jesús Aguirre, Gerardo Carrasco Núñez, Juan Carlos Mora, y Víctor Hugo Garduño por las revisiones y sugerencias para mejorar este trabajo.

A Teodoro Hernández por su apoyo en el proceso de preparación de las muestras para los análisis químicos.

A la Doc. Ana Luisa Carreño por su amistad y apoyo en mi estancia en el Instituto.

Al Médico Rubén Colorado Salazar, por el apoyo en la impresión y por curar mis males para poder terminar. Gracias Doc !!!

A mis compañeros que me dieron su tiempo, compañía y amistad en el campo, además de su ánimo en esos lugares agrestes de Veracruz.

Gracias a todos aquellos amigos (Laura, Celia, Claudio, Esmeralda, Ingrid, Valeri) que con su granito me ayudaron a cerrar este círculo en mi vida que a veces parecía una espiral.

Un enorme agradecimiento a Tania mi hermana y mejor amiga, por estar siempre en los momentos más difíciles y alentarme con tus sabios consejos. Por tu gran calidad como hermana, hija y ahora mamá. "*Gracias tinis*". Y a ese pedacito de ti Lu.

A mis padres por su paciencia y apoyo.

A ti Cesar por todos esos momentos compartidos. ¡*Gracias!*¡

RESUMEN

El área de estudio se localiza en los alrededores de la ciudad de Xalapa Veracruz. Dentro de esta zona se identificó un flujo piroclástico al cual se le asignó el nombre de ignimbrita El Castillo (IEC). El depósito consiste de 2 litofacies, una consolidada y una no consolidada: La primera está compuesta por pómez de formas elongadas, subredondeadas de color gris, con biotita como mineral distintivo y líticos accidentales de basalto y andesita soportados por una matriz de ceniza de esquirlas de vidrio y cristales. Una característica singular de esta litofacies es la presencia de esferulitas. La litofacies no consolidada es una sucesión de flujos piroclásticos granulares masivos, de color blanco a ocre. Contienen pómez ovaladas y fibrosas de color crema, líticos accidentales de basalto y andesita, embebidos en una matriz de tamaño de lapilli formada por pómez, cristales y líticos. En la cima del depósito se observan tubos de desgasificación de forma cilíndrica con longitudes de 10 a 150 cm y diámetro de 5 a 7 cm, enriquecidas en fragmentos de líticos accidentales.

La distribución de la IEC cubre una superficie de 636.75 km², y su expresión morfológica son mesetas alineadas en dirección NW-SE. Su espesor está controlado por la paleotopografía, por lo que varía de 2 hasta 80 m. Si se considera un espesor promedio de 35 m se obtiene un volumen de 20 km³. De acuerdo al tamaño y proporción del contenido de pómez sus facies proximales se ubican al NW, en tanto que las facies distales se encuentran hacia el SE respecto a su área de distribución.

Petrográficamente la ignimbrita presenta una asociación mineralógica de sanidino, albita, cuarzo, biotita, minerales opacos (óxidos de Fe-Ti) y zircón (traza), embebidos en una matriz vítrea. Químicamente se clasifica como una riolita, con afinidad calcialcalina y alto contenido en potasio. Presenta un enriquecimiento en tierras raras ligeras, un patrón constante para las pesadas y una fuerte anomalía negativa de Eu.

La formación Guzmantla del Mesozoico tardío constituye el basamento prevolcánico de la IEC, la cual a su vez está cubierta por los derrames de lava del Campo Volcánico de Xalapa y los depósitos de escombros de Las Cumbres. La edad obtenida para la IEC por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, se encuentra entre 2.436 ± 0.125 y 2.208 ± 0.071 Ma por lo que se le asigna una edad del Plioceno Tardío.

Hasta el momento su fuente de emisión no se ha logrado determinar; sin embargo, de acuerdo a sus características texturales se presume que podría estar localizada en una región al noroeste de la ciudad de Xalapa y que estaría cubierta por depósitos volcánicos mas recientes. La IEC presenta varios de los rasgos que son comunes a las ignimbritas de la FVTM.

Índice

Página

Agradecimientos	i
Resumen	ii
Índice de figuras	vi
Índice de tablas	ix

CAPITULO 1

Introducción	1
1.1 Importancia del estudio	2
1.2 Generalidades del área de estudio	2
1.3 Objetivo	3
1.3 Metodología.....	3

CAPITULO 2

Marco geológico	7
2.1 Geología regional.....	7
2.1.1 Faja volcánica Transmexicana (FVTM).....	7
2.1.2 El Sector Oriental de la FVTM.....	7
2.2 Estratigrafía regional.....	10
2.2.1 Unidades Mesozoicas.....	13
Formación Guzmantla.....	13
2.2.2 Unidades Cenozoicas.....	15
Basaltos Chiconquiaco-Palma Sola	15
Avalancha Mesa de Guadalupe.....	16
Ignimbrita El Castillo.....	17
Campo Volcánico Xalapa.....	20
Ignimbrita Xáltipan.....	22
Depósito de escombros Las Cumbres.....	23
Flujo de lava La Joya y <i>Central Cone Group</i>	25
Flujo de escombros Los Pescados.....	26
Flujo de lava Río Naolinco.....	27
Depósitos de Lahar Chiltoyac.....	27
Depósitos de aluvión.....	28
2.3 Geomorfología	29
2.3.1 Zona Norte.....	30
2.3.2 Zona Centro.....	31
2.3.3 Zona Sur.....	31
2.4 Geología Estructural	35
2.4.1 Sistema NW-SE	43
2.4.2 Sistema NE-SW	46
2.5 Marco Tectónico General	48

CAPITULO 3

Generalidades sobre flujos piroclásticos	51
3.1 Depósitos piroclásticos	51
3.2 Flujos piroclásticos	52
3.3 Ignimbritas o flujo de pómez	53
3.4 Formación de las ignimbritas por colapso de una columna eruptiva.....	53
3.5 Emplazamiento	53
3.6 Componentes	54
3.7 Unidad de flujo piroclástico "Ignimbrita estándar"	55
3.8 Depósitos coignimbriticos	56
3.9 Distribución espacial y volumen	58
3.10 Relación de Aspecto " <i>Aspect ratio</i> "	58

3.11	Composición	59
3.12	Grado de soldamiento	59
	3.12.1 Ignimbrita de alto grado	60
	3.12.2 Ignimbritas de bajo grado	61
3.13	Fuentes de emisión	62
3.14	Agradación progresiva	62
3.15	Ignimbritas en la Faja Volcánica Transmexicana	65

CAPITULO 4

	Ignimbrita El Castillo	69
4.1	Estudios Previos	69
4.2	Sección Tipo	69
	4.2.1 Descripción litológica	69
4.3	Distribución	76
4.4	Relaciones Estratigráficas	77
4.5	Variaciones laterales	81
	4.5.1 Zona proximal	81
	4.5.2 Zona intermedia	82
	4.5.3 Zona distal	83
4.6	Área y volumen	85
4.7	Geomorfología	86
4.8	Razón de Aspecto " <i>Aspect ratio</i> "	88
4.9	Geocronología	88
4.10	Petrografía	89
	4.10.1 Matriz	90
	4.10.2 Pómez	91
	4.10.3 Sanidino	92
	4.10.4 Plagioclasa	93
	4.10.5 Cuarzo	93
	4.10.6 Biotita	93
	4.10.7 Óxidos de Fe-Ti	94
	4.10.8 Minerales secundarios (desvitrificación)	95
	4.10.9 Líticos accidentales	95
4.11	Geoquímica	101
	4.11.1 Resultados	107
	4.11.2 Análisis de elementos traza	110
4.12	Ambiente tectónico	111

CAPITULO 5

	Discusión	113
5.1	Fuente de emisión	113
	5.1.1 Caldera de Chiconquiaco.....	113
	5.1.2 Caldera de Los Humeros.....	115
	5.1.3 Volcán Cofre de Perote.....	115
	5.1.4 Fisuras lineales.....	116
5.2	Etapas evolutivas	116
5.3	Condiciones paleotopográficas del evento IEC.....	118

CAPITULO 6

	Conclusiones	121
--	--------------------	-----

CAPITULO 7

	Bibliografía	123
--	--------------------	-----

APENDICE

	Apéndice 1	133
	Apéndice 2	134

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPITULO 1

Figura 1.1	Ubicación del área de estudio dentro del contexto geográfico	5
------------	--	---

CAPITULO 2

Figura 2.1	Marco tectónico actual y ubicación de la FVTM	8
Figura 2.2	Mapa geológico de la región de Xalapa	12
Figura 2.3	Fotografías de la formación Guzmantla a), b) y c)	14
Figura 2.4	Fotografías de los Basaltos Chiconquiaco-Palma Sola a) y b).....	15
Figura 2.5	Fotografías de la Avalancha Mesa de Guadalupe	17
Figura 2.6	Fotografías de la IEC, facies consolidadas	19
Figura 2.7	Fotografías de la IEC, facies no consolidadas.....	19
Figura 2.8	Fotografía panorámicas de los volcanes del CVX	21
Figura 2.9	Fotografía de flujos de lava del CVX	21
Figura 2.10	Fotografías de la ignimbrita Xáltipan (detalle)	22
Figura 2.11	Fotografías de la ignimbrita Xáltipan tomadas (Panorámica)	23
Figura 2.12	Vista panorámica de las mesetas formadas por los flujos de escombros de Las Cumbres... ..	24
Figura 2.13	Acercamiento al depósito Las Cumbres	24
Figura 2.14	Flujos de basalto provenientes del Volcán La Joya	25
Figura 2.15	Panorámica que muestra las terrazas de Los Pescados.....	26
Figura 2.16	Depósitos de lahar	28
Figura 2.17	Mapa hipsométrico	32
Figura 2.18	Mapa de pendientes	33
Figura 2.19	Mapa hidrológico	34
Figura 2.20	Modelos sombreados	38
Figura 2.21	Roseta con las orientaciones de los lineamientos en la región de Xalapa.....	39
Figura 2.22	Mapa estructural	42
Figura 2.23	Fotografía que muestra estrías oblicuas cortando a las estrías verticales	44
Figura 2.24	Acercamiento a la zona de falla con dirección NW-SE.....	44
Figura 2.25	a) Estrías verticales b) Escalones	45
Figura 2.26	a) Sigmoides verticales, b) Zona anastomosada	45
Figura 2.27	Dique andesítico, emplazado sobre las fracturas NE-SW	46
Figura 2.28	a) Estrías con pitch de 48° b) Plano de falla con estrías con pitch de 43°	47
Figura 2.29	a) Panorámica del plano de falla. b) Estrías con pitch de 0	47
Figura 2.30	Plano de Falla, con desarrollo de fracturas secundarias	47

CAPITULO 3

Figura 3.1	Mecanismos que generan el emplazamiento de Ignimbritas	54
Figura 3.2	Sección vertical y lateral esquemática de una unidad de flujo de Ignimbrita	57
Figura 3.3	Depósitos asociados a flujos piroclásticos	58
Figura 3.4	Perfiles verticales y laterales esquemáticos de ignimbritas de alto grado	62
Figura 3.5	Perfiles verticales y laterales esquemáticos de ignimbritas de bajo grado	62

CAPITULO 4

Figura 4.1	Diferentes litofacies observadas en la sección tipo de la IEC	70
Figura 4.2	Fotografía que muestra dos secuencias de flujos piroclásticos F1 y F2,	70
Figura 4.3	Fotografía mostrando los componentes de la litofacies consolidada	72
Figura 4.4	Panorámica de las facies consolidada	72
Figura 4.5	Pómez de color gris claro	73
Figura 4.6	Pómez colapsadas	73
Figura 4.7	Pómez con evidencias de desvitrificación (esferulitas)	73
Figura 4.8	Líticos de andesita con bordes de reacción de aproximadamente 1 mm	73
Figura 4.9	Pómez de forma ovalada a tabular, con aristas subangulosas a subredondeadas	75
Figura 4.10	Líticos accidentales de color negro de composición basáltica y andesita	75
Figura 4.11	Pipas de desgasificación	76
Figura 4.12	Mapa de distribución de la IEC	78
Figura 4.13	Depósitos de la IEC cubriendo discordantemente a la Formación Guzmanla	79
Figura 4.14	Depósitos de la IEC bordeando a la caliza	79
Figura 4.15	Panorámica del contacto entre la IEC y los basaltos Chiconquiaco	79
Figura 4.16	Lavas de la Joya emplazados sobre las fracturas formadas en la IEC	80
Figura 4.17	Derrames de lava del Volcán Cerro Gordo cubriendo a la IEC	80
Figura 4.18	Flujo de escombros Las Cumbres, cubriendo discordantemente a la IEC	80
Figura 4.19	Panorámica de la zona proximal de la IEC	81
Figura 4.20	Fotografía que muestra la variación en tamaños de pómez y líticos accidentales	82
Figura 4.21	Fotografías de la zona media	82
Figura 4.22	Acercamiento del depósito no consolidado de la zona media	83
Figura 4.23	Acercamiento del depósito consolidado en la zona media	83
Figura 4.24	Panorámica de la zona distal	84
Figura 4.25	Se observa el alto porcentaje de matriz, en las zonas distales	84
Figura 4.26	Esquema que muestra la relación del volumen vs. diámetro de la caldera	86
Figura 4.27	Meseta con escarpes alineados NW-SE con pendientes mayores a 60°	86
Figura 4.28	Frente del flujo piroclástico con pendiente de 48° en dirección NE-SW	87
Figura 4.29	Mesas de Ignimbrita, con depresiones de hasta 200 m de desnivel	87

Figura 4.30	Textura vitriclástica	90
Figura 4.31	Textura eutaxítica de la ignimbrita El Castillo	90
Figura 4.32	Características petrográficas de la pómez a), b) c) y d).....	91
Figura 4.32	Características petrográficas de la pómez e) y f)	92
Figura 4.33	a) Sanidino con fracturas oblicuas b) Microcristales de sanidino	92
Figura 4.34	Glomeropórfido de microcristales subeuhedrales de plagioclasas macladas	93
Figura 4.35	Microcristal de cuarzo euhedral con inclusiones de titanomagnetita	94
Figura 4.36	Microcristal euhedral de biotita	94
Figura 4.37	Mineral opaco de Fe-Ti como cristal aislado. *2.5x, con nicoles cruzados	94
Figura 4.38	Fragmento de vidrio alterado. Crecimiento radial de tridimita	95
Figura 4.39	Fragmento de pómez alterado. Crecimiento radial de tridimita	95
Figura 4.40	Se observa la textura traquítica un lítico accidental de andesita.....	96
Figura 4.41	Borde de alteración de color rojo, que se desarrolla alrededor del lítico	96
Figura 4.42	Características petrográficas de los líticos accidentales de basalto a), b) c) y d).....	98
Figura 4.43	Características petrográficas de los líticos accidentales de andesita a), b) c) y d).....	98
Figura 4.44	Clasificación química de acuerdo con Le Bas <i>et al.</i> (1986)	107
Figura 4.45	Clasificación dentro del contexto alcalino-subalcalino	108
Figura 4.46	Diagrama AFM	109
Figura 4.47	Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976)	109
Figura 4.48	Concentraciones normalizadas a condrita (Mc Donough and Sun, 1995)	110
Figura 4.49	Diagrama de Rb vs Y+Nb de discriminación tectónica de Pearce <i>et al.</i> , (1984)	111

CAPITULO 5

Figura 5.1	Esquema de la ubicación de las posibles fuentes de emisión de la IEC	114
Figura 5.2	Fotografía que muestra los componentes del vitrófido	115
Figura 5.3	Esquema de la paleomorfología del basamento prevolcánico.....	118

ÍNDICE DE TABLAS

CAPITULO 2

Tabla	2.1	Columna geológica de la región de Xalapa.....	11
Tabla	2.2	Posición de la luz en los mapas del relieve sombreado.....	37
Tabla	2.3	Datos estructurales tomados en campo	40

CAPITULO 3

Tabla	3.1	Características generales de las principales ignimbritas de la FVTM	85
-------	-----	---	----

CAPITULO 4

Tabla	4.1	Valores máximos y mínimos de área y volumen para la IEC.....	85
Tabla	4.2	Edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la IEC	88
Tabla	4.3	Ubicación del material analizados para determinar las características petrográficas.....	89
Tabla	4.4	Análisis químicos de las pómez de las litofacies consolidada.....	104
Tabla	4.5	Análisis químicos de las pómez de la litofacies no consolidada	105
Tabla	4.6	Análisis químicos de la matriz.....	106

CAPITULO 1

Introducción

Los depósitos de ignimbrita son el resultado de erupciones volcánicas altamente explosivas que involucran largos procesos geológicos que generalmente culminan con la formación de grandes depresiones semicirculares conocidas como calderas. En México este tipo de estructuras están concentradas en dos provincias volcánicas de edad cenozoica: la Faja Ignimbrítica Mexicana, que constituye la Sierra Madre Occidental (SMO) del Terciario Medio y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) del Terciario Superior-Cuaternario (Demant, 1981; 1979; 1978; Aguirre-Díaz *et al.*, 1998; Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2007).

La SMO esta formada por grandes volúmenes de ignimbritas cuyas fuentes de emisión son difíciles de reconocer. Varios autores (Demant y Robin, 1975; Morán Zenteno *et al.*, 2004; Morán Zenteno *et al.*, 1998; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003) se han ocupado del estudio de esta provincia, la cual no constituye el objetivo de este trabajo.

Dentro de la FVTM se encuentran la mayoría de los estratovolcanes activos de México, domos, cráteres de explosión, así como cientos de conos de escoria agrupados en campos monogenéticos, y grandes calderas como la de los Azufres (Ferrari *et al.*, 1991) Amealco (Aguirre-Díaz, 1996), Amazcala (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001.), entre otras, cuyos diámetros alcanzan decenas de metros. La mayoría de estas últimas aún conservan sus rasgos morfológicos, incluso algunas todavía manifiestan actividad hidrotermal y están consideradas fuentes importantes de energía geotérmica, como los campos geotérmicos de los Húmeros en Puebla (Arellano *et al.* 2000.), o los azufres en Michoacán (Pradal y Robin, 1991).

Los depósitos de ignimbrita producidos por las calderas de la FVTM han sido estudiados por diferentes autores, entre estos se pueden mencionar a: Ferriz y Mahood (1984); Ferriz (1985); Aguirre-Díaz (1996); Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001); Gilbert *et al.* (1985) y Carrasco-Núñez y Branney (2005). A pesar de la gran cantidad de estudios existentes sobre los depósitos de ignimbrita dentro de la FVTM, aún existen algunos que se desconocen, tal es el caso del depósito que en este estudio se denomina como ignimbrita El Castillo, el cual se localiza en los alrededores de la ciudad de Xalapa, Veracruz. Este trabajo se enfoca a documentar las

características de dicho depósito y contribuir al conocimiento geológico acerca del vulcanismo en el sector oriental de la FVTM.

1.1 Importancia del estudio

En la literatura geológica consultada no hay estudios detallados de la ignimbrita El Castillo, tampoco hay datos que sugieran la localización de su centro de emisión y su relación con otros centros eruptivos del área.

En este trabajo se presentan las características estratigráficas, petrográficas, geoquímicas, geocronológicas y estructurales de un depósito piroclástico aquí definido como ignimbrita El Castillo, cuya composición química, distribución y volumen lo distinguen del resto de los materiales volcánicos existentes en la zona.

Los resultados obtenidos en este estudio, contribuyen de manera significativa al conocimiento de la geología del oriente de la FVTM y aportan datos tales como las características del basamento volcánico de los estratovolcanes y conos de escoria del Cuaternario.

Desde un punto de vista económico la ignimbrita El Castillo se ha utilizado como cantera para material de construcción en diversas edificaciones de la ciudad de Xalapa, ejemplos de esto pueden observarse en el Museo de Antropología, el Palacio Legislativo y la Catedral. En el aspecto geohidrológico, este depósito tiene una influencia determinante en el comportamiento del agua superficial y subterránea de la región. Además, el conocimiento de sus características litológicas y estructurales son factores importantes para prevenir procesos geológicos relacionados con caída de rocas y derrumbe de laderas.

1.2 Generalidades del área de estudio

El área de estudio se encuentra en la porción central del estado de Veracruz; está delimitada por las coordenadas 711000, 760000 W y 2130000, 2176000 N zona UTM 14 Q (Figura 1.1). Dentro del contexto de provincias geológicas, se localiza en el extremo oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Demant, 1981; 1979; 1978; Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2007).

La zona estudiada abarca aproximadamente un área de 2254 km² y queda comprendida dentro de las cartas topográficas editadas por el INEGI escala 1:50,000: Xalapa (E14B-27), Actopan (E14B-28), Coatepec (E14B-37) y José Gardel (E14B-38).

La población más importante en la zona de estudio es la ciudad de Xalapa, otros poblados significativos son: Coatepec, San Marcos de León, Tuzamapan, Actopan, El Castillo, El Lencero, Bella Esperanza y Miradores del Mar (Figura 1.1).

La principal vía de acceso desde la Ciudad de México es a través de la carretera Federal # 140 que parte del entronque en Acatzingo, de la autopista México-Puebla # 150. En el área existen numerosos caminos estatales, terracerías y brechas que conectan a las ciudades principales con diversas poblaciones menores localizadas fuera de la red carretera principal (Figura 1.1).

1.3 Objetivo

El presente trabajo tiene como objetivo general el estudio de las características geológicas de la ignimbrita El Castillo localizada en la región de Xalapa. Los objetivos específicos que se persiguen son los siguientes:

- Realizar el levantamiento cartográfico del depósito de ignimbrita distribuido en los alrededores de la ciudad de Xalapa, Ver.
- Caracterizar petrográfica y geoquímicamente el depósito y sus principales componentes.
- Determinar las relaciones estratigráficas y edad del depósito.
- Describir las características geomorfológicas y estructurales del depósito.
- Proponer y discutir sobre las posibles fuentes de emisión de la ignimbrita.

1.4 Metodología

El desarrollo de este trabajo, se realizó en cuatro etapas: trabajo de gabinete, trabajo de campo, trabajo de laboratorio y por último, integración de la información.

Se realizó una investigación y recopilación de la información publicada respecto al área de estudio y zonas aledañas. Se obtuvo la base topográfica de las cartas E14B27, E14B-37, E14B28 y E14B-38 en formato vectorial escala 1:50,000 con curvas de nivel con equidistancias cada 20 m producidas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). La información se procesó y manipuló utilizando el software Ilwis versión 3.1, Arc Map 9.1 y en el programa Surfer 8, a partir de los cuales se elaboraron los mapas de relieve sombreado, hidrología, pendientes y altimetría.

Con base en los mapas anteriores, la imagen de satélite Landsat ETM compuesto en falso color 457 (RGB) y fotos áreas escala 1:75,000 se realizó un mapa fotogeológico y un mapa de lineamientos.

Se efectuaron 5 jornadas de campo para identificar y describir las diferentes estructuras geológicas y unidades litoestratigráficas de la región y ubicarlas tanto espacial como temporalmente. Además se colectaron muestras sin alterar, de las diferentes unidades reconocidas para realizar posteriormente los análisis, petrográficos, geoquímicos y de fechamiento necesarios.

A partir de las muestras recolectadas, se realizaron un total de 20 láminas delgadas para el análisis petrográfico y, de esta manera, poder identificar los componentes minerales y sus características texturales. Para los análisis geoquímicos, se colectaron principalmente muestras de material juvenil (pómez), donde se determinaron elementos mayores y elementos traza en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). El estudio estratigráfico de la región fue complementado con fechamientos isotópicos por el método $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$, los cuales fueron realizados por el Dr. Paul Layer, en el laboratorio de la Universidad de Alaska en Fairbanks.

Para determinar las direcciones preferenciales de fallas y fracturas se utilizó el paquete Sphersistat versión 2.0 para Windows.

Se realizó la integración de los datos obtenidos en campo y en laboratorio, y con ello establecer la distribución y características del depósito de la ignimbrita El Castillo y proponer alguna fuente de emisión.

CAPITULO 2

Marco geológico

2.1 Geología regional.

2.1.1 Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico continental que comprende desde las costas del Pacífico, en San Blas Nayarit y Bahía de Banderas en Jalisco hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978, Pasquaré *et al.*, 1988; 1987; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Aguirre-Díaz *et al.*, 1998). Esta provincia geológica se extiende siguiendo una dirección preferencial E-W y una longitud aproximada de 1000 km y es el resultado de la subducción de la placa de Cocos y Rivera, debajo de la placa de Norte-América, a lo largo de la trinchera mesoamericana. (Figura 2.1).

Su distribución es transversal respecto a las grandes provincias geológicas mexicanas que corren con una orientación preferencial NW-SE (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Presenta un vulcanismo muy variado en composición, tipo de estructura y estilo eruptivo, se cree que inició su transición a partir del arco de la Sierra Madre Occidental, lo cual ocurrió entre el Mioceno temprano al Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 1999)

Con base en características geológicas, geomorfológicas y estructurales, Demant (1978) y Pasquaré *et al.*, (1987), dividen en tres distintos sectores a la FVTM: Occidental, Central y Oriental.

2.1.2 Sector Oriental

Demant (1978) y Pasquaré *et al.*, (1987) establecen que el límite oriental queda comprendido entre la zona de falla de Querétaro y el lineamiento N-S formado por la cadena de estratovolcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CP-PO) (Figura 2.1). El vulcanismo alcalino presente en la planicie costera del Golfo de México lo asocian a la Provincia Alcalina, que se extiende desde la Sierra de San Carlos en Tamaulipas, hasta el Campo Volcánico de Los Tuxtlas, al sur de Veracruz, cuyo origen se encuentra relacionado con un sistema de fallas orientadas NW-SE en la costa del Golfo de México (Robin y Tournon, 1978; Cantagrel y Robin, 1979).

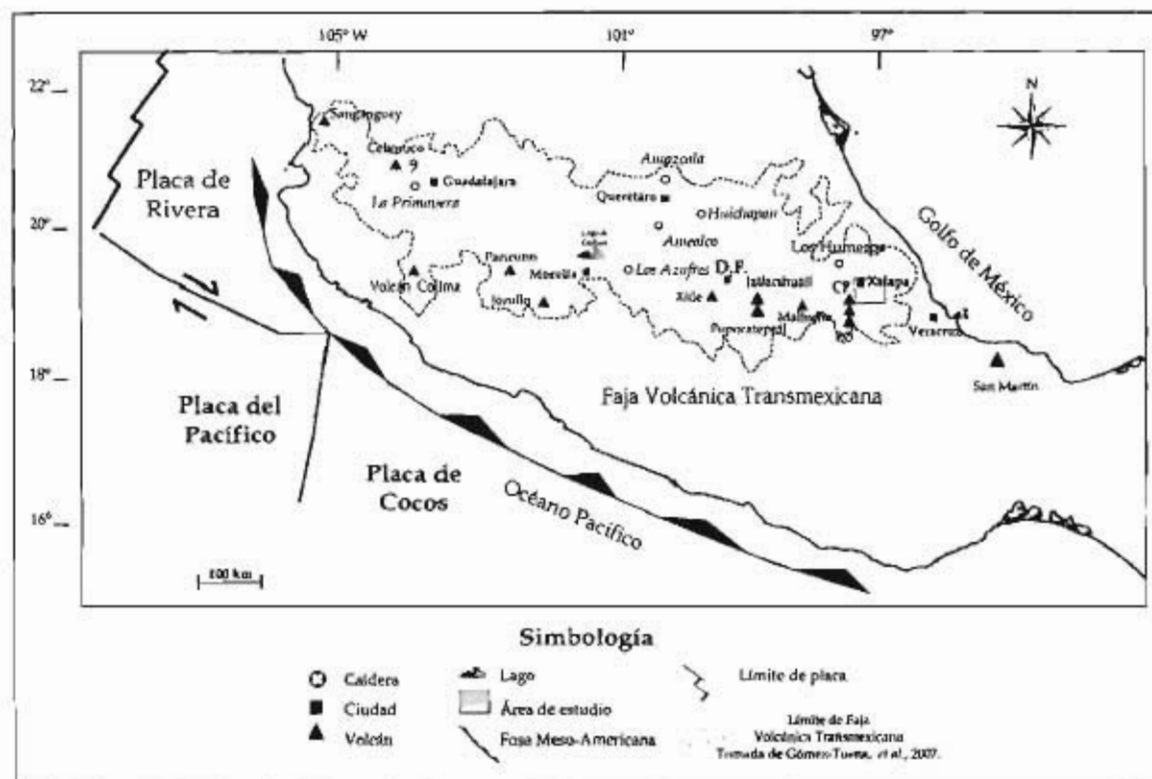


Figura 2.1 Marco tectónico actual y ubicación de la FVTM, en donde se muestran algunos de los estratovolcanes y calderas que la constituyen.

Aguirre *et al.* (1998) proporciona un resumen de la FVTM y fija los límites entre los sectores occidental, central y oriental. Delimita el sector oriente entre las fallas Taxco-San Miguel de Allende y el Golfo de México e incluye la región de los Tuxtlas.

Sin embargo, estudios realizados en las regiones de Palma Sola, Xalapa y el Campo Volcánico de los Tuxtlas, consideradas como parte de la provincia alcalina, muestran rasgos geoquímicos y tectónicos característicos de zonas de subducción, lo que sugiere que ese magmatismo se asocie a la FVTM, por lo que su límite oriental puede extenderse hasta las costas del Golfo de México (Negendank *et al.*, 1985; López-Infanzón, 1991; Nelson y González, 1992; Nelson *et al.*, 1995; Siebert y Carrasco-Núñez, 2002; González-Mercado, 2005).

El sector oriental de la FVTM, se distingue por presentar un vulcanismo de carácter bimodal: calci-alcalino y alcalino (Demant, 1978, Pasquaré *et al.*, 1987).

La cadena montañosa Cofre de Perote - Pico de Orizaba (CP-PO) es la sierra volcánica mas importante del sector oriental de la FVTM. Esta sigue dos lineamientos, el primero ubicado al norte con dirección NE-SW y el segundo al sur con orientación N-S (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

La sierra CP-PO está constituida por 4 estratovolcanes, la distribución de éstas estructuras queda comprendida de Norte a Sur de la siguiente forma: el extinto estratovolcán Cofre de Perote, el Complejo Volcánico La Gloria (Höskuldsson, 1992), el Complejo Volcánico las Cumbres (Rodríguez, 1998; 2005) y el estratovolcán activo Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez, 1997; 1993; Carrasco-Núñez y Rose, 1995; Siebe *et al.*, 1993). Cada uno con un centro principal de emisión con actividad efusiva y explosiva que manifiestan procesos constructivos y destructivos; calderas, domos, flujos de lava, depósitos piroclásticos, de avalancha y lahares. Éstos centros volcánicos demuestran una afinidad calci-alcalina y están constituidos por andesitas, dacitas y riolitas.

Las variadas características morfológicas de estas estructuras volcánicas muestran diferentes grados de erosión e indican edades más jóvenes hacia el sur. Un fechamiento obtenido en una muestra de lava de la base del Cofre de Perote, sugiere una edad de 1.6 Ma para el comienzo de la actividad volcánica en esta cadena (Cantagrel y Robin, 1979).

Al oeste del lineamiento CP-PO, en la cuenca de Serdán-Oriental, se encuentran los siguientes centros eruptivos: la caldera de Los Humeros (CLH) cuyos depósitos están representados por la Ignimbrita Xáltipan y la Ignimbrita Zaragoza de edad 0.46 y 0.1 Ma respectivamente (Yáñez y García, 1982; Ferriz y Mahood, 1984; 1987); los domos riolíticos de Las Derrumbadas (Siebe y Verma, 1988), el Cerro Pinto y el Cerro Pizarro (Riggs y Carrasco-Núñez, 2004). Al Noreste se localizan las lavas de Chiconquiaco-Palma Sola (CPS), este complejo volcánico está caracterizado por la presencia de basaltos tipo "plateau"; donde las lavas más antiguas tienen edades entre 14 y 10 Ma y presentan una composición calci-alcalina, misma que evolucionó a basaltos alcalinos hacia fines del Mioceno (López -Infanzón, 1991).

Otros rasgos volcánicos sobresalientes esencialmente de afinidad alcalina son: el Campo Volcánico de Los Tuxtlas-CVLT- (Nelson *et al.*, 1995; Nelson y González, 1992), que aun cuando convencionalmente no forma parte de la FVTM, ha sido considerado como producto de los mismos procesos que dieron origen a esta provincia volcánica, considerándolo así parte de ella. En la región de Xalapa, los derrames de basaltos calcialcalinos y hawaíitas producidos por una serie de centros de emisión, fueron denominados por Siebert y Carrasco-Núñez (2002) como "Cofre de Perote Vent Cluster" (CPVC) y "Naolinco Volcanic Field" (NVF) de edad Pleistoceno-Holoceno.

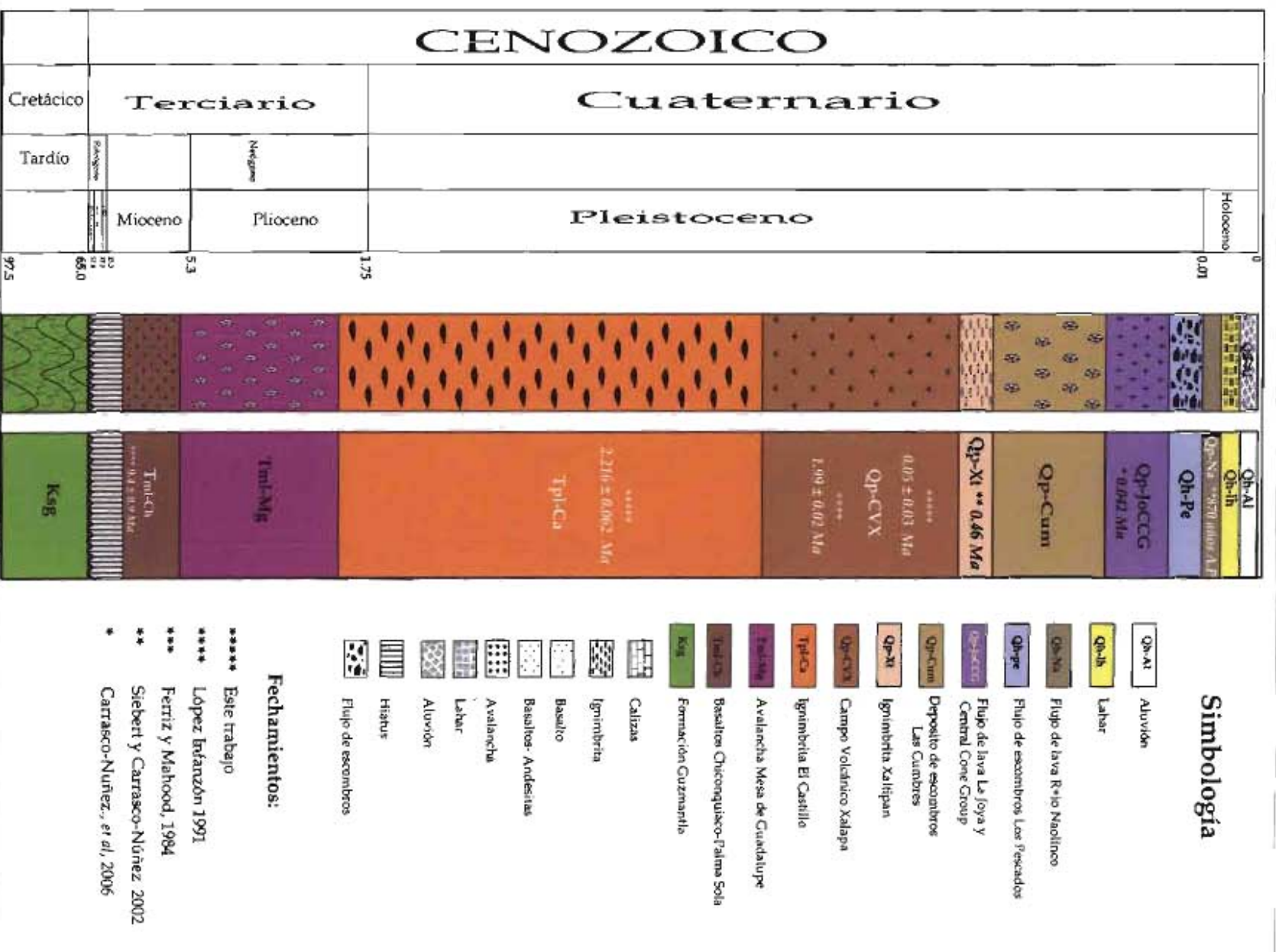
2.2 Estratigrafía regional

En este apartado se presenta un panorama de las principales unidades litológicas existentes en la región de Xalapa, las cuales constituyen un mosaico de litologías, con edades desde el Cretácico hasta el Cuaternario. Se reconocieron 11 unidades, 1 es de origen sedimentario marino, 9 de origen volcánico y 1 de origen sedimentario continental (aluvión). La secuencia marina es de edad cretácica, conforma el basamento sobre el cual se emplazaron los depósitos volcánicos de origen efusivo y explosivo que inició en el Mioceno y hasta el Holoceno.

La tabla 2.1 muestra la columna estratigráfica compuesta y la figura 2.2 el mapa geológico de la región de Xalapa, ambos basados en las observaciones geológicas de campo realizadas durante esta investigación, así como en estudios previos (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006; González-Mercado, 2005; Rodríguez, 2005; Ferket *et al.*, 2003; Siebert y Carrasco-Núñez, 2002; Hubbard, 2001; López-Infanzón, 1991; Negendank *et al.*, 1985; Ferriz y Mahood, 1984; Viniegra-Osorio, 1965).

Cabe mencionar que algunas de las unidades descritas no tienen una definición estratigráfica formal, y solo se les asigna un nombre relacionado con la localidad más cercana. A continuación se describen las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio.

Tabla 2.1 Columna geológica de la región de Xalapa

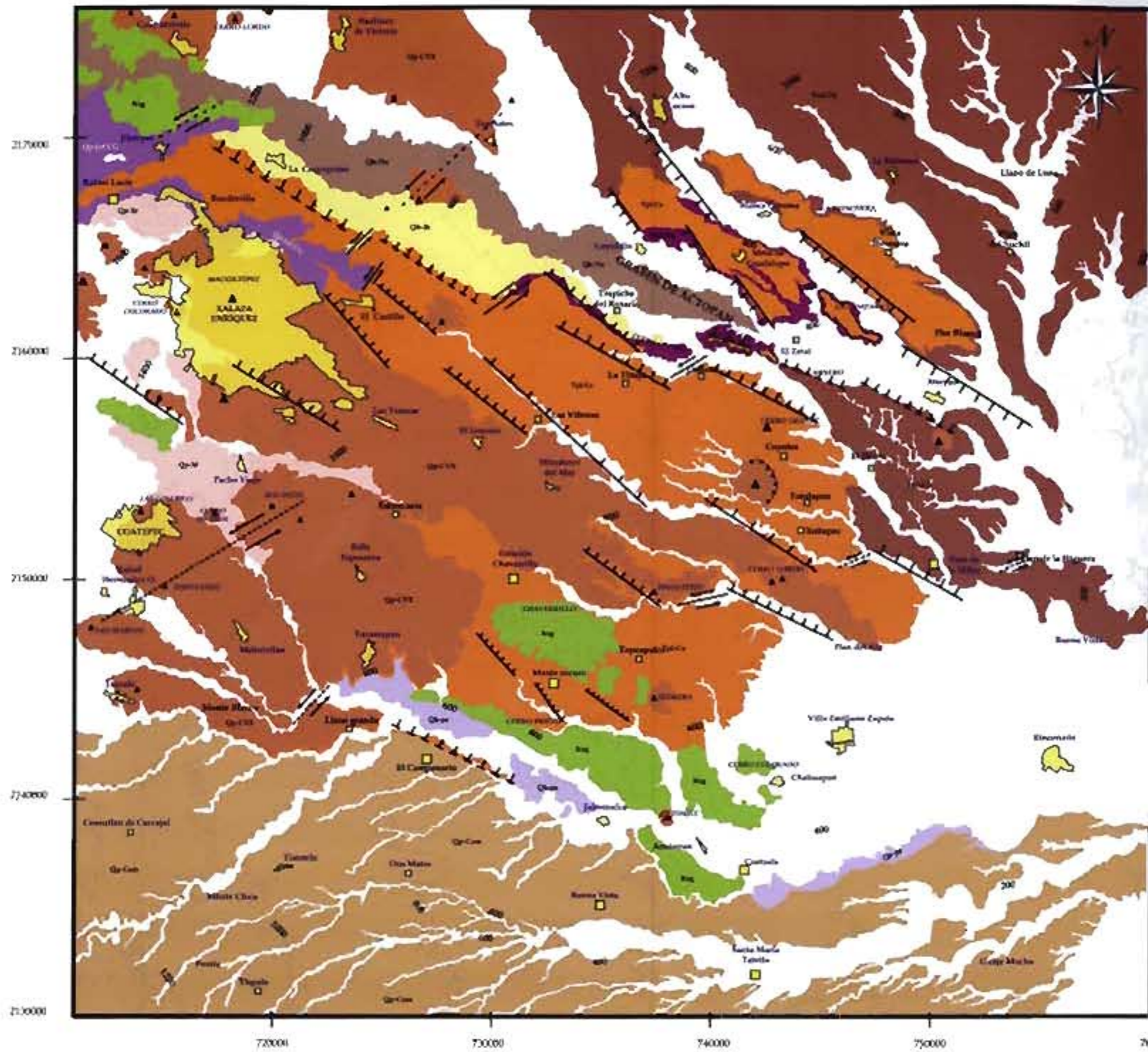


Simbología

- Qh-AI Aluvión
- Qh-Ih Lahar
- Qp-IoCCG Flujo de lava Río Naolinco
- Qp-Cum Flujo de escombros Las Pescadas
- Qp-XI Flujo de lava La Joya y Central Cone Group
- Qp-Cum Deposito de escombros Las Cumbres
- Qp-XI Ignimbrita Xaltipan
- Qp-CVX Campo Volcánico Xalapa
- TplCa Ignimbrita El Castillo
- TplCa Avalancha Mesa de Guadalupe
- TplCa Basaltos Chiconquico-Palma Sola
- Ksg Formación Guzmanita
- Calizas Calizas
- Ignimbrita Ignimbrita
- Basalto Basalto
- Basaltos-Andesitas Basaltos-Andesitas
- Avalancha Avalancha
- Lahar Lahar
- Aluvión Aluvión
- ttabus ttabus
- Flujo de escombros Flujo de escombros

Fechaientos:

- ***** Este trabajo
- ***** López Infanzón 1991
- *** Ferriz y Mahood, 1984
- ** Siebert y Carrasco-Núñez 2002
- * Carrasco-Núñez, et al, 2006



Mapa geológico de la región de Xalapa

Simbología

- | | | |
|--------|--|------------------------|
| Qh-AI | Aluvión | Falla normal |
| Qh-Ib | Lahar | Falla normal inferida |
| Qh-Na | Flujo de lava Río Naolinco | Falla lateral |
| Qh-ye | Flujo de escambros Los Pescados | Falla lateral inferida |
| Qh-Cu | Flujo de lava La Joya y Central Cone Group | Volcán |
| Qp-Cum | Deposito de escambros Las Combes | Área de estudio |
| Qp-Xi | Ignimbrita Xaltipan | Localidades |
| Qp-CVX | Campo Volcánico Xalapa | Cerros |
| Tpl-Ca | Ignimbrita El Castillo | Dirección de flujo |
| Tpl-Ma | Avalancha Mesa de Guadalupe | Curva de nivel |
| Tpl-Cl | Basaltos Chiconquitaco-Palma Sola | Cráter de explosión |
| Ksg | Formaciones Guzmantla | Edades en Ma. |



Proyección Universal Transversa de Mercator
Elipsoide Clarke de 1866
Datum horizontal NAD27
Zona UTM 14

Mapa realizado por: Wendy V. Morales Barrera

Figura 2.2 Mapa geológico de la región de Xalapa.

2.2.1 Unidades mesozoicas

Cretácico

Formación Guzmantla (Ksg)

Las rocas que forman el basamento en la zona son secuencias sedimentarias carbonatadas del Mesozoico tardío, y están representadas por la formación Guzmantla.

Su localidad tipo se encuentra en San Cristóbal Guzmantla, Veracruz y fue nombrada así por Viniegra-Osorio (1965). Consiste de depósitos que van desde el Turoniano en el que reflejan un ambiente de plataforma externa, hasta el Coniaciano-Santoniano, que representan un ambiente de plataforma interna con lagunas dispersas (Ferket *et al.*, 2003).

Dada la variación litológica y faunística que presenta esta formación se ha dividido en dos unidades: la facies de plataforma y la facies pelágica (Viniegra-Osorio, 1965).

La facies de plataforma está constituida por bancos carbonatados y arrecifales y se caracteriza por la alternancia de calizas tipo grainstone, packstone y wackestone, con restos de moluscos, miliólidos, algas y placas de equinodermos. La facies pelágica está formada por wackestone y packstone con abundantes calciesferúlidos, pitonelas y globotruncanas (Ferket *et al.*, 2003).

En el área de estudio, la formación Guzmantla aflora en el sector SE, desde la Sierra de Chavarillo hasta el cerro El León con orientación general NW-SE y al Suroeste de la Ciudad de Xalapa. No se estimó un espesor preciso para los afloramientos de esta unidad, debido a que se observaron afloramientos desde 1 hasta 50m.

