

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE CIENCIAS

EDAD, FUENTE DE EMISIÓN E INFLUENCIA DE LA
TEFRA NEGRA EN EL SITIO ARQUEOLÓGICO COPILCO,
SUROESTE DE LA CUENCA DE MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

JESSICA LIZBETH ALVAREZ GARCÍA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA



CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX.

2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Hoja de datos

1. Datos del alumno

Alvarez
García
Jessica Lizbeth
58 21 37 86
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Licenciatura en Ciencias de la Tierra
307086910

2. Datos del tutor

Dr.
José Luis
Arce
Saldaña

3. Datos del sinodal 1

Dr.
José Luis
Macías
Vázquez

4. Datos del sinodal 2

Dra.
María del Carmen
Serra
Puche

5. Datos del sinodal 3

Lic.
José Ignacio
Sánchez
Alaniz

6. Datos del sinodal 4

Dr.
Claus
Siebe
Grabach

7. Datos del trabajo escrito

Edad, fuente de emisión e influencia de la Tefra Negra en el sitio arqueológico Copilco, suroeste de la Cuenca de México.
111 pp
2018

*A mi Güerito solecito.
Nos vemos del otro lado del arcoiris.*

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ciencias por brindarme la oportunidad de conocer y crecer, tanto académica como personalmente.

Al proyecto PAPIIT IN102317, otorgado a J.L. Arce, por el financiamiento de los análisis hechos para este trabajo. De igual modo, agradezco a mi asesor, el Dr. Arce, primero por ser mi tutor desde inicios de la carrera y mostrarme el genial mundo de la vulcanología desde entonces, además de las facilidades que me dio para trabajar en el Laboratorio de Petrología Experimental durante toda la licenciatura; segundo por la oportunidad para desarrollar un tema multidisciplinario y por la paciencia que tuvo conmigo para que pudiera concluir esta tesis, pese a la etapa de ausencia que atravesé; y tercero por la segunda fase de paciencia relacionada con las correcciones.

Al proyecto de pozos profundos “Estudio hidrogeológico de las capas profundas del Valle de México”, financiado por el Gobierno del Distrito Federal en colaboración con el Instituto de Geología, por la beca otorgada durante el proceso de elaboración de la tesis.

Agradezco a los miembros de mi jurado, Dr. José Luis Macías Vázquez, Dr. Claus Siebe Grabach, Arqlgo. José Ignacio Sánchez Alaniz y Dra. Mari Carmen Serra Puche, por los comentarios hechos a este trabajo, los cuales enriquecieron de manera notable el contenido.

Infinitamente agradezco a los arqueólogos y a todos los integrantes del proyecto Copilco: Emma Marmolejo Morales, Margarita Treviño Acuña, José Ignacio Sánchez Alaniz y Efraín Flores López. Especialmente y con mucho cariño, agradezco a Mari Carmen Solanes Carraro por la tenacidad incansable para explicarme conceptos y contextos arqueológicos, por repetirme mil veces que la capa V es un horizonte cultural y que no está en todo el sitio y por los ánimos para concluir el trabajo a pesar del tiempo. Sin ustedes no hubiera sido posible la recolección de la mayoría de las muestras ni este trabajo.

Al Arqlgo. Miguel Medina Jaen, director del salvamento arqueológico en el predio del sitio MA Quevedo (expediente DSA/INAH 2012-108) por las facilidades para visitar el lugar y por la orientación en lo concerniente al Cerro Cuilotepec (*Cerro de las Huilotas o Palomas*). Igualmente agradezco al Arq. Manuel A. Jasso Moreno, residente de la obra en MA Quevedo, por la disponibilidad para recolectar muestras y el interés en la generación de conocimiento; al Dr. Felipe Ramírez y a las arqueólogas Denia Sandoval González y Mónica Moguel Bernal, de la Zona Arqueológica de Cuicuilco, por la amabilidad con la que nos guiaron en la zona para la toma de muestras.

Agradezco también al equipo del taller de laminación de suelos y materiales no consolidados del Instituto de Geología, el Mtro. Jaime Díaz Ortega y principalmente al Sr. Eligio Jiménez (*R.I.P.*), quien a pesar de los regañones, compartió mucha de su experiencia conmigo y me guió maravillosamente en el arte de hacer láminas delgadas de cenizas.

Al Laboratorio de Microscopia Electrónica de la Unidad de Servicios de Apoyo a la Investigación y a la Industria (USAI) y al Ing. Rafael Iván Puente Lee, de la Facultad de Química, por la ayuda para cubrir las láminas delgadas con polvo de grafito.

Al Laboratorio Universitario de Petrología y al Ing. Carlos Linares López, del Instituto de Geofísica, así como al Laboratorio de Microanálisis, a la Dra. Noemí J. Salazar Hermenegildo y al M. en C. Juan Daniel Pérez Orozco, del Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, por los análisis de microsonda electrónica.

Al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía y a la Quím. Patricia Girón García, del Instituto de Geología, por los análisis químicos de FRX.

Al Laboratorio Ultralimpio e ICP-MS y a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu, del Centro de Geociencias, asimismo al Laboratorio de Química Ultra Pura y al Dr. Ernesto Hernández Mendiola, del Instituto de Geología, por los análisis químicos de ICP-MS.

A la Mtra. Ana Cecilia Lopera Gasca por la confianza que ha depositado en mí, por las oportunidades de trabajar con ella en difusión y por su amistad.

A la Dra. Lizeth Caballero García por la orientación, en última instancia, para entender la calibración de edades de radiocarbono usando OxCal, pero también por permitirme trabajar con ella durante año y medio en la Facultad.

A Elizabeth Rangel por compartir su conocimiento y por enseñarme a pulir láminas delgadas. Del mismo modo, gracias a los muchachitos de mi camada: un Tal-Iván (Salinas), Octavio Ortíz e Isela Martínez, por los momentos de trabajo y ocio en el laboratorio.

A Aramis de Icaza y a todas las personas que hacen blogs sobre \LaTeX (Miniejercicios con \LaTeX , *TeX- \LaTeX Stack Exchange*, Sebastián y “El Limbo”, El Club del Autodidacta).

Agradezco al grupo más chido de Tierra sólida pues con ellos, las clases y salidas a campo fueron definitivamente siempre amenas: Anthony Ramírez, Mónica Ramírez, Guadalupe Hernández y, fundamentalmente, a Eduardo Becerra y a Javier Gutiérrez por los cafés compartidos, las pláticas, los chistes y chismes, y las noches brutales de tarea.

Gracias a Fernando Rodríguez, Isaac Hernández, Pilar Cortés y Patricia Andrade por ser mis gurús y ayudarme a tener paz. Namasté.

A Stefany Olivar por su amistad y apoyo, especialmente en los momentos difíciles. Gracias también por orientarme en la ortografía, gramática y todo lo que se nos ocurra de la lengua. ¡Arriba la geolingüística!

A mis amigos, Juan Lerma, Héctor García y Bruno Magaña, por estar siempre a pesar de la distancia. Los quiero en demasía.

A Rafela García, Cinthya Flores y Miguel Flores por preocuparse por mí y siempre darme ánimos.

Finalmente, a Isabel García, quien me dejó crecer invariablemente como una oveja negra y nunca ha parado de apoyarme, incluso cuando eso signifique retroceder. Te adoro.

Lista de siglas y abreviaturas

a.C.: antes de Cristo

A.D.: *Anno Domini*

A.P.: Antes del Presente

Ab: albita

An: anortita

Anf: anfíbol

ca.: alrededor de (*circa*)

cal [edad]: calibrada

Carb-Copilco[número]: (muestra de) carbón en sitio Copilco

Carb-Quevedo: (muestra de) carbón en sitio MA Quevedo

CM: Cuenca de México

Cpx: clinopiroxeno

CVMG: Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

CVSC: Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin

d.C.: después de Cristo

E: Este

EEUU: Estados Unidos

e.g.: por ejemplo (*exempli gratia*)

En: enstatita

ESE: Este-Sureste

Fa: fayalita

Fo: forsterita

FRX: fluorescencia de rayos X

Fs: ferrosilita

FVTM: Faja Volcánica Transmexicana

HREE: tierras raras pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*)

HSFE: elementos de alto potencial iónico (*High Field Strength Elements*)

ICP-MS: espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*)

INAH: Instituto Nacional de Antropología e Historia

LILE: elementos litófilos de radio iónico grande (*Large Ion Lithophile Elements*)

Ma: millones de años

MDE: modelo digital de elevación

ME: microsonda electrónica

msnm: metros sobre el nivel del mar

N: Norte
NIST: Instituto Nacional de Estándares y Tecnología (*National Institute of Standards and Technology*)
NNO: Norte-Noroeste
O: Oeste
OIB: basalto de isla oceánica (*Ocean Island Basalt*)
Ol: olivino
ONO: Oeste-Noroeste
Opx: ortopiroxeno
PBT: Pómez Bosque de Tlalpan
Plg: plagioclasa
ppm: partes por millón
REE: tierras raras (*Rare Earth Elements*)
S: Sur
SC: Sierra de las Cruces
SSE: Sur-Sureste
TAS: sílice vs. álcalis total (*total alkali-silica*)
TN: Tefra Negra
TN-Copilco: (muestra de) Tefra Negra en sitio Copilco
TN-CU: (muestra de) Tefra Negra en Ciudad Universitaria
TN-Quevedo: (muestra de) Tefra Negra en sitio MA Quevedo
UNAM: Universidad Nacional Autónoma de México
Wo: wollastonita

Lista de siglas y abreviaturas	VIII
Índice general	XI
Índice de figuras	XIII
Índice de tablas	XIV
1. Introducción	1
1.1. Actividad volcánica prehistórica e histórica en México y en Latinoamérica	1
1.1.1. Cuenca de México	4
1.2. Localización del área de estudio	6
1.3. Justificación	6
1.4. Hipótesis	8
1.5. Objetivo	9
1.6. Metodología	9
1.6.1. Trabajo de campo	9
1.6.2. Trabajo de laboratorio	10
Petrografía	11
Química de minerales y de roca total	13
Fechaientos por el método de ¹⁴ C	16
1.6.3. Trabajo de gabinete	18

2. Marco geológico	19
2.1. Faja Volcánica Transmexicana	19
2.1.1. Evolución geológica de la FVTM	20
2.2. Sierra de las Cruces	22
2.2.1. Temporalidad y origen de la Sierra de las Cruces	23
2.3. Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin	23
2.3.1. Régimen tectónico y temporalidad del CVSC	24
2.3.2. Estructuras y tipo de actividad volcánica	25
2.3.3. Trascendencia social del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin	25
3. Marco conceptual	26
3.1. Tipos de actividad volcánica: estructuras y depósitos	26
3.1.1. Actividad poligenética	27
Volcanes compuestos	27
Volcanes escudo	27
Calderas	28
3.1.2. Actividad monogenética	29
Conos de escoria o cineríticos	29
Anillos y conos de toba	31
Maares	31
Volcanes monogenéticos silíceos	31
3.2. Aspectos arqueológicos de la Cultura Copilco	32
3.2.1. El Formativo en la Cuenca de México	32
Formativo Inferior o Temprano (1400 a 1250 a.C.)	32
Formativo Medio (1250 a 400 a.C.)	33
Formativo Superior o Tardío (400 a 200 a.C.)	35
Formativo Terminal (200 a.C. a 150/200 d.C.)	36
3.2.2. Copilco	37
4. Resultados	42
4.1. Estratigrafía de los sitios de estudio	42
4.1.1. Estratigrafía del sitio Copilco	42
4.1.2. Estratigrafía del sitio MA Quevedo	46
4.2. Petrografía y mineralogía	48
4.2.1. Tefra Negra	48
4.2.2. Ceniza asociada a la erupción del Xitle	53
4.3. Geoquímica de roca total	56
4.3.1. Elementos mayores	57
4.3.2. Elementos traza y tierras raras	58
4.4. Fechamientos por radiocarbono	60

5. Discusión	63
5.1. Eventos volcánicos en el sitio arqueológico de Copilco	63
5.2. Edad de la Tefra Negra	66
5.2.1. Tefra Negra y su posible relación con el abandono de Copilco	71
5.3. Fuente de emisión de la Tefra Negra	71
6. Conclusiones	74
Apéndices	76
Bibliografía	81

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1. Localización de la Faja Volcánica Transmexicana	2
1.2. Erupciones en la Cuenca de México durante los últimos 25 000 años	5
1.3. Ubicación de los sitios de estudio en la Cuenca de México	7
1.4. Muestras tomadas en el sitio Copilco	11
1.5. Muestras tomadas en el sitio MA Quevedo	12
2.1. Evolución geológica de la Faja Volcánica Transmexicana	21
3.1. Estructuras volcánicas asociadas a actividad poligenética	28
3.2. Estructuras volcánicas producidas por vulcanismo monogenético	30
3.3. Asentamientos en el sur de la Cuenca de México durante el Formativo Inferior	34
3.4. Asentamientos en el sur de la Cuenca de México durante el Formativo Medio	35
3.5. Asentamientos en el sur de la Cuenca de México durante el Formativo Superior	36
3.6. Asentamientos en el sur de la Cuenca de México durante el Formativo Terminal	38
3.7. Planos de los túneles hechos en la Cantera de Copilco en 1917 y 1924	39
3.8. Plano de los túneles en Copilco en 2013	41
4.1. Perfil estratigráfico del sitio Copilco	43
4.2. Columnas estratigráficas de los sitios Copilco y MA Quevedo y su correlación	44
4.3. Perfil estratigráfico de los sitio MA Quevedo	47
4.4. Fotografías en muestra de mano de la Tefra Negra del sitio Copilco	49
4.5. Fotomicrografías de la ceniza Tefra Negra, sito Copilco	50
4.6. Diagrama de clasificación química para las plagioclasas	51
4.7. Diagrama de clasificación química para los anfíboles	52
4.8. Diagrama ternario de clasificación química para los piroxenos	53
4.9. Fotomicrografías de la ceniza Tefra Negra, sito MA Quevedo	54

4.10. Fotomicrografías de la ceniza del Xitle, sitio Copilco	55
4.11. Diagrama de clasificación química para los olivinos	56
4.12. Diagrama TAS para la clasificación de rocas volcánicas	58
4.13. Diagramas binarios de óxidos mayores vs. sílice	59
4.14. Diagramas multielementos	60
4.15. Gráfica de las edades de radiocarbono	61
5.1. Detalle de las capas de ceniza en las columnas estratigráficas de los sitios de estudio . . .	65
5.2. Muestras de carbón tomadas en el sitio Copilco para fechamiento por ¹⁴ C	68
5.3. Primera etapa de ocupación en Copilco	69
5.4. Segunda etapa de ocupación en Copilco	70
5.5. Cono Cuilotepec	73
5.6. Perfiles topográficos de los conos Xitle y Cuilotepec	73

ÍNDICE DE TABLAS

1.1. Muestras y métodos aplicados	10
3.1. Periodización y sitios del Formativo en la Cuenca de México	33
4.1. Edades de radiocarbono	62
5.1. Tepalcates en los túneles de Copilco	72
A1. Composición mineral de los olivinos	76
A2. Composición mineral de las placioclasas	77
A3. Composición mineral de los anfíboles	78
A4. Composición mineral de los piroxenos	79
A5. Química de roca total	80

1.1. Actividad volcánica prehistórica e histórica en México y en Latinoamérica

México es un país volcánicamente activo, y aunque existen zonas volcánicas en los extremos del país como el complejo volcánico de Tres Vírgenes, en Baja California, y el Arco Volcánico Chiapaneco, en Chiapas, la mayor concentración de volcanes se encuentra en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), entre los paralelos 19° y 22° de latitud norte (Figura 1.1). La actividad volcánica en la FVTM está asociada a la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Figura 1.1) y abarca desde el Mioceno hasta el presente (Gómez Tuena *et al.*, 2005), con varios volcanes (e.g. Citlaltépetl, Popocatépetl, Jorullo, Paricutin, Colima, Ceboruco) que han tenido actividad histórica (Foshag y González Reyna, 1956; Guilbaud *et al.*, 2011; Macías, 2005; Nelson, 1980; Waitz, 1920).

Es bien sabido que las áreas volcánicas ofrecen recursos (e.g. desarrollo de suelos muy fértiles, presencia de cuerpos de agua y climas agradables) que favorecen el establecimiento de grupos de poblaciones. Este hecho propició que asentamientos prehispánicos se establecieran alrededor de grandes estratovolcanes y que, incluso actualmente, existan pueblos cerca de ellos, como el de Ozumba de Alzate, en el estado de México, que se ubica en las faldas occidentales del volcán Popocatépetl.

Los primeros reportes sobre eventos de índole volcánica en México aparecen en esculturas y códices, donde las erupciones eran representadas como un cerro con un copete de humo en su cima (Macías, 2005). Aunque estos registros hacen referencia solamente a dos volcanes, el Popocatépetl y el Citlaltépetl, éstos no fueron los únicos cercanos a poblaciones prehispánicas.

De acuerdo a Siebe *et al.* (1997), durante los últimos 20 000 años, la actividad explosiva del Popocatépetl ha sido caracterizada por cuatro eventos mayores con producción de pómez de caída y flujos de

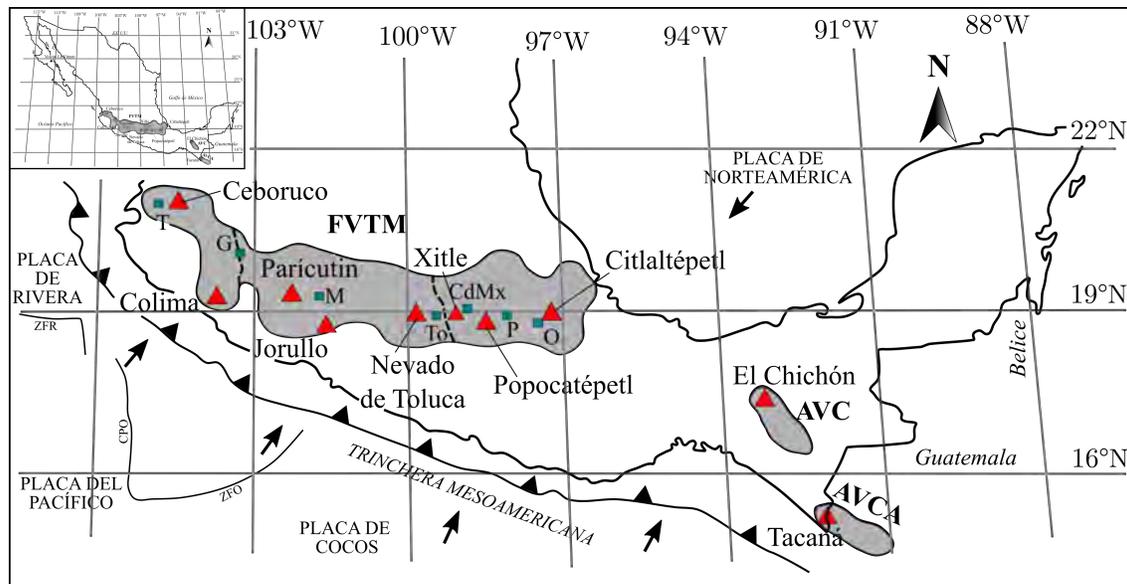


Figura 1.1: Localización y marco tectónico de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y algunos volcanes con actividad histórica (triángulos rojos) en el norte, centro y sur de México. Se indican las principales ciudades. T: Tepic; G: Guadalajara; M: Morelia; To: Toluca; CdMx: Ciudad de México; P: Puebla; O: Orizaba; AVC: Arco Volcánico Chiapaneco; AVCA: Arco Volcánico de Centroamérica. Las líneas punteadas marcan los límites de las porciones occidental, central y oriental de la FVTM (modificado de Macías, 2005).

ceniza (14 000, 5 000, 2 150 y 1 100 años A.P. (Antes del Presente)). La erupción pliniana¹ ocurrida hace 2 150 años depositó un horizonte de caída rico en pómez en el flanco noreste del volcán, sepultando a asentamientos prehispánicos, conocidos como Tetimpa (e.g. Plunket y Uruñuela, 1998), que se encontraban en esta región (Seele, 1973), además de producir un primer abandono en el sitio de Xochitécatl (Serra Puche, 2005). De manera similar, el evento pliniano ocurrido hace 1 100 años afectó a poblaciones prehispánicas en importantes sitios del Formativo-Epiclásico como Cholula, Cacaxtla y un segundo abandono en Xochitécatl (Macías, 2005; Serra Puche, 2005; Siebe *et al.*, 1996b). De hecho, se cree que esta erupción pudo haber influenciado el abandono de Cholula, ocurrido alrededor de 800 d.C. (Suárez Cruz y Martínez Arreaga, 1993), pues coincide con el rango de edades obtenidas por Siebe *et al.* (1996b).

En náhuatl, Popocatépetl significa “la montaña que humea”. Esto alude al hecho de que durante la época prehispánica, habitantes de la Cuenca de México observaron varias erupciones en su cima, como las de los años 1363, 1509, 1512 y 1519-1528 (De la Cruz Reyna *et al.*, 1995). También existen numerosas menciones de actividad volcánica en el Popocatépetl durante la Colonia y la época pre- y posrevolucionaria (e.g. Atl, 1939; Macías, 2005).

Otro ejemplo de actividad volcánica en tiempo histórico fue la erupción de tipo peleana² ocurrida en el

¹Estilo eruptivo de carácter explosivo que se caracteriza por la emisión de decenas de kilómetros cúbicos de magma, generalmente de composición intermedia a ácida, durante un pulso eruptivo y la formación de una columna sostenida de más de 20 km de altura. Recibe el nombre en honor a Plinio el Joven, quien describió la erupción del volcán Vesubio, en Italia, ocurrida en el año 79 d.C. (Cioni *et al.*, 2015; Schmincke, 2004; Walker, 1973).

²Estilo eruptivo de carácter explosivo, caracterizado por la formación de flujos piroclásticos asociados a la destrucción de un domo. El nombre hace alusión a la erupción de 1902 del volcán Pelée, en Martinica, donde este tipo de flujos (“nubes

volcán Tacaná, en el estado de Chiapas, hace 1 950 años (Lowe *et al.*, 1982; Macías *et al.*, 2000). Aunque la erupción no impactó directamente al centro ceremonial de Izapa, los depósitos piroclásticos producidos bloquearon los ríos aledaños a la región, provocando inundaciones que causaron el abandono temporal de este centro. También existen reportes de actividad histórica del Citlaltépetl ocurrida durante los siglos XVI y XVII (Crausaz, 1994) y del volcán de Colima, durante los siglos XVI a XX (e.g. Bretón González *et al.*, 2002; Saucedo y Macías, 1999).

Aunque no existen vestigios de que la actividad eruptiva del Nevado de Toluca haya afectado directamente a asentamientos prehispánicos, se han encontrado navajas de obsidiana y restos de cerámica en el área del cráter, esparcidos sobre la superficie de su domo, El Ombligo, y en las profundidades de los lagos, lugares donde posiblemente se realizaban ceremonias religiosas por los matlazincas y posteriormente por los aztecas (Quezada Ramírez, 1972). Esto demuestra que los volcanes formaron parte no sólo de la vida diaria, sino también de la cosmovisión de muchas de las culturas prehispánicas que habitaron en la parte central y meridional de México.

A principios del siglo XX ocurrieron varias erupciones en Latinoamérica que causaron gran impacto en la comunidad geológica mundial. El 7 de mayo de 1902, la erupción del volcán Soufrière, en San Vicente, en las Antillas Menores, devastó la isla y mató a 2 000 personas (Anderson *et al.*, 1903). Un día después, la Montaña Pelée, en la isla de la Martinica, también en las Antillas Menores, hizo erupción y produjo una oleada piroclástica que destruyó por completo a la ciudad de Saint-Pierre y acabó con la vida de más de 25 000 personas (Perret, 1935). En octubre del mismo año, el volcán Santa María, en Guatemala, despertó violentamente con una erupción pliniana que cubrió con pómez la porción noroeste de Guatemala y con ceniza hasta el centro de México (Macías, 2005).

Por otro lado, el 20 de febrero de 1943 en México, en medio de campos de cultivo en el estado de Michoacán, nació el volcán Parícutin, cuya erupción sepultó a los poblados de Parícutin y San Juan Parangaricutiro (Luhr y Simkin, 1993; Macías, 2005). No obstante, quizás la peor catástrofe vulcanológica en nuestro país está representada por la erupción del volcán Chichón (Piowacwe, en zoque; Báez-Jorge *et al.*, 1985), ocurrida en el estado de Chiapas durante marzo y abril de 1982. La reactivación del Chichón después de 550 años de inactividad, tomó por sorpresa a la población y a las autoridades mexicanas pues, a pesar de que había dado señales de actividad en 1930 y 1981, era un volcán prácticamente desconocido (Macías, 2005). La erupción de 1982 generó tres columnas plinianas de alrededor de 27 km de altura (Carey y Sigurdsson, 1986) y produjo oleadas piroclásticas húmedas, ocasionando la muerte de más de 2 000 personas y la destrucción de nueve poblados (Sigurdsson *et al.*, 1984). Adicionalmente, más de siete millones de toneladas de SO₂ fueron emitidas a la atmósfera, formando aerosoles que redujeron la temperatura del planeta en 0.5 °C durante varios meses (Espíndola *et al.*, 2002).

Estudios estratigráficos posteriores revelaron que el Chichón había tenido por lo menos once erupciones explosivas durante los últimos 8 000 años (Espíndola *et al.*, 2000) y que en dos de los depósitos producidos existían fragmentos de cerámica casera (2 400 años A.P.; Espíndola *et al.*, 2000) y de tipo

ardientes”) fueron descritos por primera vez (Carlson *et al.*, 2011; Schmincke, 2004; Walker, 1973).

Maya (1 250 años A.P.; Tilling *et al.*, 1984). Estos resultados indicaban que los flancos del volcán habían sido habitados durante los últimos 2 500 años.

En suma, la interacción que los grupos de poblaciones humanas mantienen con su entorno está definida en gran parte por la cantidad de recursos que éste les brinda durante un tiempo determinado. De este modo, una comunidad puede establecerse en áreas que ofrecen altas posibilidades de desarrollo político y económico, sin embargo, su permanencia estará fuertemente ligada al cumplimiento de la demanda de recursos y bienes que cada comunidad requiere conforme va consiguiendo dicho desarrollo. Los recursos pueden verse limitados por factores antropogénicos, como una explotación desmesurada, pero también por fenómenos naturales como las erupciones volcánicas, las cuales han afectado no sólo a asentamientos prehispánicos, sino a comunidades contemporáneas de todo el mundo.

1.1.1. Cuenca de México

La Cuenca de México (CM) es una depresión tectónica (Enciso de la Vega, 1992) que se localiza en la parte sur del Altiplano Central, entre las coordenadas geográficas 19° 01' y 20° 10' de latitud norte y 98° 12' y 99° 33' de longitud oeste. Su formación se remonta al Oligoceno (33.9-23.03 Ma) o hasta el Eoceno (56-33.9 Ma; Alaniz Álvarez y Nieto Samaniego, 2005; Ferrari *et al.*, 2003a) y tiene una extensión de aproximadamente 7 856 km², de los cuales 1 330 km² corresponden a la Ciudad de México, 4 800 km² al estado de México y 1 723 km² al estado de Hidalgo (Sarmiento, 2000). Su planicie central tiene una altura promedio de 2 240 msnm (De Cserna *et al.*, 1988; Enciso de la Vega, 1992) y se encuentra rodeada por varias cadenas montañosas de origen volcánico: las sierras de Pachuca y Tezontlalpan al norte, la Sierra Nevada al oriente, la Sierra de Chichinautzin al sur y la Sierra de las Cruces al poniente (Bloomfield, 1975; De Cserna *et al.*, 1988; Enciso de la Vega, 1992; García Palomo, 2002; García Palomo *et al.*, 2008; Rodríguez Sánchez, 1994).

Si bien se han hecho diversos estudios sobre la geología de la CM, como el de Vázquez Sánchez y Jaimes Palomera (1989) o el de (Enciso de la Vega, 1992), investigaciones recientes sobre la estratigrafía del subsuelo de la CM mediante muestras de pozos profundos (e.g. Arce *et al.*, 2013, 2015; Lezama Campos *et al.*, 2016) indican que en esta región la actividad volcánica data de hace más de 18 Ma. A partir de estos estudios y de otros realizados en zonas aledañas, es evidente que se conoce de manera más precisa la estratigrafía del Pleistoceno tardío y Holoceno en el área. Solamente durante los últimos 25 000 años, se han formado por lo menos 14 conos monogenéticos (Siebe *et al.*, 2005) en la Sierra de Chichinautzin y el Popocatepetl, el volcán activo más austral de la Sierra Nevada, ha tenido siete erupciones plinianas (Siebe y Macías, 2004). Es decir que durante el Holoceno han ocurrido al menos 21 erupciones en las cercanías o que han afectado a la de la Ciudad de México (Figura 1.2).

En la Cuenca de México existieron diversas aldeas y centros de poder prehispánicos que se distribuyeron ampliamente por toda su superficie, a las orillas del Lago de Texcoco, y en diferentes momentos de la historia (e.g. Sanders *et al.*, 1979; Sarmiento, 2000). La erupción más reciente registrada hasta el

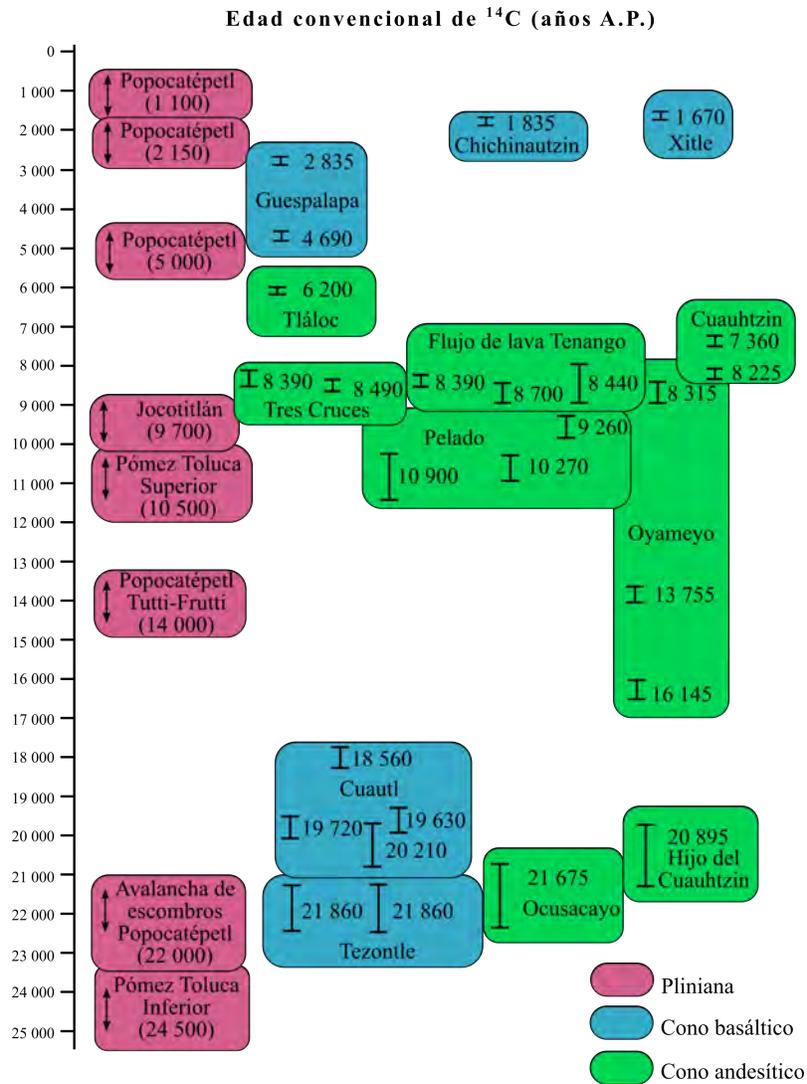


Figura 1.2: Edades de radiocarbono para algunas de las erupciones que han ocurrido en las cercanías de la Cuenca de México durante los últimos 25 000 años (modificado de Siebe *et al.*, 2005).

momento en la cuenca ocurrió hace 1 670 años A.P. en el volcán Xitle (Siebe, 2000). Este volcán, localizado en la porción suroeste de la cuenca, emitió lavas que se extendieron principalmente hacia el norte y noreste, cubriendo una extensión de 70 km² (Siebe, 2000). El flujo más largo alcanzó 12 km de longitud desde el cráter (Siebe, 2000) y llegó al Lago de Xochimilco, afectando notablemente a asentamientos prehispánicos como Copilco y Cuicuilco (Beyer, 1917; Cummings, 1923; Díaz Lozano, 1925).

A pesar de los avances conseguidos durante las últimas tres décadas en los estudios vulcanológicos alrededor de la Cuenca de México (e.g. Agustín Flores *et al.*, 2011; Guilbaud *et al.*, 2009; Macías *et al.*, 2012; Siebe *et al.*, 2004b), existen todavía una gran cantidad de depósitos volcánicos cuya fuente no ha sido definida con precisión y de los cuales se requieren hacer estudios detallados (e.g. Arce *et al.*, 2017). Por ejemplo, en el sitio arqueológico de Copilco, ubicado aproximadamente a 11 km al noreste del cráter del volcán Xitle, se observa una estratigrafía conformada por material volcánico y epiclástico (material

de origen volcánico que ha sufrido procesos de intemperismo y erosión) proveniente, por su cercanía, tanto de la Sierra de las Cruces (SC) como del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC). Los productos volcánicos están representados por una tefra de color negro, denominada de manera informal en este trabajo como **Tefra Negra**, cubierta por un depósito de caída de ceniza parcialmente re TRABAJADA, de color gris y con desarrollo de material fino (limos y arcillas; Ibarra Arzave, 2015) y por productos de la erupción del Xitle (cenizas y lavas). En trabajos previos en este sitio arqueológico solamente se habían considerado los depósitos correspondientes al evento eruptivo del volcán Xitle, sin hacer referencia a la erupción que depositó a la Tefra Negra. En este trabajo se presenta la estratigrafía, petrografía y geoquímica de esta tefra para definir su procedencia, así como la edad de la erupción que la produjo mediante fechamientos de radiocarbono.

1.2. Localización del área de estudio

En este trabajo se hace referencia a cinco lugares (Figura 1.3) que constituyeron sitios de muestreo y sirvieron de base para elaborar la columna estratigráfica de la Tefra Negra, sin embargo, sólo los dos primeros conforman sitios de estudio *per se*.

El primero, denominado *sitio Copilco*, se localiza en lo que era conocido como la “Cantera de Copilco” (Gamio, 1920), hoy calle Victoria #110, Colonia Copilco el Bajo y donde actualmente se encuentran las oficinas de la Dirección de Registro Público de Monumentos y Zonas Arqueológicas e Históricas, del Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH). El segundo, designado como *sitio MA Quevedo*, es el predio que actualmente ocupa el centro comercial “Oasis Coyoacán”, en la Av. Miguel Ángel de Quevedo y Av. Universidad. Ambos sitios se ubican en la delegación Coyoacán, en la Ciudad de México. El tercer lugar corresponde al Parque Universitario de Béisbol, ubicado en el circuito Zona Deportiva de Ciudad Universitaria, también en Coyoacán. El cuarto lugar, *Cuicuilco B* (Heizer y Bennyhoff, 1972), corresponde a la Zona Arqueológica Cuicuilco. Finalmente, el quinto sitio es un cono de escorias ubicado al noroeste del volcán Xitle, en la colonia San Nicolás II, conocido como cerro Cuilotepec. Estos dos últimos sitios se ubican en la delegación Tlalpan, en la Ciudad de México.

1.3. Justificación

Los estudios vulcanológicos realizados durante los últimos 30 años en el centro de México y en particular alrededor de la Cuenca de México, han permitido conocer mejor la estratigrafía de la región y su relación con la habitación o el abandono de sitios prehispánicos.

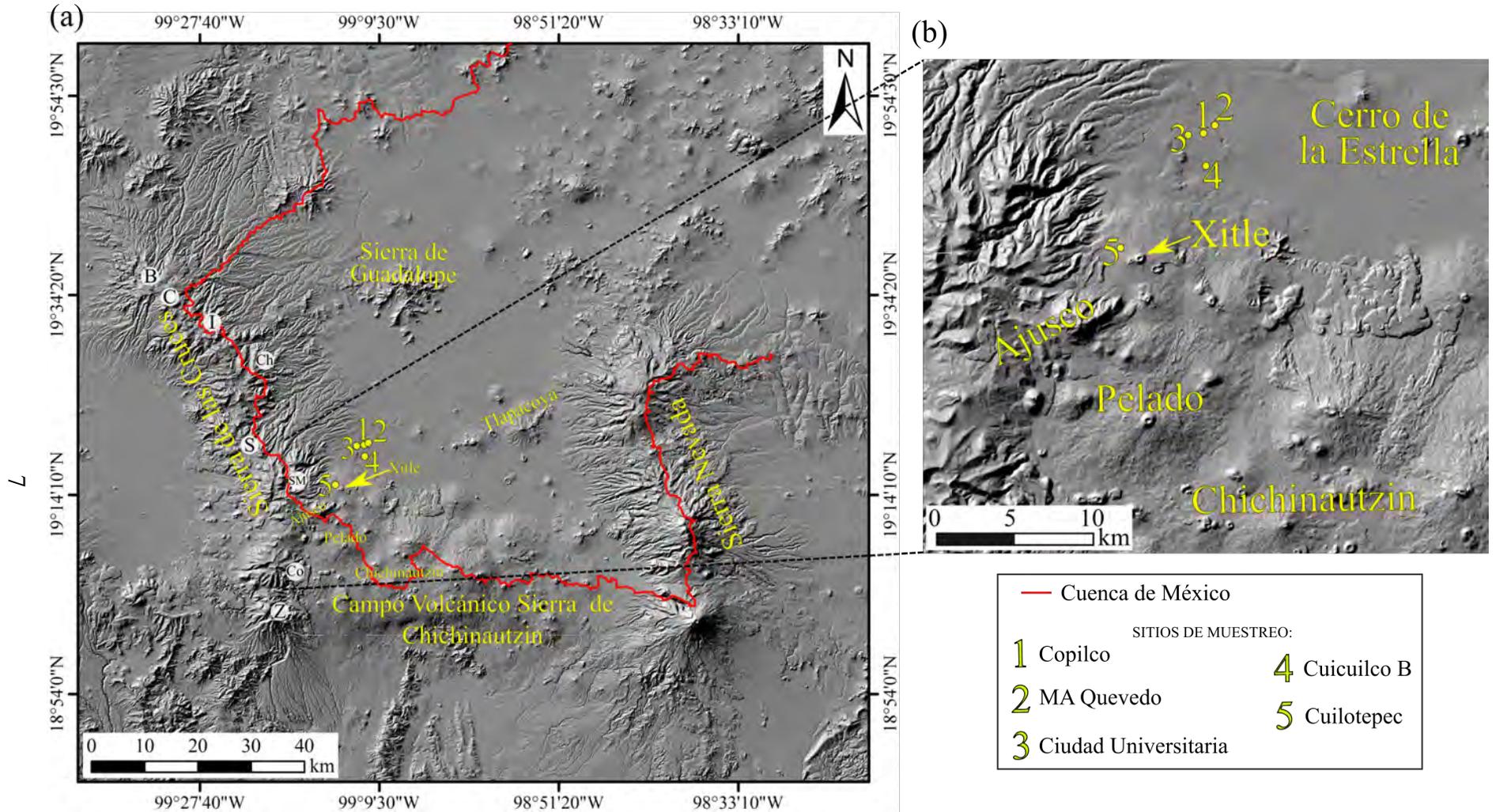


Figura 1.3: Ubicación de los sitios. (a) Modelo sombreado de elevación con la ubicación de los sitios de estudio en la Cuenca de México. Como referencia, se indican las cadenas montañosas que la delimitan así como algunos volcanes: al oeste, la Sierra de las Cruces (B: La Bufa, C: La Catedral, I: Iturbide, Ch: Chimalpa, S: Salazar, SM: San Miguel, Co: La Corona, Z: Zempoala); al norte, la Sierra de Guadalupe; al este, la Sierra Nevada; al sur, el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin. La ubicación de los volcanes de la Sierra de las Cruces fue tomada de García Palomo *et al.*, 2008. (b) Acercamiento de la zona de estudio.

A pesar de estos avances, no se ha definido la proveniencia de distintos depósitos volcánicos en la Cuenca de México, tal es el caso del depósito de ceniza Tefra Negra que subyace a los depósitos del volcán Xitle en algunos sitios arqueológicos al sur de la Ciudad de México. Con base en ello, este trabajo pretende reelaborar y reinterpretar la columna estratigráfica del sitio Copilco y de las unidades que la conforman, pues a pesar de que existen investigaciones arqueológicas en proceso (Sánchez Alaniz *et al.*, 2014), las columnas geológicas existentes, de finales del siglo XIX (e.g. Herrera, 1893) y principios del XX (Beyer, 1917; Gamio, 1920; Toro, 1918), carecen de interpretación estratigráfica y, en algunos casos, las descripciones no disponen de representación gráfica.

