



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**



**POSGRADO EN CIENCIAS
DE LA TIERRA**

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

***PALEOSUELOS DEL CENTRO DE
MÉXICO COMO INDICADORES DE
CAMBIOS AMBIENTALES OCURRIDOS
DURANTE LOS ÚLTIMOS 30,000 AÑOS***

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGÍA AMBIENTAL)**

PRESENTA:

HÉCTOR VÍCTOR CABADAS BÁEZ

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por brindarme ser parte de su comunidad y darme la oportunidad de formarme en el **Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra** en el **Instituto de Geología**.

A mi tutora, **Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo**, por ser mi maestra y apoyarme para la culminación de este trabajo.

Al **Departamento de Edafología**, a su **Grupo de Paleosuelos**, de manera especial: **Dr. Sergey Sedov**, **Dr. Jorge Enrique Gama Castro** y **Dra. Ernestina Vallejo Gómez**, por brindarme su apoyo en las diversas fases de preparación (salidas a campo, análisis de laboratorio e interpretación de resultados) de este trabajo.

Al Jurado para Examen de Grado: **Dr. Jorge Enrique Gama Castro**, **Dr. Lorenzo Vázquez Selem**, **Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo**, **Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu** y **Dr. Sergey Sedov**, por ser parte esencial de mi formación, además por el tiempo invertido en la revisión de este trabajo, ya que sus comentarios enriquecieron el contenido del mismo.

Mi reconocimiento a: **M. en C. Kumiko Shimada Miyasaka**, **Dra. Teresa Pi Puig**, **M. en C. Elena Lounejeva Baturina** y **Quím. Sonia Ángeles García** por el apoyo recibido en los diferentes análisis de laboratorio que se efectuaron para el desarrollo de este trabajo. A **Dra. Emily McClung de Tapia** y **Biól. Emilio**

Ibarra del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM, por sus asesorías en salidas a campo y análisis de laboratorio.

También agradezco al **Sr. Eligio Jiménez** del **Taller de Preparación de Secciones Delgadas del Depto. de Edafología** por su ayuda en la elaboración de muestras inalteradas de suelo.

A la **Mtra. Ana María Rocha Tollardona** por la paciencia y dedicación en la revisión de los diversos borradores de esta tesis.

Al financiamiento otorgado por los proyectos **PAPIIT No. IN112205**, **CONACYT 43746-1** e **ICSU**.

Al apoyo recibido por el **CONACYT** con la **Beca de Estudios de Posgrado** que permitió mi financiamiento durante los estudios de maestría.

	<i>PÁGINA</i>
RESUMEN	1
I INTRODUCCIÓN	5
I.1 JUSTIFICACIÓN	8
I.2 HIPÓTESIS	10
I.3 OBJETIVOS	10
II MARCO TEÓRICO	12
II.1 CUATERNARIO Y CAMBIOS AMBIENTALES	12
II.1.1 Causas de los períodos glaciales-interglaciales	13
II.1.2 Etapas Isotópicas de Oxígeno (EIO)	15
II.1.3 Modelos clásicos de ciclos glaciales-interglaciales	18
II.2 TENDENCIAS CLIMÁTICAS GLOBALES PLEISTOCENO-Holoceno	20
II.2.1 Cambios ambientales al finalizar el interglacial Sangamon (Norte América, aprox. 110,000 años A.P.)	20
II.2.2 El Último Máximo Glacial (UMG)	22
II.2.3 El Evento Younger Dryas	28
II.2.4 El comienzo del Holoceno	28
II.3 LOS SUELOS COMO UNA HERRAMIENTA DE RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL	29
II.4 INVESTIGACIONES PALEOAMBIENTALES PARA EL PLEISTOCENO SUPERIOR-Holoceno EN MÉXICO	31
II.4.1 Los registros lacustres del Centro de México	32
II.4.2 Los registros glaciares del Centro de México	35
II.4.3 Los paleosuelos del Centro de México	36

	PÁGINA
III METODOLOGÍA	39
III.1 COMPILACIÓN DE INFORMACIÓN	39
III.2 CAMPO	39
III.3 LABORATORIO	42
III.3.1 Secado y preparación de muestras	42
III.3.2 Análisis físicos	42
III.3.2.1 Determinación del color del suelo	42
III.3.2.2 Cuantificación de fracciones de arena, limo y arcilla	42
III.3.3 Análisis químicos	44
III.3.3.1 Determinación de Carbono Orgánico Total	44
III.3.3.2 Determinación de óxidos cristalinos de Fe utilizando ditionito-citrato-bicarbonato	45
III.3.3.3 Determinación de Al, Fe y Si utilizando oxalato de amonio	46
III.3.4 Análisis mineralógicos	48
III.3.4.1 Arena	49
III.3.4.2 Limo	49
III.3.4.3 Arcilla	49
III.3.5 Micromorfología	52
III.3.6 Isótopos Estables de Carbono en la Materia Orgánica	53
III.3.7 Fitolitos	57
III.4 GABINETE	61
IV ÁREA DE ESTUDIO	62
IV.1 PALEOSUELOS DEL NEVADO DE TOLUCA	63

	<i>PÁGINA</i>
IV.1.1 Pedostratigrafía de los paleosuelos estudiados	64
IV.1.1.1 Arroyo La Ciervita	66
IV.1.1.2 Zacango	67
IV.2 PALEOSUELOS DE TLAXCALA	69
IV.2.1 Propiedades de las unidades estudiadas	71
IV.2.1.1 Barranca de Tlalpan	71
IV.2.1.2 Barranca del Mamut	74
IV.3 PALEOSUELOS DEL GLACIS DE BUENAVISTA	76
IV.3.1 Características de los suelos y tepetates del Glacis de Buenavista	78
IV.3.1.1 Sección Buenavista	78
IV.3.1.2 Sección Ahuatenco	80
IV.4 PALEOSUELOS DEL VALLE DE TEOTIHUACAN	82
IV.4.1 Características de suelos y paleosuelos	84
IV.4.1.1 Perfil Cerro Gordo	85
IV.4.1.2 Perfil Maseca	85
IV.4.1.3 Perfil Tepexpan	86
IV.5 SIERRA NEVADA	87
IV.5.1 Características de los paleosuelos estudiados	88
IV.6 PALEOSUELOS DE PACHUCA	90
IV.6.1 Características de los paleosuelos estudiados	91
V RESULTADOS	94
V.1 MICROMORFOLOGÍA	94
V.1.1 Nevado de Toluca	94

	<i>PÁGINA</i>
V.1.2 Unidad Gris, Tlaxcala	96
V.1.3 Glacis de Buenavista	97
V.1.4 Valle de Teotihuacan	99
V.1.5 Sierra Nevada	101
V.1.6 Pachuca	103
V.2 MINERALOGÍA	105
V.2.1 Nevado de Toluca	105
V.2.2 Unidad Gris, Tlaxcala	106
V.2.3 Glacis de Buenavista	107
V.2.4 Valle de Teotihuacan	109
V.2.5 Sierra Nevada	111
V.2.6 Pachuca	112
V.3 OTRAS CARACTERÍSTICAS ANALÍTICAS	
(Fracciones Granulométricas, Carbono Orgánico, Extracciones selectivas de Fe, Al y Si, Isótopos Estables de Carbono, Fitolitos)	114
V.3.1 Nevado de Toluca	114
V.3.2 Glacis de Buenavista	115
V.3.3. Unidad Gris, Tlaxcala	117
V.3.4 Valle de Teotihuacan	118
V.3.6 Sierra Nevada	122
V.3.5 Pachuca	123

	<i>PÁGINA</i>
VI DISCUSIÓN DE RESULTADOS	125
VI.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y CRONOLOGÍA DE SUELOS Y PALEOSUELOS EL CENTRO DE MÉXICO	125
VI.1.1 Ciclos de evolución de suelos y paleosuelos en el Centro de México	127
VI.2 AMBIENTES DE PEDOGÉNESIS	128
VI.2.1 Componentes minerales como indicadores de intemperismo	128
VI.2.2 Suelos modernos y paleosuelos con propiedades ándicas	129
VI.2.3 Paleosuelos con presencia de horizontes árticos	130
VI.2.4 Las evidencias de fitolitos e isótopos de carbono orgánico	131
VI.2.5 Tipos de pedogénesis	133
VI.2.5.1 Variaciones entre los tipos de pedogénesis	135
VI.3 INTERACCIÓN ENTRE PEDOGÉNESIS Y OTROS PROCESOS DE FORMACIÓN DE SUELO	137
VI.3.1 Pedogénesis y depósitos volcánico-sedimentarios	137
VI.3.2 Pedogénesis y drenaje local	139
VI.3.3 Pedogénesis y Pedoturbación	141
VI.4 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE ACUERDO A LOS PALEOSUELOS ESTUDIADOS Y SU CORRELACIÓN CON OTROS REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS DEL CENTRO DE MÉXICO	143
VII CONCLUSIONES	150
REFERENCIAS	154

FIGURAS

	<i>PÁGINA</i>
Figura 2.1. Registro isotópico de oxígeno para el Pleistoceno Superior-Holoceno, tomado de un núcleo de hielo de Groenlandia.	17
Figura 2.2. Casquetes de hielo en el Hemisferio Norte durante el Último Máximo Glacial.	24
Figura 2.3. Circulación oceánica en el hemisferio Norte durante el Último Máximo Glacial.	27
Figura 3.1. Clasificación de morfotipos de fitolitos de pastos según Twiss (1992).	59
Figura 3.2. Clasificación de morfotipos de fitolitos según Fredlund y Tieszen (1994).	60
Figura 4.1. Localización general de las secuencias estudiadas en el Centro de México.	62
Figura 4.2. Localización de las secciones estudiadas cercanas al Nevado de Toluca.	64
Figura 4.3. Columna pedoestratigráfica compuesta de los paleosuelos del Nevado de Toluca.	65
Figura 4.4. Localización de las secciones estudiadas en el estado de Tlaxcala.	71
Figura 4.5. Posición pedoestratigráfica de la Unidad Gris (UG) en la Barranca Tlalpan, Tlaxcala.	72
Figura 4.6. Suelo moderno y parte superior de TX1, perteneciente a la Unidad Gris (UG), en la Barranca de Tlalpan, Tlaxcala.	74
Figura 4.7. Unidad Gris (UG) expuesta en la Barranca del Mamut, Tlaxcala.	75
Figura 4.8. Localización del Glacis de Buenavista y las secciones estudiadas.	76
Figura 4.9. Sección Buenavista, Glacis de Buenavista, Morelos.	79
Figura 4.10. Sección Ahuatenco, Glacis de Buenavista, Morelos.	81
Figura 4.11. Localización de los perfiles estudiados en el Valle de Teotihuacan.	83
Figura 4.12. Perfil Cerro Gordo, Valle de Teotihuacan.	84
Figura 4.13. Perfil Maseca, Valle de Teotihuacan.	85

	<i>PÁGINA</i>
Figura 4.14. Perfil Tepexpan, Valle de Teotihuacan.	86
Figura 4.15. Localización del perfil Sierra Nevada.	87
Figura 4.16. Perfil Sierra Nevada.	89
Figura 4.17. Localización de los perfiles estudiados en el área de Pachuca, Hidalgo.	90
Figura 4.18. Perfil Pachuca, Hidalgo.	93
Figura 5.1. Micromorfología de las localidades estudiadas.	104-A
Figura 5.2. Mineralogía de las localidades estudiadas.	113-A
Figura 5.3. Otras características analíticas de las localidades estudiadas.	124-A
Figura 5.4. Fitolitos y valores de $\delta^{13}\text{C}$ para algunas de las localidades estudiadas.	124-B

TABLAS

Tabla 2.1. Modelos clásicos de ciclos glaciales-interglaciales para Europa y Norte América.	19
Tabla 2.2. Subdivisiones de la glaciación Wisconsin en Norte América, en localidades de EE.UU.	20
Tabla 2.3. Características de diferentes registros para reconstrucciones paleoclimáticas del Cuaternario.	30
Tabla 2.4. Avances glaciales del Iztaccíhuatl en los últimos 30,000 años y descenso térmico estimado.	35
Tabla 3.1. Diferencias entre rasgos pedológicos y otros componentes de una sección delgada de suelo.	52
Tabla 6.1. Cronología de los suelos y paleosuelos estudiados en el Centro de México.	126
Tabla 6.2. Cuadro resumen de los paleoambientes de formación de los paleosuelos estudiados en el Centro de México, así como su posible correlación con otros registros paleoambientales.	143

RESUMEN

Este trabajo presenta algunas propiedades de suelos y paleosuelos del Centro de México, formados durante el Cuaternario Superior, derivados de la acumulación, transporte e intemperismo de material volcánico. Se estudiaron seis regiones aledañas a la Cuenca de México: Tlaxcala y la Sierra Nevada (oriente), Nevado de Toluca (occidente), Glacis de Buenavista (sur), Valle de Teotihuacan y Pachuca (norte).

Los suelos y paleosuelos estudiados fueron diagnosticados en función de sus características físicas, químicas, morfológicas y mineralógicas, así como de las propiedades derivadas de su interacción. El análisis de dichas características, permite realizar una aproximación a la reconstrucción del ambiente en el Centro de México durante el Pleistoceno Superior-Holoceno. Para ello se usó el concepto de *memoria del suelo*, el cual consiste en el estudio de los rasgos o propiedades del suelo que reflejan las condiciones ambientales de una zona durante su historia.

Las características de los materiales estudiados, son las siguientes:

- Los perfiles están conformados por diversos horizontes pedogenéticos, los cuales muestran características distintivas entre suelos modernos y paleosuelos. La presencia de paleosuelos es detectada mediante discontinuidades con los rasgos de los suelos modernos. Estos rasgos se expresan con diferencias en: la macro y micromorfología, en el contenido de carbono orgánico, en la distribución del tamaño de partículas (textura), en la acumulación de ciertos minerales arcillosos (por ejemplo, la predominancia de procesos de monosialitización que dan lugar a la formación de caolinita), en el contenido de fitolitos y en el de isótopos estables de carbono.

- El grado de mayor desarrollo edáfico se observa en los paleosuelos, indicando la existencia de etapas de estabilidad en el paisaje, que fueron más prolongadas con respecto a la formación de los suelos modernos. Esto muestra en los paleosuelos más antiguos (con presencia de horizontes árgicos, característicos de la pedogénesis “Argilúvica”) el desarrollo de los llamados “ciclos largos” que fueron ubicados en edades cercanas a los 30,000 años A.P., indicando un ambiente cálido y húmedo (apoyado por la presencia de caolinita, isótopos estables de carbono y fitolitos). En regiones poco elevadas, dichos paleosuelos fueron afectados por la fluctuación del nivel freático (Valle de Teotihuacan y Pachuca). En la etapa final del Pleistoceno, existen condiciones contrastantes entre las regiones estudiadas, con respecto a las condiciones de sequía y humedad en el ambiente, particularmente durante el Último Máximo Glacial. Por un lado, como lo evidencian las secuencias del Nevado de Toluca (unidad PT1), las partes altas del Valle de Teotihuacan (Cerro Gordo), el Glacis de Buenavista y la Barranca del Mamut en Tlaxcala, se tiene que las condiciones de humedad en el ambiente se mantienen. Sin embargo, en zonas como Pachuca la existencia de carbonatos (superpuestos a los edaforrasgos de iluviación de arcilla) con edades de $23,400 \pm 220$ años A.P., indican la presencia de sequía. Para el Holoceno, se presenta un cambio claro a fases de sequía evidenciadas por la dominancia de fitolitos tipo C4 y carbonatos secundarios, también evidentes en las partes bajas del Valle de Teotihuacan (Maseca y Tepexpan) y en Tlaxcala.
- Los suelos que contienen carbonatos pueden relacionarse con el aumento en las tasas de evapotranspiración y temperatura del suelo, lo que indicaría fases de sequía prolongada. En particular, estos suelos son poligenéticos, pues presentan en sus características, información de un ambiente previo de formación (presencia de iluviación de arcilla).

- Los paleosuelos de Tepexpan, reflejan propiedades de un menor desarrollo con suelos de “ciclos cortos”. Se trata de suelos, que a pesar de formarse a partir de material volcánico, no tuvieron tiempo de conformar una pedogénesis “Tipo Andosol”, como la que presentan los suelos modernos del Nevado de Toluca, la Sierra Nevada y el Glacis de Buenavista. El poco desarrollo de los paleosuelos está relacionado con la dinámica imperante en los cambios de nivel del exlago de Texcoco, producto de las condiciones cambiantes de sequía-humedad en el área. Las evidencias paleopedológicas en suelos de “ciclo corto” coinciden con períodos en que el Centro de México comenzaba a tener ocupación humana importante a inicios del Holoceno.

Esta tesis aporta conocimientos adicionales sobre los cambios ambientales ocurridos en el Cuaternario Superior para el Centro de México. Esta información puede utilizarse para complementar y correlacionar los modelos de variaciones ambientales realizados con base a otros registros paleoambientales.

La tesis está compuesta por ocho capítulos:

El Capítulo I consta de: introducción, justificación, hipótesis y objetivos.

En el Capítulo II, se presenta el marco teórico que abarca algunos conceptos generales sobre el Cuaternario Superior y sus cambios ambientales, así como la participación de las investigaciones de suelos y paleosuelos en estudios de reconstrucción paleoambiental. También se presentan los estudios de paleosuelos realizados en México, así como las investigaciones efectuadas en el Centro de México para otros tipos de registros paleoambientales.

El Capítulo III involucra la metodología de trabajo.

Para el Capítulo IV se describe el marco general de las zonas de estudio, haciendo énfasis en las características distintivas de cada perfil en campo, así como su cronología.

El Capítulo V presenta los resultados obtenidos para las características micromorfológicas, mineralógicas, extracciones selectivas de Fe, Al y Si, materia orgánica y fitolitos de cada perfil estudiado.

Al Capítulo VI le corresponde la discusión de los resultados de los análisis efectuados. Se analizan las tendencias que caracterizan a cada perfil, para relacionarlas con procesos de formación del suelo específicos. Se incluye un resumen de las interpretaciones ambientales obtenidas, así como su ubicación en tiempo, de acuerdo a la correlación con otros trabajos para el Centro de México.

Las conclusiones del Capítulo VII contienen una síntesis de la interpretación de los resultados más importantes y que pueden contribuir al entendimiento de la dinámica paleoambiental en el Centro de México.

I INTRODUCCIÓN

La comprensión del clima terrestre es uno de los grandes retos a los que la comunidad científica se enfrenta actualmente. En efecto, se puede describir el clima actual, pero es difícil conocer como ha evolucionado hasta la situación presente, y por lo tanto, es extremadamente complicado predecir hacia donde se encamina en un futuro mediato.

Los estudios paleoclimáticos plantean retos considerables. Además, como los métodos de reconstrucción paleoclimática se han establecido mediante el estudio de ambientes modernos, es difícil determinar su validez en tiempos pasados. Esto es así, ya sea porque con frecuencia los cambios ambientales dieron lugar a entornos que no son análogos a los actuales, o por las transformaciones de las señales climáticas¹ al acumularse en registros geológicos.

Los diferentes componentes del sistema climático responden a factores externos a tasas diferentes; para entender el papel de dichos componentes en la evolución del clima, es necesario tener un registro que plasme los cambios significativos que se han presentado en el ambiente. Aunque la perspectiva del pasado es algo miope, se ha podido discernir que el Cuaternario ha sido el período donde se han presentado los mayores cambios ambientales en los últimos 60 millones de años de historia terrestre (Riser, 2002). La comprensión de los registros paleoclimáticos del Cuaternario (y sobre todo del Cuaternario Tardío), es fundamental para el entendimiento del clima moderno, así como las causas de sus variaciones y cambios.

Las evidencias más completas para la determinación de los cambios ambientales del Cuaternario se encuentran en las secuencias de sedimentos marinos y lacustres, cuyos materiales

¹ Para Bradley (1999), un registro significativo del clima debe contener una “señal”. Así, existen registros que proporcionan señales muy precisas sobre temperatura, precipitación, composición química del agua y la atmósfera. Otros dan información más general, por ejemplo sobre ciertas condiciones de humedad y patrones de vegetación. Pero existen señales relativamente débiles, enmascaradas por el efecto de otras influencias no climáticas (por ejemplo, la diagénesis). Las señales obtenidas deben filtrarse, para que la información sea significativa en cierto intervalo. El valor de los datos que se obtienen en reconstrucciones paleoclimáticas, depende del tipo de registro y el estado de conservación del mismo.

se encuentran protegidos contra la erosión, con una tasa continua de depósito, y que poseen un buen control estratigráfico (Eden y Froggatt, 1996).

Al igual que los sedimentos marinos y lacustres, los paleosuelos actualmente se usan como herramientas de reconstrucción paleoambiental ya que su origen es el resultado de la acción conjunta de cinco factores formadores (clima, organismos, material parental, relieve y tiempo), directamente relacionados con el ambiente. Los factores ambientales son responsables de los procesos de pedogénesis e influyen, a su vez, en el desarrollo de los rasgos pedológicos (algunos de los cuales llegan a conservarse, después de que los suelos son sepultados por materiales más jóvenes). El estudio de dichos rasgos permite el establecimiento de los procesos pedológicos y, en consecuencia, la inferencia de los factores formadores involucrados.

El conjunto de propiedades pedogenéticas que contiene la información sobre las condiciones (paleo)ambientales bajo las cuales se ha formado un suelo, corresponde al concepto de *memoria del suelo* (Targulian y Goryachkin, 2004), y desempeña desde el Paleozoico, un papel fundamental en el entendimiento de la historia de los geosistemas (Retallack, 1990). En todos los casos, estas propiedades se comparan con las que exhiben los suelos modernos de cada región, aplicando el principio del Uniformitarismo, en donde el presente es la clave del pasado. Es posible determinar los procesos pedogenéticos y las condiciones paleoambientales, por analogía con los suelos modernos, y con base en el paradigma de Dokuchaev (1883), establecido a fines del siglo XIX, en donde se señala que el suelo es función de los factores formadores ya mencionados.

Aunque frecuentemente una parte de la memoria edáfica se pierde por procesos posteriores (erosión, diagénesis, pedogénesis moderna, entre otros), los paleosuelos presentan un registro paleoambiental valioso por ser independiente y complementario a otros registros (sedimentológicos, palinológicos, paleozoológicos y glaciológicos, entre otros). Una ventaja que

ofrece el análisis paleopedológico en relación a otros registros radica en su alta resolución espacial, ya que los suelos se desarrollan en diferentes superficies geomórficas, dentro de los sistemas terrestres. Sin embargo, actualmente, la resolución temporal de los registros de paleosuelos es menor al de otras secuencias sedimentarias (lacustres, marinas o glaciares). Esto se debe a que un suelo no necesariamente implica un ambiente (modelo monogenético), ya que la mayoría de los paleosuelos, formados en periodos mayores a los diez mil años de estabilidad del paisaje, han experimentado cambios considerables en las condiciones bioclimáticas. Las variaciones en clima y vegetación se reflejan y codifican en los sistemas edáficos, los cuales son capaces de registrar información sobre ambos aspectos en sus propiedades. Pero en contraste con las secuencias sedimentarias, en donde cada evento está claramente separado por diferentes estratos, en los paleosuelos la información de diversos periodos se imprime en un mismo cuerpo (Targulian y Goryachkin, 2004).

El uso de paleosuelos como indicadores de condiciones ambientales y la naturaleza de los procesos de intemperismo en el distante pasado geológico, ha sido explorado en estudios pioneros de Sharp (1940), Sidorenko (1963), Williams (1968) y Roscoe (1968). Estudios sobre la química del intemperismo de Goldich (1938), de los cuales se derivó su serie de reacciones minerales, se basaron en el análisis de paleosuelos cretácicos de Minnesota. Todos estos trabajos, ahora son clásicos de referencia en los estudios geoquímicos que relacionan intemperismo en suelos y cambios ambientales.