La roca que se aprecia en la zona son calizas sacaroides (wackestone) de color gris crema a gris pardo con estratificación media de 12-20 cm hacia la base y, de 50-100 cm en la cima (Figura 2.3 a). Presenta marcas de presión y disolución (Figura 2.3 b). Generalmente se le encuentra basculada hacia el NE (Figura 2.3 c).

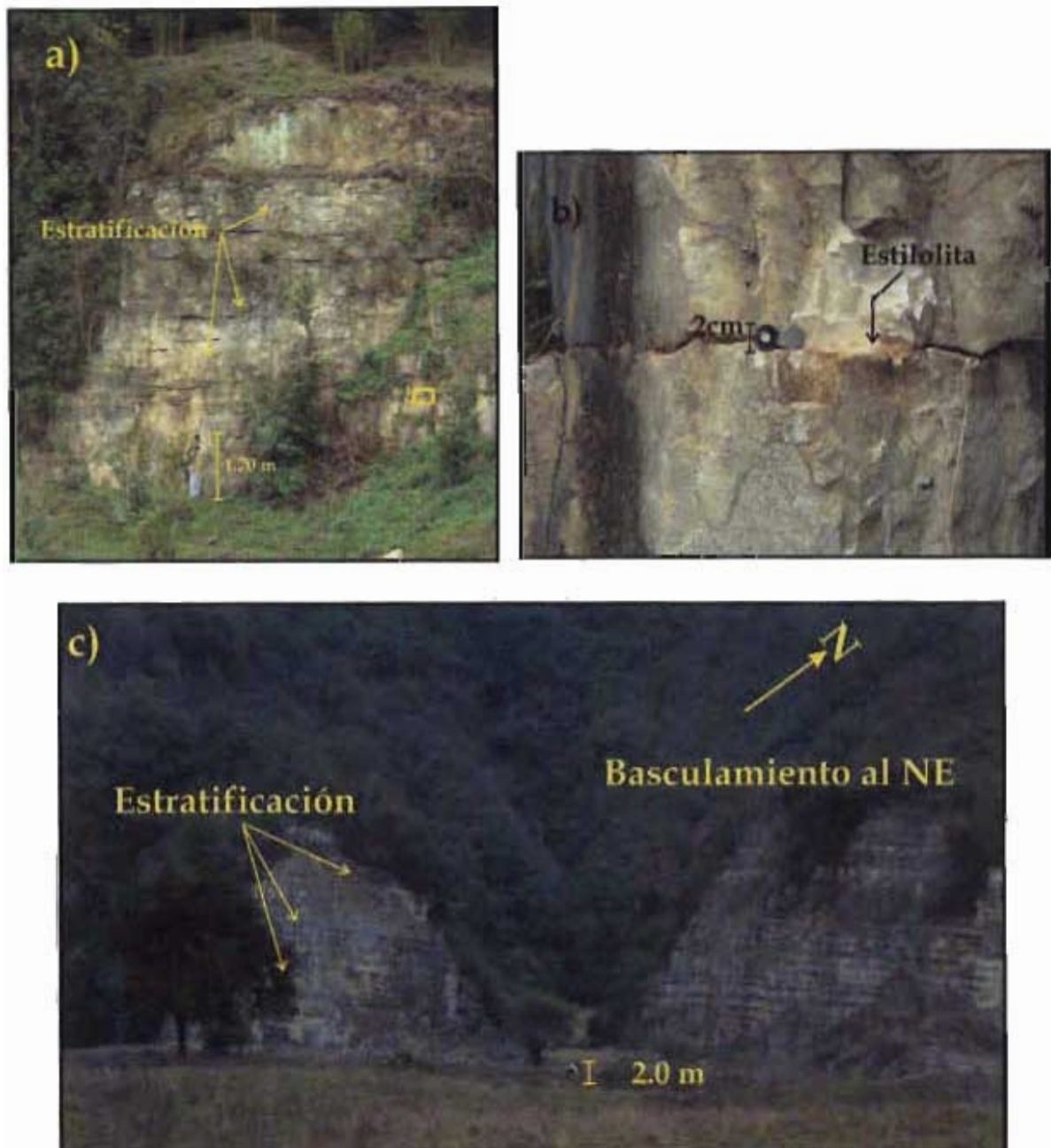


Figura 2.3 Fotografías de la formación Guzmantla. a) Afloramiento que muestra la variación de los estratos de medianos a gruesos hacia la cima. Nótese el intenso fracturamiento y disolución. b) Detalle de los estratos donde se observan estilolitas que muestran que la roca ha estado sometida a presión y disolución. Este afloramiento se ubica en las afueras del poblado de Jilotepec. c) Estratificación con 40° de basculamiento al NE. (Foto tomada en la localidad El Aguacate).

2.2.2 Unidades cenozoicas

Mioceno tardío

Basaltos Chiconquiaco-Palma Sola (Tml- Ch)

Las rocas ígneas más antiguas que se encuentran en el área están representadas por extensos derrames de rocas basálticas emplazados a partir de fallas y fracturas, que alcanzan los 1500m de espesor (López-Infanzón, 1991). Esta secuencia aflora en la denominada Sierra de Chiconquiaco localizada en la parte Norte y Noreste del área de estudio.

Los basaltos-andesíticos de textura porfídica, son las rocas más comunes de esta unidad y están constituidos por fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa embebidos en una matriz de la misma composición. No se estimó un espesor preciso para los depósitos de esta unidad, pero forman extensas mesetas con paredes verticales de gran espesor que forman espectaculares cascadas como las de Naolinco. (Figura 2.4 a y b)

Las edades reportadas por Negendank *et al.*, (1985) y López-Infanzón, (1991) para ésta secuencia, varían entre el Mioceno (9.4 ± 0.9 a 2.4 ± 0.2 Ma). En este trabajo se fechó una lava localizada en poblado de Otates (Figura 2.2) y se obtuvo una edad de 5.9 ± 0.015 Ma. (Ver apéndice 1).



Figura 2.4 a) Vista panorámica desde el Mirador localizado en el Poblado de Naolinco. Observe las paredes verticales que forman los frentes de lava; las flechas indican el contacto entre diferentes flujos de lava. Las cascadas tienen 160 m de altura aproximadamente. b) Flujo de lava basáltica con juntas horizontales, localizadas en la base del Cerro La Capilla.

Avalancha Mesa de Guadalupe (Tml- Mg)

Esta unidad no ha sido reportada formalmente, en este estudio se propone el nombre de avalancha Mesa de Guadalupe, para referirse a un depósito de avalancha que se distribuye en el sector Noreste del área de estudio. Uno de sus mejores afloramientos se observó en el poblado Mesa de Guadalupe, aunque también aflora en los alrededores de los poblados de Xoltepec, Alto Lucero y Trapiche del Rosario.

Es un depósito masivo, heterolitológico, caótico, soportado por matriz de arena gruesa a muy fina y con predominio de clastos de andesita y basalto. El tamaño de los clastos varía de arena gruesa a bloques (2-128 mm), de formas tabulares a esféricas, generalmente son subangulares a subredondeados (Figura 2.5 a), en algunos de estos bloques se observan texturas en rompecabezas (Figura 2.5 b). Los líticos de andesita son los más abundantes; presentan una textura porfídica, contienen fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos embebidos en una matriz vítrea. Los clastos secundarios son líticos rojizos que corresponden a clastos alterados de basalto los cuales presentan diferente grado de vesicularidad y abundantes fenocristales de olivino y plagioclasa. Por otra parte, la matriz es de arena gruesa a muy fina de color gris al fresco y café claro al intemperismo; contiene principalmente líticos de basalto y algunos cristales de plagioclasa.

Las relaciones estratigráficas para esta unidad son: cubre en discordancia erosional a los basaltos Chiconquiaco, mientras que en su contacto superior está en discordancia con la ignimbrita El Castillo; esto se estableció en una sección realizada a lo largo del cerro La Capilla, a partir de la cual se calculó un espesor de 40 m para este depósito.

Su origen no está definido y de acuerdo a su posición estratigráfica, se le ha asignado una edad de entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Medio.

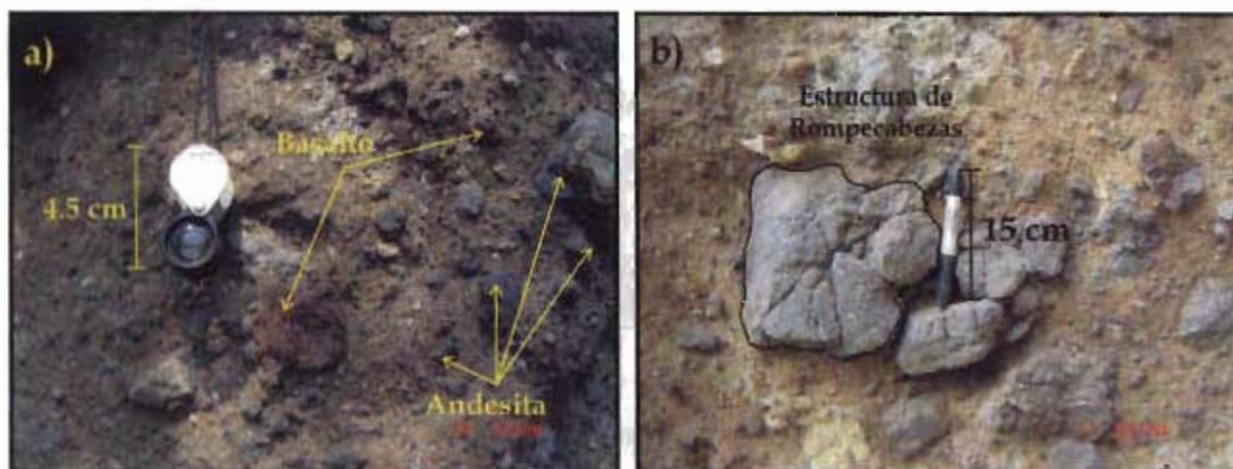


Figura 2.5 a) Fotografía de la Avalancha Mesa de Guadalupe en donde se observa que el porcentaje de clastos de andesita es mayor que los de basalto. Ambos embebidos en una matriz de arena gruesa a fina. b) Fotografía de la Avalancha Mesa de Guadalupe, que muestra estructura en rompecabezas en clastos de andesita. (Fotos tomadas en el Cerro la Capilla).

Ignimbrita El Castillo (Tpl_Ca)

Esta unidad es la de mayor importancia para este trabajo, aquí se define de forma general. En capítulos subsecuentes se describirán con detalle sus características petrográficas, geoquímicas y morfológicas.

Se propone el nombre de ignimbrita El Castillo (IEC) para designar a un depósito de flujo piroclásticos de composición riolítica, consolidado en la base y no consolidado en la cima.

En el área de estudio los depósitos de la IEC se encuentran distribuidos desde el municipio de Jilotepec, localizado al noroeste de la ciudad de Xalapa, hasta el extremo sureste, en las inmediaciones de los poblados de Pinoltepec y Tacotalpan. También se extiende en afloramientos aislados hacia la parte noroeste, en los poblados de Flor Blanca y Mesa de Guadalupe (Figura 2.2).

Este depósito de flujo piroclástico es de color rosa al intemperismo y gris claro al fresco, tiene un espesor variable desde 5 a 60 m.

La facies consolidada está constituida por material juvenil, representado por pómez gris con tamaños que varían de 0.6 cm hasta 10 cm, con biotita como mineral distintivo. El material accidental son líticos de color negro de composición basáltica con tamaños de hasta 8 cm, los cuales presentan bordes de alteración. La matriz es vítrea de color blanco, del tamaño de ceniza en la que se encuentran inmersos las pómez y los fragmentos de roca (Figura 2.6 a y b).

La facies no soldada de la Ignimbrita está compuesta por una secuencia de flujos piroclásticos granulares masivos, de color blanco a ocre, tiene un espesor máximo de 40 m (Figura 2.7 a). Está constituida por pómez fibrosa de color crema y líticos accidentales de basalto y andesita embebidos en una matriz de tamaño de lapilli (Figura 2.7 b).

Las relaciones estratigráficas de la IEC establecidas en este trabajo son: sobreyace en contacto discordante a la Formación Guzmantla, Basaltos Chiconquiaco-Palma Sola y la avalancha Mesa de Guadalupe y subyace en contacto también discordante a la secuencia de basaltos del Campo Volcánico de Xalapa y al flujo de escombros Las Cumbres. La edad promedio que se estima para la IEC es de 2.32 ± 0.05 Ma., de acuerdo a seis fechamientos en roca total, realizados por el método $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$; por lo que se ubica en el Plioceno tardío (Ver apéndice 1).

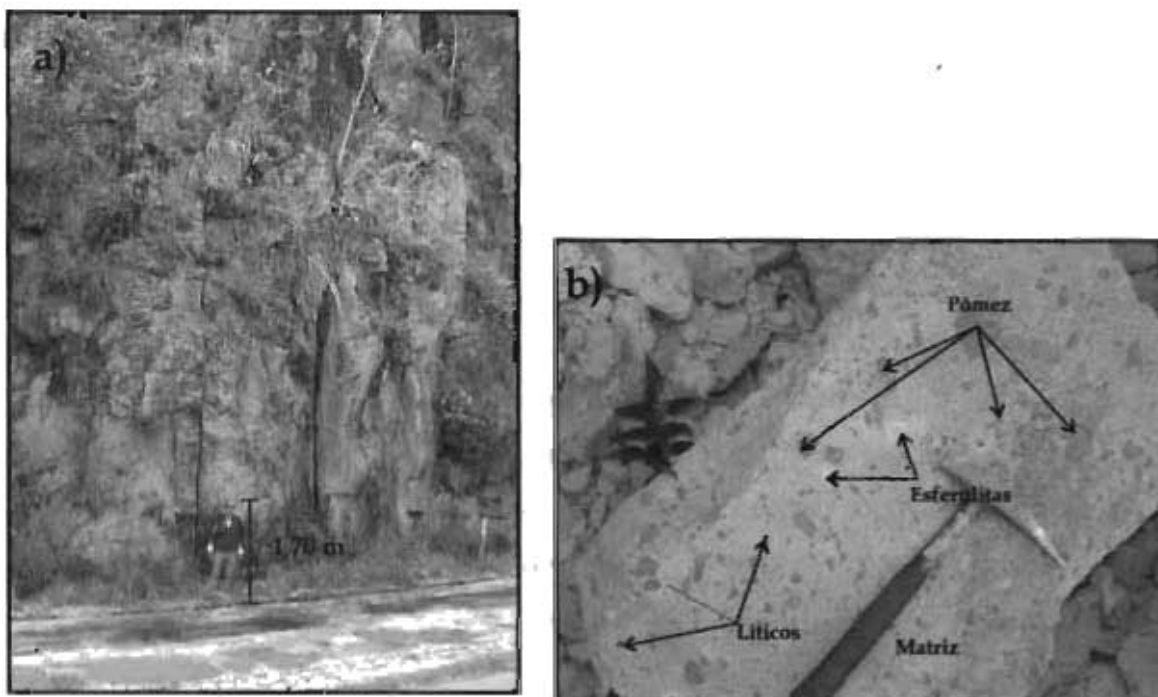


Figura 2.6 a) Panorámica de la facies soldada de la IEC, en la localidad El Campanario. b) Acercamiento en donde se observan los componentes de la igrumbrita.



Figura 2.7 a) Corte de la facies no soldada de la IEC en las inmediaciones del poblado de Jilotepec. b) Detalle del depósito en donde se observa el material juvenil embebido en una matriz de ceniza.

Campo Volcánico de Xalapa (Qp-CVX)

El Campo Volcánico de Xalapa (CVX) fue descrito originalmente por González-Mercado (2005), se refiere a una secuencia de rocas volcánicas formadas a partir de volcanes monogenéticos (Figura 2.8 a y 2.8 b) que se distribuyen en los alrededores de la Ciudad de Xalapa. Negendank *et al.*, (1985) mencionan que las rocas del Campo Volcánico de Xalapa son de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno, mientras que Siebert y Carrasco-Núñez (2002), con base en fechamientos de ^{14}C en muestras de carbón colectadas en volcanes cercanos a la ciudad de Xalapa, así como en aspectos morfométricos, le asignaron una edad de Pleistoceno tardío al cerro de Macuiltepetl, uno de los conos de escoria de este campo. En el presente trabajo, se estima que la edad de estos depósitos oscila entre 2.0 ± 0.02 , 0.96 ± 0.08 , y 0.08 ± 0.03 Ma (Ver apéndice 1), la cual fue determinada mediante fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en lavas pertenecientes a los volcanes de Pacho Viejo (Las Margaritas), Teocelo y Macuiltépetl respectivamente.

La distribución de estas rocas se extiende principalmente hacia la porción oeste del área de estudio, en las inmediaciones de las ciudades de Xalapa, Coatepec y San Marcos de León.

Las rocas que conforman el CVX son flujos de lava y depósitos de caída de escoria, de composición química que varía entre basaltos, andesitas-basálticas y andesitas. Se presentan en afloramientos masivos, en general las lavas muestran una textura afanítica, aunque en algunas partes se observan fenocristales de olivino, mientras que en otras es frecuente encontrar fenocristales de piroxeno, en ocasiones reemplazados por óxidos de hierro y plagioclasa embebidos en una matriz vítrea. En general son rocas duras y densas, aunque eventualmente están vesiculadas. En algunos afloramientos se observan diaclasas hexagonales (Figura 2.9 a). Los espesores de los derrames de lava varían desde 5 m (volcán Cerro Gordo) hasta 90 m (volcán San Marcos); mientras que los depósitos de escoria varían desde 20 a 60 m de espesor.

La relación estratigráfica que presenta el CVX, se observó claramente en la Carretera Federal #140 (Xalapa-Veracruz) cerca del poblado Cerro Gordo. En esta zona se observa cómo las lavas cubren a la ignimbrita El Castillo. En su contacto superior, las lavas del

CVX están cubiertas por depósitos de la ignimbrita Xáltipan y depósitos de lahar (Figura 2.9 b).

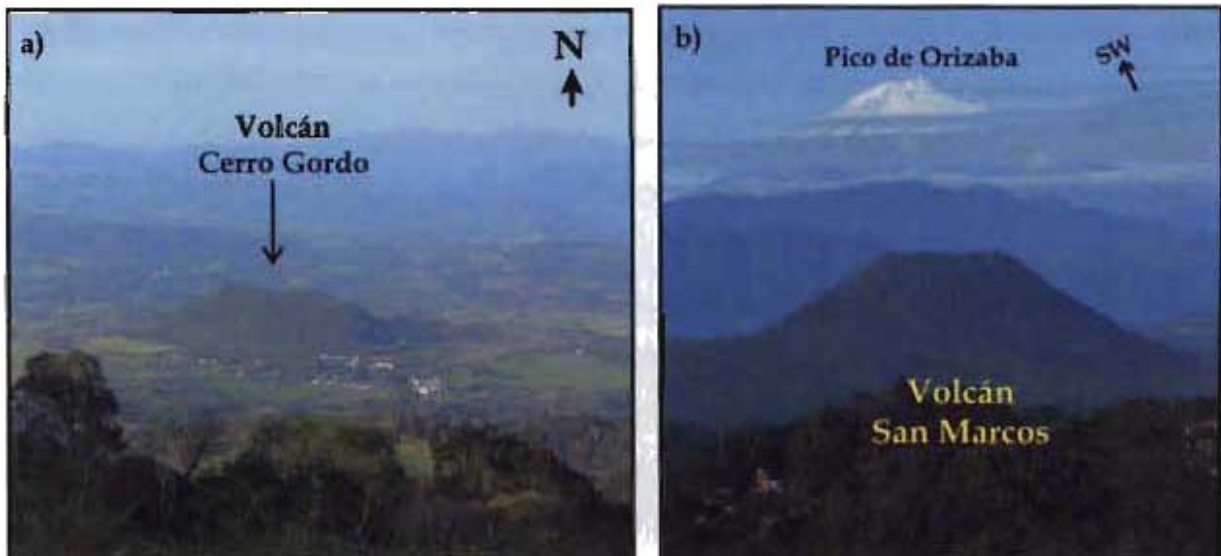


Figura 2.8 a) Vista panorámica al NW desde la localidad Seis de Enero, del volcán Cerro Gordo. b) Panorámica del volcán San Marcos y al fondo el volcán Pico de Orizaba. Foto tomada desde el cerro Las Culebras localizado en el poblado de Coatepec.

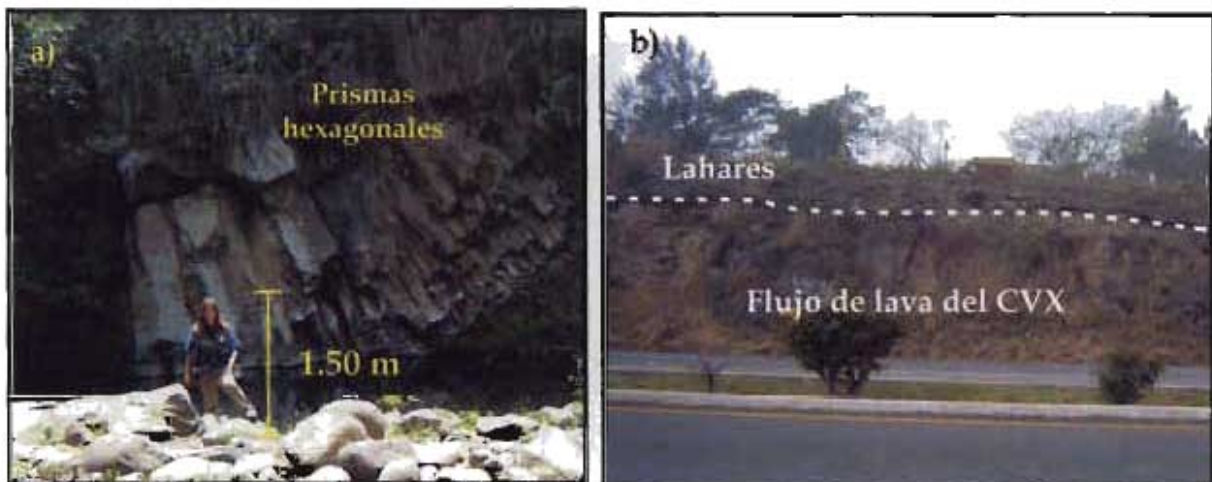


Figura 2.9 a) Prismas hexagonales bien desarrollados en los flujos de lava del Volcán San Marcos. b) Depósitos de lahar cubriendo lavas del CVX. Fotografía tomada sobre la autopista # 140, en el tramo entre los poblado Las Trancas y el Lencero.

Ignimbrita Xáltipan (Qp-Xt)

La ignimbrita Xáltipan (0.46 Ma) descrita por Ferriz y Mahood (1984), es un flujo piroclástico de composición riolítica, que dio origen al colapso de la caldera de Los Humeros. La ignimbrita cubrió un área de 3,500 km², extendiéndose hasta las inmediaciones de la Ciudad de Xalapa. En el área de estudio, la ignimbrita Xáltipan aflora en la parte centro y suroeste de la Ciudad de Xalapa y sobre la carretera a Coatepec. No se estimó un espesor preciso para los afloramientos de esta unidad, pero su espesor máximo observado en los alrededores de Xalapa es de 20 m.

Los depósitos que se observan en la zona de estudio son flujos piroclásticos de color blanco masivo constituidos por matriz (90%), clastos de pómez (7%) y obsidiana (3%) (Figura 2.10 a). La matriz esta formada por esquirlas de vidrio de tamaño de ceniza (<2mm). La pómez es muy fibrosa, de color blanco con formas elípticas a tabulares con tamaño promedio de 3 cm de longitud (Figura 2.10 b). Los fragmentos de obsidiana presentan formas cuspidadas y su tamaño varía de 0.5-0.2 cm.

Coronando a la ignimbrita Xáltipan se tiene un depósito de lahar de color pardo de 1m de espesor, el cual descansa discordantemente sobre algunos de los derrames del CVX. (Figura 2.11 a y b).

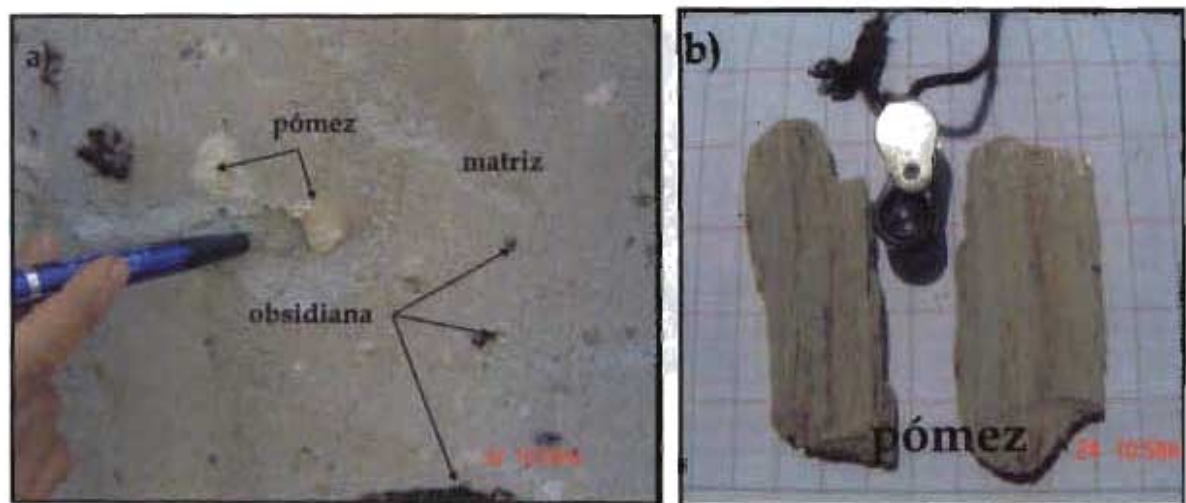


Figura 2.10 a) Detalle de la Ignimbrita Xáltipan, observe los fragmentos de pómez y obsidiana embebidos en una matriz vitriclástica de color blanco. b) Pómez fibrosa de color blanco y formas tabulares



Figura 2.11 Fotografías de la ignimbrita Xáltipan tomadas sobre la carretera a Coatepec. a) Panorámica que muestra los depósitos de lahar cubriendo a la Ignimbrita. b) Depósitos de la Ignimbrita Xáltipan descansando en discordancia erosional sobre los flujos de lava del volcán las Margaritas que pertenece al CVX.

Depósito de escombros Las Cumbres (Qp-Cum)

Es el depósito de escombros más voluminoso de la cordillera Pico de Orizaba-Cofre de Perote. Hubbard (2001) estima un volumen aproximado de 80 km^3 , mientras que Childs 2005 (Citado en Carrasco-Núñez *et al.*, 2006) calcula una área de 1500 km^2 y un volumen de 60 km^3 . Estos depósitos están asociados al colapso del volcán que lleva el mismo nombre. Carrasco-Núñez *et al.*, (2006) determinó una edad de $0.26 \pm 0.03 \text{ Ma}$ para un flujo de lava basáltico que sobreyace al depósito de las Cumbres, sobre la margen derecha en lecho sur del río de Los Pescados.

Los depósitos de escombros de Las Cumbres afloran en la porción sur del área de estudio, en forma de extensas mesetas (Figura 2.12). Esta unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la ignimbrita El Castillo y se estimó un espesor aproximado de 120 m.

Los depósitos que se aprecian en la zona son de color gris, masivos, heterolitológicos y caóticos; están conformados por clastos de formas tabulares a esféricas, redondeados a subredondeados, con diámetro promedio de 1-20 cm, pero los de mayor dimensión alcanzan hasta 2.50 m, soportados por una matriz areno-limosa la cual se presenta bastante endurecida. La mayoría de los clastos son de andesita de color negro y rojo por

alteración, con textura afanítica; le siguen los clastos de dacita de color gris claro a oscuro y en menor proporción se observan líticos de forma tabular de caliza. (Figura 2.13).

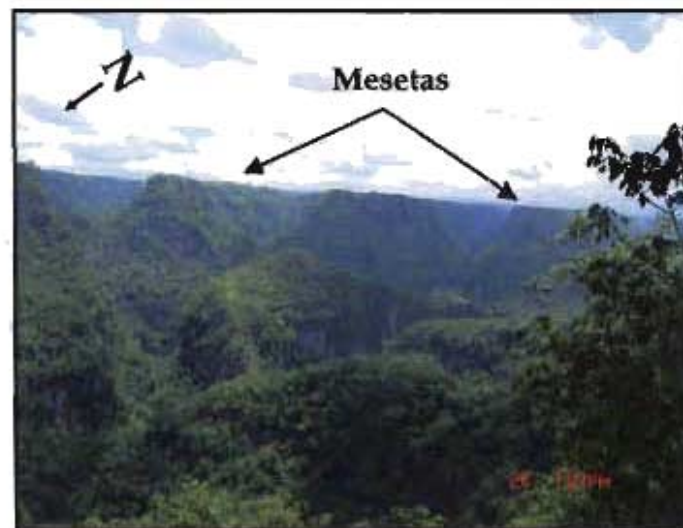


Figura 2.12 Vista panorámica de las mesetas formadas por los flujos de escombros de Las Cumbres. Observe los fuertes escarpes, los cuales están cortados por valles en forma de V muy profundos. Foto tomada en dirección SW, desde el poblado de Buena Vista.



Figura 2.13 Acercamiento al depósito Las Cumbres. Se distinguen fragmentos de una matriz de arena gruesa muy consolidada.

Flujo de lava La Joya y *Central Cone Group* (Qp-JoCCG)

Esta unidad agrupa a los flujos de lava La Joya y *Central Cone Group* definidos por Siebert y Carrasco-Núñez, (2002).

El flujo más antiguo es de 42,000 años, corresponde al derrame producido por el cono cinerítico La Joya el cual arrojó lavas con textura pahoehoe, que se canalizaron por un angosto valle y que alcanzaron la parte norte de la ciudad de Xalapa (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002). Este flujo se observa en la parte noroeste del área de estudio en los alrededores de las cabeceras municipales de Banderilla y Rafael Lucio (Figura 2.14).

El *Central Cone Group* (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002) tiene una edad entre Pleistoceno tardío y Holoceno temprano, consiste de cuatro conos cineríticos emplazados sobre un lineamiento en forma de *echelón*, los cuales están formados por un flujo de lava basáltica con olivino (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002). Esta unidad aflora en el poblado de Jilotepec localizado al Norte de la Ciudad de Xalapa.



Figura 2.14 Flujos de basalto provenientes del Volcán La Joya. Son de color gris, con fracturas irregulares y contiene vesículas de forma elíptica.

Flujo de escombros Los Pescados (Qh-Pe)

La unidad los Pescados (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006), son depósitos de flujo de escombros, heterolitológicos, masivos, caóticos y mal clasificados, son de color grisáceo muy compactos, algunos contienen en la base bloques con formas esféricas subredondeados a redondeados de hasta 3 m de diámetro. Los líticos son rocas andesíticas de color negro al fresco, embebidos en una matriz de arena media a gruesa de la misma composición.

Estos depósitos afloran en forma de terrazas de morfología plana con alturas que varían de 40-60 m, visibles en paredes verticales. Se extienden a lo largo del río Los Pescados, el cual presenta una orientación NW-SE y el río Chico con una orientación E-W (Figura 2.15).

Carrasco-Núñez *et al.* (2006), sugiere una edad de 44,000 años para esta unidad, con base en fechamientos de muestras de carbón colectadas dentro del depósito.

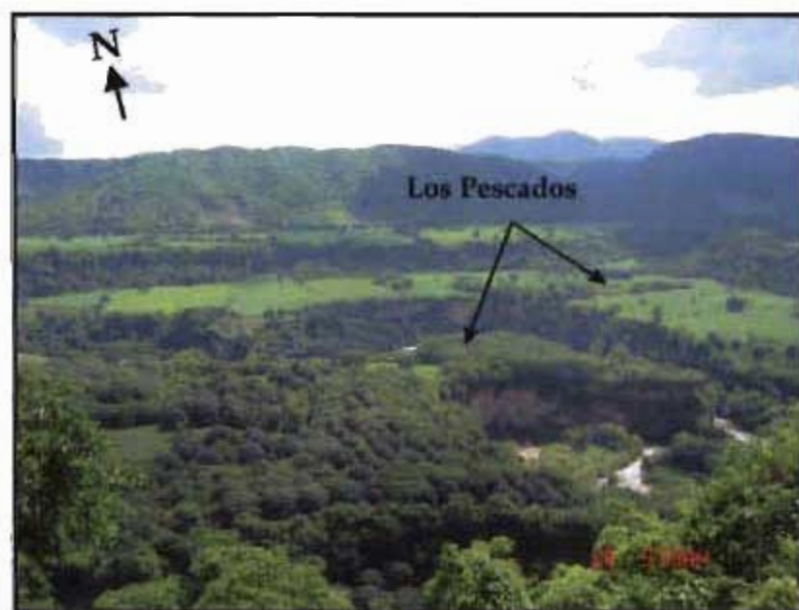


Figura 2.15 Panorámica que muestra las terrazas desarrolladas a lo largo del río Los Pescados, originadas por los depósitos de flujo de escombros del mismo nombre. Observe las paredes verticales de 50m de espesor. Foto tomada a 5 km del poblado el Vado en dirección NE.

Flujo de lava Río Naolinco (Qh-Na)

La unidad Río Naolinco definida por Siebert y Carrasco-Núñez (2002), esta formada por dos derrames de lava, provenientes del cono doble de escoria El Volcancillo, localizado a 4 km al sureste de la ciudad de Las Vigas de Ramírez. La lava más antigua es una Hawaitta de composición alcalina con textura aa, con una extensión de 10 km. Es denominada Flujo Toxtlacuaya y proviene del cráter sureste.

El flujo más joven es un basalto de composición calco-alcalina, de textura pahoehoe con una longitud de 50 km. Siebert y Carrasco-Núñez, (2002), lo nombraron flujo de lava Río Naolinco y proviene del cráter noroeste. Estos autores, obtuvieron una edad de 870 años A.P. para esta unidad.

En el área de estudio aflora el flujo de lava Río Naolinco, esta unidad se observa desde el poblado El Duraznal ubicado al noroeste de la Ciudad de Xalapa, posteriormente se emplaza a lo largo del Río Naolinco el cual tiene una orientación NW-SE, y finaliza hasta la localidad llamada El Descabezadero, cerca del poblado de Actopan.

Estas lavas se presentan en afloramientos masivos y fracturados, son de color gris oscuro, tienen textura afanítica con escasos fenocristales de olivino y plagioclasa, la matriz es vítrea con vesículas de 1 mm a 8 cm de largo de formas elípticas y orientadas en la dirección de flujo.

Depósitos de Lahar Chiltoyac (Qh- lh)

Esta unidad está representada por depósitos de lahar que se encuentran ampliamente distribuidos en la parte norte y este.

Los lahares consisten de un material masivo de color amarillo-café, con apariencia caótica, deleznable, con una matriz limo-arcillosa que contiene fragmentos líticos subredondeados de 1 mm de diámetro y fragmentos de cristales. Su espesor varía de 1-10 m (Figura 2.16) y se encuentra sobreyaciendo de forma irregular a las unidades ignimbrita El Castillo, ignimbrita Xáltipan y lavas del CVX (Figura 2.9 b).



Figura 2.16 Depósitos de lahar, en donde se observa una incipiente estratificación cruzada. Afloramiento localizado pasando el poblado Las Trancas sobre la autopista Xalapa-Veracruz.

Depósitos de aluvión (Qp-A1)

Se utilizó este término para referirse a depósitos clásticos holocénicos que consisten en la acumulación del material erosionado de las sierras, los cuales están representados por material areno-arcilloso con un bajo porcentaje de cantos rodados, la composición de estos rellenos dependen del material que conforman las rocas en su entorno.

Se encuentran básicamente distribuidos a lo largo de los ríos principales, así como en los cauces menores formados a lo largo del área de estudio.

2.3 Geomorfología

La identificación de las características geomorfológicas de la región de Xalapa se realizó a partir del análisis de los mapas de pendientes, altimétrico e hidrológico. Estos mapas fueron generados a partir de una base topográfica de las cartas E14-B27, E14-B37, E14-B28, E14-B38 en formato vectorial de escala 1:50,000 con curvas de nivel con equidistancias cada 10 m producidas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2000 a, b, c, d). La información se procesó y manipuló en un Sistema de Información Geográfica (Ilwis versión 3.1) y en el programa Surfer 8, a partir de los cuales se derivaron los mapas.

El primer elemento utilizado fue un modelo digital del terreno (MDT) el cual es una representación digital de la superficie terrestre. Se obtiene a partir de un conjunto de puntos de los cuales las coordenadas X, Y y Z son registradas en una base de datos; este mapa sirvió como base para la elaboración de los mapas hipsométrico y de pendientes. Otro elemento utilizado para resaltar las características del relieve fue el mapa hipsométrico (Figura 2.17), el cual simplifica los valores de un mapa topográfico, cuyos intervalos de altitudes se fijan a partir de las alturas máximas y mínimas del mapa topográfico original. Para el análisis del relieve de la región de Xalapa se establecieron 18 rangos con intervalos cada 100 m ya que de esta manera se apreciaron zonas de contraste altimétrico. Posteriormente, fue realizado el mapa de pendientes del terreno, cuyo objetivo es transformar las distancias entre curvas de nivel a valores de pendiente (Figura 2.18). En este caso las pendientes fueron agrupadas en cinco intervalos expresados en grados. Con ello se resaltaron zonas con diferentes pendientes, lo cual facilita la delimitación de fallas y fracturas. Por último, se generó un mapa hidrológico a partir de la base topográfica; el cual consiste en la clasificación de la red de drenaje considerando los patrones típicos de las corrientes (Figura 2.19). La importancia de este mapa, es que permite ver la alineación de ríos y arroyos. Generalmente la red fluvial es un excelente indicador para detectar un control estructural en una región, ya que los ríos y arroyos usualmente siguen líneas de debilidad, como fallas y fracturas. La red hidrográfica fue obtenida de los planos topográficos escala 1:50,000 de INEGI (2000 a,b,c y d).

Con base en los mapas anteriores se pudieron determinar las siguientes características geomorfológicas del área de estudio.

En la región de Xalapa, la disposición y localización de las unidades litológicas, determinan los diversos patrones de la red de drenaje. Entre estos destacan los patrones de tipo paralelo y en abanico; de igual forma se desarrollan patrones debido a la influencia tectónica caracterizados por cauces paralelos entre sí, de gran longitud o arroyos con direcciones angulares y rectangulares (Figura 2.19). Su rango de pendientes es de 0° - 45° y solo en muy pequeñas porciones se llega a observar pendientes mayores a los 60° (Figura 2.18). De acuerdo con la geometría que formada por los escarpes, se identifican estructuras como cráteres, flujos de lava, levees, conos de escoria y escarpes de falla. Las regiones más altas se localizan al noroeste, con una altura máxima de 1850 m s.n.m., y decrecen hasta los 100 m s.n.m., conforme se acercan a la planicie costera del Golfo de México (extremo sureste del área de estudio). Existe un desnivel de 1700 m aproximadamente (Figura 2.17).

Con base en rasgos morfológicos, litológicos y estructurales, el área de estudio se dividió en tres sectores Norte, Centro y Sur. Las zonas Norte y Centro se limitan por el río Naolinco, mientras que el límite entre la zona Centro y Sur es el río Los Pescados (Figuras 2.17, 18 y 19).

2.3.1 Zona Norte

Esta zona presenta extensas mesetas de lava paralelas, con una dirección al SE, las cuales no exceden los 1100 m s.n.m. y forman escarpes alineados NW-SE, de gran longitud con pendientes de 30° a 45° que son separados por amplios valles.

Por otro lado el comportamiento estructural y litológico en esta región ha generado el desarrollo de patrones de drenaje de tipo paralelo y angular con una dirección principal NW-SE, con flexiones N-S. Las redes principales como el río Grande, el Acatlán, río Seco y arroyo Hondo entre otros, tienen longitudes que oscilan entre 10-20 km, con extensas cabeceras que alcanzan la cima de la sierra, la cual se encuentra fuera del área de estudio. Asimismo forman ramales de cauces de segundo y tercer orden con longitudes de 0.6 a 8 km de régimen perenne e intermitente.

2.3.2 Zona Centro.

Esta zona comprende dos regiones altimétricas. El extremo Norte constituido por las cimas más altas del área con elevaciones de hasta 1850 mn.s.n., destacando las cumbres de los Volcanes Macuiltépetl (1600 ms.n.m.), San Marcos (1500 ms.n.m.), Malinche (1400 ms.n.m.), las Lomas (1300 ms.n.m.) y la Sierra de Chavarillo (1200 ms.n.m.). El extremo Sur queda delimitado por los frentes que forman los flujos de lava del CVX, límite en que comienza a descender la altura de los 1100 hasta 100 ms.n.m.

La red principal de drenaje tiene longitudes que varían entre 16 y 40 km, presenta una alta densidad de ramales de primer y segundo orden con longitudes de 1 a 9 km, que manifiestan un control estructural, lo cual favorece el desarrollo de patrones de tipo paralelo con una dirección principal NW-SE, como los ríos: Paso de la Milpa, Naolinco y Río Chico. La litología juega un papel importante y determina patrones como los de tipo anular, centripeta y en abanico.

El rango de pendientes varía de 0° - 45° , y los escarpes definen estructuras volcánicas con pendientes de 15° a 45° ; frentes de flujos de lava con escarpes de 15° a 30° y frentes de flujos piroclásticos con pendientes de 30° a 45° con dirección NE-SW.

2.3.3 Zona Sur.

Esta zona se caracteriza por escarpes paralelos alineados NE-SW con pendientes entre los 45° y 60° , los cuales quedan separados por profundas depresiones que generan desniveles de 100 a 250 m y forman valles en forma de V.

El comportamiento estructural y la litología en esta región ha inducido el desarrollo de una alta densidad de corrientes, con patrones de tipo rectangular de orientación NE y flexiones al SW, como los ríos Los Pescados, Tlaltetela y Tecomatla. Las longitudes de las redes principales varían de 10 a 38 km, este drenaje está ampliamente desarrollado y se forman ramales de cauces con longitudes de 1 a 5 km de segundo y tercer orden.

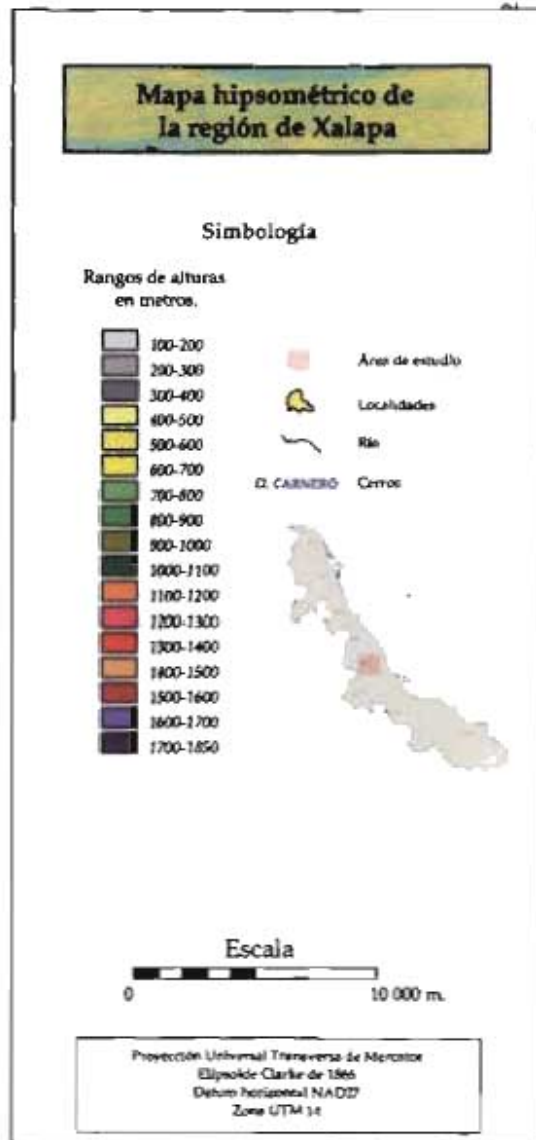
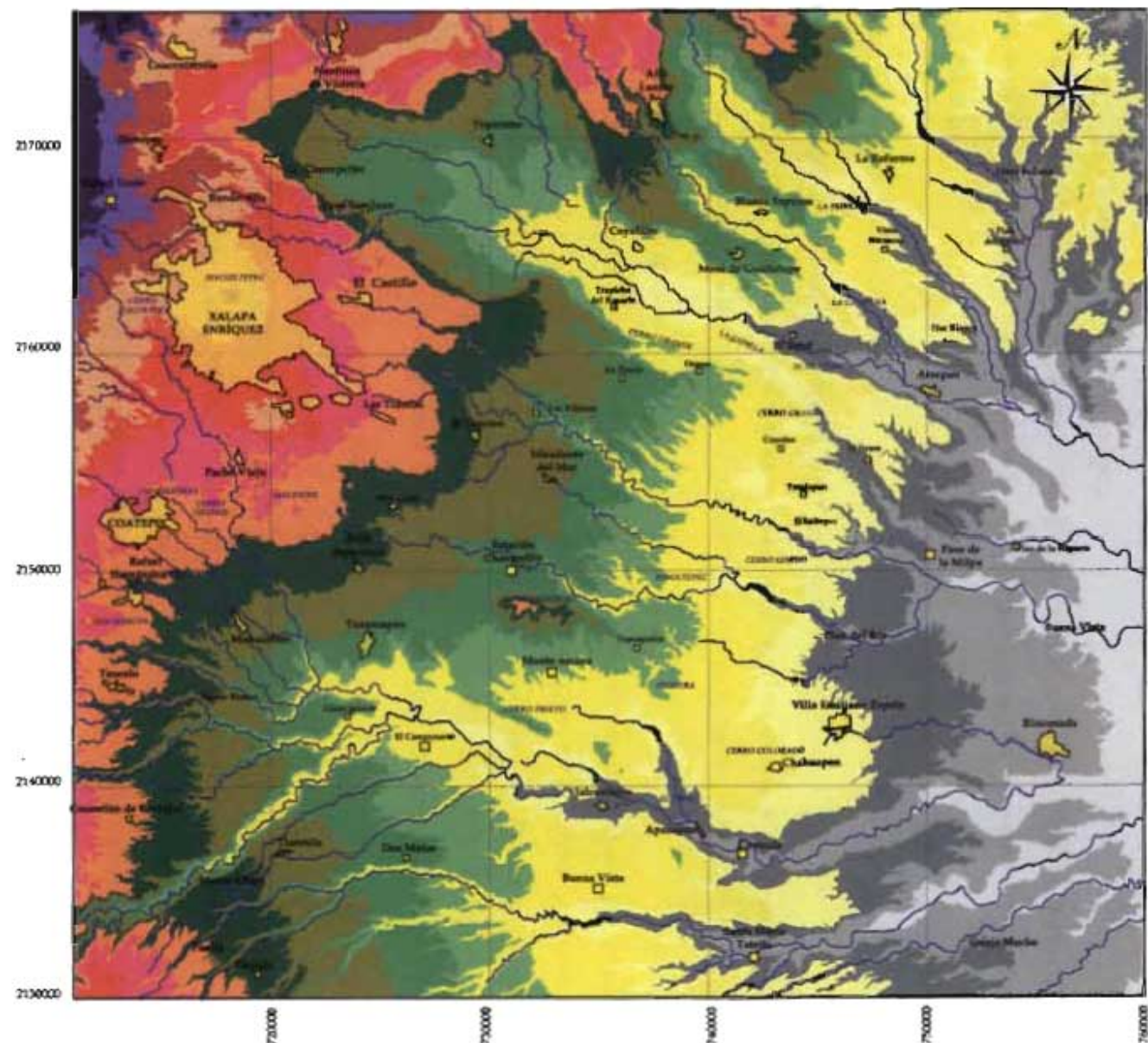


Figura 2.17 Mapa hipsométrico de la región de Xalapa.