Esta nueva interpretación de los depósitos cuenta con el apoyo de técnicas analíticas modernas para caracterizar el perfil estratigráfico, como fechamientos radiométricos y análisis geoquímicos de minerales y de roca total, que aunado a las descripciones de los afloramientos, contribuyen al entendimiento de la historia geológica del sitio estudiado y a su relación con los asentamientos prehispánicos que existieron en la región. El análisis detallado de la columna estratigráfica del sitio Copilco permite establecer la composición, naturaleza y temporalidad de los eventos geológicos que dieron origen a cada horizonte o depósito y la aplicación en el sitio Copilco de las técnicas antes mencionadas será crucial para establecer con mayor exactitud la temporalidad de las erupciones y, por ende, de los periodos de ocupación humana en la zona.

Asimismo, considerando que los sitios de estudio se encuentran en una zona volcánicamente activa, donde además se concentra una gran cantidad de personas que habitan y trabajan, determinar la temporalidad y el origen de la Tefra Negra es un elemento decisivo que debe ser considerado para la tasa de recurrencia de actividad volcánica propuesta para el CVSC.

1.4. Hipótesis

En la columna estratigráfica del sitio Copilco se observan de la base hacia la cima: un depósito epiclásico probablemente derivado de la erosión de la Sierra de las Cruces que en trabajos previos ha sido denominado como “tepetate”³ (Gamio, 1920; Toro, 1918), cubierto por una ceniza de color negro (Tefra Negra), una ceniza retrabajada de color gris, una ceniza laminada⁴ de color gris oscuro y una lava, estos dos últimos depósitos producidos por el volcán Xitle. La presencia de material epiclásico con limos y arcillas (ceniza gris) entre la Tefra Negra y los productos del volcán Xitle sugiere que ambos depósitos fueron producidos por dos erupciones distintas, separadas por un lapso de tiempo suficientemente largo para permitir el desarrollo de la fracción fina y posible inicio del proceso de pedogénesis del material original.

³La palabra “tepetate” deriva del náhuatl *tepétlatl*, que significa “petate de piedra”. Es un término que ha sido usado para referirse a depósitos de lahar cementados o compactados (e.g. Escamilla Sarabia *et al.*, 2002; Gama Castro *et al.*, 2007).

⁴En geología, laminación es un término descriptivo para indicar capas tabulares de menos de 1 cm de espesor sobrepuestas (Fisher y Schmincke, 1984).

Con base en estas observaciones, se postula que en el sitio arqueológico de Copilco se encuentra el registro de al menos dos eventos volcánicos de temporalidad cercana, uno la erupción del Xitle y otro que produjo la Tefra Negra, de edad y origen desconocido. Por lo tanto, si el sitio fue destruido por la erupción del Xitle, es posible que los pobladores también hayan sufrido los efectos de la erupción previa asociada a la Tefra Negra, la cual resultaría de gran interés arqueológico.

1.5. Objetivo

El presente trabajo tiene como objetivo general caracterizar la naturaleza del depósito de ceniza de caída denominado Tefra Negra para establecer la relación entre el evento eruptivo que lo produjo y los pobladores del sitio Copilco. Para ello, se establecen los siguientes objetivos particulares:

- Realizar descripciones detalladas de los perfiles en los túneles del sitio Copilco y de un corte en el sitio MA Quevedo con el fin de caracterizar cada uno de los depósitos.
- Generar una columna estratigráfica para cada sitio estudiado y establecer las correlaciones pertinentes entre los sitios descritos.
- Realizar un muestreo completo de materiales (ceniza, carbón) para distintos tipos de análisis.
- Caracterizar petrográfica y geoquímicamente a la Tefra Negra, haciendo uso de técnicas cualitativas y cuantitativas de medición de elementos mayores y traza.
- Fijar la edad de depósito de la Tefra Negra a través de fechamientos de radiocarbono.
- Determinar una posible fuente de emisión de la Tefra Negra.

1.6. Metodología

Las actividades para la elaboración de este trabajo pueden dividirse en tres tipos: las de campo, para la descripción de los sitios de estudio y recolección de las muestras; las de laboratorio, para el análisis de éstas; y las de gabinete, en donde se buscó la información geológica y arqueológica pertinente, y se conjuntaron y procesaron los resultados obtenidos en los trabajos de campo y laboratorio. A continuación, se describe cada una de ellas.

1.6.1. Trabajo de campo

Se realizaron varias visitas a los sitios Copilco y MA Quevedo, con el fin de describir los afloramientos y tomar muestras para distintos tipos de análisis. En cada sitio se hicieron descripciones detalladas de los perfiles considerando color, estructura, espesor, constituyentes y sus dimensiones en cada depósito, así

Tabla 1.1: Detalle de las muestras analizadas para esta tesis.

Tipo de muestra	Clave	Sitio de muestreo	Análisis realizado			
			P	ME	GRT	¹⁴ C
Ceniza	TN-Copilco	Copilco	✓	✓	✓ ^a	
	Xitle-Copilco		✓	✓		
	TN-CU	Cd. Universitaria			✓ ^a	
	Xitle-Cuicuilco1	Cuicuilco B			✓	
	Xitle-Cuicuilco2				✓ ^b	
	Cuilotepec (ceniza)	Cuilotepec			✓	
	Cuilotepec (escoria)				✓	
	TN-Quevedo	MA Quevedo	✓	✓	✓	
Xitle-Quevedo				✓		
Carbón	Carb-Quevedo				✓	
	Carb-Copilco1	Copilco				✓
	Carb-Copilco2					✓
	Carb-Copilco3 ^c					✓

P: petrografía; ME: microsonda electrónica; GRT: geoquímica de roca total (detección de elementos mayores y elementos traza); ¹⁴C: fechamiento por radiocarbono.

^aSólo se analizaron elementos mayores.

^bÚnicamente se analizaron elementos trazas.

^cMuestra recolectada por las arqueólogas E. Marmolejo y M. C. Solanes.

como los cambios laterales y verticales. El análisis de estas características permitió reconocer algunos productos volcánicos presentes en ambos sitios, por lo que fue posible hacer relaciones entre ellos. De este modo, se elaboraron dos columnas estratigráficas correlacionables entre sí, una para cada sitio.

Adicionalmente se visitaron otros tres lugares: el Parque Universitario de Béisbol de Ciudad Universitaria, la zona conocida como Cuicuilco B (Heizer y Bennyhoff, 1972) y el cerro Cuilotepec, un cono de escorias al noroeste del volcán Xitle. En estos puntos únicamente se hizo un reconocimiento de los afloramientos y se tomaron muestras de ceniza para análisis posteriores.

1.6.2. Trabajo de laboratorio

Se utilizaron en total trece muestras, de las cuales tres fueron ocupadas para hacer descripciones petrográficas y análisis de composición mineral con microsonda electrónica; ocho sirvieron para análisis de geoquímica de roca total; y cuatro para realizar fechamientos por el método de radiocarbono. En la Tabla 1.1 se presentan en detalle las muestras utilizadas, así como las claves asignadas a las que se hará referencia posteriormente en este trabajo.

A continuación, se describe brevemente el fundamento de cada método empleado y se detalla, si es el caso, la preparación de las muestras.

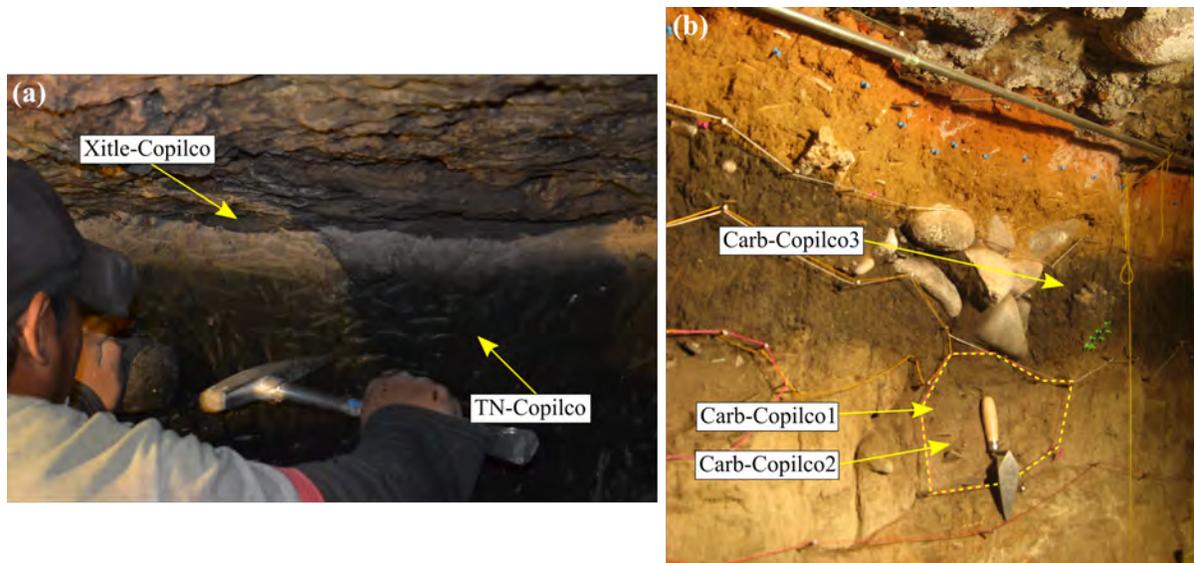


Figura 1.4: Muestras tomadas en el sitio Copilco. (a) Muestras de ceniza Xitle-Copilco y TN-Copilco. (b) Las muestras Carb-Copilco1 y Carb-Copilco2 se tomaron de un horizonte cultural (marcado con una línea punteada) entre el límite inferior de la Tefra Negra y el depósito de lahar; por otro lado, Carb-Copilco3 se tomó de la capa de Tefra Negra, a un costado de lo que podría ser una plataforma (Flores López y Solanes Carraro, 2014). El detalle de los métodos analíticos aplicados a cada una de las muestras puede consultarse en la Tabla 1.1. Fotografías cortesía de M. C. Solanes Carraro.

Petrografía

La petrografía se ocupa de la descripción y clasificación de las rocas mediante la observación de láminas delgadas a través de un microscopio petrográfico. Una descripción petrográfica involucra la identificación de los minerales que componen la roca y la determinación de su composición (Philpotts, 1989). A través de las relaciones texturales y de la mineralogía, la petrografía permite clasificar a la roca y conocer los procesos de evolución del magma durante su formación.

Elaboración y preparación de secciones pulidas

Para la descripción petrográfica, se utilizaron tres muestras de ceniza. En el sitio Copilco se tomaron dos (Figura 1.4a), una correspondiente a la Tefra Negra, en el túnel 3, perfil 6 (clave TN-Copilco) y otra de la ceniza asociada a la erupción del Xitle, en la entrada de los túneles del sitio (clave Xitle-Copilco). En el sitio MA Quevedo se tomó una muestra de la Tefra Negra (clave TN-Quevedo; Figura 1.5).

La elaboración de láminas delgadas se realizó en el taller de laminación de suelos y materiales no consolidados, con ayuda del Mtro. Jaime Díaz Ortega y el Sr. Eligio Jiménez (*R.I.P.*), y en el Laboratorio de Petrología Experimental, ambos en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Para la elaboración de las secciones pulidas se llevó a cabo el siguiente procedimiento:

1. Se separó una porción de 30 g de la muestra de ceniza colectada. Debido a que en todos los sitios visitados las cenizas presentan desarrollo de arcillas, con un contenido de hasa *sim*20% en peso,

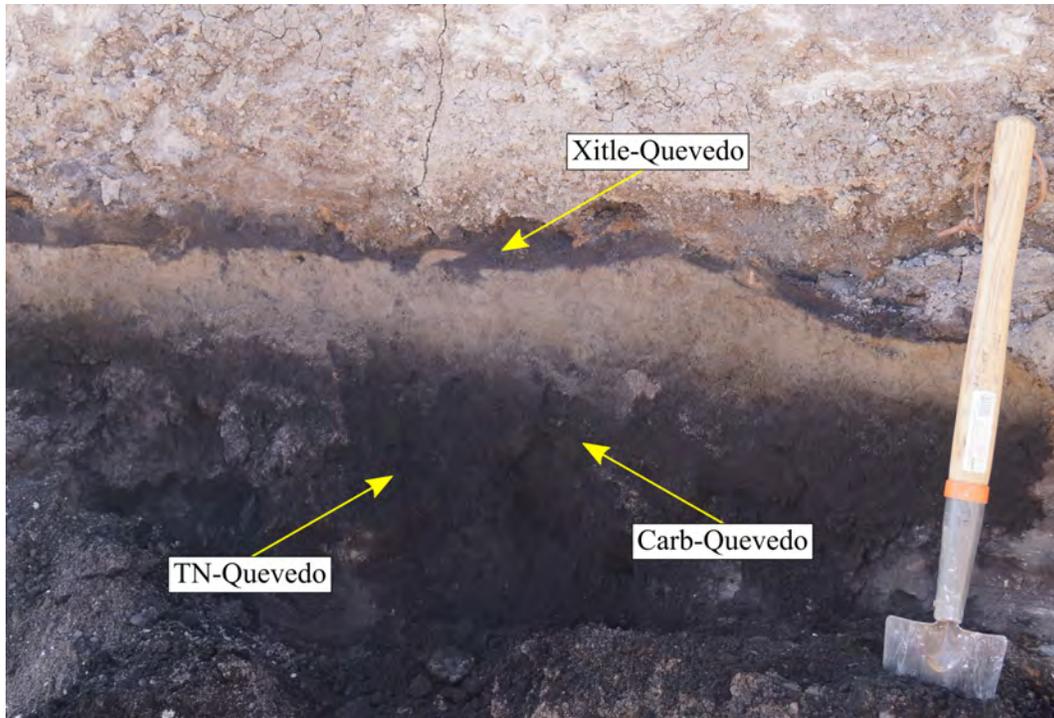


Figura 1.5: Muestras de ceniza (Xitle-Quevedo, TN-Quevedo) y carbón (Carb-Quevedo) tomadas en el sitio MA Quevedo. Fotografía cortesía de J. L. Arce.

las muestras fueron lavadas varias con el fin de desechar la fracción arcillosa. Para esto, la muestra fue limpiada mediante decantación con agua corriente, repitiendo el proceso de dos a tres veces. Adicionalmente, se hicieron dos lavados más utilizando ácido clorhídrico (HCl) al 10% en una proporción de 2:1 (dos tantos de HCl por cada tanto de muestra de ceniza) y agua destilada.

2. La muestra fue secada en un horno a 90 °C durante un día. Una vez seca, parte de la ceniza (aproximadamente 10 g) se colocó en un recipiente de plástico y se le añadió resina epóxica.
3. Posteriormente se procedió a desbastar el cubo de resina formado con con abrasivos del número 400, 600 y 1 000 para después pegarlo a un portaobjetos.
4. Se realizó un corte preciso para que la lámina tuviera un espesor aproximado de 0.4 mm. Posteriormente, la muestra fue desbastada con abrasivos de 400, 600 y 1 000 hasta lograr un espesor de ~0.3 mm.
5. Para pulirla, se utilizó una máquina Buehler® MetaServ® 3000, suspensión de alúmina de 5 μm y agua destilada. El tiempo aproximado para pulir fue de 30 minutos, sin embargo, cabe destacar que éste depende de la dureza del material pues es necesario revisar constantemente, con ayuda del microscopio petrográfico, que los cristales no se hayan destruido.
6. La lámina se limpió con ayuda de un limpiador ultrasónico durante 12 minutos para desechar los residuos del abrasivo.

7. Después, la lámina fue pulida utilizando una suspensión de diamante de 3 μm , seguida de 1 μm de alúmina y finalmente 1 μm de suspensión de diamante, todas diluidas con agua destilada, durante aproximadamente 40 minutos. Al finalizar el proceso, la muestra se limpió nuevamente mediante el baño con el ultrasonido.

Antes de encapsular las muestras de ceniza en resina, se aprovechó el proceso de limpieza para hacer una descripción en muestra de mano utilizando un microscopio estereográfico Nikon SMZ1000. Se usó una cámara Infinity1-1C y el programa *Infinity* para tomar fotografías.

La descripción de láminas delgadas se realizó en el Laboratorio de Petrología Experimental con un microscopio Olympus BX51, tomando en cuenta los siguientes criterios: abundancia, forma y tamaño de cada mineral; tamaño y textura de la ceniza; y abundancia de vidrio. Se tomaron fotomicrografías de las muestras con un microscopio Leica DM 2700P, una cámara Leica DFC450 C y el programa *Leica Application Suite* versión 4.7.1.

Química de minerales y de roca total

Microsonda electrónica

(a) Fundamento del método

La microsonda electrónica (ME) es una técnica de caracterización mineral convencional y el método más usado para el análisis químico puntual de minerales (Melgarejo *et al.*, 2010). Además de ser una técnica analítica, también se utiliza para hacer mapeos cuantitativos de la distribución elemental en un cristal (McGee y Keil, 2001; Zhao *et al.*, 2015) o para conocer la morfología superficial de muestras, con un aumento mayor a 100 000x (Zhao *et al.*, 2015).

El haz de electrones que se usa en la ME penetra hasta unas cuantas micras de profundidad en la lámina y hace que los elementos excitados emitan familias de electrones secundarios, electrones retrodispersados y rayos X característicos con una energía y longitud de onda propias. El rango de elementos detectables de la ME depende de la longitud de onda de los rayos X característicos, la cual está inversamente relacionada a su número atómico Z , es decir, a menor número atómico, mayor longitud de onda (McGee y Keil, 2001; Zhao *et al.*, 2015). De acuerdo a esto, la ME es capaz de medir desde ^4Be hasta ^{92}U (Melgarejo *et al.*, 2010); los elementos H, He y Li ($Z = 1, 2$ y 3 , respectivamente) no pueden ser analizados por ME debido a que la longitud de onda de los rayos X característicos es muy larga (Zhao *et al.*, 2015).

El objetivo de un análisis mediante ME es conocer la concentración de elementos específicos en una muestra, usando la intensidad de rayos X característicos que son emitidos cuando es bombardeada con un haz de electrones (Zhao *et al.*, 2015).

(b) Clasificación de minerales

Los grupos minerales están basados en la clasificación de composición química hecha por Karl Hugo

Strunz a mediados del siglo XIX, la cual reparte a los minerales en nueve clases distintas. Entre ellas, los silicatos conforman la más importante por su abundancia en la corteza terrestre y porque contiene a la mayor parte de los minerales formadores de roca.

En este trabajo se consideraron a los olivinos, piroxenos, plagioclasas y anfíboles (minerales formadores de roca). Con los análisis de la ME se clasificaron estos minerales de acuerdo al rango de la solución sólida a la que pertenecen (Deer y Zussman, 1992):

1. Olivinos: solución sólida entre forsterita [abreviada como Fo] (Mg_2SiO_4) y fayalita [Fa] (Fe_2SiO_4).
2. Piroxenos: se clasifican en ortopiroxenos y en clinopiroxenos.
 - i. Ortopiroxenos: minerales ortorrómbicos que consisten en series químicas simples de minerales de $(Mg,Fe)SiO_3$ y forman una solución sólida entre enstatita [En] ($MgSiO_3$) y ferrosilita [Fs] ($FeSiO_3$).
 - ii. Clinopiroxenos: minerales monoclinicos cuyo rango de composición química varía en el sistema $CaMgSi_2O_6$ - $CaFeSi_2O_6$ - $Mg_2Si_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$.
3. Feldespatos: comprenden dos series que se clasifican dentro del sistema ternario albita-ortoclasa-anortita ($NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $CaAl_2Si_2O_8$, respectivamente):
 - i. Feldespatos alcalinos: son los miembros entre la albita y la ortoclasa.
 - ii. Plagioclasas: comprenden la solución sólida entre la albita [Ab] y la anortita [An].
4. Anfíboles: la fórmula general puede escribirse como $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F)_2$. Con base en el catión predominante en el sitio B, se reconocen cuatro divisiones de anfíboles:
 - i. Cálcidos, si el Ca es el catión que predomina.
 - ii. Alcalinos, cuando el Na se encuentra en mayores proporciones.
 - iii. Sódico-cálcidos, si tanto el Ca como el Na están presentes en cantidades apreciables.
 - iv. Hierro-magnesio-manganeso, si los cationes predominantes son Fe, Mg o Mn.

Los análisis de ME se hicieron en dos etapas: para la primera, las láminas se cubrieron con polvo de grafito en el Laboratorio de Microscopia Electrónica de la Unidad de Servicios de Apoyo a la Investigación y a la Industria (USAII) de la Facultad de Química de la UNAM, con el apoyo del Ing. Rafael Iván Puente Lee. Para la segunda etapa, el análisis de las fases minerales (olivinos, piroxenos, plagioclasas y anfíboles) se realizó en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM, a cargo del Ing. Carlos Linares López, con un equipo JEOL modelo JXA-8900R; y en el Laboratorio de Microanálisis del Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, de la UNAM, a cargo de la Dra. Noemí J. Salazar Hermenegildo y del M. en C. Juan Daniel Pérez Orozco. Se utilizó un equipo JEOL modelo JXA-8230 y las condiciones de medición fueron de 15 kV y una corriente de $1.01 \cdot 10^{-8}$ a $1.029 \cdot 10^{-8}$ A.

Fluorescencia de rayos X

Para conocer la concentración de elementos mayores (reportados como óxidos), se utilizó una técnica basada en la fluorescencia de rayos X (FRX). Este método analítico determina la concentración del óxido mayor en cuestión al medir la longitud de onda e intensidad de los rayos X característicos que son emitidos por la muestra cuando ésta es sometida a una excitación secundaria (Bertin, 1975).

Esta técnica requiere que el material a analizar se encuentre, en primera instancia, en forma de polvo. Para ello, se llevó a cabo lo siguiente en el Laboratorio de Petrología Experimental:

1. Se usó la muestra limpia sobrante del proceso de elaboración de láminas delgadas. Para evitar contenidos altos y erróneos de sílice, se quitaron los fragmentos de cuarzo mayores a 2 mm de tamaño.
2. Con un mortero de ágata, se trituraron entre 15 y 18 g de cada muestra hasta que no hubiera sensación de granos entre los dedos cuando se tomaba una pizca de la muestra.
3. La muestra se vació en bolsas herméticas previamente identificadas con la clave de cada ceniza.

Las muestras para FRX se analizaron en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía de la UNAM, a cargo de la Quím. Patricia Girón García, con un espectrómetro secuencial de rayos X Rigaku ZSX Primus II, con tubo de rodio y ventana de berilio de $30\mu\text{m}$. De acuerdo al reporte, el análisis se realizó con la muestra en base seca y fundida con 95 % de $\text{LiBO}_2\text{-Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ en relación 1:1; los elementos mayores se midieron en el programa controlm.qan. La pérdida por calcinación se determinó calentando 1 g de muestra a $950\text{ }^\circ\text{C}$ por una hora. Los detalles de la metodología analítica pueden consultarse en Lozano Santa Cruz *et al.* (1995).

Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente

La espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), es una técnica de caracterización química que se basa en la relación masa/carga de los elementos que componen la muestra a analizar. El rango de detección abarca casi toda la tabla periódica y es capaz de identificar y medir elementos en concentraciones de ppm (partes por millón) o incluso ppb (partes por billón; PerkinElmer, 2017; Taylor, 2001).

El método de ICP-MS se usó para la identificación de concentraciones de elementos traza: las muestras TN-Quevedo, Xitle-Quevedo y Xitle-Cuicuilco1 (Tabla 1.1) se analizaron en el Laboratorio Ultra-limpio del Centro de Geociencias de la UNAM, a cargo de la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu, de acuerdo a los procedimientos descritos en Mori *et al.* (2007). La muestra Xitle-Cuicuilco2 se estudió en el Laboratorio de Química Ultra Pura del Instituto de Geología de la UNAM, a cargo del M. en C. Ernesto Hernández Mendiola, con un espectrómetro Agilent 7500ce.

Al igual que para la FRX, el método de ICP-MS requiere que la muestra se encuentre en polvo, por lo que se tomaron 3 g de la ceniza ya triturada y se vaciaron en frascos de plástico con la clave correspondiente para su análisis en los laboratorios mencionados.

Finalmente, la identificación de los elementos traza de las muestras del cono Cuilotepec (ceniza y escoria) se hizo por FRX en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía de la UNAM, a cargo de la Quím. Patricia Girón García, con un espectrómetro secuencial de rayos X Rigaku ZSX Primus II. De acuerdo al reporte, se preparó una tableta con 5 g de muestra y 1.6 g de cera-C en micropolvo y solamente se midieron catorce elementos.

Fechamientos por el método de ^{14}C

El ^{14}C radiocarbono es un isótopo inestable del carbono y de origen cosmogénico. El carbono tiene tres isótopos que existen de forma natural: ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C . Los dos más abundantes, ^{12}C (98.89 %) y ^{13}C (1.11 %), son isótopos estables, mientras que el ^{14}C , con una abundancia de menos de 10^{10} %, es inestable y decae a ^{14}N a través de la emisión de una partícula β^- con una vida media de 5 730 años (Trumbore, 2000; Wagner, 1998).

Por acuerdo, para calcular y reportar la “edad convencional” de radiocarbono se usa la vida media del radiocarbono “Libby” que es de 5 568 años (Trumbore, 2000); la edad convencional representa la edad medida de radiocarbono y los años obtenidos no son equivalentes a los años calendario, por lo que la fecha debe ser calibrada. Las edades calibradas –o edades calendario– se determinan aplicando factores de corrección a las edades convencionales a través del uso de registro de anillos de árboles para determinar el año calendario asociado a la edad de radiocarbono (Trumbore, 2000). Por convención, los años radiocarbono se dan en años A.P. y las edades calibradas se reportan como una fecha “cal a.C.” (calibrada antes de Cristo), “cal d.C.” (después de Cristo) o como una edad “cal A.P.” (Wagner, 1998).

Existen tres principales métodos para medir el contenido de radiocarbono (o actividad residual): *recuento proporcional de gas*, *recuento de centelleo líquido* y *espectrometría de masas con aceleradores* (Beta-Analytic, 2017). De modo breve, el recuento proporcional de gas es una técnica convencional que utiliza el conteo de las partículas β^- emitidas por una muestra que ha sido convertida a estado gaseoso. Por otro lado, en el recuento de centelleo líquido a la muestra, que debe estar en forma líquida, se le agrega un contador de centelleo que produce un destello de luz cuando interactúa con una partícula β^- y es entonces cuando se hace el conteo (Beta-Analytic, 2017). Finalmente, en la espectrometría de masas con aceleradores, el contenido de ^{14}C se mide directamente en relación a los isótopos ^{12}C y ^{13}C presentes. No considera a las partículas β^- emitidas sino al número de átomos de carbono presentes en la muestra y la proporción de los isótopos (Beta-Analytic, 2017).

Para este trabajo fueron fechadas cuatro muestras de carbón. Los laboratorios donde se realizaron las mediciones utilizaron las dos últimas técnicas.

Recolección de las muestras

A continuación se señala el afloramiento de donde se extrajeron las muestras de carbón que se utilizaron. Para todas ellas, el proceso de muestreo fue el mismo: el material se guardó en una bolsa de plástico con

su clave correspondiente y el mismo día fue secado, sobre un plato de porcelana, en un horno a temperatura constante de 40 °C durante 24 horas.

Carb-Copilco1 y Carb-Copilco 2

Fragmentos de carbón tomados de un horizonte cultural (ver secc. 4.1.1) en el contacto inferior de la Tefra Negra, en el límite de ésta y el depósito superior de lahar, en el túnel 3-4, perfil 8 en el sitio Copilco (Figura 1.4b).

Carb-Copilco3

Rama carbonizada de aproximadamente 10 cm de largo y 1 cm de diámetro. El carbón fue recolectado por las arqueólogas Emma Marmolejo y María del Carmen Solanes en el túnel 3-4, perfil 8 del sitio Copilco (Figura 1.4b).

Carb-Quevedo

Rama carbonizada de aproximadamente 3 cm de largo y 2 mm de diámetro, tomada dentro del horizonte de la Tefra Negra, en el sitio MA Quevedo (Figura 1.5).

Las muestras Carb-Copilco1, Carb-Copilco2 y Carb-Quevedo fueron enviadas para su análisis al laboratorio Beta Analytic Inc., donde utilizan el método de espectrometría de masas con aceleradores⁵. El estándar de referencia usado fue el ácido oxálico SRM 4990C (95 % la actividad del ¹⁴C) del Instituto Nacional de Estándares y Tecnología (NIST, por sus siglas en inglés) y se consideró la vida media del ¹⁴C de Libby. La relación ¹³C/¹²C ($\delta^{13}\text{C}$) fue calculada respecto al estándar PDB-1. Para mayores detalles respecto al procedimiento, consultar la página de Beta Analytic: <https://www.radiocarbon.com/espanol/ema-datacion-laboratorio.htm>.

Por otro lado, Carb-Copilco3 fue analizado en el Laboratorio Universitario de Radiocarbono de la UNAM, usando espectrometría de centelleo líquido⁶. Se utilizó un equipo Quantulus 1220 y el estándar SRM4990C. El análisis del $\delta^{13}\text{C}$ se realizó en el Laboratorio de Espectrometría de Masas e Isótopos Estables del Instituto de Geología con un espectrómetro de masas Delta Plus XL. Para los detalles analíticos del método usado, consultar Beramendi Orosco *et al.* (2006).

Adicional a las edades calibradas que reportan los laboratorios, se usó la versión en línea del programa OxCal v4.3.2 (Bronk Ramsey, 2009, 2017), utilizando la curva de calibración más reciente IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) para este tipo de procedimientos. El programa y todo lo relacionado a su funcionamiento pueden consultarse en la página <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>.

⁵Los métodos de calibración pueden consultarse en: Heaton *et al.* (2009); Oeschger *et al.* (1975); Reimer *et al.* (2009); Stuiver y Braziunas (1993); Talma y Vogel (1993).

⁶Los métodos de calibración usados pueden consultarse en: Reimer *et al.* (2013); Stuiver y Reimer (1993).

1.6.3. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete se llevó a cabo durante todo el desarrollo de la tesis y consistió en la búsqueda y recopilación de información referente a la geología del área de estudio y a los aspectos arqueológicos y culturales de Copilco. Adicionalmente, los datos obtenidos en los diversos métodos analíticos fueron procesados para obtener gráficos descriptivos y comparativos. Específicamente se utilizaron:

a. Petrografía y química mineral

- Minpet 2.0, un sistema de procesamiento de datos mineralógicos y petrológicos para la clasificación mineral a partir de los resultados de la microsonda electrónica.

b. Química de roca total

- IgPet 2005, un programa de clasificación de rocas ígneas con base en su composición química.

c. Manejo de datos y edición de gráficos

- Hojas de cálculo de la paquetería LibreOffice Calc versión 5.1.6.2 y Microsoft® Excel® para mac 2011 versión 14.0.0, para el manejo de los datos obtenidos de la ME y de química de roca total.
- Programa Inkscape 0.91 r13725 (The GNU General Public License (GPL) versión 2) para el formato y edición de los gráficos y figuras, así como para la elaboración de las columnas estratigráficas. Esta aplicación fue usada como apoyo sustancial en la edición de todas las figuras.
- ArcGis 10.1 para la elaboración del modelo sombreado de elevación y mapas topográficos. Los modelos digitales de elevación (MDE) así como las curvas de nivel se descargaron de la página web del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI; www.inegi.org.mx/).
- QGis 2.18.15 “Las Palmas” para realizar perfiles topográficos. De igual modo, los MDE fueron descargados de la página electrónica del INEGI.

d. La versión en línea del programa OxCal v4.3.2 (Bronk Ramsey, 2009, 2017) para la calibración de las edades de radiocarbono.

e. El programa Google Earth v.7.1.8.3036 para la identificación de algunas estructuras volcánicas en el área de estudio.

f. Texmaker 4.4.1 (The GNU General Public License (GPL) versión 2) para la redacción de este manuscrito.

2.1. Faja Volcánica Transmexicana

La provincia geológica denominada como la Faja Volcánica Transmexicana o Eje Neovolcánico Transmexicano (von Humboldt, 1808), constituye uno de los rasgos más característicos de la geología de México por su orientación oblicua respecto a la Trinchera Mesoamericana, la cual marca la zona de subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana (Demant, 1978; Figura 1.1).

La FVTM se define como un arco magmático continental constituido por cerca de 8 000 estructuras volcánicas (Robin, 1982) con morfologías que incluyen estratovolcanes, calderas, domos y campos monogenéticos (Demant, 1978; Márquez *et al.*, 1999). Se extiende desde el occidente, en las costas del Pacífico en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco (Demant, 1978), hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Gómez Tuena *et al.*, 2005; Robin, 1982), al oriente (Figura 1.1). La provincia tiene aproximadamente 1 000 km de longitud y una ancho que va de los 80 a los 230 km y se distribuye con una dirección preferencial ONO-ESE en su parte occidental y E-O en las partes central y oriental, formando un ángulo cercano a los 16° respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez Tuena *et al.*, 2005).

Además de ser una región geológicamente activa que concentra a la mayor parte de la población e infraestructura de México, la FVTM ha sido objeto de múltiples investigaciones geológicas y geofísicas (Gómez Tuena *et al.*, 2005) debido a las peculiares características que tiene como arco magmático (Márquez *et al.*, 1999), entre las que destacan:

- tiene una orientación general de 15-20° respecto a la Trinchera Mesoamericana (Molnar y Sykes, 1969);

- las rocas volcánicas emplazadas abarcan un amplio espectro geoquímico, desde calcialcalina hasta tipo OIB (*Ocean Island Basalt*, basalto de isla oceánica), variando desde basaltos hasta riolitas (Allan *et al.*, 1991; Luhr, 1997; Richter *et al.*, 1995);
- la zona de Wadati-Benioff, casi ausente en la parte central de la Faja, donde no está bien definida (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1995; Singh y Pardo, 1993).

Con base en su geología y tectónica, la FVTM se divide en tres sectores o porciones (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988; Figura 1.1): una porción *occidental*, entre la costa del Golfo de California y el punto triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); una porción *central*, comprendida entre dicha junta y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz Álvarez *et al.*, 2002); y una porción *oriental*, entre ese sistema de fallas y la costa del Golfo de México.

2.1.1. Evolución geológica de la FVTM

Aunque la evolución espacio-temporal del magmatismo de la Faja Volcánica Transmexicana y su transición con la Sierra Madre Occidental han sido temas de discusión (Bloomfield, 1975; Cantagrel y Robin, 1979; Demant, 1978, 1981; Gunn y Mooser, 1970; Mooser, 1972b; Nixon *et al.*, 1987; Venegas *et al.*, 1985), actualmente se considera que la formación de la FVTM comenzó durante el Mioceno medio, como resultado de una rotación antihoraria del arco que formó a la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 1999). De acuerdo a Gómez Tuena *et al.* (2005), la historia geológica de la FVTM se puede dividir en cuatro episodios principales (Figura 2.1). A continuación se describe brevemente cada uno de ellos:

1. Arco de composición intermedia

Este arco, con orientación aproximada E-O, se emplazó durante el Mioceno medio y tardío en el centro de México (desde Michoacán-Querétaro hasta Veracruz; Figura 2.1a); el vulcanismo avanza progresivamente alejándose de la trinchera y forma estratovolcanes y conos de lava cuyas edades varían entre ~13 y 10 Ma (Gómez Tuena *et al.*, 2005). La Sierra de Guadalupe, así como otros centros volcánicos al noroeste de la Ciudad de México, son emplazados durante este episodio (Jacobo Albarrán, 1986).

2. Episodio máfico

Durante el Mioceno tardío ocurrió un extenso episodio de vulcanismo máfico que se emplazó desde Nayarit hasta Veracruz, inmediatamente al norte del arco precedente (Figura 2.1b).

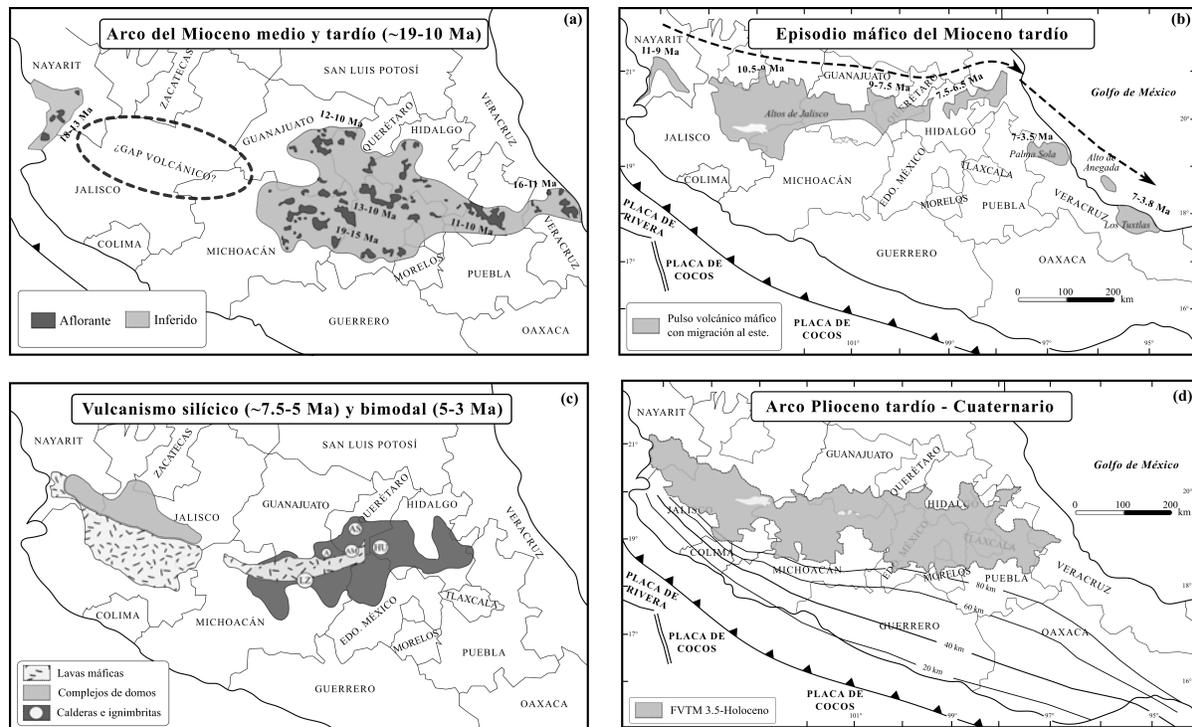


Figura 2.1: Evolución geológica de la Faja Volcánica Transmexicana (modificado de Gómez Tuena *et al.*, 2005). (a) Arco de composición intermedia. (b) Episodio máfico. (c) Vulcanismo silícico y bimodal. Se señalan las calderas más notables: LZ: Los Azufres; AM: Amealco; AS: Amazcala; HU: Huichapan; A: Agustinos. (d) Arco de gran variabilidad composicional.

A pesar de que esta etapa se caracterizó esencialmente por mesetas basálticas, también se generaron coladas de basalto alcalino y conos monogenéticos hacia las zonas más orientales del arco (Gómez Tuena *et al.*, 2005). Las edades del vulcanismo varían entre ~ 11 y 8.9 Ma en la costa de Nayarit y al noroeste de Tepic (Ferrari *et al.*, 1999; Richter *et al.*, 1995); entre ~ 9 y 7 Ma en Querétaro y Pathé, Hidalgo (Aguirre Díaz y López Martínez, 2001; Pasquaré *et al.*, 1991; Suter *et al.*, 1995); y entre ~ 7.5 y 6.5 Ma hacia Tlanchinol-Huejutla y la costa de Veracruz (Cantagrel y Robin, 1979; Ferrari *et al.*, 2005; López Infanzón, 1991).

3. Vulcanismo silícico del Mioceno superior y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano

Hacia el final del Mioceno superior y durante el Plioceno temprano se formó al sur de las rocas producidas durante el episodio máfico anterior, una franja de productos volcánicos constituida por complejos de domos dacíticos y riolíticos, así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas (Gómez Tuena *et al.*, 2005). Estas rocas, cuyas edades comprenden entre 7.5 y ~ 3 Ma (Ferrari *et al.*, 2003b; Frey *et al.*, 2004; Gilbert *et al.*, 1985; Rossotti *et al.*, 2002), representan el único vestigio de actividad volcánica en la parte oeste de la FVTM desde su formación, en el Mioceno medio, hasta los ~ 5 Ma (Figura 2.1c).

Por otra parte, durante el Plioceno temprano (a partir de los 5.5 Ma) se presenta una asociación bimodal (Ferrari, 2004) con el emplazamiento de coladas de lava de basaltos alcalinos de tipo intraplaca (Gilbert *et al.*, 1985; Moore *et al.*, 1994) y complejos de domos e ignimbritas silíceas (Ferrari *et al.*, 1999; Frey *et al.*, 2004; Moore *et al.*, 1994; Figura 2.1c).

4. Arco de gran variabilidad composicional

A partir del Plioceno tardío, tuvo lugar en casi toda la FVTM un arco volcánico de composición predominantemente andesítico-basáltica (Figura 2.1d); en el frente volcánico abundan los campos de volcanes monogenéticos (e.g. Mascota, Los Volcanes, San Sebastián, Atenguillo) y durante el Cuaternario se construyeron los principales estratovolcanes de la porción occidental de la FVTM (Gómez Tuena *et al.*, 2005).