Las diferentes aportaciones que han brindado las reconstrucciones paleoambientales al conocimiento del Sistema Tierra, han tratado de dilucidar a los diversos partícipes de la evolución de los cambios climáticos. Ninguno de dichos participantes, se encuentra aislado. Así, el suelo es dinámico y sensible a prácticamente todos los aspectos de su entorno. Su evolución es gradual hasta alcanzar un equilibrio metaestable, por tanto, cuando se producen cambios en él, como el

clima, la cubierta vegetal o la afectación humana el suelo responde, alterando parcial o totalmente sus características. La correcta comprensión de los mecanismos de formación del suelo comprende sólo una parte, de la vasta interrelación entre los subsistemas terrestres.

I.1 JUSTIFICACIÓN

Los sistemas climáticos de las zonas tropicales, como a la que pertenece México, son considerados muy susceptibles a los cambios imperantes en los factores que los controlan. Un entendimiento de los cambios ambientales ocurridos durante el Cuaternario Tardío, puede proveer una visión de la evolución de los ecosistemas, producto de oscilaciones climáticas relacionadas a los ciclos glaciales/interglaciales. Uno de los eventos climáticos más relevantes durante los últimos 30,000 años es el Último Máximo Glacial (UMG) (18,000 años A.P. en el Centro de México, según Heine, 1984), el cual representa de manera generalizada, un período extremadamente frío en la historia de la Tierra.

Después de dos décadas de estudios intensos, tanto en registros marinos y terrestres, se han propuesto descensos de temperatura importantes en regiones tropicales (Rind y Peteet, 1985; Thompson *et al.*, 1995), aunque otros trabajos defienden sólo enfriamientos moderados (CLIMAP, 1981; Farrell *et al.*, 1995; Bard *et al.*, 1997); no obstante, mientras varios modelos climáticos han reproducido ciertos aspectos del UMG en las latitudes medias, las características que imprimió este evento en zonas muy localizadas como es el Centro de México, han sido pobremente entendidas. De ahí la necesidad de integrar estudios interdisciplinarios (palinología, paleomagnetismo, limnología, glaciología, entre otros) sobre las condiciones que imperaban en el país.

No es sino, hasta la última década, que a dichas investigaciones se agrega el aporte de la paleopedología, dando énfasis a la identificación de los procesos formadores de suelo. Se trata de otra alternativa independiente, de los otros registros terrestres para el Cuaternario.

A diferencia de las secuencias de loess-paleosuelos estudiadas en Asia y Europa Central, donde representan el registro continental terrestre más completo para el Cuaternario (An *et al.*, 1990; Ding *et al.*, 1993), los paleosuelos del Centro de México presentan particularidades que reflejan la dinámica del territorio, caracterizada sobre todo por la actividad ígnea del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). A ello, hay que añadir la impresión de diversas historias ambientales en el mismo cuerpo de suelo (*poligénesis*), lo cual dificulta el análisis e interpretación de los datos.

A pesar de que el estudio de los paleosuelos del Centro de México, constituye un gran reto, se propone que el grado de resolución de la información obtenida es similar a las secuencias de loess-paleosuelos. Una ventaja que ofrece el análisis paleopedológico en relación a otros registros radica en su alta resolución espacial (Sedov *et al.*, 2001a), ya que los suelos se desarrollan en diferentes superficies geomórficas. Los datos obtenidos permitirán en el futuro realizar mejores correlaciones a nivel local y global.

El estudio de los procesos de formación del suelo puede ser vista como un experimento, en el cual muchas de las condiciones fundamentales en la evolución de los ecosistemas terrestres han cambiado (por ejemplo, la vegetación). La información recabada provee ideas sólidas acerca de como los suelos se han formado y como deben ser clasificados. Estas ideas son la base de actividades aplicadas en la agricultura e ingeniería.

I.2 HIPÓTESIS

Los paleosuelos evolucionan en el paisaje de acuerdo a la acción de cinco factores fundamentales, establecidos a fines del siglo XIX por Dukochaev: material parental, clima, organismos, relieve y tiempo. Se considera que estos factores imprimen en los suelos rasgos y características que permanecen estables a lo largo del tiempo (*memoria del suelo*). El estudio de dichos rasgos permite comprender los procesos que han actuado en el suelo, así como establecer los factores que les dieron origen.

FACTORES ↔ PROCESOS ↔ PROPIEDADES

I.3 OBJETIVOS

Analizar e interpretar algunos de las propiedades que conforman la *memoria* de suelos y paleosuelos representativos del Centro de México (rasgos macro-micromorfológicos, mineralogía de fracciones arena y arcilla, restos paleobotánicos, isótopos estables de carbono y extracciones selectivas de óxidos minerales) para el período comprendido Pleistoceno Superior-Holoceno, con particular énfasis en la Etapa Isotópica de Oxígeno 2. El estudio permite realizar una reconstrucción paleoambiental regional para una época en que el territorio mexicano fue afectado por marcados cambios climáticos (primordialmente durante el Último Máximo Glacial), que antecedieron a la ocupación y transformación gradual por parte de las comunidades humanas.

Como objetivos secundarios se plantean:

- Determinar las variaciones presentes en los suelos y paleosuelos estudiados, de acuerdo a los factores formadores imperantes en los procesos de pedogénesis.

- Realizar una sinopsis paleoambiental para el Centro de México de acuerdo al registro paleopedológico y su correlación con otras investigaciones (principalmente registros lacustres), limitada fundamentalmente a los últimos 30,000 años.

Finalmente esta tesis busca aportar conocimientos sobre los cambios ambientales producidos durante el Cuaternario Tardío en México, para tratar de realizar correlaciones a escala global, complementando los registros y modelos de cambios climáticos ya establecidos.

II MARCO TEÓRICO

En este capítulo, se documentan los aspectos teóricos de estudios sobre las condiciones ambientales del Pleistoceno-Holoceno a escala global. Así mismo, se presentan las investigaciones realizadas en México, en lo referente a paleosuelos y su contribución a las investigaciones del Cuaternario Tardío.

II.1 CUATERNARIO Y CAMBIOS AMBIENTALES

Para Riser (2002), dos son las características que hacen particularmente interesante al Cuaternario: su dinamismo y movilidad. El dinamismo toma lugar con eventos que han sido esenciales en la historia del planeta, como evolución de ríos, cambios en los niveles del mar o lagos y expansión de los seres vivos.

La movilidad queda de manifiesto en los cambios en los balances de la naturaleza, que han sido muy rápidos en la escala geológica. El Cuaternario se distingue de otros períodos geológicos, por sus significativas variaciones en el clima y en consecuencia en sus ecosistemas.

El clima del Cuaternario a escala global, está condicionado por una serie de elementos clave, heredados de la evolución tectónica del Cenozoico:

1. La separación de los continentes Antártico y Australiano y la apertura del pasaje de Drake entre Sudamérica y la Antártica (38 millones de años A.P.), permitieron el desarrollo de una fuerte corriente circun-antártica, favoreciendo el crecimiento del casquete polar Antártico.
2. La formación de la zona de Indonesia (30 millones de años A.P.), el cierre del Mar de Tethys (14 millones de años A.P.) y el del Istmo de Panamá (3 millones de años A.P.). La

suma de estos movimientos, provocó un bloqueo de las grandes corrientes circun-ecuatoriales y circun-tropicales.

3. El levantamiento de las grandes mesetas del Tibet y del sudeste de Norte América (a lo largo de los últimos 10 millones de años), causó una perturbación en la circulación atmosférica, lo que dio lugar al enfriamiento invernal de Canadá e incrementó el número de tempestades de nieve, en todo el este de América.

La suma de los procesos anteriormente mencionados, originó la formación de casquetes polares en el hemisferio norte. Estas condiciones no se han modificado a lo largo de 3 millones de años; sin embargo, las oscilaciones climáticas más dramáticas en la historia de la Tierra, se presentaron durante los últimos 130,000 años. Estas oscilaciones han sido objeto de intensos estudios, ya que aparecieron evidencias detalladas de ellas en registros terrestres, marinos y núcleos de hielo. De acuerdo a éstas, se ha establecido que el clima global varía en ciclos que van de condiciones cálidas (*interglaciales*) a frías (*glaciales*).

II.1.1 Causas de los períodos glaciales-interglaciales

El descubrimiento de los ciclos glaciales-interglaciales, planteó también problemas sobre las causas que los provocaron. Junto a hipótesis más o menos especulativas y anecdóticas, a principios de siglo XX se propuso una explicación basada en la mecánica celeste.

Entre las décadas de 1920 y 1930, el astrónomo yugoslavo Milutin Milankovich calculó laboriosamente las variaciones de insolación, resultantes de cambios en los movimientos de traslación y rotación de la Tierra y propuso un mecanismo astronómico para explicar los ciclos glaciales. Este constaba de tres factores o componentes: dos alteran la intensidad de las estaciones y el tercero afecta la interacción entre aquéllos.

1. *La inclinación del eje de rotación terrestre*, actualmente desviado unos 23.44° respecto a la vertical, fluctúa desde 21.5° hasta 24.5° en un período de 41,000 años. Al aumentar la inclinación, resultan más extremas las estaciones en ambos hemisferios, los veranos se hacen más cálidos y los inviernos más fríos. Cuando la inclinación del eje de la Tierra es máxima, las zonas polares reciben también un máximo de insolación y calor, pues apuntan más directamente hacia el Sol. Esta situación conduce a veranos cálidos e inviernos rigurosos en latitudes altas y coincide con climas interglaciares, pues el calor de los veranos es más que suficiente, para derretir la nieve caída en los inviernos. Por el contrario cuando los veranos son poco cálidos, la inclinación es mínima y no son capaces de derretir la nieve del invierno, de forma que ésta se acumula año tras año, posibilitando la formación de casquetes glaciares polares y de montaña.

2. *La forma de la órbita terrestre*. Este factor acentúa las variaciones estacionales, aunque con menor intensidad. Con un período de aproximadamente 100,000 años, la órbita se elonga y acorta, provocando que su elipse sea más excéntrica y posteriormente retorne a una forma más circular. La excentricidad de la órbita terrestre varía desde el 0.5 %, correspondiente a una órbita prácticamente circular, al 6 % en su máxima elongación. Cuando la elipse alcanza su excentricidad máxima, se intensifican las estaciones en un hemisferio y se moderan en el otro.

3. *La precesión o bamboleo del eje de rotación de la Tierra*. La tercera fluctuación astronómica describe una circunferencia completa, aproximadamente cada 23,000 años. La precesión determina si el verano en un hemisferio dado cae en un punto de la órbita cercano o lejano al Sol. El efecto que produce es un refuerzo de las estaciones, cuando la máxima inclinación del eje terrestre coincide con la máxima distancia al Sol. Si esos dos factores se apoyan entre sí en un hemisferio, se contraponen en el hemisferio opuesto.

La precesión de los equinoccios, parte del hecho de que la Tierra no es totalmente esférica. La acción de las mareas provocadas por el Sol, la Luna y los demás planetas sobre el

ecuador, provoca un retraso en su velocidad de giro, razón también por la que la duración de los años no es siempre igual. En consecuencia, el momento en el que el Polo apunta hacia el Sol no corresponde siempre al mismo punto de la órbita de la Tierra. La situación de los equinoccios y, por tanto de las estaciones, presenta un doble ciclo principal de 23,000 años y otro menor de 19,000. En la actualidad, la Tierra está lejos del Sol el 21 de junio, y cerca el 21 de diciembre, por eso la tendencia es hacia inviernos poco rigurosos. La unión de los efectos mencionados: mucha inclinación del eje, mayor distancia al Sol y que ésta sea en diciembre, produciría un mínimo de insolación y un máximo de frío, propiciando la extensión de los glaciares.

Además, Milankovitch incorporó una idea del climatólogo alemán Wladimir Köppen en la teoría astronómica, sugiriendo que la causa inmediata de una glaciación, se debe a la reducción de la radiación solar en verano, con la consiguiente disminución de la fusión de los hielos formados en el invierno, y no a una sucesión de inviernos rigurosos.

Milankovitch calculó que esos tres factores actúan conjuntamente, haciendo variar hasta en un 20%, la radiación solar recibida en las altas latitudes septentrionales durante el verano, lo que según argumentaba, basta para permitir que las grandes masas de hielo se extiendan sobre los continentes del hemisferio boreal, en las épocas de veranos frescos e inviernos suaves. Durante muchos años, la falta de un registro independiente, que indicara los momentos en que habían tenido lugar los periodos glaciales, impidió someter a prueba la hipótesis.

II.1.2 Etapas Isotópicas de Oxígeno (EIO)

Los ciclos previstos por la teoría de Milankovitch, fueron confirmados experimentalmente en la década de 1960 por Cesare Emiliani, quien estimó las temperaturas del último millón de años, a partir de la composición isotópica del oxígeno presente en el caparazón de microfósiles de sedimentos oceánicos.

La conclusión de dichos estudios es que las variaciones isotópicas similares de $\delta^{18}\text{O}$, se registran en diferentes regiones del planeta (Mix, 1987). Esto es debido, a que cambios en el volumen de hielo continental aparecen en el contenido de ^{18}O , lo que conlleva a cambios en la composición isotópica de los océanos. Al mismo tiempo, dichos cambios también afectan el $\delta^{18}\text{O}$ de la atmósfera, lo que se ha comprobado en burbujas de aire de núcleos de hielo. La sincronización de las variaciones descritas, hace posible la correlación entre núcleos de sedimentos, que se encuentran a cientos de kilómetros de distancia.

El registro isotópico constante en sedimentos marinos alrededor del mundo, ha sido reconocido universalmente como Etapas Isotópicas de Oxígeno (EIO) (Emiliani, 1955, 1966; Pisias *et al.*, 1984). A los períodos cálidos (interglaciales e interestadiales) se les han asignado números impares (el presente interglacial comienza con el número 1) y los períodos fríos (glaciales) son indicados por números pares.

De acuerdo a la Figura 2.1, cinco períodos han sido reconocidos en el registro isotópico en los últimos 130,000 años¹. El más antiguo se ha designado con el número 5, y ha sido dividido en subetapas, que fluctúan desde 5a a 5e (5.1 a 5.5 en el trabajo propuesto por Imbrie *et al.*, 1984). Las subetapas 5a, 5c y 5e, fueron períodos donde el volumen de hielo terrestre disminuyó, debido a un aumento en las temperaturas. En 5b y 5d, se presentaron períodos de temperaturas frías, teniendo un aumento en el volumen de hielo terrestre; sin embargo, fueron a menor escala que los presentados en las etapas 4.3 y 2.

¹ Las edades reportadas en este Capítulo II corresponden a años calibrados. En el resto del trabajo, los fechamientos obtenidos en secuencias de suelos y paleosuelos, así como de algunos materiales volcanogénicos, corresponden a edades ^{14}C .

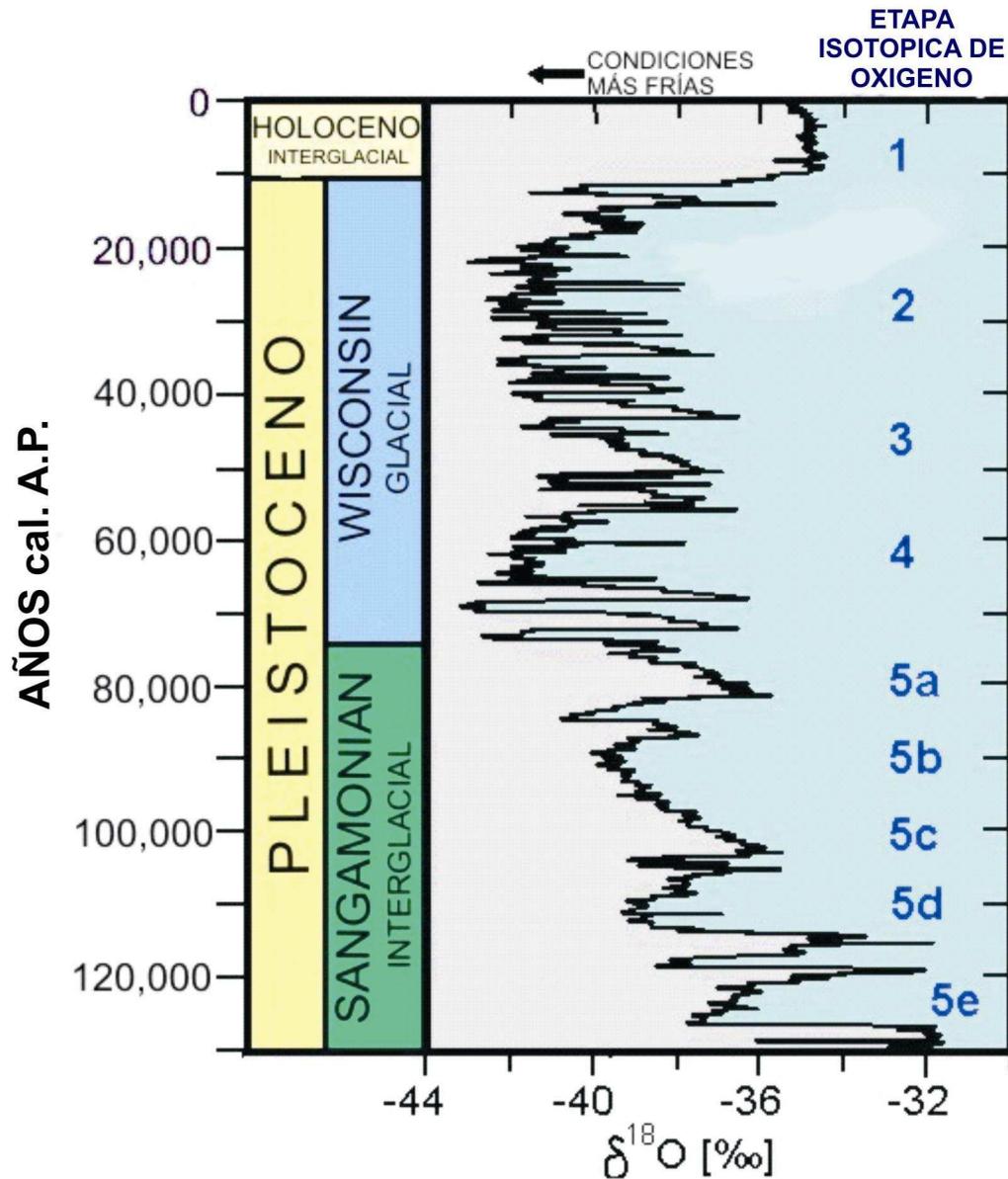


Figura 2.1. Registro isotópico de oxígeno para el Pleistoceno Superior-Holoceno, tomado de un núcleo de hielo de Groenlandia. Modificado de Johnsen *et al.* (1995).

En los océanos, el registro sedimentario se encuentra menos alterado que en tierra, por lo que las Etapas Isotópicas de Oxígeno marinas, se utilizan como una referencia estándar para ayudar a clarificar y entender otro tipo de registros (Kukla, 1977, 1987; Rutter *et al.*, 1991).

II.1.3 Modelos clásicos de ciclos glaciales-interglaciales

Varias clasificaciones son utilizadas como modelos generales para las glaciaciones e interglaciaciones en diversas partes del mundo. Estos modelos no necesariamente se correlacionan entre sí, ya que corresponden a zonas determinadas y han sido elaborados basándose en la duración de los ciclos, dependiendo de las características morfológicas, ambientes sedimentarios, paleosuelos, entre otros, que varían de una región a otra.

En forma teórica, se suelen establecer analogías entre los modelos de glaciación, principalmente para tener una escala de eventos dentro del Cuaternario. Generalmente no se les asigna en forma estricta un tiempo determinado, sino que se indica el orden de aparición de dichos eventos y a cuáles corresponden en las diversas clasificaciones. Por ejemplo, en el modelo Alpino las glaciaciones e interglaciaciones no cubren todo el Cuaternario, sino un lapso de aproximadamente 700,000 años, esto es, desde finales del Pleistoceno Temprano. El modelo norteamericano, por el contrario, abarca todo el Cuaternario. Sin embargo, en ambos modelos, la clasificación agrupa cuatro glaciaciones y cuatro interglaciales, que en teoría se pueden comparar.

En la Tabla 2.1, se observan las clasificaciones y sus equivalentes para los Alpes, Polonia-Rusia, Europa del Norte, Islas Británicas y América del Norte, señalando las glaciaciones en mayúsculas y las interglaciaciones en minúsculas.

AÑOS A.P. APROX.	ALPES	RUSIA	EUROPA DEL NORTE	GRAN BRETAÑA	AMÉRICA DEL NORTE
0-10,000	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno
10,000-67,000	WURM	VALDAY	WEICHSEL	DEVENSIAN	WISCONSIN
67,000-128,000	Riss-Wurm	Pryluky	Eemian	Ipswichian	Sangamon
128,000-180,000	RISS	DNIEPER	SAALE	WOLSTONIAN	ILLINOIAN
180,000-230,000	Mindel-Riss	Zavadiivka	Holstein	Hoxnian	Yarmouth
230,000-300,000	MINDEL	TILIGUL	ELSTER	ANGLIAN	KANSAN
300,000-330,000	Gunz-Mindel	Lubny 2	Cromerian	Cromerian	Aftonian
330,000-470,000	GUNZ	LUBNY 1/2		BEESTONIAN	NEBRASKAN

Tabla 2.1. Modelos clásicos de ciclos glaciales-interglaciales para Europa y Norte América. Basados en Eissman (1994), Urban (1995), Zagwijn (1996) y Gibbard *et al.*, (1998).

Los estudios de análisis de núcleos de sedimentos marinos, han demostrado que los cambios climáticos que ocurrieron durante el Cuaternario y dieron lugar a las glaciaciones e interglaciaciones, fueron mucho más frecuentes que lo que se establece en los modelos clásicos (Fookes, 1991). Actualmente se conoce que durante el Cuaternario se originaron diecisiete ciclos glaciales-interglaciales y veinte en los últimos dos millones de años. Dentro de los ciclos se encuentran etapas más calurosas, sin llegar a los niveles de los interglaciales y se denominan *interestadiales*. También se han descrito avances de glaciaciones menores denominados *estadiales*. La Tabla 2.2, muestra -según diversos autores- las subdivisiones de la glaciación Wisconsin de Norte América para el último ciclo.

AÑOS A.P.	MEDIO-OESTE EE.UU.	DNAG (Decade of North American Geology)	MONTAÑAS ROCOSAS	ETAPA ISOTÓPICA
0-10,000	Holoceno	Holoceno	Holoceno	1
10,000-11,000	Greatlakean			
11,000-12,500	Twocreekan		Pinedale	
12,500-25,000	Woodfordian	Wisconsin Tardío		2
25,000-28,000	Farmdalian			
28,000-50,000	Altonian	Wisconsin Medio		3-4
50,000-55,000	Port Talbot			4
55,000-100,000	Wisconsin Temprano	Wisconsin Temprano		5a-b
	Richmond y Fullerton, 1986	Zietz, 1982	Flint <i>et al.</i> , 1959	

Tabla 2.2. Subdivisiones de la glaciación Wisconsin en Norte América, en localidades de EE.UU.

II.2 TENDENCIAS CLIMÁTICAS GLOBALES PLEISTOCENO-Holoceno

II.2.1 Cambios ambientales al finalizar el interglacial Sangamon (Norte América, aprox. 110,000 años A.P.)