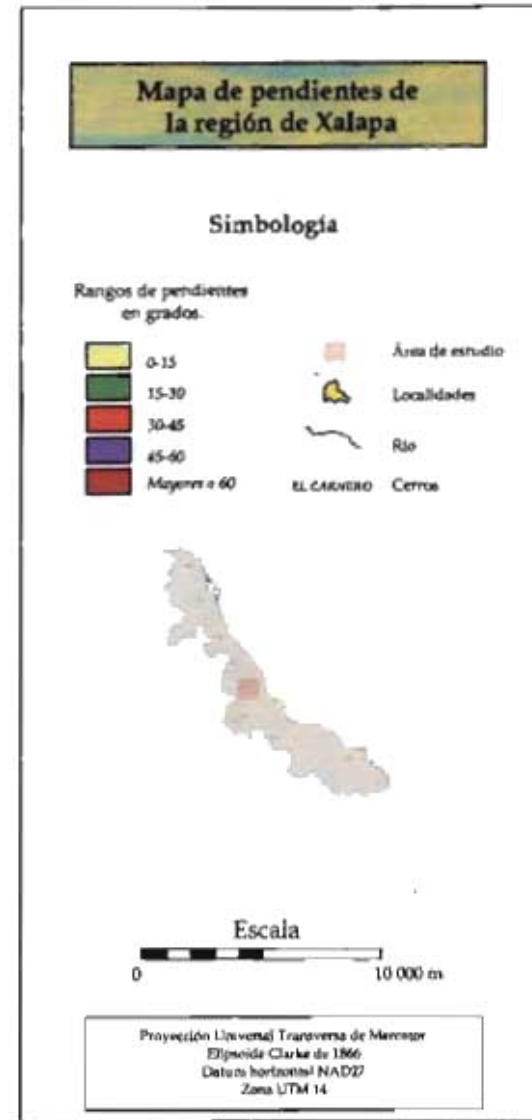
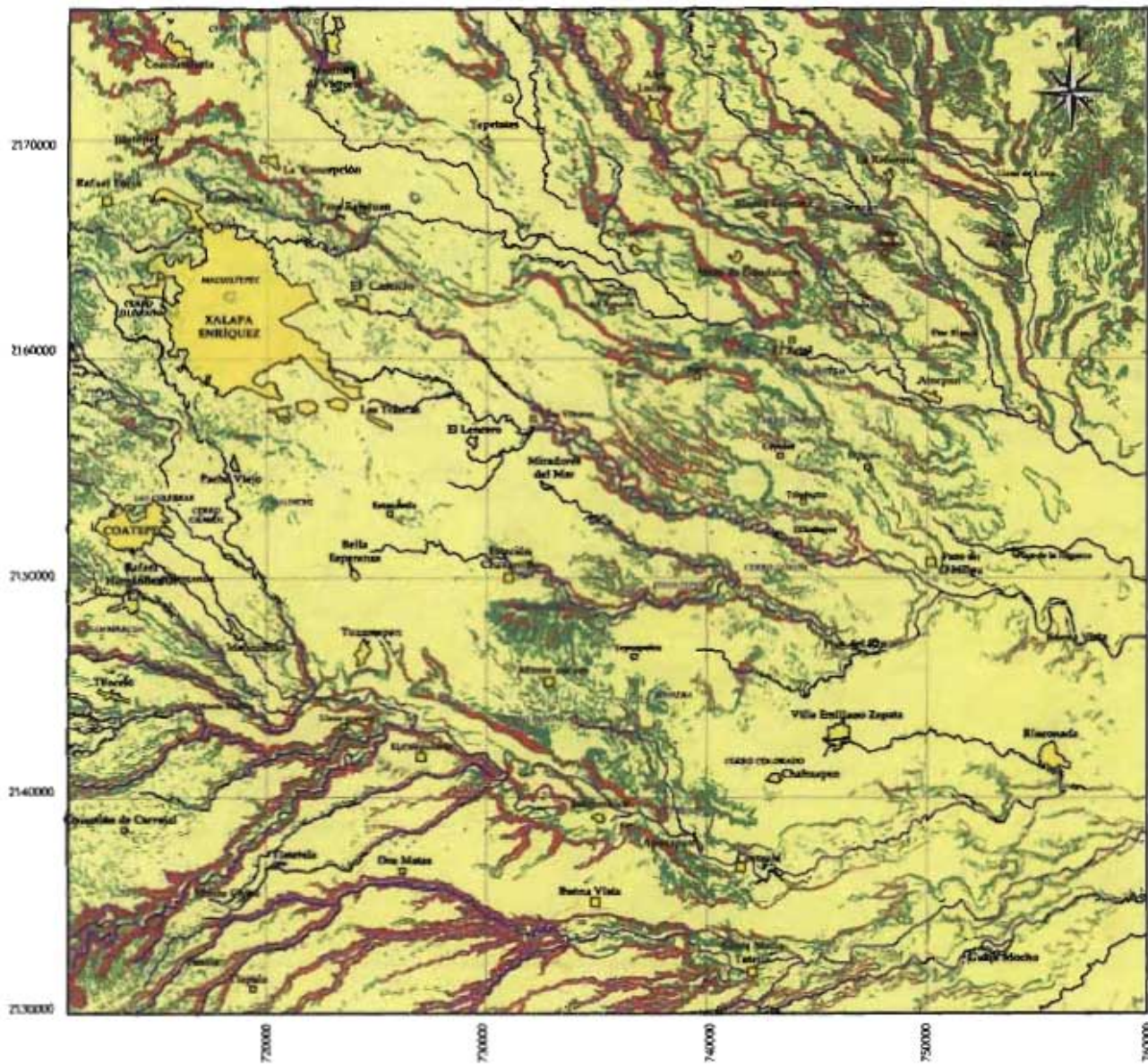


Figura 2.18 Mapa de pendientes de la región de Xalapa.

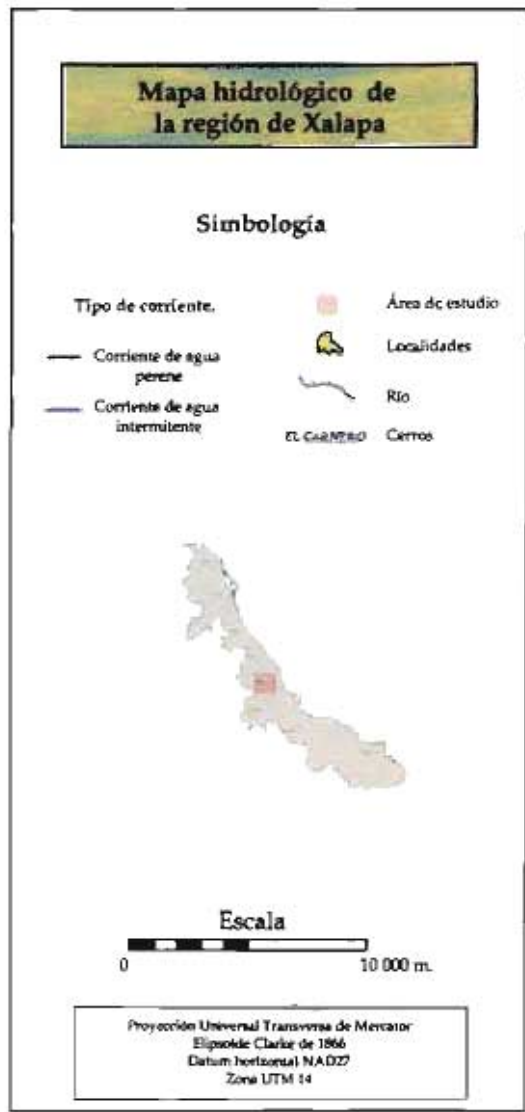
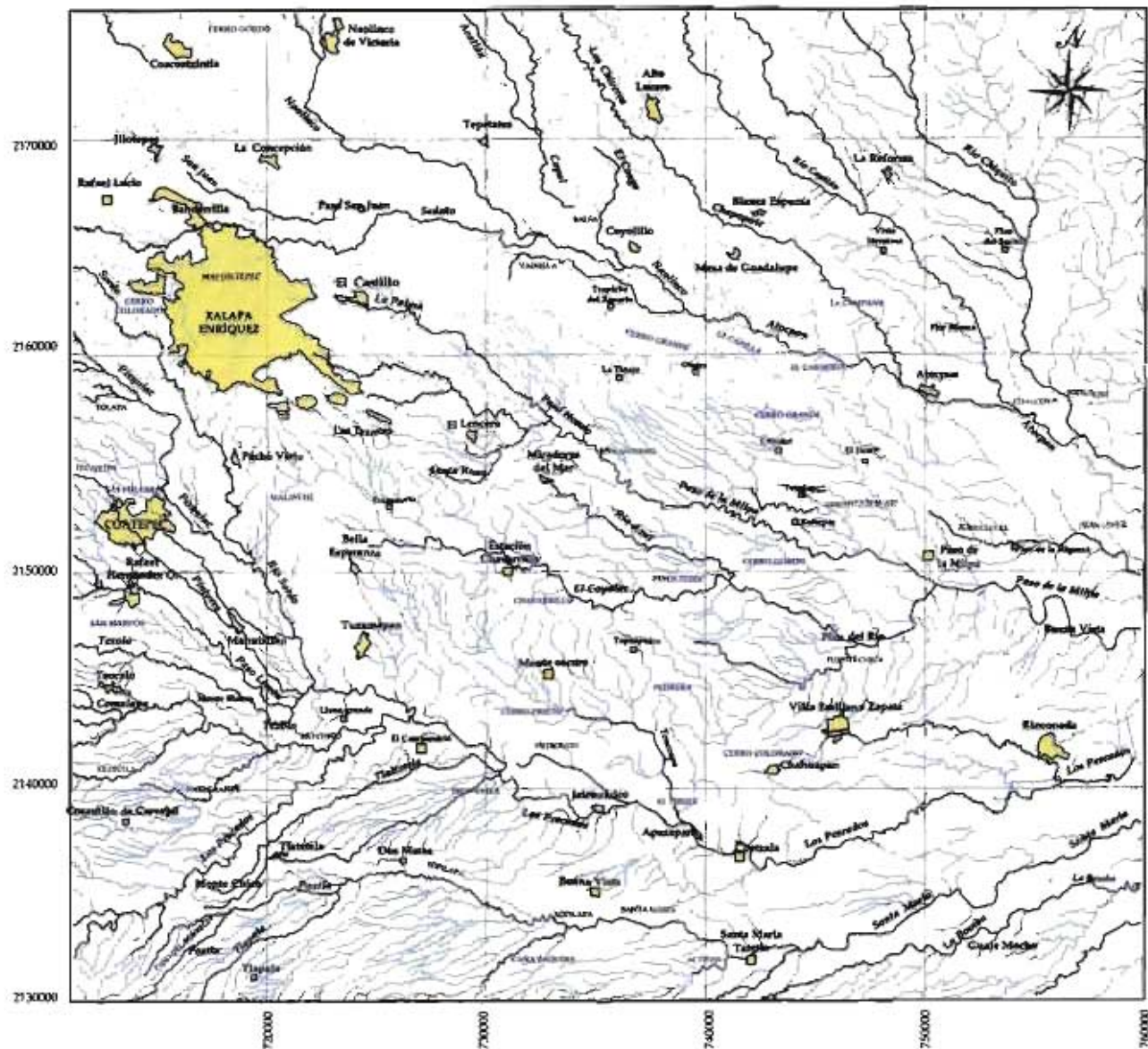


Figura 2.18 Mapa hidrológico de la región de Xalapa.

2.4 Geología Estructural

Los sistemas de fallas que han influido en la distribución del magmatismo en la FVTM son N-S, E-W y NE-SW (Cantagrel y Robin, 1979; Alaniz-Alvarez *et al.*, 1998; García-Palomo *et al.*, 2000; Suter *et al.*, 1991; García-Palomo, 2002; De Cserna *et al.*, 1988; Siebe *et al.*, 2004; Szyrkarak, 2004).

En las porciones occidental y central de la FVTM, los patrones de fracturamiento y el emplazamiento de conos volcánicos monogenéticos están bien definidos y están gobernados por el régimen tectónico prevaleciente (Suter *et al.*, 1991). Mientras que en la porción oriental los patrones de fracturamiento no están bien establecidos, ya que se encuentran cubiertos por vulcanismo más joven o por que no existe un estilo de deformación definido (Demant, 1978; Pasquare *et al.*, 1987). Sin embargo, en trabajos recientes se reporta la presencia de al menos dos sistemas de fallas con orientaciones NW-SE y NE-SW para esta región (López-Hernández, 1995; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; Díaz-Castellón, 2003; Concha-Dimas *et al.*, 2005; González-Mercado, 2005). Una síntesis de algunos de estos trabajos se da a continuación:

López-Hernández (1995) establece la presencia de 4 etapas de deformación para el campo geotérmico de Los Húmeros y sus alrededores. La etapa más antigua se produjo a fines del Cretácico, fue de tipo compresional y afectó la secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácico, generando pliegues, cabalgaduras y fallas inversas con una orientación S 10°-40° E; al final de este evento se producen fallas laterales N 40°-70° W, perpendiculares a los plegamientos. La segunda etapa comenzó en el Mioceno superior y continuó hasta el Cuaternario, la deformación determinó un conjunto de estructuras extensivas cuya dirección varía N 110°-160° con un segundo ciclo de deformación con una dirección N 0°-20° E que dio origen al emplazamiento del Volcán Cofre de Perote. La tercera etapa es de tipo extensional, sucedió durante el Plioceno y tiene una orientación N 75°-90° E. La última ocurrió durante el Cuaternario y fue de carácter local, afectando al Campo Volcánico de Los Húmeros y se debe al empuje vertical, asociado a fenómenos magmáticos e hidrotermales.

Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987) determinan que los eventos tectónicos en el área de Los Húmeros están representados por dos sistemas. El primero con una dirección N 140°-170° representado por pliegues y fallas inversas que afectan el basamento de la región formado por una secuencia de rocas calcáreas. Este sistema es afectado por un segundo evento de tipo lateral con una dirección N 40°- 70° E. Estos autores consideran que estos eventos tectónicos remodelaron la secuencia sedimentaria y formaron una serie de altos topográficos que constituyen el núcleo de algunas sierras. Las depresiones fueron rellenadas con depósitos volcánicos durante la actividad volcánica subsiguiente.

Concha-Dimas *et al.*, (2005), identificaron 3 sistemas de lineamientos regionales que están relacionados con el basamento que subyace la cadena Cofre de Perote - Pico de Orizaba (CO-PO). 1) Lineamientos con dirección NW 55° SE son fracturas paralelas a los pliegues desarrollados en rocas cretácicas originadas durante la orogenia Laramide. 2) Fracturas y fallas normales en el basamento con orientación NE 55° SW. Las fallas han sido reactivadas afectando depósitos volcánicos, y han inducido el emplazamiento de conos monogénéticos alineados, concentrándose donde el basamento es relativamente poco profundo. 3) Fracturas con una orientación N-S que probablemente representan la deformación más reciente, incluso posteriores al emplazamiento de la cadena CP-PO.

González-Mercado (2005), en la región de Xalapa, empleó el método propuesto por Anochea *et al.*, 1995, el cual determina direcciones preferenciales por alineación de conos en respuesta a un control estructural. De esta forma obtuvo dos direcciones preferenciales, una con orientación N 60° E y otra N 50° W; y determinó que σ_3 se orienta en dirección NW-SE, mientras que σ_1 tiene una dirección N 60° E.

Los datos anteriores muestran la presencia de fallas con orientación NW-SE y NE-SW a lo largo del sector oriental de la FVTM. Este trabajo intenta aportar nuevas evidencias sobre estos sistemas de fallas.

Para la identificación de los lineamientos en la región de Xalapa se emplearon 6 modelos de relieve sombreado con diferente posición de la fuente de luz o vector de iluminación (Figura 2.20). Debido a que la expresión de los lineamientos está condicionada de manera directa a su posición respecto de la fuente de luz, se determinó que cuando la iluminación es paralela a la dirección del alineamiento, nulifica o minimiza su expresión, pero contrastan las demás direcciones, sobre todo si está de manera perpendicular (Palacio *et al.*, 1991). El vector de iluminación se colocó en 6 posiciones diferentes (Tabla 2.2), así por ejemplo, cuando el vector de iluminación se coloca en posición E-W ó W-E, resaltan principalmente los lineamientos N-S y secundariamente los NW y los NE, o cuando la posición es N-S ó S-N sobresalen los E-W.

De las diferentes posiciones de dicho vector se determinaron los principales lineamientos de la región de Xalapa, conjuntamente con la interpretación de criterios geomorfológicos que permitieron reconocer formas como: redes lineales de drenaje, escarpes, contraste en tonalidades, alineación de conos, cambios de pendientes y variaciones altimétricas.

Tabla 2.2 Tabla que nos indica la posición de la luz en la posición vertical y horizontal para la elaboración de los mapas del relieve sombreado.

MAPA	POSICIÓN DE LA FUENTE DE LUZ HORIZONTAL	POSICIÓN DE LA FUENTE DE LUZ VERTICAL	EXAGERACIÓN VERTICAL
Mapa 1	135	45	5 X
Mapa 2	45	45	5 X
Mapa 3	-45	45	5 X
Mapa 4	-135	45	5 X
Mapa 5	0	90	5 X
Mapa 6	0	0	5 X

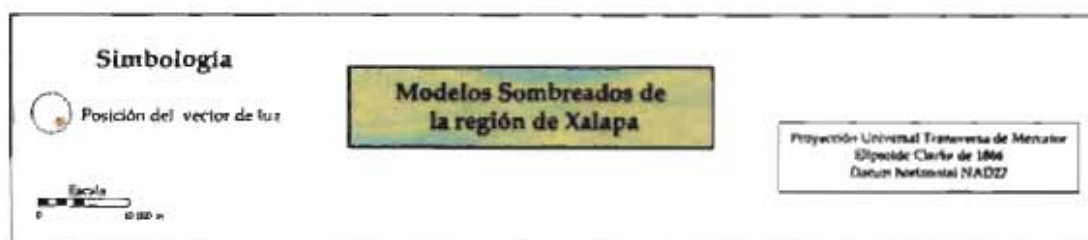
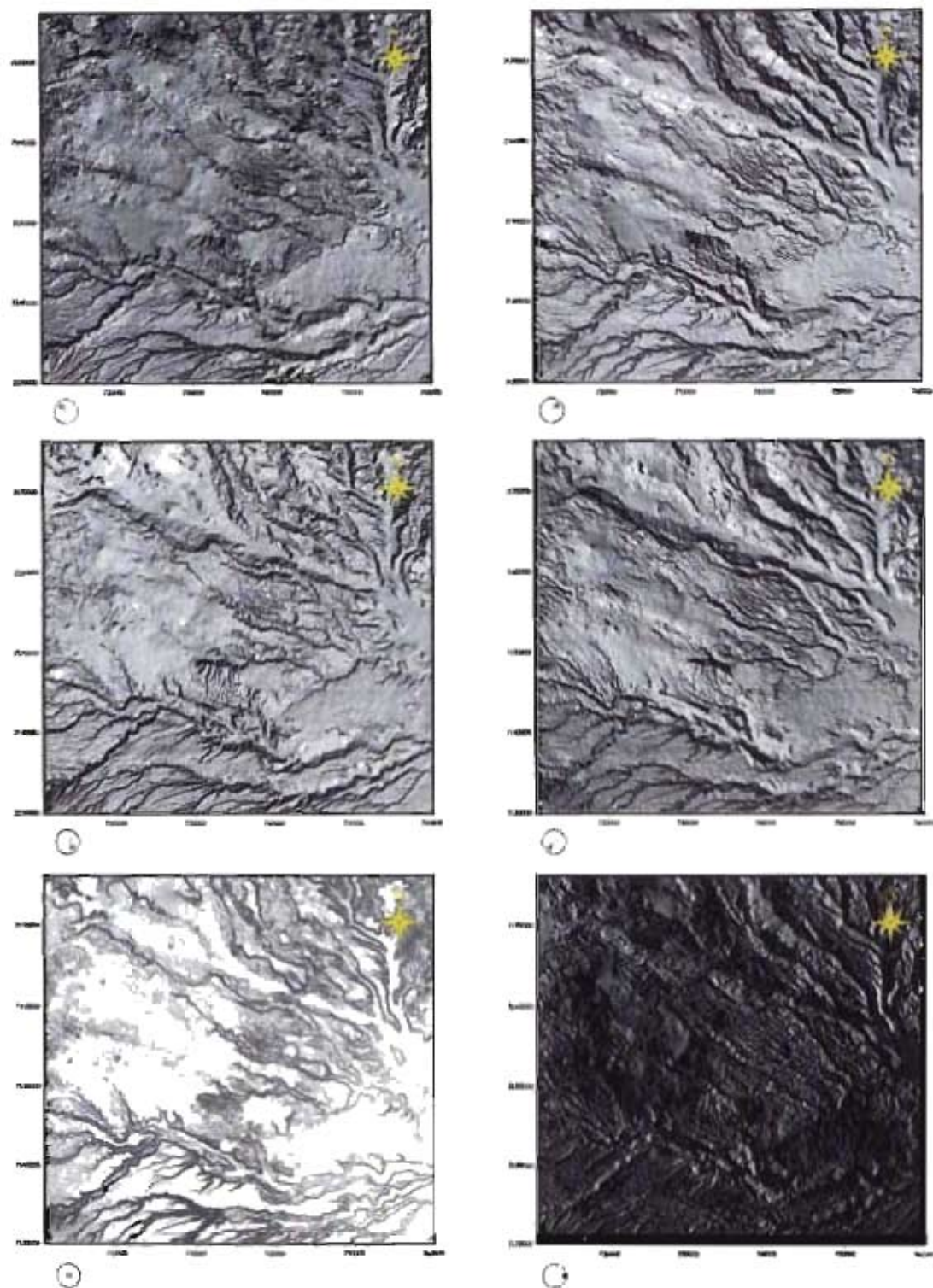


Figura 2.20 Mapas de relieve sombreado con diferente posición del vector de luz.

Se identificaron un total de 90 lineamientos y se construyó una roseta de fracturas (Figura 2.21), con lo cual se lograron identificar dos orientaciones principales, una con dirección NW-SE y otra NE-SW. La orientación NW-SE, específicamente con una dirección preferencial entre $N40^{\circ}W$ a $N50^{\circ}W$ representa el 68.47%. En segundo plano queda el sistema NE con el 31.53% con una dirección preferencial entre $N55^{\circ}E$ a $N65^{\circ}E$.

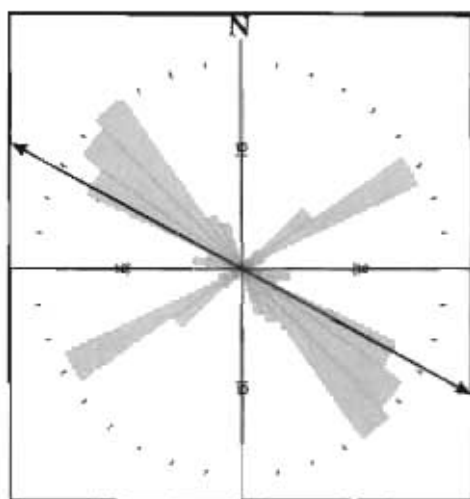


Figura 2.21 Roseta con las orientaciones de lineamientos en la región de Xalapa.

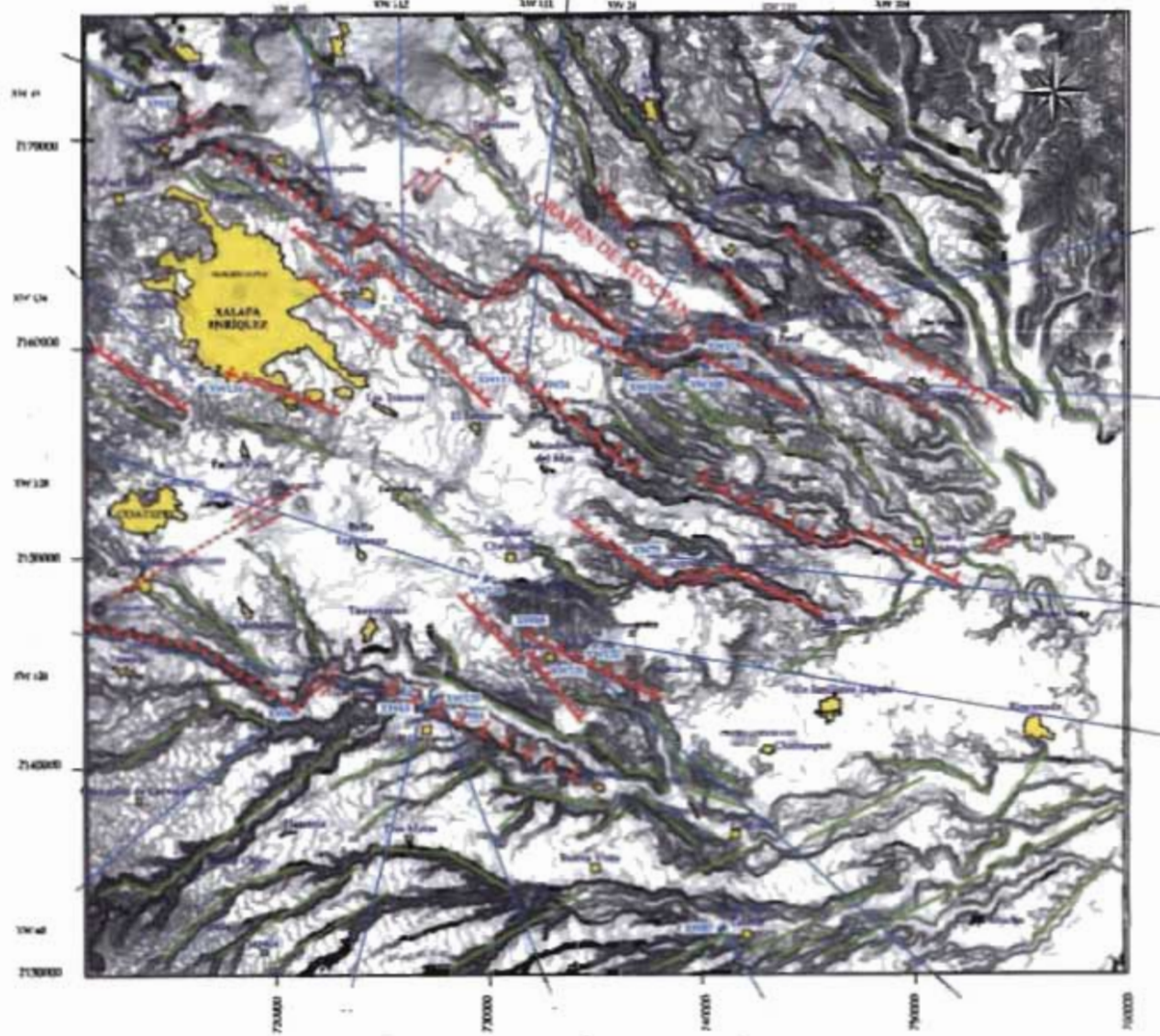
A partir del trabajo de campo se obtuvieron 100 datos de fallas y fracturas (Tabla 2.3), los cuales fueron procesados con el programa Geoplot.

Con base en los datos obtenidos en campo y el análisis de los lineamientos, se construyó el mapa estructural de la región de Xalapa (Figuras 2.22 a y b), y se identificó que la región está afectada por dos sistemas de fallas y fracturas: una en dirección NW-SE y otra NE-SW, los cuales se describen a continuación.

Tabla 2.3 Tabla que muestra los datos estructurales tomados en campo.

Estación y localidad	Coordenadas (X,Y)	Orientación	Fractura Tipo de falla	Observaciones
XW-24 Las Víboras	731761, 2158202	S 60° E 85° SW S 40° E 90° S 10° E 70° SW S 55° E 87° SW S 80° E 90° S 65° E 67° SW N 70° W 66° NE S 40° W 44° NE	F. Normal Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura	Pich 80 al SW
XW-41 Zacatal	713796, 2172400	N 60° W 24° NE N 30° W 02° NE	Fractura Fractura	
XW-60 Tejeras	720280, 2143093	S 43° E 77° SW N 45° W 58° NE	Fractura fractura	
XW-63 El Campañario	726823 2142761	W-E 90° W-E 72° N	F. Normal F. Normal	Gouge de falla de 7-10 cm de espesor de color pardo. Clastos de pómez orientados.
XW-64 Los Pescados	727867 2142575	S 30° W 90°	Fractura	
XW-68 Salida del poblado oscuro	731776 2146285	N 10° E 85° SW N 10° E 90° N - S 60° E N - S 90° N 5° E 90° N 5° E 60° SW S 65° W 84° NW	F. Normal F. Normal Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura	
XW-87 Sta. María Tatela	740996 2132183	N 65° W 60° NE	F. Normal	
XW-105 El Castillo	723707 2162677	S 40° W 60° NE S 20° E 60° NE S 15° E 60° NE N - S 60° NE N 05° E 60° NE N - S 60° NE S 40° W 80° NE N 20° E 88° NE N 52° W 80° NE N 05° E 84° NE	Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura P. Izquierda F. Normal F. Izquierda	
XW-106 Otales	739500 2159643	S 55° E 70° SW S 60° E 60° SW S 60° E 66° SW N 12° E 86° SE N 15° E 75° SE	Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura	
XW-107 Salida del poblado de Otales	739382 2159399	S 55 E 70° SW S 30 E 60° SW S 60 E 66° SW	Fractura Fractura Fractura	
XW-108 A 1 km al SW del poblado de Otales	739461 2159248	N 45 W 85° NE N 38 E 70° SE N 42 W 84° NE	Fractura Fractura Fractura	Fracturas conjugadas
XW-110 La Tinaja	736546 2158611	N 20° E 85° SE N 55° W 85° NE N 80° W 78° NE N 20° W 78° NE N 50 W 72° NE	Fractura Fractura F. Normal Fractura F. Normal	
XW-104 A 1.2 km al	736546 2158611	S 74 E 80 SW N 80 W 90		

sureste del poblado de la Tinaja			S70 E 60 SW E-W 80 S N 75 W 70 NE		
XW-111-24 Las Viboras	731761	2158202	S 40° E 74° SW	F. Normal	3 cm de gouge de falla de color rojo.
XW-112 El Castillo cbico	723625	2165125	N 50° E 80° N 58° E 88° N 75° E 81° N 70° E 90° S 70° W 88° S 80° W 75° NW S 85° W 82° NW S 53° W 88° NW S 48° W 85° NW S 55° W 81° NW N 25° W 28° NE N 16° E 8° S 35° W 70°	F. Izquierda F. Izquierda F. Izquierda F. Izquierda F. Normal Fractura F. Normal Fractura Fractura Fractura F. Normal Fractura Fractura	F. izquierdas con pitch de 0° a 43°. F. Normales con pitch de 60° a 80°.
XW-115, 116 La Capilla	741033	2160569	S 45° E 75° SW S 40° E 70° SW	F. Normal F. Normal	
XW-120, 121 El Campanario	727407 726294	2142782 2142784	N 40° W 90 S 60° E 75 N 50° W 88° N 35° W 90° N 40° W 86° N 22° W 85°	Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura	
XW-128 Tepeapulco (La Cantera)	729922	2148926	S 10° W 77° NW S 20° W 65° NW N 88° W 30° NE S 16° W 75° NW S 45° W 66° NW N 20° W 35° NE N 30° W 22° NE N 24° W 33° NE S 35° E 34° SW S 60° E 32° SW S 75° E 26° SW	Fractura F. Normal Fractura F. Normal F. lateral Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura	Pitch de 80° Fracturas secundarias
XW-135 Alto Lucero	737853	2170194	S 67 E 65 SW S 19 E 46 SW S 10 E 46 SW E-W 78° N 25° W 67	F. Normal F. Normal F. Normal	Estrías verticales Gouge de falla de color rojo. Con espesores de 10- a 40 cm
XW-134 Las Margaritas	716463	2158112	N50W 90 N65W 72NE N70W 62NE	F. Izquierda F. Izquierda F. Normal	Pitch 40° Pitch 80° Superposición de estrías de bajo ángulo a estrías verticales
XW-131, 132 Tacotalpan	734029 734189	2145071 2145035	S 8° 76° E-W 78° N 25° W 67		
XW-75 Pinoltepec	736137	2150285	S10° W 90° S 35° E 90° N40° E N45° W N60° W N55° W N 70° W N 60° W N 40° W N 45° W	F. Izquierda F. Izquierda Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura Fractura	Pitch de 6°



Mapa estructural de la región de Xalapa

Simbología

- Falla normal
- Falla normal invertida
- Falla lateral
- Falla lateral invertida
- Líneamiento
- Área de estudio
- Localidades
- Cercos
- Cruce

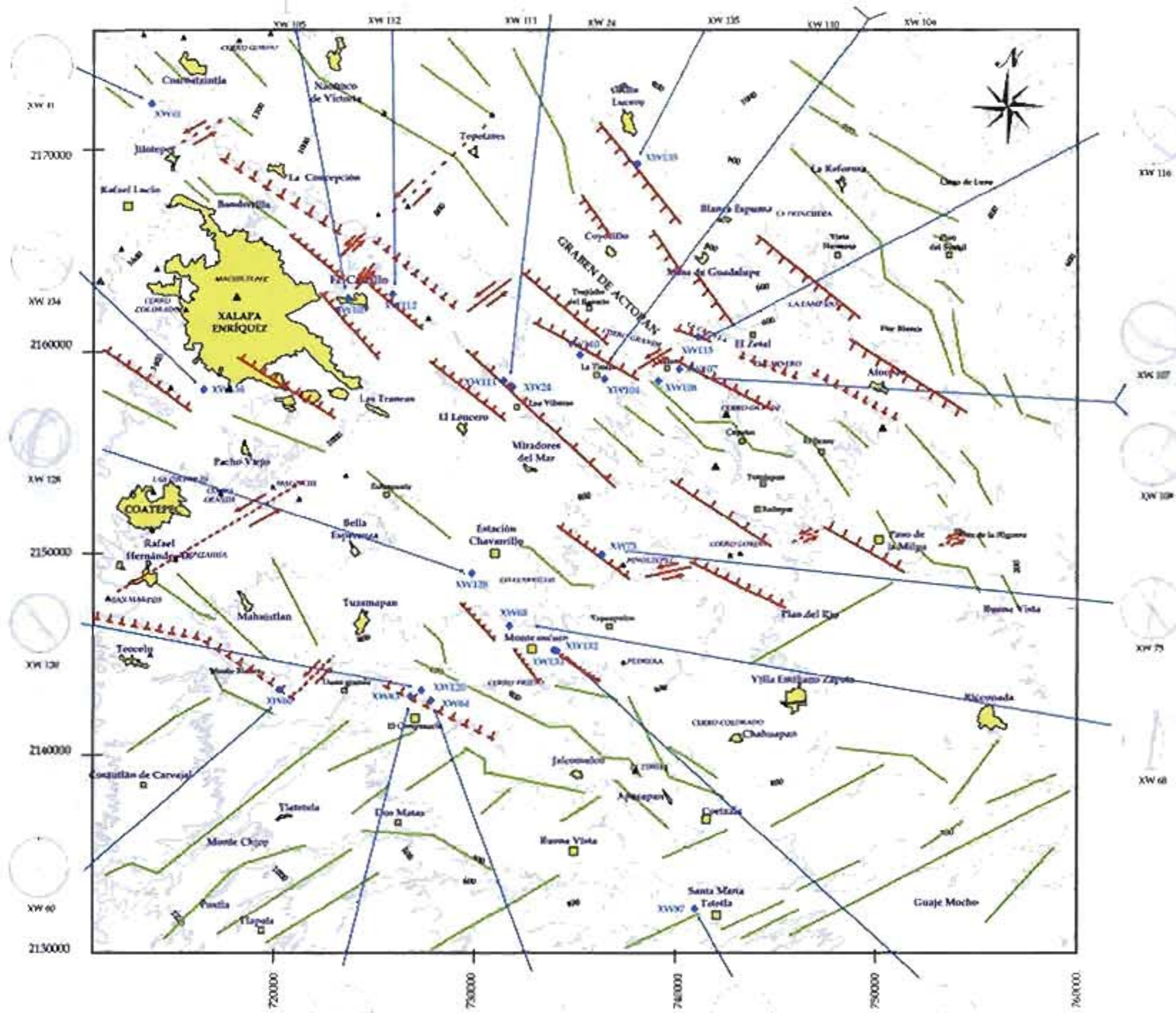


Escala



Proyección Universal Transversa de Mercator
 Datum de Clarke de 1866
 Datum horizontal NAD 1983
 Zona UTM 14

Figura 1.20. Mapa estructural, sobre el mapa de relieve sombreado. Dirección del vector de los a 90°.



Mapa estructural de la región de Xalapa

Símbología

- Falla normal
- Falla normal inferida
- Falla lateral
- Falla lateral inferida
- Lineamiento
- Área de estudio
- Localidades
- Cerros
- Trazo ciclográfica
- Curva de nivel
- Volcán



Proyección Universal Transversa de Mercator
 Elipsoide Clarke de 1866
 Datum horizontal NAD27
 Zona UTM 14

Figura 2.22a Mapa estructural de la región de Xalapa.

2.4.1 Sistema NW-SE

Durante el trabajo de campo se observó que el sistema NW-SE es el más antiguo. Una de las evidencias más claras es la superposición de estrías oblicuas cortando a las verticales como lo muestra la figura 2.23. Otra evidencia es el desplazamiento de las fallas NW-SE por las fallas de desplazamiento lateral en dirección NE-SW.

El sistema NW-SE tiene un rumbo que varía de N 40° W a N 60° W, con una inclinación del orden de los 60° buzando principalmente al NE, y en menor proporción al SW que forman fallas antitéticas. Predomina principalmente en la zona norte y centro del área de estudio. Se caracteriza por una serie de fallas y fracturas de gran longitud, con un arreglo paralelo. Afectan principalmente a las unidades más antiguas como Basaltos Chiconquiaco-Palma Sola, avalancha Mesa de Guadalupe y la ignimbrita El Castillo.

La mejor expresión morfológica de este sistema se observa en el control estructural en ríos y arroyos. La mayoría de los ríos de gran longitud con esta orientación corresponden a una estructura de falla o fracturas secundarias; como es el caso de los ríos Naolíncó y Los Pescados (Figura 2.19).

Las zonas de cizalla se reconocen por la presencia de harina de falla de color rojo con espesores de 5-25 cm de espesor a lo largo de los planos y fracturas secundarias paralelas a la falla principal (Figura 2.24 a y b).

El sistema NW-SE se estudió en diferentes sitios, donde destacan los indicadores cinemáticos como: estrías verticales (Figura 2.25 a), escalones (Figura 2.25 b), estructuras sigmoides con dimensiones desde algunos centímetros hasta 5 metros en posición vertical (Figura 2.26 a y b) y fracturas conjugadas. Las fallas indican una componente normal, por lo tanto se considera que este sistema dio origen a fallas normales.

En general este sistema forma geometrías de semigraben con buzamiento al NE; sin embargo, la presencia de fallas antitéticas origina estructuras de graben. Como el que se observa desde Trapiche de Rosario hasta Actopan, localidad por la cual en este trabajo se le asigna el nombre de graben de Actopan (Figura 2.22).



Figura 2.23. Fotografía que muestra las estrías oblicuas cortando a las estrías verticales. Foto tomada sobre el libramiento de Xalapa-Coatepec.

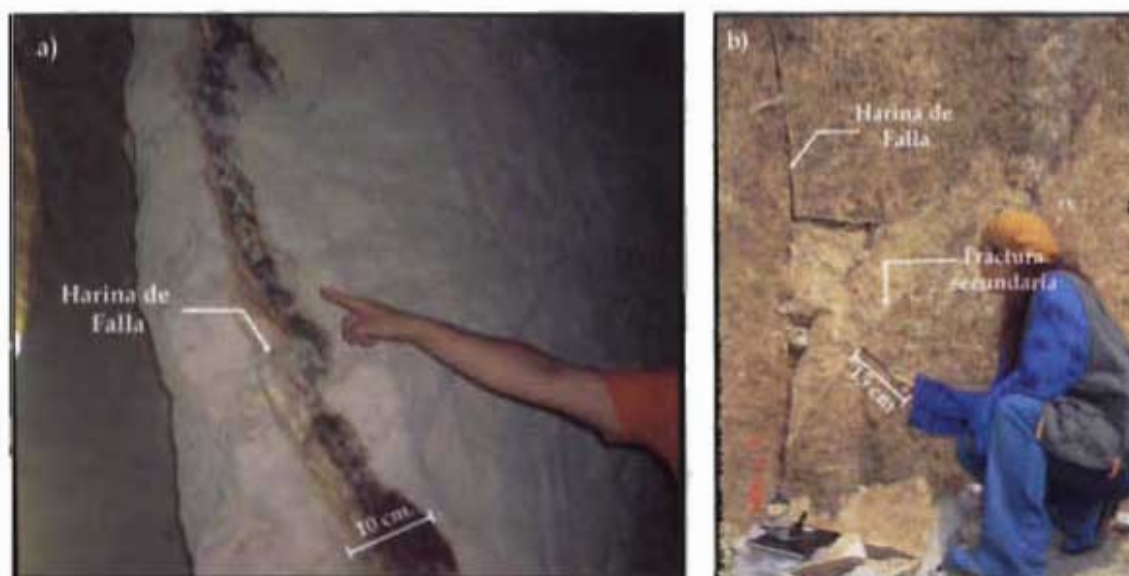


Figura 2.24. a) Acercamiento a la zona de falla, observe el espesor de la harina de falla de color rojo (gouge) Fotografía tomada en las afueras del poblado de Alto Lucero b) Panorámica de la falla con fracturas secundarias. Fotografía tomada en el poblado El Lencero

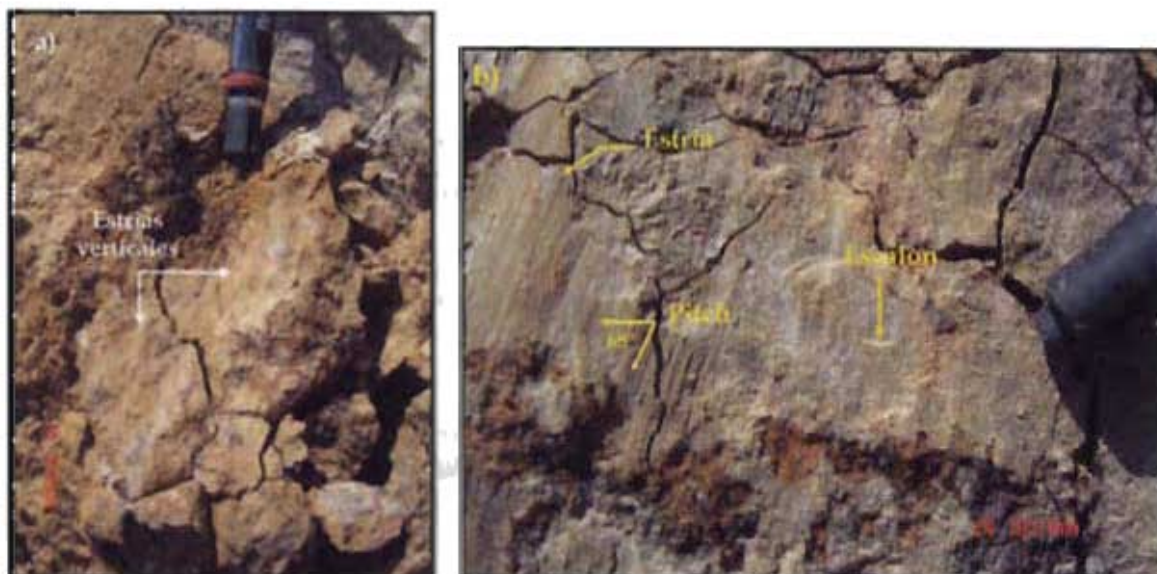


Figura 2.25 a) Estrías verticales b) Observe sobre el plano de falla las estrías con pitch de 68° y escalones que indican un movimiento normal. Fotografías tomadas sobre el libramiento de Xalapa-Coatepec.