Hacia la porción central de la FVTM, el vulcanismo en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), que incluye más de 1 000 estructuras monogenéticas de composición intermedia a silícica (Hasenaka y Carmichael, 1985) y aproximadamente 400 centros poligenéticos (Hasenaka, 1994), comenzó alrededor de los 2.8 Ma y continúa activo hasta nuestros días (e.g. volcanes Jorullo y Parícutin).

El vulcanismo de la porción oriental de la FVTM se restableció a los ~ 3.7 Ma con el emplazamiento de la Sierra de las Cruces al occidente de la Ciudad de México (Mora Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000) y otros centros poligenéticos del campo volcánico de Apan al norte de la Cuenca de México (García Palomo, 2002). Sin embargo, la mayor parte de actividad volcánica en este sector se desarrolló durante el Cuaternario con el vulcanismo máfico que se concentra en los conos monogenéticos del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (Márquez *et al.*, 1999; Martín Del Pozzo, 1982; Siebe *et al.*, 2004b) y Apan (García Palomo, 2002); en la región del Pico de Orizaba y Cofre de Perote (Siebert y Carrasco Núñez, 2002); y al oriente de la Ciudad de México con productos químicamente más evolucionados como la Sierra Nevada (Nixon, 1989).

2.2. Sierra de las Cruces

La Sierra de las Cruces es una cordillera volcánica con una orientación general NNO-SSE ubicada en el sector oriental de la FVTM y constituye el límite occidental de la Cuenca de México (García Palomo *et al.*, 2008; Mora Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000). Tiene una longitud de 110 km y un ancho de 47 km en la parte norte y 27 km en su porción sur y está conformada por ocho estratovolcanes traslapados, que de norte a sur son: La Catedral, La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, La Corona y Zempoala (García Palomo *et al.*, 2008; Figura 1.3).

La actividad volcánica de la SC se caracteriza por la emisión de derrames de lava, extrusión de domos

y emplazamiento de flujos piroclásticos, depósitos de avalanchas de escombros, avalanchas de detritos y depósitos de lahar (García Palomo, 2002; García Palomo *et al.*, 2008; Mora Álvarez *et al.*, 1991). La litología de la Sierra de las Cruces varía en composición de andesítica a dacítica, de afinidad calcialcalina (Arce *et al.*, 2008; Gunn y Mooser, 1970; Osete *et al.*, 2000; Velasco Tapia *et al.*, 2013).

2.2.1. Temporalidad y origen de la Sierra de las Cruces

La migración espacio-temporal de la actividad volcánica en la SC fue sugerida por Mooser *et al.* en 1974. Basándose en la morfología y en las características erosivas de los volcanes, Lugo Hubp (1984) propuso que los aparatos volcánicos más antiguos se encontraban hacia el norte de la sierra. Posteriormente, varios estudios magnetoestratigráficos y fechamientos radiométricos limitaron el rango de edad de la SC al Plioceno tardío y Pleistoceno (Arce *et al.*, 2008; Mooser *et al.*, 1974; Mora Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Romero Terán, 2001), revelando una progresión de edades más jóvenes hacia el sur (Mora Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000). De acuerdo a Mora Álvarez *et al.* (1991), esta migración general norte-sur del vulcanismo, presente no sólo en la Sierra de las Cruces sino en toda la Faja Volcánica Transmexicana (e.g. Sierra Nevada, Cofre de Perote-Sierra Negra, CVMG), podría estar relacionada con la inclinación de la placa en subducción.

Aunque el origen y emplazamiento de la SC ha sido materia de discusión (e. g. Alaniz Álvarez *et al.*, 1998; Mooser *et al.*, 1974), se considera que la principal actividad volcánica de la SC ocurrió durante el Plioceno tardío al Pleistoceno, es decir, aproximadamente hace 5.3 a 0.01 Ma y que sus productos se emplazaron a través de sistemas de fallas con dirección N-S (Alaniz Álvarez *et al.*, 1998; Demant, 1978; Mooser, 1972b). Las edades reportadas para la SC varían entre 3.71 Ma y 0.7 Ma (Aguirre Díaz *et al.*, 2006; Arce *et al.*, 2008; Mooser *et al.*, 1974; Mora Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Romero Terán, 2001).

2.3. Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin

El Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin, originalmente “Grupo Chichinautzin”, fue definido por primera vez como una asociación de lavas y depósitos piroclásticos interestratificados del Plioceno tardío al Holoceno (Bloomfield, 1975; Fries, 1960, 1966; Mooser, 1962).

El CVSC es un campo monogenético ubicado en la porción oriental de la FVTM que se extiende entre los flancos de dos volcanes de edad cuaternaria: el Nevado de Toluca (Macías *et al.*, 1997), en la Cuenca de Lerma, y el Popocatepetl (Siebe *et al.*, 1996a), en la Sierra Nevada, formando una sierra alongada con una dirección E-O y que marca el límite sur de la Cuenca de México (Bloomfield, 1975; Herrero y Pal, 1977; Márquez *et al.*, 1999; Figura 1.3). Desde el punto de vista volcanotectónico, el CVSC marca el

frente del arco magmático que ha sido resultado de la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, en la Trinchera Mesoamericana (Márquez *et al.*, 1999).

Este campo comprende más de 220 volcanes monogenéticos, cuyos productos cubren un área de aproximadamente 2 400 km², abarcando parte de los estados de Morelos y México y de la Ciudad de México (Márquez *et al.*, 1999). Aunque hay presencia de pequeños volúmenes de lavas alcalinas sódicas (Verma, 2000; Wallace y Carmichael, 1999) y de basaltos y andesitas basálticas (Demant, 1978), la mayor parte de las rocas del CVSC son de composición andesítica y dacítica, de afinidad calciocalina y con características típicas de magmatismo de arco (Gunn y Mooser, 1970; Wallace y Carmichael, 1999).

2.3.1. Régimen tectónico y temporalidad del CVSC

Las rocas menos evolucionadas en los sectores central y oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, asociadas a campos monogenéticos o a derrames fisurales (e. g. Chichinautzin y Tenango), han sido emplazadas a lo largo de fallas y fisuras que siguen una orientación preferencial E-O (García Palomo *et al.*, 2000; Márquez *et al.*, 1999). Bloomfield (1975) definió al “Grupo Chichinautzin” como, estrictamente, aquellos volcanes al sur de la Ciudad de México que yacían en los sistemas de fracturas este-oeste de la FVTM y Márquez *et al.* (1999) señalaron que en la región donde se localiza el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin existe un régimen tectónico distensivo N-S y una tendencia tectónica predominante en dirección E-O y que los alineamientos volcánicos más extensos se presentan a lo largo de ella.

Para explicar esta preferencia estructural de centros monogenéticos que se emplazan siguiendo orientaciones generales E-O, contraria a la N-S de los centros poligenéticos, Alaniz Álvarez *et al.* (1998) propusieron un modelo en el que la oblicuidad del arco hace que las fallas paralelas a éste acomoden la mayor parte de la extensión, favoreciendo que magmas primitivos asciendan rápidamente, formando centros monogenéticos (Alaniz Álvarez *et al.*, 1998; Márquez *et al.*, 1999). Por el contrario, las fallas transversales al arco acomodan sólo una pequeña parte de la extensión, beneficiando el entrampamiento de magmas y la formación de estratovolcanes, cuyos productos emitidos son más evolucionados (Alaniz Álvarez *et al.*, 1998).

Los estudios paleomagnéticos que se han hecho en la Sierra de Chichinautzin han mostrado que la mayoría de los productos que afloran fueron producidos durante el cron Brunhes, de polaridad normal, limitando las edades a un máximo de ~0.78 Ma (Herrero y Pal, 1977; Martin Del Pozzo, 1982; Mooser *et al.*, 1974). Por radiocarbono, se han fechado paleosuelos y materia orgánica interestratificada en los depósitos del CVSC, arrojando edades menores a 40 000 años (Bloomfield, 1975; Márquez *et al.*, 1999; Velasco Tapia y Verma, 2001; Velasco Tapia *et al.*, 2013; Wallace y Carmichael, 1999). Adicionalmente, la geomorfología de muchos volcanes (e.g. Chichinautzin, Pelado, Tlálloc, Teuhtli, Dos Cerros, Texontepic, Tres Cruces) indica que hubo actividad volcánica durante el Holoceno (<10 000 años) en un área de más de 600 km² (Márquez *et al.*, 1999). Sin embargo, estudios recientes en los que se ha utilizado el

método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ han demostrado que los productos más antiguos del CVSC tienen 1.2 Ma, con otras estructuras más jóvenes de 800, 200 y 80 mil años (Arce *et al.*, 2013). El volcán más joven de la sierra es el Xitle, con una edad de 1 670 años A.P. (Siebe, 2000).

2.3.2. Estructuras y tipo de actividad volcánica

Demant (1978) señaló que los volcanes monogenéticos presentes en la FVTM están constituidos por eyecciones piroclásticas alrededor de un conducto y por derrames de lava de poca extensión. Particularmente, la Sierra de Chichinautzin está conformada por conos de escoria, conos cineríticos, conos de lava tipo escudo y flujos y domos de lava (Bloomfield, 1975; Herrero y Pal, 1977; Martin Del Pozzo, 1982). Los conos de escoria son las estructuras más abundantes (Márquez *et al.*, 1999).

De acuerdo con los depósitos que se han identificado en el CVSC, el tipo de actividad predominante en la zona es *estromboliana violenta*¹ (Bloomfield, 1975) o una sucesión entre ésta y *surtseyana*², aunque existen algunas excepciones, como el volcán Chichinautzin, que parece haber estado en transición a un vulcanismo de tipo hawaiano (Martin Del Pozzo, 1982; Walker, 1973).

2.3.3. Trascendencia social del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin

Las ciudades de México y Cuernavaca, zonas densamente pobladas, se localizan en torno a áreas que indican intensa actividad volcánica. Durante los últimos 25 000 años han ocurrido, por lo menos, 24 erupciones (ver Siebe *et al.*, 2005) en la periferia de la Ciudad de México. Aunado a la edad reciente del CVSC, existen registros de varios sismos ocurridos a <20 km de profundidad y de magnitudes <4 (De Cserna *et al.*, 1988; González Pomposo y Valdés González, 1995; Yamamoto y Mota, 1988).

A pesar de que la tasa de emisión de magma para el CVSC es menor que la del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (0.8 km³/1 000 años, de acuerdo a Siebe *et al.*, 2005 vs. 1.2 km³/1 000 años, según Hasenaka, 1994 y Márquez *et al.*, 1999, respectivamente) y de que no ha habido erupciones en los últimos 1 600 años, el área debería ser considerada como una zona volcánica y tectónicamente activa que representa un riesgo para la población e infraestructura de las ciudades que se ubican a su alrededor (Márquez *et al.*, 1999; Martin Del Pozzo, 1982; Siebe *et al.*, 2005) pues es una región que potencialmente podría dar lugar a otro volcán en el futuro (Siebe, 2000).

¹Estilo eruptivo caracterizado por la emisión cíclica (segundos o minutos) de ceniza y lapilli, así como flujos de lava. Las columnas formadas alcanzan varios kilómetros de altura y pueden durar horas o días. Fue usado por primera vez por Macdonald (1972) para describir las fases más explosivas del Parícutin (1943-1952). A diferencia de las erupciones estrombolianas, que producen capas de escoria, las violentas se asocian con capas de ceniza debido a un nivel mayor de fragmentación del magma (Macdonald, 1972; Pioli *et al.*, 2008; Rowland *et al.*, 2009; Schmincke, 2004; Taddeucci *et al.*, 2015).

²Estilo eruptivo en el cual el magma entra en contacto con agua. Se caracteriza por la emisión de partículas menores a 1 mm de diámetro y producción de plumas en forma de cola de gallo. Recibe el nombre debido a la erupción de 1963 del volcán Surtsey, en Islandia (Walker, 1973; White y Houghton, 2000).

3.1. Tipos de actividad volcánica: estructuras y depósitos

La actividad volcánica puede ser clasificada de acuerdo a muchos criterios, por ejemplo, basándose en la forma en que los productos son emitidos se puede hablar de actividad efusiva o explosiva; según el estilo eruptivo, existe un rango de erupciones que van desde tipo hawaianas¹ hasta ultra-plinianas (Walker, 1973); y conforme a la historia eruptiva y la naturaleza del centro eruptivo, la actividad puede ser poligenética o monogenética (Cas y Wright, 2012). Es importante señalar que si bien estas clasificaciones parecieran excluyentes, más bien se incluyen y relacionan unas con otras pues un volcán poligenético puede presentar erupciones tipo hawaianas en las que la lava es tan fluida, que se habla de una erupción efusiva.

Para los fines que conciernen a este trabajo, se tomó como base la clasificación en actividad poligenética o monogenética debido a que la ausencia o presencia de un reservorio magmático que alimente al sistema determina en gran medida la composición del magma y por lo tanto el tipo de erupción y edificio volcánico formado. Adicionalmente, las sierras volcánicas que rodean la Cuenca de México, y por lo tanto la zona de estudio de este trabajo, se pueden dividir a *grosso modo* en regiones con actividad poligenética y monogenética.

¹Estilo eruptivo predominantemente efusivo, característico de magmas de poca viscosidad, composición basáltica a andesítico-basáltica, con temperaturas entre 1 000-1 200 °C. Pueden formar fuentes continuas de lava de hasta 600 m de altura (Schmincke, 2004; Taddeucci *et al.*, 2015; Walker, 1973).

3.1.1. Actividad poligenética

La actividad poligenética caracteriza a los volcanes que han presentado varios episodios eruptivos con numerosos periodos de reposo a lo largo de su historia. Este tipo de actividad genera estructuras volcánicas de gran tamaño que han sido construidas a lo largo de cientos, miles o incluso millones de años a través del mismo sistema de conductos sobre una anomalía termal longeva y estable en la corteza, la cual favorece procesos de diferenciación magmática y por ende emisión de productos de composición basáltica, andesítica, dacítica o riolítica (De Silva y Lindsay, 2015; Lockwood y Hazlett, 2010; Schmincke, 2004).

El vulcanismo poligenético forma volcanes compuestos, volcanes escudo y calderas. A continuación se describen brevemente las características de las estructuras y los depósitos generados (De Silva y Lindsay, 2015; Lockwood y Hazlett, 2010; Schmincke, 2004):

Volcanes compuestos

Se forman por varias erupciones emitidas desde un conducto central o varios conductos que han migrado, pero asociados siempre a un mismo sistema magmático. Los conductos se localizan generalmente en la cima del edificio volcánico, aunque también pueden encontrarse en los flancos. Conformados por estructuras cónicas como el Popocatépetl o el Monte Fuji (Japón) o asimétricas como el Iztaccíhuatl y el Aucanquilcha (Chile) cuyo volumen puede ser de más de 800 km^3 y un tiempo de vida de entre 10^5 y 10^7 años (Schmincke, 2004; Figuras 3.1a-c).

Estas estructuras se crean por acumulación de flujos de lava y depósitos piroclásticos (si éstos se encuentran intercalados en forma de capas, las estructuras son conocidas como *estratovolcanes*) que pueden ser producto del colapso de domos o columnas eruptivas, mientras que otros se han formado a través de diversas etapas de construcción, destrucción y sobreposición de edificios, como el Popocatépetl (Robin y Boudal, 1987) o el Tacaná (García Palomo *et al.*, 2006).

Comúnmente, los volcanes compuestos se forman por erupciones explosivas y efusivas de magmas de composición variable (basáltica, andesítica, dacítica y riolítica).

Volcanes escudo

Este tipo de geofomas volcánicas se caracteriza por su poca altura, gran extensión y flancos de pendientes de entre 1 y 8° (Figura 3.1d-f). El sistema magmático, típicamente de composición basáltica, que les da origen puede ser fisural, como en Hawaii, o radial, como en las Islas Galápagos, lo cual determina en gran medida la forma elongada o circular de los volcanes.

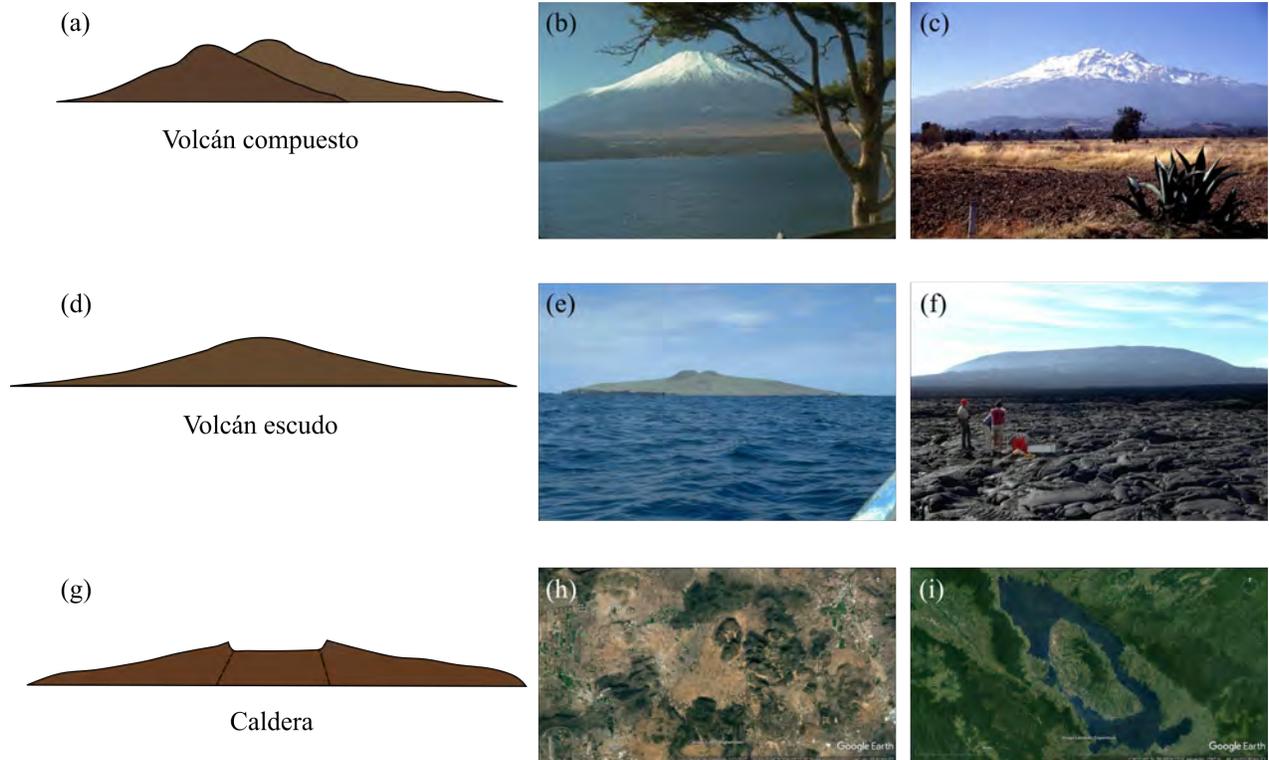


Figura 3.1: Estructuras volcánicas asociadas a actividad poligenética. (a) Perfil típico de un volcán compuesto: (b) Monte Fuji, Japón y (c) Iztaccíhuatl, México (fotografías de Lee Siebert 1970 y 1997, respectivamente). (d) Perfil típico de un volcán escudo: (e) Isla San Martín, Baja California, México (fotografía de Jim Luhr, 1990) y (f) Fernandina, Islas Galápagos, Ecuador (fotografía de Chuck Wood, 1978). (g) Perfil característico de una caldera: (h) Caldera de Amzcala, Hidalgo, México e (i) Toba, Sumatra (imágenes tomadas de Google Earth). Imágenes (a), (d) y (g) modificadas de Schmincke, 2004. Las fotografías (b), (c), (e) y (f) fueron tomadas del Smithsonian-Institution, 2013.

Los escudos de composición basáltica más comunes están formados por flujos de lava y, en menor proporción, depósitos piroclásticos (escudos de lava), sin embargo, también puede predominar este último tipo de productos volcánicos como en el Jebel Marra, en Sudán o el Emi Koussi, en Chad (escudos piroclásticos). Adicionalmente, existen volcanes escudo de composición intermedia a ácida como el volcán Newberry en EEUU, con vulcanismo bimodal, y el Cerro Purico en Chile, de composición ácida y representante de los llamados “escudos ignimbríticos”.

Calderas

Las calderas son grandes depresiones semicirculares o elongadas de hasta 80 km de diámetro (De Silva y Lindsay, 2015), producidas por el colapso del techo de la cámara magmática durante una erupción catastrófica en la que fueron expulsadas rápidamente decenas o miles de kilómetros cúbicos de magma (Figuras 3.1g-i). Están rodeadas parcial o totalmente por depósitos piroclásticos, principalmente ignimbritas, y algunas presentan un domo central resurgente como respuesta a nueva actividad magmática. Ejemplos son la caldera de Amzcala, en México y Toba, en Sumatra.

3.1.2. Actividad monogenética

La actividad monogenética, por otro lado, determina a los volcanes que resultan de un solo episodio eruptivo que puede durar algunas semanas o meses, así como actividad semicontinua durante algunos años o décadas (De Silva y Lindsay, 2015). Es importante destacar que, de acuerdo a Schmincke (2004), el término “monogenético” debe entenderse en términos de un periodo de construcción que es corto comparado con los cientos de miles o incluso millones de años que el magma puede permanecer almacenado debajo de grandes estratovolcanes o islas volcánicas.

Los volcanes monogenéticos no cuentan con un reservorio magmático somero que permita la diferenciación y evolución del magma, por lo que los productos emitidos generalmente son de composición basáltica o andesítico-basáltica; al término de la erupción, el conducto por donde el magma fue expulsado, se solidifica. La presencia de volcanes monogenéticos se ve favorecida en ambientes con regímenes extensionales (De Silva y Lindsay, 2015; Schmincke, 2004).

Este tipo de estructuras pueden surgir como conos parásitos en los flancos de grandes volcanes compuestos o en las cercanías de volcanes escudos, en ambos casos vinculados a extensiones de fisuras del sistema magmático principal. Sin embargo, la manifestación más típica es la generación de campos volcánicos relacionados genéticamente como el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (México) o el Campo Volcánico Auckland (Nueva Zelanda) que ocupan áreas de decenas o centenas de kilómetros cuadrados.

Las principales estructuras volcánicas monogenéticas incluyen a los conos cineríticos, maares y conos y anillos piroclásticos (Figura 3.2). En general, los volcanes producidos son de poca altura y asimétricos si existe una dirección preferencial en el viento al momento de su formación. Enseguida se describen brevemente las estructuras y sus depósitos (De Silva y Lindsay, 2015; Lockwood y Hazlett, 2010; Schmincke, 2004):

Conos de escoria o cineríticos

Se forman por acumulación de tefra de tamaño lapilli y, en menor medida, bloques y bombas. Tienen aspecto de cono, cráteres en forma de tazón y pendientes de aproximadamente 33° para conos jóvenes (Figuras 3.2a-c; De Silva y Lindsay, 2015). Su volumen promedio es de $4 \times 10^7 \text{ m}^3$ y la altura varía entre 50 y 200 m (Schmincke, 2004), sin exceder los 300 m (De Silva y Lindsay, 2015).

Los depósitos finales están compuestos por lapilli de caída bien seleccionados, de color negro y que pueden extenderse lateralmente por varios kilómetros. Comúnmente, en las últimas etapas eruptivas, flujos de lava son expulsados por el cráter o a través de fisuras en la base del cono (e.g. Foshag y González Reyna, 1956).

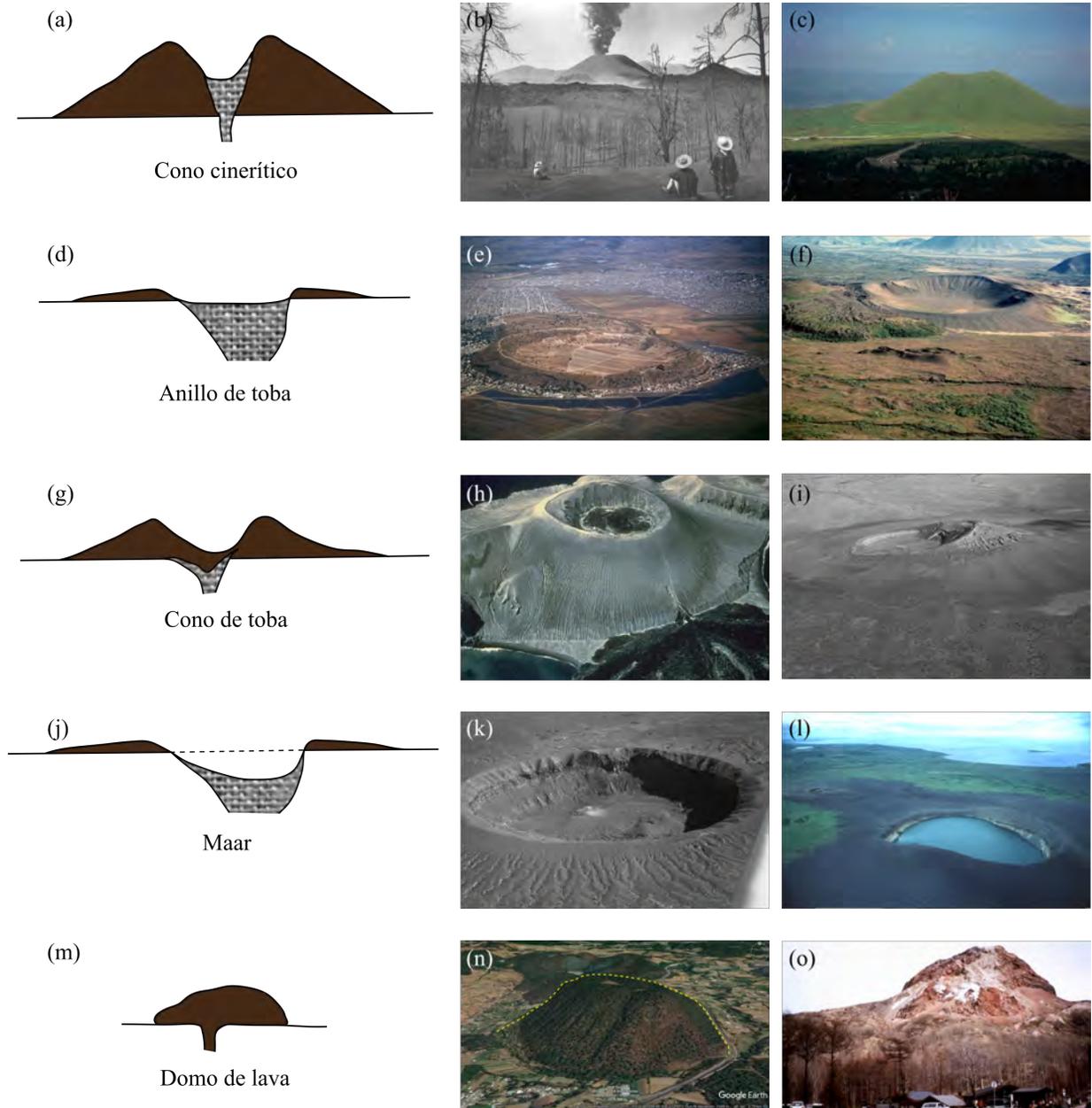


Figura 3.2: Estructuras volcánicas producidas por vulcanismo monogenético. (a) Perfil de un cono cinerítico: (b) Erupción de 1944 del Parícutin, México, observada por purépechas desde el Cerro Equijuata. El flujo de lava asociado puede verse en la parte media de la imagen (fotografía de Arno Brehme, 1994) y (c) Komatsuka, Kyushu, Japón (fotografía de Dick Stoiber, 1981). (d) Perfil de un anillo de toba: (e) Xico, semirodeado por agua remanente del Lago de Chalco, Estado de México, México (fotografía de Hugo Delgado, 1994) y (f) Ludent, Islandia (fotografía de Michael Ryan, 1984). (g) Perfil de un cono de toba: (h) Bárcena, Islas Revillagigedo, México. En la esquina inferior derecha se observa un flujo de lava producido por una fisura en el flanco sureste del cono (fotografía de Adrian Richards, 1955) e (i) Cerro Colorado, Sonora, México (fotografía de David Roddy, 1965). (j) Perfil de un maar: (k) Cráter Elegante, Sonora, México (fotografía de David Roddy, 1965) y (l) Maars Ukinrek, Alaska, EEUU. En el interior del maar puede verse el contacto entre material claro y oscuro, que marca la superficie antes de la erupción (fotografía de Christina Neal, 1993). (m) Perfil típico de un domo de lava: (n) Cerro San Bartolo, Campo Volcánico Valle de Bravo, México. Para mayor claridad, se muestra el contorno del domo con una línea punteada (imagen tomada de Google Earth) y (o) Showa Shinzan, volcán Usu, Japón (fotografía de Mihoko Moriizumi, 1995). Imágenes (a), (d), (g), (j) y (m) basadas en Francis, 1993. A excepción de (n), todas las fotografías fueron tomadas del Smithsonian-Institution, 2013.

Este tipo de estructuras son producidas por erupciones tipo estromboliano o hawaiano, debido a que la interacción magma-agua es casi nula. El Paricutin, en México, y el Kometsuka, en Japón, son ejemplos de conos cineríticos.

Anillos y conos de toba

Se trata de depresiones cuyo piso se encuentra sobre o al mismo nivel de la superficie que las rodea (Figuras 3.2d y 3.2g). De acuerdo a De Silva y Lindsay (2015) y a Verspermann y Schmincke (2000), se originan como resultado de erupciones freatomagmáticas explosivas tipo taaliano, en donde la cantidad de agua involucrada no afecta notablemente al grado de explosividad y forma anillos de toba, o surtseyano, la cual produce conos de toba debido a que una mayor interacción con agua.

Morfológicamente, los anillos de toba son estructuras anchas y planas con pendientes de 2° a 10° (Figuras 3.2d-f). Los conos de toba tienen diámetros más pequeños pero la acumulación de depósitos cerca del conducto es mayor, resultando en pendientes de entre 20° y 30° (De Silva y Lindsay, 2015; Figuras 3.2g-i). Xico y Bárcena, en México, son ejemplos de un anillo y cono de toba, respectivamente.

Maares

Son depresiones circulares cuyo diámetro puede exceder un kilómetro (Schmincke, 2004), de poca altura, pero con pendientes interiores mayores a 70° (De Silva y Lindsay, 2015), originadas por erupciones freatomagmáticas sumamente explosivas. A diferencia de los anillos de toba, el piso de los maares se ubica debajo de la superficie pre-eruptiva y en ocasiones por debajo del nivel freático, por lo que pueden tener un lago en el centro (Figuras 3.2j-l). Ejemplo de maares son el Cráter Elegante, en México y Ukinrek, en EEUU.

Volcanes monogenéticos silíceos

Aunque relativamente raros, los centros silíceos son otro tipo de volcanes monogenéticos. Las estructuras más comunes son los colectivamente llamados *domos de lava* (Figuras 3.2m-o), que se presentan como lavas cristalinas o como flujos de obsidiana. Los centros silíceos pueden durar décadas o siglos en erupción (De Silva y Lindsay, 2015) y en su mayoría están relacionados a conos compuestos o a calderas. El domo de lava Showa Shizan (Japón) es ejemplo de centro silíceo.

En conclusión, las estructuras volcánicas son reflejo de factores como la composición del magma y la manera en la que el gas sale de él, la temperatura, tasa de efusión, geometría del conducto y de los estilos eruptivos que intervienen (De Silva y Lindsay, 2015; Schmincke, 2004; Siebert *et al.*, 2015).

3.2. Aspectos arqueológicos de la Cultura Copilco

3.2.1. El Formativo en la Cuenca de México

En lo que se refiere a América, el término “Arcaico” fue usado por primera vez por Boas (1913) y Spinden (1917, 1928) para referirse al inicio de un modo de vida agrícola en México y América Central cuyas culturas se caracterizaban por una vida sedentaria dentro de villas, así como por la presencia de cerámica, herramientas y otros utensilios. A mediados del siglo XX, *Arcaico* comenzó a ser sustituido por Horizonte “Preclásico” (Wauchope, 1950) u Horizonte “Formativo” (Armillas, 1948; Caso, 1953). El término *Formativo* es una reformulación sobre la hipótesis Arcaica de Spinden y es por definición la etapa de aparición de nuevos patrones económicos que estuvieron acompañados por la formación de sociedades de mayor escala y complejidad que las que existieron antes (Willey, 1955; Willey y Phillips, 1958).

De acuerdo a Willey (1955) y Willey y Phillips (1958), el Formativo se caracteriza por la presencia del cultivo de maíz, yuca o cualquier otro tipo de economía de subsistencia de efectividad comparable y por la exitosa integración socioeconómica de tal cultivo o economía a un estilo de vida sedentario bien establecido. La presencia de cerámica, tejido, lítica y arquitectura ceremonial, es usualmente asociada con las culturas formativas de América.

A pesar de que las evidencias más antiguas de presencia humana en la Cuenca de México datan de hace casi 20 000 años a.C. (García Bárcena, 2007), el registro arqueológico en esta región para el Formativo, que inicia con la aparición de la cerámica y termina con el surgimiento de las grandes ciudades-estado, comprende desde ca. 1400 a.C. hasta 150/200 d.C. El desarrollo económico de la zona durante este periodo estuvo ligado a los recursos lacustres de los lagos de Xochimilco y Chalco, las riberas y las zonas montañosas (Serra Puche y Lazcano Arce, 2009). El Formativo se divide en cuatro periodos que comprenden ocho fases cronológicas (ver Tabla 3.1)². A continuación se mencionan las características de cada periodo (Meraz Moreno, 2009):

Formativo Inferior o Temprano (1400 a 1250 a.C.)

Se distingue por el inicio del sedentarismo agrícola –propiciado por un cultivo de temporal– y la cerámica. Las sociedades se concentraron en pequeños caseríos y aldeas que no rebasaban la veintena de chozas y cuya organización era tribal igualitaria (López Austin y López Luján, 2000). La subsistencia pasó

²Existen múltiples propuestas para la periodización de la historia mesoamericana que han sido planteadas desde inicios del siglo XX (e.g. López Austin y López Luján, 2000). Las fechas consideradas en este trabajo están basadas en las publicaciones de McBride (1974); Niederberger Betton (1976, 1988); Rattray (1973); y Vaillant (1930, 1931, 1935), las cuales constituyen la base más aceptada para la etapa prehistórica en la Cuenca de México y han sido utilizadas por varios autores en investigaciones recientes (e.g. Meraz Moreno, 2009; Ramírez *et al.*, 2000).

Tabla 3.1: Periodización y algunos sitios del Formativo en la Cuenca de México*.

Periodo	Fase	Sitios en la Cuenca de México			
		Norte	Oriente	Sur	Centro
Formativo Terminal	Tzacualli 0–150 d.C.				
	Cuicuilco 200 a.C.–0				
Formativo Superior	Ticomán 400–200 a.C.		Ticomán	Terremote-Tlaltenco	
	Zacatenco 700–400 a.C.	Zacatenco			
Formativo Medio	Tetelpan 800–700 a.C.		Tlatilco	Temamatla	Copilco
	Manantial 1000–800 a.C.		Tlapacoya		Cuicuilco
	Ayotla 1250–1000 a.C.				Tlalpan Centro
Formativo Inferior	Nevada 1400–1250 a.C.				San Juanico Lomas de Chapultepec

*Basado en los trabajos de Meraz Moreno (2009) y las referencias ahí citadas; Ramírez *et al.* (2000); y Serra Puche (1982).

de un sistema de apropiación basado en la caza, pesca y recolección, a uno mixto que consideraba la producción incipiente de alimentos (García Moll, 2007), permitiendo el aumento de miembros en cada grupo. Pese a que existía intercambio de bienes entre aldeas, la mayoría de éstos eran para subsistencia interna (López Austin y López Luján, 2000). Las costumbres funerarias consistían en enterrar a los difuntos bajo los pisos de las habitaciones o cerca de ellas; en la cerámica predominó la decoración pintada de rojo sobre bayo (Niederberger Betton, 1988).

La mayor parte de la población de la Cuenca de México estaba asentada en el suroeste y destacaron los sitios de Coapexco, Tlapacoya y Tlatilco (Sanders *et al.*, 1979; Figura 3.3).

Formativo Medio (1250 a 400 a.C.)

Se produjeron cambios tecnológicos importantes en los sistemas de control de agua (e.g. represas, canales, terrazas), lo que condujo a un incremento en la variedad de plantas domésticas y mayor importancia de la agricultura como medio de subsistencia (López Austin y López Luján, 2000; Sarmiento, 2000). La diferencia en el número y tamaño de las aldeas y la jerarquización entre ellas se hicieron notables y hubo un aumento en el intercambio de materias primas, productos e ideas entre aldeas y regiones. También destacó el inicio de la especialización en la producción y refinamiento en la elaboración de bienes de prestigio así como su intercambio entre las élites (López Austin y López Luján, 2000). Los entierros muestran diferencias asociadas a rangos y no a estratificación social; prevalece la vida comunitaria y colectiva (Sanders *et al.*, 1979; Serra Puche y Lazcano Arce, 2009).

La cerámica mesoamericana, al igual que la lítica, muestra un grado de perfeccionamiento y en el Altiplano Central se distinguen componentes de influencia cultural de orígenes variados: de tradición local, olmeca u olmecoide y asociados al occidente de México (García Moll, 2007; López Austin y López Luján, 2000; Willey y Phillips, 1958). Con base en ello, se definen las cuatro fases del periodo

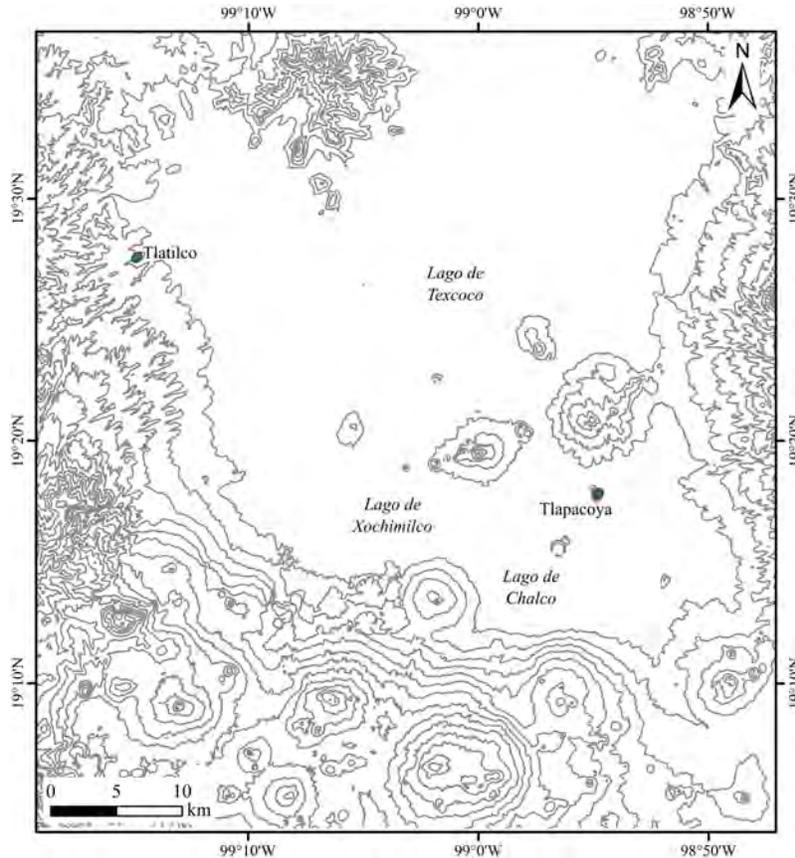


Figura 3.3: Asentamientos en el sur de la Cuenca de México durante el Formativo Inferior (modificado de Sanders *et al.*, 1979).

(Niederberger Betton, 1988):

- a. Fase Ayotla (1250 a 1000 a.C.): predominio de la decoración excisa en los motivos olmecas pan-mesoamericanos.
- b. Fase Manantial (1000 a 800 a.C.): los motivos olmecas se caracterizaron por una decoración incisa, fluida y cursiva.
- c. Fase Tetelpan (800 a 700 a.C.): presencia de una clara “deculturación” olmeca.
- d. Fase Zacatenco (700 a 400 a.C.): caracterizada por vasijas de silueta compuesta o carenadas.

Durante la fase Zacatenco (700-400 a.C.), la parte suroccidental de la Cuenca de México se comportó como área de colonización de pequeños caseños, cuya población derivó de sitios anteriores, establecidos en el pie de monte y alrededor de localidades consideradas, quizás por su extensión, como puntos centrales (García Chávez, 1994). Este hecho es uno de los indicadores más importantes de los llamados “centros de poder” como Tlapacoya, Tlatilco, Cuicuilco y El Arbolillo (Sarmiento, 2000).