De manera general, se considera que en el término del interglacial Sangamon y su transición al actual interglacial Holoceno (*Etapa Isotópica de Oxígeno 1*), estuvieron presentes alternancias de condiciones frías y cálidas, con transiciones bruscas y en poco tiempo. Las más extremas de estas fluctuaciones son los *interestadiales* (eventos cálidos) y los *eventos Heinrich* (eventos fríos, también llamados *estadiales*). Dichos cambios ambientales, son más evidentes en núcleos de hielo de Groenlandia, en núcleos de sedimentos marinos del Atlántico Norte y en polen de Europa y Norte América (Bond *et al.*, 1992; 1993).

De acuerdo a los registros marinos, el término del interglacial Sangamon corresponde a la *Etapa Isotópica de Oxígeno 5e* (aprox. 110,000 años A.P.) caracterizado por un descenso en la temperatura global muy abrupto (Imbrie *et al.*, 1984; Martinson *et al.*, 1987). Esto es observable

en los registros de núcleos de hielo y polen en Eurasia. También se tiene una alta resolución de este evento, en núcleos de hielo del Atlántico Norte. Adkins *et al.* (1997) sugieren que el descenso de temperatura, al final del interglacial, tomó un lapso aproximado de 400 años.

Después de un enfriamiento inicial, las condiciones climáticas fueron cambiando a manera de “saltos” repentinos, hasta llegar a una relativa calma durante algunos cientos de años, que no estuvieron libres de regresiones a climas cálidos, pero siempre conservando la tendencia general de enfriamiento. Las zonas forestales de Norte América, retiradas y fragmentadas por el anterior clima cálido del interglacial, comenzaron a expandirse conforme los inviernos se agudizaban. Las masas de hielo continentales empezaron a crecer, llegando a tener cientos de metros de espesor.

Se presentaron sequías, debido a que el ciclo hídrico operaba con menos eficacia. Las grandes masas de hielo en crecimiento y las temperaturas bajas, retenían agua que no se llegaba a distribuir en otras zonas del planeta. Áreas que no fueron directamente afectadas por el crecimiento de los hielos continentales, presentaron aridez que causó la muerte de sus bosques, para dar paso a zonas de pastos en ambientes secos. Con el tiempo, incluso las áreas cubiertas por pastos dieron lugar a desiertos y semidesiertos, conforme las condiciones frías eran más extremas.

Alrededor de 70,000 años A.P. (*Etapa Isotópica de Oxígeno 4*), se dan las condiciones más frías desde el final del interglacial Sangamon, con el llamado *Pleniglacial Inferior*. Durante este período, el norte de Europa y Canadá estuvo cubierto por gruesas capas de hielo.

Entre los 60,000 y 55,000 años A.P. (inició de la *Etapa Isotópica de Oxígeno 3*), las condiciones ambientales comenzaron a ser cálidas, pero en general más frías que en la actualidad. Las masas de hielo se retiraron parcialmente, dándose una etapa de oscilaciones entre condiciones cálidas y frías. En las regiones tropicales, hubo condiciones de humedad, pero

también de sequía. En general, las latitudes medias presentaron condiciones de sequía, mayores a las actuales.

Hacia los 30,000 años A.P., el clima terrestre entró en otra fase de enfriamiento extremo; las temperaturas descendieron, los desiertos se expandieron y las grandes masas de hielo cubrieron las altas latitudes en mayor proporción que en el pasado. El frío y las condiciones áridas, fueron extremas alrededor de los 21,000 y 17,000 años A.P., en el período conocido como *Pleniglacial Superior*. Dentro de este último, se ubica la etapa en la que el hielo continental alcanzó su máxima extensión, alrededor de los 21,000 años A.P. en el llamado *Último Máximo Glacial* (fase final de la *Etapa Isotópica de Oxígeno 2*). A nivel global, se trató de una época mucho más árida que la actual, con desiertos y semidesiertos ocupando grandes extensiones, y con pocas zonas pobladas por bosques.

II.2.2 El Último Máximo Glacial (UMG)

El punto más frío de la última glaciación se alcanzó entre los 21,000 y 22,000 años A.P., en el ya mencionado Último Máximo Glacial. Globalmente la temperatura media, llegó entonces a ser unos 7°C inferior a la actual (Bond *et al.*, 1993; Mayewski *et al.*, 1997), aunque la magnitud del enfriamiento fue muy diferente según la latitud. El descenso térmico fue mucho mayor en las latitudes altas que en las bajas, siendo también mayor en el interior de los continentes, que en las costas. Así, en muchas partes del planeta, como en Europa central, la temperatura media descendió más de 15°C. En las zonas tropicales la disminución de la temperatura media fue menor, de aproximadamente 5°C, aunque también considerable, se presentó el cambio de balance hídrico y del paisaje. Disminuyeron las precipitaciones y vastas extensiones de selva fueron sustituidas por sabana.

Durante este período, a medida que aumentaba el hielo en los continentes, se sustraía agua de los océanos, lo cual provocaba un descenso en el nivel del mar. Cuando la acumulación de hielo continental fue máxima, el nivel de los mares quedó entre 120 y 140 metros por debajo de su cota actual. De este modo, grandes extensiones de las plataformas continentales, hoy sumergidas, quedaron al descubierto.

En el hemisferio norte, el UMG supuso un enorme cambio paisajístico. Los casquetes de hielo y el permafrost ocupaban de forma perenne, 27 millones de km², es decir, un 40% de las áreas continentales de Norteamérica y Eurasia. En el hemisferio sur, el aumento de hielo no fue tan importante como en el norte, pues el mar impedía su expansión. En la propia Antártica, el volumen de hielo parece que era muy poco diferente al actual. En Sudamérica (los Andes y la Patagonia), así como en las montañas de Nueva Zelanda, la línea de las nieves descendió unos 1000 metros (Mark y Helmens, 2005; Kershaw y Nanson, 1993).

A lo largo de los avances glaciales previos, se crearon dos enormes zonas formadas por hielos: una en Norteamérica y otra en el norte de Eurasia, el casquete glaciar *Laurentino* y el casquete glaciar *Finoescandinavo*, respectivamente. El área de acumulación de los hielos, avanzaba en las épocas más frías hasta latitudes muy meridionales. Los casquetes de hielo septentrionales, no sólo fueron cubriendo las latitudes altas, sino que también, se adentraron profundamente en latitudes medias (Figura 2.2).

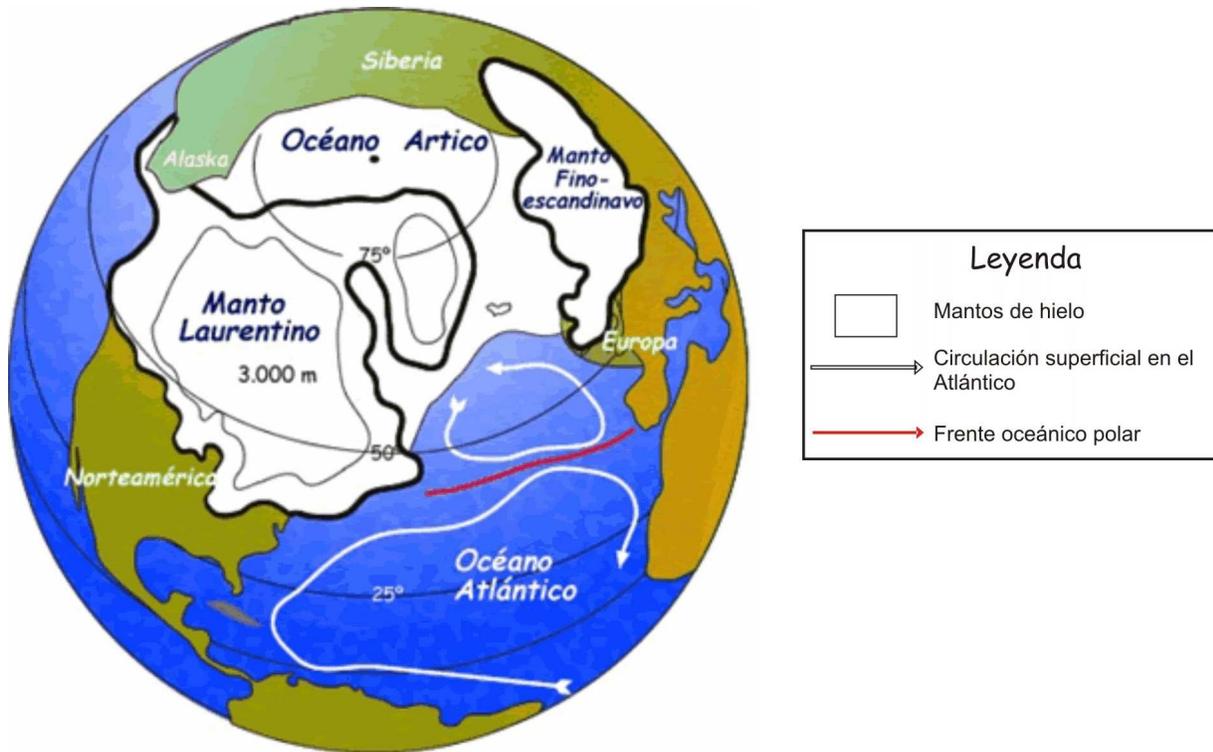


Figura 2.2. Casquetes de hielo en el Hemisferio Norte durante el Último Máximo Glacial (en blanco). Circulación superficial en el Atlántico (líneas blancas) y frente oceánico polar (línea roja). Modificado de Uriarte (2003).

El principal casquete norteamericano, el casquete Laurentino, ocupaba durante el UMG una extensión de 16 millones de km^2 y su volumen era de unos 30 millones de km^3 , mayor que el del casquete de hielo que cubre la Antártida en la actualidad. De esta forma, los hielos de Norteamérica ocupaban en volumen, un tercio del total del hielo continental terrestre. El casquete Laurentino, extendiéndose hacia el sur, alcanzaba por la costa este de Norteamérica la latitud de 36°N , en donde hoy se localiza Nueva York.

Gracias a los aportes de la humedad proveniente del Atlántico, la acumulación de hielo en el casquete Laurentino, era más importante en su mitad oriental. Allí, el espesor del hielo alcanzaba entre los 3000 y los 4000 metros.

Hacia el oeste y al llegar al sistema de las Rocosas, el casquete Laurentino iba perdiendo altura hasta incorporarse al casquete de hielo occidental, que cubría las Cadenas Costeras del

Pacífico. En esta región occidental, el suministro de humedad era mucho menor. En gran parte de Alaska, no se llegaron a acumular capas importantes de hielo a nivel del mar. Por otra parte, al encontrarse la superficie del océano por debajo de los niveles actuales, no existía el actual estrecho de Bering, que separa Alaska de Siberia, por lo que era posible el paso de fauna, entre Asia y América.

En Europa, los hielos del casquete Finoescandinavo alcanzaron en el UMG un volumen de unos 7 millones de km³, cuatro veces inferior al volumen del casquete Laurentino. El casquete Finoescandinavo cubría esencialmente lo que es hoy Escandinavia y Finlandia. El máximo espesor del hielo, de aproximadamente 2000 metros, se centraba en el norte del actual mar Báltico. Hacia el sur, los hielos ocultaban todo el Báltico hasta Dinamarca y las llanuras del norte de Alemania y Polonia.

Hacia el oeste, a través de una llanura de tundra, que actualmente se encuentra inundada por las aguas poco profundas del Mar del Norte, se cruzaba del casquete de hielo Finoescandinavo al casquete de hielo Británico, que cubría casi por completo a Gran Bretaña e Irlanda. El Canal de la Mancha se encontraba emergido y probablemente el río Rin, desviándose hacia el oeste con respecto a su trayectoria actual, lo recorría hasta desembocar en el Atlántico a la altura de Bretaña. El descenso del nivel del mar, hacía que la plataforma continental atlántica del noroeste de Francia y suroeste de Cornualles estuviese emergida.

Hacia el este, los límites del casquete Finoescandinavo son todavía difusos. Los hielos se prolongaban por el norte de Siberia, pero parece dudoso que en las zonas orientales alejadas del Atlántico, se produjesen nevadas suficientes como para formar un casquete de hielo importante. Estudios de sedimentos del mar de Barents y de Kara (Svendsen, 1999), y en el norte continental de Rusia, indican que probablemente el manto Finoescandinavo alcanzó su máxima extensión, no durante el UMG, sino al principio de la glaciación, hace unos 80,000 años A.P.. Entonces, los

hielos ocupaban todo el norte de Siberia Occidental, incluido el mar de Kara. Por lo tanto, es posible que los ríos siberianos que hoy se dirigen al Ártico quedasen bloqueados y desviasen sus aguas predominantemente hacia el sur, el Mar Negro y el Caspio.

Un problema, todavía no muy bien dilucidado, es saber de dónde provenía la humedad suficiente para formar el enorme volumen de hielo acumulado con rapidez en los casquetes continentales, especialmente en el Laurentino. Hasta ahora, la hipótesis más aceptada era que la humedad procedía del Atlántico Norte (Duplessy, *et al.*, 1991). Para ello debió mantenerse cálido durante bastante tiempo, gracias a que la Corriente del Golfo siguió circulando. Pero en la formación del gran manto Laurentino, se necesitaban tormentas de nieve mucho mayores y más frecuentes que las que hoy día suelen afectar a Québec y al noreste de Estados Unidos. Esas tormentas debían estar asociadas a frentes muy activos, provocados por el contraste entre las masas polares de aire frío que procedían del continente americano y las masas de aire húmedo y templado, que se formaban sobre el océano Atlántico (Figura 2.3).

En una segunda teoría, predomina la idea de que la humedad procedía de latitudes meridionales, incluso tropicales (Broccoli, 2000). El análisis detallado de foraminíferos, indica que el enfriamiento de las aguas de las latitudes altas fue muy rápido, por lo que se pone en consideración su aporte como fuente de humedad. Sin embargo, las aguas superficiales de las latitudes tropicales se mantuvieron cálidas o, incluso, al inicio de la glaciación aumentaron su temperatura. De esta manera, se incrementó el gradiente térmico meridiano, lo cual repercutió en un mayor transporte de humedad, desde el Trópico hacia el Ártico. Cuando en superficie las masas de aire polar se encaminan hacia el sur, se forma en altura y por sus bordes, una corriente de aire subtropical que se mueve en dirección contraria, de sur a norte, y que aporta la humedad evaporada en zonas más meridionales y cálidas. Durante el avance de la glaciación, al irse formando los grandes casquetes de hielo Laurentino y Finoescandinavo, el proceso de

intercambio meridiano, de masas de aire muy diferentes se agudizó. En el Pacífico, la configuración norte-sur de las Montañas Rocosas intensificaba las corrientes de retorno cálidas, que se movían por encima y por el borde oriental de la masa de aire superficial fría, expulsada desde el Ártico. Su humedad abasteció de nieve abundante a la parte occidental del manto Laurentino y al manto de las Cadenas Costeras Norteamericanas.

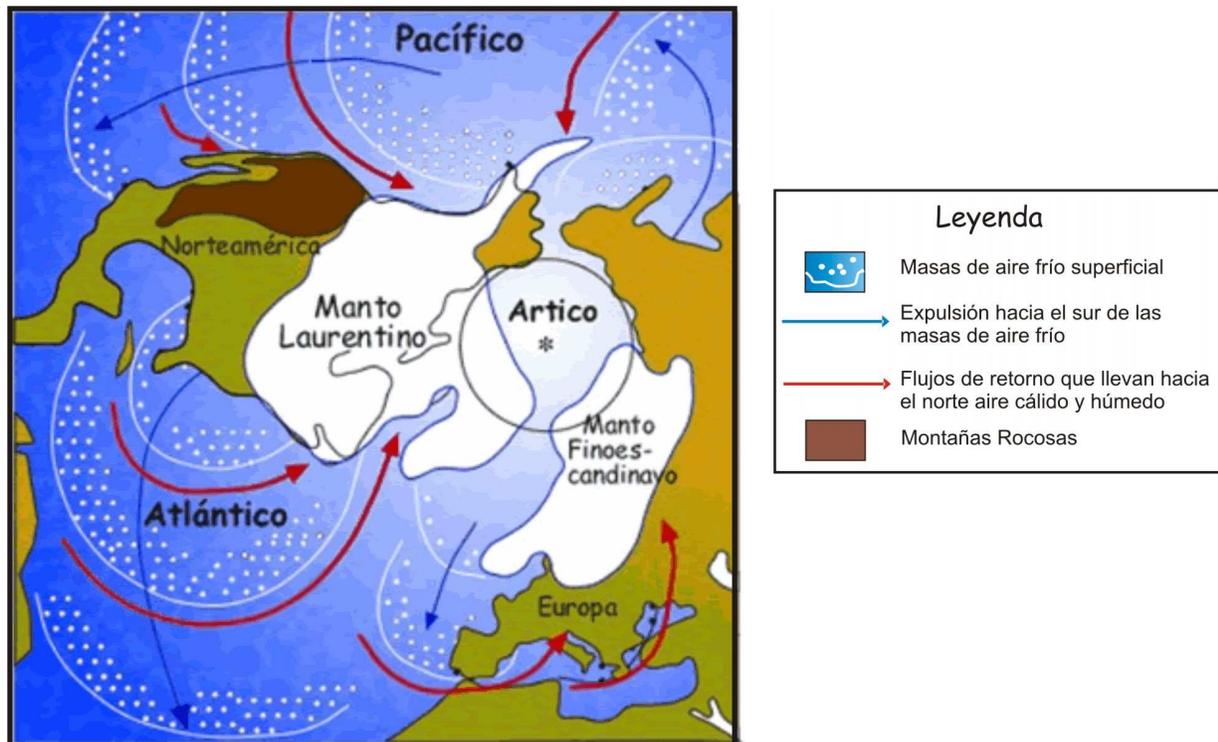


Figura 2.3. Circulación oceánica en el hemisferio Norte durante el Último Máximo Glacial. A medida que masas de aire muy frío superficial (en punteado), son expulsadas hacia el sur desde el casquete Laurentino y desde la región ártica, se crean flujos de retorno (líneas rojas) por sus bordes orientales, que llevan hacia el norte aire cálido y húmedo, el cual suministra abundante nieve a los casquetes de hielo. En la costa norteamericana del Pacífico, el relieve de las Rocosas (en pardo) facilita este retorno. Modificado de Uriarte (2003).

Las condiciones de máximo enfriamiento del UMG, terminaron alrededor de los 14,500 años A.P., registrándose un rápido calentamiento y mayor humedad en regiones como el Pacífico Este, China Central, Siberia Occidental y el Mar Árabe. Así inició la deglaciación.

II.2.3 El Evento Younger Dryas

Al término del interestadial que cerró la etapa del UMG (14,500-13,500 A.P.), se presentó la fase conocida como **Younger Dryas**, que es estimada como un evento climático Heinrich (opuestos a la señal que dejaron los interestadiales, se trata de eventos muy fríos con una ciclicidad cercana a los 1500 años). La duración de estos aportes de masas de hielo flotante, es todavía incierta. Según las evidencias del evento Younger Dryas, los eventos Heinrich pueden haber tenido un comienzo y un final con “saltos” de clima, que tomaron sólo algunas décadas.

El evento de enfriamiento Younger Dryas, ocurrió entre los 12,900 y 11,500 años A.P., mostrando características generales de los Eventos Heinrich, considerándose como el más reciente de éstos (Severinghaus *et al.*, 1998). Los estudios detallados de núcleos de hielo en Groenlandia (Taylor *et al.*, 1997), sugieren que la transición de Younger Dryas al Holoceno, duró varias décadas en el Ártico, y fue marcada por una serie de calentamientos que duraron menos de cinco años cada uno. Al mismo tiempo, según evidencias de otras localidades, ocurrió una rápida concentración de metano en la atmósfera, proponiendo que el calentamiento y humedad en el clima, se presentaron también a escala global (Meeker *et al.*, 1997; Fuhrer y Legrand, 1997).

II.2.4 El comienzo del Holoceno

Hace aproximadamente 11,500 años A.P., al finalizar el evento Younger Dryas, los bosques en las latitudes altas comenzaron a desarrollarse rápidamente, superando las condiciones de frío y aridez del período glacial. Las capas de hielo comenzaron a fundirse, reduciendo su tamaño e incluso llegando a desaparecer, hasta llegar a su posición actual, cerca de los polos. Esta fase, conocida como **Holoceno Óptimo**, ocurrió aproximadamente entre los 9000 y 5000 años A.P., etapa en la que las condiciones de calor y humedad, variaron en diferentes regiones de la Tierra. Hace aproximadamente 8200 años A.P. el “Óptimo” pudo presentar variaciones

regionales, con presencia de frío severo y fases secas que afectaron los climas del norte de África, sur de Asia, Europa, América y la Antártica, manteniéndose un siglo o dos, antes de regresar a las condiciones cálidas y húmedas. El patrón del clima general durante el Holoceno, se ha estudiado con muy alta resolución en núcleos de sedimentos marinos del Atlántico Norte. Con ello, se ha observado que por lo menos para esta región, y probablemente a nivel global, los ciclos de climas cálido-frío tienen una periodicidad de alrededor de 1500 años (Bond *et al.*, 1997).

II.3 LOS SUELOS COMO UNA HERRAMIENTA DE RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL

Las evidencias conservadas en núcleos del fondo oceánico y en las masas de hielo de Groenlandia y Antártica, son invaluable registros para realizar reconstrucciones de cambios ambientales en el Cuaternario, pero no son las únicas. El intervalo de evidencia geológica no marina es vasto y provee también información pertinente, aunque a otra escala de resolución.

El valor de los datos que se obtienen en reconstrucciones paleoclimáticas, depende del intervalo mínimo de muestreo y la resolución del tiempo que permitan descifrar, lo que determina el grado de detalle del registro. La Tabla 2.3, presenta comparativamente las características de diferentes tipos de registros, para reconstrucciones ambientales del Cuaternario.

REGISTRO	MÍNIMO INTERVALO DE MUESTREO	ALCANCE TEMPORAL (orden:año)	POTENCIAL DE LA INFORMACIÓN DERIVADA
Registros históricos	día/hora	$\sim 10^3$	T, P, B, V, M, N, S
Anillos de árbol	año/temporada	$\sim 10^4$	T, P, B, V, M, S
Sedimentos lacustres	año (varvas) a 20 años	$\sim 10^4 - 10^6$	T, B, M, P, V, C _w
Corales	año	$\sim 10^4$	C _w , N, T, P
Núcleos de hielo	año	$\sim 5 \times 10^5$	T, P, C _a , B, V, M, S
Polen	20 años	$\sim 10^5$	T, P, B
Espeleotemas	100 años	$\sim 5 \times 10^5$	C _w , T,P
Paleosuelos	100 años	$\sim 10^6$	T, P, B
Loess	100 años	$\sim 10^6$	P, B, M
Evidencias geomorfológicas	100 años	$\sim 10^6$	T, P, V,N, P
Sedimentos marinos	500 años ^a	$\sim 10^7$	T, C _w , B, M, N, P
<p>T = temperatura P = precipitación, humedad, o balance de agua C = composición química del aire (C_a) o agua (C_w) B = información de biomasa y patrones de vegetación V = erupciones volcánicas M = variaciones del campo magnético N = nivel del mar S = actividad solar</p> <p>^a En raras circunstancias (sedimentos varvados) ≤ 10 años</p>			

Tabla 2.3. Características de diferentes registros para reconstrucciones paleoclimáticas del Cuaternario (Modificado de Bradley, 1999).