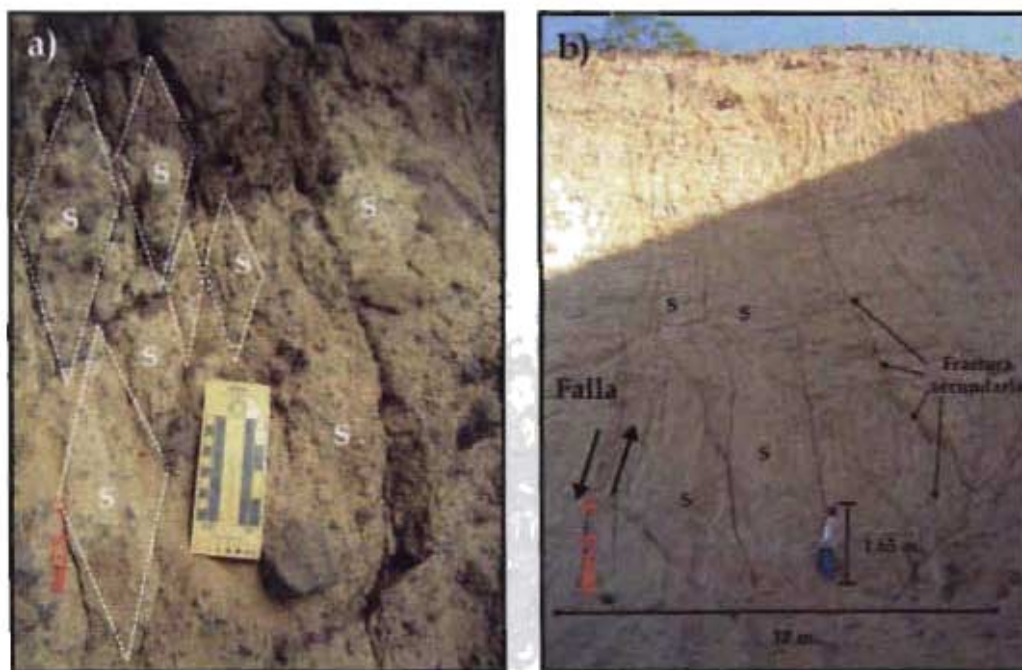


Figura 2.26 a) Sigmoides verticales, que afectan a la avalancha Mesa de Guadalupe, en el cerro La Capilla. b) Zona anastomosada de mega sigmoides verticales sobre la ignimbrita El Castillo.

2.4.2 Sistema NE-SW

El sistema NE-SW se considera el más joven, ya que desplaza al sistema NW-SE y coincide con la alineación de conos del CVX. Tiene un rumbo que varía de N35° E a N65°E, con una inclinación del orden de los 80°. Ocurre en la zona centro y noroeste del área de estudio. Se caracteriza por una serie de fallas y fracturas de longitudes cortas y paralelas con un arreglo escalonado. Afectan principalmente la ignimbrita el Castillo y al CVX.

La principal expresión morfológica de este sistema, se define por la alineación de algunos volcanes monogenéticos del CVX (Figura 2.22).

Las zonas de cizalla se reconocen por el emplazamiento de diques (Figura 2.27), la presencia de harina de falla de color rojo y negro con espesores de 2 -10 cm a lo largo de los planos y fracturas secundarias a la falla principal.

En los sitios donde se observó este sistema las fallas indican una componente lateral izquierda y secundariamente normal. Las zonas de cizalla muestran diversos indicadores cinemáticos como: estrías oblicuas (Figura 2.28 a y b), horizontales (Figura 2.29 a y b), estructuras sigmoides con dimensiones de 10- 60 cm en posición horizontal (Figura 2.30).



Figura 2.27 Dique andesítico, emplazado sobre las fracturas NE-SW.

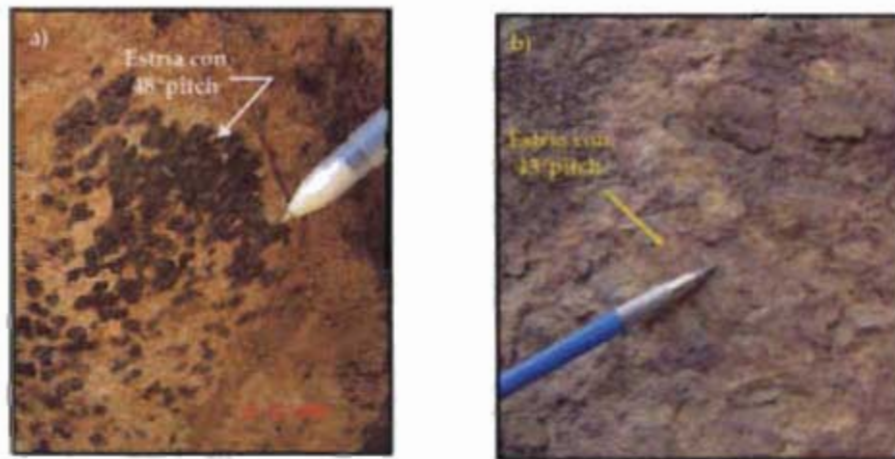


Figura 2.28 a) Plano de falla con estrías con pitch de 48°. b) Plano de falla con estrías con pitch de 43°. Afloramiento a 2 km al SE del poblado El Castillo Chico

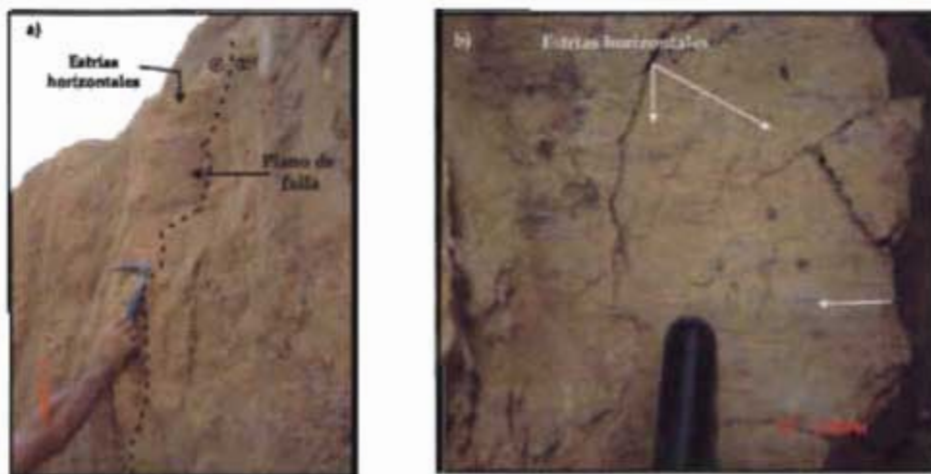


Figura 2.29 a) Panorámica del plano de falla con estrías horizontales. b) Acercamiento del plano de falla donde se observa el pitch de 0°. Afloramiento a 2km al SE del poblado Castillo Chico.



Figura 2.30. Plano de falla, con desarrollo de fracturas secundarias que originan una zona anastomosada. Localizado en la comunidad de Estación Chavarrillo.

2.5 Marco Tectónico General

El área de estudio se localiza en las provincias tectónicas Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica (Meneses-Rocha *et al.*, 1996), la Planicie Costera del Golfo y la Faja Volcánica Transmexicana (Prost y Aranda, 2001).

Durante el Cretácico, esta región funcionó como un margen pasivo en la cual se llevó a cabo el depósito de sedimentos en los elementos paleogeográficos de la cuenca de Zongolica y Talud Continental, separados entre sí por la plataforma carbonatada de Córdoba, los cuales a su vez se desarrollaron sobre los terrenos Oaxaca, Cuicateco y Maya (Delgado *et al.*, 1992)

Para el Cretácico Tardío, en la parte occidental del país comenzaba a sentirse los efectos de la Orogenia Laramide, producto del choque de la Placa Farallón a lo largo de la costa pacífica de México, en un movimiento de oeste a este y engrosando la corteza. Los efectos de dicha deformación proveniente del occidente, alcanzaron los sedimentos de la cuenca de Zongolica, los cuales fueron plegados y subsecuentemente cabalgados sobre la Plataforma de Córdoba, llegando a conformar la Sierra de Zongolica, cambiando de ambiente marino a continental (Mossman y Viniegra, 1976).

Este evento se manifiesta a través de extensos cinturones orientados NW20-30°SE, conformados por sistemas de pliegues recostados y cabalgados por fallas imbricadas cuyos planos buzan hacia el WSW; con dirección de transporte tectónico hacia el ENE, correspondiendo con la dirección de máximo esfuerzo de compresión. Es importante hacer notar que durante la deformación Laramide la actividad magmática estuvo ausente en el área de estudio.

Para el Eoceno Inferior gran parte de la Sierra de Zongolica estaba levantada, al mismo tiempo se inicia la sedimentación de grandes espesores de sedimentos que cubrieron el límite oriental del cabalgamiento, por lo cual es nombrado Frente Tectónico Sepultado (Meneses-Rocha *et al.*, 1996) o Pie de Montaña sepultado de la Sierra Madre Oriental (Mossman y Viniegra, 1976).

Para el Eoceno-Mioceno Medio, la subsidencia de la Cuenca de Veracruz promueve el depósito de un grueso paquete de sedimentos que fueron deformados por dos eventos principales (Prost y Aranda, 2001, Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Uno transcurrente con acortamiento horizontal NE-SW; que está caracterizado por fallas laterales, preferentemente izquierdas, activas entre el Eoceno al Oligoceno. Un segundo evento durante el Oligoceno-Mioceno produjo fallas normales y algunas laterales, fue interpretado como respuesta a una extensión horizontal NE-SW. Esta deformación se manifiesta a lo largo de dos corrimientos laterales izquierdos, el primero, conocido como Falla Novillero-Las Víboras mismo que formó pliegues dispuestos “en echelon” sobre las franjas adyacentes a su traza; el segundo de estos corrimientos se conoce como Falla Los Tuxtles-Anegada, al cual se relaciona el origen de los Altos Anegada y Los Tuxtles (Prost y Aranda, 2001).

En el Mioceno Medio-Reciente, el vector de movimiento de las placas de Cocos y Nazca cambia hacia el noreste, por lo que la historia tectónica de la región, manifiesta eventos de deformación que involucran acortamientos en dirección NNE-SSW, movimientos que son consistentes con un sistema de fracturas y fallas laterales con componentes normales orientadas al NNE, asociadas con fallas de movimiento lateral izquierdo observadas en la parte central de la Sierra de Zongolica (Amoco-Pemex-IMP, 1995). De acuerdo con Prost y Aranda (2001), estos últimos eventos de deformación se continúan hasta el presente.

Este fallamiento estuvo acompañado por sedimentación y por abundante vulcanismo alcalino y calco-alcalino en la región de Los Tuxtles. Los magmas calco-alcalinos están asociados a la FVTM, y por lo tanto son de tipo orogénico (Nelson *et al.*, 1995).

López-Hernández (1995) establece que durante el Plioceno se tiene una etapa de tipo extensional con una orientación N 75°-90°E, para el campo geotérmico de Los Húmeros y sus alrededores. Mientras que para el Cuaternario ocurre un evento de carácter local, en el Campo Volcánico de Los Húmeros y se debe al empuje vertical, asociado a fenómenos magmáticos e hidrotermales.

CAPITULO 3

Generalidades sobre flujos piroclásticos.

3.1 Depósitos piroclásticos

Los depósitos piroclásticos son producidos por la fragmentación del magma y de la roca encajonante durante las erupciones explosivas. Forman acumulaciones muy diversas según sea su modo de transporte y depositación. Pueden ser agrupados genéticamente en 3 grupos (Sparks *et al.*, 1973):

- ✓ Depósitos de caída de piroclastos («*pyroclastic air-fall*»)
- ✓ Depósitos de flujo piroclástico («*pyroclastic flow*»)
- ✓ Depósitos de Oleada piroclástica («*pyroclastic surge*»)

Desde la perspectiva de la mecánica del flujo, esencialmente existen solo dos clases y son las siguientes:

- ✓ Flujos piroclásticos (*Pyroclastic flow deposits*)
- ✓ Oleadas piroclásticas (*Pyroclastic surge*)

Se les denominan corrientes o flujos de densidad piroclásticas (PDCs), y fueron referidos como nubes ardientes por Lacroix al describir la erupción de 1902 del Mount Pelée, en la Isla de Martinica. Estos flujos están constituidos por una mezcla de gas y fragmentos sólidos calientes, con una densidad mayor a la de la atmósfera circundante.

Los flujos piroclásticos se mueven principalmente de manera laminar, y son considerados corrientes semi-fluidizadas de alta concentración. La fase continua entre las partículas es gas, por lo general la relación gas/fragmentos es baja. En las oleadas piroclásticas el mecanismo de transporte es principalmente turbulento, son flujos muy diluidos con muy alta proporción de gases respecto a los fragmentos sólidos, por lo que la relación gas/fragmentos es alta (Sparks *et al.*, 1973; Fisher, 1979).

Se consideran corrientes diluidas aquellas que presentan una concentración de sólidos entre 0.1-1% en volumen (Wilson y Houghton, 2000); y corrientes concentradas aquellas que el contenido de sólidos es igual o mayor al 10% (Valentine y Fisher, 2000).

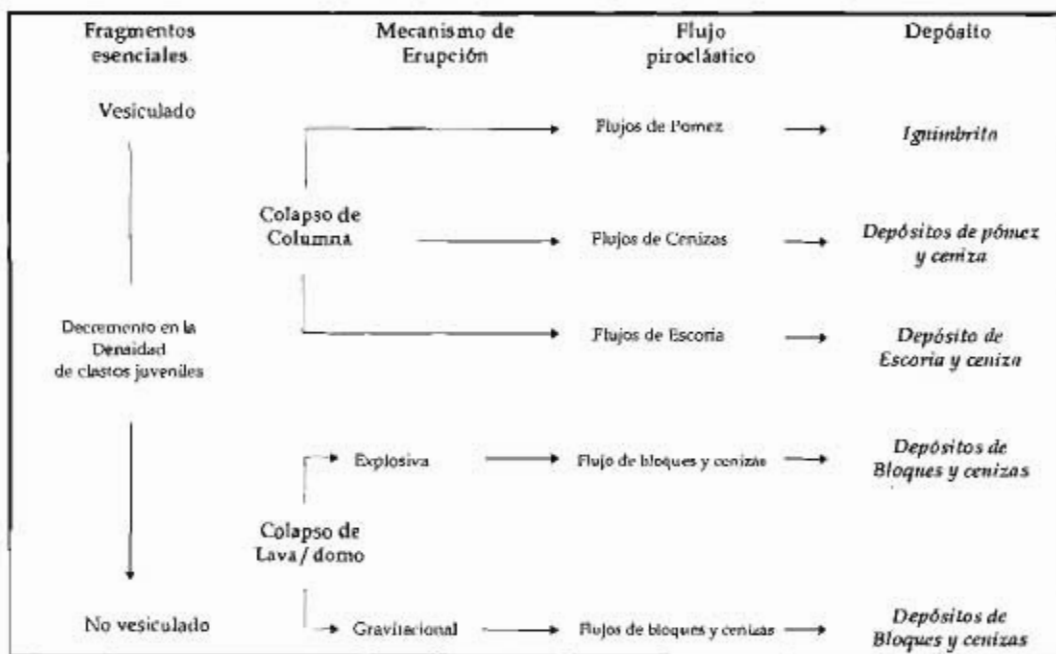
3.2 Flujos piroclásticos

Sparks y Wilson, (1976) definen a los flujos piroclásticos como flujos con una alta concentración de partículas, poco expandibles y parcialmente fluidos. Están asociados con procesos altamente destructivos debido a que recorren grandes distancias y a sus altas temperaturas de emplazamiento (300° a 800° C). Son unidades volcánicas complejas, porque en su formación intervienen numerosas variables y porque debido a la violencia y rapidez del proceso eruptivo se depositan caóticamente.

3.2.1 Tipos de Flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos incluyen una amplia variedad de mecanismos de formación, que pueden dar lugar a diferentes depósitos. En las sucesiones volcánicas es posible reconocer cuatro tipos de depósitos de flujo piroclástico (Tabla 3.1): 1) Depósitos de escoria y ceniza, 2) Depósitos de flujo de pómez y ceniza, 3) Depósitos de ignimbrita o flujo de pómez y 4) Depósitos de bloques y ceniza. Cada uno es generado por mecanismos eruptivos diferentes (Cas y Wright, 1987).

Tabla 3.1 Clasificación genética de los flujos piroclásticos (Modificado de Wright, *et al.*, 1980)



Este trabajo está enfocado al estudio de los depósitos de Ignimbrita o depósitos de flujo de pómez, de tal forma que en los siguientes párrafos se detallan algunas de sus características.

3.3 Ignimbritas o flujo de pómez

El nombre de ignimbrita fue acuñado por Marshall (1935) del Latín ignis que significa "fuego" y bris "nube" por lo tanto es una roca formada a partir de una nube de fuego. Desde esa época ha tenido varios significados, empleándose en numerosas ocasiones como sinónimo de toba soldada (*welded tuff*).

De acuerdo con Sparks *et al.* (1973) en este trabajo se utiliza el término de ignimbrita para todas las rocas constituidas predominantemente de material juvenil vesiculado (pómez y vidrio), que fueron originadas por flujos piroclásticos, independientemente del grado de soldamiento. Esta definición también incluye a todas las rocas definidas como depósitos de pómez y ceniza "*ash-flow*" (Smith, 1960).

3.4 Formación de las ignimbritas por colapso de una columna eruptiva.

Los flujos piroclásticos son generados a partir del colapso de la parte inferior, más densa, de una columna eruptiva (Sparks y Wilson, 1976). La masa gaseosa cargada con las partículas sólidas desciende por las laderas del volcán en forma vertiginosa, con velocidades iniciales de hasta 200 m/s (Figura 3.1). El colapso de la columna se produce cuando su densidad efectiva se vuelve mayor que la de la atmósfera y no puede seguir levantándose, lo cual puede ser debido a:

1. Una disminución brusca de la velocidad de emisión
2. Un aumento de las dimensiones de la boca de salida (Sparks *et al.*, 1978).

3.5 Emplazamiento

Cuando la columna eruptiva colapsa, el factor de movilidad de los flujos piroclásticos es la energía potencial la cual es transformada a energía cinética (Spark *et al.*, 1978). La magnitud de la velocidad dependerá de: 1) la altura del colapso de la columna eruptiva, 2) la velocidad de extrusión; 3) la proporción sólido/gas y 4) las pendientes topográficas.

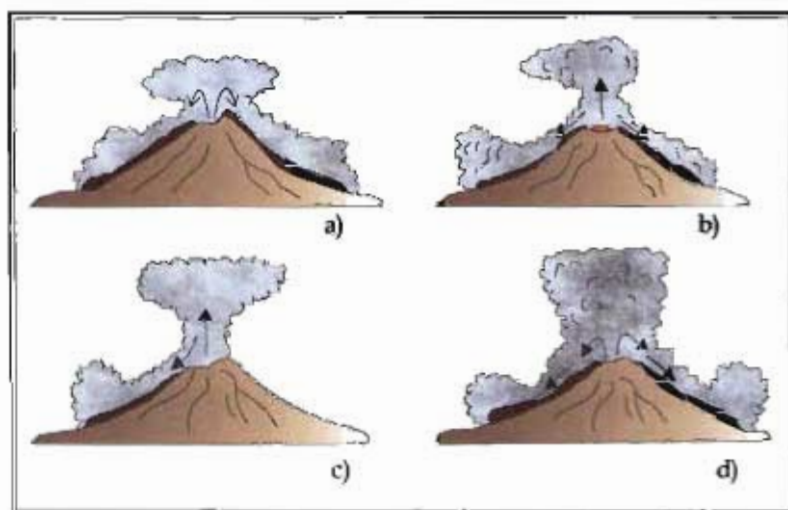


Figura 3.1 Mecanismos que generan el emplazamiento de ignimbritas. a) Colapso instantáneo en el momento de la salida del conducto. b) Explosión vertical del domo y colapso de la columna. c) Corriente de gas continua interrumpida por el colapso de la columna. d) Erupción continua y colapso de la columna. (Tomada de Cas y Wright, 1987).

3.6 Componentes

Dentro de los depósitos piroclásticos de flujo podemos encontrar tres tipos de componentes: 1) fragmentos de magma o juveniles; 2) fragmentos de cristales y 3) fragmentos líticos.

1.- *Fragmentos juveniles.* El material juvenil posee una característica distintiva que hace posible la identificación de los depósitos aunque se hallan extendido en grandes áreas y distancias. Se tienen dos tipos de material juvenil; los vitroclastos que resultan de la fragmentación del magma y corresponden a las paredes que separan las burbujas y están formados por vidrio "Glass Shards". Y la pómez "Pumice" que está formada por vidrio, burbujas y cristales, la cual constituye pequeñas porciones de magma altamente vesiculado, pero que no alcanzó a fragmentarse.

2.- *Fragmentos de cristales.* Los cristaloclastos constituyen los fragmentos de los fenocristales que se formaron en la cámara magmática, con anterioridad a la erupción. En general se encuentran rotos o fracturados.

3.- *Fragmentos líticos.* Se dividen en accidentales y accesorios. Los primeros pueden ser cualquier tipo de roca ya sea del basamento o fragmentos de rocas que se incorporan a lo largo del recorrido del flujo piroclástico. Mientras que los segundos son partes solidificadas del magma o rocas pertenecientes al conducto eruptivo.

3.7 Unidad de flujo piroclástico "Ignimbrita estándar"

Sparks y Wilson, (1976) sugieren una secuencia vertical estándar de una unidad simple de flujo piroclástico, la cual en pocos casos se encuentra completa (Figura 3.2).

En la base de algunas ignimbritas, se encuentra un depósito de caída, el cual demuestra la existencia de una columna eruptiva pliniana bien desarrollada. Por encima de este depósito, puede aparecer uno con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminaciones discontinuas, definido como *ground surge* (Sparks *et al.*, 1973). Se considera que este depósito es producido por los flujos turbulentos que se generan en las primeras fases del colapso de una columna eruptiva pliniana, cuando las porciones más extensas y diluidas de la columna se mezclan con el aire atmosférico (Figura 3.2). La nube piroclástica producida, se mueve delante del flujo piroclástico aunque posteriormente ésta es sobrepasada por el mismo (Fisher, 1979; Fisher y Schmincke, 1984). Estos depósitos afloran de manera discontinua, con transiciones laterales al depósito masivo de ignimbrita, generalmente no superan 1m de espesor en zonas cercanas. Su distribución y extensión está fuertemente controlada por el flujo que los originó y varía dependiendo de la magnitud del mismo, generalmente sin exceder los 10 km (Sparks y Wilson, 1976).

La unidad principal de flujo o capa 2, está representada por dos unidades. La parte inferior de grano fino denominada capa basal "*fine-grained basal*" o capa 2a (Sparks y Wilson, 1976) que es muy uniforme a lo largo de todo el depósito. Esta capa basal presenta una base plana y se forma por la fricción en los márgenes del flujo; y a menudo presenta gradación inversa.

El estrato siguiente o capa 2b representa el cuerpo principal de la unidad de flujo, su mecanismo de transporte es por flujo laminar concentrado por encima de la capa basal. Se caracteriza por estar mal clasificado y rico en líticos, los cuales se hunden dentro del flujo durante el transporte. El nivel rico en líticos muestra una disminución del tamaño de

grano y de abundancia hacia la cima del depósito y hacia zonas distales. Por el contrario, los fragmentos de pómez pueden presentar una gradación inversa y acumularse hacia la cima del tramo principal. En la cima se forman pipas de desgasificación subverticales las cuales se originan después del emplazamiento del flujo, debido al escape de gas a medida que el depósito se va compactando. Las pipas ó tubos de gas se caracterizan por la ausencia de partículas finas y un enriquecimiento en líticos y cristales del tamaño de lapilli (Figura 3.2).

La fracción fina es expulsada de la unidad principal de los flujos piroclásticos debida un proceso de elutriación (Fisher, 1979), generando los depósitos de “*ash cloud surge*”. Inicialmente, el flujo piroclástico proporciona la energía cinética y el momento (masa por velocidad). Posteriormente, debido a la ingestión de aire atmosférico y al desarrollo de turbulencia, la oleada piroclástica se mueve de manera independiente. Estos depósitos tienen granulometría fina, pueden ser masivos o presentar evidencias de un transporte lateral, como laminaciones o estructuras con estratificación cruzada. Generalmente están bien seleccionados. La distribución de los depósitos de “*ash cloud surge*” refleja la distribución del flujo piroclástico del cual se generó, aunque con un control topográfico menor. Los depósitos de *ash cloud surge*, rara vez se conservan, debido a la erosión post deposicional (Fisher et al., 1980).

Las ignimbritas pueden enfriarse como unidades simples o como diversas unidades cuando se han emplazado sucesivamente, para formar una unidad de enfriamiento compuesta. En este último caso puede llegar a desaparecer la estructura de las diferentes unidades de flujo, presentándose todas ellas como una sola unidad de enfriamiento.

3.8 Depósitos coignimbríticos

Los depósitos coignimbríticos están íntimamente ligados a la formación de flujos piroclásticos. En función de su origen se pueden distinguir dos tipos:

- Ceniza coignimbrítica o Capa 3b («*co-ignimbrite ash fall*»).
- Brechas coignimbríticas («*co-ignimbrite lag fall*»)

Las cenizas coignimbríticas (Figura 3.3) se originan por la elutriación del material fino desde el cuerpo del flujo piroclástico, las cuales pueden alcanzar grandes alturas expandiéndose lateralmente, formando un sombrero desde el cual se produce la caída de ceniza. Este proceso da origen a la deposición de una delgada capa de ceniza que se extiende por una región mucho más extensa que la cubierta por la ignimbrita y es llamada ceniza coignimbrítica (Sparks y Walker, 1977).

Las brechas coignimbríticas (Wright y Walker, 1977) se forman durante el colapso de una columna eruptiva por acumulación de los fragmentos demasiado grandes y pesados para ser transportados por la colada piroclástica (Figura 3.3). Se reconocen por ser depósitos de grano grueso, ricos en fragmentos líticos o juveniles densos, por estar mal clasificados, por presentar una estratificación más o menos marcada y por su correlación lateral con depósitos de ignimbrita. La presencia de estos depósitos indica que las ignimbritas a las que están asociados se han formado por el colapso de la columna eruptiva y sirven, asimismo, para localizar el centro de emisión de las coladas piroclásticas.

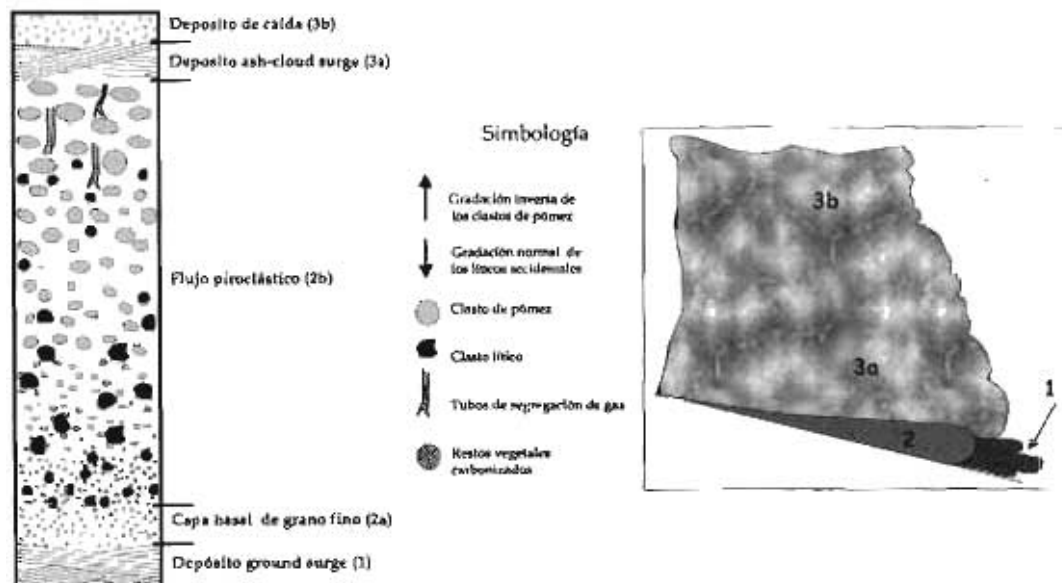


Figura 3.2 Sección vertical y lateral esquemática de una unidad de flujo de Ignimbrita (Tomada de Sparks et al., 1973). (1) Ground surge, (2) Flujo piroclástico, (3a) Ash-cloud surge y (3b) Depósito de caída.

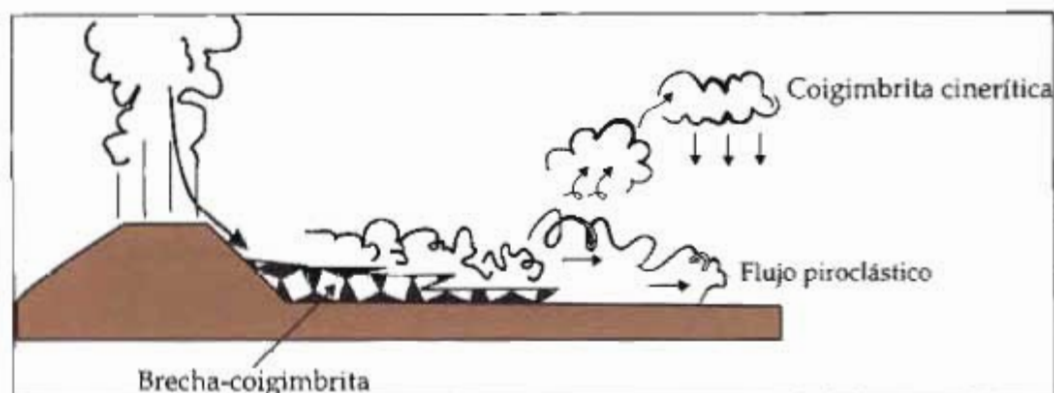


Figura 3.3 Depósitos asociados a flujos piroclásticos. (Modificado de Wright y Walker, 1977)

3.9 Distribución espacial y volumen

En general, los depósitos de flujo piroclástico están controlados por la topografía, se desplazan a través de canales relleno de valles y depresiones. Este control topográfico determina su distribución espacial. Suelen depositarse grandes espesores en valles, y van graduando a depósitos más delgados e incluso desaparecen en los altos topográficos.

Las dimensiones de los depósitos de flujo piroclástico varían ampliamente. El área que cubren puede tener desde cientos de m² hasta cientos de km². Su volumen puede tener desde 0.1 a cientos de km³.

3.10 Relación de Aspecto "Aspect ratio"

Walker (1983) clasifica las ignimbritas en función de un parámetro geométrico («*aspect ratio*»), definido como la relación entre una dimensión vertical del depósito (espesor medio) y una dimensión horizontal (diámetro del área ocupada por la ignimbrita). Esta relación implica la capacidad de distribución de cada flujo piroclástico, de acuerdo a esto definen dos tipos principales de ignimbritas:

- ✓ (HARI) Ignimbrita de alto aspecto «*high aspect ratio*» >10⁻²
- ✓ (LARI) Ignimbrita de bajo aspecto «*low aspect ratio*» <10⁻⁵

Las HARI se emplazan con relativa tranquilidad, son de grandes espesores y poco extensas, responden pasivamente a la topografía, y se emplazan preferentemente en valles y depresiones. Las LARI se emplazan violentamente a altas velocidades son muy extensas y no están controladas por la topografía. Son capaces de cruzar valles y zonas altas incluso con agua. Se distribuyen más o menos radialmente desde el centro emisión y experimentan una evolución en su relación sólido/gas durante el transporte.

3.11 Composición

La composición de las ignimbritas varía desde intermedia hasta ácida, por lo que es posible reconocer ignimbritas andesítica y riolíticas. Con frecuencia estas rocas son denominadas simplemente como ignimbritas. Sin embargo, en estos casos solamente se hace referencia a la textura o al tipo de proceso que las formó, pero no se incluye la composición. Por esta razón, es necesario especificar la composición.

3.12 Grado de soldamiento

Las temperaturas de los flujos piroclásticos o ignimbritas son extremadamente variables, desde frías (100-300°C) hasta cercanas a la temperatura del solidus (700-900°C). La temperatura a la cual fue emplazado un depósito de flujo piroclástico se puede determinar considerando la densidad del depósito, la cual depende del grado de soldamiento, y cuyo efecto es disminuir la porosidad. La estrecha dependencia entre el grado de soldamiento y la temperatura se debe a las propiedades reológicas del vidrio.

La temperatura a la cual el vidrio comienza a fluir se denomina temperatura de transición del vidrio, y se encuentra por arriba de los 550 °C. Por debajo de esta temperatura el vidrio no disipa los esfuerzos (los almacena), mientras que por encima la disipación es efectiva (porque fluye) (Dingwell, 1998). Consecuentemente se originan dos tipos de ignimbritas:

- a) Las ignimbritas de alto grado o ignimbritas de alta temperatura que se forman a una temperatura superior a la de transición del vidrio y fueron descritas con anterioridad como reoignimbritas, debido a su capacidad de fluir (Walker, 1983).

- b) Las ignimbritas de bajo grado son las que se forman por debajo de la temperatura de transición del vidrio.

3.12.1 Ignimbritas de alto grado

Las características más importantes de las ignimbritas de alto grado y que permite distinguirlas de las de bajo grado son las siguientes:

- 1) Los vitroclastos están intensamente deformados. Algunas texturas como el desarrollo de colas respecto a las partículas sólidas, el agrupamiento de los vitroclastos en bandas de espesor milimétrico, a veces plegadas, y desarrollos sigmoides en biotitas, son indicadores de flujo.
- 2) Los *fiammes* (pómez deformadas y compactadas) son laminares a discoidales. Han perdido totalmente su porosidad y están constituidas por vidrio compactado, el cual con frecuencia debido a la actividad de los gases está desvitrificado.
- 3) A nivel megascópico muestran flujo laminar, evidenciado por planos de exfoliación, el espaciado de esta foliación puede llegar a ser muy fino, del orden de unos pocos milímetros.
- 4) Un perfil vertical del flujo piroclástico muestra que la densidad de las rocas es bastante homogénea (Figura 3.4). Una característica sobresaliente, pero no siempre presente, es la presencia de un nivel vítreo compacto, masivo, similar a las obsidianas, en la base del flujo, con texturas perlíticas, que puede llegar a tener hasta un par de metros de espesor. El vidrio está compuesto por una masa de vitroclastos intensamente deformados y compactados.
- 5) El espesor del flujo puede alcanzar hasta 100 m y en general recorren una distancia máxima de 40 km, bastante menor que algunos flujos piroclásticos de bajo grado. El volumen es pequeño, del orden de 5 a 40 km³, comparativamente mucho menor respecto a las ignimbritas de bajo grado. La relación de aspecto es alta.
- 6) Las ignimbritas de alto grado están raramente relacionadas a depósitos de caída y a brechas en general.

3.12.2 Ignimbritas de bajo grado

Las ignimbritas de bajo grado no muestran texturas que indiquen flujo, aunque los vitroclastos están deformados y poseen orientación debido a los procesos de compactación posteriores a la deposición. La mayor parte de las texturas observadas son posdeposicionales, es decir se formaron una vez que el flujo se ha detenido.

Las densidades de las rocas son menores que las de las ignimbritas de alta temperatura. La extensión lateral puede ser mucho mayor que las ignimbritas de alto grado, alejándose una mayor distancia del centro emisor.

Las características más importantes de las ignimbritas de bajo grado se pueden resumir en los siguientes puntos:

- 1) Los vitroclastos se encuentran orientados, pero no muestran signos de haber fluido. Rodean a los cristaloclastos y a los líticos mostrando mayor deformación a lo largo de los contactos. Estas texturas se denominan eutaxíticas y se cree que se producen con posterioridad al emplazamiento y durante los procesos de compactación y pérdida de volátiles.
- 2) Los fiammes son achatados, tendiendo a ser ovoidales. Cuando la temperatura del material eruptado es baja se observan directamente las pómez sin ninguna deformación. En estos casos se restringe el desarrollo de fiammes en las ignimbritas.
- 3) Los clastos de rocas volcánicas consanguíneas son frecuentes, característica que es también común a algunas ignimbritas de alto grado.
- 4) Pueden alcanzar un volumen muy grande, del orden de centenares de km^3 y pueden recorrer enormes distancias de hasta más de 100 km. En el perfil vertical de una unidad de flujo se observa que la densidad de las rocas varía de la base al techo, siendo máxima en el tercio superior (Figura 3.5)
- 5) La composición varía desde andesitas hasta riolitas con una afinidad química calcoalcalina, que son características de ambientes orogénicos.
- 6) Están estrechamente asociadas a depósitos de caída, lavas y todo tipo de brechas, inclusive lahares.

3.13 Fuentes de emisión

Las fuentes de emisión de grandes volúmenes de ignimbritas están asociadas a calderas de colapso, mientras que ignimbritas de volúmenes pequeños a intermedios son comúnmente derivadas de fracturas anulares. Sin embargo, se ha visto que algunas fuentes de emisión ocurren a lo largo de extensas fisuras lineares; aparentemente controladas por un sistema de fallamiento regional en zonas de extensión.



Figura 3.4 Perfiles verticales y laterales esquemáticos de ignimbritas de alto grado. El grado de soldamiento es casi uniforme tanto en sentido vertical como lateral. Es característico un banco de vidrio en la base, que está constituido por vitroclastos intensamente deformados y compactados. (Tomada de Francis, 1993).



Figura 3.5 Perfiles verticales y laterales esquemáticos de ignimbritas de bajo grado. La porción más soldada se encuentra en el interior de la ignimbrita y disminuye hacia la parte distal. (Tomada de Francis, 1993).

3.14 Agradación progresiva y cambios de un flujo particulado a flujo no particulado.

Terminología tomada de Branney y Kokelaar (1992).

El *flujo no particulado* se refiere al material compuesto de partículas que están aglutinadas, de tal manera que no pueden moverse independientemente una de otra.

Cuando la tasa de depósito permanece constante en cualquier punto a lo largo del camino, se forma un *flujo particulado estable*; si la tasa y /o el estilo cambian respecto al tiempo se origina un *flujo particulado no estable*. El flujo particulado y el no particulado presentan diferentes reologías por lo tanto sus componentes viajan a diferentes velocidades y responde a la topografía de diferente manera. Esto puede causar una separación y la formación de dos flujos independientes.

Se define como transición P-NP a la transformación entre un flujo particulado estable a flujo particulado no estable, la cual ocurre dentro y justo debajo de una capa límite de depósito. En este límite las partículas calientes y viscosas colisionan caóticamente, su interacción permite que se adhieran y que posteriormente tengan un comportamiento fluidal. La transición P-NP esta controlada por: 1) factores que influyen las propiedades reológicas de las partículas emitidas (tasa de esfuerzo, temperatura y composición incluyendo volátiles), 2) el enfriamiento y liberación de volátiles durante el transporte, 3) el tamaño de partículas y 4) las características de concentración de la capa límite del depósito.

En cualquier punto a lo largo del flujo si uno o más de estos factores cambian respecto al tiempo será un flujo no estable. Así la transición P-NP puede desarrollarse momentáneamente o repetidamente durante el paso de un flujo no estable, o puede ocurrir continuamente durante el paso de un flujo cuasiestable, aportado por una erupción explosiva sostenida.

Las sucesiones verticales de facies desarrolladas en el depósito de ignimbrita de alto grado reflejan cambios temporales en la estabilidad del flujo y en el material aportado por la fuente.

La transición P-NP también está afectada por factores que afectan el comportamiento del flujo como lo es la topografía. Esto puede ocurrir en cualquier ubicación lateralmente entre un sitio proximal de compactación y el límite distal del flujo. En la mayoría de las veces ocurre a lo largo de una considerable distancia del camino del flujo.

Las variaciones verticales en cuanto a la deformación y soldamiento de la fabrica reflejan características de la capa límite de depósito (fluctuaciones a partir de la suspensión-sedimentación directa a deposición vía carpetas de tracción) así como también posibles modificaciones que resulten de una subsecuente, posdeposicional carga caliente y deslizamiento "slumping".

Procesos similares también pueden indicar gradaciones laterales en las litofacies, así como en conductos y fuentes llenas con ignimbritas soldadas. La ignimbrita de alto grado tiene implicaciones para ignimbritas en general, y denota las limitaciones de los modelos de emplazamiento aceptados, implicando principalmente transporte no turbulento de alta concentración y enfriamiento masivo del depósito.

Las secuencias de ignimbritas estratificadas se forman por la gradación progresiva durante el paso de un solo flujo. La aglutinación puede ocurrir en la parte basal. Durante la incursión inicial del flujo los aglutinados se enfrían y se congelan contra el suelo.

Durante el paso sostenido del flujo la aglutinación continúa de tal forma que las capas de no particulados (aglutinados), engrosan (agradan) y se vuelven móviles y son susceptibles a movimientos inducidos por gravedad y tracción, por cizalla producida por el sobrecorrimiento de la parte particulada de flujo.

3.15 Ignimbritas en la Faja Volcánica Transmexicana.

El magmatismo silícico en la FVTM está asociado con la formación de un vulcanismo de tipo explosivo que originó grandes volúmenes de depósitos piroclásticos ó ignimbritas. A continuación se mencionan aquellas que han sido objeto de estudio por diferentes autores: Ignimbrita Colón, Ignimbrita Terrero, Ignimbrita Lago de Cuitzeo, Toba Amealco, Toba Huichapan, Ignimbrita Xáltipan, Ignimbrita Zaragoza, Toba Donguinyó, Ignimbrita San Gaspar e Ignimbrita El Castillo. (Figura 3.6).

En la tabla 3.2 se hace una descripción sobre las características generales de algunas de las ignimbritas de la FVTM.

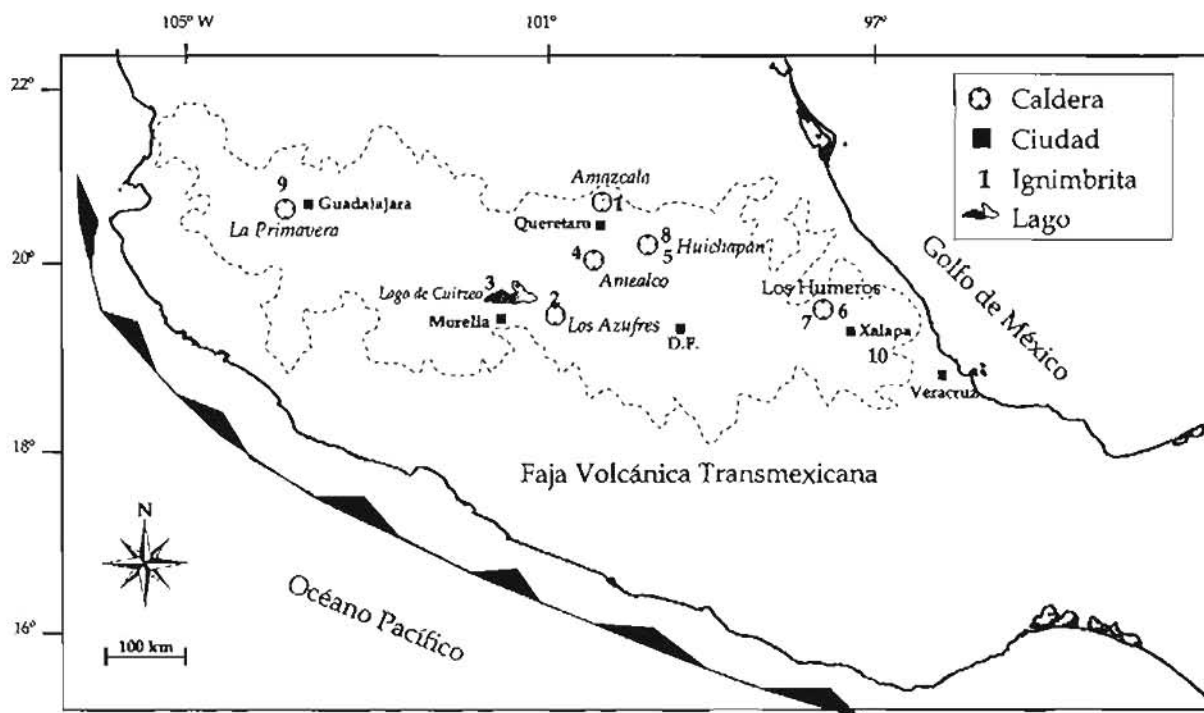


Figura 3.6 Localización de algunos depósitos de ignimbrita en la Faja Volcánica Transmexicana.