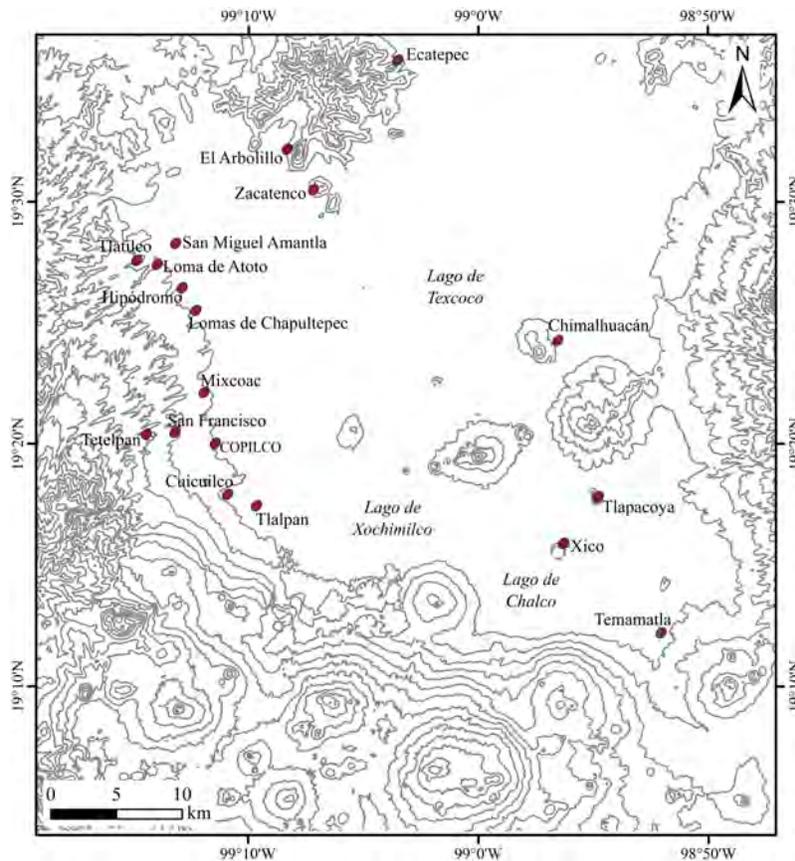


Figura 3.4: Asentamientos en el sur de la Cuenca de México durante el Formativo Medio (modificado de Meraz Moreno, 2009; Sanders *et al.*, 1979).

En este periodo los asentamientos se concentraron en el suroeste, sur y sureste de la cuenca (Sanders *et al.*, 1979) y sobresalieron Tlapacoya, Tlatilco, Cuicuilco (establecido a principios del periodo; Pérez Campa, 2007), San Miguel Amantla, Zacatenco, El Arbolillo, Temamatla, varias villas grandes en la zona de Xochimilco-Chalco y gran cantidad de caseríos hacia el Valle de Teotihuacán (García Chávez, 1994; Meraz Moreno, 2009; Sanders *et al.*, 1979; Serra Puche, 1988; Figura 3.4).

Formativo Superior o Tardío (400 a 200 a.C.)

Continuó el aumento de la población y por ende de los asentamientos y su tamaño, especialmente en el este y sureste de la Cuenca de México (Sanders *et al.*, 1979). Aparecieron capitales protourbanas como centros regionales que tenían aldeas satelitales especializadas en la extracción o producción de bienes locales, los cuales eran intercambiados dentro de los centros regionales y entre centros vecinos, favoreciendo la expansión del comercio y el establecimiento de largas rutas mercantiles. La agricultura, sobre todo del maíz, se volvió intensiva (López Austin y López Luján, 2000; Sarmiento, 2000).

Se observó una tendencia hacia la nucleación de la población de algunos sitios, además del abandono

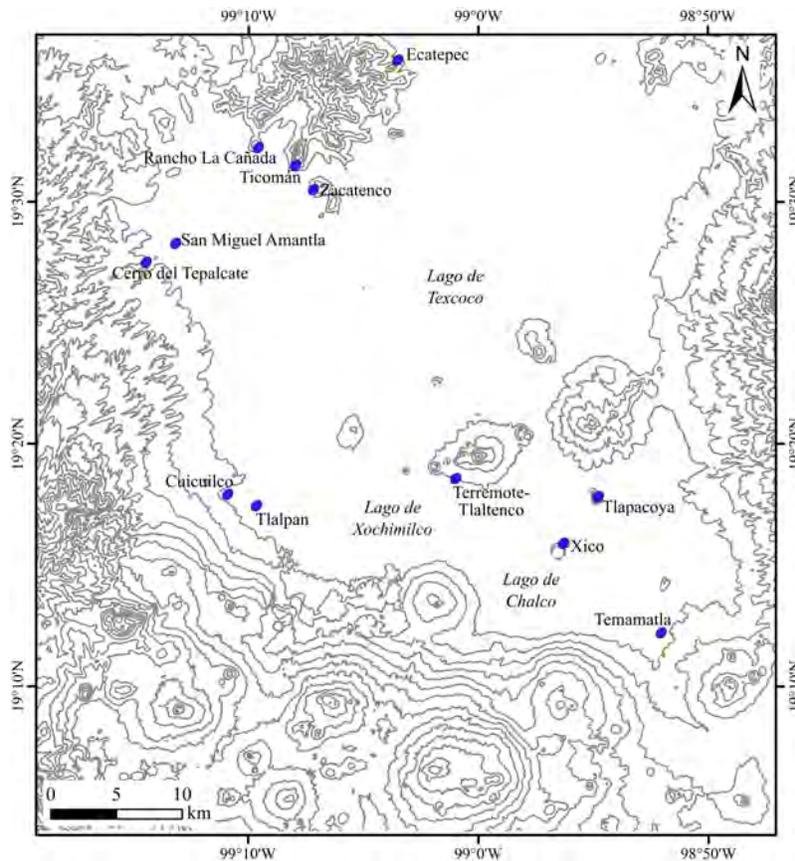


Figura 3.5: Asentamientos en el sur de la Cuenca de México durante el Formativo Superior (modificado de Meraz Moreno, 2009; Sanders *et al.*, 1979).

de asentamientos establecidos a finales del Formativo Medio (García Chávez, 1994). Apareció la arquitectura monumental de carácter público y ceremonial (López Austin y López Luján, 2000; Sanders *et al.*, 1979; Willey y Phillips, 1958), con elevaciones piramidales de aproximadamente 5 m (e.g. Tlapacoya; Serra Puche y Lazcano Arce, 2009), y el culto pasó a ser exclusivamente institucional (Sarmiento, 2000). Además, se estableció una organización jerárquica entre los sitios y una marcada diferenciación social (Pérez Campa, 2007; Sanders *et al.*, 1979; Serra Puche y Lazcano Arce, 2009).

La concentración de asentamientos durante el Formativo tardío ocurrió principalmente en el este y sureste de la cuenca; durante esta época destacaron Teotihuacán, Zacatenco, Ticomán, Xico, Terrémote-Tlaltenco y, como centros regionales, Cuicuilco y Tlapacoya (Sanders *et al.*, 1979; Sarmiento, 2000; Figura 3.5).

Formativo Terminal (200 a.C. a 150/200 d.C.)

El comercio de obsidiana tuvo gran importancia y en algunas áreas incrementó la complejidad del calendario, la escritura y la numeración (López Austin y López Luján, 2000). Debido a la importancia

demográfica, económica, sociopolítica y religiosa que tuvieron, los principales centros regionales en la CM durante el Formativo Terminal fueron Teotihuacán y Cuicuilco (Meraz Moreno, 2009; Sanders *et al.*, 1979).

La población disminuyó y hubo un desplazamiento de los asentamientos del sur de la cuenca hacia el norte. Teotihuacán comenzó a dominar como núcleo económico, con intercambio de bienes más allá de los límites de la CM (Sarmiento, 2000). Se cree que la migración hacia zonas septentrionales se debió a la erupción del Xitle ocurrida hace 1 670 años A.P. (245-315 A.D.³, Siebe, 2000), que afectó a la parte sur de la cuenca y provocó el abandono de Cuicuilco, como centro de poder, (Gonzalez *et al.*, 2000) y otros sitios aledaños (Meraz Moreno, 2009), alterando la forma de vida que se había establecido desde el Formativo Medio y rompiendo el funcionamiento del sistema en la región. Este fenómeno también terminó con cualquier posibilidad de cultivo en los alrededores (Meraz Moreno, 2009; Sarmiento, 2000). Otra erupción que pudo haber propiciado esta migración fue la ocurrida en el volcán Popocatepetl hace aproximadamente 2 100 años A.P. (250 a.C.-70 A.D.; Panfil *et al.*, 1999; Plunket y Uruñuela, 2006; Siebe, 2000; Siebe *et al.*, 1996a).

Entre los sitios que siguieron ocupados durante el Formativo Terminal están San Miguel Amantla, El Tepalcate y Temamatla (Meraz Moreno, 2009; Sanders *et al.*, 1979; Figura 3.6).

En términos generales, durante el Formativo la CM presentó su mayor desarrollo en la zona sur, aspecto que cambió radicalmente en el horizonte Clásico con el apogeo de Teotihuacán, en el norte (Sarmiento, 2000).

3.2.2. Copilco

La existencia de cerámica y huesos humanos y de animales bajo la lava del Pedregal y en otros sitios de la Cuenca de México, ya había sido reportada desde finales del siglo XIX (Herrera, 1893; Ordóñez, 1890, 1893). Sin embargo, a principios del siglo XX, cuando en México la aplicación del método científico estaba apenas en sus albores y el consenso entre investigadores sobre sus descripciones y descubrimientos era casi nulo, el hallazgo de un nuevo tipo de cerámica, diferente a las conocidas teotihuacana y azteca, fue especialmente confuso.

Mariano Bárcena, quien también informó sobre utensilios de barro ennegrecidos sepultados bajo la lava, describió la primera columna estratigráfica asociada a tales descubrimientos (ver Herrera, 1893, p. 43-44). Ante la gran cantidad de reportes de cerámica durante la primera década del siglo XX, como las encontradas por William H. Holmes en 1884, Zelia Nuttal en 1907, Manuel Gamio en 1909, Hebert J.

³A.D., equivalente a d.C., significa *anno Domini* y hace referencia al año de nacimiento de Jesucristo en los calendarios gregoriano y juliano.

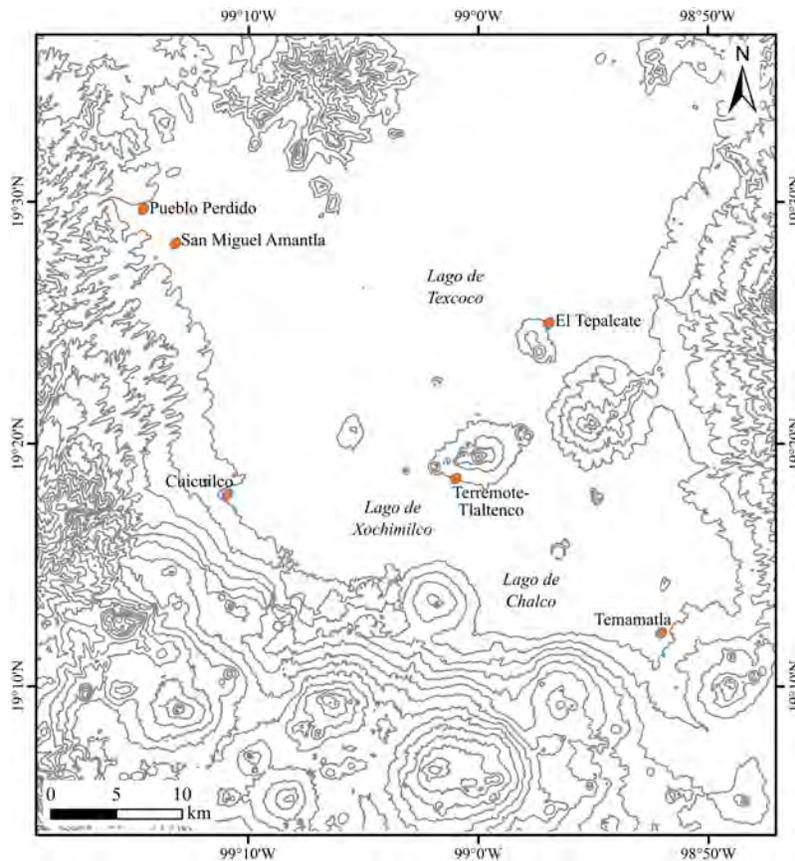


Figura 3.6: Asentamientos en el sur de la Cuenca de México durante el Formativo Terminal (modificado de Meraz Moreno, 2009; Sanders *et al.*, 1979).

Spinden y Hermann Beyer en 1910 y Franz Boas en 1911 (Beyer, 1917; Gamio, 1920), fue necesaria la implementación de excavaciones arqueológicas metódicas con el fin de determinar la relación temporal de las culturas prehispánicas que habitaron la cuenca, pues lo único que se sabía era que la azteca era la más reciente y que la teotihuacana le antecedía.

Este nuevo tipo de cerámica fue descrita por primera vez por Franz Boas en 1911, quien la denominó como del tipo “de los cerros”. Luego, en 1912, Manuel Gamio la calificó como “Cultura de montaña” y, en 1917, Hermann Beyer la llamaría “Sub-Pedregalense”⁴. Ese mismo año, finalmente sería nombrada “arcaica” por diversos americanistas como Spinden (Beyer, 1917; Gamio, 1920).

En 1917, la entonces Dirección de Estudios Arqueológicos y Etnográficos procedió a hacer un reconocimiento en las canteras del Pedregal para saber en cuál se encontraba la mayor cantidad de cerámica y otros vestigios. La Cantera de Copilco, colindante con la colonia del Carmen, fue donde había más abundancia por lo que se decidió comenzar una exploración ahí a cargo de Manuel Gamio. Se excavaron cinco túneles (Figura 3.7a) en los que se encontraron sepulcros, hileras de cantos rodados –algunos dispuestos

⁴Sub-Pedregalense en realidad hacía referencia a una fase particular de la cultura Arcaica, la encontrada debajo de la lava que conforma el Pedregal de San Ángel (Kroeber, 1925).

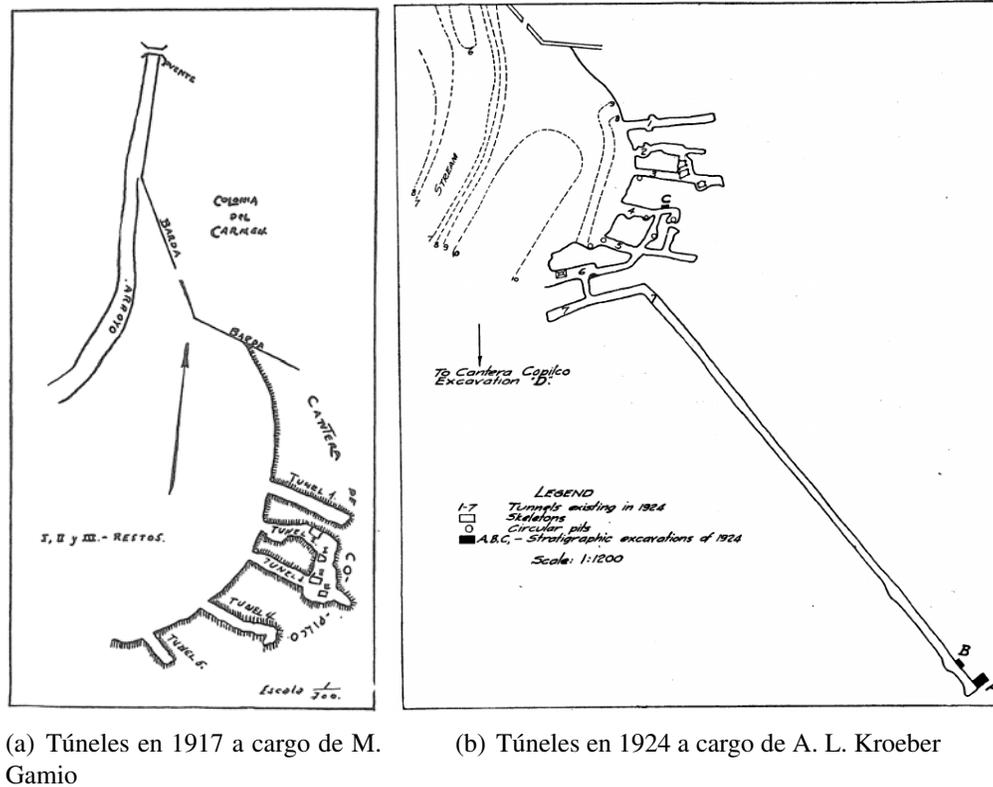


Figura 3.7: Planos de los túneles hechos en la Cantera de Copilco. Tomados de (a) Gamio, 1920, (b) Kroeber, 1925.

con regularidad a modo de pavimentos— y objetos de barro (vasijas y figurillas antropomorfas) y de piedra (metates, morteros, flechas de obsidiana, esferas y bloques que sugieren ser malacates primitivos) cuyas características correspondían con la cultura arcaica (Gamio, 1920).

Entre marzo y abril de 1924, Alfred L. Kroeber continuó con la excavación y exploración de los túneles, ampliando el cuarto y quinto e incorporando dos nuevos. Con base en las características cerámicas, Kroeber reconoció dos etapas en la cultura arcaica: una Temprana o Sub-predregalense, caracterizada en las excavaciones de Copilco y San Ángel; y una Tardía, Post-pedregal o Pre-Teotihuacán, que fue definida en excavaciones dentro de un túnel en la Pirámide del Sol (Kroeber, 1925).

Aproximadamente en 1918, fue abierto un museo para exponer los objetos encontrados (vasijas, figurillas, esculturas, sellos y silbatos en barro; metates, metlapiles y molcajetes; raspadores, navajillas y bezotes en obsidiana; huesos labrados; cráneos humanos, el molar de un caballo fósil y enterramientos), sin embargo, debido a las condiciones de humedad en el sitio y a pesar de los intentos para resguardar y acondicionar los materiales, a principios de los setentas el museo fue cerrado al público. Posteriormente, en agosto de 1977 inició la construcción, sobre la lava, de las oficinas del entonces Departamento de Registro Público de Monumentos y Zonas Arqueológicas del INAH y a inicios de los ochentas, esta institución determinó enviar el acervo cultural y biológico que aún se encontraba en los túneles a las bodegas del Museo Nacional de Antropología (Sánchez Alaniz *et al.*, 2014).

En 2012, el Consejo de Arqueología aprobó el proyecto “Copilco: un sitio arqueológico del Pedregal de San Ángel”, cuya finalidad es localizar y analizar los materiales culturales y osteológicos que formaban parte del museo de sitio de Copilco, describir y analizar la estratigrafía de algunos perfiles, el levantamiento topográfico de los túneles en el sitio y la posterior excavación de algunos de ellos (Sánchez Alaniz *et al.*, 2014). Durante la primera fase de ese proyecto, se trabajaron doce perfiles a lo largo de ocho túneles (Figura 3.8) y se recuperó un total de 508 tiestos y once piezas de obsidiana *in situ*. La mayor concentración de cerámica se ubicó en los túneles 3, 3-4, 4 y 4-5, en las capas que corresponden a la Tefra Negra y a una capa cultural entre la tefra y el depósito de lahar. A través del estudio de las características macroscópicas de los fragmentos de cerámica, se ubicó al sitio en las fases Tetelpan, Zacatenco y Ticomán, pertenecientes al Formativo Medio y Superior (Tabla 3.1), con el mayor desarrollo ocurrido durante la fase Zacatenco (García Chávez, 1994; Sánchez Alaniz *et al.*, 2014)⁵.

⁵Aunque en su trabajo, García Chávez menciona que Copilco pertenece a la fase Zacatenco (García Chávez, 1994, p. 199), la asignación a esta etapa del Formativo se basó únicamente en la deducción de las láminas de cerámica 4, 5 y 6 en el reporte de Gamio (1920).

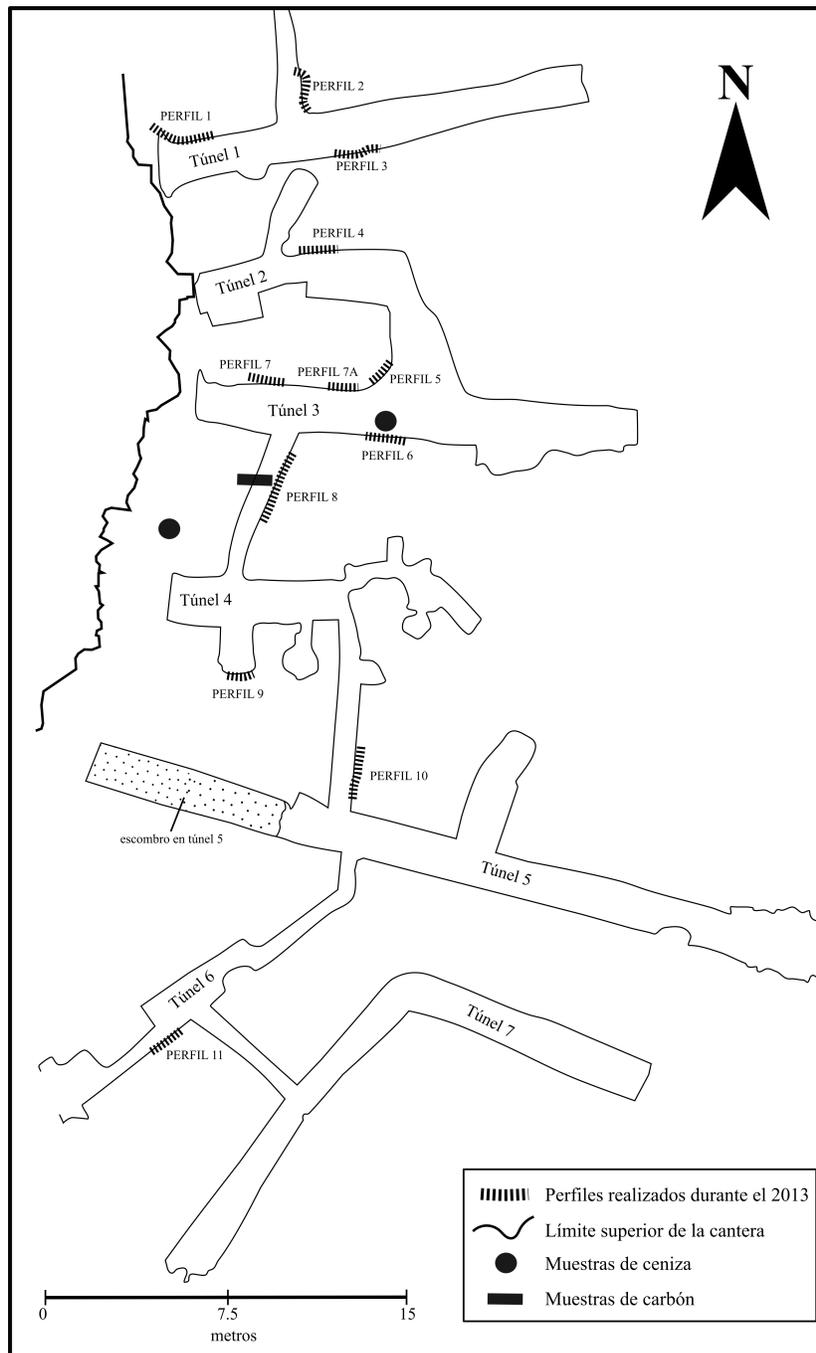


Figura 3.8: Plano de los túneles en Copilco y ubicación de los perfiles estratigráficos hechos durante 2013. Se señalan los perfiles de donde fueron tomadas muestras de ceniza o de carbón (ver secc. 1.6.2 y Tabla 1.1; modificado de Sánchez Alaniz *et al.*, 2014).

4.1. Estratigrafía de los sitios de estudio

Se elaboraron de manera detallada las columnas estratigráficas de los sitios Copilco y MA Quevedo. A continuación se describe cada una de ellas.

4.1.1. Estratigrafía del sitio Copilco

En el perfil estratigráfico de este sitio se observó, de la base a la cima (Figuras 4.1 y 4.2b):

(c) **Depósito superior de lahar:** depósito masivo, de material limo-arcilloso de 1.5 m de espesor, definido en otros trabajos (e.g. Gamio, 1920; Toro, 1918) como “tepetate”. Es de color café claro, endurecido y puede contener fragmentos redondeados de roca de tamaño lapilli a bloques. En la parte superior del horizonte se presentan bandas de caliche. Conforme a sus características, se clasificó como un depósito de flujo de escombros (Vallance e Iverson, 2015).

En algunos perfiles a través de los túneles, existen lentes de material más oscuro con fragmentos de cerámica (Figura 4.1c). Aunque de acuerdo a Sánchez Alaniz *et al.* (2014) estos lentes constituyen horizontes culturales (“capa V”), en este trabajo se incluyen y forman parte de un mismo estrato, que es el depósito de lahar. Los fragmentos de carbon *Carb-Copilco1* y *Carb-Copilco2* se tomaron del límite superior de un lente en el perfil 8 del sitio (Figuras 1.4b y 4.2b).

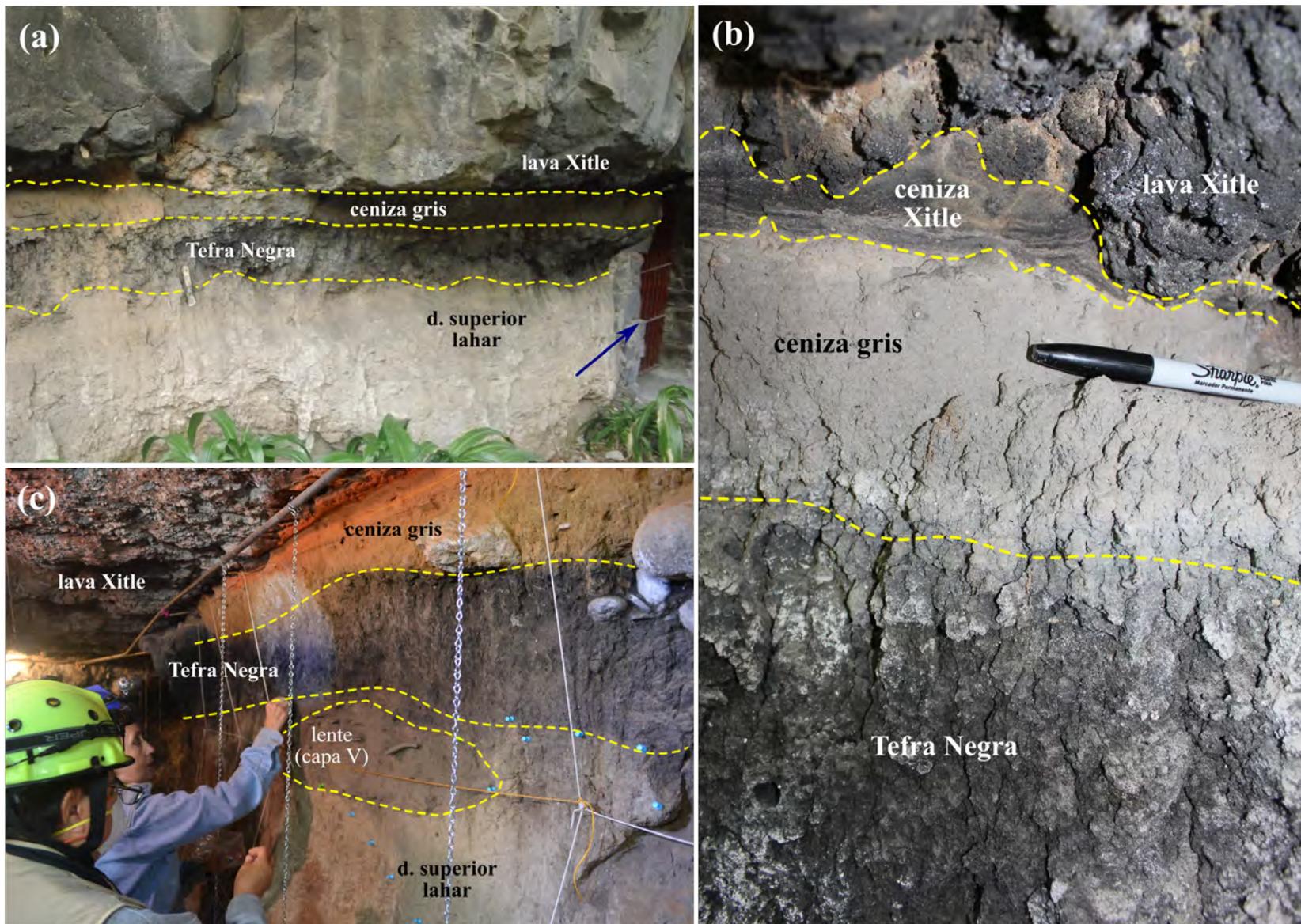


Figura 4.1: Perfil estratigráfico del sitio Copilco. (a) Vista general de la columna estratigráfica en la entrada a los túneles (se señala con una flecha una de las puertas). Nótese el contacto irregular entre la Tefra Negra y el depósito superior de lahar. Fotografía cortesía de E. Rangel. (b) Detalle de las cenizas. Se aprecia que el contacto entre la ceniza gris y la Tefra Negra es difuso y se observa la laminación en la ceniza del Xitle. Fotografía cortesía de J. L. Arce. (c) Columna estratigráfica en el túnel 3-4. En la parte media de la foto se distingue una capa discontinua en forma de lente, de color café más oscuro que el depósito de lahar y con varios fragmentos de cerámicas (capa V). Del lado derecho, se observan algunos cantos rodados en el límite superior de la Tefra Negra. Fotografía cortesía de M. C. Solanes Carraro.

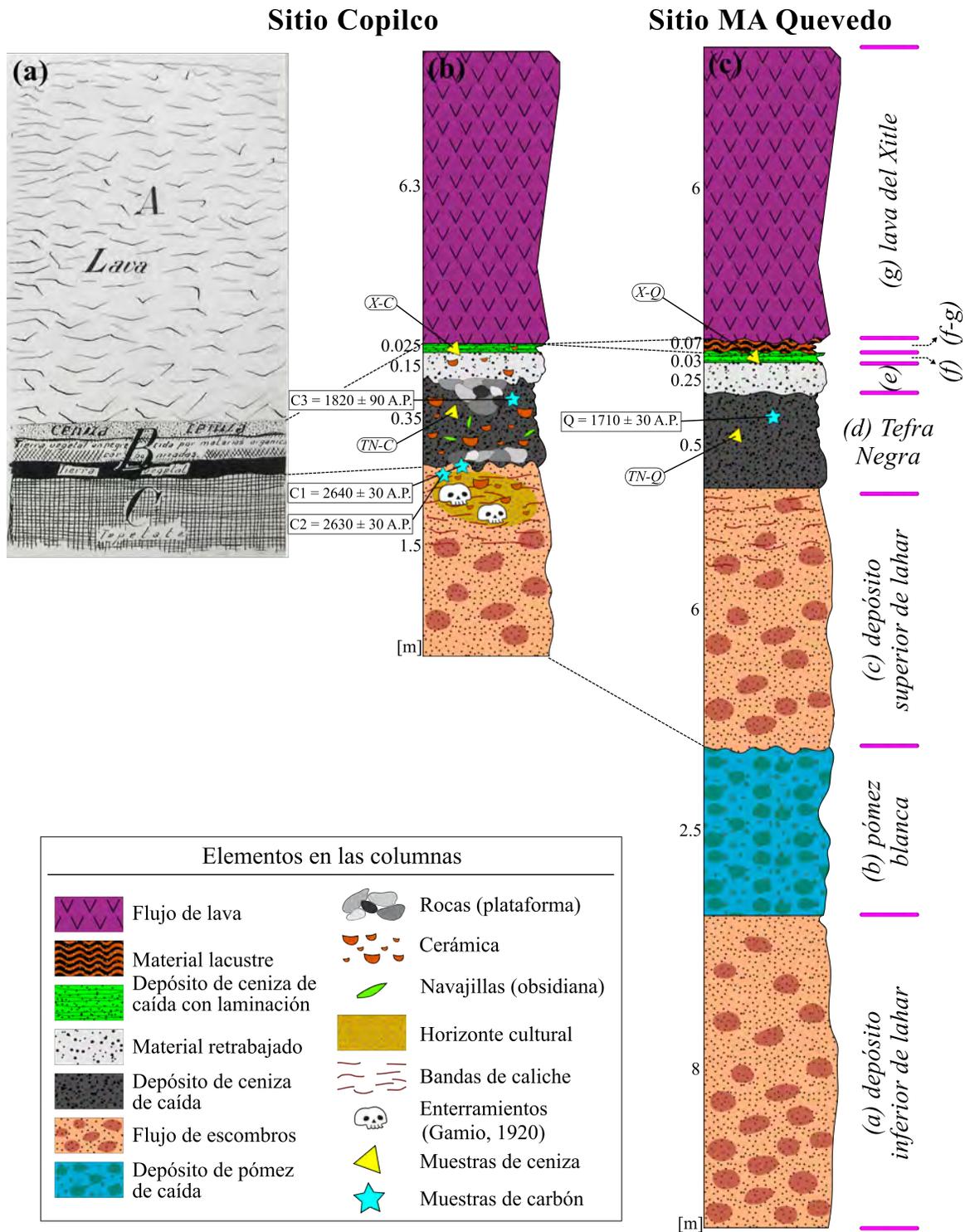


Figura 4.2: Columnas estratigráficas de los sitios Copilco y MA Quevedo. (a) Corte transversal de la Cantera de Copilco en el Pedregal de San Ángel, en el sitio Copilco. Los depósitos son descritos como sigue: A: capa de lava volcánica; B: terrenos sedimentarios de estructura blanda en el que aparecen los vestigios y basamentos; C: terreno inferior de estructura compacta en el que fueron excavados los sepulcros cilíndricos y ya no aparecen los vestigios (imagen modificada de Toro, 1918). (b) Columna estratigráfica general para el sitio Copilco (TN-C, X-C: muestras de ceniza. C1, C2, C3: muestras de carbón). (c) Columna estratigráfica en el sitio MA Quevedo (TN-Q, X-Q: muestras de ceniza. Q: muestra de carbón). Las claves de las muestras pueden consultarse en la Figura 5.1. Las columnas no están a escala.

Este horizonte de depósito de lahar corresponde a la capa *C* descrita por Manuel Gamio (1920), donde encontró sepulcros a inicios de la excavación en 1917. Sin embargo, también hace mención a otro enterramiento en la capa *B* (“capa de terreno sedimentario blando”; Gamio, 1920, p. 134), que corresponde a todas las cenizas descritas en este trabajo (Tefra Negra, ceniza gris y ceniza del Xitle).

(d) Capa de Tefra Negra: depósito de color gris oscuro a negro, de aproximadamente 35 cm de espesor promedio, constituido por fragmentos volcánicos (escoria, vidrio y cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno) de tamaño ceniza gruesa a media, con cierto grado de alteración que se evidencia por la presencia de material limo-arcilloso (*pm20%* en peso). Se caracteriza por contener múltiples elementos de influencia antropogénica como trozos de cerámica y de obsidiana, así como fragmentos de carbón. El contacto inferior de esta capa es sumamente irregular (Figuras 4.1a y 4.2b). En algunos perfiles, en los contactos inferior y superior hay cantos rodados de entre 10 y 15 cm de diámetro, acomodados uniformemente (Figura 4.1c). A pesar de no tener un espesor constante a lo largo de todos los túneles del sitio (ver Sánchez Alaniz *et al.*, 2014) y de que sus contactos no son horizontales —lo cual puede explicarse por la presencia de origen antrópico— el tamaño homogéneo de los fragmentos volcánicos que conforman esta capa indica que puede tratarse de un depósito de caída (Houghton y Carey, 2015), por lo que se clasificó como tal.

Las muestras de carbón *Carb-Copilco3* y de ceniza *TN-Copilco* se tomaron de este horizonte (Figuras 1.4 y 4.2b).

(e) Capa de ceniza gris: depósito de color gris claro, masivo, con poros, de 15 cm de espesor, constituido por fragmentos volcánicos redondeados de tamaño ceniza gruesa a fina. Contiene algunos fragmentos de cerámica, aunque en menor abundancia que en la Tefra Negra y en el horizonte cultural dentro del depósito de lahar. El contacto con la Tefra Negra es irregular y difuso (Figura 4.1b) y puede presentar cantos rodados acomodados uniformemente.

Debido al alto contenido de limos y arcillas (aproximadamente 30 % en peso) y a la forma redondeada de la ceniza, este depósito se clasificó como material volcánico retrabajado.

(f) Capa de ceniza del Xitle: depósito de 2.5 cm de espesor, de color gris oscuro, constituido por material volcánico del tamaño de la ceniza gruesa a fina, laminado (Figura 4.1b), deleznable y soportado grano a grano. Es un depósito de caída asociado a la erupción del Xitle (Delgado *et al.*, 1998; Siebe, 2000).

La muestra de ceniza *Xitle-Copilco* se tomó de este horizonte (Figuras 1.4b y 4.2b).

(g) Colada de lava del Xitle: lava de color gris oscuro, masiva, de aproximadamente 6 m de espesor, con abundantes vesículas en la parte inferior y superior. Esta lava consta de una sola unidad de flujo que ha sido descrita en varios trabajos previos y se le ha asociado con la erupción del volcán Xitle (Delgado *et al.*, 1998; Siebe, 2000; Figura 4.1).

4.1.2. Estratigrafía del sitio MA Quevedo

En la columna estratigráfica de MA Quevedo se observó, de base a cima (Figuras 4.2c y 4.3):

(a) Depósito inferior de lahar: depósito masivo de color café claro, endurecido, de aproximadamente 8 m de espesor y constituido por material limo-arenoso. La base está enriquecida en fragmentos de lava redondeados (cantos rodados). Esta unidad se clasificó como un depósito de flujo de escombros (Vallance e Iverson, 2015).

(b) Depósito de pómez blanca: depósito masivo, de color blanco a gris claro, de 2.5 metros de espesor constante, constituido por fragmentos de pómez vesicular de tamaño predominantemente de lapilli y algunos bloques. Los fragmentos tienen formas subangulares, están soportados grano a grano y contienen cristales de biotita. El contacto inferior es horizontal y no erosivo (Figuras 4.2c y 4.3d). Esta unidad fue clasificada como un depósito de caída de pómez pliniana y corresponde a la Pómez Bosque de Tlalpan (PBT) identificada por Arce *et al.* (2017), quienes asocian su posible proveniencia al volcán San Miguel o al Ajusco, ambos en la Sierra de las Cruces.

(c) Depósito superior de lahar: depósito masivo de material limo-arenoso, de 6 m de espesor, de color café claro y endurecido. El contacto inferior del horizonte es irregular y contiene abundantes cantos rodados (Figuras 4.2c y 4.3d), mientras que la parte superior presenta bandas de caliche. Este depósito, correlacionado con la capa más profunda en el perfil estratigráfico de Copilco, no presenta indicios de alteración humana y se clasificó como un depósito de flujo de escombros (Vallance e Iverson, 2015).

(d) Capa de Tefra Negra: depósito de color gris oscuro a negro, de 50 cm de espesor constante, constituido por fragmentos volcánicos (escoria, vidrio y cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno) de tamaño ceniza gruesa a media; los contactos inferior y superior de este horizonte son planos (Figuras 4.3a y 4.3b). Debido a estas características, se clasificó como un depósito de caída de ceniza (Houghton y Carey, 2015). Se correlaciona con la Tefra Negra del sitio Copilco, sin embargo, aquí no contiene indicios de alteración antropogénica y la cantidad de material fino es menor (10-15 % en peso).

La muestra de ceniza *TN-Quevedo* y la de carbón *Carb-Quevedo*, se tomaron de este horizonte (Figuras 1.5 y 4.2c).

(e) Capa de ceniza gris: depósito limo-arenoso, de color gris claro, de 15 cm de espesor, correlacionable con la ceniza gris de Copilco.

(f) Horizonte de ceniza del Xitle: depósito laminado de color gris, constituido por material volcánico (fragmentos de escoria, vidrio y cristales de olivino, piroxeno y plagioclasa) de tamaño ceniza gruesa a fina, de 3 cm de espesor constante, deleznable.

La muestra de ceniza *Xitle-Quevedo* se tomó de este horizonte (Figuras 1.5 y 4.2c).