Los depósitos eólicos, lacustres y fluviales son el resultado de diversos factores ambientales, que generalmente son difíciles de identificar para reconstruir las condiciones del pasado. En forma similar, los rasgos que demuestran procesos de erosión en el relieve, indican comúnmente cierto tipo de clima (Flint, 1976). Es la combinación de procesos físicos, químicos y biológicos, la que progresivamente transforma los materiales de la superficie terrestre en suelos. Se tiene entonces un registro adicional, relacionado con los suelos, los cuales, a diferencia de los sedimentos, se forman *in situ*, por lo que la información que se extrae de ellos, representa las

condiciones locales. En contraste, los sedimentos proceden de diferentes fuentes y conjugan historias variadas.

Existen estudios de registros paleoambientales en ciertos tipos de suelos, que han sido muy relevantes. Destacan los estudiados en secuencias de loess-paleosuelos, en zonas templadas de Eurasia y América, siendo considerados de los registros más detallados de cambios climáticos, durante el Pleistoceno (Lieberoth, 1963; Jamagne, 1973; Bronger y Heinkele, 1989a, 1989b; Kemp y Zárate, 2000; Kemp, 2001). Para determinar las condiciones ambientales del Holoceno se han utilizado suelos sepultados y sedimentos en secuencias aluviales; incluso se aceptan como evidencia de actividad antropogénica antigua (Holliday, 1989).

II.4 INVESTIGACIONES PALEOAMBIENTALES PARA EL PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO EN MÉXICO

Si se logran entender los cambios ambientales del Pleistoceno Superior al Holoceno en México, es posible tener una idea más clara de las oscilaciones climáticas, en áreas tropicales relacionadas a ciclos glaciales-interglaciales.

Las reconstrucciones ambientales para el Cuaternario Tardío en el Centro de México, están basadas en investigaciones multidisciplinarias. Los registros lacustres, de los cuales se ha estudiado su palinología, propiedades magnéticas y sedimentología (Watts y Bradbury, 1982; Straka y Ohngemach, 1989; Lozano *et al.*, 1993; Lozano y Ortega, 1994; Ortega *et al.*, 2000), se encuentran parcialmente incompletos y su interpretación ha causado controversia. Los problemas de interpretación (Metcalf, 1997; Lozano y Xelhuanzi, 1997), están relacionados con variaciones en tasas de sedimentación, presencia de hiatos, influencia de la tectónica local y la actividad volcánica, antropoturbación y la erosión de la parte superior de las secuencias.

Así mismo, el estudio de la dinámica de las glaciaciones del Cuaternario, en los grandes volcanes del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), provee otra fuente de información paleoclimática (Heine, 1984; White y Valastro, 1984; Vázquez, 1997). No obstante, las secuencias glaciales propuestas por estos autores difieren considerablemente; la cronología de los mayores avances glaciales está todavía bajo discusión, lo cual entorpece las deducciones paleoclimáticas.

Es así que los paleosuelos del Cuaternario tardío del Centro de México, pueden servir como una alternativa al estudio de los cambios ambientales, independientes de otros registros geológicos terrestres. Las secuencias de tefra-paleosuelos, han sido utilizadas para la reconstrucción de paleoclimas del Pleistoceno Superior al Holoceno en Japón (Inoue y Sase, 1996), Nueva Zelanda (Campbell, 1986) y el centro de Italia (Frezzotti y Narcisi, 1996). Los datos de suelos volcánicos sepultados en Colombia (Fölster *et al.*, 1977), han sido también interpretados con el propósito de realizar reconstrucciones paleoambientales.

II.4.1 Los registros lacustres del Centro de México

La existencia de lagos en el centro del país, ofrece amplias posibilidades para las investigaciones sobre el Cuaternario. Estudios palinológicos y paleolimnológicos, realizados en el sector centro-oriental del CVTM (lagos de Chalco, Texcoco, Tecocomulco de la Cuenca de México), muestran la evolución de las comunidades vegetales y los niveles lacustres en sintonía con los cambios ambientales (Lozano *et al.*, 1993; Lozano y Ortega, 1998; Caballero *et al.*, 1999).

Respecto al Último Máximo Glacial, es evidente el desarrollo de comunidades boscosas abiertas con presencia importante de pastos y arbustos. Polen de plantas de climas fríos, como *Picea* y *Podocarpus*, está presente en las secuencias de polen de Chalco y Texcoco. También se

encontró en la zona de Chalco, polen de *Mimosa biuncifera*; esta planta actualmente se desarrolla en la porción norte de la Cuenca de México, donde la precipitación media anual es de 600 mm. Los niveles lacustres en los lagos son bajos. El conjunto de paleoindicadores, apoya la hipótesis de una disminución relevante de la precipitación durante ese tiempo.

En la región centro-occidental del CVTM, la señal climática para el mismo periodo es mixta, con bosques abiertos para el área de Cuitzeo; mientras que en Pátzcuaro dominan los bosques de Pino. Durante periodos cortos, la sedimentación se vio interrumpida en algunas de las secuencias palinológicas (Lerma, Tecocomulco, Texcoco, Pátzcuaro y Zacapu), evidenciando la supuesta reducción en la precipitación (Grimm *et al.*, 2001).

La Laguna Seca de San Felipe, en Baja California Norte, ofrece información paleoclimática del Pleistoceno tardío. El registro de polen de la Laguna Seca, permite reconstruir un paisaje completamente diferente al actual, para el periodo comprendido entre 44,000 y 13,000 años A.P.; la zona estaba cubierta de bosques de pino piñonero y chaparrales (Ortega *et al.*, 1999). Este paisaje corresponde a condiciones de humedad mayores que las actuales.

Los modelos generales de circulación atmosférica, se han desarrollado para estimar la tasa de cambio climático de la Tierra. Para el Último Máximo Glacial, los vientos Alisios, el sistema que aporta lluvia a México durante el verano, se desplazaron al sur, reduciendo el aporte de precipitación hacia la zona central de México. Por otra parte, los vientos del oeste, que actualmente producen lluvias de invierno en el extremo noroccidental del país, también migraron al sur, debido al desarrollo de los casquetes polares. Se plantea una hipótesis, la cual supone un incremento en las lluvias de invierno en el norte y centro de México, para el UMG (Bradbury, 1997). La reconstrucción del paisaje en San Felipe indiscutiblemente apoya dicha hipótesis; sin embargo, los datos palinológicos para los lagos del CVTM, no sustentan este escenario.

Excluyendo solamente el lago de Pátzcuaro, el cual indica ambientes húmedos para ese tiempo, el resto de los sitios apunta hacia climas fríos y secos.

Para el Holoceno, una señal climática en varias secuencias del CVTM es la reducción de bosques de juníferos, indicadores de ambientes secos, y el aumento en los bosques de encinos. En la cuenca de México, el Holoceno está bien representado en dos secuencias palinológicas: una en el lago de Chalco a 2200 msnm, y la otra (Valle Agua el Marrano) en la vertiente oeste del Iztaccíhuatl, a 3850 msnm de altitud (Lozano y Vázquez, 2005). Ambas secuencias muestran cambios en el paisaje. En el Holoceno temprano (10,000 a 7,000 años A.P.) en Chalco, hay desarrollo de bosques mixtos de pino y encino. Entre los 10,000 y 8,000 años A.P., el polen de oyamel abundante en Chalco, caracteriza esta parte de la secuencia, sugiriendo climas húmedos y templados. En el Iztaccíhuatl hay evidencias de un avance glaciar llamado Milpuco-1 (Vázquez y Phillips, 1998), y al retroceder el glaciar, se inicia la colonización por el zacatonal alpino. Un breve periodo frío, se registra a los 7400 años (Mipulco-2); posteriormente, un calentamiento rápido y abrupto, permitiendo la colonización del sitio por el bosque de pino. Este evento también está presente en Chalco. Para el centro de México, en todas las localidades analizadas hay un incremento en la humedad, que se manifiesta con niveles lacustres altos y amplias comunidades boscosas. La actividad humana impacta la vegetación, en varias de las cuencas lacustres y los diagramas de polen se ven alterados, aumentando significativamente el registro de plantas asociadas a la agricultura. Estas variaciones en el aporte de la humedad, para el centro de México durante el Holoceno, se asocian con el desplazamiento a la posición más septentrional, de la zona intertropical de Convergencia y con la celda de alta presión Bermuda-Azores.

II.4.2 Los registros glaciares del Centro de México

Los estudios de los sedimentos lacustres, arrojan principalmente datos sobre las fluctuaciones de la humedad a lo largo del tiempo. En las altas montañas, en cambio, es posible obtener información sobre cambios ambientales, primordialmente asociados a variaciones de temperatura. Durante las fases frías del Pleistoceno, el clima de las altas montañas se tornó suficientemente frío para favorecer la precipitación en forma de nieve, así como la preservación y acumulación de ésta a lo largo de años, décadas y siglos. Mediante la compactación y recristalización, estos paquetes de nieve se transformaron en hielo y comenzaron a moverse por gravedad, ladera abajo. Aunque al cabo de cierto tiempo el calentamiento del clima ocasione la fusión del hielo, en las laderas de las montañas, quedan huellas de la presencia de los glaciares (superficies pulimentadas, morrenas, entre otros).

Las evidencias geomorfológicas y estratigráficas, indican que en las montañas del Centro de México con más de 3500 m de altitud, tuvieron lugar varias etapas de formación y desaparición de glaciares. Específicamente para el volcán Iztaccíhuatl (5286 msnm), donde se conoce mejor la cronología de las fases de glaciación y deglaciación (Tabla 2.4) y donde aún existen pequeños glaciares en las cimas, durante los últimos 20,000 años ocurrieron cinco fases de avance de los hielos: de 20,000 a 17,500; de 17,000 a 14,000; de 12,000 a 10,000; de 8,300 a 7,000; y de 500 a 100 años A.P. (Vázquez y Phillips, 1998).

Avance Glacial	Intervalo años A.P.	Límite inferior de los glaciares (msnm)	Altitud de la línea de equilibrio de los glaciares (msnm)	Descenso estimado de la temperatura (° C)
Ayoloco	400-100	4510	4715	1.5
Milpulco-2	8400-7200	4050	4420	3.3
Milpulco-1	12,000-10,000	3810	4240	4.4
Hueyatlaco-2	17,000-14,000	3500	4040	5.6
Hueyatlaco-1	20,000-17,500	3390	3940	6.2

Tabla 2.4. Avances glaciares del Iztaccíhuatl en los últimos 30,000 años y descenso térmico estimado (Vázquez y Phillips, 1998).

Se han realizado investigaciones en el Iztaccíhuatl y en otras montañas de la zona (White, 1987; Heine, 1994) aunque con menos exactitud en los fechamientos. En general, existe coincidencia en la magnitud de los avances glaciales de México respecto a los de otras zonas tropicales y templadas, lo cual indica que se trata de fenómenos de alcance global, controlados por el clima.

Debido a que la transición del Pleistoceno Superior al Holoceno, ha seguido la tendencia de un calentamiento gradual del clima, cada una de las fases de glaciación descritas ha sido menos intensa que la precedente. Es decir, los glaciares de una fase determinada alcanzaron cotas más bajas que los de la fase subsiguiente. Así, en montañas más bajas que el Iztaccíhuatl (< 4000 msnm), no se formaron glaciares durante las fases más recientes, ya que el clima no era lo suficientemente frío para permitir la acumulación de nieve en sus cimas.

II.4.3 Los paleosuelos del Centro de México

Se considera que la *memoria del suelo* (Targulian y Sokolova, 1996), contiene en mayor o menor grado, información sobre los factores de formación (material parental, clima, relieve, organismos y tiempo), que prevalecieron en el desarrollo de un suelo. Dichos factores surgen como respuesta, a las condiciones ambientales que imperan en determinados lugares.

Tomando en cuenta principalmente al factor tiempo, como integrador de los demás factores formadores de suelo, es como se ha llegado a desarrollar la ciencia de la Paleopedología (término acuñado por LaBoris Polynov en 1927, en Solleiro *et al.*, 2000), que estudia la formación de suelos, derivados de la interacción de los diferentes ambientes y procesos que se dieron en el pasado.

El objeto de estudio de la Paleopedología, son los paleosuelos. Paleosuelo (del griego *palaios* = antiguo y del latín *solum* = suelo), es un término utilizado para referirse tanto a un

suelo formado en un paisaje del pasado, como bajo condiciones ambientales cambiantes, principalmente asociadas al clima y vegetación (Bronger y Catt, 1989). De esta forma, se incluyen dentro del concepto de paleosuelos, no sólo a suelos sepultados o exhumados por la erosión, sino además a aquéllos que se formaron cuando las condiciones ambientales eran diferentes a las actuales y que continuaron evolucionando en superficie, a través del tiempo, bajo las condiciones imperantes en el presente (Bronger y Catt, 1989).

En el Centro de México, los paleosuelos habían sido ignorados para fines de reconstrucción paleoambiental. Algunos estudios los han utilizado como marcadores estratigráficos o manejado desde el punto de vista sedimentológico (Arellano, 1953; Heine y Shönhals, 1973; Cervantes *et al.*, 1997). No obstante, existe un trabajo de Bryan (1948) en el que afirma que en la Altiplanicie Mexicana existen suelos fósiles, preservados por encontrarse sepultados bajo materiales más recientes. Estos suelos señalan el clima que existía durante el tiempo de su formación y proporcionan una sucesión de eventos del Pleistoceno Tardío, relacionada con cambios ambientales. Bryan (1948) establece una alternancia de climas húmedos y secos, con base en el color del suelo, dado por la alteración de los óxidos e hidróxidos de hierro, así como por intercalaciones de caliche.

No es sino hasta la década de los noventa del siglo XX, que los paleosuelos del Centro de México vuelven a ser tomados en cuenta para tener una interpretación de las condiciones ambientales del pasado en que se formaron. Este trabajo fue retomado por el Departamento de Edafología del Instituto de Geología de la UNAM, llegando incluso a la conformación de su Grupo de Paleosuelos. Producto de las primeras investigaciones realizadas, surgen trabajos sobre los suelos endurecidos que se encuentran tan extendidos en México, vinculados a cambios ambientales (Flores *et al.*, 1992).

Investigaciones posteriores en la Sierra Chichinautzin (Solleiro *et al.*, 1995), Nevado de Toluca (Sedov *et al.*, 2001; 2003), Tlaxcala (Sedov y Solleiro, 2001) y Morelos (Solleiro *et al.*, 2003), han permitido tener un bosquejo general de las condiciones ambientales presentes en el Cinturón Volcánico Transmexicano, durante el Cuaternario Superior.

Las investigaciones realizadas en colaboración con el Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM, han contribuido tanto al entendimiento de las condiciones ambientales prehistóricas en zonas como el Valle de Teotihuacan (Cabadas, 2004; Gama *et al.*, 2004), como a la evaluación del impacto humano sobre el suelo, lo cual es una herramienta fundamental para los estudios arqueológicos.

III METODOLOGÍA

En el capítulo se explica la aplicación de técnicas selectas de análisis de suelos, con el fin de estudiar propiedades que son estables y no cambian después que el suelo es alterado por procesos pospedológicos. Dentro de las características pedológicas que son perdurables, Retallack (1990) identifica: (a) horizontes diagnósticos; (b) estructuras macro y micromorfológicas; (c) mineralogía y grado de intemperismo.

En general la investigación se realizó en cuatro etapas: compilación de información, trabajo de campo, trabajo de laboratorio y gabinete.

III.1 COMPILACIÓN DE INFORMACIÓN

Se integraron los aspectos teóricos de suelos y paleosuelos en las diferentes zonas de estudio (Nevado de Toluca, Tlaxcala, Glacis de Buenavista, Valle de Teotihuacan, Pachuca y Sierra Nevada) con apoyo de las investigaciones ya realizadas (Flores *et al.*, 1992; Sedov *et al.*, 2001; 2003; Sedov y Solleiro, 2001; Solleiro *et al.*, 1995; 2003; Cabadas, 2004; Gama *et al.*, 2004). Se estudió a nivel regional la secuencia de eventos geológicos particulares para cada zona, ocurridos durante el Cuaternario Tardío.

III.2 CAMPO

Reconocimiento de campo. Se realizaron observaciones a nivel regional de los paisajes de cada una de las localidades estudiadas para el reconocimiento, correlación y reconstrucción de las secuencias de paleosuelos en las diferentes unidades estratigráficas, con base en la identificación de horizontes. Fue observado que a través del paisaje, algunos horizontes, se encontraban ausentes y en otras unidades estratigráficas presentaban diferentes grados de desarrollo. También

se contempló la influencia de los procesos de erosión y acumulación a través del relieve. La localización de los perfiles estudiados, fue controlada por un sistema de posicionamiento global (GPS).

Caracterización, clasificación. La identificación, descripción y clasificación de horizontes en los perfiles se realizó con base a lo establecido por la WRB (1998) y la FAO-UNESCO (1994). Retallack (1990) destaca algunos criterios para la descripción de paleosuelos como son: huellas de raíces, horizontes diagnósticos, color, textura, recubrimientos arcillosos y estructura del suelo. Se prestó atención, en el reconocimiento de aquellas características de los paleosuelos que mostraran procesos de formación antagónicos (por ejemplo: iluviación de arcilla vs acumulación de carbonatos).

Gracias a la identificación de procesos de formación antagónicos, se ha reconocido el origen policíclico de muchos paleosuelos. Así, lo relevante en el estudio de paleosuelos no es su clasificación, sino la identificación de la secuencia de procesos, que serán útiles para la reconstrucción paleoambiental (Buurman *et al.*, 1999).

Buurman *et al.* (1999), mencionan las siguientes limitantes de los sistemas de clasificación, para ser aplicados en los paleosuelos:

- Los sistemas de clasificación no reconocen en ningún nivel taxonómico, la distinción entre suelo formado *in situ* y material de suelo redepositado o sedimento de suelo.
- Los sistemas de clasificación como el Soil Survey División Staff (1998), se refieren a climas presentes y no a climas del pasado.

- Muchos paleosuelos fueron truncados por erosión antes de su sepultamiento o cuando las condiciones ambientales cambiaron. Consecuentemente, perdieron los horizontes superficiales de diagnóstico, que son requisitos para la clasificación moderna.
- No involucran cambios diagenéticos.

Toma de muestras. Se realizó en tres fases:

1. Se tomaron aproximadamente 2 kg de muestra de cada horizonte diagnóstico, de suelos modernos y paleosuelos, para análisis físicos, químicos y mineralógicos.
2. Toma de muestras para fechamiento por ^{14}C , utilizando espectrofotometría de aceleración de masas (AMS por sus siglas en inglés), para aquellos horizontes sepultados con restos de material orgánico.
3. Recolección de muestras inalteradas para elaboración de secciones delgadas. Se requirió material de cada uno de los horizontes descritos, así como de aquellos rasgos distintivos (moteados, concreciones, zonas de cambio textural, recubrimientos, entre otros). El tamaño de las muestras es variable, pero en general se sigue el señalado por los agregados de la estructura. Bloques de 8X6X4 cm tienen las dimensiones suficientes, según Jongerius y Heintzberger (1963), para una buena preparación. El bloque es orientado de acuerdo a su posición en el perfil y protegido con papel aluminio para evitar su disgregación. Los bloques son colocados en cajas, protegiéndolos con material (papel, hierbas, entre otros), que amortigüe los movimientos bruscos a los que pueden ser sometidos.

III.3 LABORATORIO

III.3.1 Secado y preparación de muestras

Las muestras fueron secadas a temperatura ambiente. Dado que la fracción menor a 2 mm es la activa, se procedió a tamizarlas para utilizarlas en los análisis físicos, químicos, mineralógicos y de isótopos estables de carbono.

Para fechamiento por ^{14}C , las muestras se secaron, evitando contaminación con elementos a la intemperie, para su posterior tratamiento en los laboratorios de Beta Analytic, Arizona (EE.UU.) y en el Instituto Geológico de la Academia de Ciencias de Rusia (RAS).

Las muestras para secciones delgadas, fueron impregnadas con resina cristal MC-40 y una vez secas, se montaron y pulieron a fin de tener las preparaciones, con el espesor requerido de 30 micras (labor realizada en el Colegio de Posgraduados, en Texcoco, Edo. de México).

III.3.2 Análisis físicos

III.3.2.1 Determinación del color del suelo

Los colores de cada horizonte, se determinaron de acuerdo a la Carta de Colores de Munsell (1975), tanto en húmedo, como en seco.

III.3.2.2 Cuantificación de fracciones de arena, limo y arcilla

Destrucción de agentes cementantes. Previo a la separación granulométrica del suelo, es necesaria la destrucción de los agentes cementantes (carbonatos, materia orgánica y óxidos de hierro), que agregan las diversas partículas del suelo, evitando su correcta cuantificación.

De la fracción menor a 2 mm, se toman 20 g por cada muestra, colocándolos en un vaso de precipitados (de aproximadamente 250 mL) para destruir primero, los carbonatos que pueden estar presentes, agregando ácido clorhídrico (HCl) 3N en baño maría. Inicialmente, se adiciona

un poco de agua destilada a la muestra de suelo, para humedecerla y se agregan 10 mL de HCl, que reaccionan dependiendo del contenido de carbonatos. Se continua agregando HCl en cantidades de 5-10 mL, hasta que la muestra deje de efervescer, agitando al mismo tiempo la solución y dejándola reposar. El proceso continúa, hasta que la muestra ya no reaccione, indicando que los carbonatos han sido eliminados. Para evitar que el suelo se seque durante el proceso del baño maría, se añade agua destilada.

Una vez libre de carbonatos la muestra presenta un sobrenadante, producto del agua añadida y la presencia de óxidos en solución. Dicho sobrenadante se elimina lavándose la muestra con agua destilada, para prepararla para la siguiente fase, que es la destrucción de la materia orgánica. Teniendo húmeda la muestra, se agregan 10 mL de peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 10%, siguiendo la misma metodología que en la destrucción de los carbonatos (sólo que adicionando H_2O_2 , en lugar de HCl). El proceso puede durar varios días, según la cantidad de materia orgánica que contenga. Al terminar de reaccionar, se elimina el sobrenadante lavándose con agua destilada.

La muestra libre de carbonatos y materia orgánica, se transfiere a tubos de ensaye para la eliminación de los óxidos de Fe en solución. Se agregan 40 mL de una mezcla de citrato de sodio dihidratado y bicarbonato de sodio, a cada muestra llevándolas a $75^\circ C$ en baño maría, de acuerdo a Mehra y Jackson (1960). Una vez alcanzada la temperatura de $75^\circ C$, se agregan pequeñas cantidades de ditionito de sodio (0.4 g), manteniéndose la mezcla a temperatura constante por 15 minutos y agitando constantemente. Durante este proceso se observa el cambio de color de la muestra, presentando colores grisáceos, debido a la extracción de óxidos minerales de Fe principalmente.

Pasados 15 minutos, los tubos de ensaye pasan a centrifugación a 4500 rpm, durante 5 minutos. La muestra precipitada (en caso de no hacerlo, se vuelve a centrifugar ó se añade

cloruro de magnesio), se separa del sobrenadante, que dependiendo de su color que (puede ser de pardo rojizo oscuro, hasta incoloro), indica la presencia de óxidos en solución, que están contenidos en la muestra aún deben ser eliminados. El proceso se repite, hasta que el sobrenadante sea incoloro.

Separación de fracciones por tamaño. Ya libre de óxidos, la muestra se separa por el tamaño de sus partículas. La fracción arena (2-0.050 mm) es retirada, lavando la muestra en el tamiz correspondiente, con agua destilada. Las fracciones de limo (0.050-0.002 mm) y arcilla, se separan sedimentándose por gravedad (empleando probetas de 1 L, que deben ser vaciadas parcialmente para separar las partículas y aforarse cada 24 horas, hasta agotar la muestra), utilizando hexametáfosfato de sodio 0.4 N como dispersante. En algunas muestras se utilizó hipoclorito de sodio al 15%, para destruir los complejos orgánico-minerales remanentes. Después de lavar las muestras con agua destilada, finalmente fueron secadas en horno a 40° C.