1 Ignimbrita Colón, 2 Ignimbrita Terrero, 3 Ignimbrita Lago de Cuitzeo, 4 Toba Amealco, 5 Toba Huichapan, 6 Ignimbrita Zaragoza, 7 Ignimbrita Xáltipan, 8 Toba Donguinyó, 9 Ignimbrita San Gaspar, 10 Ignimbrita El Castillo.

Tabla 3.2 Características generales de algunas de las principales ignimbritas de la Faja Volcánica Transmexicana

Ignimbrita	Localización	Composición y color	Edad Ma	Espesor m	Área Km ²	Vol. Km ³	Grado de soldamiento	Mineralogía	Razón de Aspecto
¹ Colón (1)	Depositada al E y NE de la Caldera de Amazcala, Querétaro.	Riolítica. Intercalada con depósitos de surge y de caída. Blanca a amarilla.	7.3 ± 0.5	80 máximo	-----	36.7	Pobremente a parcialmente	Fenocristales de cuarzo sanidino, pómez blanca, matriz arenosa de pómez molida.	Bajo
² Terrero (2)	Expuesta al norte de la caldera de los Azules, Michoacán.	Andesita de cuarzo a dacita. Café claro.	6.12 ± 0.6	30 promedio	1,000	30	Medianamente	Fenocristales de abundantes pl, pequeñas pómez y fragmentos líticos.	
³ Lago de Cuizco (3)	Expuesta alrededor del lago de Cuizco, cerca de la Cd de Morelia, Michoacán.	Diferentes colores gris, violeta y blanco.	2.8 ± 0.2	40 promedio	2,000	80	Diferentes facies, variando de ignimbrita soldada vítrea de color gris a violeta a no consolidada de color blanco.	Fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa, y pocos ortopiroxenos. Con fragmentos líticos y pómez del tamaño de 1 cm.	
⁴ Toba Amealco (4)	Depositada en los alrededores de la caldera Amealco, Querétaro.	Secuencia de flujos piroclásticos traquiandesíticos a traquidacitos. Compuestos por 3 ignimbritas Amealco I, Amealco II y Amealco III. Intercaladas con depósitos de ignimbrita no soldada, surge, y flujos de lodo.	4.68 ± 0.10	34 promedio	2,380	77	De soldada a parcialmente soldada.	Fenocristales de plagioclasa, augita hiperstena, ilmenita y titanomagnetita accesorios de apatito y zircón.	Bajo
⁵ Toba Huichapan (5)	Depositada a 66km al E y NE de la caldera Huichapan, Hidalgo.	Ignimbrita vítrea fésica de color rosa. Asociados depósitos de ignimbrita no soldada, surge, y flujos de lodo.	3.52 ± 0.16	En un rango de 3 a 10			Soldada, con juntas columnares verticales bien desarrolladas.	Compuesta en su mayoría por esquizas de vidrio y algunos cristales de cuarzo y sanidino.	
⁶ Zaragoza (6)	Expuesta en los alrededores de la caldera de los Húmeros, Puebla.	Riodacita a andesita	0.1	2.5 - 20 16 promedio	1,500	15	No consolidada	Riodacita plagioclasa ortopiroxeno clinopiroxeno, y óxidos de Fe-Ti. Andesita plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, óxidos y olivino.	
⁷ Xaltipen (7)	Expuesta en los alrededores de la caldera de los Húmeros, Puebla.	Riolita a riodacita y escasamente andesítica. Compuesta principalmente por pómez afírica.	0.46	150	3,900	115	No consolidada y consolidada	Riolítica plagioclasa, biotita, óxidos y clinopiroxeno. Dacita plagioclasa, ortopiroxeno clinopiroxeno óxidos, biotita, bomblanda y olivino. Andesita plagioclasa,	

								clinopiroxeno, olivino y óxidos	
² Toba Donguiyó (8)	Depositada a 12 km al NE de la caldera Huichapan, Hidalgo.	Traquidacita	4.3 ± 0.3	En un rango de 1 a 10	—	—	Deasamente soldada y juntas columnares	Plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti	
⁷ San Gaspar (9)	Depositada al N-NE de la caldera de La Primavera, Guadalupe.	Compuesta de vidrio porfirítico oscuro.	4.8 ± 0.3	15 promedio	1,000	15	Fuertemente soldada	Fenocristales de plagioclasa, augita, hiperstena, hornblenda y biotita.	
⁴ El Castillo (10)	Depositada al SW de la Cd. de Xalapa, Veracruz.	Flujos piroclásticos de composición riolítica.	2436 ± 0.125 2208 = 0.071	35 promedio	636.75	22.28	No consolidada a consolidada	Fenocristales de Sanidino, cuarzo y biotita. Accesorios de circon. Matriz vítrea	Low

¹Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001; ²Aguirre-Díaz *et al.*, 1997; ³Aguirre-Díaz, 1996; ⁴Carrasco-Núñez y Branney, 2005; ⁵Ferrari *et al.*, 1991; ⁶Ferriz, 1985; ⁷Gilbert *et al.*, 1985; ⁸Este trabajo.

CAPITULO 4

Ignimbrita el Castillo

4.1 Estudios Previos

Los trabajos realizados acerca de la ignimbrita El Castillo (IEC) son escasos y solo la aluden como un depósito piroclástico, sin detallar sus características.

López-Hernández (1995), la describe como un flujo piroclástico de 80 m de espesor de color gris claro sin soldar, con bajo porcentaje de pómez y algunos fragmentos angulosos de andesita, así como de escoria basáltica de hasta 20 cm de diámetro; cubierta de 3-10 m de suelo y que se localiza a 5 km al Sur de Xalapa. González-Mercado (2005) le da el nombre de ignimbrita Las Víboras y la define como una secuencia de flujos piroclásticos de color rosa, de composición riolítica, que se encuentran consolidados en la base del flujo y no consolidado hacia la cima, y le asigna una edad del Plioceno. Carrasco-Núñez *et al.*, 2006, señala que la avalancha Las Cumbres sobreyace a una ignimbrita riolítica, y que el contacto esta representado por una superficie irregular de marcado carácter erosivo.

4.2 Sección Tipo

La sección tipo de la IEC, se localiza en las proximidades de la comunidad El Castillo, a 10 km al NE de Xalapa (Figura 2.2). En este lugar se observa una secuencia de flujos piroclásticos entre 70-80 metros de espesor.

A pesar de que su contacto inferior (basamento) no esta expuesto, se elige esta sección como tipo, debido a su espesor y a la presencia de ambas litofacies. (Figura 4.1).

4.2.1 Descripción litológica

La ignimbrita El Castillo (IEC) consiste de al menos dos secuencias (Figura 4.2 a y b) de flujos piroclásticos de composición riolítica, consolidados en la base del flujo y no consolidados en la cima.

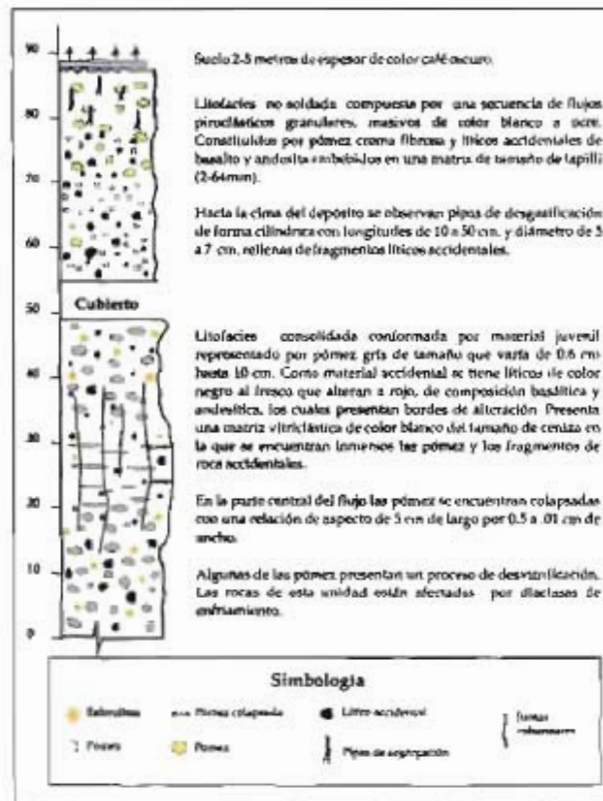


Figura 4.1 Diferentes litofacies observadas en la sección tipo de la ignimbrita El Castillo, en un caminamiento comprendido entre los alrededores de la comunidad El Castillo.

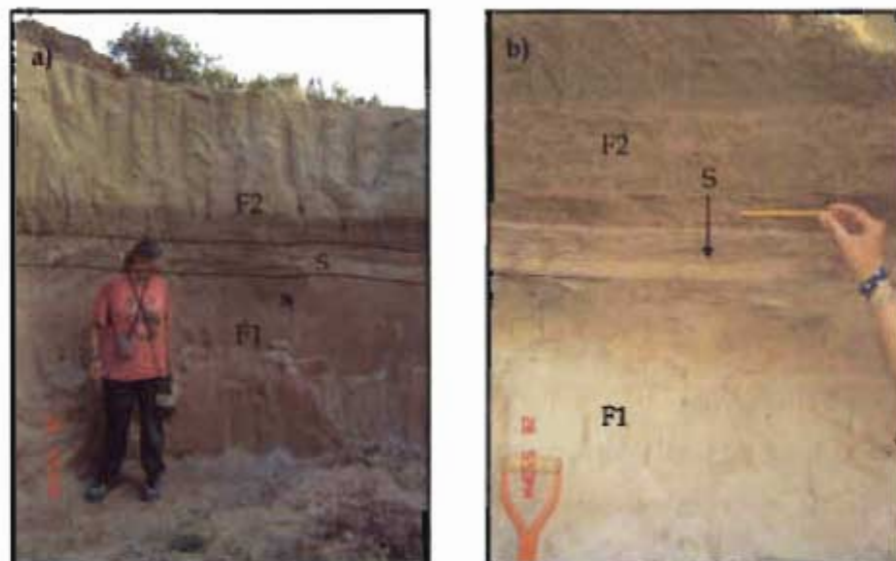


Figura 4.2 a) Fotografía que muestra dos secuencias de flujos piroclásticos F1 y F2, separados por una oleada piroclástica "S". b) Detalle del contacto erosivo entre los dos flujos. Afloramiento localizado en el poblado de Chavarrillo.

Litofacies consolidada.

Es típicamente de color blanco a gris claro en roca fresca y tonos crema como color de intemperismo, está constituida por una matriz vítrea (70-80%), material juvenil representado por fragmentos de pómez (15-20%) y líticos accesorios accidentales (5-10%) (Figura 4.3).

Los afloramientos se alinean en dirección NE-SW y tienen una morfología de mesetas, con espesores promedio que van de los 30 a 40 m aproximadamente. La ignimbrita está afectada por diaclasas de enfriamiento con orientaciones preferenciales de N45°W 90°; tiene una abertura de 0.5-2 cm, y en ocasiones se encuentran rellenas (Figura 4.4 a y b).

La matriz es de color blanco del tamaño de la ceniza, constituida en su mayoría de pequeñas esquirlas de vidrio y cristales. La pómez es de color gris claro al fresco que intemperiza a gris oscuro. Sus formas tienden a ser de ovaladas a elípticas, su tamaño máximo es de 10 cm, y su tamaño promedio es de 3.5 cm (Figura 4.5). Contiene fenocristales de biotita y feldespato. La biotita sirvió como mineral índice para identificar a la ignimbrita en la zona. En la parte media del flujo, las pómez se encuentran colapsadas con una relación de aspecto de 5 cm de largo por 0.5 a .01 cm de ancho (Figura 4.6). Algunas de las pómez presentan evidencia de desvitrificación (Figura 4.7).

Los líticos accidentales tienen una composición basáltica y andesítica, son de color negro que intemperizan a rojo. Sus formas son tabulares a irregulares de subangulosas a angulosas y su tamaño oscila entre 0.2 mm y 10 cm. Alrededor de algunos de estos líticos se observan bordes de reacción de aproximadamente 1 mm de espesor de color rojo (óxidos) (Figura 4.8). Los fragmentos de basalto son de textura afanítica y vesicular, con vesículas ligeramente interconectadas cuyos tamaños varían de 1 a 0.5 mm de diámetro. Contienen fenocristales de olivino y plagioclasa embebidos en una matriz. Los líticos de andesita tienen textura afanítica, con fenocristales de plagioclasa de forma tabular y tamaño promedio de 1 a 2 mm de longitud.

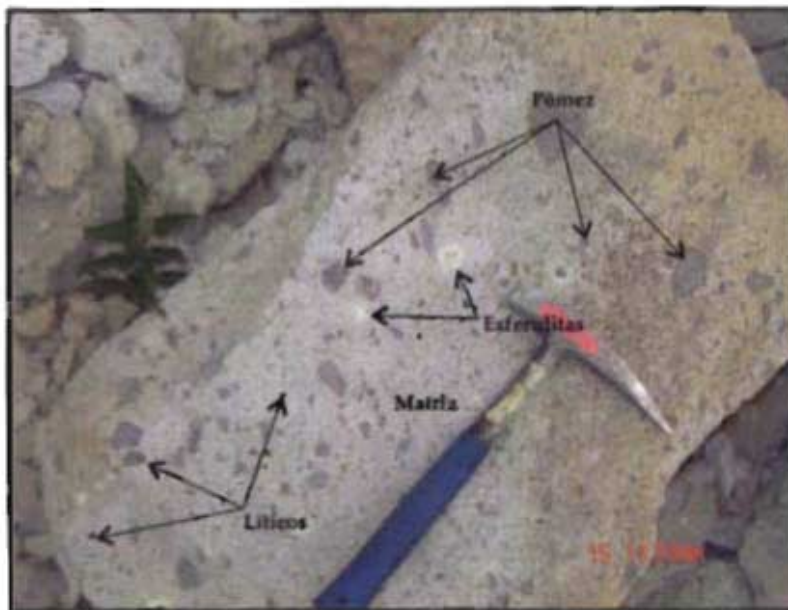


Figura 4.3 Fotografía mostrando los componentes de la litofacies consolidada de la ignimbrita el Castillo. La pómez es de color gris oscuro, los líticos accidentales son de color negro, ambos embebidos en una matriz vitriclástica.

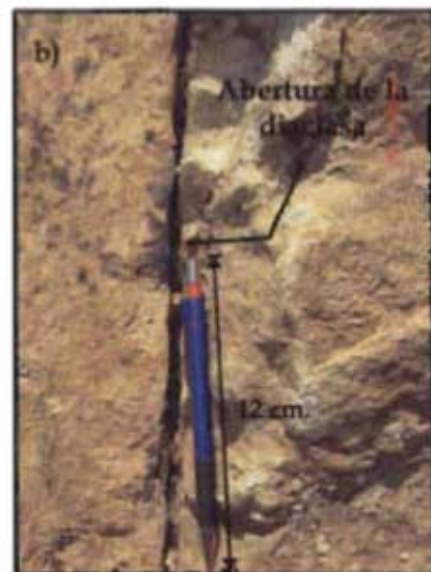


Figura 4.4 a) Panorámica de la facies soldada, afectada por juntas de enfriamiento verticales b) Acercamiento en donde se observa la abertura de las juntas. Fotografías tomadas en la localidad El Lencero.

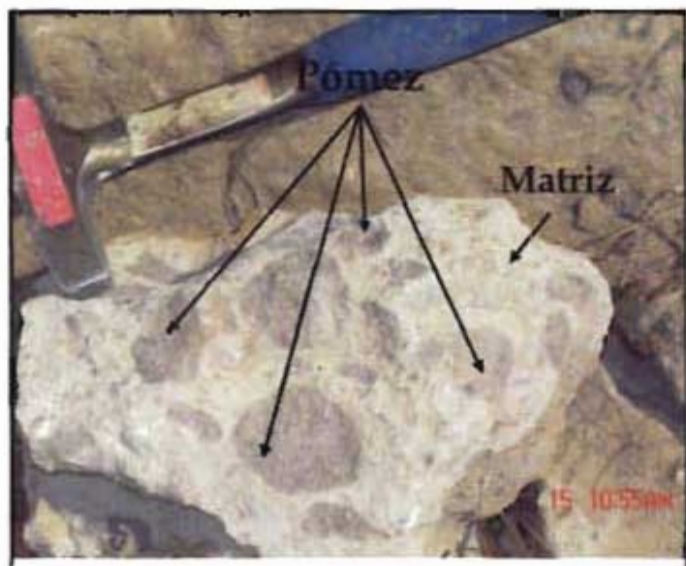


Figura 4.5 Pómez de color gris claro al fresco que intemperiza a gris oscuro, con formas elípticas. Afloramiento localizado en el poblado Colonia Seis de Enero.

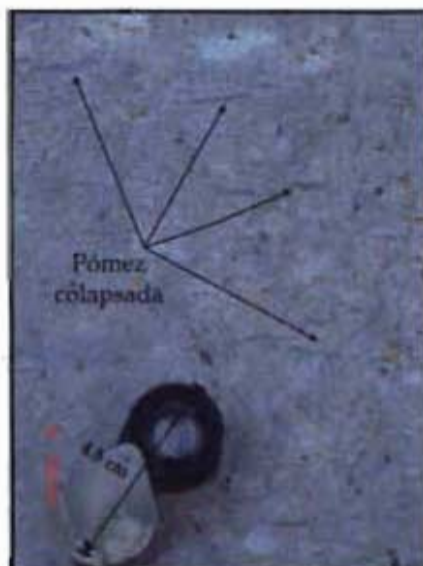


Figura 4.6 Pómez colapsadas con una relación de aspecto de 3 cm de largo por 5 a 1 mm de ancho. Afloramiento localizado en el poblado Colonia Seis de Enero.

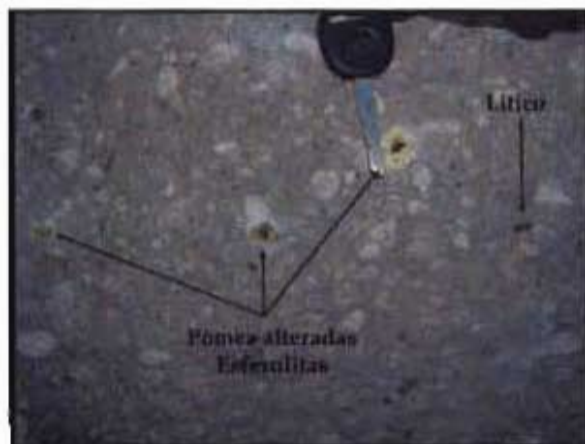


Figura 4.7 Pómez con evidencias de desvitrificación (esferulitas).

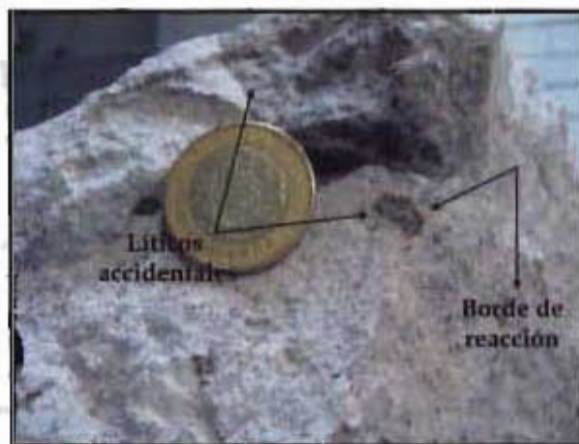


Figura 4.8 Líticos de andesita con bordes de reacción de aproximadamente 1 mm.

Litofacies no consolidada. Está compuesta por una secuencia de flujos piroclásticos masivos, granulares de color crema al fresco y ocre al intemperismo. Su espesor promedio varía entre 10-15 m. Sus componentes principales son pómez (15-20%), líticos accidentales de basalto y andesita (5-10%) embebidos en una matriz vítreo-cristalina (70-80%).

La matriz es de color amarilla a ocre del tamaño de lapilli, constituida por pómez molida, esquirlas de vidrio, cristales y en menor proporción líticos accidentales.

Los fragmentos de pómez son de color amarillo al fresco que intemperiza a crema, con formas ovaladas a tabulares, subredondeadas a subangulosas sus tamaños varían entre 0.5 y 15 cm (Figura 4.9). Contienen cristales de biotita de color pardo de forma tabular y feldespatos. Su textura es fibrosa, con vesículas alargadas de 0.5 a 1mm de diámetro de forma helicoidal.

Los líticos accidentales son de basalto y andesita (Figura 4.10). Los primeros son de color negro al fresco que intemperiza a rojo, son subangulosos a angulosos con formas prismáticas, cúbicas e irregulares y sus tamaños que varían de 0.5 a 15 cm Tienen textura afanítica, y están formados por cristales de olivino y plagioclasa, embebidos en una matriz vítrea con vesículas de 0.5 a 5 mm ligeramente interconectadas. Los fragmentos de andesita son de color gris oscuro, su textura es porfirítica con fenocristales de plagioclasa de 1 a 3 mm de largo, la matriz es microcristalina y vítrea con vesículas de 1mm de largo de forma elíptica.

Hacia la cima del depósito se observan pipas de desgasificación de forma cilíndrica con longitudes de 10 a 150 cm y diámetro de 5 a 7 cm enriquecidas de fragmentos líticos accidentales (Figura 4. 11 a y b). También se forman pináculos debido a la erosión.

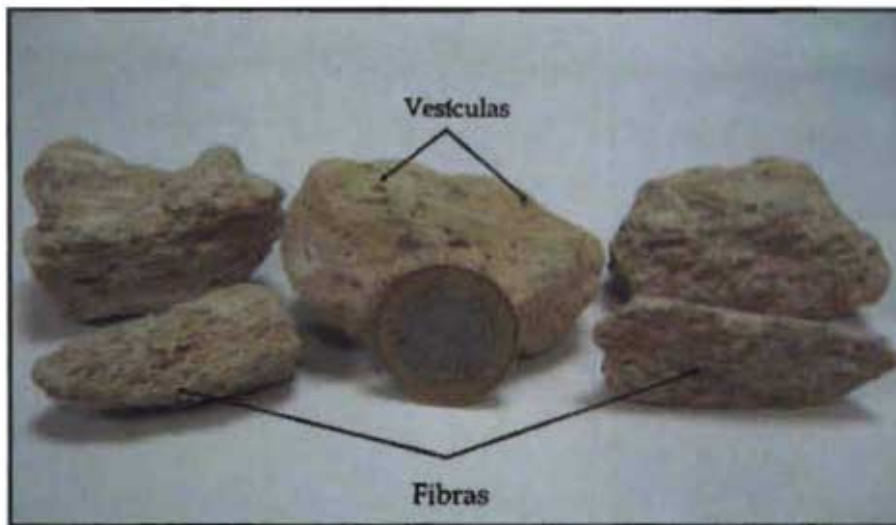


Figura 4.9 Pómez de forma ovalada a tabular, con aristas subangulosas a subredondeadas.

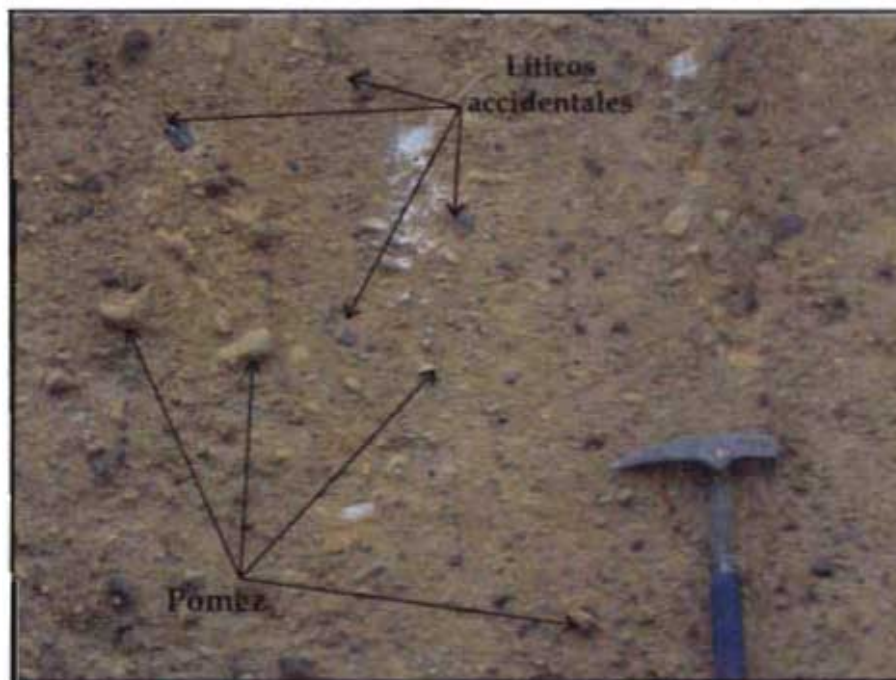


Figura 4.10 Líticos accidentales de color negro de composición basáltica y andesita. Con formas irregulares y subangulosos y tamaños que varían de 0.5 a 15 cm

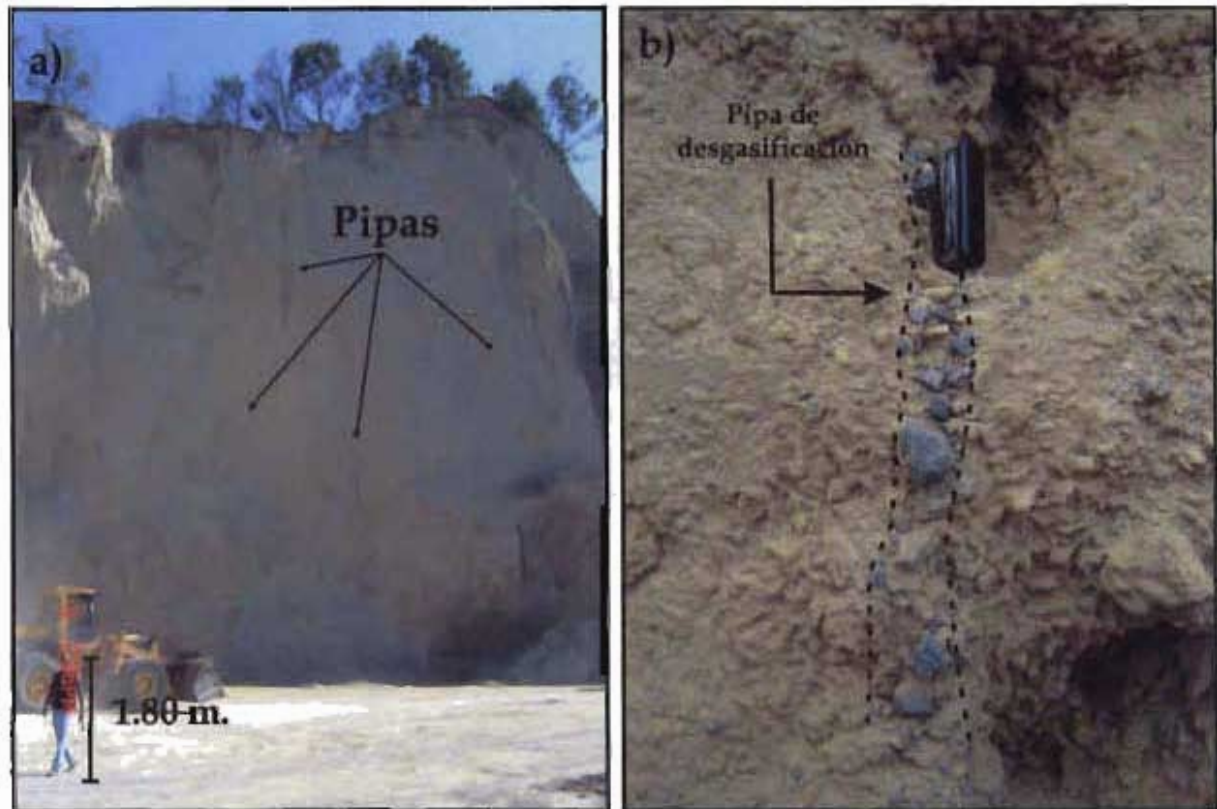


Figura 4.11 a) Observe el tamaño que alcanzan las pipas de desgasificación y las formas cilíndricas que adoptan. Foto tomada en la cantera del poblado de Jilotepec. b) Detalle de una pipa de desgasificación, observe el enriquecimiento en líticos. Foto tomada en el poblado El Castillo

4.3 Distribución

La ignimbrita El Castillo tiene una distribución en forma de franja, su parte alargada tiene una orientación NW-SE con una longitud variable entre 32 a 35 km. Se extiende desde la ciudad de Xalapa, hasta el poblado de Pinoltepec, también esta expuesta en las rancherías de El Jicaro, Xoltepec y Totolapan (Figura 4.12). Su parte angosta esta orientada NE-SW y varía de 16 a 20 km de extensión, observándose desde el poblado de Llano Grande hasta La Tinaja. También se extiende en forma de mesetas aisladas hacia la región noroeste en los poblados Cerro Grande, Flor Blanca y Mesa de Guadalupe (Figura 4.12).

La principal exposición de la ignimbrita en su facies no consolidada, se encuentra desde el municipio de Jilotepec (al noroeste de la ciudad de Xalapa) hasta las inmediaciones de los poblados de El Castillo, Castillo Chico, Pinoltepec y Tacotalpan en el sureste (Figura 4.12).

Mientras que su facies consolidada se encuentra mejor expuesta en los poblados de Las Víboras, La Tinaja y Mesa de Guadalupe (Figura 4.12).

Existen zonas donde la ignimbrita no aflora, debido a que se encuentra cubierta por rocas más jóvenes (extensos flujos de lava del CVX, o por los depósitos de Las Cumbres).

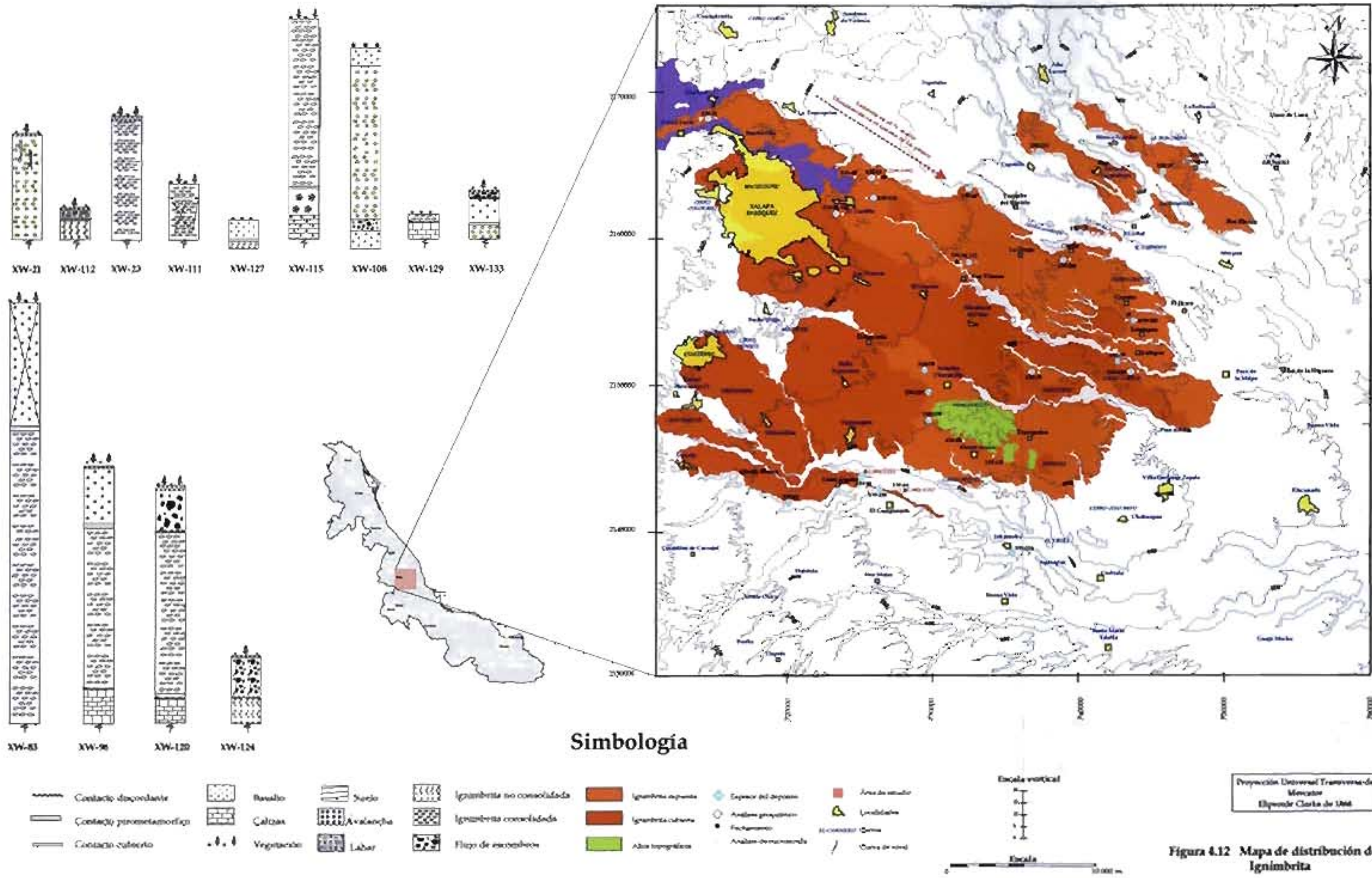
4.4 Relaciones Estratigráficas

Debido su extensa distribución, las relaciones estratigráficas de la ignimbrita El Castillo son muy variables, principalmente en los contactos superiores.

Por lo general, sobreyace discordantemente a la Formación Guzmantla del Cretácico Superior (Figura 4.13). Sin embargo, al sur del área de estudio el contacto con estas rocas coincide aproximadamente con el eje del Río Tenexapa, el cual tiene una orientación NW-SE. Mientras que en la Sierra de Chavarillo se le observa bordeándola (Figura 4.14).

En el extremo Nororiental del área de estudio, se encuentra cubriendo a los Basaltos Chiconquiaco-Palma Sola (Figura 4.15) y en una sección realizada a lo largo del Cerro La Capilla, sobreyace a la avalancha Mesa de Guadalupe.

Su contacto superior se observa en la porción Norte, en donde subyace a los flujos de lava La Joya y "*Central Cone Group*" (Figura 4.16) y a los lahares Chiltoyac. Mientras que en la zona centro, a lo largo de la autopista Xalapa-Veracruz (#140), se observa cubierta en contacto pirometamórfico de 0.50 -2.0 m de espesor con lavas del CVX (Figura 4.17). En la porción sur sobre la carretera que cruza el Río de Los Pescados con dirección al poblado El Campanario, el contacto superior está formado por una superficie erosiva de la unidad de flujo de escombros Las Cumbres (Figura 4.18).



XW-21 XW-112 XW-22 XW-111 XW-127 XW-115 XW-108 XW-129 XW-133

XW-83 XW-98 XW-120 XW-124

Simbología

- | | | | | | | |
|--------------------------|------------|-----------|---------------------------|---------------------|----------------------|-----------------|
| Contacto discordante | Basalto | Suelo | Ignimbrita no consolidada | Ignimbrita expuesta | Espesor del depósito | Área de estudio |
| Contacto prismetamórfico | Calizas | Avalancha | Ignimbrita consolidada | Ignimbrita cubierta | Anillos geotérmicos | Limitación |
| Contacto cubierto | Vegetación | Lobar | Flujo de escoriación | Alta topográfica | Puntos de muestreo | Curvas de nivel |



Proyección Universal Transversa de Mercator
Elipsoido Clarke de 1866

Figura 4.12 Mapa de distribución de la Ignimbrita

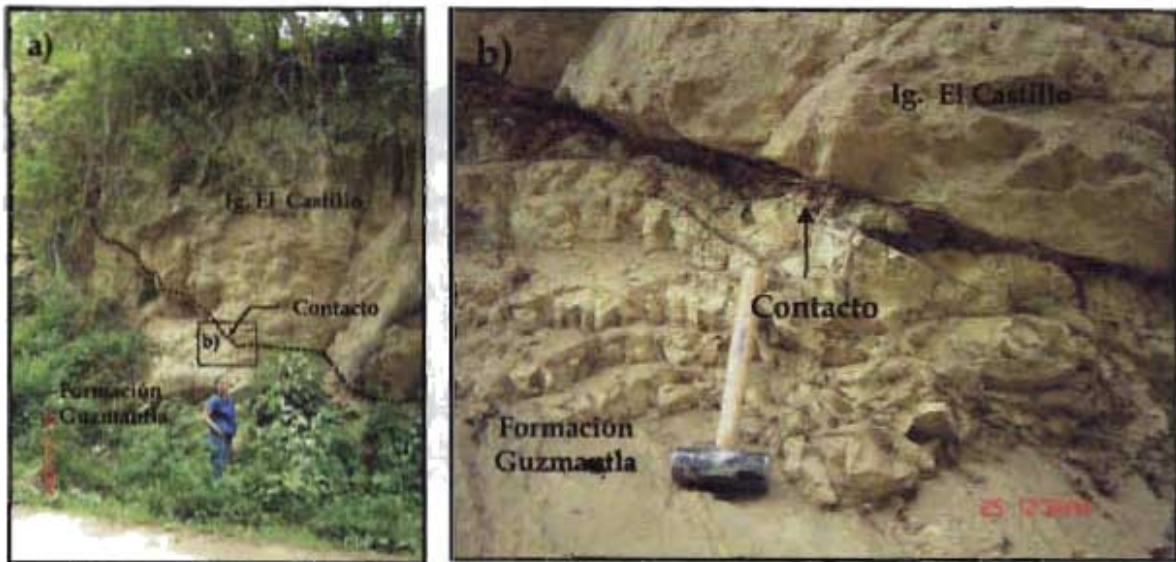


Figura 4.13 a) Depósitos de la IEC cubriendo discordantemente a la Formación Guzmantla. b) Detalle del contacto. Punto localizado a 2 km del poblado Llano Grande.



Figura 4.14 Depósitos de la IEC bordeando a la caliza. Punto situado en las afueras del poblado Monte Oscuro



Figura 4.15 Panorámica del contacto entre la IEC y los basaltos Chiconquiaco; las flechas indican el borde de dicho contacto. Vista con dirección Sur desde el Cerro la Capilla.



Figura 4.16 Vista panorámica en el mirador del poblado El Tronconal, observe como los flujos de lava La Joya, se emplazan sobre las fracturas formadas en la ignimbrita El Castillo.



Figura 4.17 Derrames de lava del Volcán Cerro Gordo cubriendo a la ignimbrita El Castillo. Observe la aureola de contacto de color rojo. Foto tomada en un corte sobre la autopista Xalapa-Veracruz (#140).

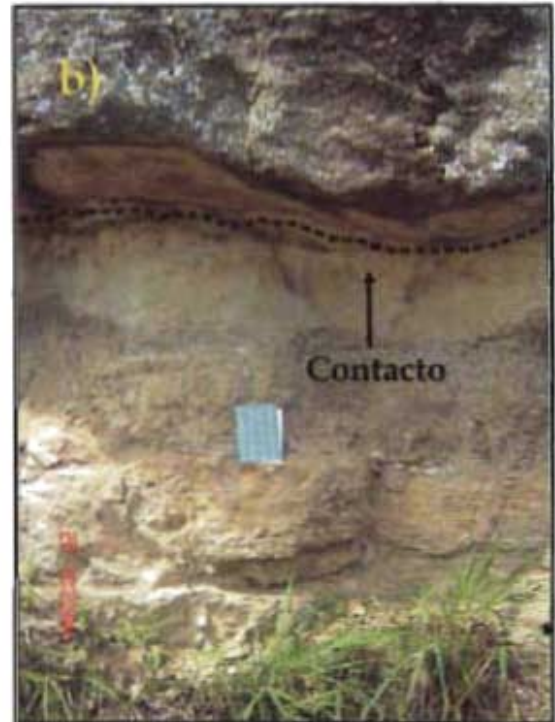
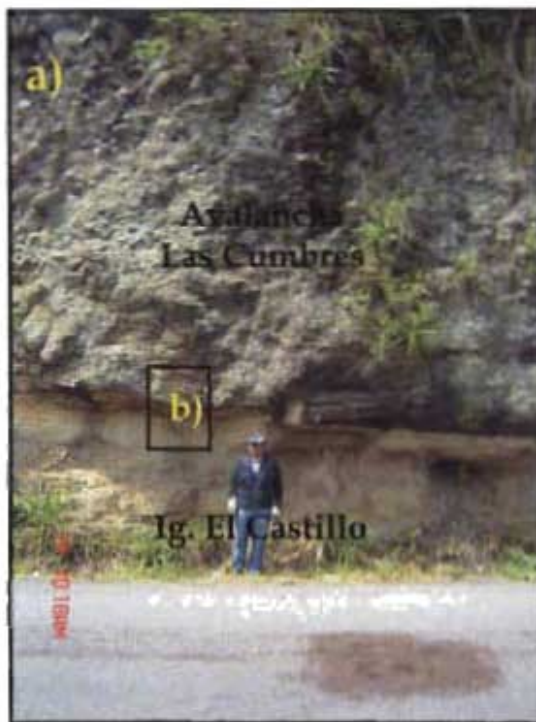


Figura 4.18 a) Depósitos del flujo de escombros Las Cumbres, cubriendo discordantemente a la ignimbrita El Castillo. b) Detalle del contacto, en donde se observa la alteración de la parte superior de la ignimbrita. Corte de carretera que va de Tuzamapan al Campanario.

4.5 Variaciones laterales

Freundt *et al.* (2000), establece que los depósitos de ignimbrita suelen presentar cambios significativos laterales en función de la distancia a su fuente de emisión. A medida que se aleja de la fuente, estas variaciones se ven reflejadas principalmente en la disminución del espesor, el tamaño de líticos y pómez y el aumento en el porcentaje de matriz.

En los afloramientos de la ignimbrita El Castillo, estas características varían de manera general del noroeste hacia el sureste, con un alcance máximo de 35 km (Figura 4.12), lo cual permite diferenciar tres zonas: proximal, media y distal.

Debido a que se desconoce su fuente, se estableció como punto de partida para determinar la extensión de cada una de estas zonas, el afloramiento localizado en el poblado de Jilotepec; ya que es el primero que se observa en el extremo NW del área de estudio.

4.5.1 Zona proximal

Los máximos tamaños de los componentes de la ignimbrita ocurren en esta zona, la cual se extiende por 7 km. El afloramiento tipo de esta zona es el localizado en el poblado de Jilotepec.

Los depósitos consisten de flujos piroclásticos granulares de 30-50 m de espesor (Figura 4.19), escasamente clasificados. Están constituidos de 60 a 70% de matriz de tamaños de lapilli, de color crema. Contiene pómez color crema, de textura fibrosa, de tamaño variables entre de 7 y 10 cm con máximos de hasta 25 cm (Figura 4.20). Sus formas son tabulares y ovaladas de subangulosas a subredondeadas. Contiene también de líticos accidentales (10 a 15%) de formas irregulares y angulosos, de tamaños que varía de 3 cm hasta 1m como máximo y promedio de 5 a 10 cm (Figura 4.20). Está es la única zona donde se encontraron líticos accidentales de caliza (Figura 4.21).



Figura 4.19 Panorámica de la zona proximal de la ignimbrita el Castillo.

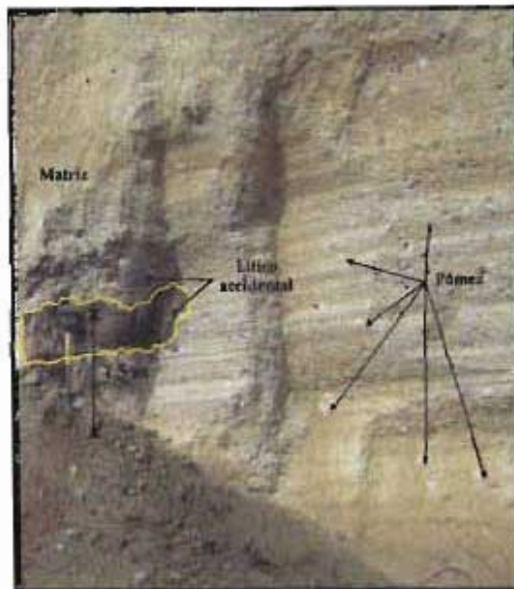


Figura 4.20 Fotografía que muestra la variación de los tamaños de clastos de pómez y líticos accidentales. Ambos embebidos en una matriz de lapilli. Afloramiento localizado en la cantera del poblado de Jilotepec.