(f-g) Depósito lacustre: depósito de color café, de aproximadamente 7 cm de espesor, constituido por

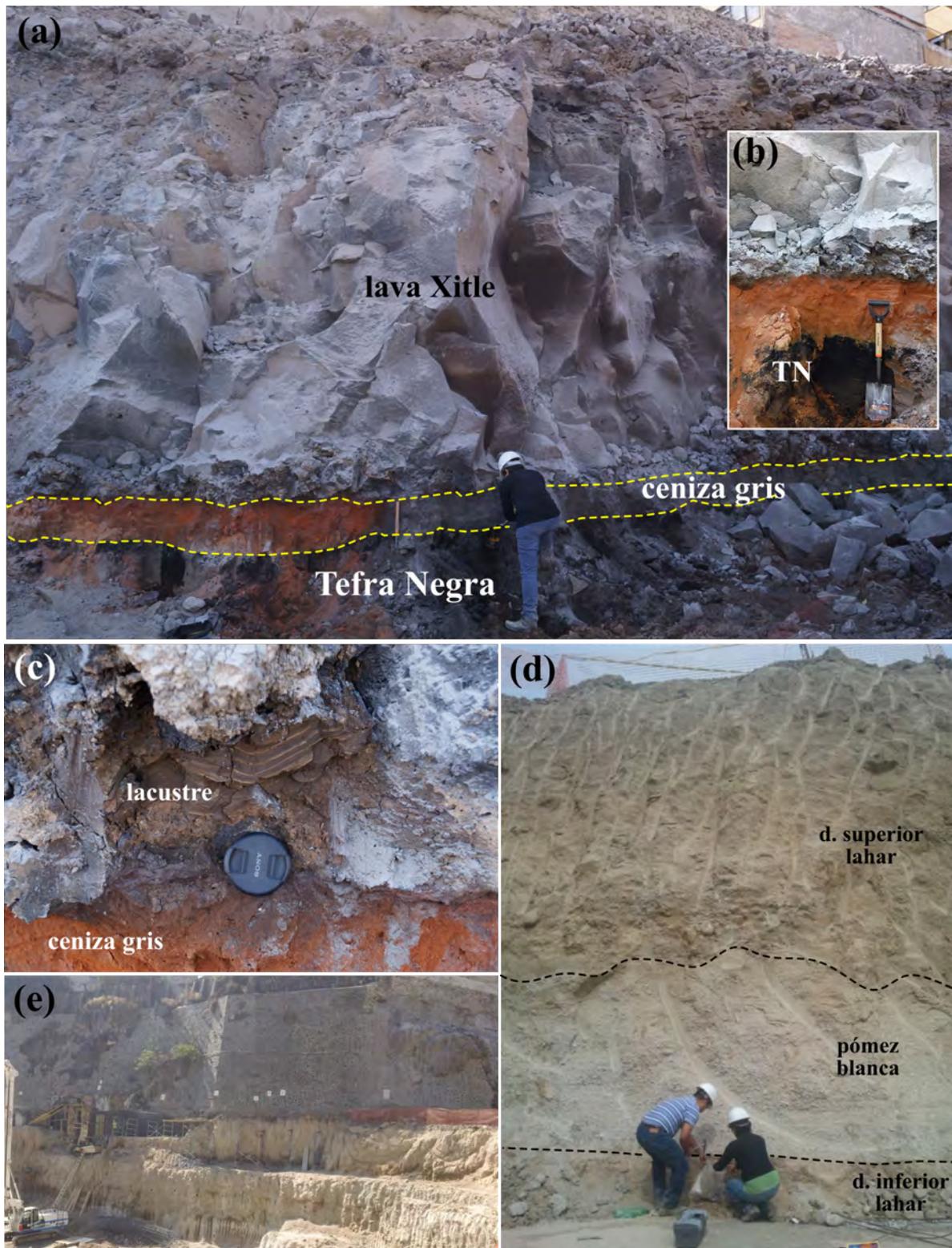


Figura 4.3: Perfil estratigráfico del sitio MA Quevedo. (a) Vista de la parte superior de la columna estratigráfica. (b) Detalle del contacto regular (no erosivo) entre la Tefra Negra y la ceniza gris. (c) Depósito lacustre debajo de la lava del Xitle. Puede verse que éste no es continuo y se limita a longitudes no mayores a 15 cm. (d) Vista de la parte inferior de la columna estratigráfica. Nótese que el contacto inferior del depósito de caída de pómez es horizontal, mientras que el superior es irregular. (e) Excavación para la construcción del centro comercial Oasis. Los depósitos de lahar y la pómez blanca conforman el 60% de la columna estratigráfica. Fotografías (a) y (c) cortesía de M. Guilbaud; (b) y (e) cortesía de J. L. Arce; (d) cortesía de E. Flores.

material limo-arcilloso, con laminaciones y deformación que le dan un aspecto sinuoso (Figura 4.3c). El depósito no es continuo y se encuentra como fragmentos aislados de hasta 15 cm de longitud en algunas zonas debajo de la lava. Debido a estas características y a que en la zona existían cuerpos de agua, asociados con el sistema lacustre mayor del Lago de Texcoco (Bradbury, 1971, 1989), esta unidad fue clasificada como sedimentos lacustres, los cuales pudieron ser arrastrados con el emplazamiento de la lava y deformados debido a la fricción en la base del flujo de ésta.

(g) Colada de lava del Xitle: lava de color gris oscuro, masiva, de aproximadamente 6 m de espesor. Los últimos dos metros presentan abundantes vesículas alargadas horizontalmente (Figura 4.3a). Esta unidad consta de un solo flujo de lava asociado a la erupción del volcán Xitle (Delgado *et al.*, 1998; Siebe, 2000). Los sedimentos lacustres que yacen inmediatamente debajo de esta lava probablemente indiquen que se emplazó en un medio acuoso.

4.2. Petrografía y mineralogía

En esta sección se describen las muestras de ceniza de la Tefra Negra y del Xitle, tanto en muestra de mano como en lámina delgada. Todos los porcentajes mencionados se estimaron visualmente.

4.2.1. Tefra Negra

Se describieron dos muestras de la Tefra Negra, una obtenida en Copilco (TN-Copilco) y otra en MA Quevedo (TN-Quevedo). En muestra de mano, la Tefra Negra está compuesta por fragmentos de roca de tamaño ceniza gruesa a media, subredondeados y con buen grado de selección; aproximadamente menos del 10 % del volumen total de la muestra la constituyen fragmentos de roca, melanocráticos y de textura afanítica, mientras que el resto lo conforman cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, además de vidrio (Figuras 4.4a y 4.4b).

(a) Sitio Copilco: TN-Copilco

Ceniza conformada en un 70 % en volumen por cristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno, anhedrales y subredondeados, en ocasiones envueltos por una capa de vidrio (Figura 4.5). El 30 % restante está constituido por fragmentos densos de lava, con microlitos de plagioclasa con alteración sericítica, vidrio y óxidos de Fe-Ti en una matriz vítrea (Figura 4.5d).

La plagioclasa es la fracción más abundante (70 % del volumen de cristales). Se encuentra como fenocristal subhedral a anhedral; algunos cristales presentan zoneamiento o maclado polisintético (Figura 4.5c). Del total de plagioclasas, el 60 % son cristales aislados, sumamente fracturados y de más de 0.1 mm

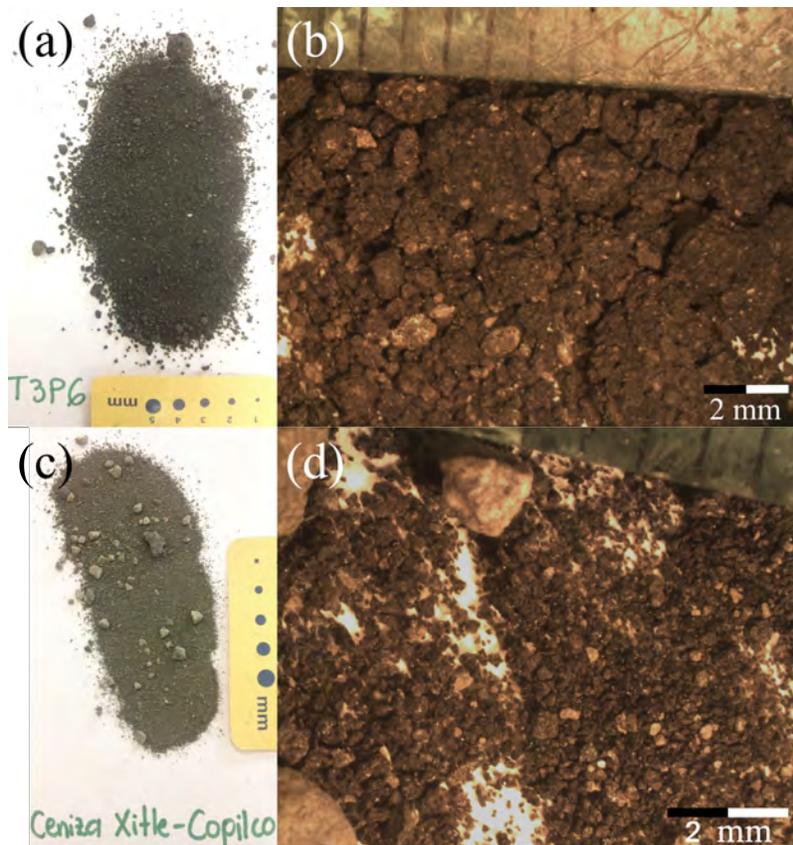


Figura 4.4: Fotografías en muestra de mano de las cenizas tomadas en el sitio Copilco. (a) y (b) Tefra Negra. (c) y (d) Ceniza Xitle. La Tefra Negra presenta una granulometría homogénea, contrario a la ceniza del Xitle que contiene fragmentos de hasta 5 mm.

de diámetro (Figuras 4.5a y 4.5b); el 25 % forma glomero-cristales que pueden tener golfos de corrosión; y el 15 % se encuentra rodeado de vidrio y su tamaño es en promedio de 0.1 mm.

De acuerdo a los análisis con la microsonda electrónica, la composición de la plagioclasa varía de An_{30} a An_{50} , clasificándose como andesina, con algunos ejemplos raros de An_{22} y An_{57} . No se observa alguna tendencia composicional entre los núcleos y bordes de los cristales analizados (Figura 4.6a).

El anfíbol (20 % del volumen de cristales) se encuentra como feno- y microfenocristales, subhedrales a anhedrales, algunos con golfos de corrosión (Figuras 4.5a y 4.5c) o con macla tipo *Carslab* (Figura 4.5d). Muestran una, dos o ninguna dirección de exfoliación; el 90 % de ellos se halla de forma aislada y rodeados de vidrio, mientras que el resto se encuentra asociado con cristales de plagioclasa en una matriz de vidrio y óxidos.

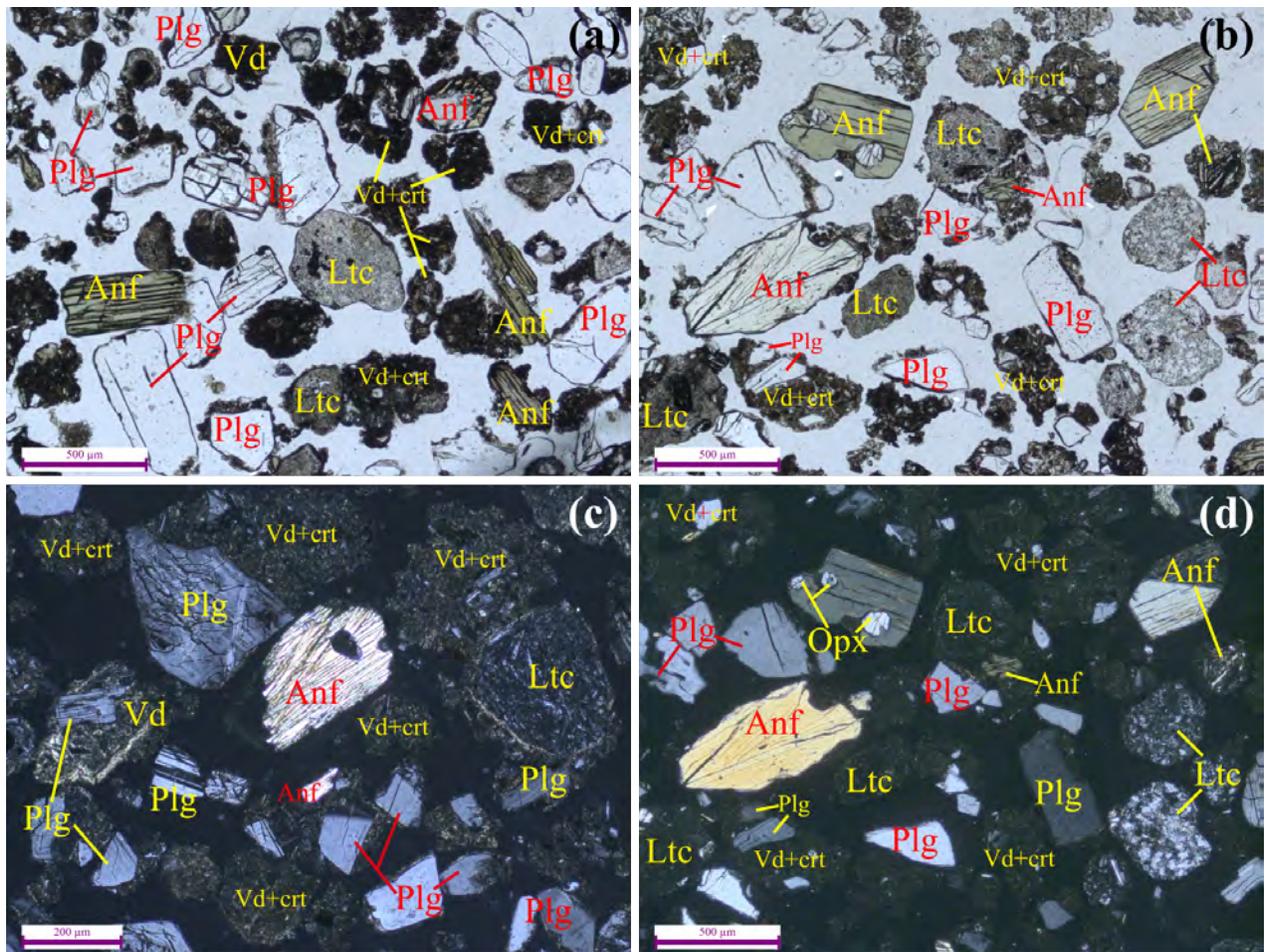


Figura 4.5: Fotomicrografías de la lámina delgada TN-Copilco en luz paralela (PL) y luz polarizada (PX). (a) y (b) Se aprecia la forma anhedral y el gran tamaño de los constituyentes, especialmente en los cristales de plagioclasa, que pueden estar fracturados, y de anfíbol, que presentan golfos de corrosión (PL); (c) en el centro de la fotomicrografía se observa un fenocristal de anfíbol con golfos de corrosión. Nótese el maclado polisintético en algunos cristales de plagioclasa (PX); y (d) fotomicrografía de (b) en luz polarizada en donde se distinguen los fragmentos líticos constituidos por microlitos de plagioclasa. Destaca un fenocristal de anfíbol euhedral con macla tipo *Carlsbad* (esquina superior derecha) y se señalan tres microfenocristales de ortopiroxeno dentro de un fenocristal de anfíbol. Anf: anfíbol, Ltc: fragmentos líticos, Opx: ortopiroxeno, Plg: plagioclasa, Vd: vidrio y Vd+crt: vidrio y cristales, generalmente microlitos de plagioclasa.

Según los análisis con la microsonda electrónica, el anfíbol está presente como edenita, pargasita y ferropargasita¹ (Figura 4.7a), sin tendencias composicionales entre los bordes y núcleos.

Los piroxenos (10% del volumen de cristales) están presentes como microfenocristales anhedrales a subhedrales (4.5d); mientras que el 90% de ellos se encuentran aislados, el 10% restante están rodeados de vidrio. La composición química de los ortopiroxenos varía de En₅₅ a En₆₉, que corresponde a la enstatita, con núcleos enriquecidos en magnesio respecto a los bordes de los cristales. Por otro lado, los clinopiroxenos caen en el campo de la augita y se pueden agrupar en dos familias cuyas composiciones

¹De acuerdo a Leake *et al.*, 1997, los nombres a continuación deben sustituirse como sigue: *hornblenda edenítica* por *edenita*; *hornblenda pargasítica* por *pargasita*; *hornblenda pargasítica ferrosa* y *pargasita ferrosa* por *pargasita* o *ferropargasita*

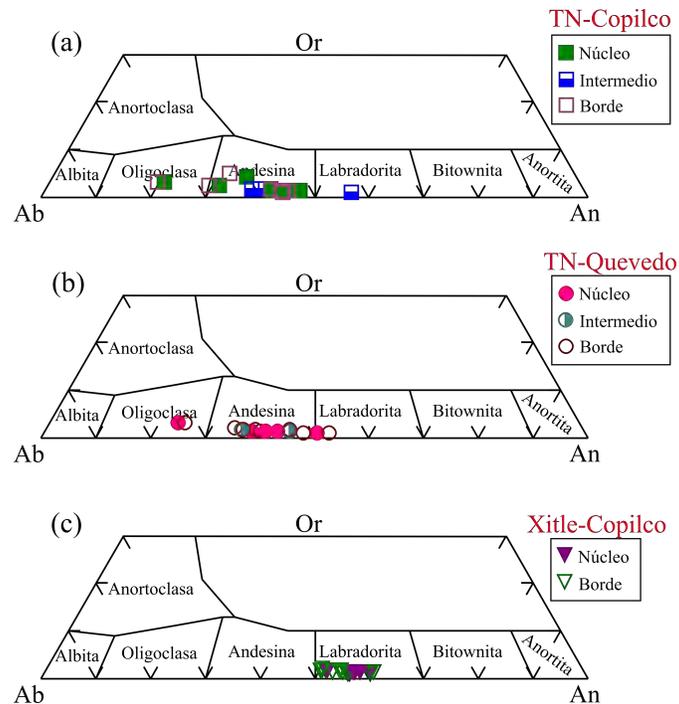


Figura 4.6: Diagrama de clasificación química para las plagioclasas de acuerdo a Deer y Zussman (1992). (a) Tefra Negra, Copilco. (b) Tefra Negra, MA Quevedo. (c) Ceniza Xitle, Copilco. Ab: albita, Or: ortoclasa, An: anortita.

varían de $Wo_{28}-En_{49}-Fs_{25}$ a $Wo_{44}-En_{41}-Fs_{16}$ (Figura 4.8a).

(b) Sitio MA Quevedo: TN-Quevedo

Ceniza constituida por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y clino- y ortopiroxeno, subredondeados y anhedrales; contiene también fragmentos densos de microlitos de plagioclasa con alteración sericítica; y óxidos de Fe y Ti que pueden encontrarse como inclusiones en glomero-cristales de piroxeno o aislados y rodeados de vidrio (Figura 4.9). Aunque hay cristales aislados, la mayor parte de ellos están inmersos en una matriz vítrea (Figuras 4.9a y 4.9b). Del volumen total de la muestra, el 40% es vidrio.

El 70% del volumen de cristales está conformado por fenocristales de plagioclasa, subhedrales a anhedrales, ligeramente rodeados por vidrio o como fragmentos aislados. Algunos cristales presentan maclado polisintético o zoneamiento (Figuras 4.9c y 4.3d) y otros tantos tienen golfos de corrosión con cavidades rellenas por vidrio. Existen cristales fracturados (Figura 4.9a), que son los que presentan más alteración sericítica dentro de las fracturas.

De acuerdo a los análisis de la microsonda electrónica, la composición de la plagioclasa varía de An_{35} a An_{53} (andesina), con algunos ejemplos raros de An_{23} . De igual modo, no se observan tendencias composicionales entre los núcleos y bordes de los cristales analizados (Figura 4.6b).

El anfíbol (15% del volumen de cristales) se halla como fenocristales anhedrales. Algunos presentan

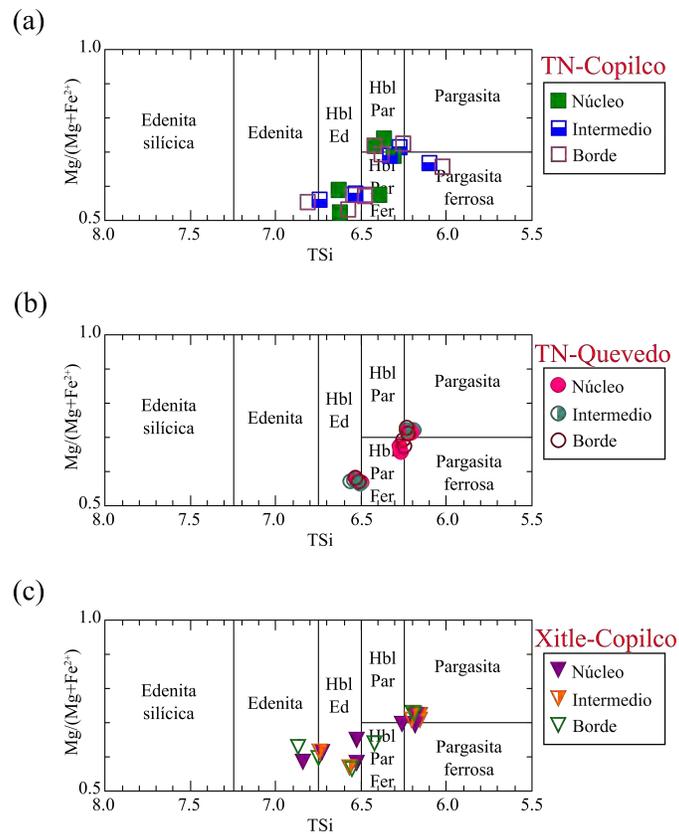


Figura 4.7: Diagrama de clasificación química para los anfíboles de acuerdo a Leake (1978). (a) Tefra Negra, Copilco. (b) Tefra Negra, MA Quevedo. (c) Ceniza Xitle, Copilco. Hbl Ed: hornblenda edenítica, Hbl Par: hornblenda pargasítica, Hbl Par Fer: hornblenda pargasítica ferrosa.

macla tipo *Carlsbad*; están asociados con fenocristales de plagioclasas en una matriz vítrea (Figura 4.9a), sin embargo, la mayoría se encuentra inmerso en vidrio de forma aislada (Figuras 4.9c y 4.9d). Otros cristales presentan golfos de corrosión e inclusiones de óxidos.

De acuerdo a la química de minerales, el anfíbol está presente como edenita, pargasita y, en menor medida, ferropargasita (Figura 4.7b). Aunque no hay tendencias composicionales entre los bordes y núcleos, la variación química es menor que en la muestra de Tefra Negra tomada en el sitio Copilco (Figura 4.7a).

El piroxeno (15 % del volumen de cristales) está presente como fenocristales subhedrales con una sola dirección de exfoliación (aunque la mayoría carece de clivaje). Muchos se encuentran como fragmentos aislados y otros pocos, con inclusiones de óxidos, están inmersos en una matriz de vidrio (Figuras 4.9b y 4.9c). En general, su tamaño es menor al de los anfíboles.

Acorde con los resultados de la microsonda, la composición de los ortopiroxenos va de En₅₅ a En₈₄ (enstatita) cuyos cristales se enriquecen en magnesio hacia los bordes, en tanto que los clinopiroxenos tienen una composición que va de Wo₄₂-En₄₆-Fs₁₂ a Wo₂₈-En₄₉-Fs₂₅ (augita; Figura 4.8b).

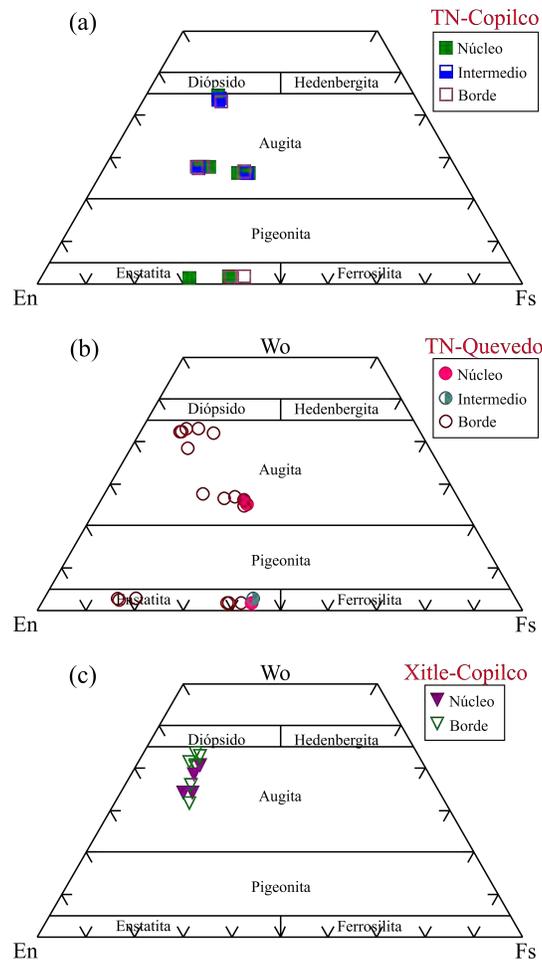


Figura 4.8: Diagrama ternario de clasificación química para los piroxenos de acuerdo a Morimoto (1989). (a) Tefra Negra, Copilco. (b) Tefra Negra, MA Quevedo. (c) Ceniza Xitle, Copilco. Wo: wollastonita, En: enstatita, Fs: ferrosilita.

4.2.2. Ceniza asociada a la erupción del Xitle

Se describió una muestra de la ceniza asociada a la erupción del Xitle tomada en el sitio Copilco (Xitle-Co). En muestra de mano, se reconocieron dos fracciones, una gruesa y una fina. La gruesa comprende fragmentos de roca de 2 a 5 mm de diámetro, mesocráticos, subredondeados y de textura porfídica con cristales de plagioclasa (Figura 4.4c). La fracción fina se compone de cristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y olivino y por fragmentos de vidrio, angulosos, de menos de 1 mm de diámetro y melanocráticos (Figura 4.4d).

En cuanto a la descripción petrográfica, la plagioclasa, que conforma la fracción más abundante (80% del volumen total de cristales), se presenta como microfenocristales euhedrales a subhedrales embebidos en una matriz de vidrio (Figura 4.10a y 4.10b). Presentan maclado polisintético y, en menor abundancia, de tipo *Carlsbad*; algunos muestran zoneamiento. Se les puede encontrar en forma aislada, asociados con

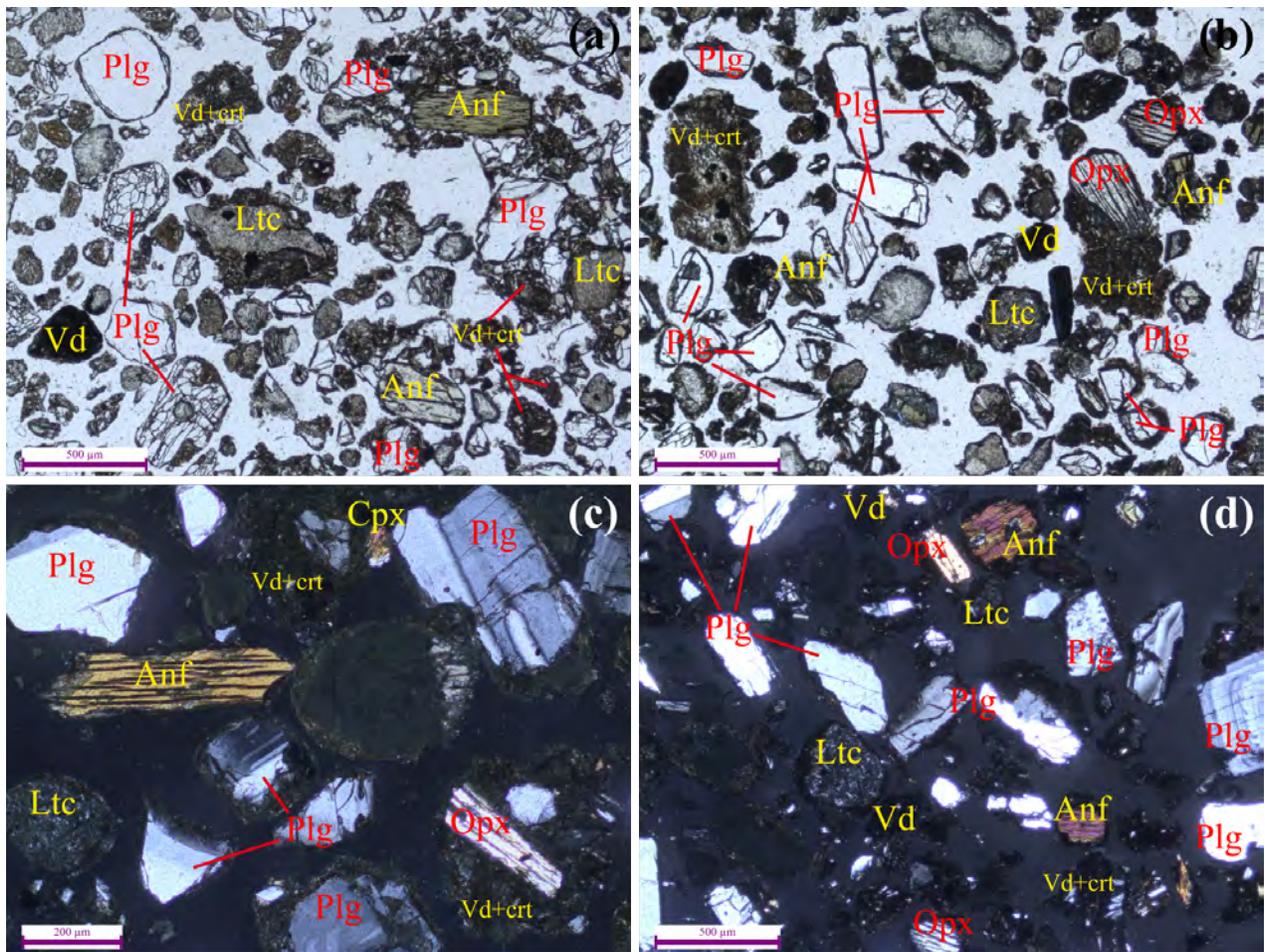


Figura 4.9: Fotomicrografías de la lámina delgada TN-Quevedo en luz paralela (PL) y luz polarizada (PX). (a) Fenocristales de plagioclasa sumamente fracturados (parte media e inferior izquierda de la fotomicrografía). Se observa también un fenocristal de anfíbol en asociación con vidrio y plagioclasas (PL). (b) Gran cantidad de cristales que conforman esta ceniza están rodeados por una corona de vidrio (PL). (c) En el centro se aprecia un fenocristal de anfíbol, subhedral y aislado (PX). (d) Zoneamiento y maclado polisintético en plagioclasas (PX). Anf: anfíbol, Cpx: clinopiroxeno, Ltc: fragmentos líticos, Opx: ortopiroxeno, Plg: plagioclasa, Vd: vidrio y Vd+crt: vidrio y cristales, generalmente microlitos de plagioclasa.

olivino o como glomero-cristales, los cuales constan de microfenocristales de plagioclasa en una matriz de microlitos (posiblemente también de plagioclasa; Figura 4.10c). Una porción de cristales está fracturada y presenta alteración sericítica en las fracturas. La composición química de las plagioclasas varía de An₅₀ a An₆₀, correspondiente con el campo de la labradorita, con núcleos más anortíticos y bordes que tienden a empobrecerse en calcio (Figura 4.6c).

El olivino (8% del volumen de cristales) se encuentra como cristal anhedral; puede encontrarse aislado o asociado con plagioclasa, en ambos casos siempre rodeados de vidrio (Figura 4.10a). Es un cristal distintivo de la ceniza del Xitle (Figura 4.10). La composición química de los olivinos varía de Fo₈₅ a Fo₇₀ (Figura 4.11).

El anfíbol (8% del volumen de cristales) está presente como microfenocristal (Figura 4.10c) y feno-

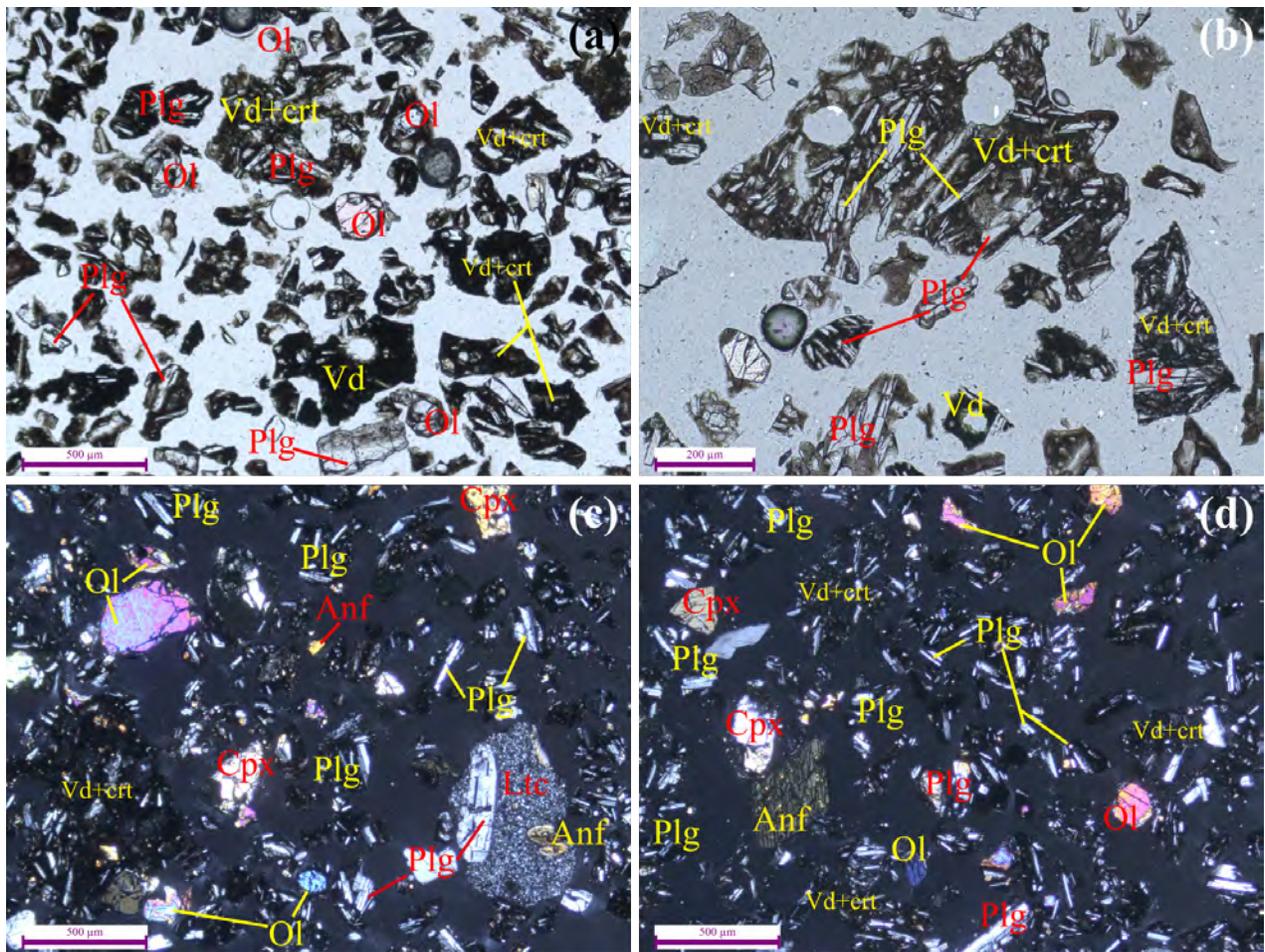


Figura 4.10: Fotomicrografías de la lámina delgada Xitle-Co en luz paralela (PL) y luz polarizada (PX). (a) Fenocristales de plagioclasa y olivino en una matriz vítrea. En la parte inferior se observa una plagioclasa aislada de casi 0.5 mm (PL). (b) A diferencia de la Tefra Negra, las plagioclasas de la ceniza del Xitle tienen formas euédrales y son de menor tamaño (PL). (c) En la esquina inferior derecha se aprecia un fragmento lítico accidental, compuesto de microlitos de plagioclasa, con un fenocristal de plagioclasa y otro de anfíbol, éste con macla tipo *Carlsbad*. También se observan fenocristales fracturados de clinopiroxeno (PX). (d) Fenocristal de anfíbol (parte media izquierda), euédral y fracturado (PX). Anf: anfíbol, Cpx: clinopiroxeno, Ltc: fragmentos líticos, Plg: plagioclasa, Vd: vidrio y Vd+crt: vidrio y cristales, generalmente microlitos de plagioclasa.

crystal (Figura 4.10d) subhedral a euédral con golfos de corrosión. Pueden presentar macla tipo *Carlsbad* y algunos se encuentran como microfenocristales en una matriz de microlitos de plagioclasa. En general, estos cristales están dentro de los fragmentos accidentales (Figura 4.10c).

De acuerdo al análisis con la microsonda electrónica, el anfíbol se encuentra como edenita y pargasita (Figura 4.7c). No se observa ninguna tendencia en los bordes y núcleos de los cristales, sin embargo, la variación química es mayor que en las muestras de la Tefra Negra (Figuras 4.7a y 4.7b).

Finalmente, el clinopiroxeno (4% del volumen de cristales) está presente como cristal anhedral, aislado y con golfos de corrosión (Figura 4.10c y 4.10d). No se observó clivaje, por lo que se reconocieron por su relieve, colores de interferencia y ángulo de extinción. De acuerdo a los análisis con la ME, los

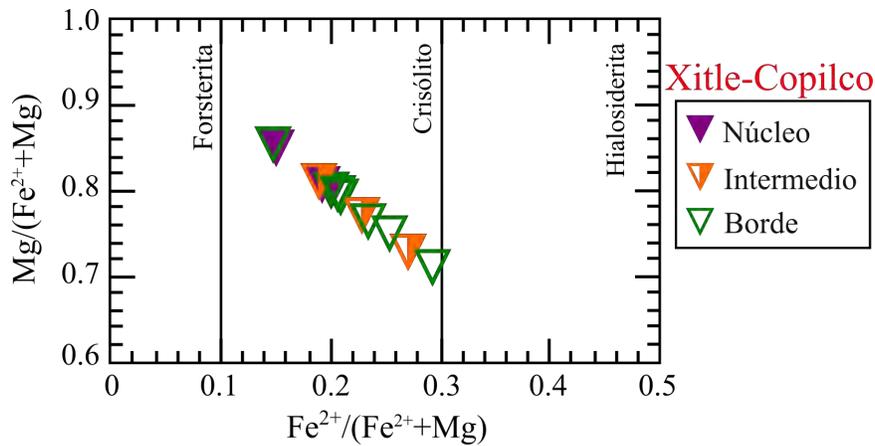


Figura 4.11: Diagrama de clasificación química para los olivinos (Deer *et al.*, 1982) de la ceniza del Xitle. Los olivinos tienen una composición que varía de Fo₈₅ a Fo₇₀, con bordes enriquecidos en hierro.

piroxenos son ricos en Ca, es decir, se trata de clinopiroxenos cuyo intervalo de composición oscila entre Wo₃₂-En₅₅-Fs₁₃ a Wo₄₂-En₅₁-Fs₇ y se clasificaron como augita (Figura 4.8c).

En resumen, la Tefra Negra presenta una granulometría más homogénea en la que la mayor parte de los constituyentes son cristales juveniles de plagioclasa, anfíbol, clino- y ortopiroxeno. Por otro lado, en la ceniza del Xitle se distinguen dos fracciones: una gruesa, conformada por líticos accidentales, y una fina, constituida por cristales de plagioclasa, olivino, anfíbol y clinopiroxeno.

Mineralógicamente, el anfíbol en la TN está presente como edenita, pargasita y ferropargasita; por el contrario, la ceniza del Xitle sólo posee las dos primeras especies. Empero, las diferencias más notables entre la TN y la ceniza del Xitle conciernen a los cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino. En lámina delgada, los cristales de plagioclasa de la TN son anhedrales, de hasta 0.3 mm de diámetro y su composición química es más sódica (albita); en la ceniza del Xitle, la plagioclasa es euhedral, su tamaño es menor a los 0.1 mm de diámetro y la composición es más cálcica (anortita).

Respecto a los piroxenos, la TN tiene cristales de ortopiroxeno (enstatita) y de clinopiroxeno (augita), mientras que la ceniza del Xitle únicamente posee clinopiroxenos (augita). Sin embargo, la mayor diferencia está en que la ceniza del Xitle tiene olivino y la TN no.

4.3. Geoquímica de roca total

Con los resultados de concentración de elementos mayores y trazas, obtenidos mediante FRX e ICP-MS, respectivamente, se hicieron varios diagramas de clasificación y discriminación de rocas. Para comparar la información obtenida, en las figuras se incluyeron datos geoquímicos del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin publicados por Agustín Flores *et al.* (2011); Arce *et al.* (2013); Cervantes y Wallace

(2003); Delgado Martínez (2012); Guilbaud *et al.* (2009, 2015); Nixon (1988); Schaaf *et al.* (2005); Siebe *et al.* (2004a); Velasco Tapia y Verma (2013); Verma (1999, 2000); y Wallace y Carmichael (1999).

Adicionalmente, en cada figura de este apartado se resaltó la geoquímica publicada para las cenizas del Xitle (Cervantes y Wallace, 2003; Siebe *et al.*, 2004a) y del volcán Chichinautzin (Siebe *et al.*, 2004a; Swinamer, 1989; Wallace y Carmichael, 1999), así como los resultados que se obtuvieron en este trabajo de la tefra del cerro Cuilotepec (ver secc. 1.2; Figura 1.3). Los datos publicados del volcán Xitle se usaron para comparar los obtenidos en este trabajo sobre el mismo volcán, confirmar que se trata de material emitido por éste y que además dicho material es diferente a la Tefra Negra. Los datos del volcán Chichinautzin y del cono Cuilotepec se utilizaron en lo concerniente a la fuente de emisión de la TN y serán discutidos con más detalle en el siguiente capítulo de esta tesis.

4.3.1. Elementos mayores

Con los datos de contenido de elementos mayores, se graficó el diagrama de *sílice vs. álcalis total* (TAS, por sus siglas en inglés) de Le Bas *et al.* (1986) para la clasificación de rocas volcánicas. En el diagrama (Figura 4.12) se observa que la Tefra Negra está compuesta por 59, 60 y 61 % en peso de SiO₂ (TN-Copilco, TN-Quevedo y TN-CU, respectivamente), clasificándose como una andesita. Por otro lado, las muestras analizadas correspondientes al Xitle contienen 53 (Xitle-Cuiculco1) y 55 % (Xitle-Quevedo) en peso de SiO₂ y caen en el campo de las andesitas basálticas. Las dos muestras para el Xitle tomadas de trabajos previos son similares a las reportadas en este trabajo, ya que también caen en el campo de las andesitas basálticas (Cervantes y Wallace, 2003; Siebe *et al.*, 2004a). Los datos del cono Cuilotepec, reportados en este trabajo, así como los de trabajos previos del volcán Chichinautzin, igualmente se clasifican como andesitas basálticas.