Una vez secas las fracciones, se pesaron en una balanza analítica (Ohaus, modelo Explorer con resolución de 0.001 g), para determinar el porcentaje de cada una, en el horizonte estudiado.

III.3.3 Análisis químicos

III.3.3.1 Determinación de Carbono Orgánico Total

El método utilizado fue el de Lichterfelder (Schlichting y Blume, 1966). De la fracción menor a 2 mm, se muele una parte en un mortero de ágata, hasta obtener un polvo fino. Se pesan entre 0.1 y 1 g de muestra (el peso depende de la cantidad de carbono orgánico esperado: en los horizontes A de 0.3 a 0.5 g; en otros horizontes 1 g), en matraces Erlenmeyer de 250 mL.

Se agregan 10 mL de solución de dicromato de potasio 2 N y 10 mL de ácido sulfúrico concentrado, colocándose los matraces en el horno a 120°C durante 90 minutos. Dejando enfriar las muestras a temperatura ambiente. Se lleva la solución a matraces aforados de 100 mL, a través de embudos de plástico, lavando con agua destilada y aforando. Homogenizando la muestra agitándola, se vierte una alícuota en tubos de ensaye, para centrifugar a 2500 rpm. La solución se vacía en otros tubos de ensaye, para ser examinada en el espectrofotómetro (marca Genesys20, modelo 4001/4).

Se debe tener un control con una “curva patrón”. Para ello y utilizando una pipeta, se llevan 0, 0.5, 1, 2, 5, 10 y 20 mL de una dilución 1:10 a partir de una solución patrón de glucosa, a matraces aforados de 100 mL respectivamente, y se procede con ellos igual que con las muestras anteriormente descritas.

Leídos los valores en el espectrofotómetro (absorbancia de la solución a 578 nm), se calcula pendiente e intersección de la curva de calibración (mg C/100 mL en la abscisa y absorbancia en la ordenada). La concentración de la muestra, se obtiene entonces calculando:

$$g\ C/kg\ suelo = (a-b) / \text{peso de la muestra} \dots\dots\dots ec. 3.1$$

donde:

$$a = \text{mg C/100mL leídos para la muestra}$$

$$b = \text{mg C/100 mL leídos para el blanco}$$

III.3.3.2 Determinación de óxidos cristalinos de Fe utilizando ditionito-citrato-bicarbonato

Se pesa 1 g de suelo (molido fino en mortero de ágata), en tubos de ensaye de 100 mL. Se consideran 2 blancos y una muestra patrón por cada conjunto de muestras. Colocando en los tubos 20 mL de una solución que contiene citrato de sodio 0.24 M y bicarbonato de sodio 0.2 M, se calientan a baño María hasta 75 ° C. Alcanzando a la temperatura señalada, se agregan 0.4 g de

ditionito de sodio (previamente pesado para cada muestra), dejando 15 minutos en baño María y agitando ocasionalmente con los agitadores de vidrio.

Después de centrifugar durante 5 minutos a 4500 rpm, se decanta el sobrenadante a un matraz aforado de 100 mL.

La extracción comenzó al añadir el ditionito y terminó al decantar. Es importante conservar constantes los tiempos de extracción y cuidar que las muestras se mantengan no menos de 15 minutos en el baño María.

Agregando nuevamente 20 mL de solución de citrato de sodio y bicarbonato de sodio al sedimento, dentro del tubo de ensaye, se agregan de nuevo 0.4 g de ditionito, dejando 15 minutos en baño María (agitando ocasionalmente con agitadores de vidrio). Se centrifuga y decanta, en el mismo matraz aforado de 100 mL, donde se agregan 10 mL de sulfato de Mg. Aforando a 100 mL con agua destilada, se filtra la solución a envases de polietileno de 125 mL.

Determinación: Se elaboran estándares para las curvas de calibración en matraces aforados de 100 mL, agregando a cada matraz 40 mL de solución de citrato de sodio y bicarbonato de sodio, junto con 10 mL de solución de sulfato de magnesio 0.1 M, más 0.4 g de ditionito de sodio.

Se preparan estándares en las concentraciones siguientes: 0, 1, 2, 3 y 5 mg/L

La determinación se realizó en un espectrofotómetro de absorción atómica (Perkin Elmer Modelo 3110).

Cálculo: Los resultados se reportan en mg/g de suelo

$Fe \text{ en mg/g} = (\text{mg/L de Fe en la muestra} \times \text{factor de dilución} \times 100) / (\text{peso de suelo} \times 1000)$.ec.3.2

III.3.3.3 Determinación de Al, Fe y Si utilizando oxalato de amonio

Se pesa 1 g de suelo (previamente molido fino, en un mortero de ágata) en envases de polietileno de 125 mL. Se consideran 2 blancos por lote de muestras, así como una muestra

patrón. Bajo la campana y en un cuarto oscuro, ya que la reacción es muy sensible a la luz UV, se añaden 50 mL de solución de oxalato*.

*Solución de oxalato: Se prepara pesando 17.56 g de ácido oxálico dihidratado $C_2H_2O_4 \cdot 2H_2O$ y 28.4 g de oxalato diamónico monohidratado $(NH_4)_2C_2O_4 \cdot H_2O$. Colocando la solución en un vaso de precipitados, se agrega aproximadamente 800 mL de agua destilada. Agitando la solución, se ajusta el pH a 3.25 con hidróxido de amonio diluido. Finalmente se afora con agua destilada a 1 L.

Los frascos de polietileno que contienen la solución, son cerrados y agitados durante 4 horas, tapando los envases con una caja o bolsa color negro. Nuevamente en la campana y en el cuarto oscuro, se realiza el filtrado inmediato de los envases de polietileno de 50 mL. (teniendo precaución de desechar los primeros 5 mL del filtrado). Se deben de mantener tiempos constantes en todos los lotes de muestras; la extracción comienza al añadir el oxalato y termina después de filtrar.

Determinación: Se preparan estándares para las curvas de calibración, en matraces aforados de 50 mL, utilizando la misma matriz en que se leyeron las muestras (es decir, si se leyeron en las muestras sin diluir, se prepara la curva en la matriz de oxalato, si se leyó en diluciones 1:10, se prepara la curva con la solución de oxalato 1:10). Para diluciones 1:100 se prepara la curva en agua.

Aluminio: Tomando con pipeta 0, 2.5, 5, 10, 15 y 20 mL de una solución de 100 mg Al/L, se agrega 5 mL de una solución de KCl al 10%, aforando a 50 mL para tener 0, 5, 10, 20, 30 y 40 mgAl/L.

Hierro: Usando pipeta se mide 0, 0.5, 1, 1.5, 2 y 2.5 mL de un estándar de 100 mg Fe/L, aforando a 50 ml para obtener 0, 1, 2, 3, 4 y 5 mg Fe/L.

Silicio: Se lleva con pipeta a un matraz 0, 2.5, 5, 10, 15 y 20 mL de un estándar de 100 mg Si/L, aforando a 50 mL para tener 0,5, 10, 20, 30 y 40 mg Si/L.

Si es necesario, se preparan diluciones 1:10 de los extractos de las muestras (cuando se trata de Al, se utiliza KCl al 1% para diluir).

La determinación se realizó en un espectrofotómetro de absorción atómica. El silicio debe medirse inmediatamente después de la extracción, ya que tiende a precipitarse rápidamente. La solución de oxalato de amonio puede tapan el capilar de aspiración y el nebulizador del equipo de absorción atómica; entonces, es muy importante enjuagar con mucha agua después de cada medición, e incluso inyectar agua destilada con una jeringa y revisar constantemente la señal de un estándar.

Cálculo: Los resultados se reportan en mg/g de suelo seco

Al, Fe, Si mg/g = [(mg/L obtenidos en la determinación - B) X f X 50] / Peso de suelo g X 1000]. ec.3.3

donde: *B = mg/L obtenidos en el blanco; f = factor de dilución*

III.3.4 Análisis mineralógicos

La determinación de las especies minerales en las fracciones de arena y limo, está basada en la identificación de diversas propiedades ópticas, que caracterizan cada mineral en el microscopio petrográfico. Bajo luz transmitida se observa color, pleocroismo, forma, crucero, índice de refracción y relieve. Con el analizador-nicoles cruzados, se observan colores de interferencia, extinción, elongación. Debe hacerse notar que algunas propiedades ópticas de los minerales, varían ligeramente de lo observado en secciones delgadas, puesto que el espesor de los granos es mayor a 30 micras. Para estudiar la fracción arcilla, se utilizó la técnica de Difracción de Rayos X (DRX), debido a las limitantes que presenta la microscopía óptica para identificar minerales arcillosos.

III.3.4.1 Arena.

De la fracción de arena total, se separó la fracción de arena fina y muy fina al húmedo, por medio de un tamiz de 250 micras. Con dicha fracción (una vez seca), se elaboraron preparaciones en portaobjetos para cuantificar bajo microscopio petrográfico (Olympus, BX51), las especies minerales existentes. Para el conteo, se tomaron 300 granos minerales por horizonte (montados en resina epóxica, con índice de refracción 1.65) y se calculó el porcentaje de minerales presentes.

III.3.4.2 Limo.

Esta fracción fue tratada, en algunos horizontes, con H₂O₂ al 10%, para tratar de eliminar la materia orgánica residual, que enmascaraba a los minerales. Para retirar la arcilla remanente, ésta se separó por decantación. Con la muestra seca, se realizaron preparaciones con glicerina para observarlas bajo el microscopio petrográfico y hacer la cuantificación e identificación de fitolitos presentes.

III.3.4.3 Arcilla.

La fracción arcilla ya limpia, fue utilizada para análisis de Difracción de Rayos X. Se trata de una técnica fundamental, para determinar el tipo de mineral arcilloso presente en un material, debido a las limitantes que presenta un estudio de microscopía óptica (Duane y Robert, 1989). Las muestras fueron trabajadas en un difractor Philips Mod. 1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro), utilizando radiación Cu K α .

El principio del difractor, consiste en registrar diagramas de las muestras a estudiar, usando un detector de gran sensibilidad de Rayos X. El detector recorre la superficie externa de una muestra plana, buscando las direcciones de difracción del haz de Rayos X incidente,

originado por un generador y un tubo cerrado herméticamente, que consta de un cátodo de tungsteno y un ánodo de cobre, el cual produce la intensidad I de una longitud de onda λ característica. El aparato consta de un mecanismo registrador, capaz de imprimir la posición y simultáneamente la intensidad del haz difractado.

El haz de rayos divergentes, difractado por la muestra, pasa a través de una ranura estrecha y se introduce en el detector, que se hace rotar a una velocidad doble a la de la muestra. De este modo, la superficie de la muestra se encuentra siempre a Θ° , cuando el detector se ubica en $2\Theta^\circ$. Un goniómetro es el que hace rotar el detector y la muestra a una velocidad determinada y un diagrama puede registrarse en la computadora, a medida que progresa el barrido angular. El registro muestra las intensidades, como función de los ángulos de reflexión 2Θ .

El procedimiento de identificación mineralógica, inicia con registrar el patrón de difracción (difractograma) en cada horizonte de suelo, que se utiliza para establecer el tipo estructural de arcilla, y después realizar una serie de pruebas sistemáticas. Esto con el fin de identificar la especie mineral, de acuerdo a datos estructurales y análisis químicos (Duane y Robert, 1989).

El sistema más importante de que se dispone para la identificación de sustancias, está basado en el trabajo de Hanawalt *et al.* (1938). Este sistema, pese a las diversas modificaciones sufridas, se mantiene vigente. Para identificarlas se utiliza el índice o catálogo Hanawalt.

Montaje de muestras. La fracción de tamaño menor a 2 micras, se suspende en agua y deposita sobre un portaobjetos de vidrio, de modo que al evaporarse el agua, las partículas de arcilla por ser planares, quedan en forma orientada. Los patrones de difracción de este tipo de preparaciones, son muy útiles para la identificación de los minerales arcillosos, ya que dan un registro del

espaciamiento que existe, entre los planos que conforman la estructura de la arcilla. Las muestras en fracción orientada, se registraron en un intervalo angular 2Θ de 4° a 80° .

Es deseable que en un portaobjetos con muestra orientada, ésta alcance lo que se conoce como “espesor infinito” (Besoain, 1985), que significa que la cantidad de material sedimentado en el portamuestras sea tal, que los Rayos X no lo atraviesen por completo. Esto es importante, debido a que si se tiene un espesor muy delgado de muestra, se tomarán registros del material sobre el que está montado el espécimen a estudiar, que en este caso sería vidrio. La cantidad práctica recomendada para alcanzar un buen espesor, está entre 0.15 y 0.25 g/cm^2 de muestra.

Tratamientos para discriminación de diferentes tipos de arcillas. Una vez montadas, las muestras deben ser sometidas a varios tratamientos, que tienen como finalidad modificar las estructuras cristalinas de los minerales, provocando “aperturas” o colapsos de las mismas. El tratamiento más usado fue el calentamiento a 550°C .

El calentamiento controlado, puede alterar o colapsar parcialmente la estructura de las arcillas, por lo que es un apoyo para su identificación (Brown, 1961). Así, es posible discriminar entre minerales del grupo de las micas, que desaparecen del registro, después de ser calentadas a 550°C (por 30 minutos).

Al obtenerse los registros con la presencia de minerales arcillosos, es necesario diferenciarlos, por ejemplo, entre la halloysita deshidratada de 7Å (metahalloysita) y la caolinita. El método que se utiliza para la discriminación, es la prueba con *n*-metil formamida de acuerdo a lo establecido por Churchman *et al.* (1984).

III.3.5. Micromorfología

Al observar la sección delgada en el microscopio, se deben emplear técnicas para realizar descripciones semicuantitativas, que tienen cierta semejanza con las utilizadas en petrografía, ya que se basan en los mismos principios ópticos. A continuación se mencionan los rasgos generales, que se describen en una sección delgada de suelo.

- **Componentes básicos.** Son las unidades más simples existentes en el suelo, por ejemplo, granos de arena, partículas de arcilla, fragmentos de plantas, entre otros. Pueden ser de origen mineral u orgánico. Estos componentes son los constituyentes esenciales de bloques más complejos, en la organización del material del suelo en matriz, rasgos pedológicos, estructura y fábrica.

- **Rasgos pedológicos.** Se definen como unidades de suelo, reconocibles en el material adyacente por una diferencia de concentración, en uno o más de sus componentes, (por ejemplo, una fracción granulométrica, materia orgánica, cristales, componentes químicos) o por una diferencia en su composición interna. Realmente, en la mayoría de los casos son reorganizaciones de los materiales del suelo, que no pueden ser atribuidas a una herencia del material original (Bullock *et al.*, 1985).

$$\text{Material de los suelos} = \text{Matriz} + \text{Rasgos pedológicos}$$

Para aclarar el concepto de rasgos pedológicos, se mencionan en la Tabla 3.1 los siguientes ejemplos:

<i>Son rasgos pedológicos</i>	<i>No son rasgos pedológicos</i>
Revestimientos de arcilla	Fragmentos de roca
Revestimientos de materia orgánica	Fragmentos de raíces
Nódulos de hierro	Granos minerales

Tabla 3.1. Diferencias entre rasgos pedológicos y otros componentes de una sección delgada de suelo.

- **Matriz.** Es un término general que se usa para el material grueso y fino, que forma la base material del suelo y que no es parte de los rasgos pedológicos.

La descripción de la matriz incluye los siguientes conceptos: huecos, agregación, microestructura (tamaño, forma y arreglo de los componentes del suelo), distribución de material grueso/fino y micromasa (material fino de la matriz).

- **Fábrica del suelo.** Se relaciona con la organización total del suelo, expresada por el arreglo espacial de sus constituyentes (sólidos, líquidos y gaseosos), su forma, tamaño y abundancia, considerada desde un punto de vista configuracional, funcional y genético (Brewer y Sleeman, 1960). Es obvio que no es posible describir la totalidad de la fábrica, dado que la fase líquida del suelo, no es fácil de observar en una sección delgada. En consecuencia, se utiliza el término *patrón de constituyentes del suelo*.

Bullock *et al.* (1985) establecen que el *patrón* de constituyentes del suelo, se relaciona con el arreglo espacial de sus componentes sólidos y los espacios vacíos entre ellos.

Cada fábrica de suelo puede estar compuesta por diversas entidades, que agrupadas, y observadas en sección delgada, se consideran como zonas homogéneas. Estas zonas son definidas como *unidades de fábrica*. Cuando el material comprende unidades de fábrica muy parecidas entre sí, se establece el término de “fábrica parcial” (Sander, 1970).

III.3.6 Isótopos Estables de Carbono en la Materia Orgánica

Uno de los parámetros que también se usa para decodificar la *memoria del suelo*, es la composición de isótopos estables de carbono de la materia orgánica, debido a que el carbono es un elemento que permite entender la relación de geósfera-atmósfera-biósfera, al ayudar a describir la interacción ambiente-vegetación. La relación de isótopos de carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$),

contiene información del sistema planta-suelo, permitiendo conocer la presencia o ausencia de ciertas comunidades de plantas con diferentes caminos fotosintéticos. La proporción entre los isótopos estables de carbono, está caracterizada por el valor $\delta^{13}\text{C}$, que es la desviación de la relación de los isótopos de una muestra con un estándar establecido, en partes por mil.

De acuerdo al conocimiento actual sobre las relaciones de isótopos estables de carbono en la vegetación, alrededor del 85% de las especies de flora, utilizan tres átomos de carbono en su fotosíntesis (plantas C3). Se trata de plantas que incluyen árboles, algunos pastos y especies cultivadas (maíz, papa, fríjol, algodón, entre otros), asociadas a climas húmedos. Durante la fotosíntesis, las plantas C3 prefieren el isótopo ligero ^{12}C , sobre el más pesado ^{13}C del CO_2 atmosférico, así que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son bajos, en el rango de -35 a -22‰, con un promedio de -27‰ (Smith y Epstein, 1971).

Con respecto a las plantas, que fijan eficientemente cuatro átomos de carbono del CO_2 atmosférico (C4), éstas representan cerca del 5% de las especies actuales conocidas, y se encuentran confinadas a ciertas áreas. Cerca del 17% del área global se encuentra cubierta por plantas C4, siendo responsable del 20-30% del proceso de fotosíntesis del planeta (Boutton, 1996). La distribución geográfica y la productividad de las plantas C4 se correlacionan con altas temperaturas y poca humedad. Estas plantas se caracterizan por altos valores de $\delta^{13}\text{C}$, variando de -19 a -9‰, con un promedio de -13‰ (O'Leary, 1988; Boutton, 1991), estando asociados con un clima cálido y seco. Una gran cantidad de pastos y cultivos como la caña de azúcar, son ejemplos de plantas C4.

Cualquier cambio en la abundancia relativa entre plantas C3 y C4 a través del tiempo, puede ser atribuido a variación climática o una alteración en el ambiente, ya que los caminos fotosintéticos, son muy sensibles a las condiciones físicas y ecológicas. Los isótopos estables de

carbono de la materia orgánica, se mantienen en los paleosuelos por miles de años, utilizándose como un buen registro paleoecológico (Heine, 1987).

Indirectamente, el valor $\delta^{13}\text{C}$ de los paleosuelos puede indicar la evolución de la concentración de CO_2 atmosférico. Ocurre que con concentraciones elevadas de CO_2 , las plantas de tipo C3 se ven favorecidas con respecto a las plantas de tipo C4, ya que las plantas de tipo C3 requieren menos energía para realizar la fotosíntesis. Por el contrario, cuando la concentración de CO_2 es baja, aumentan las del tipo C4, ya que poseen un mecanismo de concentración de CO_2 que las favorece. Por lo tanto, cuanto menor sea el $\delta^{13}\text{C}$ en el paleosuelo analizado, más probabilidad hay de que la concentración de CO_2 haya sido alta. Y viceversa.

Aplicación de la técnica. Fueron seleccionados aquellos horizontes de suelos y paleosuelos con acumulación de materia orgánica, es decir, horizontes A y sus transiciones. Las muestras ya tamizadas usando la malla de 2mm y colocadas en cápsulas de porcelana, deben quedar limpias de detritus de raíces u hojas. El material se ataca con HCl (3N), para destruir carbonatos. El detritus segregado, es retirado y la muestra se lava con agua destilada y se centrifuga (6000 rpm, 5min) y posteriormente se lleva al horno a 40° C. Se utiliza el método de combustión de Sofer (1980) modificado, para preparar las muestras (para detalles consultar Sedov *et al.*, 2003), y un espectrómetro de masas de triple colector (Finnigan MAT250), para analizar la relación de $\delta^{13}\text{C}$, en los isótopos estables de la materia orgánica. Cada lote de muestras fue acompañado por materiales de referencia: PEF-1 y Sucrosa ANU de NIST NBS-22.

El valor de $\delta^{13}\text{C}$ es expresado en partes por mil:

$$\delta^{13}\text{C} = 1000 * (\text{IR}_{\text{muestra}} - \text{IR}_{\text{VPDB}}) / \text{IR}_{\text{VPDB}} \dots \dots \dots \text{ec.3.4}$$

donde $IR = {}^{13}C/{}^{12}C$ y $IR_{VPDB} = 0.0112372$ corresponde a la Relación Isotópica del CO_2 del carbonato, de un molusco cretácico, *Beleminitella Americana*, de la Formación Pee Dee en Carolina del Sur, EE.UU. (Craig, 1957).

De acuerdo al método de error interno para cada muestra, se tuvo una exactitud de $\sim 0.08\%$ y una incertidumbre de $\sim 0.1\%$ para todo el proceso. La precisión externa del método es de 1% .

La proporción de carbono derivado de las plantas C4 en las muestras, fue estimado usando la ecuación de balance de masas de Boutton (1996):

$$\delta^{13}C = (\delta^{13}C_{C4})(x) + (\delta^{13}C_{C3})(1-x) \dots \dots \dots \text{ec.3.5}$$

donde

$$x = (\delta^{13}C - \delta^{13}C_{C4}) / (\delta^{13}C - \delta^{13}C_{C3}) \dots \dots \dots \text{ec.3.6}$$

(x) y (1-x) representan la proporción de isótopos estables del material orgánico, derivado de plantas C4 y de C3 respectivamente. $\delta^{13}C$ es la Relación Isotópica de la muestra, $\delta^{13}C_{C4}$ y $\delta^{13}C_{C3}$ son los promedios respectivos de plantas C4 y C3 modernas. La ecuación 3.6, muestra una correlación positiva, entre valores de $\delta^{13}C$ de isótopos estables, del material orgánico derivado de plantas C4.

Las proporciones (x) y (1-x) de la ecuación 3.5 deben ser estimadas debido a que:

1. Los valores de $\delta^{13}C$ para plantas C3 y C4 no son conocidos con exactitud y varían a menudo como respuesta al ambiente y a variaciones genéticas (Farquhar *et al.*, 1989);
2. El $\delta^{13}C$ del CO_2 atmosférico ha variado a lo largo del tiempo, como ejemplo en los últimos 15,000 años cerca de 1% (Indermuhle *et al.*, 1999);
3. Diferente tasa de descomposición y/o preservación de las distintas fracciones bioquímicas de la planta (Benner *et al.*, 1987) pueden influir potencialmente al valor de $\delta^{13}C$; y

4. También la respiración microbial puede incrementar el $\delta^{13}\text{C}$ en cerca de 1‰ (Nadelhoffer y Fry, 1988).

Los cuatro puntos mencionados, en su conjunto, son fuente de errores muy pequeños, así que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica del suelo puede utilizarse con mucha certeza para reconstruir la presencia de ciertas comunidades vegetales (Cerling *et al.*, 1989).