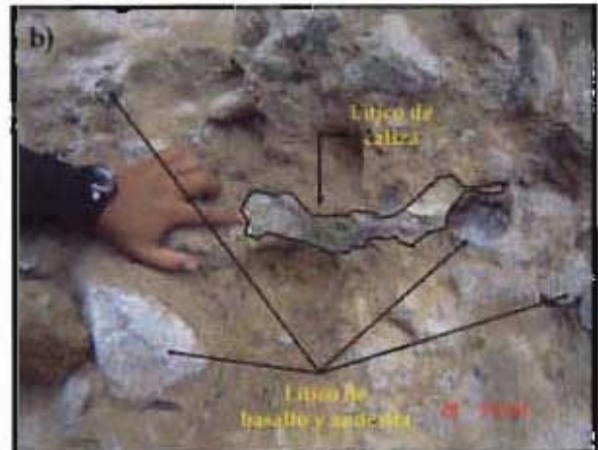
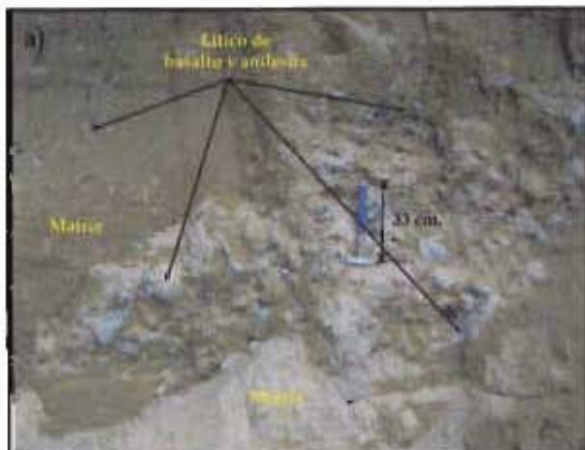


Figura 4.21 a) Fotografía donde se observan líticos accidentales de basalto y andesita de gran tamaño. b) Fotografía donde se observan líticos accidentales de caliza. Afloramientos en la cantera del poblado de Jilotepec.

4.5.2 Zona intermedia

La zona intermedia se extiende de los 7 a los 25 km en ella podemos encontrar las dos litofacias que componen a la ignimbrita, la consolidada y la no consolidada. Los mejores afloramientos se localizan en los poblados de El Castillo, la Tinaja, Otates y Coyolillo.

Aquí los depósitos consisten de flujos piroclásticos consolidados y no consolidados de 30-70 m de espesor moderadamente clasificados. Están constituidos de 70 a 75% de matriz de tamaño de lapilli a ceniza de color crema, pómez fibrosa de diámetro promedio de 2 a 3 cm con un máximo de 7 cm (Figura 4.22 a y b) de formas tabulares y ovaladas

subredondeadas. Contienen también de líticos accidentales (10%) de formas irregulares y angulosos, de tamaño que varia 1 a 10 cm con un promedio de 5 cm (Figura 4.23 a y b).

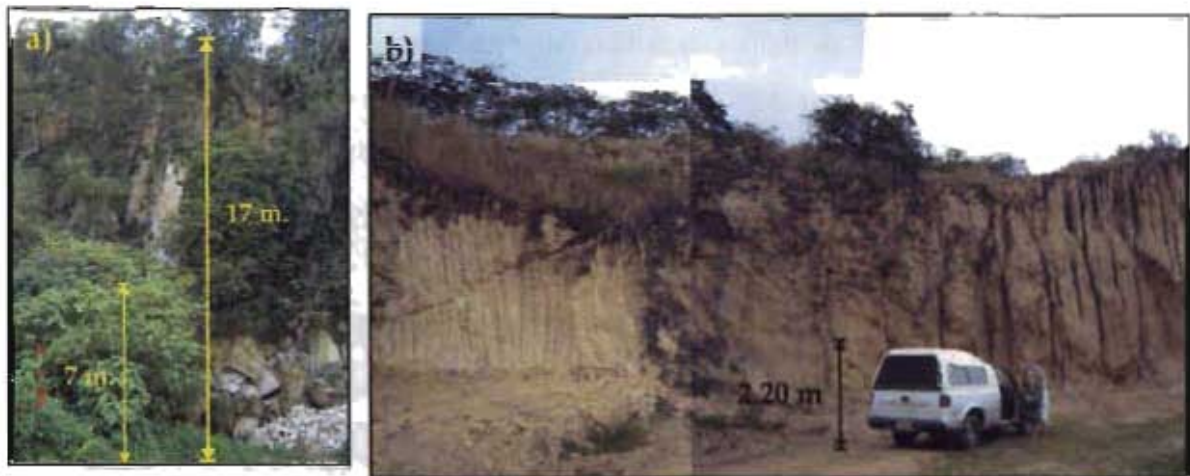


Figura 4.22 a) ignimbrita consolidada. b) Depósitos no consolidados de la ignimbrita el Castillo Panorámicas de la zona media localizados en una sección que va de el poblado El Castillo al poblado Seis de enero.

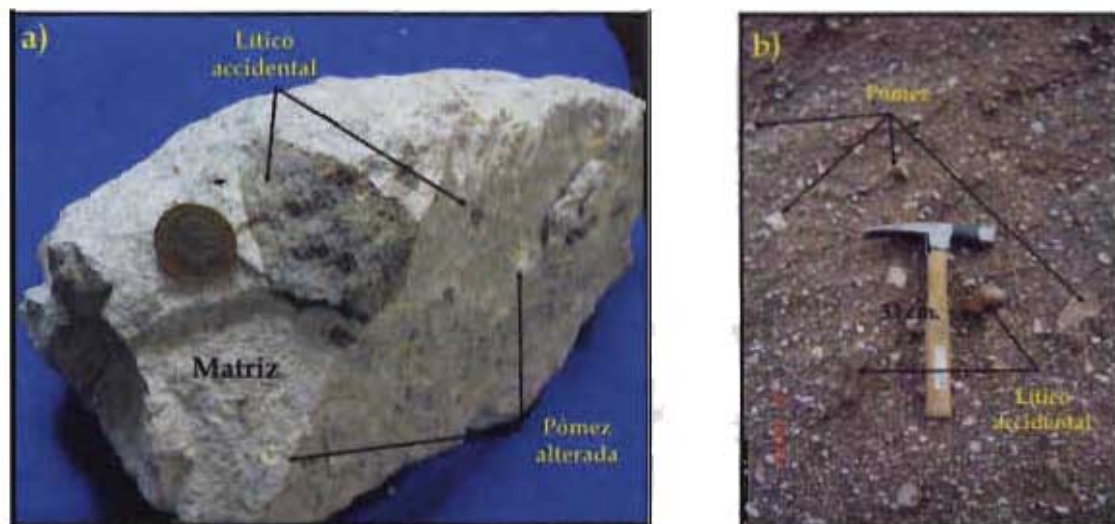


Figura 4.23 a) Acercamiento al deposito consolidado. Se distinguen los liticos accidentales, angulosos y mal seleccionados embebidos en una matriz vitriclástica. b) Detalle de la ignimbrita el Castillo no consolidada en la zona intermedia, observe los fragmentos de pómez moderadamente seleccionados, embebidos en una matriz.

4.5.3 Zona distal

Esta zona se encuentra entre los 25 a 35 km, los mejores afloramientos se pueden encontrar en los poblados de Flor Blanca, Xoltepec, Coyoles, Totolapan y Colonia la Paz.

En esta zona la ignimbrita El Castillo está representada por una secuencia de flujos de ceniza y pómez, que alcanzan espesores de hasta 25 m (Figura 4.24) y mínimos de 2 a 3 m. Los depósitos son masivos, bien clasificados de color blanco que intemperizan a ocre. Contiene entre 85% y 95 % de matriz de tamaño de ceniza de color blanco (Figura 4.25 a y b). Los clastos son de pómez con un tamaño máximo de 3 cm y promedio de 1 a 1.5 cm de formas ovaladas, subredondeadas a redondeadas y líticos accidentales que varían en contenido de 0 a 3% (Figura 4.26 b). En zonas muy distales los depósitos al parecer tuvieron contacto con agua ya que presentan un ligero retrabajo.



Figura 4.24 Panorámica de la zona distal, representados por depósitos masivos de color blanco que intemperizan a ocre. Afloramiento localizado en los alrededores del poblado Coyoles.

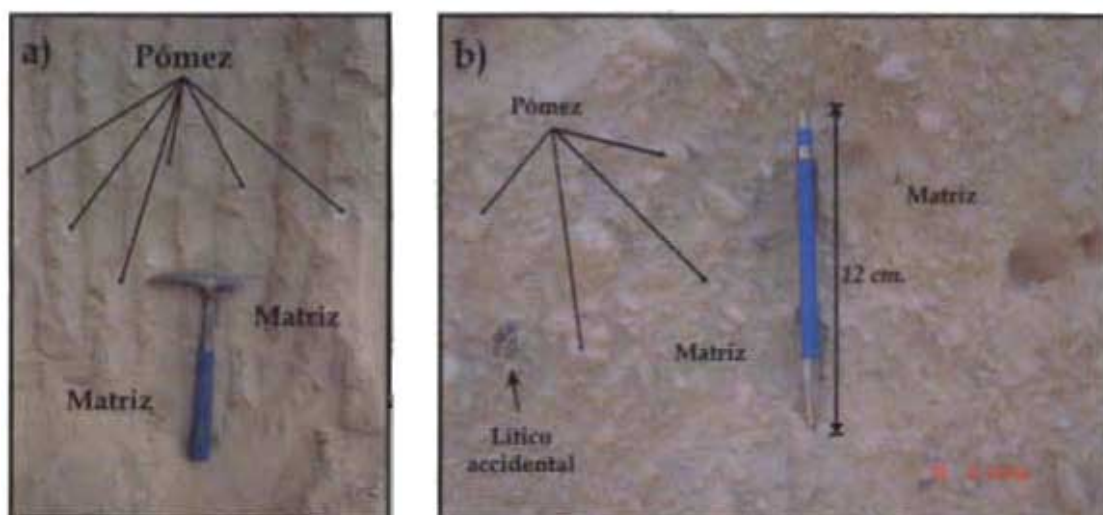


Figura 4.25 a) Se observa el alto porcentaje de matriz, en las zonas distales. b) Observe las pómez bien clasificadas de formas ovaladas y redondeadas. Fotografía tomadas en las afueras del poblado Totolapan

4.6 Área y volumen.

Los límites de distribución de la ignimbrita El Castillo fueron mapeados en campo, y solo fueron inferidos en los lugares donde la ignimbrita está cubierta por depósitos más jóvenes. El área total de la unidad es de 572 km²; de la cual 287 km² corresponde al área expuesta, mientras que 285 km² se encuentra cubierta por depósitos volcánicos más recientes. En la Tabla 4.1 se presentan los valores máximos y mínimos posibles del área y sus volúmenes asociados.

Con base en el área total, un espesor promedio de 35 m, y considerando la ignimbrita como un cuerpo tabular, se estimó un volumen de 20 km³. Este valor incluye los líticos accidentales y los espacios vacíos, por lo que no representa un volumen de roca densa equivalente.

Tabla 4.1 Valores máximos y mínimos de área y volumen determinados para la ignimbrita El Castillo.

Área (km ²)	Espesor (km)	Volumen km ³
Total		
572	0.140 máximo	80
572	0.002 mínimo	1.14
572	0.035 promedio	20
Cubierta		
285	0.140 máximo	39.9
285	0.002 mínimo	0.57
285	0.035 promedio	9.9
Expuesta		
287	0.140 máximo	40.18
287	0.002 mínimo	0.574
287	0.035 promedio	10.045

La Figura 4.26 muestra la relación lineal que existe entre el volumen (km³) de la ignimbrita y el diámetro de la caldera. Considerando los valores máximos y mínimos del volumen

obtenido, las dimensiones de una probable caldera asociada con los depósitos de la IEC, podría oscilar entre 12.7 y 17.5 km.

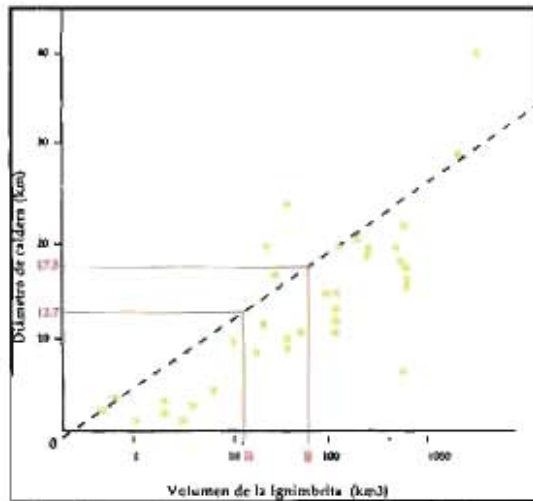


Figura 4.26 Esquema que muestra la relación del volumen vs. diámetro de la caldera de diversas ignimbritas. Modificada de Cas y Wright (1987).

4.7 Geomorfología

La expresión morfológica de los depósitos de ignimbrita es de mesetas que no exceden los 800 m de altura. Los escarpes están alineados NW-SE (Figura 4.27) con pendientes mayores a 60° , mientras que sus frentes tienen pendientes de 30° a 45° con dirección NE-SW (Figura 4.28 a y b). Estas mesetas quedan separadas por fuertes depresiones que generan desniveles de 100 a 200 m y forman valles en forma de U (Figura 4.29).

El principal patrón de drenaje que se desarrolla es el paralelo con una alta densidad de ramales de primero y segundo orden, aunque la actividad tectónica y las juntas de enfriamiento favorecen el desarrollo de patrones de tipo rectangular.

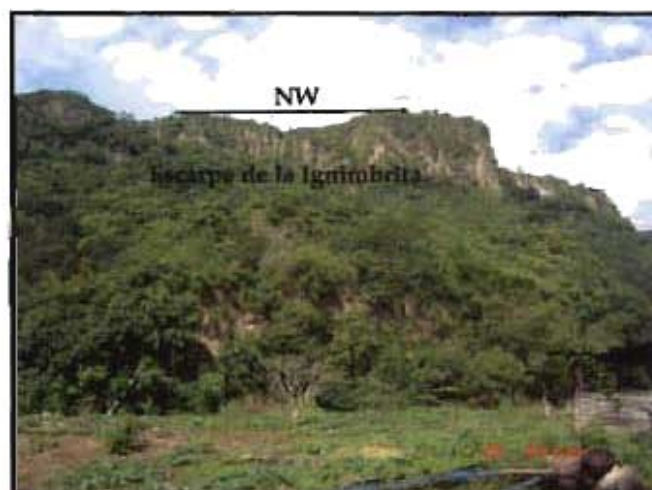


Figura 4.27 Meseta con escarpes alineados NW-SE con pendientes mayores a 60° . Vista Panorámica al SW, desde el poblado de San Nicolás Tolentino.

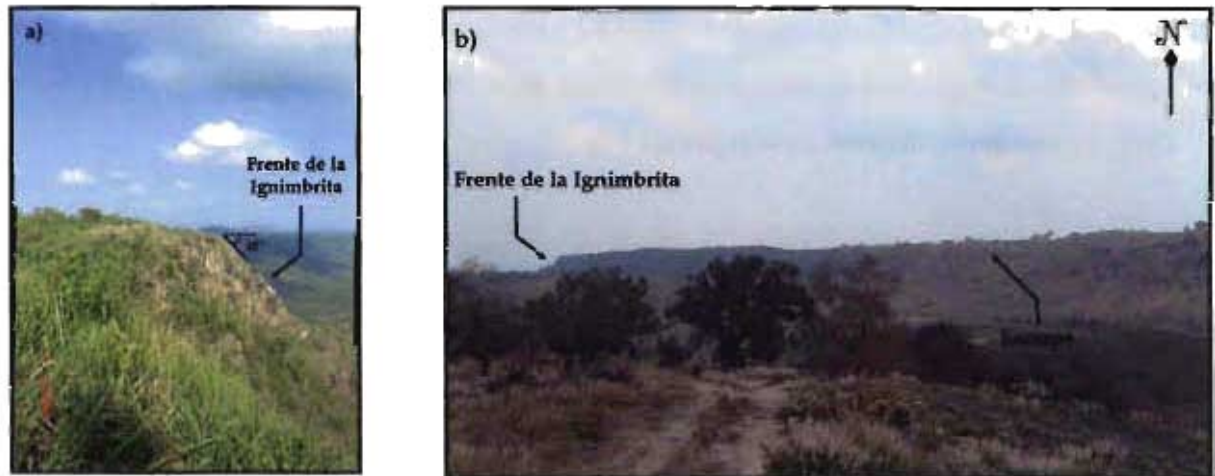


Figura 4.28 a) Frente del flujo piroclástico con pendiente de 48° en dirección NE-SW. Vista panorámica al este, desde el cerro La Capilla. b) Escarpe alineado NW-SE con pendiente casi vertical, mientras que su frente tiene una pendiente más suave. Vista panorámica al noreste, en las afueras del poblado La Tinaja.

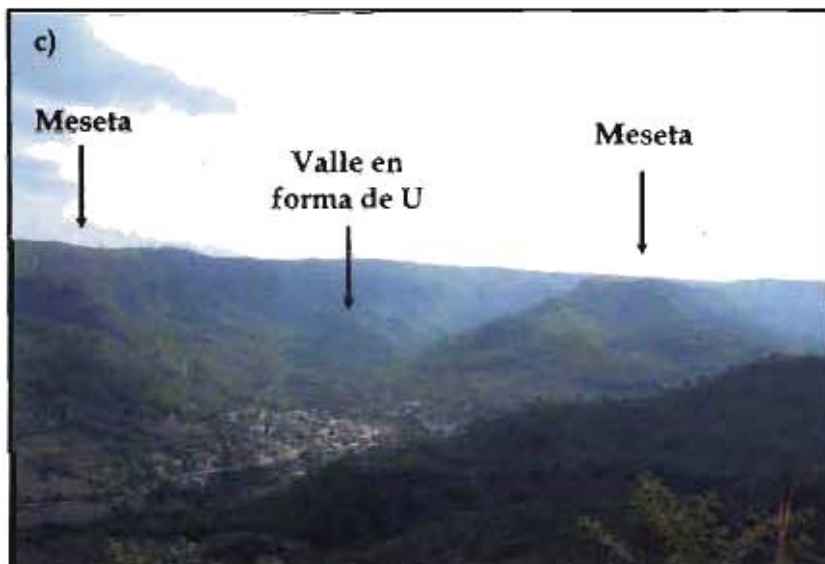


Figura 4.29 Mesas de ignimbrita con depresiones de hasta 200 m de desnivel que forman valles en forma de U. Vista panorámica al Oeste, desde el cerro La Capilla.

4.8 Razón de Aspecto "Aspect ratio"

De acuerdo con la clasificación de Walker (1983), este depósito corresponde a una ignimbrita de baja razón de aspecto *LARI* ("low aspect ratio") con un valor de 1.22×10^{-3} . Esto se determinó con base en lo siguiente:

$$1) \text{ Área de circunferencia} = \Pi r^2 \quad 2) \text{ Área de la ignimbrita} = 572 \text{ km}^2$$

Igualando 1) y 2) y despejando r

$$\Pi r^2 = 572 \quad r = (572/\Pi)^{1/2} \quad r = 13.5 \quad \text{Diámetro} = 27 \text{ km}$$

$$\text{Diámetro} = 27 \text{ km} \quad \text{Espesor Medio} = 0.035 \text{ km}$$

Sustituyendo valores

$$\text{"Razón de aspecto"} = 0.035 \text{ km} / 27 \text{ km}$$

$$\text{"Razón de aspecto"} = 1.29 \times 10^{-3}$$

4.9 Geocronología

En este trabajo se fecharon seis rocas pertenecientes al depósito de ignimbrita por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ver apéndice 1). Las edades obtenidas varían entre 2.436 ± 0.125 y 2.208 ± 0.071 Ma por lo que se le asigna una edad del Plioceno Tardío, lo que sugiere que se trata de un solo episodio volcánico (Tabla 4.2).

Tabla 4. 2 Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Resultados de las muestras fechadas en este trabajo.

Localidad	Muestra	UTM Coordenadas		Ap (Ma) Ap= Edad Plateau	Ac (Ma) Ac=Edad Isocróna	Información
El Castillo	XW-23	725968	2164200	2.245 \pm 0.038	2.216 \pm 0.062	4 fracciones, 56% liberado MS = 2.0
El Castillo	XW-23	725968	2164200	2.216 \pm 0.034	2.208 \pm 0.071	5 fracciones, 59% liberado MS = 1.9
Las Víboras	XW-24	731761	2158202	2.351 \pm 0.011	2.366 \pm 0.011	5 fracciones, 73% liberado MS = 1.0
Los Pescados	XW-64	727867	2142575	2.328 \pm 0.014	2.349 \pm 0.017	5 fracciones, 56% liberado MS = 0.4
Llano Grande	XW-96	724901	2143513	2.228 \pm 0.012	2.362 \pm 0.016	6 fracciones, 53% liberado MS = 0.6
Totolapan	XW-103	743644	2154303	_____	2.436 \pm 0.125	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ = 287 \pm 1 14 fracciones, MS = 1.8

4.10 Petrografía

Los análisis petrográficos se realizaron en 19 muestras del depósito de ignimbrita. En la Tabla 4.3 se muestran las coordenadas y características de cada muestra colectada y en el mapa de la Figura 4.12 se observa su distribución

Tabla 4.3 Ubicación del material analizado para determinar las características petrográficas de la ignimbrita El Castillo.

LOCALIDAD	COORDENADAS		COMPONENTES				
	XW-	X	Y	Matriz	Pómez	Líticos accidentales	Minerales
15		724256	2163000		█		█
23		725968	2164200	X	█	█	█
45		724708	2164102	X	█	█	█
52		742039	2151228		█		█
75		736135	2150285		█		█
94		719832	2142032	X	█	█	█
96		724901	2143513	X	█	█	█
98		724911	2163542		█		█
108		739461	2159248		█		█
111		731759	2158245	X	█	█	█
112		725900	2162882		█		█
113		737356	2165510	X	█	█	█
115		741033	741033	X	█	█	█
120		727407	2142782	X	█	█	█
121		726294	2142784	X	█	█	█
128		729922	2148926		█		█
129		729296	2147943	X	█	█	█
133		742290	2150934		█		█

Con base en la observación de las láminas delgadas se determinaron las características petrográficas de la ignimbrita en su facies consolidada. Asimismo se identificó la mineralogía y aspectos texturales de cada uno de los componentes. Se consideró como fenocristales aquellos minerales con dimensiones mayores a 0.5 mm y microfenocristales para aquellos cuyos tamaños varían entre 0.5-0.05 mm.

Petrográficamente, la ignimbrita El Castillo está conformada por pómez (12%), fenocristales y microfenocristales (10%) de sanidino, albita, cuarzo, biotita, minerales

opacos (óxidos de Fe-Ti) y zircón (traza) y líticos accidentales de basalto y andesita (5%), estos componentes se encuentran embebidos en una matriz (73%) compuesta de esquirlas de vidrio. El arreglo de los componentes le dan a la roca una textura porfídica.

4.10.1 Matriz

La matriz está constituida principalmente por esquirlas de vidrio de color beige-café, dispuestas aleatoriamente, con tamaños que varían de 0.05 a 0.5 mm. Las formas que predominan son las cuspidadas y en "Y" con paredes angulosas y en forma de media luna (Figura 4.30); sin embargo algunas esquirlas muestran un bajo grado de deformación. Los análisis en la microsonda (Ver apéndice 2) dan composiciones ácidas $\text{SiO}_2 = 73.5\%$, ricas en potasio (10%), y bajos valores en sodio (2.5%) mientras que los porcentajes en hierro son relativamente elevados (1.3%). El arreglo de las esquirlas le da una textura vitriclástica a la matriz (Figura 4.30). Sin embargo en algunas de las muestras se observa una tenue tendencia fluidal que produce una textura eutaxítica (Figura 4.31).

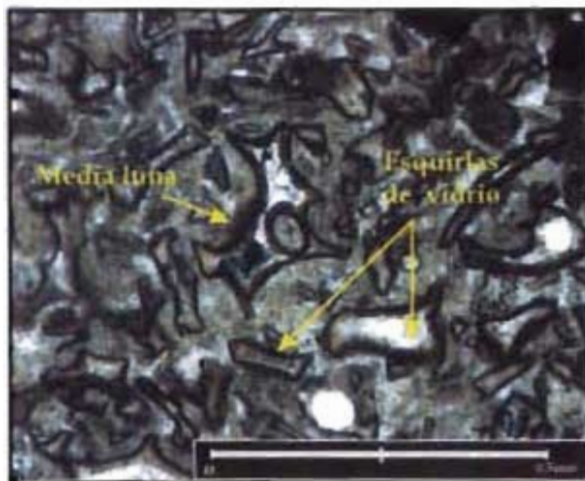


Figura 4.30 Textura vitriclástica, formada por esquirlas angulosas de forma cuspada y paredes en media luna. *5x, sin nicoles cruzados.

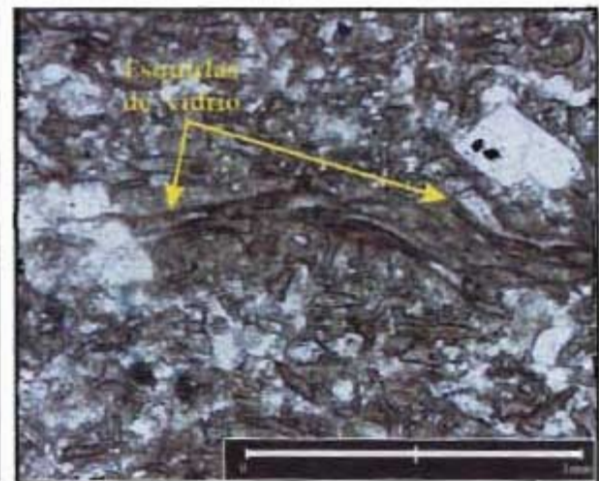
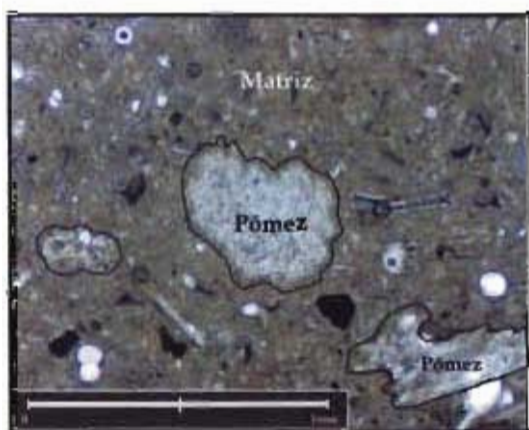


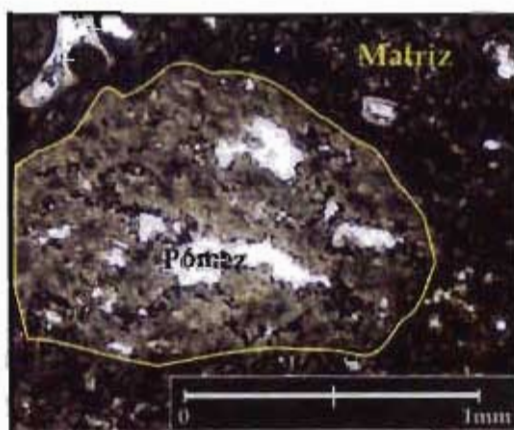
Figura 4.31 Textura eutaxítica de la ignimbrita El Castillo, muestra un ligero grado de aplastamiento de las astillas de vidrio. * 2.5x, sin nicoles cruzados.

4.10.2 Pómez

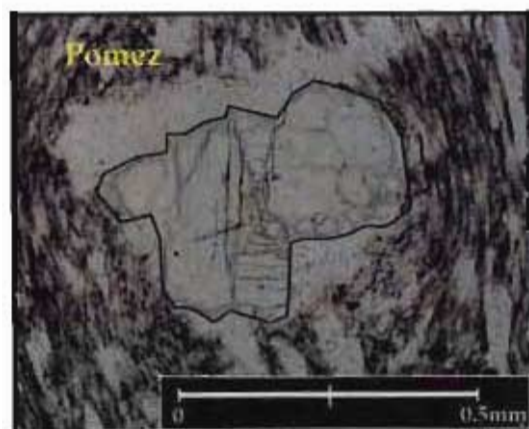
Bajo el microscopio los fragmentos de pómez presentan una textura fibrosa, tienen formas ovoides y elípticas con eje mayor que varía de 0.1 a 5 mm, sus bordes son de subredondeados a subangulosos (Figura 4.32 a y b). El vidrio que constituye a las pómez tiene un color beige-café, y de acuerdo a los análisis de microsonda (Ver apéndice 2) es de composición ácida $\text{SiO}_2 \text{ wt} = 78\%$, ricas en potasio (6.8%) y con bajos valores en sodio (1.2%). Microlitos subeuhedrales de sanidino, albita y biotita están englobados en las pómez (Figura 4.32 c, d y e). Sus vesículas muestran una distribución muy heterogénea, con formas que van de ovoides a muy elongadas. Su tamaño varía de 26 a 1073 μm en el eje mayor y de 15 a 76 μm en el eje menor (Figura 4.32 f).



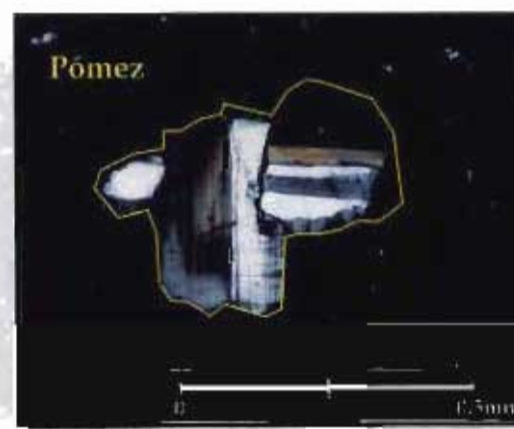
a) * 2.5 x, sin nicoles



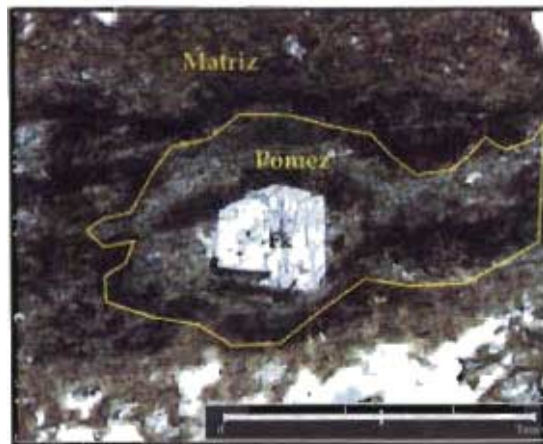
b) * 2.5 x, sin nicoles



c) * 5 x, sin nicoles



d) * 5 x, con nicoles



e) * 2.5 x, sin nicoles

f) Imagen de la microsonda

Figura 4.32 Características petrográficas de la pómez.

a) y b) Fragmentos de pómez con formas elípticas y bordes subredondeados a subangulosos, embebidos en una matriz de esquirlas de vidrio. c) y d) Cristales de plagioclasa maclada inmersos en la pómez. e) Microcristal euhedral de sanidino (FK) embebido en la pómez. f) Textura fibrosa de la pómez, obsérvese el tamaño y forma tan heterogénea de sus vesículas. El círculo rojo muestra punto de análisis del vidrio en la microsonda.

4.10.3 Sanidino

Es el más abundante de los minerales presentes en esta roca. Son cristales euhedrales y subeuhedrales, limpios con hábito prismático corto. Algunos presentan fracturas dispuestas perpendicularmente a la longitud máxima del cristal, aunque en ocasiones son oblicuas. Su tamaño varía de 0.25 a 1.5 mm (Figuras 4.33 a y b).

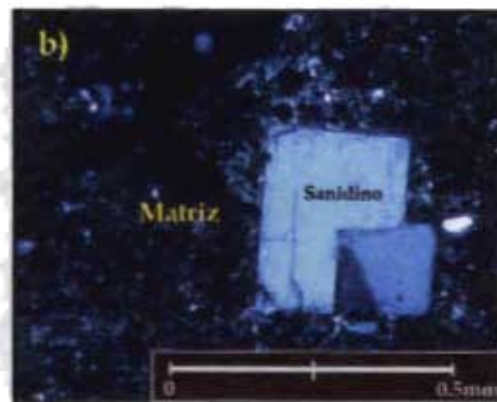
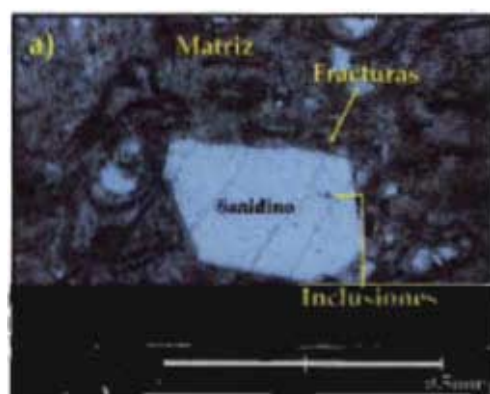


Figura 4.33 a) Microcristal euhedral de sanidino con fracturas oblicuas a su eje máximo. *5x, con nicoles cruzados. b) Microcristales euhedrales de sanidino limpios, de hábito prismático corto. *5x, con nicoles cruzado.

4.10.4 Plagioclasa

La albita es la fase mineral presente, ocurre principalmente en cristales euhedrales y subhedrales de hábito tabular con tamaños que varían de 0.15 a 1.3 mm de longitud. La macla de Albita-Carlsbad es común. Algunos de los cristales presenta zoneamiento, los análisis de microsonda (Ver apéndice 2) demuestran alto contenido de Ca (3.4 %) y bajo en K (3.9%) en el núcleo, y en el borde disminuye el Ca (0.398%) y aumenta el contenido de K (13.42%), lo que nos indica un zoneamiento normal (Figura 4.34 a y b).

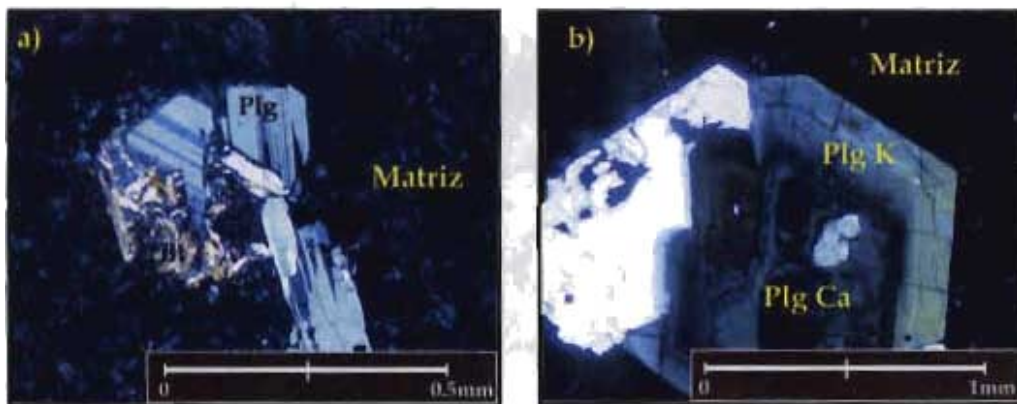


Figura 4.34 a) Glomeropórfido de microcristales subeuhedrales de plagioclasas macladas. *5x, con rucos cruzados. b) Fenocristales de plagioclasa en donde se observa el zoneamiento normal. *2.5x, con rucos cruzados.

4.10.5 Cuarzo

Los cristales de cuarzo son escasos y en algunas muestras están ausentes. La mayoría de las veces son subhedrales y en ocasiones están rotos. Presenta extinción ondulante incipiente. Su tamaño varía de 0.1 a 1.03 mm (Figura 4.35 a y b).

4.10.6 Biotita

El mineral máfico presente es biotita, aunque siempre está en muy bajo porcentaje. Se encuentra en cristales euhedrales y subeuhedrales de color pardo oscuro, con hábito rectangular. Su tamaño en algunas muestras puede alcanzar hasta 0.5 mm de largo, algunos cristales presentan un borde de alteración de color negro rojizo (Figura 4.36).

4.10.7 Óxidos de Fe-Ti

Los minerales opacos ocurren en formas subhedrales y anhedrales como inclusiones en los cristales de albita, sanidino y biotita y escasamente como microcristales aislados inmersos en la matriz. Los análisis de microsonda (Ver apéndice 2) determinan que la composición de estos minerales corresponde a titanomagnetita con valores que varían de 5.5 a 8% de TiO_2 y de 77 % a 90.78 % de FeO (Figura 4.37).

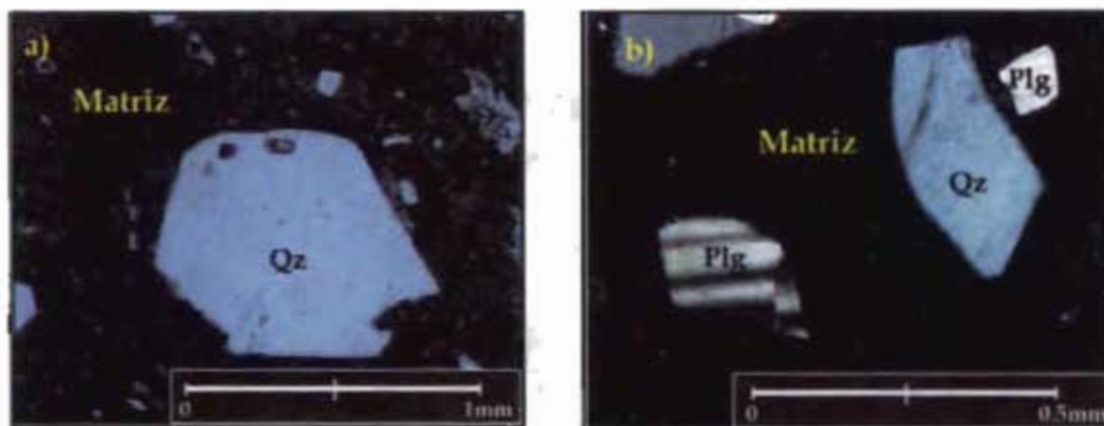


Figura 4.35 a) Microcristal de cuarzo euhedral con inclusiones de titanomagnetita *2.5, con rúcoles cruzados. b) Microcristales subeuhedrales de cuarzo y plagioclasa maclada. *5x, con rúcoles cruzados



Figura 4.36 Microcristal euhedral de biotita. Se observa el borde de alteración *5x, con rúcoles cruzados.

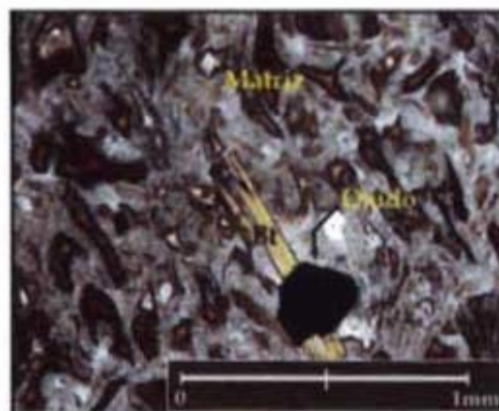


Figura 4.37 Mineral opaco de Fe-Ti como cristal aislado. *2.5x, con rúcoles cruzados.

4.10.8 Minerales secundarios (desvitrificación)

El crecimiento en el vidrio y en la pómez de fibras de cuarzo y feldespato alcalino, en forma de esferulitas y axiolitas, nos indica que la roca presenta un claro proceso de desvitrificación. Las esferulitas oscilan entre 0.1 a 1.5 mm de diámetro. (Figuras 4.38 y 4.39).

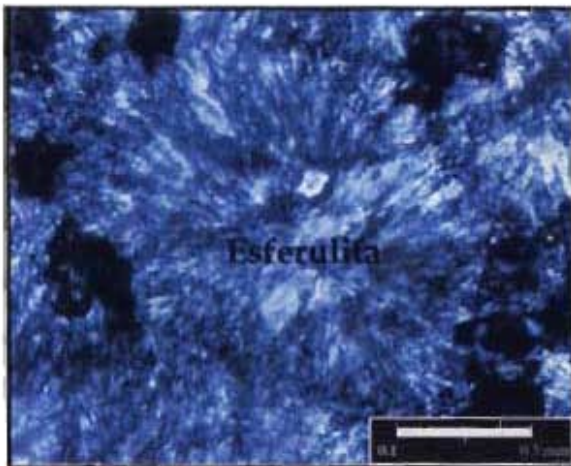


Figura 4.38 Fragmento de vidrio alterado. Crecimiento radial de tridimita. 10x con nicoles cruzados.



Figura 4.39 Fragmento de pómez alterado. Crecimiento radial de tridimita. 10x con nicoles cruzados.

4.10.9 Líticos accidentales

De acuerdo a las características texturales y mineralógicas, se lograron identificar fragmentos líticos accidentales de basalto y andesita (Figura 4.40).

Estos son de color pardo a negro, no presentan una forma definida y varían de angulosos a subredondeados, su tamaño es muy variado pero en promedio oscila entre 0.3 a 0.7 mm. Alrededor de algunos de estos fragmentos se observa un zona de alteración de color rojo de aproximadamente 0.05 a 1 mm (Figura 4.41).

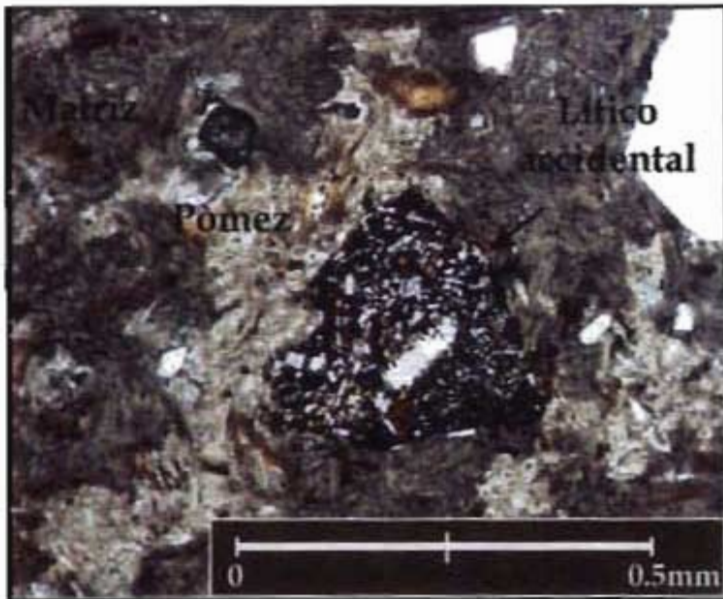


Figura 4.40 Se observa la textura traquítica de un litico accidental de andesita. * 5x, sin nicole cruzados

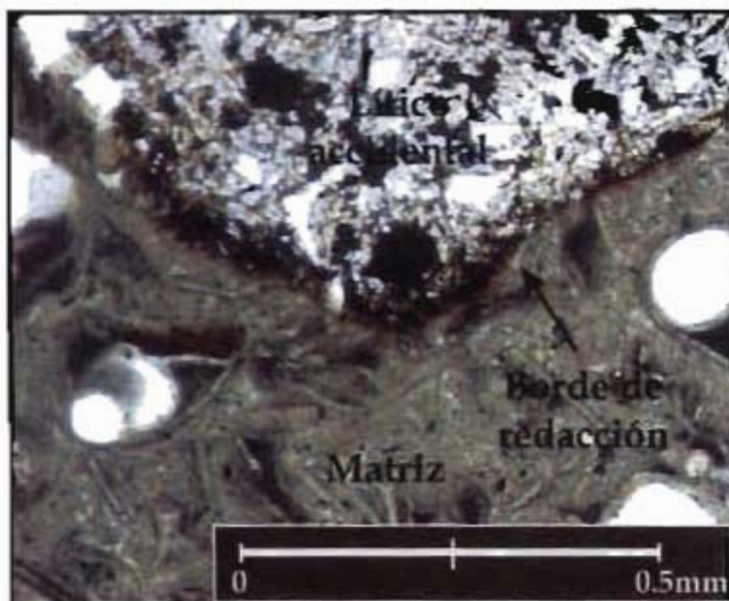


Figura 4.41 Observe el borde de alteración de rojo, que se desarrolla alrededor del lítico. * 5x nicole cruzados.

Basaltos

Los fragmentos de basalto tienen una textura porfídica, con cristales de forma euhedral y subhedral. La matriz (80%) es hialocristalina inequigranular, conformada por microlitos de plagioclasa, rodeados por vidrio pardo de composición básica. La paragénesis mineral del conjunto de fenocristales (20%) es: plagioclasa + piroxeno + olivino + minerales opacos.