También se realizaron diagramas binarios con el fin de comparar el contenido de varios elementos mayores respecto al sílice (Figura 4.13). En general, se observa que, a excepción del Al₂O₃ (Figura 4.13c) y ligeramente del MnO (Figura 4.13g), el porcentaje en peso de MgO, Fe₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O y TiO₂ de la Tefra Negra es menor que en las muestras de la ceniza del Xitle. Por otro lado, los resultados para cada óxido mayor de las cenizas del Xitle son sumamente variables pues las muestras presentan una ligera homogeneidad sólo en cuanto al contenido de Al₂O₃, Na₂O y K₂O (Figuras 4.13c, 4.13e y 4.13f, respectivamente). Finalmente, aunque todos los datos considerados en este trabajo caen en el campo composicional del CVSC, la Tefra Negra se distingue bastante bien de las otras muestras (Xitle, Chichinautzin y Cuilotepec; Figura 4.13).

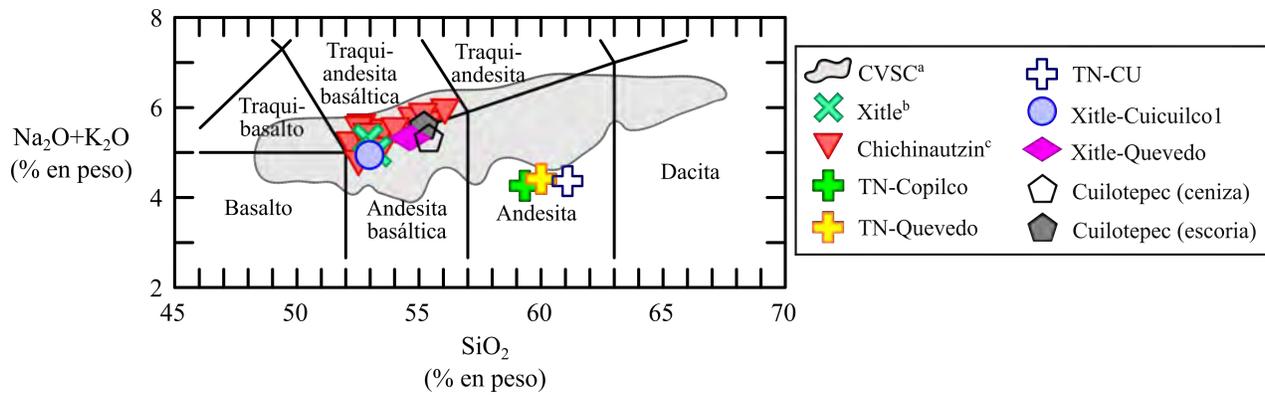


Figura 4.12: Diagrama TAS para la clasificación de rocas volcánicas de acuerdo a Le Bas *et al.* (1986). Las rocas del CVSC abarcan un espectro de composición desde basaltos a dacitas con algunos traquibasaltos y traquiandesitas basálticas. Las muestras del Xitle reportadas en trabajos previos coinciden con la muestra *Xitle-Cuicuilco1* de este trabajo. La Tefra Negra, una andesita, se encuentra en el límite del área de composición que caracteriza al CVSC. Los datos fueron tomados de a: Agustín Flores *et al.* (2011); Arce *et al.* (2013); Cervantes y Wallace (2003); Delgado Martínez (2012); Guilbaud *et al.* (2009, 2015); Nixon (1988); Schaaf *et al.* (2005); Siebe *et al.* (2004a); Velasco Tapia y Verma (2013); Verma (1999, 2000); y Wallace y Carmichael (1999). b: Cervantes y Wallace (2003); y Siebe *et al.* (2004a). c: Siebe *et al.* (2004a); Swinamer (1989); y Wallace y Carmichael (1999).

4.3.2. Elementos traza y tierras raras

Con la concentración de elementos traza y tierras raras (reportados en ppm) se elaboraron dos diagramas multielementos. En el primero (Figura 4.14a), que considera a algunos LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), HFSE (*High Field Strength Elements*) y REE (*Rare Earth Elements*), las muestras se normalizaron de acuerdo a los valores del manto primitivo publicados por Sun y McDonough (1989). Se observa que tanto la Tefra Negra como las muestras pertenecientes al Xitle siguen el mismo patrón de rocas generadas en ambientes de subducción, con anomalías muy altas de Pb. Particularmente muestran un enriquecimiento en LILE respecto a los HFSE y ambos grupos presentan anomalías positivas de Cs, Ba y K y negativas de Nb, Ta y P. Sin embargo, pese a estas similitudes, los picos de Cs y Pb de la Tefra Negra son ligeramente más positivos y sus anomalías negativas están considerablemente más marcadas para Nb, Ta, Ce, P, HREE (*Heavy Rare Earth Elements*) e Y. Los resultados obtenidos se ajustan dentro del campo correspondiente al CVSC, según datos de trabajos previos.

En el segundo diagrama multielementos se graficaron los valores de tierras raras normalizados respecto a la condrita de Sun y McDonough (1989). En el diagrama (Figura 4.14b) se aprecia que las cenizas Tefra Negra y del Xitle exhiben el patrón característico de un magma producido en ambientes de subducción, enriquecido en tierras raras ligeras, que concuerda con el rango abarcado por las rocas del CVSC. A pesar de esto, es claro que las muestras del Xitle presentan concentraciones ligeramente mayores; valga aquí notar que las cenizas de este volcán muestreadas en Cuicuilco y en MA Quevedo, al tener valores muy parecidos, se empalman y únicamente presentan ligeras diferencias con los valores reportados en la literatura para los productos del Xitle.

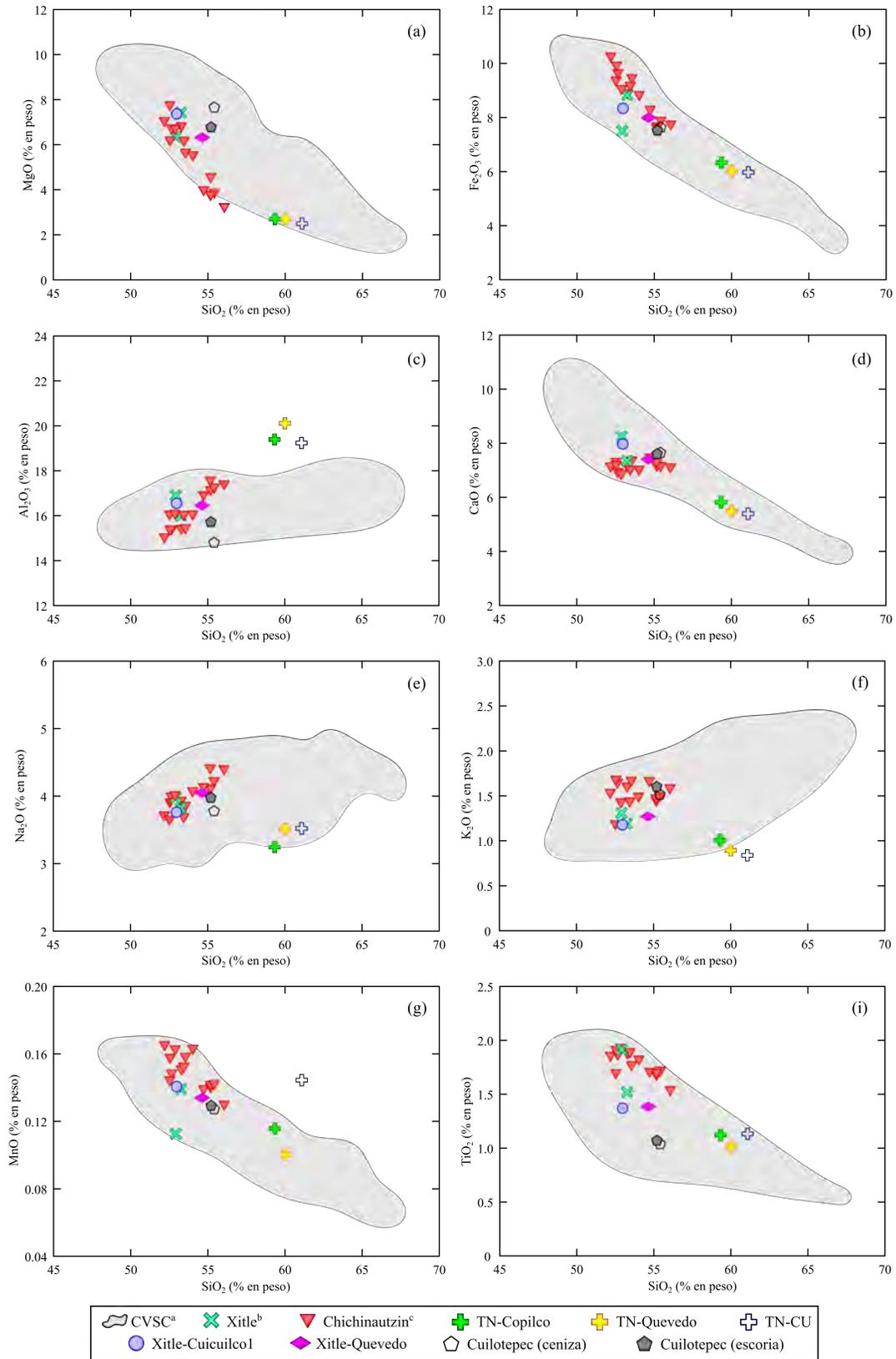


Figura 4.13: Diagramas binarios de algunos óxidos mayores vs. sílice (el contenido de ambos en % en peso). Las referencias usadas para el CVSC, Xitle y Chichinautzin pueden consultarse en la Figura 4.12.

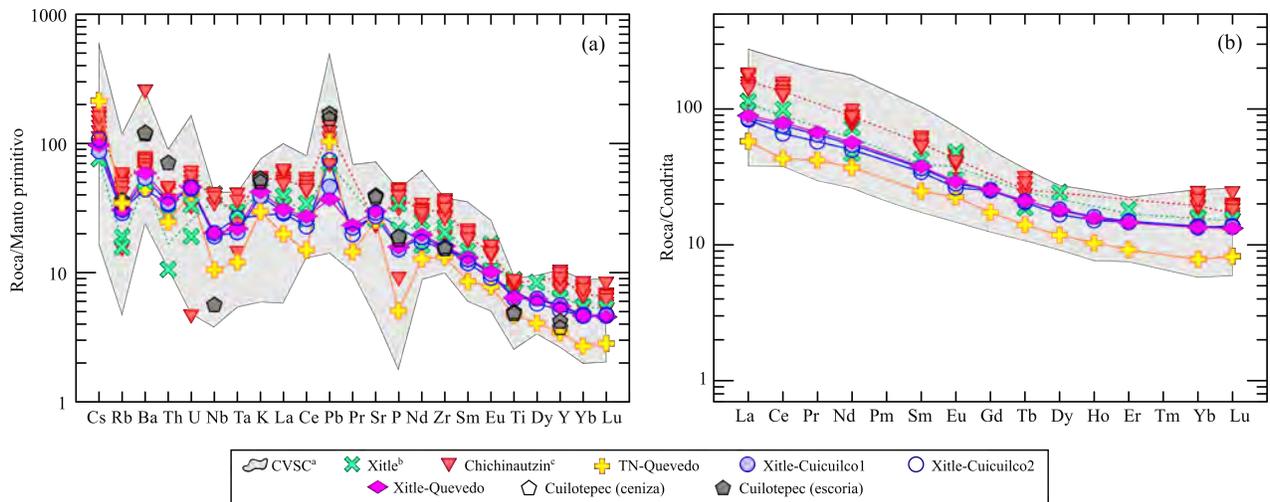


Figura 4.14: Diagramas multielementos. a) Elementos traza normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). b) Tierras raras normalizadas respecto a la condrita (Sun y McDonough, 1989). Las referencias usadas para el CVSC, Xitle y Chichinautzin pueden consultarse en la Figura 4.12.

En resumen, la Tefra Negra tiene un contenido promedio de 60% de peso de SiO_2 , clasificándose como una andesita de acuerdo al diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986). La ceniza del Xitle, por otro lado, contiene en promedio 54% de peso de SiO_2 y se cataloga como una andesita basáltica (Figura 4.12). Adicionalmente, la TN tiene mayor porcentaje en peso de Al_2O_3 , sin embargo, las muestras del Xitle contienen mayor contenido de porcentaje en peso de MgO , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , MnO y TiO_2 (Figura 4.13).

Si bien tanto la Tefra Negra como las muestras del Xitle de este trabajo muestran la señal de subducción en los diagramas multielementos, la TN tiene anomalías más positivas de Cs y Pb y más negativas para Nb, Ta, Ce, P, HREE e Y (Figura 4.14a), además de un empobrecimiento en tierras raras respecto a la ceniza del Xitle (Figura 4.14b).

4.4. Fechamientos por radiocarbono

En esta sección se presentan los resultados de las cuatro muestras fechadas mediante radiocarbono (Tabla 4.1).

La “edad convencional” representa la *edad medida de radiocarbono* corregida por fraccionamiento isotópico y calculada usando el $\delta^{13}\text{C}$. De este modo, las edades son reportadas como *años (de radiocarbono) antes del presente*, siendo “presente” el año 1950 A.D. (Wagner, 1998), que es equivalente a 1950 “d.C”. A su vez, la edad convencional es calibrada para ser convertida a años calendario y es reportada como “edad calibrada 2σ ”. La Tabla 4.1 enlista los resultados de fechamientos por radiocarbono para las muestras analizadas de acuerdo a los reportes entregados por cada laboratorio. También se presentan las

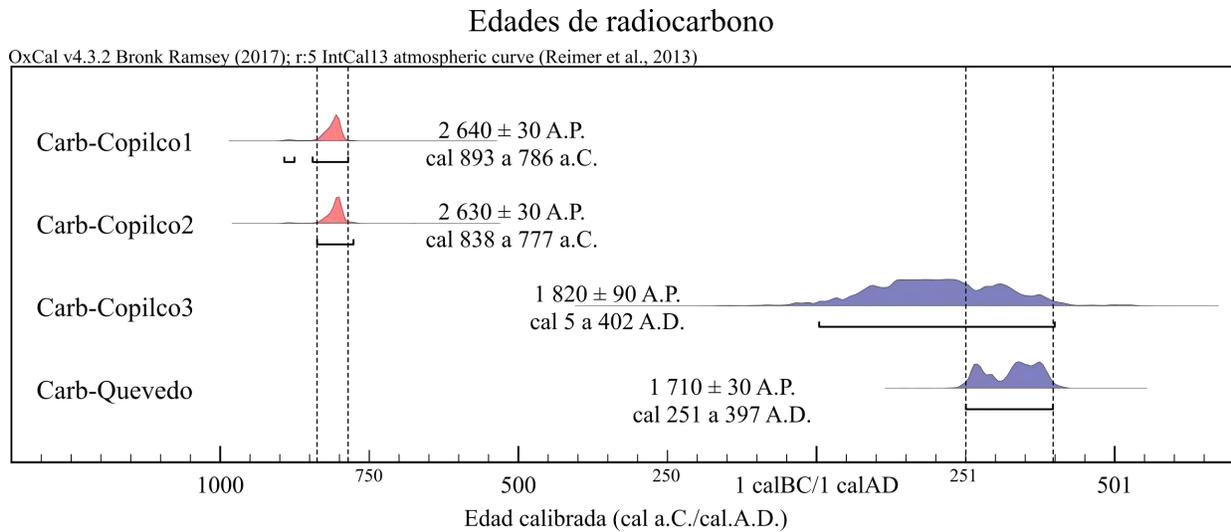


Figura 4.15: Gráfica de las edades de radiocarbono. Los histogramas representan las posibles edades para cada muestra. Las líneas punteadas acotan el rango en el que las fechas coinciden para definir dos grupos: el primero, carbones de 2 600 años A.P., tiene como límites cal 838 a 786 a.C. (cal 2 787 a 2 735 A.P.); mientras que en el segundo, carbones de 1 750 años A.P., el límite va de cal 251 a 397 A.D. (cal 1 699 a 1 550 A.P.). La gráfica fue realizada en OxCal v4.3.2 (Bronk Ramsey, 2009, 2017).

edades calibradas obtenidas con el programa OxCal v4.3.2 (Bronk Ramsey, 2009, 2017) en su versión en línea. Valga mencionar que en adelante, las edades calibradas consideradas y a las que se hará referencia son las obtenidas con dicho programa.

Los resultados de radiocarbono pueden dividirse en dos grupos de edades similares (Figura 4.15): las muestras Carb-Copilco1 y Carb-Copilco2 conforman el primero, con edades de $\sim 2\,600$ años A.P., mientras que Carb-Quevedo y Carb-Copilco3 componen el segundo grupo, con edades de $\sim 1\,750$ años A.P. Esta división será discutida en el siguiente capítulo.

Tabla 4.1: Edades de radiocarbono de las muestras fechadas en este trabajo.

Muestra	Método analítico	Código de laboratorio	Material	Edad convencional [años A.P.]	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	Edad calibrada 2σ (95 %)	Curva de calibración ¹	Edad calibrada OxCal v4.3.2 (95.4 %)	Curva de calibración ²
Carb-Copilco1	EMA	Beta-335268	Fragmento de carbón	2 640 ± 30	-23.1	cal 830 a 790 a.C. cal 2 780 a 2 740 A.P.	IntCal09	cal 893 a 786 a.C. cal 2 842 a 2 735 A.P.	IntCal13
Carb-Copilco2	EMA	Beta-356315	Fragmento de carbón	2 630 ± 30	-18.9	cal 830 a 790 a.C. cal 2 780 a 2 740 A.P.	IntCal09	cal 838 a 777 a.C. cal 2 787 a 2 726 A.P.	IntCal13
Carb-Copilco3	ECL	UNAM-1513	Rama carbonizada	1 820 ± 90	-24.93	cal 5 a 402 A.D. cal 1 945 a 1 548 A.P.	IntCal13	cal 5 a 400 A.D. cal 1 945 a 1 550 A.P.	IntCal13
Carb-Quevedo	EMA	Beta-340895	Rama carbonizada	1 710 ± 30	-24.6	cal 250 a 410 A.D. cal 1 700 a 1 540 A.P.	IntCal09	cal 251 a 397 A.D. cal 1 699 a 1 553 A.P.	IntCal13

EMA: espectrometría de masas con aceleradores; ECL: espectrometría de centelleo líquido. El porcentaje señalado en las edades calibradas hace referencia al nivel de confianza del rango obtenido. ¹Usada por el laboratorio. ²Usada en el programa OxCal v4.3.2 (Bronk Ramsey, 2009, 2017).

5.1. Eventos volcánicos en el sitio arqueológico de Copilco

Desde el descubrimiento, a finales del siglo XIX y principios del XX, de objetos antropogénicos como cerámica y obsidiana, elementos arquitectónicos y los enterramientos excavados por Manuel Gamio en 1917, la presencia de una aldea prehispánica en Copilco fue un hecho indudable y llamó la atención de numerosos científicos de la época. Del asentamiento en Copilco se sabía que era anterior al Pedregal de San Ángel y a los mexicas, pero su temporalidad precisa era indudablemente incierta.

En algunos trabajos previos, principalmente de índole arqueológica (Beyer, 1917; Gamio, 1920; Kroeber, 1925), la relación temporal entre los depósitos del Xitle (evento que sí se tenía bien identificado, por lo menos en cuanto a los flujos de lava emitidos) y el material subyacente respecto al asentamiento, así como la influencia que los eventos que produjeron estos depósitos en la desaparición o migración de las aldeas establecidas en el suroriente de la Cuenca de México, no es del todo clara. Ejemplo de ello es la columna estratigráfica elaborada por Alfonso Toro en 1918, en la que agrupa en un solo horizonte *B* tres depósitos de ceniza, posiblemente la Tefra Negra, ceniza gris y ceniza del Xitle (Figura 4.2a).

En 1917, Ernesto Wittich reconoce que en la columna estratigráfica de Copilco existen dos eventos eruptivos distintos: “Resulta de estos dos perfiles (Cantera de la Colonia del Carmen y Cantera de Chimalixtac), que la corriente basáltica descansa encima de cenizas finas de una erupción anterior (...)” (Wittich, 1919, p. 104). A pesar de ello, se carecía aún del vínculo genético de la lava con la capa de ceniza más delgada y que le subyace inmediatamente, pues el entendimiento de la fenomenología de las erupciones estrombolianas, comunes en los campos monogenéticos y que producen conos de escoria y flujos de lava asociados, no fue claro sino hasta 1943 con la erupción del Parícutin, en Michoacán (e.g. Foshag y González Reyna, 1956).

Con los resultados de estratigrafía, petrografía y geoquímica de este trabajo, fue posible demostrar que los depósitos de material no consolidado en la columna del sitio arqueológico de Copilco corresponden a por lo menos dos eventos eruptivos distintos. A continuación se argumenta esta premisa:

Mis observaciones en los túneles del sitio arqueológico de Copilco, indican la existencia de tres depósitos de ceniza que se diferencian por su color (ascendentemente, negro, gris y negruzco con tonos rojos) y posición estratigráfica por debajo de la colada de lava del Xitle (Figura 4.1b). Sin embargo, la presencia de objetos antropogénicos en los depósitos requería de otro perfil que pudiera mostrar de forma más fidedigna y que corroborara que se trata de depósitos distintos y por ende de erupciones distintas. Adicional al color, los contactos irregulares (Figura 4.1) de la Tefra Negra con el depósito superior de lahar y con la ceniza gris, son indicios irrefutables de que el material había sido removido, pues una de las características de los depósitos de caída, como lo es la Tefra Negra, es que el contacto con los horizontes subyacentes no es erosivo, especialmente cuando se trata de un material bien consolidado como un depósito de lahar (Figura 4.1a).

En el sitio MA Quevedo, la columna estratigráfica no muestra presencia de actividad humana y los contactos entre los horizontes de ceniza son concordantes (Figuras 4.3a y 4.3b). Con base en ello, se deduce que la Tefra Negra y la ceniza del Xitle son dos eventos distintos separados por un material alterado (ceniza gris) que además contiene casi 30 % en peso de limos y arcillas, lo que sugiere un posible proceso de pedogénesis. La presencia de este material entre las tefras indica un periodo de estabilidad (sin erupciones) o de calma volcánica en la región.

El análisis macroscópico y petrográfico de las tefras también muestra gran diferencia en su granulometría y composición: la Tefra Negra es una ceniza de tamaño de grano predominantemente grueso, compuesta por fragmentos líticos y cristales (Figuras 4.4a, 4.4b, 4.5 y 4.9). Por otro lado, la tefra del Xitle es una ceniza fina constituida principalmente por fragmentos de vidrio (Figuras 4.4c, 4.4d y 4.10).

Respecto a la mineralogía, en la Tefra Negra está presente una asociación mineralógica compuesta por plg+anf+cpx+opx, mientras que en la ceniza del Xitle están presentes plg+ol+anf+cpx (Figura 5.1). Por un lado, las plagioclasas de la Tefra Negra presentan formas subhedralas a anhedralas, de más de 0.3 mm de diámetro y composiciones intermedias entre la solución sólida albita-anortita. En contraste, las plagioclasas de la ceniza del Xitle exhiben formas euhedrales, menor tamaño (entre 0.1 y 0.2 mm de largo y menos de 0.025 mm de ancho) y una composición más anortítica, es decir, más rica en CaO (Figura 4.6).

El contenido de anfíboles en la Tefra Negra es aproximadamente el doble que en la ceniza del Xitle (17 % vs. 8 % del volumen de cristales, respectivamente). Morfológicamente, los anfíboles de la Tefra Negra son más anhedralas, con golfos de corrosión y entre 0.2 y 0.5 mm de tamaño en su eje más largo; por otro lado, aunque en la ceniza del Xitle existen cristales subhedralas, presentan mayor grado de fracturamiento y su tamaño es menor a 0.3 mm. La composición de los anfíboles es sumamente variable

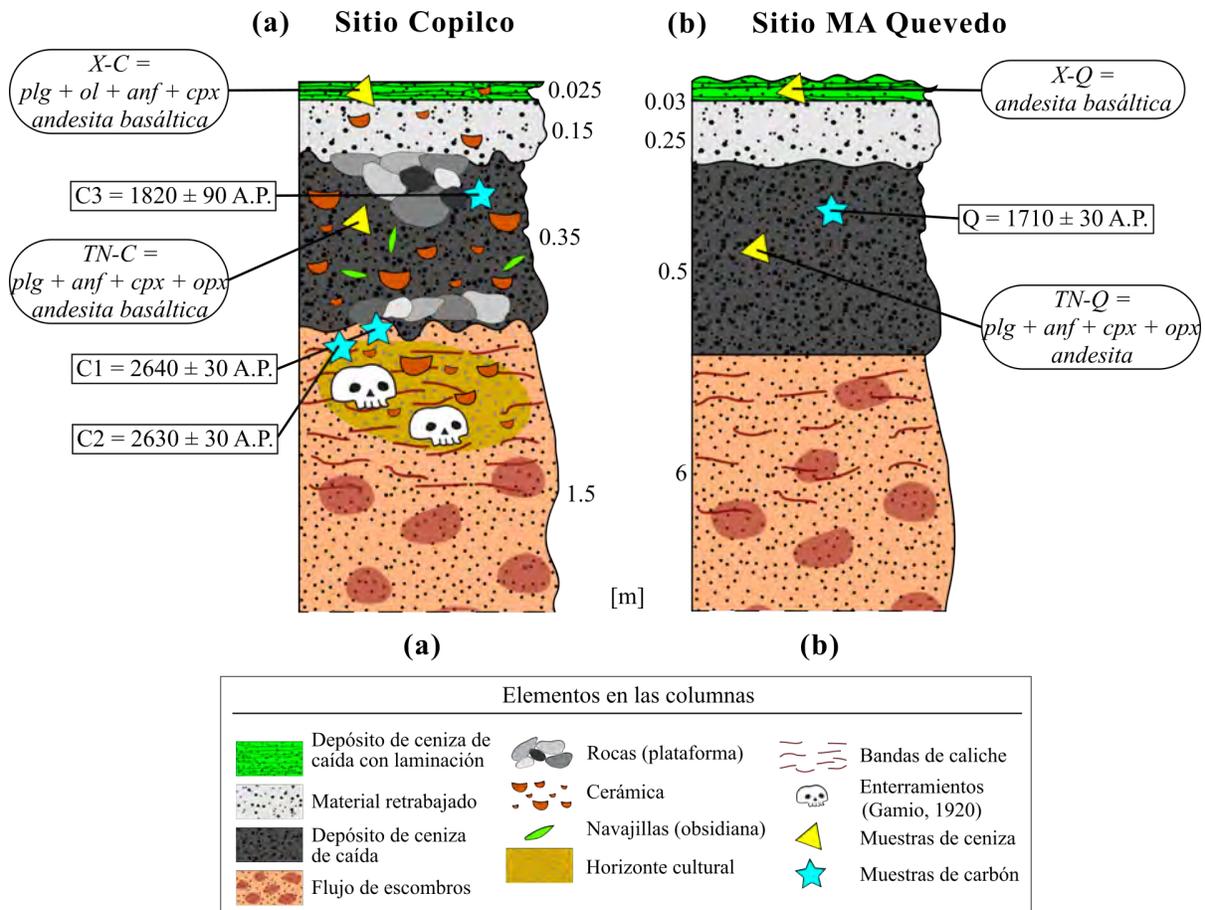


Figura 5.1: Detalle de la columna estratigráfica del sitio (a) Copilco y (b) MA Quevedo, considerando el depósito superior de lahar y las cenizas. Se señalan las muestras de ceniza tomadas para análisis, su mineralogía y composición química, así como los resultados de fechamientos por radiocarbono. Las muestras de ceniza de la Tefra Negra (en ambos sitios) y Xitle-Copilco fueron estudiadas con petrografía y geoquímica de roca total, por lo que se indica tanto su mineralogía como su clasificación en el diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986); la muestra Xitle-Quevedo sólo fue analizada por geoquímica de roca total, indicando únicamente su clasificación TAS (Le Bas *et al.*, 1986). X-C: Xitle-Copilco, TN-C: TN-Copilco, X-Q: Xitle-Quevedo, TN-Q: TN-Quevedo, C1: Carb-Copilco1, C2: Carb-Copilco2, C3: Carb-Copilco3, Q: Carb-Quevedo.

pues, mientras que en la ceniza de la Tefra Negra están presentes tres tipos de anfíboles (edenita, pargasita y ferropargasita), en la ceniza del Xitle únicamente hay dos (edenita y pargasita).

En cuanto a los piroxenos, la Tefra Negra contiene ortopiroxenos (enstatita) y clinopiroxenos (augita), mientras que la ceniza del Xitle posee únicamente clinopiroxenos (augita; Figura 4.8). Empero, el factor expreso de que la Tefra Negra no fue expulsada por el Xitle y representa otro evento eruptivo, es la presencia de olivino en la ceniza del Xitle (Figuras 4.10 y 4.11), como se ha reportado en trabajos referentes a la actividad de este volcán (Siebe, 2000).

Referente a la composición geoquímica de roca total, la Tefra Negra tiene una concentración de sílice mayor que la ceniza del Xitle y de acuerdo al diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986), se clasifican como un andesita vs. una andesita basáltica, respectivamente; el contenido promedio de álcalis total de la Tefra

Negra es inferior (4.3 contra 5.1 % en peso, en la ceniza del Xitle; Figura 4.12).

Aunado a los óxidos mayores, con los resultados de elementos traza y tierras raras es posible demostrar que se trata de depósitos provenientes de centros eruptivos distintos, puesto que existen diferencias muy claras en las concentraciones de Nb, Ta y P, en las que la Tefra Negra tiene anomalías negativas más pronunciadas, mientras que en Pb, la ceniza del Xitle presenta una anomalía positiva mayor (Figura 4.14a). Por otro lado, la ceniza del Xitle evidencia un enriquecimiento en la concentración de tierras raras respecto a la Tefra Negra (Figura 4.14b).

5.2. Edad de la Tefra Negra

De las cuatro muestras analizadas con el método de ^{14}C , dos fueron tomadas en la capa cultural dentro del depósito superior de lahar y dos en la Tefra Negra (Figura 5.1). A pesar de que a primera vista no corresponden al mismo horizonte estratigráfico, las muestras tomadas en el depósito superior de lahar pueden considerarse también como parte de la Tefra Negra, en su límite inferior, pues el contacto entre estos dos depósitos no es concordante (Figuras 4.1 y 5.1a) y la presencia antropogénica es un factor que complica la delimitación de cada horizonte.

Entre las edades obtenidas existe un rango de variación en la edad de casi 1 000 años, pues las más antiguas oscilan entre los 2 600 años A.P. y las más jóvenes entre los 1 750 años A.P. Dicho lo anterior, las edades para la Tefra Negra pueden clasificarse en dos grupos:

1. Carbones de 2 600 años A.P.: corresponde a las muestras *Carb-Copilco1* y *Carb-Copilco2*, ambos fragmentos de carbón tomados en el límite inferior de la TN (Figura 5.1a), en el túnel 3-4 del sitio Copilco y cuyas edades son $2\,640 \pm 30$ (cal 893 a 786 a.C.) y $2\,630 \pm 30$ años A.P. (cal 838 a 777 a.C.), respectivamente.
2. Carbones de 1 750 años A.P.: encontrados en la parte media-superior de la TN, lo conforman las muestras de ramas carbonizadas *Carb-Copilco3*, de $1\,820 \pm 90$ años A.P. (cal 5 a 400 A.D.) y muestreada en el sitio Copilco; y *Carb-Quevedo*, de $1\,710 \pm 30$ años A.P. (cal 251 a 397 A.D.) y tomada en MA Quevedo (Figura 5.1).

Esta variación en la edad debe explicarse de manera satisfactoria de acuerdo a las observaciones realizadas en los perfiles estratigráficos.

Una planta que ha sido carbonizada por ceniza de caída supone un escenario en el que ésta, incandescente, va quemando a la planta gradualmente sin destrucción de la corteza de los tallos; al no existir transporte, y por lo tanto intemperismo físico (roturas), la cubierta vegetal se mantiene casi intacta y el

carbón resultante conserva algunos nodos de la rama. De acuerdo a esto, los carbones que arrojaron las edades más jóvenes representarían justamente el momento en el que la Tefra Negra se estuvo depositando, pues era posible distinguir estrías en la corteza y algunos nodos (Figuras 5.2a-c).

Sin embargo, debido a la incongruencia que supone que una muestra haya sido tomada en un perfil con alteración antropogénica como lo es el de Copilco y otra en uno sin perturbaciones, como MA Quevedo, en este trabajo se considera que la fecha más adecuada para la erupción que produjo la Tefra Negra es la del fragmento tomado en MA Quevedo, datada en $1\ 710 \pm 30$ años A.P. (cal 251-397 A.D.). No obstante, ya que en la escala de tiempo geológico, una diferencia de aproximadamente 110 años entre los carbones con edades más jóvenes Carb-Quevedo y Carb-Copilco3 es un periodo de tiempo relativamente corto, el evento eruptivo que expulsó a la Tefra Negra bien podría situarse entre estas dos edades, i.e., de 1 820 a 1 710 años A.P., o en $1\ 765 \pm 60$ años A.P. (cal 251 a 397 A.D.¹), el promedio de ambas.

En cambio, las edades más antiguas se encontraron en un fragmento amorfo semejante a una astilla (Figuras 5.2d y 5.2e), la cual pudo corresponder al duramen de un árbol y no a la albura y resultar por lo tanto, más viejo. Así, acorde a las características físicas de Carb-Copilco1 y Carb-Copilco2, éstas se interpretan como una porción de alguna etapa longeva en el crecimiento de un árbol que luego fue carbonizada por la ceniza. Otra posibilidad es que la astilla haya sido chamuscada y posteriormente enterrada por los pobladores del sitio, antes de que la Tefra Negra se depositara. De este modo, las edades del primer grupo representarían un momento de ocupación en la aldea de Copilco, en promedio hace $2\ 665 \pm 30$ años A.P. (cal 838 a 786 a.C.²), fecha que ubicaría a la ocupación temprana de este sitio en el límite de las fases Manantial y Tetelpan (Tabla 3.1).

Así pues, se tienen al menos dos etapas de ocupación: la primera (Figura 5.3) está señalada por los carbones más viejos, hace *sim* 2 665 años A.P., en la que la Tefra Negra todavía no había sido expulsada. Este hecho se argumenta con cantos rodados encontrados en campañas posteriores de excavación entre el depósito superior de lahar y la Tefra Negra (Figura 5.3a); y con la inexistencia de la Tefra Negra en los lentes de la capa cultural, pues si hubiera existido, es muy probable que se encontrara mezclada con el material y a todo lo largo de dichos lentes (Figuras 4.1c y 5.3b).

La segunda etapa corresponde a la ocupación que se tuvo sobre la Tefra Negra y que “comienza” a partir de aproximadamente 1 765 años A.P. (fases Miccaotli y Tlamimilolpa del Clásico; Sanders *et al.*, 1979), cuando la TN fue expulsada, y hasta 1 670 años A.P., fecha en que ocurre la erupción del Xitle, evidenciada por fragmentos de cerámica en las capas de la Tefra Negra, ceniza gris y del Xitle (Figura 5.4). De esto se habla un poco más en la siguiente sección.

¹Esta edad corresponde al rango en que los histogramas de los carbones de 1 750 años A.P. coinciden (Figura 4.15).

²Esta edad corresponde al rango en que los histogramas de los carbones de 2 600 años A.P. coinciden (Figura 4.15).

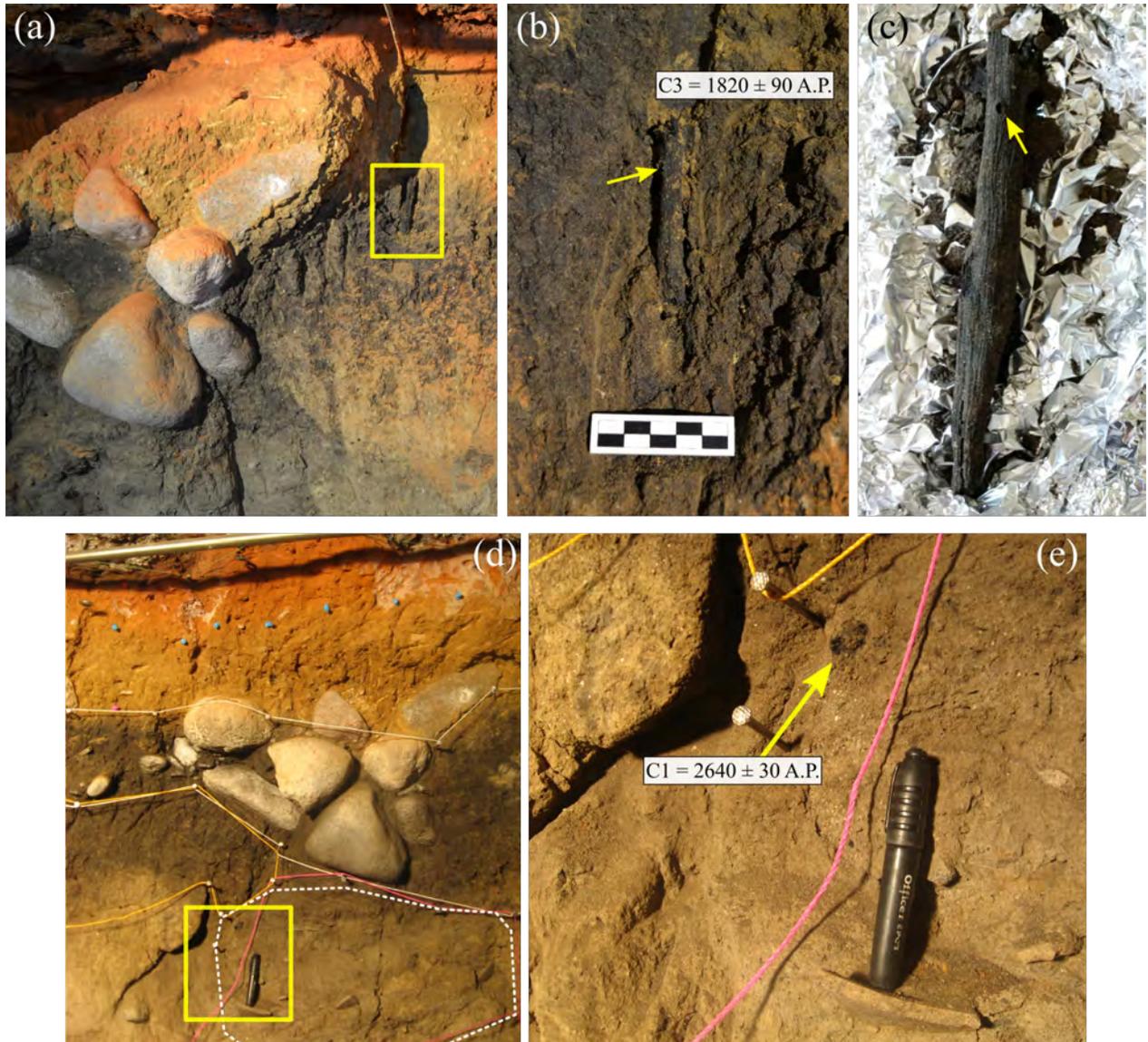


Figura 5.2: Detalle de dos muestras de carbón tomadas en el sitio Copilco para fechamiento por ^{14}C . (a) Sección del perfil 8, túnel 3-4 con cantos rodados en la Tefra negra. El recuadro indica la posición en la que se encontró una rama de carbón. (b) Acercamiento del recuadro: la muestra Carb-Copilco3 es una vara posiblemente enterrada por los pobladores de Copilco (arqueóloga María del Carmen Solanes Carraro, comunicación personal). La flecha señala un nodo. (c) Estrías en la corteza de la rama y un nodo, señalado por la flecha. (d) Sección del perfil 8, túnel 3-4. La muestra para fechamiento por radiocarbono se tomó de un horizonte cultural denominado *Capa V*, en el límite entre la Tefra Negra y el depósito superior de lahar, demarcado con una línea punteada. (e) Acercamiento del recuadro: nótese la forma irregular y no elongada del carbón Carb-Copilco1, lo que sugiere que se trata de una astilla. Fotografías (a), (b) y (c) cortesía de M. C. Solanes Carraro y E. Flores; (d) y (e) cortesía de E. Rangel.