III.3.7 Fitolitos

La sílice biogénica tiene una morfología muy definida y específica, por el hecho de que conformó células de tejidos de plantas. Sus formas son semejantes, a las de la célula de la planta que la alojó.

Cuantificación de fitolitos y su distribución en el perfil. Una vez limpia la fracción limo de la muestra total de suelo, se realizó el análisis de muestras completas de granos minerales y fitolitos, bajo microscopio petrográfico, con el fin de conocer dónde se encontraban los horizontes con mayor acumulación. El medio de montaje para las muestras fue glicerina, con índice de refracción 1.48, (más alto que el valor máximo para fitolitos y abajo del mínimo para vidrio volcánico), permitiendo distinguir los diversos componentes minerales por medio de la línea de Becke. Así se identificaron y contaron 1200 partículas minerales en cada preparación, como propone Gol'yeva (1997).

Clasificación morfológica de fitolitos. Una vez ubicadas las mayores concentraciones de fitolitos, en los diferentes horizontes de cada uno de los perfiles, se procedió a definir su morfología de acuerdo a Twiss (1992) y Fredlund y Tieszen (1994) (Figuras 3.1 y 3.2) con la ayuda del microscopio petrográfico. Se decidió hacer una combinación de dichas clasificaciones, para poder

observar la variedad de formas que se pueden encontrar en los horizontes seleccionados. Se examinaron y contaron 200 fitolitos, en cada uno de los horizontes designados, registrándose la frecuencia de cada una de las formas encontradas C3 y C4 (en porcentaje).



Figura 3.1. Clasificación de morfotipos de fitolitos de pastos según Twiss (1992). Vistas en planta de los morfotipos.

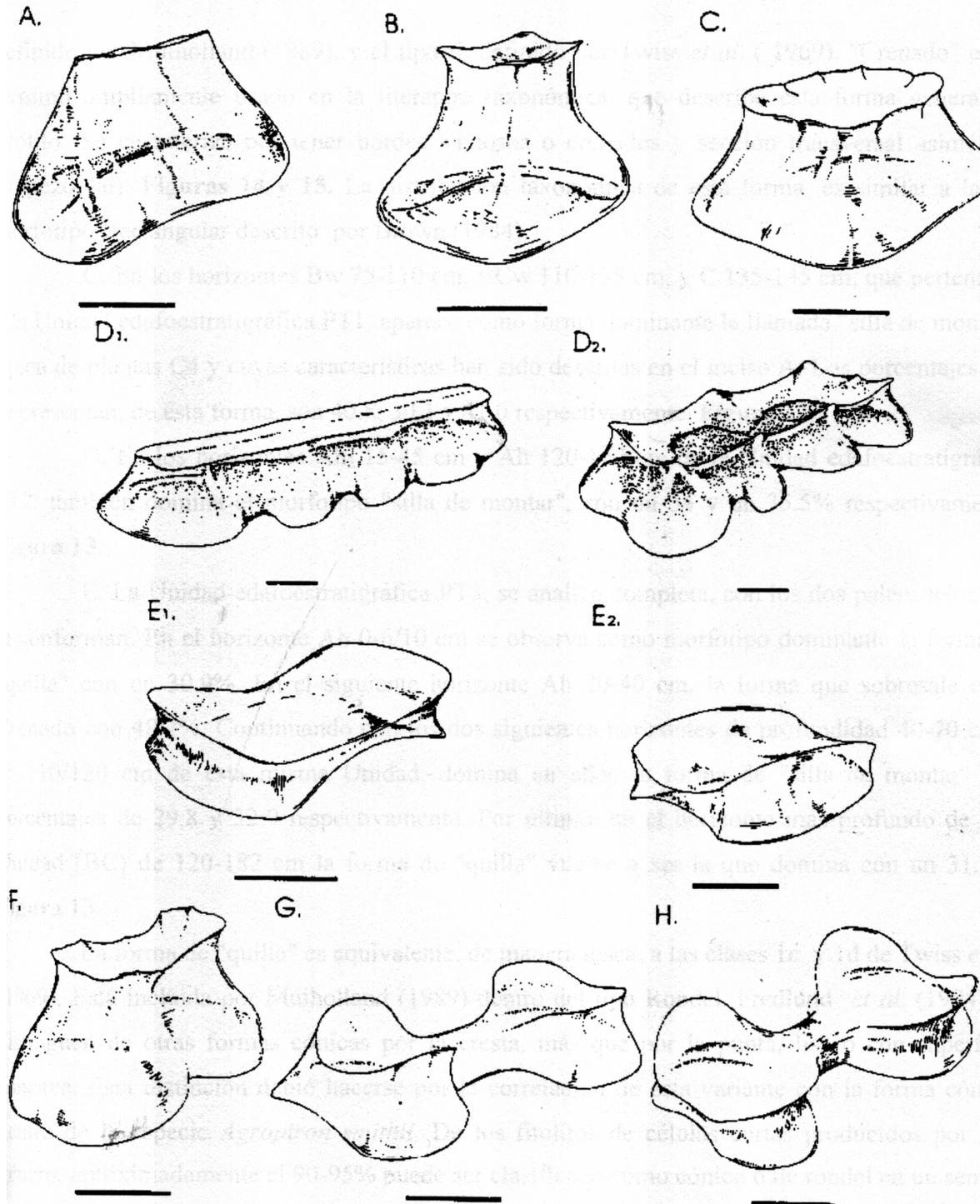


Figura 3.2. Clasificación de morfotipos de fitolitos según Fredlund y Tieszen (1994).

Los esquemas de las células están representados en tres dimensiones. A quilla; B cónico; C piramidal; D₁ y D₂ Crenados; E₁ y E₂ silla de montar; F₁ tipo stipa; G lobado simple; H panicoide.

La escala de la barra representa 5 μm .

III.4 GABINETE

Una vez obtenidos los resultados de los diferentes análisis, se procedió a ordenarlos, para presentarlos en forma gráfica y poder realizar una interpretación de los mismos. Procesadores de texto, hojas de cálculo y programas para manejo de fotografías digitales, fueron los materiales utilizados en esta fase.

Las interpretaciones y conclusiones obtenidas, se realizaron con base en la experiencia previa en estudios geológicos y edafológicos, siendo la fase final para la redacción de este trabajo.

IV ÁREA DE ESTUDIO

En el presente capítulo se presentan generalidades de las secuencias de paleosuelos estudiadas en el Centro de México (Figura 4.1), en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Básicamente, el enfoque se centra en las descripciones de las localidades investigadas, principalmente en lo que respecta a la macromorfología de las secuencias de suelos.

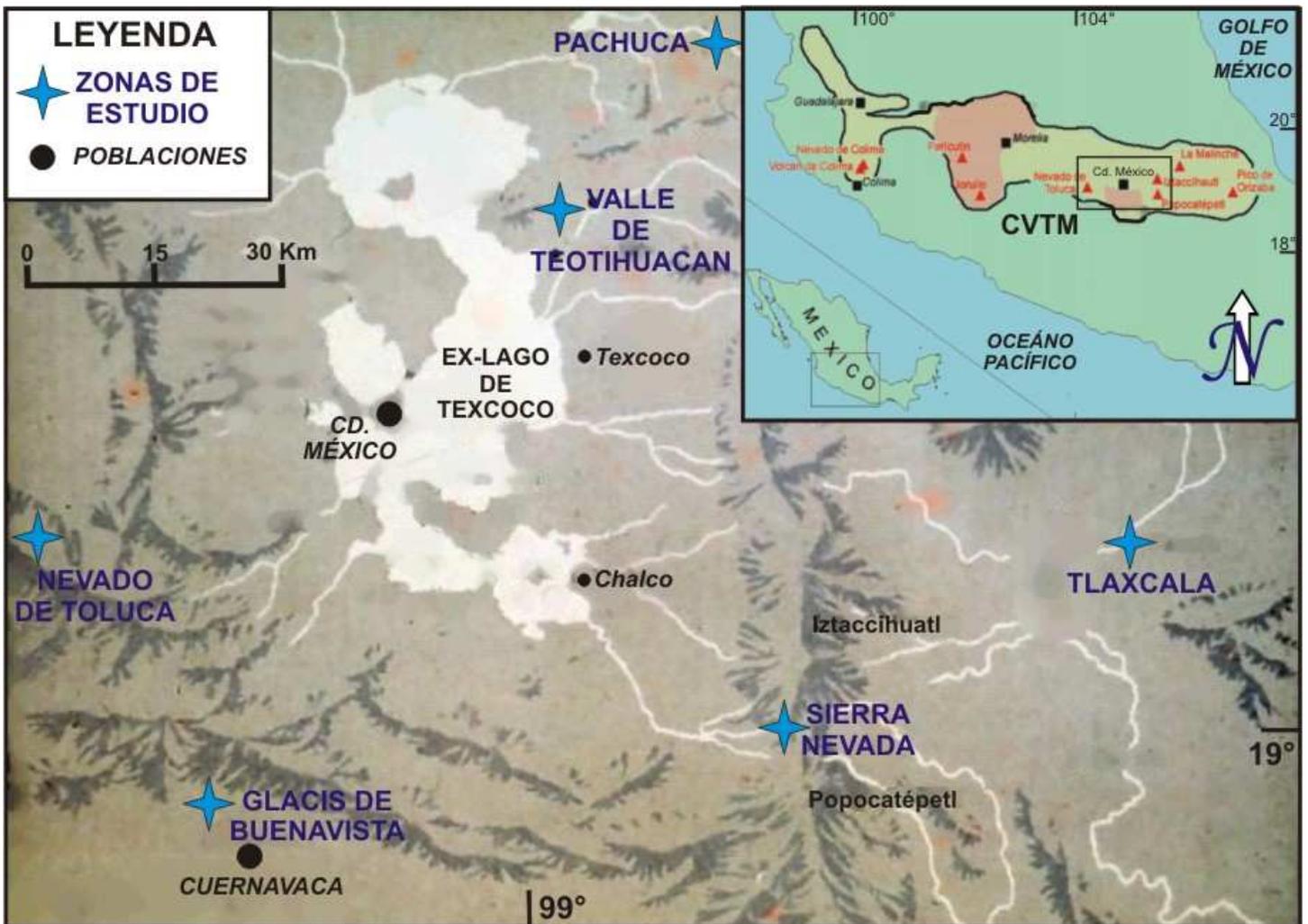


Figura 4.1. Localización general de las secuencias estudiadas en el Centro de México.

Las secuencias de suelos más antiguas se ubican en Tlaxcala, cubriendo un intervalo que abarca desde el Pleistoceno Medio hasta el Reciente. En las cercanías del Nevado de Toluca, las secuencias cubren aproximadamente 80,000 años, mientras que el resto se desarrolla en los últimos 30,000 años.

IV.1 PALEOSUELOS DEL NEVADO DE TOLUCA

En este volcán, cuya historia eruptiva está bien documentada (Bloomfield y Valastro 1974; Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997) se han encontrado hasta 7 paleosuelos sepultados, denominados PT (paleosuelos de Toluca, PT1-PT7). Todos ellos se encuentran en los flancos N y NE del volcán, siendo las secuencias mejor estudiadas las localizadas en Arroyo la Ciervita (3100 msnm, N19°13'26'' y W99°47'22'') y Zacango (2800 msnm, N19°33'40'' y W99°38'45'') (Figura 4.2). El estudio detallado de sus propiedades y su comparación con los suelos modernos de la región, ha permitido establecer la dinámica y evolución del paisaje en los últimos 80,000 años (Sedov *et al.*, 2001a; Jasso *et al.*, 2002).

La vegetación natural de la zona está representada por bosque de pino (hasta los 4000 msnm), teniendo como especie dominante *Pinus pseudostrobus* (Sandoval, 1987). Por debajo de los 3000 msnm los cultivos agrícolas como el maíz, reemplazan en grandes extensiones a la vegetación natural.

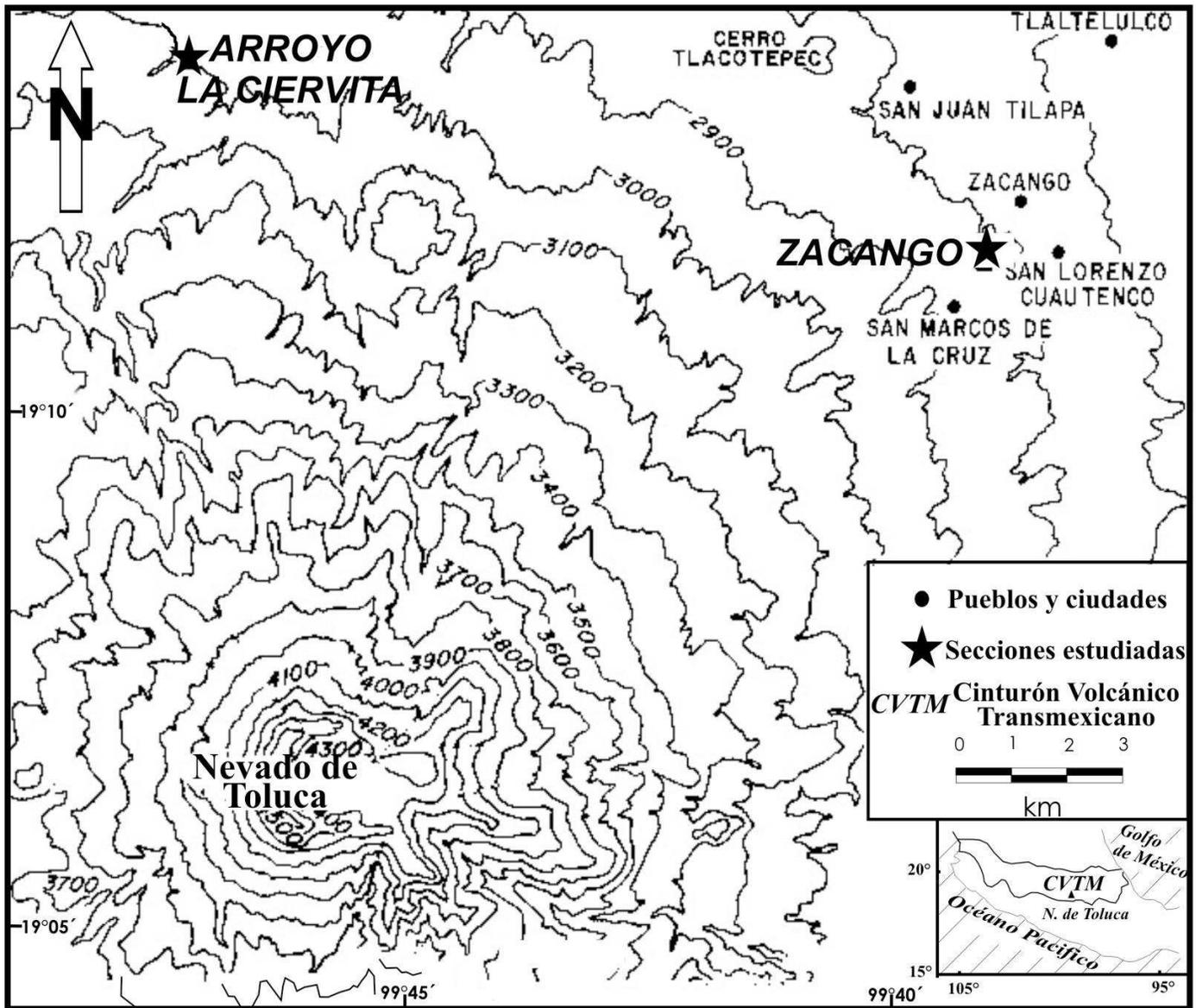


Figura 4.2. Localización de las secciones estudiadas cercanas al Nevado de Toluca.

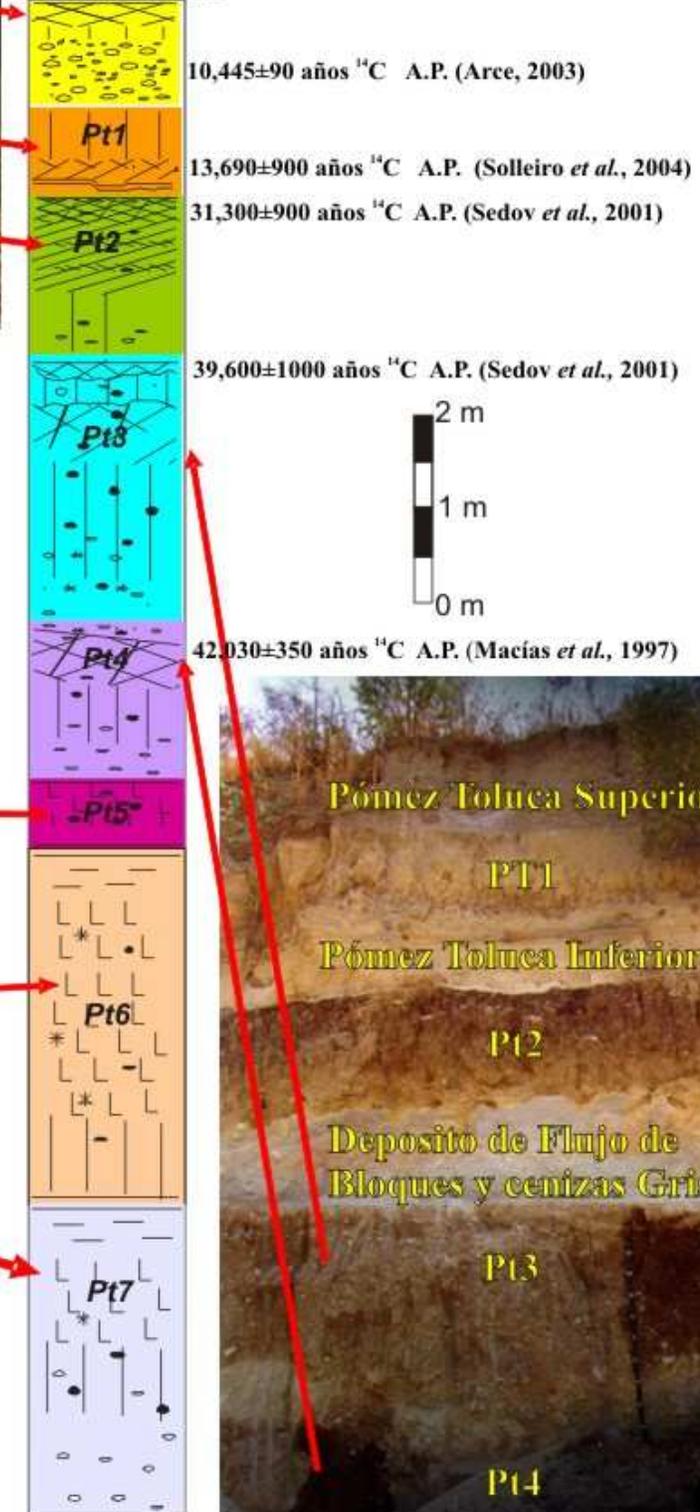
IV.1.1 Pedoestratigrafía de los paleosuelos estudiados

La pedoestratigrafía del volcán ha sido estudiada con detalle por Solleiro *et al.* (2004). Un esquema general se observa en la Figura 4.3.



A) Localidad Arroyo La Ciervita. Vista del Andosol moderno, sobre el horizonte Bw de PT1. También es identificable la morfología típica de PT2 con horizontes Ah pardo oscuros y fisuras.

Suelo Moderno



C) Luvisoles de las Unidades PT5, PT6 y PT7 de la exposición Zacango.



B) Unidades PT1, PT2, PT3 y PT4 en la exposición Zacango.

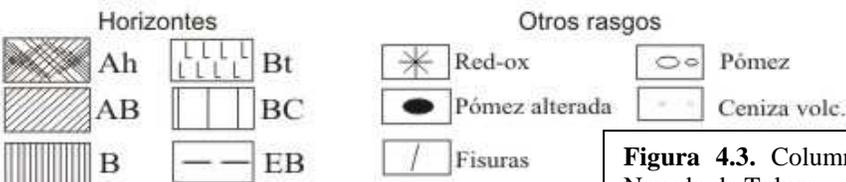


Figura 4.3. Columna pedostratigráfica compuesta de los paleosuelos del Nevado de Toluca.

IV.1.1.1 Arroyo La Ciervita

Esta sección incluye cuatro perfiles de paleosuelos (A.C.1-A.C.4) en los cuales son reconocibles tres pedocomplejos (PT1-PT3). El suelo moderno (A.C.1) ha sido cultivado y está caracterizado por un color pardo pálido (10YR5/3 en seco), con una estructura pobremente desarrollada. El material parental es un flujo piroclástico, fechado en 3200 años A.P. (Macías *et al.*, 1997). La clasificación de campo, corresponde a un Andosol Háptico (WRB, 1998).

La unidad PT1 (A.C.1) subyace al flujo piroclástico de 3200 años A.P. (Macías *et al.*, 1997). Este perfil sepultado, consiste de horizontes Bw y BC de colores pardo-amarillentos, que sobreyacen a una delgada y retrabajada capa de ceniza gris (Figura 4.3A). En A.C.4., estas unidades no están bien expuestas. PT1 presenta una estructura compleja debido a que gránulos de diferentes tamaños están asociados a bloques subangulares. PT1 fue clasificado en el campo como Cambisol Ándico (WRB, 1998). Algunos fragmentos de carbón fueron encontrados en esta unidad, lo que permitió obtener una edad de $13,620 \pm 900$ años A.P. (Solleiro, *et al.*, 2004).

La unidad PT2 (A.C.1, A.C.2 y A.C.4) está localizada subyaciendo a la capa de ceniza gris, que delimita a la unidad PT1. En esta sección, las unidades constituyen un pedocomplejo. En A.C.1, consiste de dos horizontes Ah bien desarrollados, a los que subyacen horizontes AB y Bw de colores pardos (Figura 4.3A). Las fechas de radiocarbono de dichos horizontes son $27,900 \pm 500$ años A.P. y $29,000 \pm 1200$ años A.P. (Sedov *et al.*, 2001a). En A.C.2, un tercer horizonte Ah delgado y discontinuo es visible en la parte media del perfil. Los horizontes Ah superiores presentan una estructura compleja, compuesta por bloques subangulares gruesos y prismas, delimitados por fisuras. Las edades de PT2 son $29,800 \pm 600$ años A.P. y $28,100 \pm 700$ años A.P. (Sedov *et al.*, 2001a). En la base de esta unidad se encuentra un depósito de un flujo de bloques y cenizas grises, fechado en $28,140 + 875 / - 780$ años A.P. (Macías *et al.*, 1997). En A.C.4,

PT2 presenta dos horizontes Ah, que sobreyacen a un horizonte AC. PT2 fue clasificado en campo como un Andosol Mólico (WRB, 1998).

La unidad PT3 (A.C.3) se encuentra por debajo del flujo de bloques y cenizas grises, así como sobreyaciendo a un flujo de pómez de color rosa pálido fechado en 42,030±350/-2445 años A.P. (Macías *et al.*, 1997). En la mayoría de las secciones estudiadas se encuentra muy erosionado, sin embargo en perfiles bien conservados, se distingue un pedocomplejo, el cual incluye dos subperfiles. En algunos casos, esta unidad aparece directamente sobre PT2 (A.C.4). El paleosuelo superior está pobremente desarrollado y consiste de un horizonte Ah delgado (posiblemente afectado por erosión), así como de un AC. El paleosuelo inferior presenta una secuencia de horizontes más compleja, siendo Ah-AB-Bw-BCg. Ah es pardo oscuro, cortado por fracturas verticales, delimitando bloques. En la parte superior del perfil, la presencia de revestimientos de hierro da evidencia de procesos reductomórficos. La edad del humus en la parte baja del horizonte Ah es de 35,650±1200 años A.P. (Sedov *et al.*, 2001a). En A.C.4, esta unidad está menos desarrollada y directamente subyaciendo a PT2. Este paleosuelo fue clasificado en campo como un Andosol Mólico (WRB, 1998).