Plagioclasas

Las plagioclasas identificadas son andesina-labradorita (ángulo de extinción $<27^\circ$), ocurren principalmente como cristales subhedrales y euhedrales. Presentan un hábito prismático con tamaños promedio de 0.5 mm de longitud y máximo de 0.75 mm.

En algunos cristales se observa el registro de alteración magmática tal como, bordes de reabsorción, bahías, golfos de corrosión y zoneamiento oscilatorio (Figura 4.42 a).

Piroxeno

La fase mineral presente del grupo de los piroxenos es la augita-egirina, generalmente son cristales subhedrales aunque es posible observar cristales euhedrales. Su tamaño varían de 0.25-0.5 mm (Figura 4.42 b). Presenta una textura poikilítica debido a las inclusiones de vidrio color pardo y óxidos de hierro (magnetita).

Olivino

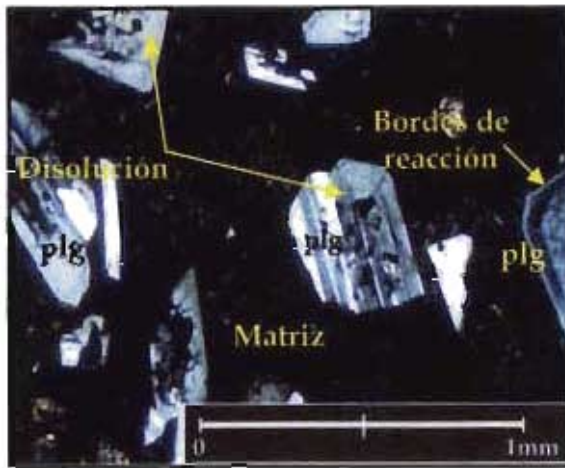
Los cristales de olivino son subhedrales y anhedrales estos alcanzan tamaños de hasta 1 mm aunque predominan los tamaños menores a 0.5 mm. Sus bordes están frecuentemente alterados a iddingsita, los cuales pueden estar completamente reemplazados (Figura 4.42 c). Presentan zoneamiento composicional y algunos presentan maclas.

Minerales opacos

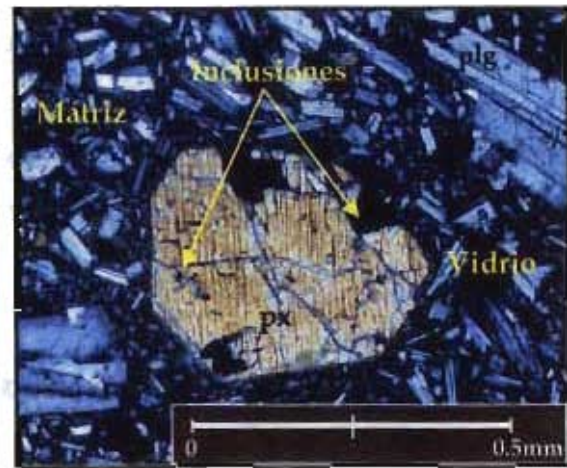
Son microfenocristales ligados a la matriz como inclusiones dentro del olivino y el clinopiroxeno. Como minerales accesorios, se observan microcristales de apatito euhedrales con formas tabulares.

Vesículas

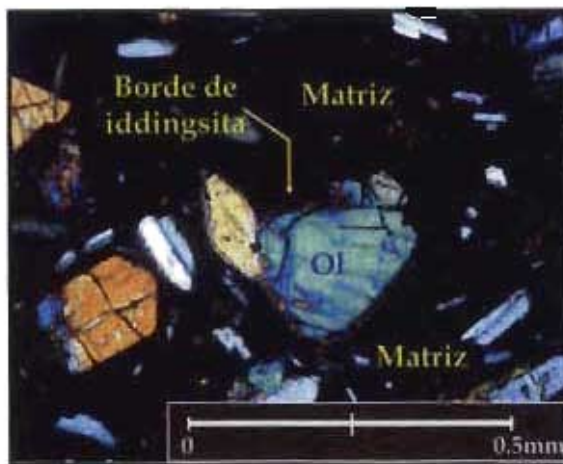
Las vesículas tienen formas que van de ovoides a elongadas, con un diámetro máximo de 0.6 mm cuyas paredes se encuentran rellenas de palagonita (Figura 4.42 d).



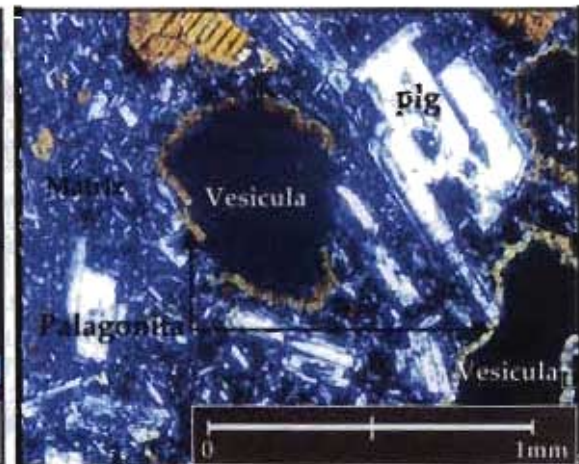
a) * 2.5 x con nicoles cruzados.



b) *5x, con nicoles cruzados



c) * 5x, con nicoles.



d) *2.5x, con nicoles cruzados.

Figura 4.42 Características petrográficas de los líticos accidentales de basalto.

- a) Cristales de plagioclasa subeuhedrales, que muestran bordes de reacción, inclusiones y disolución interna.
- b) Fenocristal euhedral de augita, con inclusiones de minerales de óxidos de hierro (magnetita) y vidrio. Embebido en una matriz de microlitos de plagioclasa y vidrio.
- c) Fotomicrografía que muestra un cristal subeuhedral de olivino con bordes de iddingsita.
- d) Vesículas rellenas de palagonita con crecimiento radial. Rodeadas de matriz de microlitos de plagioclasa y vidrio.

Andesitas

Los fragmentos de andesita están conformados por cristales (25%) euhedrales y subhedrales de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos que en ocasiones forman glomeropórfidos. Estos componentes se encuentran inmersos en una matriz (75%) holocristalina equigranular, constituida de microlitos de plagioclasa y piroxeno orientados. El arreglo de los componentes le proporciona una textura traquítica.

Plagioclasas

Las plagioclasas presentes varían de labradorita a andesina, son subhedrales y euhedrales, de habito prismático con amañes de hasta 2 mm de longitud y en ocasiones se agrupan formando glomeropórfidos (Figura 4.43 a). Presentan bordes de reabsorción con bahías y golfos de corrosión. Su mayor ocurrencia es principalmente como microlitos en la matriz.

Piroxeno

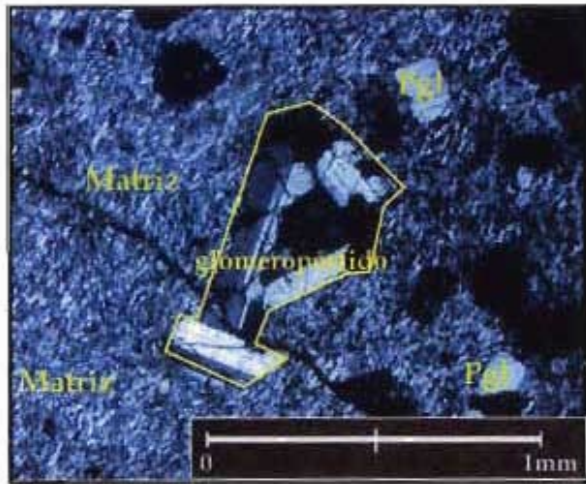
La augita está presente como cristales subhedrales y anhedrales de color verde-azul y café. Sus tamaños varían de 0.2 a 0.75 mm. Desarrollan oquedades y tenues bordes de reacción reemplazados por óxidos de hierro. Cuando los cristales están orientados longitudinalmente se observan maclas diagonales (Figuras 4.43 b y c).

Anfíbol

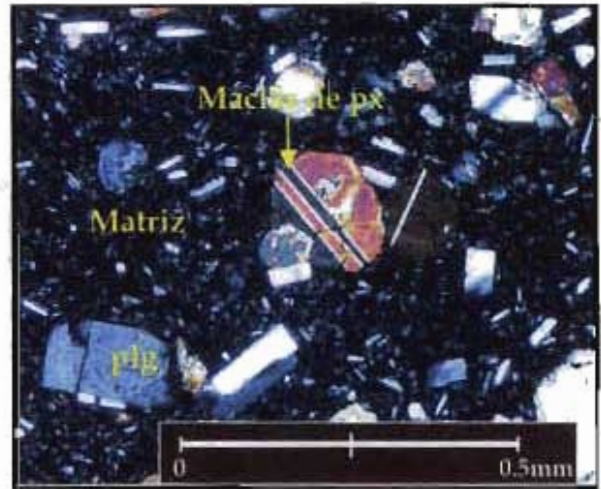
Los cristales de anfíboles son escasos en esta roca; son euhedrales y subhedrales de tamaños variables desde 0.2 mm hasta 0.6 mm; están caracterizados por la presencia de bordes de alteración de color rojo al parecer lamprabolita (Figuras 4.43 d).

Minerales opacos

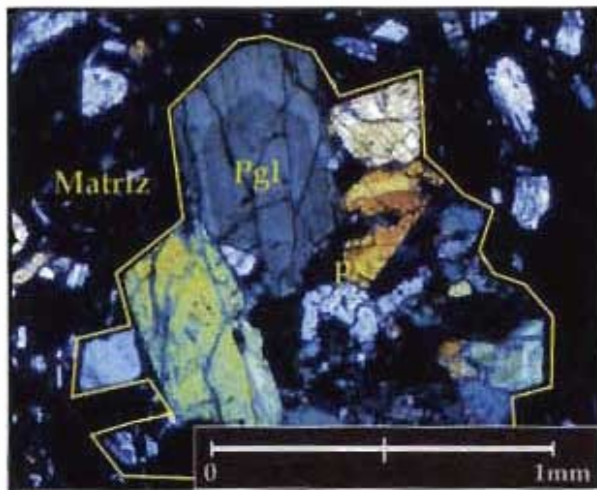
Son microfenocristales subhedrales, de textura esquelética con secciones rómbicas y cúbicas.



a) *2.5x, con nicoles cruzados.



b) * 5x, con nicoles cruzados



c) * 2.5x, con nicoles cruzados.



d) *10x, con nicoles cruzados.

Figura 4.43 Características petrográficas de los líticos accidentales de andesita

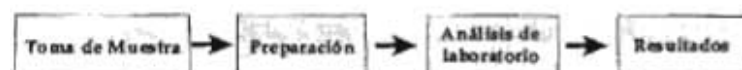
- a) Glomeropórfido de fenocristales de plagioclasas y augita.
- b) Maclas en cristales de augita; en ocasiones formando glomeropórfidos de piroxenosx.
- c) Glomeropórfido de plagioclasas y augita.
- d) Cristal euhedral de anfíbol con borde de alteración de lamprabolita.

4.11 Geoquímica

Introducción

Los depósitos piroclásticos están conformados por tres tipos de componentes: fragmentos de magma o juveniles, fragmentos de cristales y fragmentos líticos accidentales y accesorios. De estos tres componentes solo el material juvenil es que el proporciona la información necesaria para conocer las características geoquímicas del magma que originó el depósito piroclástico. El material juvenil puede ser de dos tipos: vitroclastos que resultan de la fragmentación del magma y corresponden a las paredes que separan las burbujas y están formados por vidrio; y pómez que está formada por vidrio, burbujas y cristales, la cual constituye pequeñas porciones de magma altamente vesiculado, pero que no alcanzó a fragmentarse.

Con base en los párrafos anteriores para determinar la geoquímica del magma que dio origen a la ignimbrita El Castillo; se analizaron muestras de material juvenil (pómez y vidrio). Para ello se llevo acabo la siguiente metodología:



Toma de muestras y preparación

Durante el trabajo de campo se recolectaron 20 muestras de la ignimbrita El Castillo; 8 muestras corresponden a la litofacies consolidada y 12 a la litofacies no consolidada. El criterio de selección fue de acuerdo a su ubicación estratigráfica y que no presentara signos de alteración. La localización de los sitios de colecta se muestra en la Figura 4.12.

De las muestras recolectadas se obtuvieron dos tipos de componentes: pómez y matriz. Se consideró realizar análisis químicos de la matriz como material juvenil, debido a que en la petrografía realizada se observó que está constituida en su mayoría por esquirlas de vidrio.

Para la obtención de los componentes en los ejemplares de las litofacies consolidadas se llevo acabo el siguiente procedimiento:

1. Los fragmentos de rocas se descostraron y lavaron al chorro de agua con un cepillo de cerdas de nylon. Se enjuagaron con agua bidestilada y secaron a temperatura ambiente.
2. Para la pulverización se utilizó un rotor de mano, al cual se le instaló una broca de punta diamante o de carburo de tungsteno. Con la broca se va desbastando la pómez. Esto se realiza en varios fragmentos de pómez de la muestra ya que la cantidad de polvo que se obtiene es muy poco.
3. De la misma forma se obtuvo el polvo de la matriz seleccionando partes en donde no se observara algún lítico que pudiese alterar la química.
4. Para evitar contaminación de las muestras, se utilizó una fresa para cada una de estas, y a medida que se iba obteniendo el polvo se revisaba al microscopio, para detectar alguna anomalía.
5. La muestra de polvo que se obtiene a través de este procedimiento es muy poca, por ello no se realiza el cuarteado y homogeneizado, simplemente se almacenan para ser empleados en los análisis de laboratorio.

Mientras que para las muestras de la litofacies no consolidada se realizó lo siguiente:

1. Se seleccionaron pómez y matriz de las muestras de campo que estuvieron menos contaminadas de materia orgánica y alteradas.
2. Las pómez fueron lavadas con agua bidestilada y puestas durante 2 horas en un equipo de ultrasonido para eliminar el contenido de materia orgánica, polvo u otros contaminantes en los intersticios. Subsiguientemente fueron puestas a secar en un horno a una temperatura de 60°-70° durante 48 horas.
3. La matriz fue tamizada hasta la malla 4 phi y la fracción obtenida fue vista al microscopio; todo esto con la finalidad de retirar fragmentos líticos visibles en microscopio que pudiese contener la muestra.
4. Posteriormente ambas muestras, se pulverizaron utilizando un mortero de ágata y un molino tipo shatter box con disco de Al_2O_3 y se obtuvieron muestras de tamaño de grano de 200 micras.
5. Se realizó el cuarteado y homogeneizado de los polvos, el cual se almacenó para ser empleado en los análisis de laboratorio.

De esta forma se obtuvieron un total de 25 muestras pulverizadas para el análisis de elementos mayores y traza. Los cuales fueron divididos en 3 grupos:

1. *PLC*. Muestras de pómez que corresponden a la litofacies consolidada.
2. *PLNC*. Muestras de pómez de la litofacies no consolidada
3. *MIC*. Muestras de matriz de las dos litofacies.

Análisis de laboratorio

Los análisis químicos fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM mediante diferentes técnicas. Los resultados de los análisis químicos se muestran en las tablas 4.4, 4.5 y 4.6.

Para la medición de elementos mayores se utilizó el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX). En la cual se determinaron las concentraciones de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) expresadas en porcentaje en peso (w%) de óxido. Las muestras fueron preparadas con polvo en base seca, y el análisis se realizó en muestra fundida usando el programa FULLMDIL. QAN. La PXC se determinó en 1.0 g de muestra calentado a 1000° C por una hora. Los análisis se realizaron siguiendo el proceso especificado por Lozano *et al.* (1995) para elementos mayores, esta metodología permite obtener de forma general, datos confiables sin influencia de errores sistemáticos y con una precisión <1% para Si, Ti, Al, Fe total, Ca, Mg, <4% para Mn y P.

El procedimiento de análisis para obtener las concentraciones de elementos traza se realizó a partir de disolución ácida de las muestras y de acuerdo a procedimientos analíticos modificados de Eggins *et al.* (1997). Con fines de aseguramiento de calidad, las muestras se analizaron en paralelo a 4 materiales de referencia (BHVO-1, RGM-1, GSR-2 y SDO-1) utilizando los valores reportados por Govindaraju, K. (1994), y que permite mejorar la precisión y exactitud de la metodología descrita por Eggins *et al.* (1997). El análisis fue realizado por la Q. Sonia Angeles y la M. en C. Elena Lounejeva en las instalaciones del Laboratorio de Química Ultrapura (LABQUP) del Instituto de Geología de la U.N.A.M. y utilizando un espectrómetro de masas Agilent 7500 ce.

Tabla 4.4 Análisis químicos de las muestras de la pómez en las litofacies consolidada de la ignimbrita El Castillo.

MUESTRA	XWCAST	XW75	XW96	XW111	XW112	XW113	XW120	XW64	Media	Máximo	Mínimo
Elementos mayores											
SiO ₂	72.24	67.54	75.28	65.90	74.51	75.00	74.68	74.70	72.49	75.28	65.90
TiO ₂	0.16	0.91	0.17	0.58	0.19	0.17	0.18	0.18	0.27	0.58	0.16
Al ₂ O ₃	12.50	15.66	12.97	16.27	13.09	13.04	13.06	12.64	13.66	16.27	12.53
Fe ₂ O ₃	2.26	4.33	1.45	4.45	2.00	1.49	2.04	1.77	2.48	4.45	1.45
MnO	0.03	0.13	0.03	0.14	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.14	0.03
MgO	0.33	0.96	0.20	1.12	0.20	0.24	0.28	0.24	0.45	1.12	0.20
CaO	0.66	2.24	0.57	2.67	0.51	0.61	0.63	0.79	1.06	2.67	0.48
Na ₂ O	1.66	4.84	3.96	5.20	2.62	3.43	3.03	3.78	3.77	5.20	1.46
K ₂ O	6.33	3.20	4.90	3.09	5.17	4.89	4.82	4.63	4.03	6.33	3.09
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01
P ₂ C	4.16	0.55	0.37	0.56	0.59	0.63	0.60	1.01	1.03	4.16	0.37
Elementos Traza (ppm)											
Ba	7	7	5	8	11	1	2	1	5.25	11.00	1.00
Sc	3.56	4.80	2.61	0.09	2.55	2.66	2.75	2.78	3.37	5.09	2.61
Y	2.69	4.36	2.44	5.87	3.48	2.08	2.62	2.42	3.08	5.57	2.08
Cr	13.29	42.84	8.43	58.48	11.62	6.75	11.54	13.04	20.75	58.48	6.75
Co	24.52	17.75	20.00	16.41	35.65	15.16	9.82	14.99	18.75	35.65	9.82
Ni	2.30	3.64	1.70	4.18	2.23	1.15	1.91	2.01	2.38	4.18	1.15
Cu	3.95	19.77	20.26	29.25	91.97	6.94	10.95	27.54	27.68	91.97	3.95
Zn	8.90	24.13	37.82	8.17	5.23	5.27	10.75	23.89	16.14	37.82	3.90
Rb	36.26	89.97	38.43	94.07	61.80	26.26	39.16	41.99	53.51	94.07	26.26
Sr	209.87	114.79	173.75	116.98	199.46	188.12	185.63	176.41	171.28	209.87	114.79
Y	46.10	378.89	57.33	336.78	56.44	61.64	54.74	63.28	156.79	378.89	46.10
Zr	27.23	20.60	20.77	18.65	23.16	15.75	24.04	19.13	20.92	27.23	15.75
Nb	107.80	49.31	71.98	45.24	69.82	77.63	61.76	72.87	72.05	107.80	49.31
Mo	23.02	27.83	23.04	20.14	19.24	28.83	22.30	20.25	24.06	30.14	19.24
Pb	5.66	1.71	1.60	1.76	2.36	2.19	1.35	1.78	2.31	5.66	1.65
Ce	0.48	0.37	0.43	0.23	0.37	0.51	0.36	0.42	0.37	0.51	0.19
Ba	10.24	3.50	6.24	3.08	4.70	9.07	2.53	7.37	6.72	10.24	3.08
Tierra raras (ppm)											
La	114.80	930.88	368.91	1279.45	548.75	309.29	517.87	339.51	869.57	1279.45	414.80
Ce	45.71	24.08	47.87	36.20	38.56	44.30	51.78	44.17	42.80	51.78	34.08
Pr	72.55	50.67	76.28	55.80	61.59	70.22	81.13	69.72	67.26	81.13	50.67
Nd	8.49	5.74	8.24	5.95	6.93	7.76	8.85	7.62	7.45	8.85	5.74
Sm	27.20	18.87	25.76	19.44	22.41	24.36	27.67	23.80	23.83	27.67	18.87
Eu	4.52	3.29	4.15	3.03	3.85	3.80	4.37	4.00	3.91	4.52	3.29
Gd	0.68	1.19	0.82	1.52	0.72	0.63	0.70	0.64	0.80	1.52	0.62
Tb	3.84	3.08	3.37	2.88	3.19	3.11	3.66	3.27	3.32	3.88	2.88
Dy	0.61	0.47	0.52	0.45	0.50	0.45	0.58	0.51	0.51	0.61	0.45
Hf	3.33	2.60	2.72	2.41	2.73	2.33	3.13	2.73	2.75	3.33	2.33
Er	0.70	0.51	0.55	0.49	0.54	0.46	0.63	0.54	0.55	0.70	0.46
Tm	2.62	1.37	1.50	1.32	1.44	1.30	1.70	1.56	1.53	2.62	1.30
Yb	0.35	0.72	0.26	0.21	0.23	0.22	0.28	0.24	0.25	0.35	0.21
Lu	2.41	1.45	1.69	1.40	1.54	1.46	1.79	1.62	1.67	2.41	1.40
Hf	0.29	0.21	0.26	0.22	0.21	0.23	0.26	0.23	0.25	0.29	0.21
Ta	4.44	2.05	3.28	2.49	2.93	3.69	3.01	3.00	3.15	4.44	2.05
Pb	2.47	7.28	2.94	2.20	2.50	3.27	3.09	2.93	2.52	3.27	2.20
Th	26.33	15.96	38.57	22.05	24.76	28.41	29.06	30.91	27.38	38.57	16.96
U	46.25	21.70	40.76	17.86	26.20	42.91	42.64	44.19	35.58	46.25	17.86

P₂C = Pérdida por calcinación. Ppm = Partes por millón. w% = Expresado en porcentaje en peso de óxido.

Tabla 4.5 Análisis químicos de las muestras de la pómez en las litofacies no consolidada de la igümbrita El Castillo

MUESTRA	XW-25	XW-52	XW-68	XW-88	XW-108	XW-108	XW-112	XW-121	XW-130	XW-134	XW-P9C	Medio	Maximo	Minimo
Elementos Mayores w%														
SiO ₂	70.29	72.60	72.68	75.77	74.37	73.73	74.62	73.42	75.86	75.19	72.98	74.24	75.86	73.42
TiO ₂	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.20	0.19	0.18	0.17	0.18	0.18	0.20	0.17
Al ₂ O ₃	12.77	12.77	12.62	12.97	12.87	13.00	13.28	13.04	12.94	12.76	12.64	12.81	12.87	12.76
Fe ₂ O ₃	1.01	1.09	1.09	0.84	1.01	1.07	1.27	1.11	1.05	1.05	0.99	1.01	1.27	0.99
MnO	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04
MgO	0.23	0.22	0.19	0.34	0.21	0.22	0.20	0.22	0.22	0.19	0.19	0.21	0.23	0.19
CaO	0.61	0.63	0.67	0.54	0.66	0.62	0.64	0.61	0.67	0.59	0.61	0.62	0.67	0.54
Na ₂ O	2.40	2.24	1.98	2.76	2.39	2.46	2.74	1.97	2.02	2.46	1.92	2.26	2.82	1.92
K ₂ O	5.85	6.00	6.18	5.45	6.46	5.58	5.28	5.57	5.73	6.07	6.24	5.86	6.46	5.28
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Px ₂	3.27	3.06	2.28	1.27	1.85	3.06	1.69	2.80	1.40	1.65	3.20	2.71	3.80	0.40
Elementos Traza (ppm)														
Ba	6.00	9.00	1.00	5.00	6.00	7.00	10.00	3.00	4.00	5.00	8.00	5.82	10.00	1.00
Sc	3.67	3.10	3.63	3.09	3.46	4.12	3.47	3.54	3.22	3.82	4.11	3.57	4.12	3.09
V	2.23	3.24	2.84	2.14	2.26	2.96	2.78	2.44	2.12	2.47	2.29	2.97	2.78	2.12
Cr	4.74	5.99	4.26	5.32	5.67	5.03	7.81	6.64	5.00	4.68	4.57	5.70	7.81	4.17
Co	9.85	16.66	2.83	12.42	8.20	8.82	12.89	18.29	4.52	2.62	16.29	9.42	18.29	0.82
Ni	290.95	134.96	66.88	220.39	44.28	130.90	73.45	60.23	48.14	71.10	47.56	98.60	220.39	44.28
Cu	4.16	3.49	3.11	3.85	2.07	2.25	2.02	2.19	1.99	1.64	2.38	3.11	3.85	2.07
Zn	3.32	5.08	8.47	7.34	5.03	4.21	6.49	3.26	10.18	4.12	3.61	5.56	10.18	3.26
Rb	29.25	30.90	26.84	26.30	27.42	29.32	35.00	32.25	27.28	53.41	15.98	30.84	53.41	15.98
Sr	198.99	202.61	208.20	178.96	191.45	204.34	191.90	208.23	199.40	212.36	207.89	201.42	212.36	178.96
Y	42.10	49.27	45.90	43.88	42.06	49.29	128.47	48.72	48.83	58.86	49.30	55.91	128.47	42.10
Zr	24.65	27.88	23.14	27.01	23.70	25.57	23.94	22.84	25.00	23.71	23.16	25.26	27.88	23.14
Hf	109.60	102.13	116.47	97.64	106.45	116.98	121.43	104.57	99.96	112.15	108.02	108.14	121.43	97.64
Mo	31.84	19.28	16.97	23.15	14.97	27.10	29.29	17.71	24.85	24.63	28.04	22.76	27.10	17.71
Se	6.20	6.06	6.91	5.97	6.26	6.38	5.65	6.06	6.06	6.51	6.18	6.10	6.51	5.65
Ce	0.49	0.52	0.49	0.54	0.52	0.49	0.45	0.49	0.47	0.51	0.54	0.50	0.54	0.45
Ba	9.89	8.91	9.43	9.26	9.43	9.86	9.27	10.28	9.88	10.27	9.82	9.43	10.28	8.91
Trazas raras (ppm)														
La	401.86	478.27	430.79	457.79	540.76	432.40	520.47	487.09	470.46	478.90	473.13	499.14	620.47	401.86
Ca	44.78	49.19	54.84	41.38	44.09	53.68	46.53	47.14	44.33	45.62	44.46	46.87	54.84	41.38
Pr	70.47	76.20	76.23	67.55	70.52	75.72	74.71	73.59	69.93	75.05	72.78	73.18	76.20	67.55
Nd	8.43	9.47	10.99	7.54	7.97	10.85	8.49	8.96	8.24	8.20	8.05	8.77	10.85	7.54
Sm	26.66	30.93	24.29	23.67	25.52	37.02	26.93	27.78	26.50	25.66	28.34	27.79	34.29	23.67
Eu	4.44	5.08	5.80	3.96	4.19	5.23	4.40	4.44	4.06	4.08	4.07	4.55	5.80	3.96
Gd	0.63	0.78	0.81	0.57	0.63	0.81	0.92	0.70	0.67	0.59	0.56	0.69	0.92	0.57
Tb	3.34	4.23	4.86	3.27	3.83	4.08	3.63	3.57	3.59	3.40	3.41	3.76	4.86	3.27
Dy	8.56	9.44	9.74	6.80	6.84	6.84	6.86	6.95	6.95	6.83	6.84	6.99	9.74	6.80
Ho	2.88	3.49	4.03	2.76	2.89	3.52	2.99	2.96	3.02	2.88	2.91	3.12	4.03	2.76
Er	0.81	0.70	0.80	0.56	0.61	0.74	0.64	0.61	0.60	0.60	0.61	0.65	0.80	0.56
Tm	1.71	1.91	2.26	1.59	1.72	2.12	1.79	1.79	1.83	1.68	1.78	1.84	2.26	1.59
Yb	0.29	0.32	0.40	0.27	0.29	0.35	0.30	0.30	0.31	0.30	0.30	0.31	0.40	0.27
Lu	2.02	2.37	2.75	1.90	2.10	2.44	2.12	2.09	2.14	2.09	2.11	2.20	2.75	1.90
Hf	0.22	0.27	0.42	0.21	0.28	0.38	0.20	0.28	0.34	0.33	0.35	0.35	0.42	0.21
Ta	3.95	4.15	4.49	3.88	4.10	4.25	4.67	4.20	3.90	4.34	4.32	4.20	4.67	3.88
Pb	2.49	3.84	2.87	4.34	2.87	4.24	3.79	1.74	3.98	3.74	2.94	3.21	4.34	2.49
Tl	25.98	26.26	26.62	18.47	22.91	27.90	17.82	27.44	19.00	13.05	24.86	23.47	26.62	13.05
U	37.32	44.66	43.89	40.05	41.39	41.32	49.45	49.80	39.80	44.90	46.47	42.89	49.80	37.32

Px₂ = Pérdida por calcinación. Ppm = Partes por millón. w% = Expresado en porcentaje en peso de óxido.

Tabla 4.6 Análisis químicos de las muestras de la matriz de la ignimbrita El Castillo.

Muestra	XW-52M	XW-70M	XW-90M	XW-111M	XW-113M	XW-115M	Procedido	Máximo	Mínimo
Elementos mayores (wt%)									
SiO ₂	72.62	74.47	75.20	75.22	75.24	75.06	74.64	75.24	72.62
TiO ₂	0.21	0.11	0.19	0.20	0.18	0.19	0.18	0.21	0.11
Al ₂ O ₃	13.34	12.52	13.11	13.30	13.08	13.02	13.07	13.30	12.52
Fe ₂ O ₃	1.31	1.41	1.25	1.15	1.15	1.11	1.20	1.41	1.11
MnO	0.07	0.05	0.00	0.06	0.03	0.04	0.05	0.07	0.00
MgO	0.26	0.21	0.21	0.21	0.19	0.17	0.21	0.26	0.17
CaO	0.74	0.45	0.62	0.66	0.57	0.56	0.60	0.74	0.45
Na ₂ O	2.89	3.34	3.83	3.77	3.92	3.77	3.59	3.92	2.89
K ₂ O	5.49	4.92	4.99	5.10	5.10	4.95	5.09	5.49	4.92
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Px ₂ C	3.05	2.51	0.56	0.26	0.50	1.10	1.30	3.05	0.26
Elementos traza (ppm)									
Ba	33	56	31	34	37		385	561	311
Sc	2.6	3.4	2.3	2.4	2.5		2.66	3.43	2.31
V	11.5	1.9	7.2	8.1	6.8		7.09	11.46	1.91
Cr	22.1	16.1	41.4	16.4	18.5		22.89	41.40	16.13
Co	39.0	38.1	2.7	1.3	1.4		16.50	38.99	1.92
Ni	3.2	1.8	109.4	7.3	162.0		55.74	161.97	1.84
Cu	4.2	3.3	14.9	4.2	5.9		6.50	14.86	3.30
Zn	34.3	37.7	79.1	24.6	34.9		32.94	37.69	24.61
Rb	197.3	157.2	179.2	178.8	191.5		180.79	197.32	157.18
Sr	79.2	8.2	57.4	61.4	71.9		58.61	79.18	8.17
Y	29.0	42.3	15.4	16.2	27.9		28.16	42.21	15.41
Zr	102.5	148.9	60.7	69.7	77.6		91.85	148.93	60.69
Nb	24.9	14.7	26.9	25.5	24.7		22.94	25.50	14.72
Mo	5.9	4.5	3.5	2.8	2.3		3.82	5.90	2.30
Sb	0.50	0.50	0.41	0.38	0.31		0.42	0.50	0.31
Cr	9.1	5.1	7.7	8.2	6.8		7.38	9.07	5.11
Ra	709.1	106.7	530.2	595.0	665.1		525.23	709.08	106.73
Traza rarea (ppm)									
La	51.5	43.7	45.1	43.8	59.1		48.65	59.12	43.66
Ce	79.4	79.2	74.8	71.9	92.5		79.55	92.45	71.87
Pr	10.40	9.21	8.21	7.83	11.25		9.38	11.25	7.83
Nd	33.6	30.8	26.0	24.5	36.6		30.29	36.60	24.46
Sm	5.54	5.80	6.12	3.95	5.95		5.03	5.95	3.95
Eu	0.96	0.22	0.65	0.66	0.96		0.83	0.96	0.22
Gd	4.57	5.02	3.20	3.08	4.69		4.57	5.02	3.08
Tb	0.69	0.85	0.48	0.49	0.71		0.64	0.85	0.48
Dy	3.67	5.08	2.46	2.43	3.64		3.44	5.08	2.43
Ho	0.76	1.10	0.66	0.49	0.71		0.70	1.10	0.46
Er	2.11	3.18	1.23	1.29	1.81		1.91	3.18	1.23
Tm	0.35	0.54	0.20	0.22	0.30		0.32	0.54	0.20
Yb	2.44	3.79	1.23	1.49	2.01		2.21	3.79	1.23
Lu	0.38	0.59	0.20	0.22	0.30		0.34	0.59	0.20
Hf	4.05	5.94	2.83	3.12	3.31		3.85	5.94	2.83
Ta	3.45	2.45	2.81	2.81	2.78		2.86	3.45	2.45
Pb	28.3	20.4	34.8	25.3	25.5		28.83	34.81	20.40
Th	42.8	32.6	39.2	40.1	43.8		39.30	42.83	32.64
U	10.7	7.4	7.0	7.1	7.0		7.86	10.74	7.00

Px₂C = Pérdida por calcinación. Ppm = Partes por millón. w% = Expresado en porcentaje en peso de óxido.

4.11.1 Resultados

Clasificación

Para la clasificación química de la roca se empleó el diagrama TAS (Silice vs. Álcalis total) propuesto por Le Bas et al. (1986) para rocas volcánicas. En este diagrama se observa que las muestras varían en un rango de 65.90 a 75.86% de SiO₂ y de 7.81 a 9.96% en peso de álcalis, lo que las ubica en el campo de las riolitas. Solo dos caen en el campo de las traquidacitas. Estas corresponden a las muestras XW-23 y XW-111 mismas que pertenecen al grupo de PLC. (Figura 4.44).

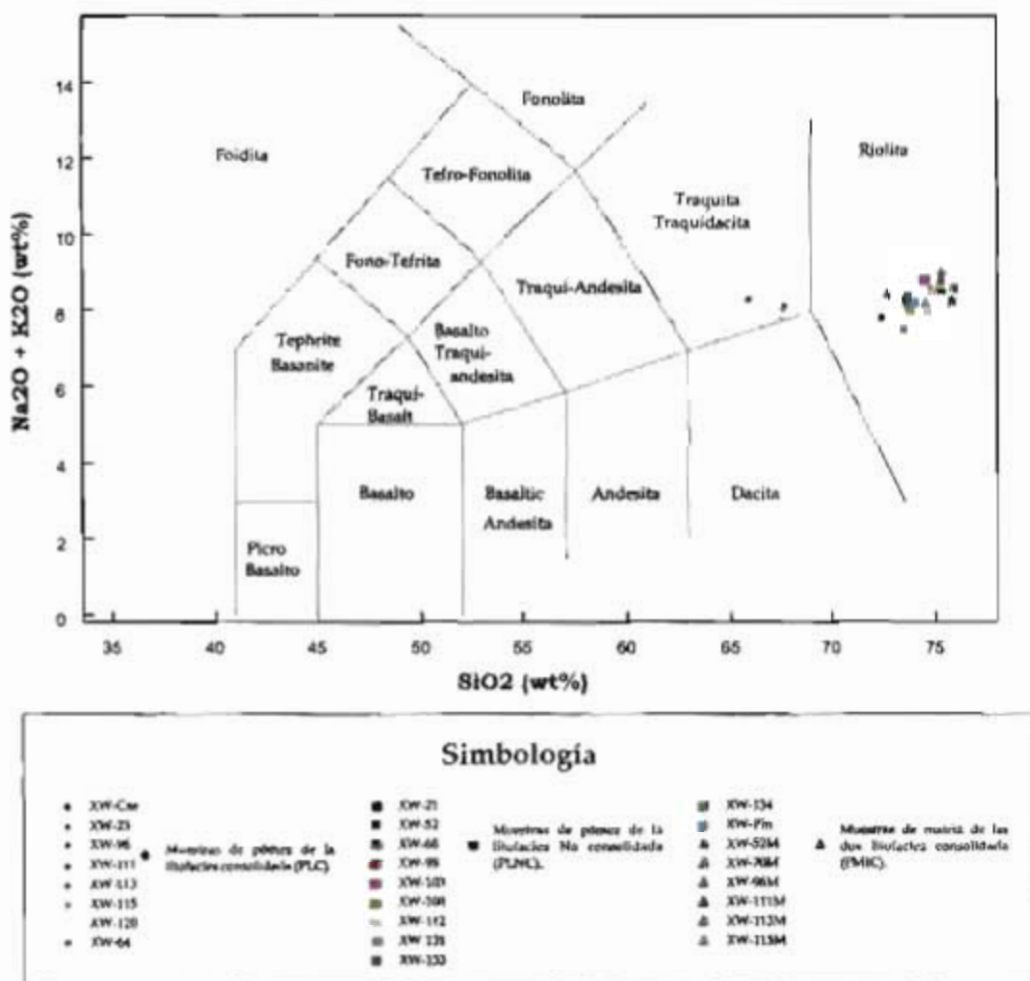


Figura 4.44 Clasificación química de la ignimbrita El Castillo, de acuerdo con Le Bas *et al.* (1986). Muestras normalizadas al 100%.

Posteriormente con el diagrama álcalis-sílice propuesto por Irvine y Baragar (1971), el cual establece la serie a la cual pertenecen los magmas que le dieron origen a la roca; se determinó que las muestras pertenecen a la serie magmática *subalkalina* (Figura 4.45).

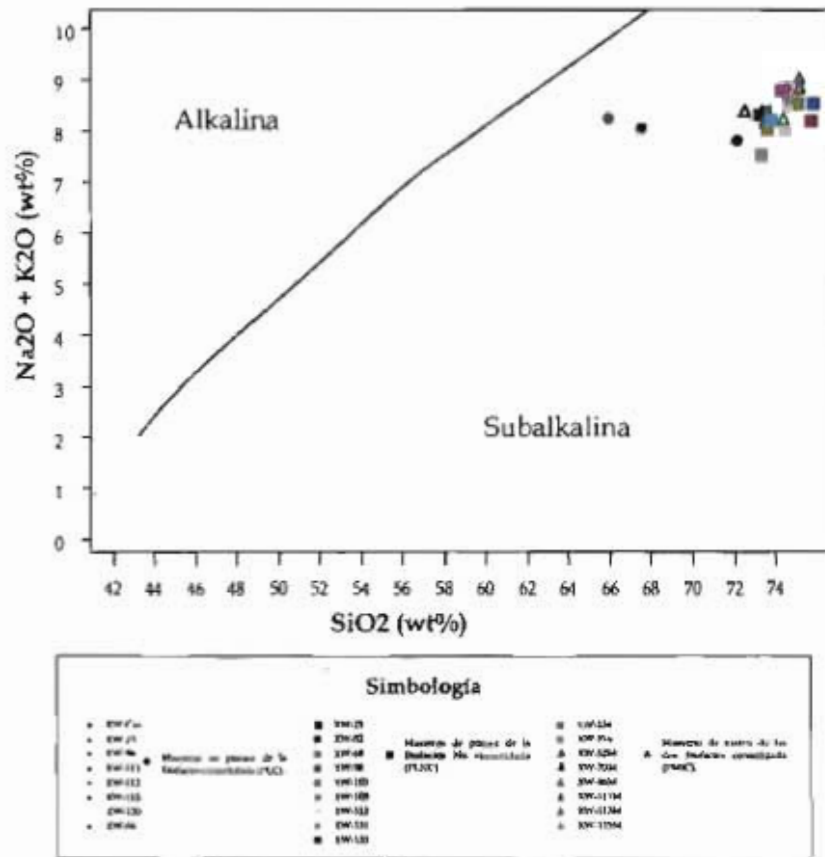


Figura 4. 45 Clasificación de la ignimbrita El Castillo, dentro del contexto alcalino-subalkalino de acuerdo con Irvine y Baragar (1971). Muestras normalizadas al 100%.

A su vez, la serie subalkalina se divide en dos grandes series de acuerdo a su contenido de K_2O : toleítica y calco-alkalina. De esta forma en el diagrama ternario AFM (A=Álcalis, F=FeO y M=MgO) propuesto por Irvine y Baragar (1971) donde se tiene el límite entre las rocas toleíticas y calcoalkalinas, se observa que las rocas corresponden a la serie calcoalkalina típica de márgenes continentales activos (Figura 4.46).

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), se precisó que pertenecen a la serie calcoalkalina con un alto contenido en K_2O (Figura 4.47). Cabe destacar que las muestras XW-23 y XW-111, presentan los valores mas bajos de K_2O .

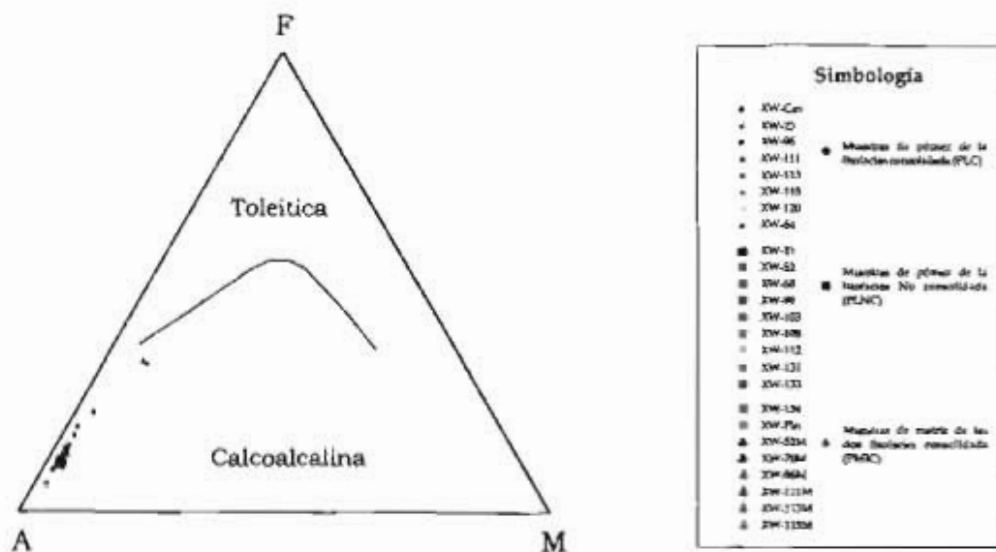


Figura 4.46 Diagrama AFM (Irving y Baragae, 1971) en el que se confirma la tendencia calci-alcalina de la ignimbrita El Castillo. Muestras normalizadas al 100%.

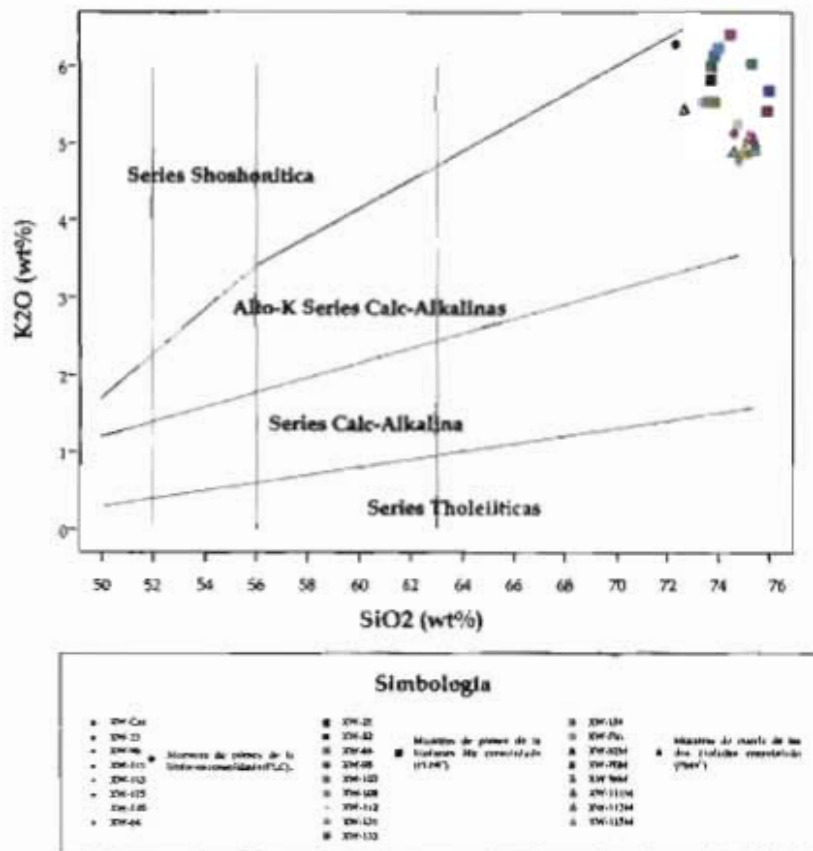


Figura 4.47 La ignimbrita El Castillo se ubica dentro del campo de las serie calci-alcalina de alto-K de acuerdo con Peccerillo y Taylor (1976). Muestras normalizadas al 100%.