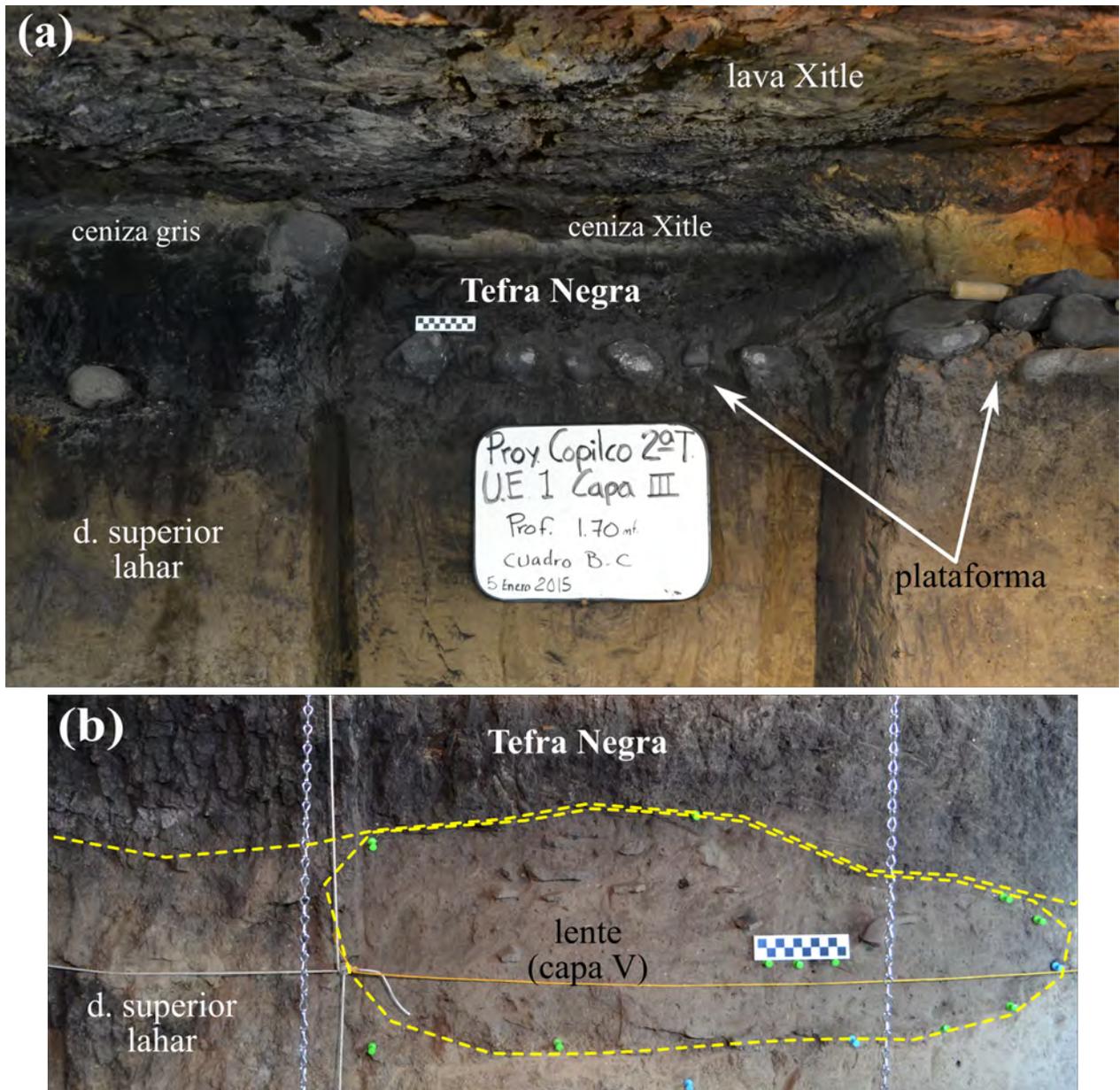


Figura 5.3: Primera etapa de ocupación en Copilco. (a) Cantos entre el límite depósito superior de lahar-Tefra Negra que representan una posible plataforma (Flores López y Solanes Carraro, 2014). Perfil 8, unidad de excavación 1, enero de 2015. (b) En la parte media de la fotografía se distingue una capa discontinua en forma de lente, de color café más oscuro que el depósito superior de lahar y con varios fragmentos de cerámicas, noviembre de 2014. Fotografías del perfil 8 en el túnel 3-4, cortesía de M. C. Solanes Carraro.

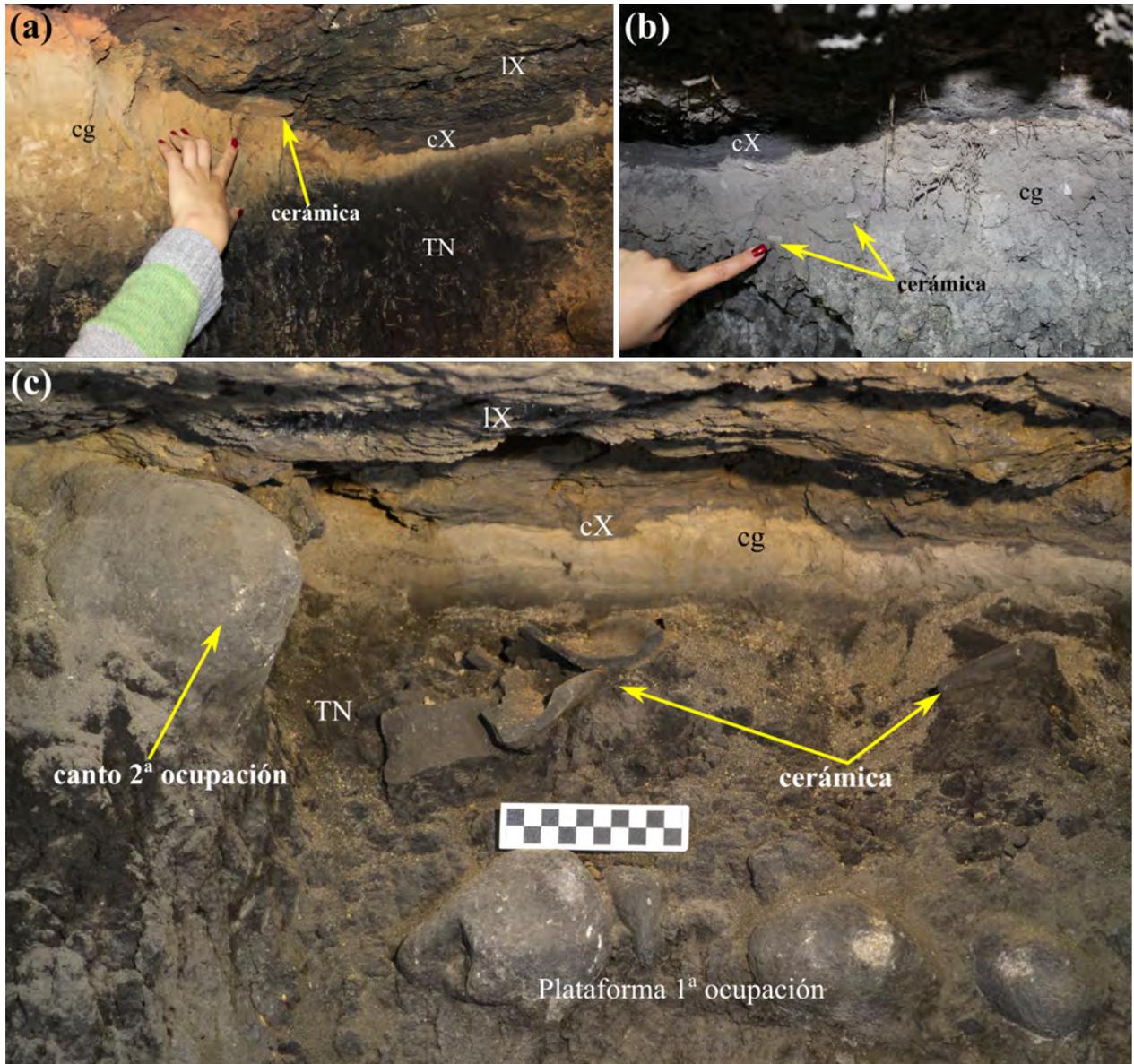


Figura 5.4: Segunda etapa de ocupación en Copilco representada por cerámicas y otros objetos antropogénicos en: (a) la base de la ceniza del Xitle. (b) la ceniza gris y (c) la Tefra Negra. Adicionalmente, en esta fotografía se muestra un canto colocado sobre el límite superior de la TN, que no corresponde con la plataforma de la primera ocupación sino con una etapa posterior. Fotografías (a) y (b) cortesía de J. L. Arce; (c) cortesía de M. C. Solanes Carraro. IX: lava Xitle, cX: ceniza Xitle, cg: ceniza gris.

5.2.1. Tefra Negra y su posible relación con el abandono de Copilco

De acuerdo a los datos de Sánchez Alaniz *et al.* (2014), la Tefra Negra y el depósito superior de lahar (capas IV y V, respectivamente) corresponden a la etapa de mayor ocupación del asentamiento debido a que en ellas se encontró la concentración más grande de tiestos, sin embargo, la ceniza gris y la tefra del Xitle todavía contienen varias centenas de tepalcates que han sido cuantificados en etapas posteriores (Alvarez García *et al.*, 2015; Tabla 5.1). De este modo, es altamente probable que el sitio siguiera estando ocupado aún después de la erupción de la Tefra Negra ocurrida hace 1 765 años A.P. y que, durante ésta, los pobladores hayan resistido los efectos del fenómeno vulcanológico –debido a las cerámicas contenidas en la Tefra Negra– pero experimentado una disminución considerable en el número de habitantes o con un posible abandono durante la erupción y regreso al cese de ésta.

Finalmente, a pesar de que la ceniza del Xitle es de menor espesor que la Tefra Negra, el abandono total del sitio Copilco ocurrió por el emplazamiento de la lava del Xitle, hace 1 670 años A.P. (Siebe, 2000), pues con un espesor de al menos 6 m, destruyó y cubrió al asentamiento por completo.

5.3. Fuente de emisión de la Tefra Negra

Considerando las características físicas del depósito de ceniza denominado Tefra Negra, como la homogeneidad de su granulometría y el espesor de la capa, es probable que provenga de una estructura relativamente cercana y a partir de un volcán monogenético, de composición intermedia (60% en peso de SiO_2) y producido por una erupción estromboliana, propio de conos de escoria y que pueden tener flujos de lava asociados. De las provincias volcánicas que se encuentran en la zona de estudio (Figura 1.3), el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin se ajusta con los parámetros que se requieren para una posible fuente de emisión de la TN. Adicional a ello, el vulcanismo Holocénico (e.g. Arce *et al.*, 2015; Siebe, 2000; Siebe *et al.*, 2004b) favorece tales posibilidades, ya que el último periodo volcánico en la Sierra de las Cruces data de hace *sim*700 000 años (Arce *et al.*, 2008) y aunque el edificio actual del Popocatepetl, en la Sierra Nevada, se ha formado durante los últimos 23 000 años, sus productos son de una composición andesítica-dacítica (Macías, 2005). Por esta razón, se llevó a cabo una revisión de las edades publicadas para conos monogenéticos del CVSC previas a la erupción del Xitle y se consideraron aquellas cercanas a las obtenidas en este trabajo (e.g. Arce *et al.*, 2015; Siebe *et al.*, 2004b). De acuerdo a Siebe *et al.* (2004b), el volcán Chichinautzin hizo erupción hace $1\ 835 \pm 55$ años A.P. (60-170 A.D.).

Por otro lado, con ayuda de Google Earth se identificó un pequeño cono parcialmente sepultado por los flujos de lava del Xitle, sobre la carretera federal al Ajusco en la delegación Tlalpan (Figura 5.5). Conocido como *cerro Cuilotepec*, de acuerdo a la ley de superposición estratigráfica este cono debe ser previo al volcán Xitle pero de una edad similar, pues su morfología y pendiente (ángulo θ ; Figura 5.6) son reflejo de un edificio joven (e.g. Arce *et al.*, 2015; Salinas Garcés, 2014; Wood, 1980).

Tabla 5.1: Registro de tiestos encontrados en los túneles del sitio Copilco durante la primera temporada de exploración (Sánchez Alaniz *et al.*, 2014).

Capas		Túnel								Total
Geológica	Cultural	1	2	2-3	3	3-4	4	4-5	6	
Lava Xitle	I	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Ceniza Xitle	II	-	-	-	-	1	-	-	-	1
Ceniza gris	III	-	-	-	13	4	2	5	-	24
Tefra Negra	IV	-	-	7	123	11	76	68	15	300
Lahar*	V	-	-	15	114	54	-	-	-	183
Lahar	VI	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Total		0	0	22	250	70	78	73	115	508

* Aunque no está presente en todos los perfiles del sitio, la capa V es un horizonte netamente cultural que corresponde a unos lentes entre el contacto de la Tefra Negra y el depósito de lahar. Fue en estos lentes donde se tomaron las muestras de carbón Carb-Copilco1 y Carb-Copilco2.

Sin embargo, los resultados de geoquímica de la ceniza del volcán monogenético Cuilotepec, analizado en este trabajo, y los reportados para el volcán Chichinautzin (Swinamer, 1989; Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004a), demuestran que a pesar de la relación estratigráfica y de la similitud en edad, ninguno de estos volcanes produjo la Tefra Negra (andesita con 60 % de peso de SiO₂) pues, al igual que el Xitle, se trata de andesitas basálticas con un 55 % en peso de SiO₂ para Cuilotepec y una variación de 53-53 % para Chichinautzin (Figura 4.12). En referencia a los elementos traza que caracterizan a la Tefra Negra, la anomalía negativa de Nb es mucho mayor para Cuilotepec y menor para Chichinautzin; el pico negativo de P sigue siendo mayor para la Tefra Negra, seguido de Cuilotepec, cuyos valores se asemejan más a las muestras del Xitle, y finalmente Chichinautzin. No se midió la concentración de Ta en Cuilotepec, pero el enriquecimiento de éste en Chichinautzin es por mucho, mayor que en la Tefra Negra (Figura 4.14a).

Tanto en los diagramas multielementos y binarios, así como en el TAS, los valores obtenidos para la Tefra Negra se ajustan en el rango de datos reportados para los productos del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin, por lo que es altamente probable que la estructura volcánica que la produjo sea parte de dicho campo (Figuras 4.12 y 4.13).

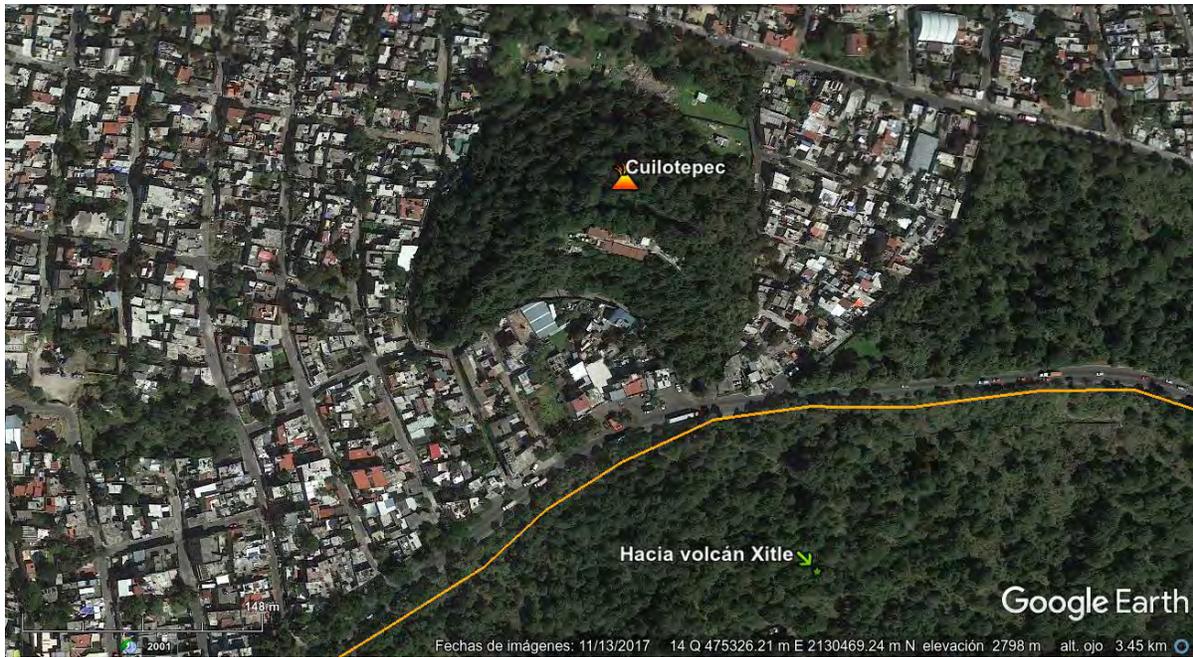


Figura 5.5: Cono Cuilotepec, al noroeste del volcán Xitle, sepultado parcialmente por las lavas de éste. Imagen tomada de Google Earth, 2017.

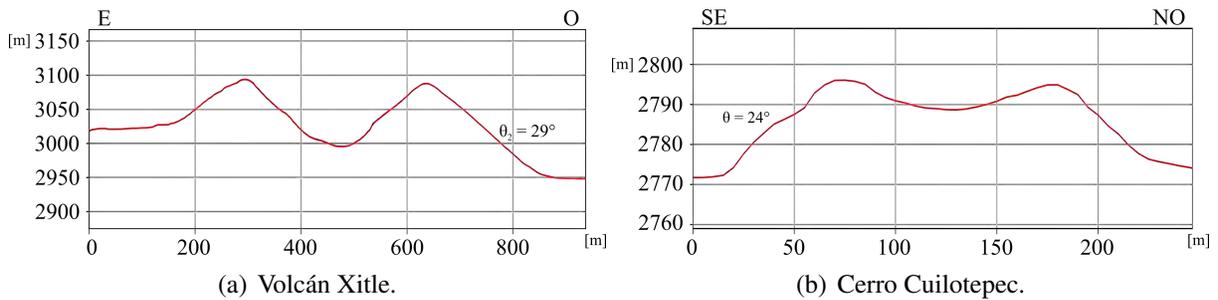


Figura 5.6: Perfiles topográficos. (a) Xitle: sección hecha en una dirección este-oeste del volcán. La pendiente (ángulo θ) fue medida en el flanco oeste. (b) Cuilotepec: la sección fue trazada en un corte sureste-noroeste y la pendiente se midió en el flanco sureste.

Con base en lo descrito anteriormente, se concluye que:

i En la columna estratigráfica del sitio arqueológico de Copilco existen depósitos de dos erupciones recientes del Holoceno:

→ la que produjo la Tefra Negra, ocurrida hace $1\ 765 \pm 60$ años A.P. (cal 251-397 A.D.), cuyos productos tienen una mineralogía de plg+anf+cpx+opx y una composición andesítica;

→ y la del Xitle, hace $1\ 670 \pm 35$ años A.P. (245-315 A.D.; Siebe, 2000), cuyos productos tienen una mineralogía de plg+ol+anf+cpx y una composición de andesita basáltica.

ii De acuerdo a los fechamientos de radiocarbono y al análisis estratigráfico, se proponen al menos dos etapas de ocupación para los pobladores de Copilco: la primera sucedió hace (es posible que antes) $2\ 665 \pm 30$ años A.P. (cal 830-786 a.C.) y la segunda fue a partir o después de $1\ 765 \pm 60$ años A.P. (cal 251-397 A.D.), posterior a la emisión de la Tefra Negra.

iii Durante el transcurso de la erupción de la Tefra Negra, los habitantes de Copilco probablemente resistieron los efectos del fenómeno vulcanológico pero con una baja en su población. Otro escenario es que hayan migrado cuando comenzó y vuelto al término. Sin embargo, el abandono total ocurrió debido a la erupción del Xitle, hace 1 670 años A.P. (Siebe, 2000).

iv La Tefra Negra no fue producida por el volcán Chichinautzin ni por el Cuilotepec, pues las características geoquímicas de estos dos volcanes difieren completamente del centro eruptivo que debió haberla emitido.

- v La composición de elementos mayores y trazas de la Tefra Negra cae en el rango de productos caracterizados para el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin. Debido a esto y a que es un depósito de ceniza de caída de composición intermedia (60% en peso de SiO₂), es altamente probable que la fuente de emisión se encuentre en el CVSC, pues en general, los campos monogenéticos se forman por conos cineríticos generados a través de vulcanismo tipo estromboliano cuyas columnas pueden generar depósitos de caída (e.g. Bloomfield, 1975), similares a la Tefra Negra.
- vi A diferencia de la erupción del volcán Xitle, en la que se formó un cono cinerítico y varios flujos de lava asociados (Delgado *et al.*, 1998; Siebe, 2000), para el evento que produjo la Tefra Negra sólo se encontró un depósito de caída. Si hubo derrames de lava, pudieron haber fluido en otra dirección, alcanzar menor longitud o ser sepultados por productos volcánicos posteriores.
- vii Si la Tefra Negra fue producida por un cono perteneciente al CVSC, debe considerarse la edad obtenida en este trabajo para la tasa de recurrencia volcánica de un cono cada 1 000 años, propuesta por Siebe (2009), pues ésta tendría que ser probablemente menor.

Tabla A1: Composición mineral de los olivinos.

Muestra	Zona	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total
Xitle-Copilco	b	39.578	0.036	18.261	0.269	39.701	0.563	0.121	0.043	0.066	98.638
	b	39.110	0.101	21.249	0.310	38.756	0.308	0.174	0.204	0.035	100.247
	c	36.010	0.169	40.420	0.435	23.107	0.342	0.419	0.126	0.018	101.046
	b	39.236	0.169	21.873	0.403	36.297	0.419	0.582	0.248	0.060	99.287
	b	38.339	0.053	25.503	0.370	34.648	0.234	0.052	0.039	0.049	99.287
	c	39.735	0.029	17.778	0.328	41.589	0.298	0.021	0.001	0.053	99.832
	b	39.954	0.058	18.573	0.304	39.574	0.408	0.161	0.017	0.094	99.143
	m	41.419	0.166	22.080	0.390	33.291	0.825	0.572	0.278	0.060	99.081
	c	39.892	0.008	14.260	0.237	45.480	0.109	0.007	0.023	0.263	100.279
	b	39.791	0.006	14.009	0.222	45.535	0.110	0	0	0.313	99.986
	c	39.540	0.017	18.810	0.304	41.805	0.267	0.034	0.020	0.079	100.876
	m	39.527	0.085	21.119	0.331	40.117	0.329	0.015	0.041	0.058	101.622

c: centro, m: media, b: borde.

Tabla A2: Composición mineral de las placioclasas.

Muestra	Zona	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	BaO	SrO	Total
TN-Copilco	c	59.075	0.009	24.939	0.140	0	6.572	7.679	0.406	0.000	0.001	0.099	98.920
	b	59.950	0.013	24.525	0.145	0.008	6.221	7.919	0.430	0.000	0.030	0.025	99.266
	c	58.018	0.025	25.495	0.226	0.014	7.334	6.845	0.749	0.026	0.014	0.000	98.746
	b	58.731	0.006	24.848	0.238	0.014	6.663	7.238	0.853	0.000	0.003	0.033	98.627
	c	54.844	0	28.022	0.270	0.032	9.411	5.853	0.208	0.000	0.003	0.000	98.643
	b	54.883	0.012	27.805	0.315	0.036	9.146	6.126	0.223	0.000	0.000	0.000	98.546
	m	52.889	0	29.389	0.198	0.010	11.246	4.708	0.150	0.004	0.031	0.101	98.726
	b	53.687	0.003	28.936	0.259	0.017	10.593	5.274	0.160	0.000	0.015	0.000	98.944
	b	57.113	0	25.830	0.256	0.025	8.570	6.610	0.271	0.004	0.025	0.041	98.745
	c	56.895	0.002	26.452	0.208	0.010	9.040	6.285	0.182	0.000	0.000	0.000	99.074
	b	57.671	0	26.491	0.234	0.005	9.098	6.364	0.192	0.022	0.009	0.074	100.160
	c	56.129	0.006	26.844	0.251	0.022	9.851	6.084	0.225	0.013	0.028	0.000	99.453
	m	59.293	0.011	25.253	0.221	0.017	7.891	6.991	0.296	0.000	0.027	0.106	100.106
	b	57.936	0.011	26.180	0.296	0.019	8.884	6.313	0.261	0.016	0.064	0.025	100.005
	c	56.611	0.005	26.795	0.235	0.033	8.530	6.493	0.251	0.000	0.027	0.058	99.038
	m	56.860	0.013	26.252	0.251	0.030	8.184	6.820	0.285	0.009	0.022	0.000	98.726
c	61.726	0.000	23.141	0.103	0	4.468	8.847	0.561	0.000	0.063	0.000	98.909	
b	62.390	0.019	22.751	0.128	0	4.144	8.978	0.549	0.009	0.039	0.065	99.072	
TN-Quevedo	c	56.532	0.018	26.737	0.122	0.005	7.953	7.026	0.245	0.000	0.000	0.000	98.638
	b	56.272	0	26.974	0.122	0.002	8.256	6.820	0.223	0.000	0.031	0.000	98.700
	c	57.249	0.009	25.996	0.209	0.040	8.811	6.422	0.235	0.002	0.049	0.074	99.096
	b	58.168	0.010	25.309	0.226	0.008	8.088	6.965	0.294	0.011	0.043	0.074	99.196
	c	55.111	0	27.266	0.130	0.029	10.131	5.472	0.183	0.000	0.003	0.000	98.325
	b	59.682	0.026	24.486	0.143	0.010	7.237	7.319	0.342	0.000	0.027	0.123	99.395
	c	62.155	0	22.887	0.117	0	5.087	8.805	0.577	0.000	0.068	0.041	99.737
	b	61.540	0	22.891	0.123	0	5.150	8.312	0.553	0.007	0.000	0.131	98.707
	b	54.326	0	27.666	0.165	0.003	10.716	5.317	0.172	0.012	0.017	0.000	98.394
	c	58.067	0	25.581	0.185	0.024	8.330	6.602	0.252	0.000	0.000	0.091	99.132
	b	55.928	0.015	27.021	0.225	0.002	9.868	5.901	0.192	0.019	0.000	0.083	99.254
	m	56.866	0.017	26.509	0.126	0.019	9.166	6.080	0.236	0.033	0.039	0.025	99.116
	b	57.093	0.006	26.408	0.271	0.031	9.267	6.176	0.288	0.006	0.039	0.033	99.618
	m	59.420	0.016	25.150	0.144	0	7.581	7.262	0.292	0.003	0.011	0.041	99.920
	b	59.692	0.010	24.748	0.135	0.029	7.545	7.161	0.288	0.016	0.014	0.074	99.712
	Xitle-Copilco	b	53.293	0.083	28.977	0.755	0.262	11.037	4.848	0.202	0.000	0.004	0.152
b		53.438	0.073	28.717	0.798	0.282	10.916	4.685	0.192	0.000	0.000	0.135	99.236
b		56.540	0.105	27.622	0.703	0.250	10.387	5.422	0.273	0.000	0.000	0.000	101.302
b		56.506	0.119	27.515	0.840	0.257	10.332	5.362	0.329	0.012	0.018	0.025	101.315
c		55.302	0.048	28.271	0.595	0.194	11.222	4.582	0.188	0.000	0.038	0.259	100.699
b		56.410	0.101	27.608	0.763	0.261	10.452	5.044	0.227	0.022	0.031	0.242	101.161
b		56.833	0.105	26.975	0.792	0.267	10.017	5.306	0.311	0.000	0.042	0.058	100.706
b		56.557	0.074	27.210	0.762	0.272	10.152	5.157	0.301	0.007	0.000	0.058	100.550
c		53.820	0.093	28.868	0.709	0.267	11.080	4.719	0.178	0.000	0.010	0.076	99.820
b		54.127	0.100	29.013	0.721	0.252	10.895	4.896	0.201	0.018	0.024	0.017	100.264
c		52.956	0.098	28.247	0.669	0.237	10.352	5.230	0.280	0.006	0.012	0.210	98.297
c		54.637	0.073	28.861	0.701	0.257	11.927	4.373	0.187	0.001	0.021	0.042	101.080
b		54.242	0.086	28.825	0.694	0.288	11.869	4.342	0.194	0.015	0.041	0.000	100.596
c		53.592	0.083	28.056	0.629	0.276	11.516	4.779	0.251	0.000	0.000	0.000	99.182
b		53.420	0.078	28.584	0.675	0.320	12.065	4.273	0.203	0.000	0.013	0.000	99.631
c		53.769	0.080	28.284	0.637	0.274	11.798	4.650	0.222	0.000	0.026	0.000	99.740
b	53.366	0.068	28.490	0.658	0.297	12.127	4.273	0.213	0.000	0.000	0.000	99.492	
b	54.566	0.096	27.346	0.754	0.261	10.974	5.002	0.270	0.014	0.000	0.000	99.283	
b	54.651	0.118	27.375	0.814	0.242	10.918	5.054	0.276	0.011	0.006	0.025	99.490	

c: centro, m: media, b: borde.

Tabla A3: Composición mineral de los anfíboles.

Muestra	Zona	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total
TN-Copilco	b	44.662	1.152	8.063	16.986	0.004	0.383	11.681	10.929	1.651	0.384	0.000	95.895
	c	43.183	1.758	9.295	17.538	0.000	0.451	10.684	10.790	1.759	0.416	0.000	95.874
	m	45.047	1.426	8.317	17.305	0.005	0.545	12.328	10.761	1.775	0.274	0.000	97.783
	b	44.470	1.719	9.852	18.553	0.000	0.328	11.770	10.448	1.951	0.276	0.000	99.367
	b	44.266	2.252	9.861	16.433	0.000	0.214	12.374	10.994	2.039	0.397	0.013	98.843
	m	41.338	3.095	12.128	12.261	0.000	0.183	13.858	12.123	2.415	1.025	0.017	98.443
	b	40.457	3.207	12.207	12.662	0.015	0.191	13.643	12.166	2.532	0.995	0.009	98.084
	c	43.028	2.826	10.623	15.955	0.012	0.217	11.966	11.062	2.204	0.376	0.000	98.269
	c	43.586	2.305	11.292	9.866	0.015	0.112	15.717	11.728	2.346	0.428	0.061	97.456
	m	42.984	3.357	11.450	10.560	0.021	0.100	14.732	11.783	2.477	0.443	0.012	97.919
	b	43.512	2.891	11.956	10.390	0.000	0.141	15.348	12.167	2.552	0.395	0.031	99.383
	b	43.351	1.962	9.909	16.692	0.000	0.200	12.583	10.829	2.115	0.341	0.018	98.000
	c	43.707	2.176	10.834	10.786	0.000	0.128	15.217	11.927	2.132	0.277	0.005	97.189
	b	43.981	2.161	10.910	10.768	0.012	0.147	15.288	12.068	2.089	0.284	0.019	97.727
	c	42.883	2.546	11.327	11.727	0.000	0.149	14.536	11.743	2.391	0.382	0.000	97.684
	m	43.282	2.419	11.319	11.761	0.009	0.151	14.627	11.767	2.393	0.386	0.009	98.123
	b	43.660	2.084	11.062	11.779	0.022	0.212	14.915	11.838	2.276	0.390	0.014	98.252
	c	44.687	2.071	9.153	15.866	0.017	0.213	12.607	11.163	1.917	0.364	0.016	98.074
	b	44.164	2.295	9.726	16.139	0.025	0.215	12.205	11.186	2.008	0.361	0.01	98.334
	m	44.074	2.254	9.884	16.017	0.000	0.190	12.220	11.323	2.064	0.327	0.021	98.374
b	43.624	2.216	9.934	16.606	0.007	0.246	12.349	11.213	2.066	0.373	0.015	98.649	
TN-Quevedo	b	44.272	2.232	9.924	15.958	0.000	0.224	12.471	11.242	2.025	0.351	0.018	98.717
	c	44.268	2.207	9.975	16.153	0.003	0.227	12.485	11.086	1.991	0.376	0.000	98.771
	m	44.441	2.170	9.865	16.399	0.000	0.248	12.390	11.096	1.993	0.360	0.013	98.975
	c	42.585	3.547	11.601	12.466	0.046	0.138	13.236	11.549	2.403	0.393	0.020	97.984
	m	42.962	3.512	11.733	11.099	0.018	0.139	13.992	11.637	2.432	0.361	0.000	97.885
	b	42.797	3.574	11.861	11.173	0.000	0.119	14.021	11.618	2.504	0.378	0.032	98.077
	b	42.575	2.775	11.929	10.150	0.027	0.111	15.131	12.015	2.407	0.425	0.016	97.561
	c	42.881	2.856	12.013	10.533	0.009	0.118	15.111	11.979	2.444	0.438	0.038	98.420
	m	42.646	2.911	11.843	10.427	0.000	0.129	15.095	11.859	2.461	0.433	0.000	97.804
	m	44.093	1.860	9.671	16.734	0.000	0.250	12.386	10.758	1.902	0.388	0.000	98.042
	c	43.713	2.198	9.814	16.852	0.014	0.244	12.287	11.038	2.007	0.421	0.027	98.615
	m	43.664	2.121	9.861	16.939	0.007	0.209	12.243	10.746	1.945	0.371	0.031	98.137
	b	43.528	2.106	9.586	16.542	0.000	0.240	12.393	11.063	2.029	0.350	0.000	97.837
	b	42.402	3.392	11.523	10.661	0.000	0.127	14.749	11.875	2.450	0.466	0.016	97.661
	c	42.072	3.182	11.734	10.528	0.011	0.153	14.738	11.900	2.415	0.473	0.040	97.246
	m	42.305	2.972	11.973	10.451	0.029	0.121	15.074	11.756	2.525	0.434	0.025	97.665
c	42.537	3.953	11.032	11.576	0.000	0.129	13.514	11.880	2.400	0.536	0.037	97.594	
b	42.528	3.907	11.663	11.587	0.024	0.110	13.522	11.540	2.444	0.487	0.044	97.856	
Xitle-Copilco	m	41.834	3.384	11.759	10.917	0.018	0.130	14.666	12.060	2.517	0.441	0.023	97.749
	c	42.980	3.449	11.674	11.153	0.002	0.120	14.192	12.012	2.414	0.504	0.041	98.541
	b	42.318	2.912	11.957	10.210	0.000	0.133	15.157	12.194	2.429	0.438	0.029	97.777
	c	45.517	1.347	8.713	15.113	0.024	0.453	13.328	11.382	1.795	0.348	0.000	98.020
	m	45.744	1.447	8.838	14.961	0.000	0.426	13.263	11.252	1.851	0.343	0.000	98.125
	b	46.937	1.400	8.389	14.480	0.004	0.443	13.621	11.014	1.683	0.273	0.022	98.266
	c	44.131	2.288	9.217	13.888	0.000	0.255	14.429	11.160	2.076	0.314	0.012	97.770
	b	43.694	2.599	9.962	14.139	0.000	0.247	14.012	11.393	2.210	0.379	0.016	98.651
	c	42.149	3.710	11.367	11.382	0.033	0.164	14.393	11.948	2.591	0.505	0.049	98.291
	m	41.996	3.158	11.605	10.951	0.000	0.161	14.665	11.871	2.526	0.454	0.014	97.401
	b	42.211	2.757	12.196	10.238	0.013	0.127	15.136	11.868	2.466	0.433	0.012	97.457
	c	43.823	2.260	9.656	16.071	0.000	0.213	12.410	11.232	1.995	0.358	0.022	98.040
	b	44.184	1.934	9.954	16.782	0.018	0.222	12.057	10.814	2.248	0.388	0.012	98.613
	m	41.951	3.068	11.685	10.287	0.000	0.131	15.008	11.913	2.537	0.428	0.053	97.061
	c	41.825	3.085	11.748	10.391	0.010	0.124	14.932	12.049	2.426	0.423	0.022	97.035
	m	41.670	3.154	11.711	10.395	0.006	0.125	15.024	12.141	2.431	0.468	0.004	97.129
	c	46.504	1.036	7.898	16.740	0.000	0.331	13.170	11.365	1.666	0.283	0.009	99.002
	m	44.409	1.832	9.457	17.015	0.000	0.278	12.397	11.342	1.979	0.388	0.001	99.098
b	45.930	1.458	8.393	16.320	0.000	0.280	13.380	11.091	1.701	0.333	0.000	98.886	

c: centro, m: media, b: borde.

Tabla A4: Composición mineral de los piroxenos.

Muestra	Zona	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
TN-Copilco	c	53.997	0.142	0.816	20.565	0	0.724	0.014	25.717	0.767	0.019	0	102.761
	m	54.712	0.002	27.039	0.134	0	0.018	0	0.007	9.854	6.465	0.354	98.585
	b	57.458	0	25.352	0.185	0	0.010	0	0.018	7.915	7.388	0.683	99.009
	b	51.583	0.153	1.324	26.844	0	0.597	0.030	20.460	0.832	0.033	0.000	101.856
	b	52.299	0.120	0.886	25.013	0	0.553	0.012	21.415	0.875	0.034	0.009	101.216
	c	43.686	1.849	9.617	16.188	0.047	0.187	0.042	12.931	10.868	2.325	0.427	98.167
	c	42.904	3.367	11.088	11.435	0.155	0.131	0.112	15.062	11.472	2.784	0.553	99.063
	b	42.840	3.083	11.362	10.928	0.072	0.125	0.081	15.644	11.576	2.690	0.554	98.955
	c	47.987	0.830	7.367	15.370	0.027	0.484	0.000	13.981	11.269	1.528	0.401	99.244
	b	47.512	0.880	7.664	15.938	0	0.523	0.000	13.452	11.337	1.648	0.447	99.401
	c	43.893	2.770	11.618	10.449	0.092	0.113	0.089	15.721	11.598	2.740	0.527	99.610
	m	43.517	2.707	11.639	10.365	0.071	0.118	0.090	15.858	11.647	2.701	0.524	99.237
	b	43.603	2.552	11.795	10.228	0.072	0.115	0.072	16.094	11.639	2.762	0.489	99.421
	b	43.751	2.619	11.598	10.423	0.100	0.103	0.044	15.936	11.513	2.722	0.512	99.321
	c	52.942	0.108	0.762	25.349	0.000	0.506	0.017	21.892	0.870	0.019	0	102.465
	m	44.576	1.944	9.885	15.875	0.037	0.210	0.035	12.974	10.827	2.366	0.430	99.159
	b	51.540	0.651	2.086	9.953	0.000	0.305	0.052	14.436	21.418	0.584	0.005	101.030
	m	51.457	0.502	1.701	9.603	0.000	0.315	0.028	14.399	21.980	0.573	0.009	100.567
c	51.539	0.509	1.723	9.294	0.000	0.241	0.054	14.444	22.265	0.547	0.000	100.616	
m	51.684	0.494	1.758	9.575	0.024	0.296	0.011	14.556	21.789	0.583	0.000	100.770	
TN-Quevedo	b	47.861	1.294	4.634	7.204	0.308	0.171	0.010	15.931	21.234	0.400	0	99.047
	b	50.143	0.703	2.625	5.859	0.619	0.131	0.030	17.175	21.781	0.379	0.003	99.448
	b	50.971	0.796	2.332	7.697	0.143	0.229	0.000	18.077	19.569	0.284	0.001	100.099
	b	48.405	1.344	3.699	9.537	0.043	0.231	0.061	14.864	20.663	0.523	0.010	99.380
	b	52.207	0.493	3.885	5.118	0.865	0.086	0.058	17.419	21.015	0.588	0.000	101.734
	b	52.111	0.510	4.175	5.363	0.786	0.116	0.072	17.413	20.917	0.613	0.013	102.089
	b	44.579	2.025	9.900	15.660	0.017	0.191	0.003	13.158	10.832	2.239	0.459	99.063
	c	44.435	2.062	9.892	15.619	0	0.190	0	13.132	10.909	2.269	0.468	98.976
	b	44.325	2.223	10.456	14.280	0.016	0.169	0	13.428	11.017	2.394	0.433	98.741
	b	54.397	0.188	1.781	10.715	0.601	0.246	0.092	31.173	1.277	0.049	0	100.519
	b	53.878	0.179	1.839	10.486	0.681	0.246	0.170	31.187	1.394	0.023	0	100.083
	b	54.084	0.183	0.971	12.937	0.183	0.270	0.114	29.883	1.528	0.037	0	100.190
	b	43.003	2.560	11.543	10.705	0.122	0.107	0.031	15.389	11.406	2.726	0.422	98.014
	b	44.348	2.077	9.887	13.539	0.013	0.144	0.002	14.441	11.063	2.340	0.445	98.299
	b	52.269	0.121	0.956	24.700	0	0.550	0.003	21.703	0.858	0.003	0.005	101.168
	b	52.408	0.124	0.942	24.862	0	0.510	0	21.576	0.866	0	0.011	101.299
	c	45.968	1.086	8.278	16.729	0	0.353	0.038	13.423	10.676	1.802	0.376	98.729
	b	46.560	0.979	8.282	16.539	0	0.287	0.035	13.774	10.637	1.943	0.383	99.419
b	50.175	0.103	0.433	25.253	0	0.611	0.000	20.016	0.831	0.000	0.002	97.432	
m	49.084	0.094	1.262	26.324	0	0.659	0.000	19.095	0.881	0.017	0.012	97.428	
c	53.428	0.187	3.283	22.998	0	0.561	0.007	16.578	1.168	0.308	0.388	98.939	
Xitle-Copilco	c	52.280	0.719	1.768	8.023	0.216	0.264	0.031	18.519	16.732	0.343	0.017	98.912
	c	50.652	1.246	4.353	7.573	0.290	0.227	0.005	15.813	17.677	1.086	0.213	99.135
	b	50.018	0.911	3.709	9.445	0.027	0.246	0.027	18.098	15.019	1.122	0.096	98.718
	b	51.131	1.123	4.073	6.430	0.743	0.163	0.019	16.203	19.523	0.412	0	99.820
	b	51.816	1.078	3.055	7.636	0.222	0.170	0	16.288	19.475	0.411	0	100.151
	c	51.494	1.488	5.239	7.294	0.409	0.194	0	14.183	17.607	0.778	0.196	98.882
	c	51.571	0.991	2.636	8.878	0.100	0.246	0	17.060	15.956	0.448	0.204	98.090
	b	49.761	1.161	3.088	7.650	0.283	0.152	0	16.556	20.116	0.396	0.018	99.181
	b	50.124	1.221	3.082	8.594	0.182	0.188	0.004	17.737	17.834	0.344	0.113	99.423
	b	48.680	1.243	4.731	6.743	0.830	0.166	0.015	15.754	21.028	0.459	0.004	99.653
	b	48.030	1.653	4.815	7.347	0.481	0.187	0	15.482	20.636	0.510	0.019	99.160

c: centro, m: media, b: borde.