IV.1.1.2 Zacango

Dos secciones fueron descritas en la localidad de Zacango, donde fueron reconocidas las siete unidades de paleosuelos (PT1-PT7). La posición estratigráfica de la unidad PT1 (Z.1), es fácilmente distinguible, debido a que sobre ella se encuentra la Pómez Toluca Superior (PTS) fechada en 10,445±95 años A.P. (Arce *et al.*, 2003), y por debajo la Pómez Toluca Inferior (PTI) fechada en 24,260±670 años A.P. (Bloomfield y Valastro, 1977). PT1 consiste de un horizonte Bw pardo amarillento, de textura limosa, relativamente compactado, con estructura en bloques subangulares pobremente desarrollados; un horizonte Ah pardo oscuro, de textura limosa, con

estructura granular pobremente desarrollada y un horizonte AC pardo de textura limosa (Figura 4.3B). Morfológicamente, el horizonte B superior corresponde a un Cambisol (WRB, 1998) erosionado, mientras que la parte baja del perfil (A-AC) corresponde a un Andosol Víttrico (WRB, 1998). Subyaciendo a PT1 se encuentra una capa pseudoestratificada de 5 cm de espesor de color gris, compuesta por partículas tamaño arena media de cristales, pómez y líticos. Dicha capa contiene restos de la Pómez Toluca Inferior (PTI), sobre ella se observa un paleosuelo (PT1a) muy delgado (6 cm de espesor), el cual fue considerado como un Leptosol Úmbrico (WRB, 1998).

Los perfiles de las unidades PT2 y PT3 poseen horizontes Ah bien desarrollados, con fisuras; subyaciendo se tienen horizontes ABw y Bw de colores pardos e intemperizados (Figura 4.3B). En contraste con Arroyo La Ciervita, las unidades PT2 y PT3 muestran perfiles monogénicos, motivo por el cual los horizontes que los componen fueron seleccionados para la utilización del método ISOCON, cuya aplicación es mostrada en el Capítulo VI. Sólo en la parte sur de la localidad Z.1, un segundo horizonte rico en humus es visible en PT2, con lo cual la morfología de dicho pedocomplejo llega a ser similar a la de Arroyo La Ciervita. Las edades de humus de PT2 y PT3 son $31,300 \pm 900$ años A.P. y $39,600 \pm 1,000$ años A.P., respectivamente (Sedov *et al.*, 2001a). En este caso, PT3 es cubierto por un depósito de flujo de bloques y cenizas grises, fechado en $37,000 \pm 1,125$ años A.P. (Macías *et al.*, 1997).

La unidad PT4 está localizada subyaciendo a PT3. Esta unidad se encuentra compuesta por un perfil Ah1-Ah2-B1-B2-BC-C, con horizontes húmicos oscuros y B pardos, parecidos a los encontrados en PT2 y PT3. La edad estimada para este paleosuelo es $>35,500$ años A.P. (Sedov *et al.*, 2001a). Las unidades PT2, PT3 y PT4 fueron clasificadas en campo como Andosoles Mólicos (WRB, 1998).

Subyaciendo a las unidades descritas con anterioridad, PT5-PT7 (Z.2) poseen una morfología muy diferente de las demás unidades de paleosuelos y del suelo moderno. Los horizontes Bt, con cutanes de iluviación bien desarrollados, son su rasgo distintivo. La gama de colores que presentan va del pardo amarillento en PT7 (10YR5/4 en seco; 10YR4/4 en húmedo) al pardo oscuro en PT6 (10YR5/4 en seco; 7.5YR4/6 en húmedo). Presentan una estructura angular en bloques y prismática, con recubrimientos finos de arcilla iluvial sobre la superficie de los peds. Presentan concreciones y recubrimientos de Fe-Mn. El paleosuelo PT5, se encuentra truncado por erosión, y sólo la parte baja de Bt se encuentra preservada. PT6 y PT7 son perfiles más completos con horizontes E de eluviación pálidos (pardo pálido 10YR7/4 en seco; pardo oscuro amarillento 10YR4/6 en húmedo) que sobreyacen a horizontes Bt. En las unidades PT5-PT7 no son observables horizontes con acumulación de humus (Figura 4.3C). PT5 y PT7 fueron clasificados como Luvisoles Háplicos (WRB, 1998), mientras que PT6 como un Luvisol Stágnico (WRB, 1998).

No existen edades para las últimas unidades de paleosuelos, debido a la imposibilidad de obtenerlas por radiocarbono. Las unidades PT5-PT7, se estima que fueron formadas en el intervalo entre 100,000 y 50,000 años A.P. (Sedov *et al.*, 2001a). Estos paleosuelos se encuentran sobre el depósito de un flujo piroclástico de color rosa (Macías *et al.*, 1997).

IV.2 PALEOSUELOS DE TLAXCALA

El área de estudio se localiza en el Bloque de Tlaxcala, que pertenece al CVTM. Este bloque se formó por levantamiento tectónico durante el Mioceno Temprano (Mooser *et al.*, 1996). Durante el Terciario, el estado de Tlaxcala fue cubierto por grandes cuerpos de agua, que formaron los sedimentos lacustres de Tlaxcala, fechados como Pliocénicos. Sobre tales sedimentos, se encontraron depósitos de diatomitas, separados por tobas, considerados como

parte del paleolago de Tlaxcala, cuya edad fue estimada como Plio-Pleistocénicos (Rico *et al.*, 1997). Sobreyaciendo a los sedimentos lacustres, se encontraron flujos de lava basáltica, sobre los cuales descansa la secuencia de paleosuelos. Dicha lava ha sido fechada por el método de K/Ar, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM, resultando en una edad de 2.6 millones de años.

En esta región se han estudiado dos secuencias de paleosuelos (Figura 4.4), una ubicada en la Barranca de Tlalpan (2580 msnm, N19°27' 41.3'' y W98°18'52.5'') y una adicional en la Barranca El Mamut (2600 msnm, N19°22'30.2'' y W98°15'0.3''). El clima de la zona es templado sub-húmedo con lluvias en verano, con una temperatura promedio de 16° C y una precipitación de 879 mm. La vegetación presente es de arbustos y *Juniperus*.

En la Barranca de Tlalpan, la secuencia se ha dividido en cuatro unidades, de acuerdo a las características morfológicas observadas. La primera de ellas corresponde al suelo actual, mientras que las otras tres son paleosuelos que constituyen las denominadas Unidad Gris (UG), Unidad Parda (UP) y Unidad Roja (UR). Cada una de estas unidades está integrada por dos o más paleosuelos y en algunos casos forma pedocomplejos. En la Barranca del Mamut, sólo se encuentra la UG pero con un desarrollo mayor, la cual es objeto principal de este estudio, dado que su tiempo de desarrollo cubre aproximadamente 30,000 años al presente. (Sedov *et al.*, 2001b)

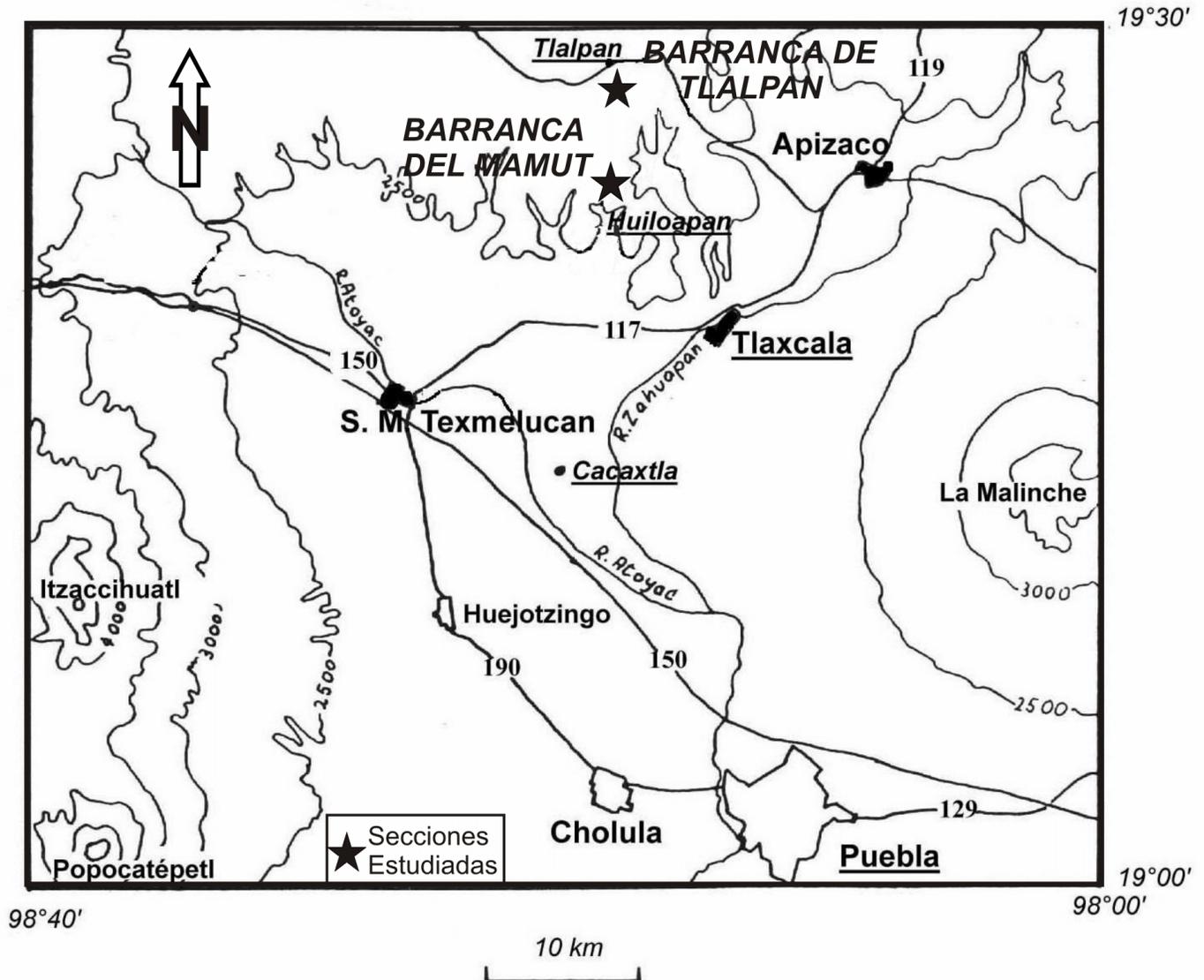


Figura 4.4. Localización de las secciones estudiadas en el estado de Tlaxcala

IV.2.1 Propiedades de las unidades estudiadas

IV.2.1.1 Barranca de Tlalpan

El perfil Tlalpan (Figura 4.5) representa la secuencia de paleosuelos y sedimentos más profunda de la región, con 7 paleosuelos separados por materiales volcánicos, parcialmente endurecidos –tepetates. Las características morfológicas que exhibe en el suelo moderno y la denominada Unidad Gris de paleosuelos, se mencionan a continuación.

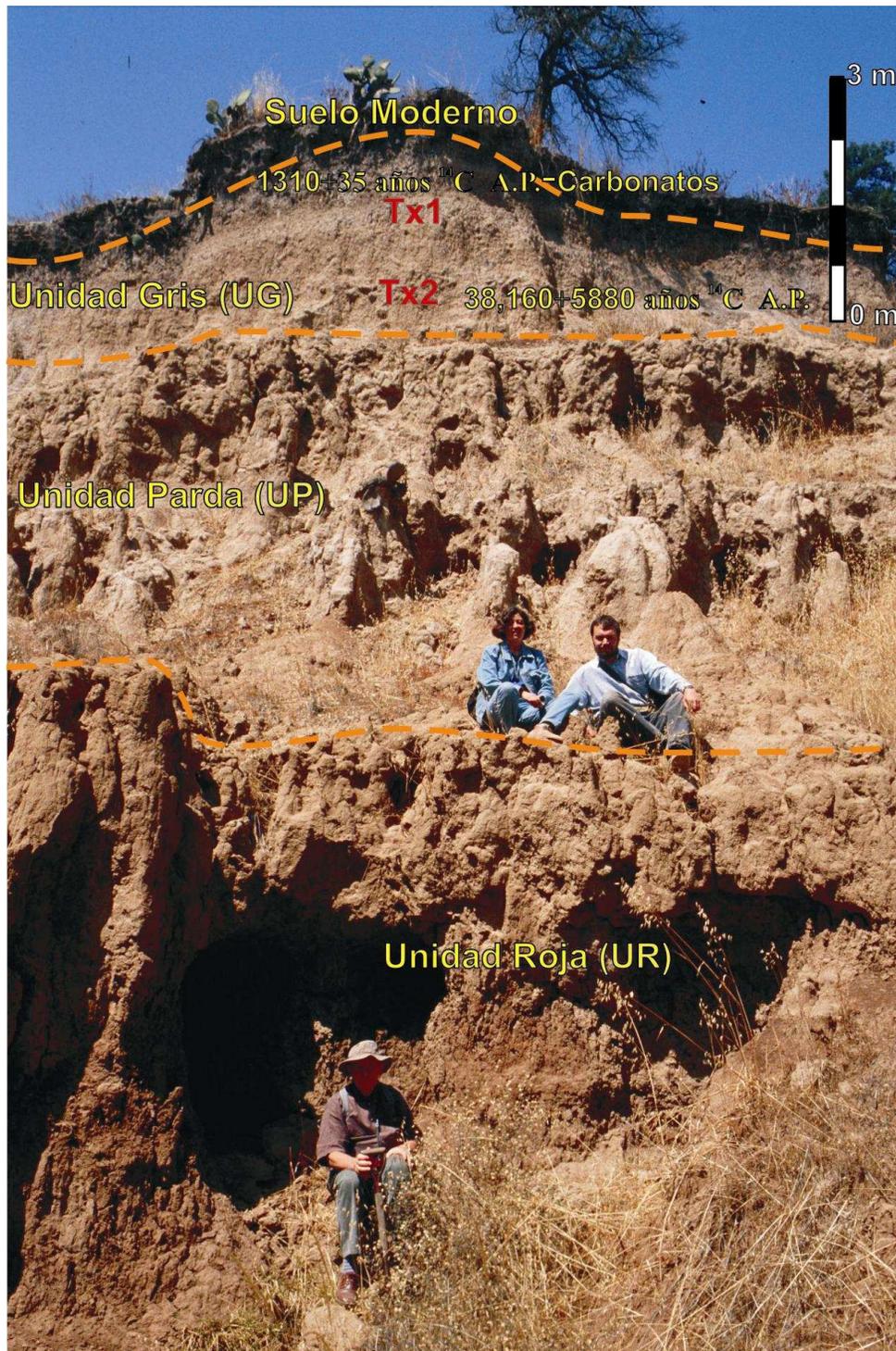


Figura 4.5. Posición pedostratigráfica de la Unidad Gris (UG) en la Barranca Tlalpan.

El suelo moderno (Figura 4.6) está constituido por un horizonte A de color gris-pardo, con abundantes fragmentos de cerámica, herramientas de obsidiana, entre otros. Su espesor es muy

variable, ya que existe una fuerte erosión y procesos de coluvionamiento y puede alcanzar hasta 5 m en depresiones. Se ha clasificado como un Phaeozem Háptico (WRB, 1998). La presencia de restos de cerámica pre-hispánica, permite darle una edad máxima de 3,500 años A.P., que corresponde a la presencia humana más antigua en la cuenca de Tlaxcala (Abascal *et al.*, 1976; García C., 1976).

La Unidad Gris (UG), que subyace al suelo moderno, incluye dos paleosuelos TX1 y TX2, de color gris separados por un horizonte compactado (tepetate –Cm). Ambos paleosuelos tienen horizontes arcillosos (Bt) caracterizados por una estructura prismática-bloques subangulares bien desarrollada, con abundantes rasgos reductomórficos (concreciones de Fe-Mn, de color pardo oscuro y manchas de óxidos de Fe). Los carbonatos son comunes en esta unidad, formando concreciones duras en el horizonte Bt de TX1, mientras que en Cm, se observan principalmente formas vermiculares y pseudomicelios. Los paleosuelos se clasificaron como Luvisoles estágnicos (WRB, 1998). Esta unidad es persistente, de tal forma que es posible observarla aún en taludes y en áreas con mayor erosión.

En Tlalpan, la edad de ^{14}C del humus del paleosuelo TX2, es de 38,160 años A.P. Los datos de AMS en carbonatos (concreciones), 1,310 años A.P., muestran que la iluviación de dichos carbonatos tuvo lugar, en la última fase de desarrollo de TX1.

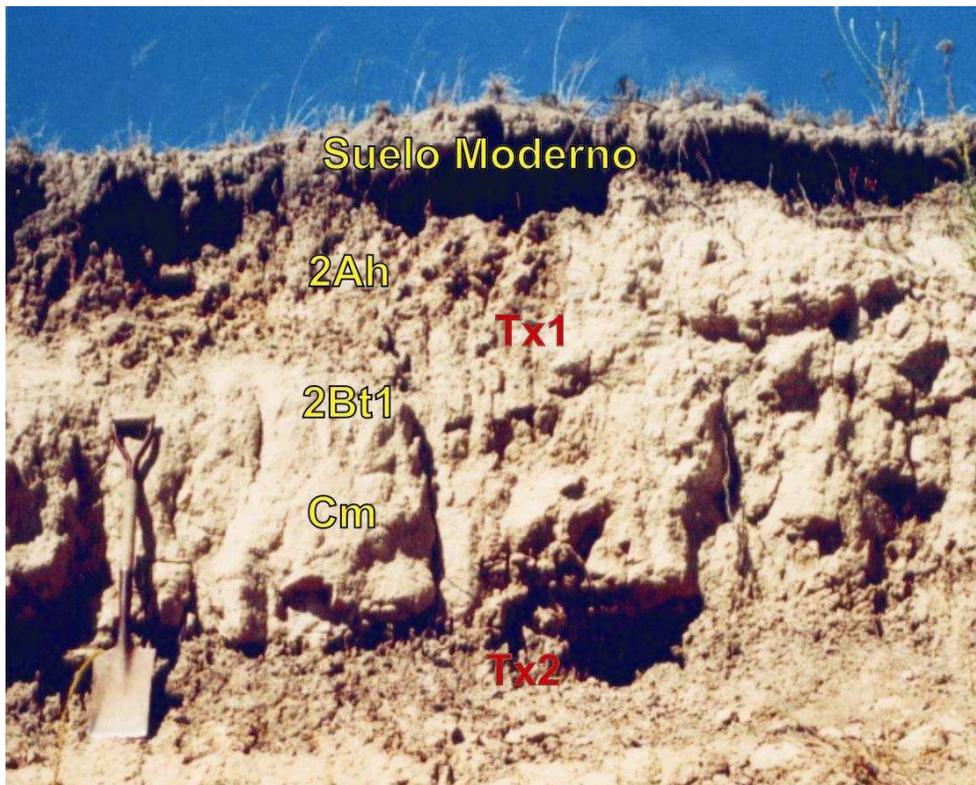


Figura 4.6. Suelo moderno y parte superior de TX1, perteneciente a la Unidad Gris (UG), en la Barranca de Tlalpan, Tlaxcala.

IV.2.1.2 Barranca del Mamut

En esta barranca (Figura 4.7) se encuentra un suelo moderno, similar al que se presenta en la Barranca de Tlalpan. Esta unidad se encuentra formada por los paleosuelos TX1 y TX2, pero se presentan dos adicionales entre ellos TX1a y TX1b.

TX1 incluye un horizonte Bt de color gris, con estructura prismática y en bloques subangulares bien desarrollada, con algunos revestimientos de arcilla y frecuentes nódulos redondeados de Fe-Mn. Se le ha clasificado como Luvisol estagnico (WRB, 1998). TX1a (con horizontes Ahg-BCg) muestra una estructura en bloques subangulares, de poco desarrollo, con segregaciones y concreciones de Fe y moteados de Mn. Se le clasificó como Gleysol (WRB, 1998). TX1b consiste de un horizonte Bt de color gris, bien desarrollado, con una estructura prismática y cutanes de arcilla. Fue clasificado como Luvisol estagnico (WRB, 1998). TX1a y

TX1b están separados por un sedimento laminado, de 17 cm de espesor, de color negro. En la base de la secuencia, se encuentra TX2, presentando una estructura prismática y de bloques subangulares, muy fisurada (a diferencia de Tlalpan, aquí se encontró el horizonte Ah). Los bloques tienden a romper en ángulos de 30-60°, y están cubiertos por cutanes de arcilla de color negro. Esta suelo se ha correlacionado con el primer suelo que aparece en la Unidad Parda de la Barranca Tlalpan, y se le ha clasificado como Luvisol estagnico (WRB, 1998).

En la Barranca del Mamut, las fechas disponibles de ^{14}C para TX1a y TX1b son de 19,900 y 22,800 años A.P. respectivamente, mientras que para TX2 es mayor que 34,500 años A.P.

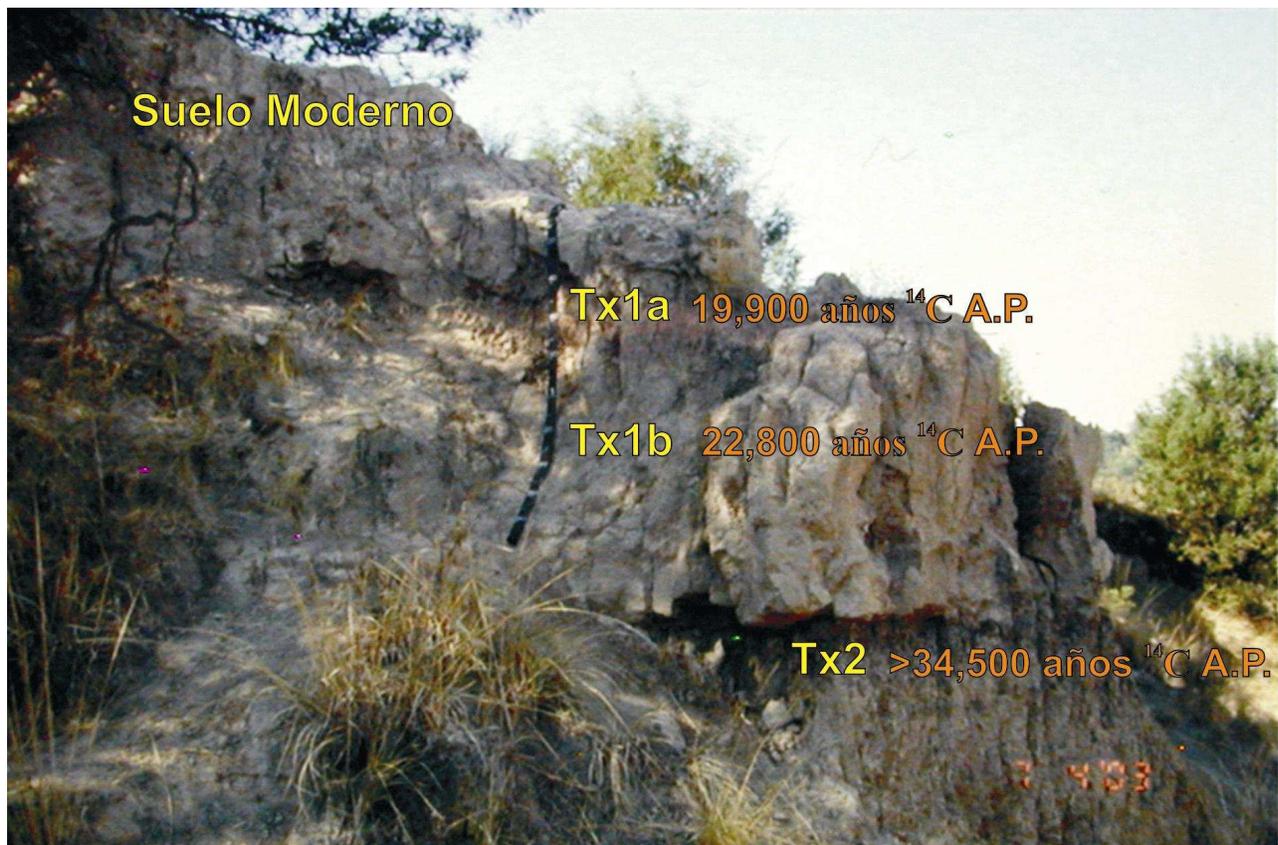


Figura 4.7. Unidad Gris (UG) expuesta en la Barranca del Mamut, Tlaxcala.