4.11.2 Análisis de elementos traza

Con respecto al comportamiento de tierras raras, se puede observar en el diagrama normalizado contra el valor de la condrita (Mc Donough y Sun, 1995) en la figura 4.48 se aprecia un notable enriquecimiento de tierras raras ligeras típico de rocas de arco y un patrón constante de las tierras raras pesadas lo que indica que no existe en la fuente una cantidad significativa de granate. Destaca una anomalía negativa de Eu lo que indica que hubo un fraccionamiento significativo de plagioclasa.

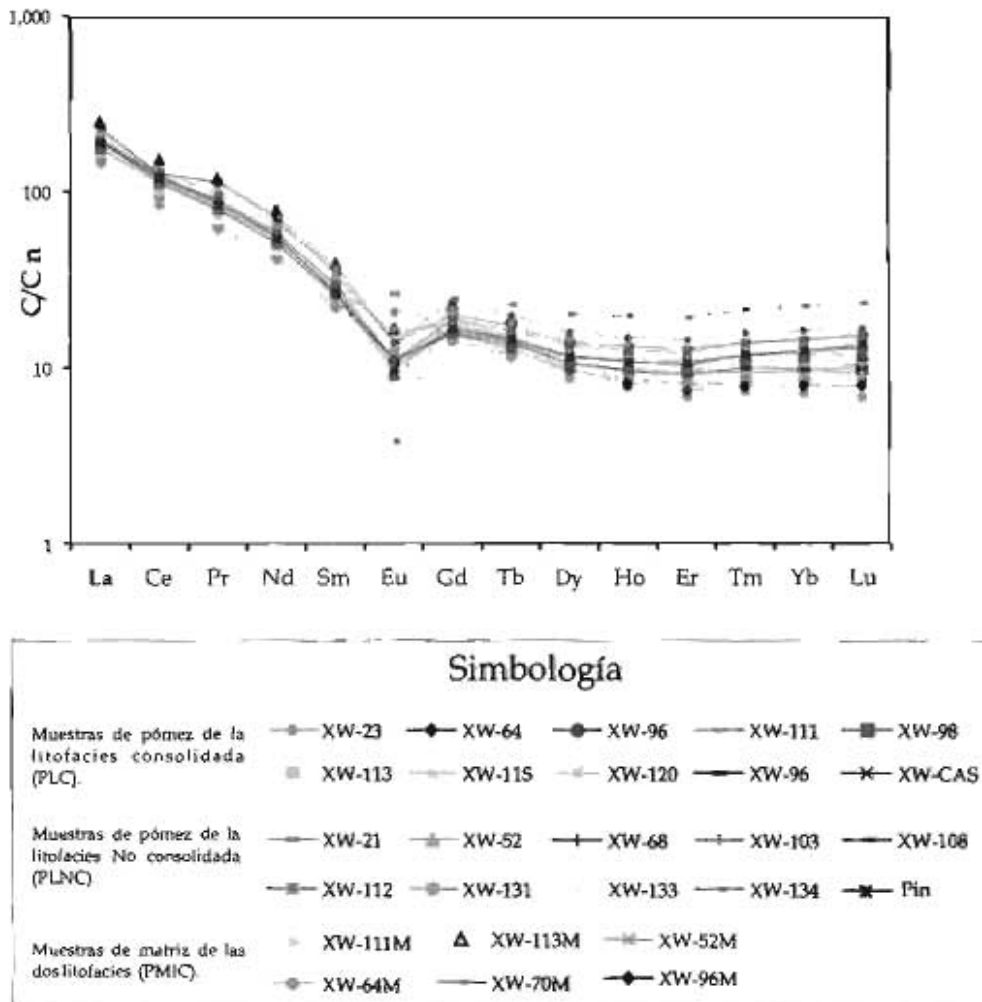


Figura 4.48 Concentraciones normalizadas a condrita (Mc Donough and Sun, 1995)

4.12 Ambiente tectónico

La figura 4.49 muestra el diagrama de Pearce *et al.*, (1984), con los datos de la ignimbrita El Castillo. En dicho diagrama se puede observar que las muestras varían en los campos de los granitos de arco volcánico (VAG) y los granitos intra-placa (WPG).

Las muestras que se localizan en el campo de los granitos intra-placa corresponde en su mayoría con muestras de la matriz de la ignimbrita, por lo que no deben ser considerada aquí como un buen discriminante, ya que pueden verse afectada por contaminación de los líticos accidentales. Las se encuentran en el campo de granitos de arco volcánico, pertenecen a muestras de pómez tanto de las litofacies consolidadas como no consolidadas, por lo que se consideran como un buen parámetro.

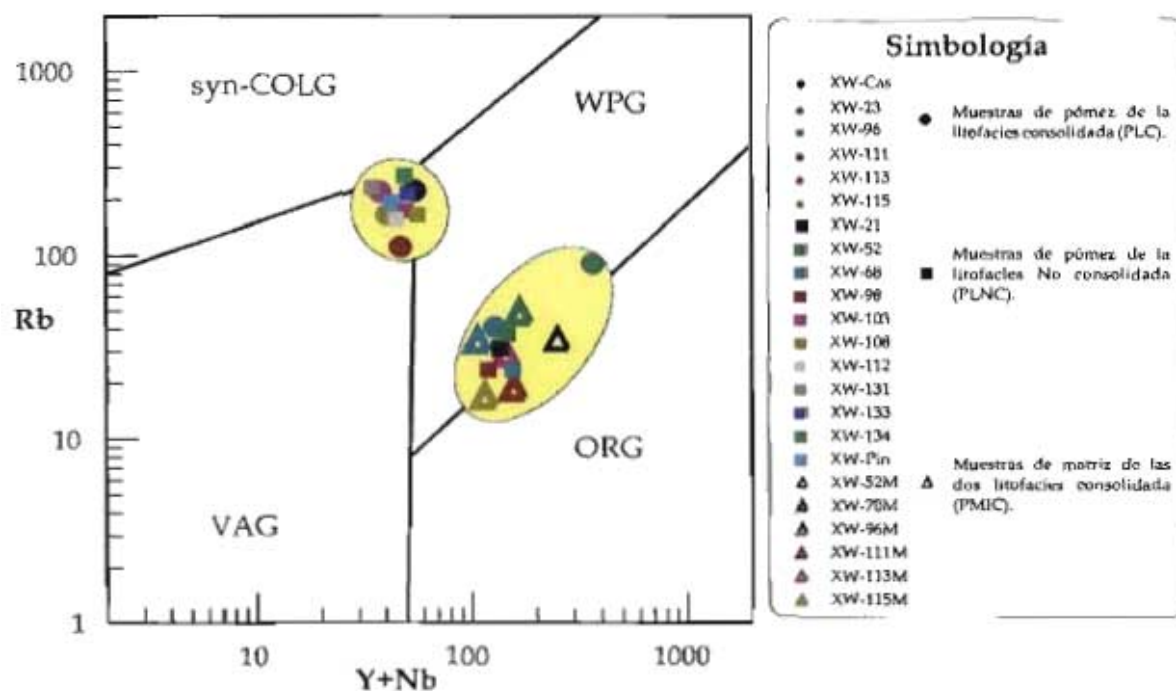


Figura 4.49 Diagrama de Rb vs Y+Nb de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984), mostrando los campos para los granitos de arco volcánico (VAG), granitos sincolisionales (Syn- COLG), granitos de cordillera oceánica (ORG), granitos intraplaca (WPG).

CAPITULO 5

Discusión

En este trabajo se reconoció un episodio volcánico ocurrido en la región de Xalapa durante el Pleistoceno Temprano, caracterizado por el emplazamiento de un flujo piroclástico silíceo calcialcalino, denominado en este trabajo ignimbrita El Castillo. Una de las principales interrogantes de este depósito es la ubicación de su fuente de emisión.

Con base en los datos recolectados en campo, cartografía, estudios petrográficos, análisis geoquímicos (elementos mayores y traza) y la determinación de su edad, se proporcionan evidencias para discutir la posible fuente de emisión de este depósito e inferir algunas condiciones sobre su formación.

5.1 Fuente de emisión

Uno de los aspectos más complejos de determinar en este estudio es el centro de emisión de la ignimbrita El Castillo, por lo que se proponen 4 posibles fuentes de emisión: Dos de ellas están asociadas con las calderas de Chiconquiaco y Los Humeros, otra al volcán Cofre de Perote y por último, una fuente de origen fisural lineal, probablemente asociada a los sistemas de fallas que estuvieron activos en la región durante el Terciario medio y superior (Figura 5.1). A continuación se discute cada una de estas alternativas.

5.1.1 Caldera de Chiconquiaco

Esta estructura no ha sido definida formalmente en la bibliografía. Los primeros en mencionarla son Negendak *et al.* (1985) y Besch *et al.* (1988). Este rasgo se localiza a 28 km, al noreste de la ciudad de Xalapa. En este trabajo el depósito que se asocia para esta caldera es una ignimbrita fuertemente soldada (vitrificado) con fiammes de color negro (Figura 5.2), a la cual se le determinó una edad de 4.5 ± 0.028 Ma por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Apéndice 1) en una muestra colectada en el poblado de La Concepción. Los afloramientos de esta unidad son aislados y algunos de los más importantes se observan en la parte norte de la ciudad de Xalapa y los alrededores de Tlapacoyan y Misantla. Tanto las evidencias de campo, como su distribución y edad, no coinciden con las de la

ignimbrita El Castillo, por lo que dicha estructura no se considera como su fuente de emisión.

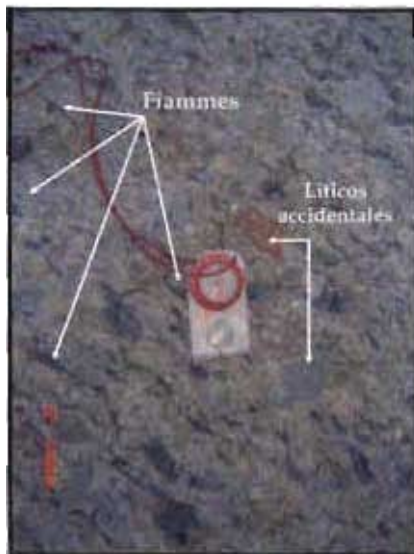


Figura 5.2 Fotografía que muestra los componentes del vitrófido asociado a la caldera de Chiconquiaco. Fiammes de color negro y líticos de color rojo y gris claro.

5.1.2 Caldera de Los Humeros

Este centro volcánico ha sido estudiado a detalle por Ferriz y Yáñez (1981), así como por Ferriz y Mahood (1984). Se localiza a 50 km al noroeste de la ciudad de Xalapa. Sus depósitos están representados por la ignimbrita Xaltipan y la Ignimbrita Zaragoza cuyas edades son 0.46 y 0.1 Ma respectivamente (Yáñez y García, 1982; Ferriz y Mahood, 1984; 1987). De acuerdo a estas edades, la caldera de los Humeros es más joven que la ignimbrita El Castillo por lo consiguiente, temporalmente no coincide con este depósito.

5.1.3 Volcán Cofre de Perote

Según Siebert y Carrasco-Núñez (2002), el Cofre de Perote es un volcán escudo construido principalmente de flujos de lava de composición andesítica y dacítica, con algunas capas de tefra. Tiene una altura de 4280 m.s.n.m., y se ubica 24 km al poniente de Xalapa y 12 km al ESE de la ciudad de Perote. Esta estructura esta asociada con la cordillera volcánica CP-PO (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006) y su origen no concuerda con las características propias de un depósito de ignimbrita como el que aquí se describe, ya que su estructura tiene afinidades más propias de un volcán escudo. Además Concha-Dimas *et al.* (2005)

proporcionan algunas evidencias que indican que esta estructura volcánica descansa directamente sobre rocas del Cretácico superior.

5.1.4 Fisuras lineales

Durante el Terciario superior y medio, en la región ocurrió un evento extensivo con orientación NNE, que origina fallamiento lateral con una componente normal (Amoco-Pemex-IMP, 1995; Prost y Aranda 2001). Estas estructuras pudieron favorecer el ascenso de material magmático y favorecer el emplazamiento de flujos piroclásticos. La extensión del depósito estaría distribuida de manera perpendicular a lo largo de la fisura y no en forma radial como sería a partir de una caldera. Esta geometría coincide con la distribución en forma de franja de la ignimbrita El Castillo que origina mesetas alineadas NW-SE cuya longitud varía de 32 a 35 km. Mientras que su parte angosta tiene una orientación NE-SW con un ancho de 16 a 20 km. Asimismo se tiene una disminución del tamaño y contenido de líticos y pómez de NW a SE, en esta misma dirección también se observa un incremento en el porcentaje de matriz. Esto permitió establecer que sus facies proximales se localizan en la porción NW, en tanto que las facies distales se encuentran hacia el SE del área de estudio.

Con base en esto se propone que la probable fuente de emisión de la ignimbrita El Castillo, podría haber sido de tipo fisural (Figura 5.1), aunado a la ausencia de una caldera. Este lineamiento estaría localizado al NE del área de estudio, el cual quedó cubierto por los flujos de lava de la Joya, del *Central Cone Group*, del Volcán Cofre de Perote y del Campo Volcánico Monogenético de Xalapa (Negendak *et al.*, 1985; Siebert y Carrasco-Núñez, 2002, Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 2008).

5.2 Etapas evolutivas

Etapa I

En una primera etapa la intrusión configura una cámara magmática la cual provoca el abombamiento y fracturamiento cortical. La anomalía negativa de Eu, indica que el magma que originó el evento eruptivo sufrió un proceso de fraccionamiento de las plagioclasa.

Etapa II

En la petrografía no se observan texturas de desequilibrio que muestren evidencias de que el ascenso del magma se origino por la inyección de un magma de mayor temperatura. Durante el Terciario en la región prevalece una tectónica distensiva con dirección NNE que genera fallas laterales izquierdas con componentes normales, probablemente este evento favorece el ascenso rápido del magma por descompresión del sistema. Esto produce una serie de erupciones a lo largo de la o las fisuras con colapsos instantáneos de columna en el momento de la salida, los cuales generan varias unidades de flujo que descienden por las laderas hacia la planicie costera avanzando algunas decenas de kilómetros.

Esta actividad volcánica se mantiene durante 220 ka, si consideramos que la edad más antigua de la ignimbrita es de 2436 ± 125 ka y su edad mas joven de 2216 ± 62 ka. Durante este periodo se expulsa un volumen de aproximadamente 20 km^3 de material, lo que nos arroja una tasa de emisión de $0.10 \text{ km}^3/\text{ka}$.

La variación química de riolita a traquidacita para las rocas más jóvenes, nos da indicios de que la cámara magmática pudo haber estado estratificada o heterogénea. Y que los pulsos más antiguos provienen de las zonas más someras, mientras que los más jóvenes de las partes más profundas. De la misma forma se explica las anomalías positivas de Eu en la gráfica de los elementos traza contra la condrita, en muestras más jóvenes (XW-23 y XW-111).

Etapa III

El material se deposita a varias decenas de km de su fuente; las formas achatadas y ovoides de las pómez y los vitroclastos orientados sin evidencias de haber fluido, nos indican que la temperatura de emplazamiento ocurrió por debajo de la temperatura de transición del vidrio (550°) (Dingwell, 1998). Lo que da origen a una ignimbrita de bajo grado. Asimismo la presencia de pipas de desgasificación y alguna pómez con procesos de desvitrificación (esferulitas) nos revelan que existió una liberación de gases durante su enfriamiento.

Etapa IV

Durante el Pleistoceno tardío al Holoceno se dan varios episodios de ascenso magmático que originaron extensos flujos de lava, principalmente al NE del área de estudio (Negendak *et al.*, 1985; Siebert y Carrasco-Núñez, 2002; Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 2008). Estas lavas cubren una importante porción de la zona proximal de la ignimbrita El Castillo.

5.3 Condiciones paleotopográficas del evento volcánico El Castillo.

La actividad tectónica del Mastrichtiano al Eoceno Temprano tuvo gran influencia en la configuración de la morfología del basamento pre-volcánico. Esta actividad tectónica genera estructuras de altos y bajos topográficos, originando extensas cadenas montañosas estrechas y alargadas con una altitud que varía de los 500 a 2000 msnm., las cuales están separadas por amplios valles.

Esta paleomorfología (Concha-Dimas *et al.*, 2005; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006), tiene una influencia importante en el control de emplazamiento y distribución de la IEC. De esta forma los bajos topográficos son rellenados por la ignimbrita, formando amplias mesetas; mientras que los altos son bordeados por los flujos como en el caso de las Sierras de Chavarrillo y Jalcomulco. (Figura 5.3). Así se explica la variación en los espesores del depósito.

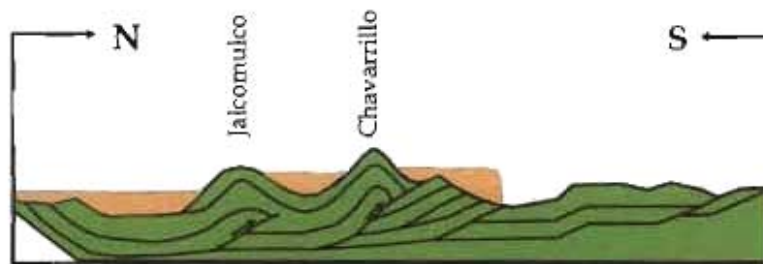


Figura 5.3 Esquema que muestra la paleomorfología del basamento por donde se emplazó la ignimbrita El Castillo.

La IEC tiene un alto contenido de potasio, pertenece al grupo de rocas subalcalinas y tiene una tendencia de diferenciación calco-alcalina, lo cual hace suponer un origen de arco magmático. Este comportamiento LFSE y HFSE, conjuntamente con las anomalías

presentes es típico de rocas magmáticas de arco y se interpreta como un indicativo de magmas generados en ambientes de subducción (Wilson, 1989). Esto se confirma con el esquema de discriminación tectónico de Pearce *et al.* (1984), el cual nos muestra que la ignimbrita corresponde a rocas de arco volcánico (VAG).

La clasificación química de la IEC, de acuerdo con Le Bas *et al.* (1986) nos muestra una composición riolítica, al igual que varias de las ignimbritas reportadas a lo largo de la FVTM. Por otra lado, en el diagrama multielemental normalizado a condrita (Figura 4.12), las muestras tienen espectros de tierras raras muy parecidos entre sí, que se caracterizan por un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LILE), una marcada anomalía negativa en Eu, y un perfil plano para las tierras raras pesadas (HFSE).

CAPITULO 6

Conclusiones

1. El área de estudio abarca una superficie de 2254 km² y se localiza en el sector oriental de la FVTM en los alrededores de la ciudad de Xalapa, Veracruz.
2. En esta región se reconocieron 11 unidades litoestratigráficas, una de ambiente marino constituida por calizas del Cretácico Superior y que forma parte del basamento prevolcánico. Cubriendo a estas rocas se encuentran nueve unidades de origen volcánico formadas por derrames de lava y depósitos piroclásticos. Finalmente, una unidad constituida por depósitos de aluvión, asociada a procesos erosivos y de intemperismo de ambiente continental.
3. Se estudió de manera detallada las características litológicas, mineralógicas, geoquímicas y estructurales de una unidad de flujo piroclástico a la cual se le asigna el nombre de ignimbrita El Castillo (IEC), cuya localidad tipo se encuentra en la población del mismo nombre al oriente de la ciudad de Xalapa.
4. La IEC tiene una distribución en forma de mesetas alargadas hacia el SE de Xalapa con una longitud máxima de 35 km. El depósito abarca una superficie de 572 km² y el volumen estimado, considerando un espesor promedio de 35 m es de 20 km³.
5. Los componentes principales de la IEC son pómez y líticos accidentales de basalto y andesita y ocasionalmente clastos de caliza, embebidos en una matriz compuesta por esquirlas de vidrio y en menor cantidad por fragmentos de cristales y líticos. Su asociación mineralógica es: vidrio, pómez con sanidino, albita, cuarzo, biotita y óxidos de Fe y Ti y líticos accidentales de basalto y andesita.
6. La composición química de la IEC es riolítica con una afinidad calciocalina con alto contenido de K₂O. El notable enriquecimiento de tierras raras ligeras en el diagrama normalizado contra el valor de la condrita (Mc Donough y Sun, 1995) determina que el ambiente en que se formó es de arco volcánico.

7. De acuerdo a 5 fechamientos realizados por el método de Ar^{40}/Ar^{39} , a la IEC se le estima una edad promedio de 2.345 ± 0.062 Ma, la cual corresponde al Pleistoceno Tardío.
8. De acuerdo a las características de distribución de la IEC, se considera que su fuente de emisión fue a través de fisuras con una orientación de NE-SW, localizadas al noreste del área de estudio, las cuales estarían cubiertas por depósitos volcánicos más recientes derivados del Campo Volcánico Monogenético de Xalapa y depósitos del Cofre de Perote.
9. LA IEC coincide con algunas de las características que presenta el vulcanismo silíceo de la FVTM, por lo que se considera que es parte del sector oriente de la FVTM.

CAPITULO 7

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, Gerardo y Labarthe-Hernandez, Guillermo., 2003.** Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*; v. 31; no. 9; 773-776 p.
- Aguirre-Díaz G.J. y López-Martínez M., 2001.** The Amazcala caldera, Queretaro, México, Geology and geochronology. *Journal of Volcanology and geothermal research* V111 203-218 p.
- Aguirre- Díaz, Gerardo J., Ferrari L., Nelson, S. A., Carrasco-Núñez G., López- Martínez M., Urrutia-Fucugauchi J., 1998.** El Cinturón Volcánico Mexicano: un proyecto multidisciplinario. *GEOS*. Vol. 18 No 2. Unión Geofísica Mexicana, A.C. Junio 1998.
- Aguirre-Díaz, Gerardo J., Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez, G. y Ferrari L., 1997.** Magmatismo and Tectonics of central and Northwestern Mexican Volcanic Belt IAVCEI General Assembly excursions: UNAM Instituto de Geología Excursion 1 1-39 p.
- Aguirre-Díaz, Gerardo J., 1996.** Volcanic stratigraphy of the Amealco Caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V13 N°1, 10-51 p.
- Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998.** Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Trans-mexican Volcanic Belt. *Geology* Vol. 26, 591-594 p.
- Amoco-Pemex-IMP, 1995.** Tertiary stratigraphy, basin evolution and its economic potential of the Veracruz basin, central Mexico. Reporte técnico interno.
- Ancochea, E., Brandle, J. L. y Huertas, M. J., 1995.** Alineaciones de centros volcánicos en la isla de Tenerife. *Geogaceta*, 17, 53-58 p.
- Arellano V. M., Garcia A., Barragán R. Ma., Izquierdo G., Aragón A., y Pizano A., 2000.** A Conceptual Model Of The Los Humeros, (Mexico), Geothermal Reservoir In Its Natural State. *Proceedings World Geothermal Congress 2000 Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000* 20504-2509 p.

- Besch T. , Tobschall H. J., Negendak J. F. W. and Emmermann R., 1988. Geochemical constraints on the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. 27-4, 641-663 p.
- Branney-Michael. J., y Kokelaar, Peter., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology* 54, 504-520p.
- Campos-Enríquez J. O. y Garduño-Monroy, V.H., 1987. The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico *Geothermics* Vol. 16 N° 5-6, 539-554 p.
- Cas, R. A. F. y Wright, J. V., 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Ed. Allen & Unwin. London, 528 p.
- Cantagrel, J. M. y Robin, C., 1979. K-Ar dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks- Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 99-114 p.
- Carrasco-Núñez, G. y Branney, M. 2005. Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with normal-to-reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 68, 3-20p.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert L., Hubbard B., Sheridan M. F. and Rodríguez-Elizarraras, S.R., 2006. Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal research*. Vol. 158, 151-176 p.
- Carrasco-Núñez, G., 1997. Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico. *Geol. Mag.*, 134, 151-162 p.
- Carrasco-Núñez, G. y Rose, W. I., 1995. Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico, 8.5-9.0 ka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 69, 197-215.
- Carrasco-Núñez, G., 1993. Structure, eruptive history and some major hazardous events of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico. Tesis Doctoral, Michigan Technological University, USA. 182 pp.

- Concha-Dimas A., Cerca M., Rodríguez-Elizarraras, S.R., Watters-Robert J., 2005. Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote-Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. *Geomorphology* 72 19-39 p.
- De Cserna, Z., De La Fuente Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1988. Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de La Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México* 104, 1-71 p.
- Delgado, A. M., López, M. D., York y Hall, C. M., 1992. Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1590-1604 p.
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: UNAM. *Revista del Instituto de Geología*, v. 5, 217-222 p.
- Demant, A., 1979. Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico: UNAM, *Revista del Instituto de Geología*, v. 3, 39-57 p.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. U.N.A.M. *Revista del Instituto de Geología*, Vol. 2, 172-187 p.
- Demant, A., y Robin, C., 1975, Las fases del volcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: *Revista Instituto de Geología*, v. 75, 66-79 p.
- Díaz-Castellón, R., 2003. Análisis de la Estabilidad de Edificios Volcánicos del Flanco Oriental de la Sierra Citlaltépetl-Cofre de Perote. M.Sc. thesis Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México. 135 p.
- Dingwell, D.B., 1998. The glass transition in hydrous granitic melts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 107 p.
- Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M. and Handler, M.R., 1997. A simple method for the precise determination of ≥ 40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardisation. *Chemical Geology*, 134(4): 311-326.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquare, G y Tibaldi A. 1991. Geology of Los Azufres caldera, México, and its relationships with regional tectonics.

- Ferrari L., López Martínez, M., Aguirre Díaz G., y Carrasco-Nuñez G., 1999. Space time patterns of Cenozoic arc Volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27 (4), 303-306 p.
- Ferket, H., S. Ortuño-Arzate, F. Roure, y R. Swennen, 2003. Lithologic control on matrix porosity in shallow-marine Cretaceous reservoir limestones: A study of the Peñuela reservoir outcrop analogue (Cordoba Platform, Southeastern Mexico), in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, 283-304 p.
- Ferriz H., 1985. Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México. *Geofísica Internacional*, V.24 -1, 97-157.
- Ferriz, H. y Mahood, G., 1984. Eruptions rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico. *J. Geophys. Res.* 89, 8511-8524 p.
- Ferriz, H. y Mahood, G., 1987. Strong compositional zonation in a silic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt. *J. Petrol.* 28, 171-209 p.
- Ferriz, H. y Yáñez, C., 1981. Mapa geológico del centro volcánico de los Humeros, estados de Puebla y Veracruz, México. C.F.E. México, Ediciones del Sector Eléctrico.
- Fisher, R. V., 1979. Models for pyroclastic surge and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 305-318 p.
- Fisher, R.V., y Schmincke, V. 1984. *Piroclastic Rocks* Ed., Springer-Verlag Berlin Heidelberg Germany 472 p.
- Fisher, R.V., Smith, A.L. y Roobol, M. J., 1980. Destruction of St. Pierre, Martinique by ash cloud surges, May 8 and 20, 1902. *Geology* 8, 472-476 p.
- Francis, P., 1993. *Volcanoes, a planetary perspective*. Ed. Oxford, U.S.A., 444 p.
- Freundt, A., Wilson, C. J. N., Carey, S. N., 2000. Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 581-599 p
- Gilbert, C.M., Mahood G.A., y Carmichael I.S.E., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara área México. *Geofísica Internacional*, Vol. 24-1, 169-191 p.
- García, Palomo A., J. L. Macías y V. H. Garduño, 2000. Miocene to Recent structural evolution of Nevado de Toluca volcano region, Central México. *Tectonophysics*, Vol. 318, 281-302 p.

- García, Palomo A.,** 2002. Vulcanismo y Geología Estructural de la Región de Apan Edos. De Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México. Tesis de Doctorado Instituto de Geofísica UNAM, México 181 p.
- González-Mercado E.,** 2005. El vulcanismo monogenético de la región de Xalapa, Veracruz. Geomorfología, petrología y génesis "Tesis de Maestría, UNAM-Instituto de Geología, 131 p.
- Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel Ma. T y Ferrari L.** 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America Special Paper 422, 129–181 p.
- Govindaraju, K.,** 1994. Compilation of Working Values and Sample Description for 383 standard reference materials. Geostandards Newsletter, 18(2): 331
- Höskuldsson, A.,** 1992. Le complexe volcanique Pico de Orizaba - Sierra Negra - Cerro Las Cumbres (sud-est mexicain): Structure, dynamismes eruptifs et évaluations des aléas. Tesis Doctoral, Univ. Clermont Ferrand II, 210 p.
- Hubbard, B.E.,** 2001. Volcanic Hazard Mapping using Aircraft, Satellite, and Digital Topographic Data: Pico de Orizaba (Citlaltépetl), Mexico, Ph.D. dissertation, University at Buffalo, NY. 354 pp.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI),** 2000a. Carta Topográfica Xalapa E14-B27, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI),** 2000b. Carta Topográfica Coatepec E14-B37, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI),** 2000c. Carta Topográfica Atocpan E 14B-28, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI),** 2000d. Carta Topográfica José Gardel E 14B-38, Escala 1:50 000.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A.,** 1971. A guide to the chemical clasification of the common rocks. Canadian Journal. Earth Sci.; 8, 523-548 p.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B.,** 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. J. Petrol. 27, part 3, 745-750 p.
- López-Hernández, A.,** 1995. Estudio regional volcánico y estructural de la zona geotérmica de Los Humeros Puebla, México. Geotermia Vol. 11 N° 1, 17-36 p.

- López-Infanzón, M., 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco Palma Sola Area, central Veracruz, México. M.S. Thesis, Tulane University, U.S.A. 139 p.
- Lozano, S. C. R., Verma, S. P., Girón G. P., Velasco, T. F., Morán, Z. D., Viera F. y Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. Actas INAGEQ, 1: 203-208 p.
- Marshall, P., 1935. Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. Tran. Roy. Soc. N.Z. 64, 323-366. 8.
- Meneses-Rocha, J. J., Rodríguez-Figueroa, D., Toriz-Gama, J., Banda-Hernández, J., Hernández de la Fuente, R., Valdivieso-Ramos, V., 1996. Excursión geológica al cinturón plegado y cabalgado de Zongolica: AMPG-PEMEX. Inédito
- McDonough, W.F. y Sun, S.S., 1995. The Composition of the Earth. Chemical Geology, 120(3-4): 223-253 p.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriando, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 136, 97-119 p.
- Morán Zenteno, D. J., Alba A. L., Martínez S. R., Reyes S. M., Corona E. R. y Ángeles G. S. 1998. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, Southern Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. IG-UNAM y Sociedad Geológica Mexicana, México D. F. Vol. 15. Nº 2, 167-180 p.
- Mossman, R. W., y F. Viniegra, 1976. Complex fault structures in the Veracruz Province of Mexico. AAPG Bulletin, Vol. 60, 379-388 p.
- Negendank, J. F. W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., y Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Transmexican Volcanic Belt. Geofísica Internacional Vol. 24-4, 477-575 p.
- Nelson, S. A. y González, C. E., 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. Bull. Volcanol. 55, 85-96 p.
- Nelson, S. A., González C. E. y Kyser, T. K., 1995. Constraints on the origin of alkaline and calcalkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 122, 191-211 p.

- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales, C. C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, México, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 118, N°. 112, 1868-1882 p.
- Nelson, S. A., González C. E. y Kyser, T. K., 1995. Constraints on the origin of alkaline and calcalkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 191-211 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, Quinta Edición, Escala 1:2,000,000. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, consejo de Recursos Minerales. 1 Mapa con Texto Explicativo, 74 p.
- Palacio, P. J. L., J. Blanco L. y M. A. Ortiz P., 1991. Evaluación geomorfológica estructural a través de modelos sombreados y pares estereoscópicos generados a partir de modelos digitales del terreno, *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, Vol. 23, 89-101 p.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., and Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 146., 353-364 p.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L. y Zanchi, A., 1987. Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26-2, 159-175 p.
- Pearce, J. A., Harris N. B., y Tindle A. G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 25, 956-983 p.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81 p.
- Pradal E. y Robin C., 1991. Late Pleistocene ignimbrites at Los Azufres Volcanic center, Mexico. Implications for the present magmatic cycle. *Geodynamique* 6 (2) 210-205 p.

- Prost, G. y Aranda, M., 2001. Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico, en Bartolini, C., Buffler, E.T. y Cantú, Ch. A., eds. The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG, Memoir 75, 271-291 p.
- Riggs, N. y Carrasco-Núñez, G., 2004. Evolution of a complex, isolated dome system, Cerro Pizarro, Central Mexico. Bull. of Vol. 66, 322-335 p.
- Robin, C. y Tournon, J., 1978. Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. Can. J. Earth Sci. 15, 1633-1641 p.
- Rodríguez, E. S., 1998. El Campo Volcánico de Las Cumbres (CVLC) al oriente de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), Estados de Puebla y Veracruz: Evolución geológica y características de sus principales depósitos piroclásticos. Tesis Doctoral, UNAM-Instituto de Geología, 263 p.
- Rodríguez, E. S., 2005. Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 22, N°2, 181-199 p.
- Rodríguez, Sergio R., *et al.*, P. y González-Mercado, Esmeralda 2008. The monogenetic volcanoes of the Xalapa region, eastern Mexican Volcanic Belt: distribution and morphology of the volcanic vents. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Reykjavik, Islandia, Agosto 18-22, 2008.
- Siebe C. y Verma S., 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla México. Chemm Erde, 48, 177-189 p.
- Siebe, C., Abrams M. y Sheridan M. F., 1993. Major Holoceno block and ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba Volcano, México: Implications for future hazards. J. Volcanol. Geotherm. Res. 59,1-33 p.
- Siebe, C., Rodríguez, L. V., Schaaf, P. y Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. J. Volcanol. Geotherm. Res. 130, 197-226 p.
- Siebert L. y Carrasco-Núñez, G., 2002. Late-Pleistoceno to pre Columbian behind the arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. J. Volcanol. Geotherm. Res. 115, 179-205 p.
- Smith, RL, 1960, Ash flows. Geol. Soc. America Bull., 71, 795-842 p.

- Szynkaruk, E., 2004. Tectonic implications of geomorphologic and structural characteristics of Morelia-Acambay fault system, central Trans-Mexican Volcanic Belt. Tesis de Doctorado Instituto de Geofísica UNAM, México pp. 107
- Sparks, R.S.J., Self, S. y Walker, G.P.L., 1973, Products of Ignimbrite Eruptions, *Geology* 1, 115-118 p.
- Sparks, R.S.J. y Wilson L., 1976, A model for the formation of Ignimbrites by gravitational column collapse, *J. Geol. Soc. Lond.* 132, 441-452 p.
- Sparks, R.S.J., Wilson, L. y Hulme, G., 1978, Theoretical Modelling of the Generation, Movement and Emplacement of pyroclastic Flows by Column Collapse, *J. Geophys. Res.* 83, 1727-1739 p.
- Sparks, R.S.J. y Walker, G. P. L., 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites *J. Volcanol Geotherm. Res.* Vol. 2, 329-341 p.
- Suter, M. Aguirre G.J., Siebe, C., Quinetero-Legorreta, O. y Komorowski, J.C., 1991. Volcanism and active faulting in the Central part of the Trans Mexican Volcanic Belt: Boulder Colorado, Geological Society of America, Field Trip Guidebook, 224-243 p.
- Valentine, G. A. y Fisher, R.V., 2000. Pyroclastic surges and blasts. In: Sigurdsson H., (Editor), *Enciclopedia of Volcanoes*. Accademic Press, 571-580 p.
- Verma, P. S., Lozano, S.C. R., Girón, G. P. y Velasco, T. F., 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 2: 237-242 p.
- Viniegra-Osorio, 1965. Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz en "La Cuenca de Veracruz Papaloapan" Publicación especial No.1, 50 Aniversario Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. 1999, 315-384.
- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 17: 65-88 p.
- Walker, G.P.L., Heming, R.F. y Wilson, C.J.N., 1983. Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, 283: 286-287 p.
- Wilson, B. M., 1989. *Igneous Petrogenesis a Global Tectonic Approach.*, Springer, 1 edition, February 28, , 496 p.
- Wilson, C. J. N y Houghton , B. F., 2000. Pyroclastic transport and deposition. In: Sigurdsson H., (Editor), *Enciclopedia of Volcanoes*. Accademic Press, 545-554 p.

- Wright J.V. y Walter G. P.L., 1977. The ignimbrite source problem: significance of a coignimbrite lag-fall deposit. *Geology* 5, 729-732 p.
- Wright J.V., Smith A. L. y Shelf S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits J. *Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 315-336 p.
- Yáñez, G. C. y García, D. S., 1982. Exploración de la Región Geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. C. F. E. México, Ediciones del Sector Eléctrico 93 p.

APÉNDICE

Apéndice 1

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Resultados de las muestras fechadas en este trabajo.

Localidad	Muestra	UTM Coordenadas		Ap (Ma)	Ac (Ma)	Información
El Castillo	XW-23	725968	2164200	2245 ± 38	2216 ± 62	4 fractions 56% release MS = 2.0
El Castillo	XW-23	725968	2164200	2216 ± 34	2208 ± 71	5 fractions 59% release MS = 1.9
Las Víboras	XW-24	731761	2158202	2351 ± 11	2366 ± 11	5 fractions 73% release MS = 1.0
Los Pescados	XW-64	727867	2142575	2328 ± 14	2349 ± 17	5 fractions 56% release MS = 0.4
Llano Grande	XW-96	724901	2143513	2228 ± 12	2362 ± 16	6 fractions 53% release MS = 0.6
Totolapan	XW-103	743644	2154303	_____	2436 ± 125	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 287 ± 1$ 14 fractions MS = 1.8
Pacho Viejo	XW-134	721560	2157538	1.99±0.02	2.00±0.02	59% ^{39}Ar release N=6, MSWD=0.5 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 293 ± 4$ N=6, MSWD=0.5
Macuiltepetl	XW-135	718163	2162797	0.05±0.03	0.08±0.03	54% ^{39}Ar release N=4, MSWD=0.5 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 290 ± 2$ N=7, MSWD=0.6
Tejerías	XW-82	722463	2139729	959 ± 8	967 ± 8	7 fractions 86% release MS = 1.6
Otates	XW-106	739500	2159643	5630 ± 89	5961 ± 156	6 fractions 78% release MS = 2.8

Análisis realizados en el laboratorio de geocronología en la Universidad de Alaska por el Dr. P.Layer.

Todos los errores son ± 1 σ

Coordenadas UTM que denotan la localización de las muestras.

Las abreviaciones son: Ap= edad de Plateau; Ac=edad de Isocrona.

Apéndice 2

Especificaciones del equipo EDS

Los análisis químicos de los minerales cuarzo, albita, vidrio tridimita, mica y magnetita, se han efectuado mediante una microsonda electrónica Jeol JXA8900-R, en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Se utilizó un espectrómetro de energía dispersiva (EDS) multi-elemental, con un voltaje de aceleración de 20 kv, un tiempo de adquisición de 30 segundos y una corriente de 1.5×10^{-8} (A).

Los mapeos de composición elemental se realizaron con electrones retrodispersados, con una aceleración de 20 kv y una definición de 800x800 pixeles, digitalizando las imágenes de estos mapeos.

Muestra	Mineral	Na ₂ O %	MgO %	Al ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	SO ₃ %	K ₂ O %	CaO %	TiO ₂ %	MnO %	FeO %	ZrO ₂	F.N.	Total %
XW-23	Sanidino (1)	2.759	0.074	17.470	65.321	0.0905	0.052	11.716	0.760	0.547	0.062	0.333		0.4139	100.00
Foto a)	Vidrio ácido (2)	2.255	0.163	11.793	73.033	0.389	0.00	10.112	0.577	0.333	0.018	1.327		0.3693	100.00
	Zircon (3)	0.00	0.00	0.00	26.871	0.00	0.00	0.00	0.00	0.141	0.142	0.139	72.707	0.3245	100.00
	Magnetita (4)	0.433	0.171	0.865	0.157	0.00	0.00	0.086	0.00	5.501	2.004	90.78		0.3237	100.00
	Sanidino (5)	2.997	0.00	16.745	64.540	0.346	0.00	13.114	0.729	1.413	0.00	0.116		0.3794	100.00
	Andesino (6)	5.036	0.00	18.814	67.814	0.00	0.258	3.922	3.396	0.503	0.126	0.131		0.3965	100.00
	Sanidino (7)	2.626	0.00	15.985	66.222	0.346	0.00	13.242	0.398	0.777	0.00	0.404		0.3800	100.00
	Cuarzo o tridimita (8)	2.905	0.00	9.272	83.181	0.482	0.216	1.947	0.883	0.408	0.00	0.707		0.3869	100.00
XW-24	Sanidino (1)	2.232	0.033	16.369	66.842	0.823	0.193	12.101	0.747	0.189	0.00	0.472		3.8107	100.00
Foto b)	Andesino (2)	5.928	0.377	20.930	64.748	0.00	0.240	1.379	4.831	0.423	0.401	0.741		0.4101	100.00
	Albita (3)	5.606	0.00	20.134	68.241	0.275	0.00	1.376	3.874	0.00	0.033	0.460		0.4212	100.00
	Vidrio ácido (4)	0.582	1.957	0.498	89.903	0.222	0.00	0.906	0.197	0.998	0.141	4.595		0.4121	100.00
	Titanomagnetita	0.563	1.170	4.325	4.207	0.007	0.258	0.390	0.270	8.405	2.486	77.91		0.4121	100.00
	Mica (6)	0.169	14.75	11.622	37.849	1.403	0.111	9.803	0.528	6.402	0.462	16.89		0.4118	100.00
XW-21	Vidrio ácido (1)	1.111	0.010	11.148	78.386	0.179	0.139	6.861	0.782	0.430	0.00	0.954		0.3759	100.00
Foto c)	Oligoclasa (2)	6.098	0.00	20.047	66.609	0.00	0.00	1.831	4.699	0.229	0.00	0.487		0.3777	100.00
	Sanidino (3)	0.680	0.00	23.624	67.011	0.422	0.00	6.719	0.515	0.169	0.00	0.861		0.4111	100.00

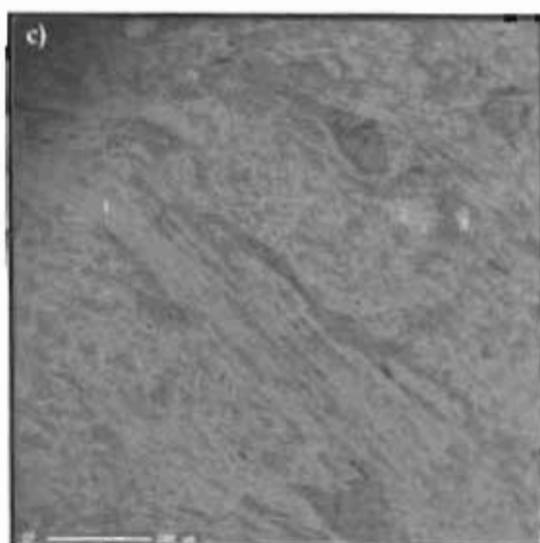
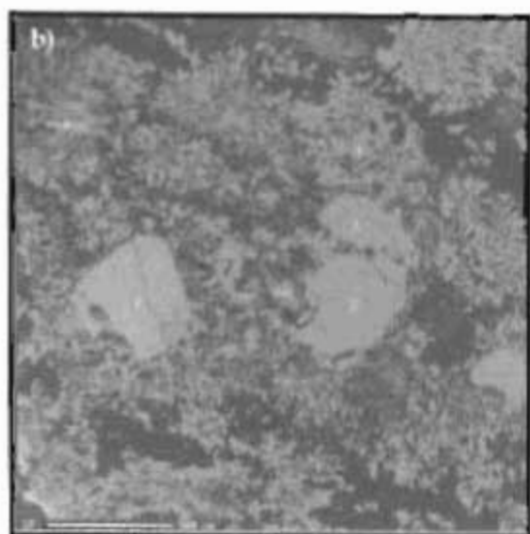
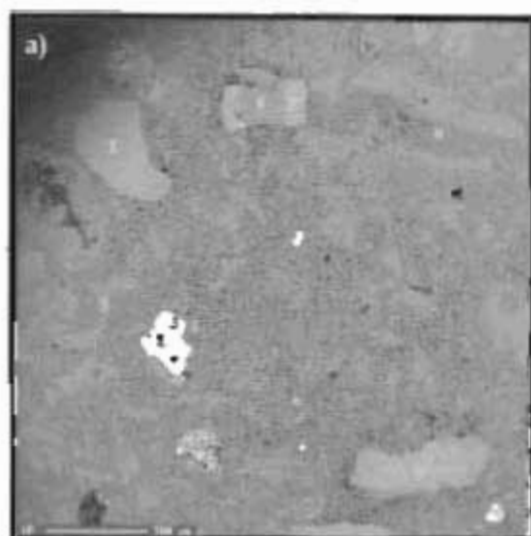


imagen de los mapeos realizado en la microsonda para la identificación de los minerales.

a) Fotografía de la muestra XW-23

b) Fotografía de la muestra XW-24

c) Fotografía de la muestra XW-21