Tabla A5: Química de roca total.

	TN-Copilco	TN-Quevedo	TN-CU	Xitle-Quevedo	Xitle-Cuicuilco1	Xitle-Cuicuilco2	Cuilotepec (ceniza)	Cuilotepec (escoria)
SiO ₂	56.42	57.43	58.39	54.66	53.07	–	55.31	55.10
TiO ₂	1.07	0.97	1.08	1.39	1.37	–	1.04	1.07
Al ₂ O ₃	18.44	19.25	18.39	16.46	16.57	–	14.77	15.68
Fe ₂ O ₃	6.02	5.78	5.72	8.00	8.36	–	7.63	7.51
MnO	0.11	0.10	0.14	0.13	0.14	–	0.13	0.13
MgO	2.56	2.59	2.39	6.33	7.39	–	7.65	6.77
CaO	5.53	5.26	5.15	7.41	7.99	–	7.63	7.58
Na ₂ O	3.09	3.37	3.37	4.06	3.77	–	7.78	3.97
K ₂ O	0.96	0.86	0.80	1.27	1.18	–	1.51	1.60
P ₂ O ₅	0.88	0.11	0.16	0.34	0.33	–	0.39	0.41
tot	95.08	95.71	95.58	100.05	100.18	–	103.84	99.82
PXC	5.11	4.49	4.47	-0.21	-0.21	–	0.22	0.16
Total	100.19	100.20	100.05	99.84	99.97	–	104.06	99.98
Mét. anal.	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	N/A	FRX	FRX
Li	–	17.75	–	10.09	10.06	–	–	–
Be	–	1.52	–	1.48	1.39	–	–	–
B	–	11.39	–	4.04	3.37	–	–	–
Sc	–	8.17	–	21.11	23.02	16.64	–	–
V	–	87.74	–	147.20	167.42	–	129.00	131.00
Cr	–	92.22	–	320.01	362.41	243.58	350.00	288.00
Co	–	12.13	–	29.67	34.18	30.11	29.00	28.00
Ni	–	34.39	–	115.47	145.63	132.08	172.00	135.00
Cu	–	18.06	–	31.10	34.38	30.62	41.00	41.00
Zn	–	57.35	–	69.99	72.42	45.62	83.00	82.00
Ga	–	20.29	–	18.65	18.08	–	–	–
Rb	–	21.95	–	19.43	18.37	19.52	22.00	23.00
Sr	–	533.53	–	632.39	578.10	615.15	806.00	832.00
Y	–	15.53	–	24.91	25.42	23.30	17.00	19.00
Zr	–	148.32	–	179.86	173.64	172.99	170.00	177.00
Nb	–	7.47	–	14.51	13.65	14.50	4.00	4.00
Mo	–	1.00	–	2.46	2.00	1.24	–	–
Sn	–	1.04	–	1.26	0.99	1.21	–	–
Sb	–	0.20	–	0.10	0.10	–	–	–
Cs	–	1.69	–	0.76	0.69	0.85	–	–
Ba	–	309.63	–	412.94	378.63	309.80	824.00	845.00
La	–	13.69	–	21.15	20.26	19.79	–	–
Ce	–	26.47	–	48.59	46.34	40.53	–	–
Pr	–	4.01	–	6.43	6.17	5.48	–	–
Nd	–	17.33	–	26.56	25.53	23.45	–	–
Sm	–	3.80	–	5.78	5.64	5.27	–	–
Eu	–	1.31	–	1.70	1.64	1.53	–	–
Tb	–	0.52	–	0.79	0.78	0.77	–	–
Gd	–	3.58	–	5.23	5.24	5.16	–	–
Dy	–	3.00	–	4.58	4.64	4.25	–	–
Ho	–	0.59	–	0.89	0.91	0.86	–	–
Er	–	1.52	–	2.41	2.48	2.43	–	–
Yb	–	1.33	–	2.29	2.33	2.28	–	–
Lu	–	0.21	–	0.34	0.34	0.35	–	–
Hf	–	3.65	–	4.01	3.86	4.61	–	–
Ta	–	0.49	–	0.89	0.84	1.08	–	–
W	–	1.01	–	4.65	3.08	–	–	–
Tl	–	0.29	–	0.05	0.04	–	–	–
Pb	–	7.39	–	2.63	3.29	5.28	11.00	12.00
Th	–	2.10	–	3.13	2.95	2.87	6.00	6.00
U	–	0.86	–	0.96	0.93	0.96	–	–
Mét. anal.	N/A	ICP-MS	N/A	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	FRX	FRX

PXC: pérdida por calcinación. Mét. anal.: método analítico. FRX: fluorescencia de rayos X. ICP-MS: espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente. N/A: no aplica.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre Díaz, G. y López Martínez, M. (2001). The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, Mexico. Geology and geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111(1):203–218.
- Aguirre Díaz, G., López Martínez, M., y Rendón Márquez, G. (2006). La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen). *En Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco: GEOS*, 26. p. 215.
- Agustín Flores, J., Siebe, C., y Guilbaud, M.-N. (2011). Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, south of México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1):143–162.
- Alaniz Álvarez, S. A. y Nieto Samaniego, Á. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1):65–82.
- Alaniz Álvarez, S. A., Nieto Samaniego, Á. F., y Ferrari, L. (1998). Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology*, 26(7):591–594.
- Alaniz Álvarez, S. A., Nieto Samaniego, Á. F., Morán Zenteno, D. J., y Alba Aldave, L. (2002). Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1):1–14.
- Allan, J. F. (1986). Geology of the Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4):473–485.
- Allan, J. F., Nelson, S. A., Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., Wopat, M., y Wallace, E. (1991). Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in Southwest Mexico: an exotic terrane in the making. *En Dauphin, J. P. y Simoneit, B. R. T., editores, The Gulf and Peninsular Province of the Californias: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologist, Memoria 47:425–445.*
- Alvarez García, J. L., Arce, J. L., Solanes Carraro, M. C. E., y Marmolejo Morales, E. (2015). Edad, fuente de emisión e influencia de la Tefra Negra en el Sitio Arqueológico Copilco, suroeste de la Cuenca de México. 1er. Encuentro de estudios sobre Coyoacán en el tiempo y en el espacio.

- Anderson, E. C., Libby, W. F., Weinhouse, S., Reid, A. F., Kirshenbaum, A. D., y Grosse, A. V. (1947). Natural radiocarbon from cosmic radiation. *Physical Review*, 72(10):931–936.
- Anderson, T., Flett, J. S., y McDonald, T. M. (1903). Report on the eruption of the Soufrière, in St. Vincent, in 1902, and on a Visit to Montagne Pelee, in Martinique. Part I. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 200:353–553.
- Arce, J. L., Layer, P., Morales Casique, E., Benowitz, J. A., Rangel, E., y Escolero, O. (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266:34–49.
- Arce, J. L., Cruz Fuentes, D., Ramírez Luna, A., Herrera Huerta, I. A., y Girón García, P. (2017). Pómez Bosque de Tlalpan, producto de una erupción de gran magnitud en el margen suroeste de la cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34(3):274–288.
- Arce, J. L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías Romo, M. d. C., Morales Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., y Lenhardt, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2):123–143.
- Arce, J. L., Macías, R., García Palomo, A., Capra, L., Macías, J. L., Layer, P., y Rueda, H. (2008). Late Pleistocene flank collapse of Zempoala volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4):944–958.
- Armillas, P. (1948). A sequence of cultural development in Meso-America. *Memoirs of the Society for American Archaeology*, no. 4, pp. 105–111.
- Atl (1939). *Volcanes de México. La actividad del Popocatepetl*. Polis.
- Báez-Jorge, F., Rivera Balderas, A., y Arrieta Fernández, P. (1985). *Cuando ardió el cielo y se quemó la tierra: condiciones socioeconómicas y sanitarias de los pueblos zoques afectados por la erupción del volcán Chichonal*. Instituto Nacional Indigenista, México.
- Bardintzeff, J. M. y McBirney, A. R. (2000). *Volcanology*. Jones and Bartlett Publishers.
- Beramendi Orosco, L. E., Gonzalez Hernandez, G., Urrutia Fucugauchi, J., y Morton Bermea, O. (2006). Radiocarbon Laboratory at the National Autonomous University of Mexico: first set of samples and new ^{14}C internal reference material. *Radiocarbon*, 48(3):485–491.
- Bertin, E. P. (1975). *Principles and practice of X-ray spectrometric analysis*. Plenum Press.
- Beta-Analytic (2017). *Datación por radiocarbono: una introducción* [en línea]. beta analytic. radiocarbon dating. Disponible en <https://www.radiocarbon.com/espanol/sobre-carbono-datacion.htm>, consultado en junio de 2017.
- Beyer, H. (1917). Sobre antigüedades del Pedregal de San Ángel. *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”*, 37(1):1–16.
- Blanton, R. E. (1972). Prehispanic Settlement Patterns of the Ixtapalapa Peninsula Region Mexico. *Occasional Papers in Anthropology at Penn State*, (6).
- Bloomfield, K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64(1):476–497.

- Boas, F. (1913). Archaeological investigations in the Valley of Mexico by the International School, 1911-1912. En *Proceedings, 18th International Congress of Americanists*, pp. 176–179, Londres.
- Boudal, C. y Robin, C. (1988). Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatepetl. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(7):955–971.
- Bradbury, J. P. (1971). Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms. *Limnology and Oceanography*, 16(2):180–200.
- Bradbury, J. P. (1989). Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México. *Quaternary Science Reviews*, 8(1):75–100.
- Bretón González, M., Ramírez, J. J., y Navarro, C. (2002). Summary of the historical eruptive activity of Volcán de Colima, México 1519–2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117(1–2):21–46.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1):337–360.
- Bronk Ramsey, C. (2017). Methods for summarizing radiocarbon datasets. *Radiocarbon*, 59(2):1809–1833.
- Bronk Ramsey, C. (2018). *OxCal v4.3.2* [en línea]. Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, University of Oxford. Disponible en <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>, consultado en febrero de 2018.
- Cantagrel, J. M. y Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5(1):99–114.
- Carey, S. N. y Sigurdsson, H. (1986). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, México (2): observations and numerical modeling of tephra fall distribution. *Bulletin of Volcanology*, 48(2-3):127–141.
- Carlson, D. H., Plummer, C. C., y Hammersley, L. (2011). Volcanism and extrusive rocks. En *Physical geology: Earth revealed*, pp. 242–273. McGraw Hill.
- Cas, R. y Wright, J. V. (2012). *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Springer Science & Business Media.
- Caso, A. (1953). New world culture history: Middle America. En Kroeber, A. L., editor, *Anthropology today. An encyclopedic inventory*, pp. 226–237. University of Chicago Press.
- Castillo Mangas, M. T. (2007). El periodo formativo. En López Wario, L. A., editor, *Ciudad excavada: veinte años de arqueología de salvamento en la ciudad de México y su área metropolitana*, Colección Científica no. 510, Serie Arqueología, pp. 77–88, México. Instituto Nacional de Antropología e Historia.
- Castillo Mangas, M. T., Córdoba, L., y García, R. (1993). Una aldea del Formativo en San Miguel Amantla, Azcapotzalco, D.F. En Castillo Mangas, M. T., editor, *A propósito del Formativo*, pp. 59–72, México. Subdirección de Salvamento Arqueológico, Instituto Nacional de Antropología e Historia.
- Cervantes, P. y Wallace, P. J. (2003). Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology*, 31(3):235–238.

- Cioni, R., Pistolesi, M., y Rosi, M. (2015). Plinian and subplinian eruptions. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J., editores, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 519–535, EEUU. Academic Press.
- Connor, C. B. (1990). Cinder cone clustering in the transmexican volcanic belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B12):19395–19405.
- Crausaz, W. (1994). *Pico de Orizaba or Citlaltépetl: geology, archaeology, history, natural history and mountaineering routes*. Geopress International. 594 p.
- Cummings, B. (1923). Ruins of Cuicuilco may revolutionize our history of Ancient America: lofty mound sealed and preserved by great lava flow for perhaps seventy centuries is now being excavated in Mexico. *National Geographic Magazine*, 40:203–220.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios Nieto, M., Triay, L., Mitre Salazar, L. M., y Mota Palomino, R. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología*, 60(104). Universidad Nacional Autónoma de México, 71 pp.
- De la Cruz Reyna, S., Quezada, J. L., Peña, C., Zepeda, O., y Sánchez, T. (1995). Historia de la actividad del Popocatepetl (1354-1995). En *Volcán Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*, pp. 3–22. Secretaria de Gobernación, Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres, Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F.
- De Silva, S. y Lindsay, J. M. (2015). Primary volcanic landforms. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J., editores, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 273–297, EEUU. Academic Press.
- Deer, W. A., Howie, R. A., y Zussman, J. (1982). *Rock-forming minerals: Volume 1A Orthosilicates*. Longman, New York.
- Deer, W. A. y Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. Pearson Prentice Hall.
- del Distrito Federal, D. (1989). *Atlas de la Ciudad de México*. DDF. México.
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto Obregón, J., Lozano Santa Cruz, R., Macías González, H. L., Mendoza Rosales, C., y Silva Romo, G. (1998). Geology of Xitle volcano in southern Mexico City—a 2000-year-old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2):115–131.
- Delgado Martínez, N. E. (2012). *Evidencias de contaminación cortical en la dacita Tabaquillo, Campo Volcánico Chichinautzin*. Tesis de licenciatura, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, México.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, 2(2):172–187. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Instituto de Geología*, 5(2):217–222. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Díaz Lozano, E. (1925). Excavaciones practicadas en el pueblo de coyoacán, d.f. *Ethnos III*, 3(4):60–66.
- Enciso de la Vega, S. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México: México. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 10(1):26–36.

- Escamilla Sarabia, G., Solleiro Rebolledo, E., Sedov, S., y Gama Castro, J. (2002). Tepetates del glacis de Buenavista, Morelos: interacción de procesos geomorfológicos y pedogenéticos. *Investigaciones Geográficas*, 48:76–89.
- Espíndola, J. M., Macías, J. L., Godínez, L., y Jiménez, Z. (2002). La erupción de 1982 del Volcán Chichonal, Chiapas, México. En Lugo Hubp, J. e Inbar, M., editores, *Desastres naturales en América Latina*. Fondo de cultura económica. México, D.F., p. 37–65.
- Espíndola, J. M., Macías, J. L., Tilling, R. I., y Sheridan, M. F. (2000). Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, México) during the Holocene, and its impact on human activity. *Bulletin of Volcanology*, 62(2):90–104.
- Ferrari, L. (2004). Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32(1):77–80.
- Ferrari, L., López Martínez, M., Aguirre Díaz, G., y Carrasco Núñez, 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.
- Ferrari, L., López Martínez, M., González Cervantes, N., Jacobo Albarrán, J., y Hernández Bernal, M. S. (2003a). Volcanic record and age of formation of the Mexico City Basin (resumen). En Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS, 23(2). p. 120.
- Ferrari, L., Petrone, C. M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., y Venegas Salgado, S. (2003b). Geology of the San Pedro-Ceboruco graben, western Trans-Mexican volcanic belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(3):165–181.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco Esquivel, M. T., Petrone, C. M., Jacobo Albarrán, J., y López Martínez, M. (2005). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146(4):284–306.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas Salgado, S., y Romero Ríos, F. (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. En Delgado Granados, H., Aguirre Díaz, G., y Stock, J. M. (eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*. Geological Society of America, Special Paper, 334:65–84.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag.
- Flannery, K. V. (1976). The early mesoamerican house. En Flannery, K. V., editor, *The Early Mesoamerican Village*, pp. 16–24. Academic Press.
- Flores López, E. y Solanes Carraro, M. d. C. (2014). Copilco a la luz de nuevas investigaciones. *Arqueología Mexicana*, 22(129):38–42.
- Foshag, W. F. y González Reyna, J. (1956). Birth and development of Parícutin volcano Mexico. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 965-D:355–489.
- Francis, P. (1993). Volcanoes as landscape forms. En *Volcanoes: planetary perspective*, pp. 340–367. Oxford Clarendon Press.
- Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., y Delgado Granados, H. (2004). Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco–San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4):259–276.

- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología*, 60. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Fries, C. (1966). Resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, Estado de Morelos – Carta Geológica México, Serie 1:100,000, Hoja Cuernavaca 14 Q-h (8). *Instituto de Geología*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gama Castro, J., Solleiro Rebolledo, E., Flores Román, D., Sedov, S., Cabadas Báez, H., y Díaz Ortega, J. (2007). Los tepetates y su dinámica sobre la degradación y el riesgo ambiental: el caso del Glacis de Buenavista, Morelos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1):133–145.
- Gamio, M. (1920). Las excavaciones del Pedregal de San Angel y la cultura arcaica del Valle de México. *American Anthropologist*, 22(2):127–143.
- Gans, P. B., Mahood, G. A., y Schermer, E. (1989). Synextensional magmatism in the Basin and Range Province; a case study from the eastern Great Basin. *Geological Society of America, Special Paper*, 233:1–53.
- García Bárcena, J. (2007). Etapa Lítica (30000-2000 a.C.). Los primeros pobladores. *Arqueología Mexicana*, 15(86):30–33.
- García Chávez, R. (1994). *Desarrollo cultural en Azcapotzalco y el área suroccidental de la Cuenca de México. Desde el Preclásico Medio hasta el Epiclásico*. Tesis de licenciatura, Escuela Nacional de Antropología e Historia, México.
- García Moll, R. (2007). Preclásico Temprano y Medio (2500-400 a.C.). Las primeras sociedades agrícolas. *Arqueología mexicana*, 15(86):34–39.
- García Palomo, A. (2002). *Vulcanismo y geología estructural de la región de Apan, Edos. de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México*. Tesis doctoral, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- García Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Hughes, S., Saucedo, R., Espíndola, J. M., Escobar, R., y Layer, P. (2006). Geological evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala. *Geological Society of America Special Papers*, 412:39–57.
- García Palomo, A., Macías, J. L., y Garduño, V. H. (2000). Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, 318(1):281–302.
- García Palomo, A., Zamorano, J. J., López Miguel, C., Galván García, A., Carlos Valerio, V., Ortega, R., y Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1):158–178.
- Geyh, M. A. y Schleicher, H. (1990). Absolute age determination: physical and chemical dating methods and their application, 503 pp. *Springer-Verlag, New York*.
- Gilbert, C. M., Mahood, G. A., y Carmichael, I. S. E. (1985). Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24(1):169–191.
- Gómez Tuena, A., Orozco Esquivel, M. T., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3):227–283.

- Gonzalez, S., Pastrana, A., Siebe, C., y Duller, G. (2000). Timing of the prehistoric eruption of Xitle Volcano and the abandonment of Cuicuilco Pyramid, Southern Basin of Mexico. *En* McGuire, W. G., Griffiths, D. R., Hancock, P. L., y Stewart, I. S., editores, *The Archaeology of Geological Catastrophes*. The Geological Society, London, Special Publications, 171(1):205–224.
- González Pomposo, G. J. y Valdés González, C. (1995). Seismicity of the State of Puebla, Mexico, 1986–1989. *Geofísica Internacional*, 34:221–231.
- González Torres, E. A., Morán Zenteno, D. J., Mori, L., y Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2):285–297.
- Google (2017). *Google Earth v.7.1.8.3036*. Google Inc.
- Guilbaud, M.-N., Arana Salinas, L., Siebe, C., Barba Pingarrón, L., y Ortiz, A. (2015). Volcanic stratigraphy of a high-altitude *Mammuthus columbi* (Tlacotenco, Sierra Chichinautzin), Central México. *Bulletin of Volcanology*, 77(17):1–16.
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., y Agustín Flores, J. (2009). Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bulletin of Volcanology*, 71(8):859–880.
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro Govea, R., Garduño Monroy, V. H., y Le Corvec, N. (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1):97–112.
- Gunn, B. M. y Mooser, F. (1970). Geochemistry of the volcanics of central Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 34(2):577–616.
- Hasenaka, T. (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1):13–31.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I. S. E. (1985). The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1):105–124.
- Heaton, T. J., Blackwell, P. G., y Buck, C. E. (2009). A bayesian approach to the estimation of radiocarbon calibration curves: The IntCal09 methodology. *Radiocarbon*, 51(4):1151–1164.
- Heizer, R. F. y Bennyhoff, J. A. (1972). Archaeological excavations at Cuicuilco, Mexico, 1957. *National Geographic Society Research Reports*, 1955–1960:93–104.
- Herrera, A. L. (1893). El hombre prehistórico de México. *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”*, 7:17–56.
- Herrero, E. y Pal, S. (1977). Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin, Mexico. *Geofísica Internacional*, 17(2):167–180.
- Houghton, B. y Carey, R. J. (2015). Pyroclastic fall deposits. *En* Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J., editores, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 599–616, EEUU. Academic Press.

- Ibarra Arzave, G. (2015). Reconstrucción de la cubierta edáfica en el Cuaternario tardío en la porción sur de la Cuenca de México y su afectación por la actividad volcánica del Xitle. Tesis de maestría, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- INEGI (2018). *Mapas* [en línea]. instituto nacional de estadística y geografía. Disponible en <http://www.beta.inegi.org.mx/app/mapas/>, consultado en febrero de 2018.
- Jacobo Albarrán, J. (1986). Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico. Technical report, Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, México, D.F. 47 p.
- Kroeber, A. L. (1925). Archaic culture horizons in the Valley of Mexico. *University of California Publications in American Archaeology and Ethnology*, 17(7):373–408.
- 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. *Journal of Petrology*, 27(3):745–750.
- Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63:1023–1052.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., y Laird, J. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61(2):295–321.
- Lezama Campos, J. L., Morales Casique, E., Castrejón Pineda, R., Arce, J. L., y Escolero, O. A. (2016). Interpretación del registro geofísico del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y su correlación litológica en la cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(2):198–208.
- Libby, W. F. (1946). Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. *Physical Review*, 69(11-12):671–672.
- Lockwood, J. P. y Hazlett, R. W. (2010). *Volcanoes: global perspectives*. Wiley-Blackwell.
- López Austin, A. y López Luján, L. (2000). La periodización de la historia mesoamericana. *Arqueología Mexicana*, 8(43):14–23.
- López Infanzón, M. (1991). Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico. Tesis de maestría, Tulane University, New Orleans.
- Lowe, G. W., Lee, T. A., y Martínez Espinosa, E. (1982). Izapa: an introduction to the ruins and monuments. *New World Archaeological Foundation*, Brigham Young University, 31:349.
- Lozano Santa Cruz, R., Verma, S. P., Girón, P., Velasco, F., Morán, 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.
- Lugo Hubp, J. I. (1984). Geomorfología del sur de la Cuenca de México. *Serie Varia T.*, 1(9):95 pp. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Luhr, J. F. (1997). Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist*, 35(2):473–500.
- Luhr, J. F. y Simkin, T. (1993). *Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield*. US Geoscience Press.
- Macdonald, G. A. (1972). *Volcanoes*. Prentice-Hall.

- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3):379–424.
- Macías, J. L., Arce, J. L., García Tenorio, F., Layer, P., Rueda, H., Reyes Agustín, G., López Pizaña, F., y Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, Central Mexico. *En* Aranda Gómez, J J and Tolson, G and Molina Garza, R S (eds.), *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide*, 25:163–193.
- Macías, J. L., Espíndola, J. M., García Palomo, A., Scott, K. M., Hughes, S., y Mora, J. C. (2000). Late Holocene Peléan style eruption at Tacaná volcano, México and Guatemala: Past, present, and future hazards. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8):1234–1249.
- Macías, J. L., García Palomo, A., Arce, J. L., Siebe, C., Espíndola, J. M., Komorowski, J. C., y Scott, K. (1997). Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, central Mexico. *En* Link, K. P. y Kowallis B. J. (eds.), *Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho, and central Mexico*. Brigham Young University, *Geology Studies*, 42(1):493–528.
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., y Brandle, J. L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1):125–150.
- Martin Del Pozzo, A. L. (1982). Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 45(1):9–24.
- McBride, H. W. (1974). *Formative ceramics and prehistoric settlement patterns in the Cuauhtitlan region, Mexico*. Tesis doctoral, University of California, Los Angeles.
- McGee, J. J. y Keil, K. (2001). Application of electron probe microanalysis to the study of geological and planetary materials. *Microscopy and Microanalysis*, 7(02):200–210.
- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., y Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1):1–23.
- Meraz Moreno, A. (2009). *Un asentamiento del Preclásico superior en el centro de Tlalpan, México*, D.F. Tesis de licenciatura, Escuela Nacional de Antropología e Historia, México.
- Molnar, P. y Sykes, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9):1639–1684.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S. E., y Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3):383–394.
- Mooser, F. (1962). Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México (libreto excursión C–9). *En* 20th International Geological Congress, pp. 9–16, México, 1956.
- Mooser, F. (1972a). El Eje Neovolcánico Mexicano; debilidad cortical prepaleozoica reactivada en el Terciario (memoria). *En* II Convención Geológica Nacional, pp. 186–188, México, D.F. Sociedad Geológica Mexicana.
- Mooser, F. (1972b). The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12(2):55–70.

- Mooser, F., Nairn, A. E. M., y Negendank, J. F. W. (1974). Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII a palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63(2):451–483.
- Mora Álvarez, G., Caballero Miranda, C., Urrutia Fucugauchi, J., y Uchiumi, S. (1991). Southwards migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces Basin of Mexico?—a preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study. *Geofísica Internacional*, 30(2):61–70.
- Mori, L., Gómez Tuena, A., Cai, Y., y Goldstein, S. L. (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244(3):452–473.
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5):198–221.
- Nelson, S. A. (1980). Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 91(11 Part II):2290–2431.
- Niederberger Betton, C. (1976). *Zohapilco: cinco milenios de ocupación humana en un sitio lacustre de la Cuenca de México*. Colección Científica no. 30. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- Niederberger Betton, C. (1988). La arqueología sobre el período Formativo y la época pre-Cuicuilco en la Cuenca de México. En García Mora, C., editor, *La Antropología en México. Panorama Histórico, la Antropología en el Centro de México*, volumen 14, pp. 59–80, México. Biblioteca del Instituto Nacional de Antropología e Historia.
- Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6):514–523.
- Nixon, G. T. (1988). Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx. *Journal of Petrology*, 29(2):265–303.
- Nixon, G. T. (1989). The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper*, 219. 1 mapa, 59 p.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., y Harakal, J. E. (1987). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(1):109–158.
- Oeschger, H., Siegenthaler, U., Schotterer, U., y Gugelmann, A. (1975). A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus*, 27(2):168–192.
- Ordóñez, E. (1890). El Pedregal de San Ángel. *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”*, 4:113–116.
- Ordóñez, E. (1893). La roca del Calendario Azteca. *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”*, 6:327–332.
- Osete, M. L., Ruiz Martínez, V. C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia Fucugauchi, J., y Tarling, D. H. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318(1):201–215.

- Panfil, M. S., Gardner, T. W., y Hirth, K. G. (1999). Late Holocene stratigraphy of the Tetimpa archaeological sites, northeast flank of Popocatepetl volcano, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(2):204–218.
- Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7):12357–12373.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., y Vezzoli, L. (1991). Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán. *Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072*, 1 mapa con texto, 22p.
- Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., y Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146(1):353–364.
- Pérez Campa, M. A. (2007). Preclásico Tardío (400 a.C.-200 d.C.). Las primeras ciudades. *Arqueología mexicana*, 15(86):40–43.
- PerkinElmer (2017). The 30-minute guide to ICP-MS. Disponible en <http://www.perkinelmer.com/category/inductively-coupled-plasma-mass-spectrometry-icp-ms-atomic>, consultado en mayo de 2017. PerkinElmer–Technical Note.
- Perret, F. A. (1935). *The eruption of Mt. Pelée, 1929-1932*. Carnegie Institution Washington Publication, 458. 126 p.
- Philpotts, A. R. (1989). *Petrography of igneous and metamorphic rocks*. Waveland Press, Inc.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., y Delgado Granados, H. (2008). Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4):359–368.
- Plunket, P. y Uruñuela, G. (1998). Preclassic household patterns preserved under volcanic ash at Tetimpa, Puebla, Mexico. *Latin American Antiquity*, 9(4):287–309.
- Plunket, P. y Uruñuela, G. (2006). Social and cultural consequences of a late Holocene eruption of Popocatepetl in central Mexico. *Quaternary International*, 151(1):19–28.
- Quezada Ramírez, M. N. (1972). *Los Matlatzincas: época prehispánica y época colonial hasta 1650*. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. 142 p.
- Ramírez, F., Gámez, L., y González, F. (2000). *Cerámica de Temamatla*. Instituto de Investigaciones Antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rattray, E. C. (1973). *The Teotihuacan ceramic chronology: Early Tzacualli to Early Tlamimilolpa Phases*. Tesis doctoral, University of Missouri, EEUU.
- Reed, S. J. B. (2005). *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University Press.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., y Weyhenmeyer, C. E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51(4):1111–1150.

- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., , Edwards, R. L., Friedrich, M., , Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., y van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4):1869–1887.
- Reyna Robles, R. M. (1981). Cronología relativa de dos sitios preclásicos de la región simbiótica de la Cuenca de México. *Interacción cultural en México Central Serie Antropológica* no. 41, pp. 35–42.
- Righter, K., Carmichael, I. S. E., Becker, T. A., y Renne, P. R. (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 107(6):612–626.
- Robin, C. (1982). Mexico. En Thorpe, R. S., editor, *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, pp. 137–147, Chichester. Wiley.
- Robin, C. y Boudal, C. (1987). A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1-2):115–130.
- Robles García, A. (1995). *Geología cultural del SW de la Cuenca de México: estudios sobre el Pedregal, Ajusco y M. Contreras*. Tesis de maestría, Escuela Nacional de Antropología e Historia, México.
- Rodríguez Sánchez, E. (1994). *Cuicuilco “C”. Un rescate arqueológico en el sur de la Ciudad de México*. Tesis de licenciatura, Escuela Nacional de Antropología e Historia, México.
- Romero Terán, E. (2001). *Geología del Complejo Volcánico San Miguel al sur-poniente de la Cuenca de México*. Tesis de maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López Martínez, M., y Rosas Elguera, J. (2002). Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(1):1–15.
- Rowland, S. K., Jurado-Chichay, Z., Ernst, G., y Walker, G. P. L. (2009). Pyroclastic deposits and lava flows from the 1759–1774 eruption of El Jorullo, Mexico: aspects of ‘violent Strombolian’ activity and comparison with Parícutin. *Studies in Volcanology: the Legacy of George Walker. IAVCEI, Special Publications*, 2:105–128.
- Salinas Garcés, J. I. (2014). *Geología del Complejo Volcánico San Miguel, Sierra de las Cruces, suroeste de la Cuenca de México*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Sánchez Alaniz, J. I., Marmolejo Morales, E., Escartín Adam, R., Solanes Carraro, M. d. C., y Treviño Acuña, M. (2014). Copilco: un sitio arqueológico del Pedregal de San Ángel. Informe. Primera temporada. Fase I. Marzo 2014. Technical report, Dirección de Registro Público de Monumentos y Zonas Arqueológicas, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- Sanders, W. T., Parsons, J. R., y Santley, R. S. (1979). *The Basin of Mexico. Ecological processes in the evolution of a civilization*. Academic Press.
- Sarmiento, G. (2000). La creación de los primeros centros de poder. En Manzanilla, L. y López Luján, L., editores, *Historia Antigua de México. Volumen I: El México antiguo, sus áreas culturales, los orígenes y el horizonte Preclásico*, pp. 247–277, México. Instituto de Investigaciones Antropológicas-Universidad Nacional Autónoma de México-Instituto Nacional de Antropología e Historia-Coordinación de Humanidades-Porrúa.

- Saucedo, R. y Macías, J. L. (1999). La historia del Volcán de Colima. *Tierra Adentro*, 98:8–14.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., y Macías, J. L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6):1243–1282.
- Schmincke, H.-U. (2004). *Volcanism*. Springer-Verlag.
- Seele, E. (1973). Restos de milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Buenaventura Nealtic, Estado de Puebla. *Comunicaciones*, 7:77–86.
- Serra Puche, M. C. (1982). La unidad habitacional en Terremote-Tlatenco, D. F. Un análisis de distribución espacial para definir áreas de actividad: la cerámica. Segunda parte. En *Anales de Antropología*, volumen 19.
- Serra Puche, M. C. (1988). *Los recursos lacustres de la Cuenca de México durante el Formativo*. Coordinación General de Estudios de Posgrado, Instituto de Investigaciones Antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Serra Puche, M. C. (2005). Xochitécatl y sus volcanes: pasado y presente. En *IV Coloquio Pedro Bosh Gimpera: El occidente y centro de México*. Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 331–347, México.
- Serra Puche, M. C. y Lazcano Arce, J. C. (2009). Arqueología en el sur de la cuenca de México. Diagnóstico y futuro: *In memoriam W. T. Sanders*. *Cuicuilco*, 16(47):19–38.
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1):45–64.
- Siebe, C. (2009). La erupción del volcán Xitle y las lavas del Pedregal hace 1670 años AP y sus implicaciones. En Lot, A. y Cano Santana, Z., editores, *Biodiversidad del ecosistema del Pedregal de San Ángel*, pp. 43–49. Coordinación de la Investigación Científica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., y Obenholzner, J. (1996a). Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: past key to the future? *Geology*, 24(5):399–402.
- Siebe, C., Arana Salinas, L., y Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(3):225–243.
- Siebe, C. y Macías, J. L. (2004). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *Geological Society of America Special Papers*, 402:253–329.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., y Obenholzner, J. (1996b). La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl. *Ciencias*, 41:36–45.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodríguez, S., y Castro, R. (1997). Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, East-Central, México. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly*, 4:1–88.

- Siebe, C., Rodríguez Lara, V., Schaaf, P., y Abrams, M. (2004a). Geochemistry, Sr–Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130(3):197–226.
- Siebe, C., Rodríguez Lara, V., Schaaf, P., y Abrams, M. (2004b). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66(3):203–225.
- Siebert, L. y Carrasco Núñez, G. (2002). Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1):179–205.
- Siebert, L., Cottrell, E., E, V., y Andrews, B. (2015). Earth's volcanoes and eruptions: an overview. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J., editores, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 239–255, EEUU. Academic Press.
- Sigurdsson, H., Carey, S. N., y Espíndola, J. M. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, México: stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1–2):11–37.
- Singh, S. K. y Pardo, M. (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20(14):1483–1486.
- Smithsonian-Institution (2013). *Global Volcanism Program: worldwide Holocene volcano and eruption information* [en línea]. smithsonian institution–national museum of natural history. Disponible en <http://volcano.si.edu/>, consultado en julio de 2017.
- Spinden, H. J. (1917). The origin and distribution of agriculture in America. En *19th International Congress of Americanists*, pp. 269–276, Washington.
- Spinden, H. J. (1928). Ancient civilizations of Mexico and Central America. *American Museum of Natural History*, Handbook No. 3, pp. 172–173.
- Stuiver, M. y Braziunas, T. F. (1993). Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, 35(1):137–189.
- Stuiver, M. y Reimer, P. J. (1993). Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35(1):215–230.
- Suárez Cruz, S. y Martínez Arreaga, S. (1993). *Monografía de Cholula: Puebla*. Offset Mabek, México. 43 p.
- Sun, S. S. y McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders, A. D. y Norry, M. J., editores, *Magmatism in the Ocean Basins*. The Geological Society, London, Special Publication, 42(1):313–345.
- Suter, M., Carrillo Martínez, M., López Martínez, M., y Farrar, E. (1995). The Aljibes half-graben—Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(6):627–641.
- Suter, M., Quinter, O., y A, J. C. (1992). Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: The Venta de Bravo Fault. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8):11983–11993.

- Swinamer, R. T. (1989). The geomorphology, petrography, geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the Sierra del Chichinautzin, Mexico. Tesis de maestría, Queen's University, Ontario.
- Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M. R., y Vergnolle, S. (2015). Hawaiian and Strombolian eruptions. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J., editores, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 485–503, EEUU. Academic Press.
- Talma, A. S. y Vogel, J. C. (1993). A simplified approach to calibrating ^{14}C dates. *Radiocarbon*, 35(2):317–322.
- Taylor, H. E. (2001). *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry: practices and techniques*. Academic press.
- Tilling, R. I., Rubin, M., Sigurdsson, H., Carey, S., Duffield, W. A., y Rose, W. I. (1984). Holocene eruptive activity of El Chichón volcano, Chiapas, México. *Science*, 224(4650):747–749.
- Toro, A. (1918). *El hombre del Pedregal de San Ángel*. Informe del 6 de mayo de 1918, Archivo Técnico de CNA, Zona Arqueológica Copilco, v.o. Obregón, D.F. Exploración y conservación, exp. B/311.32 (Z51-3)/ 1. Legajo 1. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- Trumbore, S. E. (2000). Radiocarbon geochronology. En Noller, J. S., Sowers, J. M., y Lettis, W. R., editores, *Quaternary geochronology. Methods and applications*, pp. 41–60, EEUU. American Geophysical Union.
- Vaillant, G. C. (1930). Excavations at Zacatenco. *Anthropological Papers of the American Museum of Natural History*, 32(1):1–197.
- Vaillant, G. C. (1931). Excavations at Ticoman. *Anthropological Papers of the American Museum of Natural History*, 32(2):198–439.
- Vaillant, G. C. (1935). Excavations at El Arbolillo. *Anthropological Papers of the American Museum of Natural History*, 35(2):135–279.
- Vallance, J. W. e Iverson, R. M. (2015). Lahars and their deposits. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J., editores, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 649–664, EEUU. Academic Press.
- Vázquez Sánchez, E. y Jaimes Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2):133–190.
- Velasco Tapia, F., Rodríguez Saavedra, P., Márquez, A., Navarro de León, I., De Ignacio, C., Marroquín Guerra, S. G., Quintanilla Garza, J., y Rangel Álvarez, O. M. (2013). Mineralogical and geochemical evidence of magma mingling/mixing in the Sierra de las Cruces volcanic range, Mexican Volcanic Belt. *Journal of Iberian Geology*, 39(1):147–166.
- Velasco Tapia, F. y Verma, S. P. (2001). Estudios geológicos y geoquímicos en la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18:1–36.
- Velasco Tapia, F. y Verma, S. P. (2013). Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin volcanic field (Mexico). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1):32–60.
- Venegas, S., Herrera, J. J., y Maciel, R. (1985). Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*, 24(1):47–81.

- Verma, S. P. (1999). Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1):151–171.
- Verma, S. P. (2000). Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. En Delgado Granados, H., Aguirre Díaz, G., y Stock, J. M., editores, *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*. Geological Society of America, Special Paper, 334:195–222.
- Verma, S. P. (2002). Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: a unique case on Earth? *Geology*, 30(12):1095–1098.
- Verma, S. P. y Hasenaka, T. (2004). Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, west-central Mexican Volcanic Belt. *Geochemical Journal*, 38(1):43–65.
- Verspermann, D. y Schmincke, H.-U. (2000). Scoria cones and tuff rings. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J., editores, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 683–694, EEUU. Academic Press.
- von Humboldt, A. (1808). *Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle Espagne*. F. Schoell libraire, Paris. 905 p.
- Wagner, G. A. (1998). *Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks in quaternary geology and archaeology*. Springer Science & Business Media.
- Waitz, P. (1920). “Nubes ardientes” observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Ceboruco (1870) y del Colima (1913). *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”*, 37(4–6):267–294.
- Walker, G. P. L. (1973). Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62(2):431–446.
- Wallace, P. J. y Carmichael, I. S. E. (1999). Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(4):291–314.
- Wauchope, R. (1950). A tentative sequence of pre-classic ceramics in Middle America. *Middle American Research Records*, 1(14).
- White, J. D. L. y Houghton, B. (2000). Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J., editores, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 495–511, EEUU. Academic Press.
- White, W. M. (2013). *Geochemistry*. John Wiley & Sons.
- Willey, G. R. (1955). The prehistoric civilizations of nuclear America. *American Anthropologist*, 57(3):571–593.
- Willey, G. R. y Phillips, P. (1958). *Method and theory in American archaeology*. The University of Chicago Press.
- Wittich, E. (1919). Los fenómenos microvolcánicos en el Pedregal de San Ángel. *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”*, 38(3–4):101–120.

- Wood, C. A. (1980). Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4):137–160.
- Yamamoto, J. y Mota, R. (1988). La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México de agosto 1980. *Geofísica Internacional*, 27(2):279–298.
- Zhao, D., Zhang, Y., y Essene, E. J. (2015). Electron probe microanalysis and microscopy: Principles and applications in characterization of mineral inclusions in chromite from diamond deposit. *Ore Geology Reviews*, 65:733–748.