IV.3 PALEOSUELOS DEL GLACIS DE BUENAVISTA

El Glacis de Buenavista, está localizado a 85 Km al SW de la Ciudad de México (18°45'-19°00'N y 99°25'-99°05'W), a una altitud entre 1600 y 2200 msnm (Figura 4.8). El clima actual es cálido-húmedo con una precipitación anual de 1147 mm, y lluvias en verano de 993 mm (Junio a Septiembre). La temperatura promedio anual es de 20.7°C, teniendo un máximo de 23.2°C, y un mínimo de 18.7°C (García, 1988).

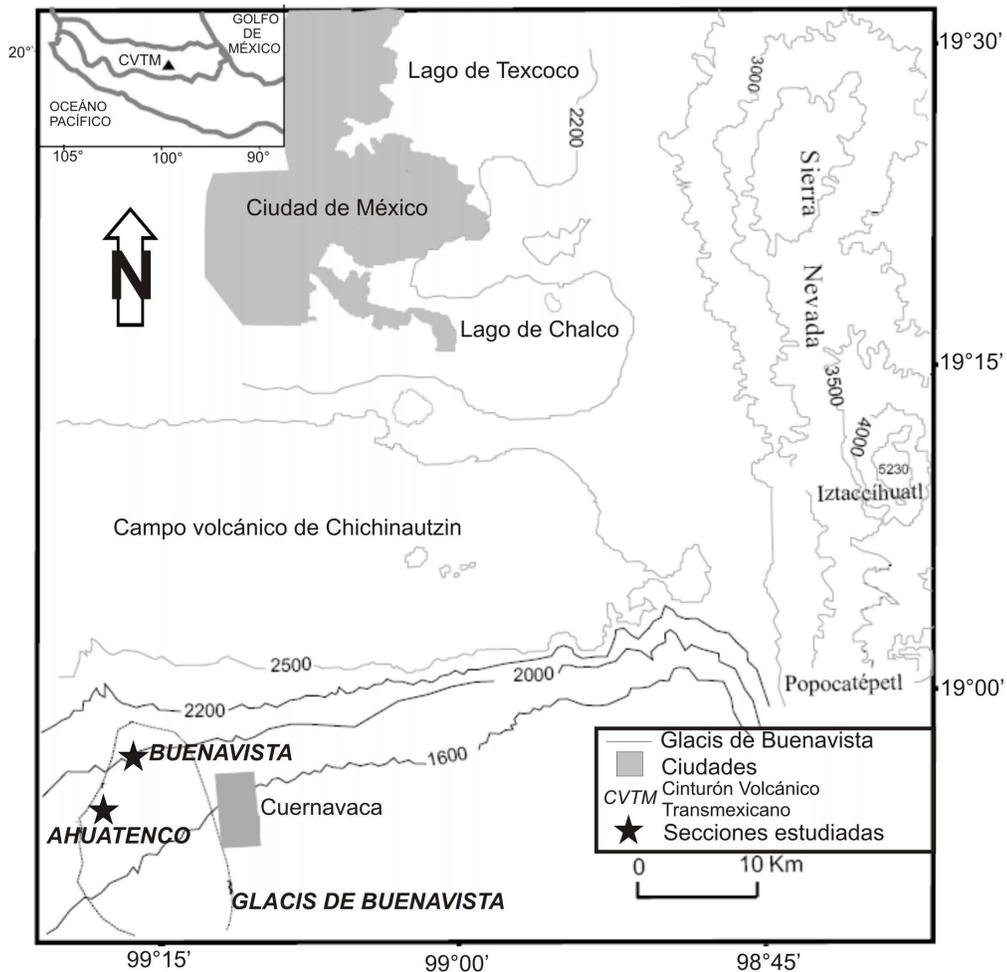


Figura 4.8. Localización del Glacis de Buenavista y las secciones estudiadas.

La vegetación natural en las zonas altas (>1900 msnm) corresponde a bosques húmedos, de acuerdo a lo descrito por Rzedowsky (1978). En la actualidad, el impacto humano

(deforestación, cambio de uso de suelo) producido desde épocas prehispánicas ha modificado las comunidades vegetales dramáticamente.

El Glacis de Buenavista es un rasgo geomorfológico formado por sedimentación continua, junto con períodos de erosión, además de procesos de coluvionamiento durante el Pleistoceno. Conglomerados y materiales detríticos derivados de rocas andesíticas de la Formación Zempoala (Terciario), constituyen el basamento del Glacis. Tanto los conglomerados, como los materiales detríticos se encuentran interestratificados con flujos de lava, cenizas y depósitos de lahar, de espesor variable (1-100 m), constituyendo la Formación Cuernavaca del Pleistoceno Tardío al Reciente (Fries, 1960; Ortiz, 1977). El conjunto de la formación Cuernavaca, se encuentra interestratificado con materiales volcánicos provenientes de la Formación Chichinautzin, constituida por flujos de lava basáltico-andesítica, depósitos piroclásticos, tefras de composición básica y cenizas retrabajadas del Pleistoceno (Mooser *et al.*, 1974). En el campo volcánico de Chichinautzin, localizado al norte del Glacis de Buenavista, se han registrado numerosos eventos ígneos. Los depósitos volcánicos más jóvenes, cercanas al área de estudio son flujos de lava del volcán Chichinautzin (<40,000 años A.P.) (Martín del Pozzo *et al.*, 1997).

La cobertura moderna del suelo está diferenciada de acuerdo a la altitud. A una elevación mayor a los 2200 msnm, los Cambisoles y Andosoles se encuentran bajo el bosque de pino. Los Luvisoles ocurren entre los 2200 y los 1900 msnm, presentando en ocasiones horizontes ándicos en su parte superior, desarrollados sobre un horizonte delgado de ceniza volcánica. A elevaciones, entre 1900 y 1800 msnm, los Luvisoles están asociados a horizontes compactados (tepetates). Dos secciones han sido estudiadas: Buenavista, localizada a 2000 msnm (18°57'40''N, 99°18'40''W) y Ahuatenco, a 1850 msnm (18°56'15''N, 99°19'55''W).

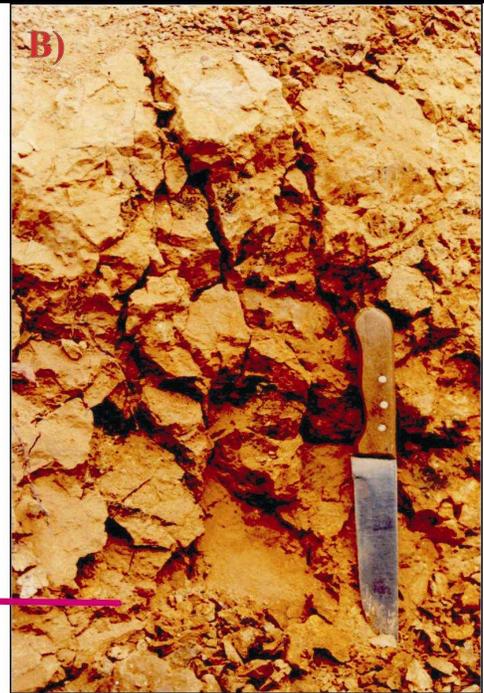
IV.3.1 Características de los suelos y tepetates del Glacis de Buenavista

IV.3.1.1 Sección Buenavista

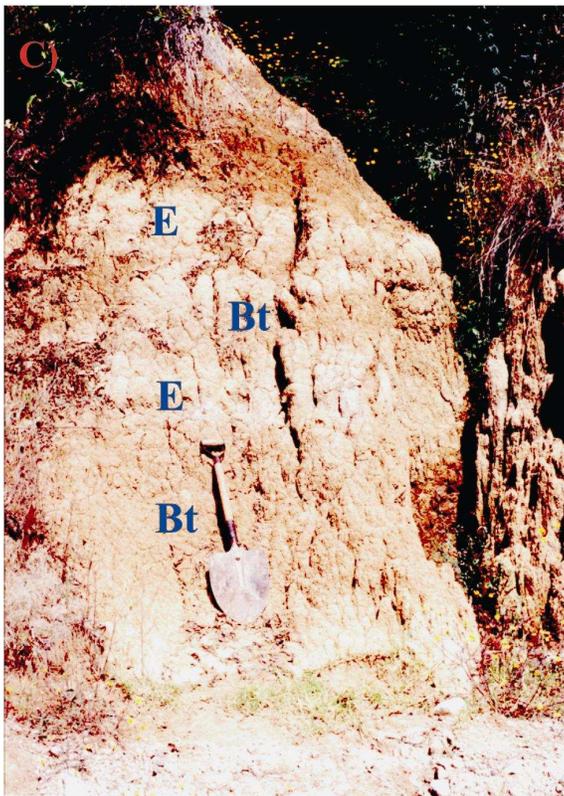
El perfil Buenavista (2000 msnm), se ubica sobre un corte de camino a las afueras de la ciudad de Cuernavaca, Morelos. Se trata de una extensa secuencia que incluye siete unidades pedoestratigráficas (un suelo moderno superficial y seis paleosuelos) (Figura 4.9). El suelo moderno, un Andosol (WRB, 1998), consiste de horizontes Ah-AB-Bw, con una estructura granular muy fina. Le subyacen las unidades de paleosuelos, caracterizadas por presentar colores pardo-amarillentos a pardo oscuros (10YR6/4, 5/4, 4/3 en seco), con horizontes Bt, compactos y ricos en arcilla, con una estructura en bloques angulares, subangulares y en prismas, todas de tamaño grueso. Las unidades 4-7 se encuentran separadas, entre sí, por horizontes BC y C que muestran una ligera alteración, producto de intemperismo y pedogénesis. Los límites de las unidades superiores, son distinguibles debido a la presencia de horizontes EB, los cuales tienen colores claros y texturas gruesas. En los horizontes B se observan cutanes de iluviación y de estrés, lo que permite su designación como Bts. Muestran un intenso fracturamiento con planos en ángulos de 30°. La unidad pedoestratigráfica 5, posee un horizonte E bien desarrollado, de colores pálidos (7.5YR 7/4, en seco), con forma lengua hacia su límite inferior, el cual contiene nódulos de Fe-Mn de colores pardo oscuros. Rasgos asociados a propiedades vérticas (Ahmad, 1983), se encuentran más desarrollados en la unidad pedoestratigráfica 4. Un delgado horizonte de conglomerado forma la base de esta secuencia. Las unidades 2-4, 6 y 7 fueron clasificadas como Luvisoles (específicamente la unidad 4 como Luvisol Vértico) y la unidad 5 como un Albeluvisol (WRB, 1998) con una edad mínima de 12,140 años A.P. (Solleiro *et al*, 2003).



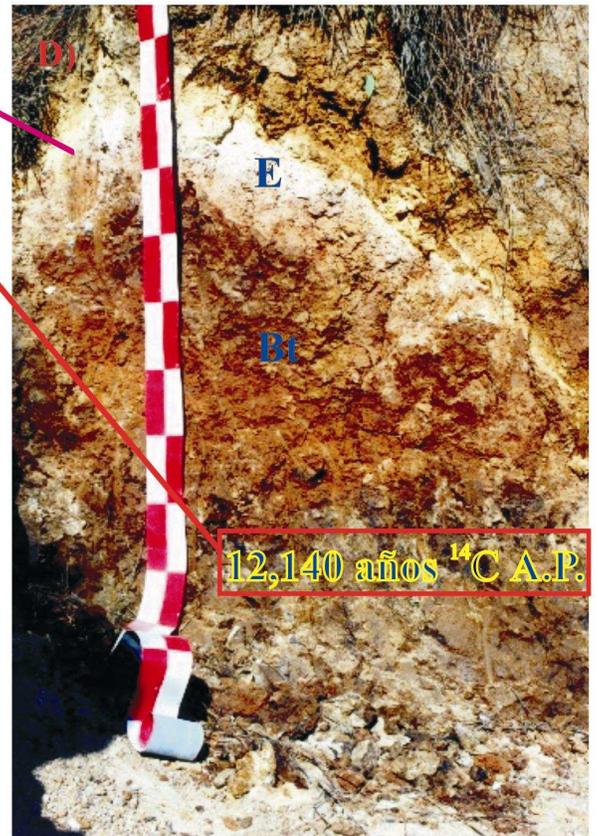
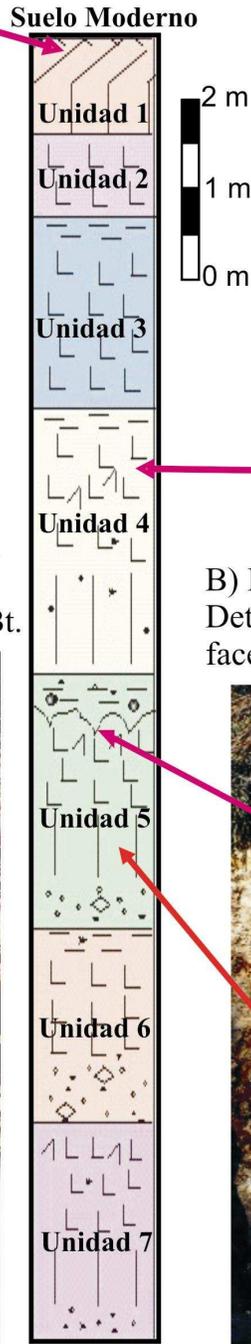
A) Suelo moderno (Andosol) de la localidad Buenavista. Le subyacen unidades de paleosuelos (Unidades 2-3) con horizontes Bt.



B) Luvisol Vertico de la localidad Buenavista. Detalle del horizonte Bt con fracturamiento y facetas de fricción-presión.



C) Unidades 4-7 de Buenavista. Se trata de paleosuelos con perfiles tipo E-Bt-C, donde sus horizontes A se encuentran erosionados.



D) Albeluvisol de la Unidad 5 de Buenavista. Se observa un horizonte E bien desarrollado con límites lenguados y presencia de nódulos de Fe-Mn.

Horizontes		Otros rasgos	
	Ah		Red-ox
	AB		Pómez alterada
	B		Fisuras
	Bt		Pómez
	BC		Ceniza volc.
	EB		

Figura 4.9. Sección Buenavista, Glacis de Buenavista, Morelos.

IV.3.1.2 Sección Ahuatenco

La sección Ahuatenco (1850 msnm) (Figura 4.10) fue estudiada en una barranca profunda. Esta sección se encuentra dividida en dos partes morfológicamente diferentes. La parte superior, está constituida por un pedocomplejo (Escamilla *et al.*, 2002; Solleiro *et al.*, 2003) con una serie de horizontes B, bien desarrollados, cubiertos por un horizonte Ah delgado y de color pardo amarillento oscuro (10YR 3/4). Algunas diferencias fueron observadas entre los horizontes B. En el primero se tiene un alto porcentaje de arcilla, pero sin cutanes de iluviación, por lo que se le designó como Bw. Los otros dos, tienen gruesos cutanes de tal forma que constituyen horizontes Bt. El primer Bt es de color pardo oscuro (7.5YR4/4, en seco) mientras que el segundo es pardo claro (7.5YR6/4, en seco). El máximo fracturamiento y la presencia de facetas de fricción-presión se observó en ellos. Subyaciendo a los horizontes B, se tiene un horizonte BC, menos alterado por pedogénesis. En conjunto, esta unidad superior se le clasificó como un Vertisol Lúvico (WRB, 1998).

La parte baja de la secuencia está constituida por siete horizontes endurecidos o tepetates, denominados 5Cm a 11Cm. Ellos presentan una textura más gruesa que la de los horizontes Bt y son mucho más duros. En los sitios donde la erosión es activa, promueven la formación de terrazas. Planos verticales, producto de la erosión, forman bloques poligonales, los cuales pueden ser observados en la superficie horizontal de las terrazas. Entre los tepetates existen diferencias relacionadas a su textura, color y dureza. Debajo de la capa denominada como 8Cm, se encontró un horizonte Bt, agrietado, que exhibe moteado y propiedades gléycas con colores grises y pardos, además de concreciones de hierro y manganeso. La presencia de dichas características, permitieron la clasificación de un Gleysol (WRB, 1998). En este suelo sepultado se encontraron segregaciones de humus, en forma de revestimientos, que fueron fechados por AMS, arrojando una edad de $12,930 \pm 50$ años A.P. (Beta No.196899).

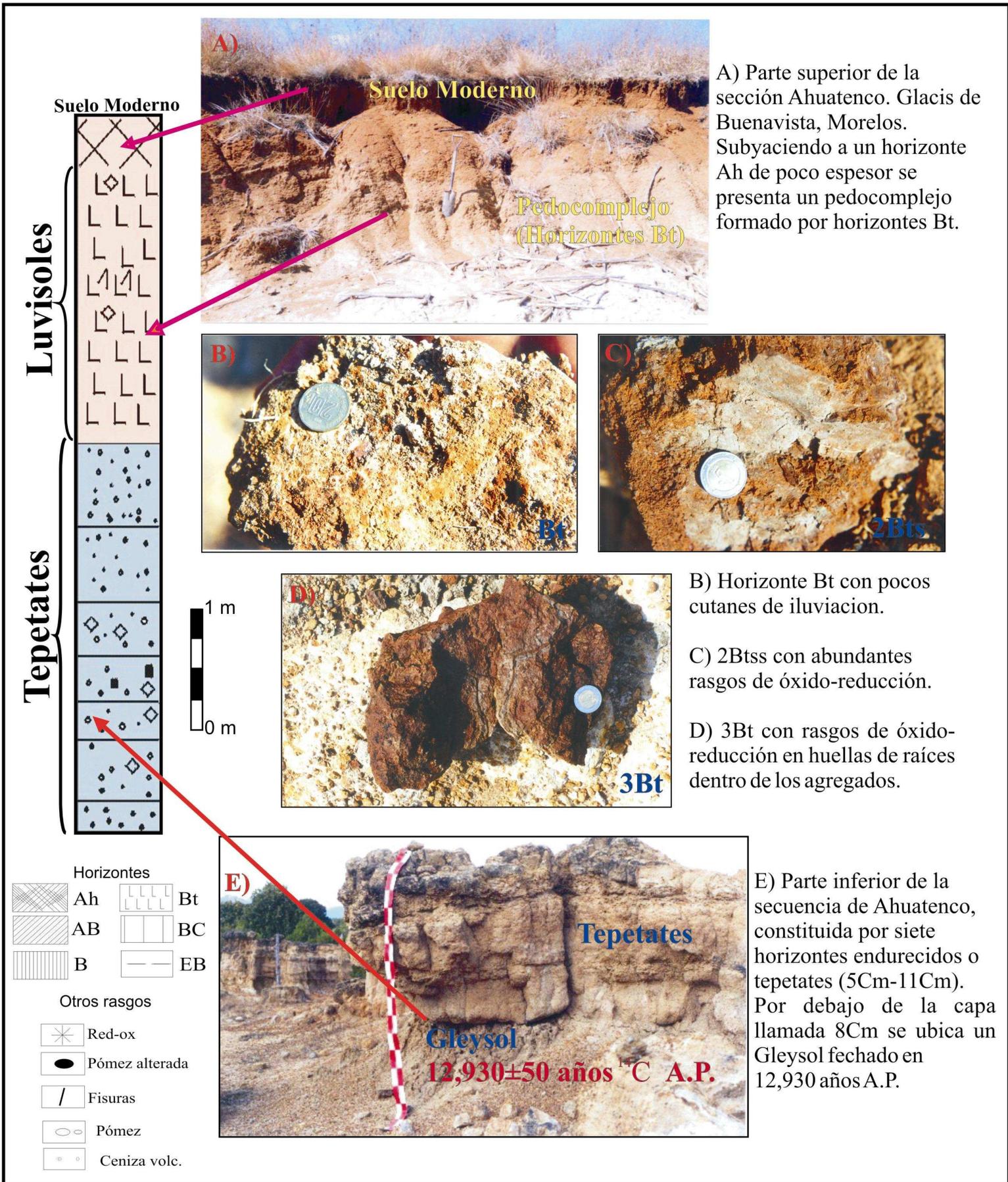


Figura 4.10. Sección Ahuatenco, Glacis de Buenavista, Morelos.

IV.4 PALEOSUELOS DEL VALLE DE TEOTIHUACAN

El Valle de Teotihuacan se localiza en la zona nororiental de la Cuenca de México a una altitud que oscila entre los 3050 y 2250 msnm. Este valle es una estructura geomorfológica caracterizada por presentar una altiplanicie extensa, escalonada y desmembrada por volcanes aislados, grupos pequeños de volcanes (sierras menores) y grandes cadenas montañosas (sierras mayores). La orografía afecta la distribución de la humedad y por consiguiente la distribución y cantidad de precipitación, lo que da lugar a climas que varían de semisecos a subhúmedos (García E., 1968).

Las principales comunidades vegetales actualmente representadas en la región incluyen: matorral xerófilo y de encino (*Quercus microphylla*), pastizal, bosque de encinos (*Quercus* spp.), vegetación acuática y vegetación antropogénica.

Las rocas volcánicas más antiguas en la región son andesitas y dacitas del Plioceno temprano y basaltos del Plioceno tardío, visibles en el Cerro Patlachique (Vázquez y Jaimes, 1989) y el Cerro Gordo (García Palomo *et al.*, 2002). En el Cuaternario, el Valle de Teotihuacan mantiene una intensa actividad volcánica, asociada a conos de escoria, volcanes escudo, domos y flujos de lava de composición basáltico-andesítica, pertenecientes al complejo Apan-Tezontepec (García Palomo *et al.*, 2002). La secuencia pleistocénica también incluye más de 80 m de sedimentos lacustres, pertenecientes al lago de Texcoco, alternados con depósitos de tefra, que cubren un lapso de 170,000 años (Mooser *et al.*, 1996). A fines del Pleistoceno, el lago se seca parcialmente, formando una corteza dura de carbonato de calcio hacia los 11,000 años A.P. (De Terra, 1949; Mooser *et al.*, 1996).

Los suelos que caracterizan el área son Fluvisoles, Phaeozems, Cambisoles, Leptosoles y Vertisoles.

En este trabajo se presenta la información procedente de tres secciones ubicadas en diferentes geoformas, cuya selección se hizo de acuerdo a los trabajos preliminares de McClung *et al.* (2003), Cabadas (2004) y Solleiro *et al.* (2006). Los perfiles considerados son Cerro Gordo, Maseca, y Tepexpan, estos dos últimos ocupando posiciones bajas en el valle (Figura 4.11).

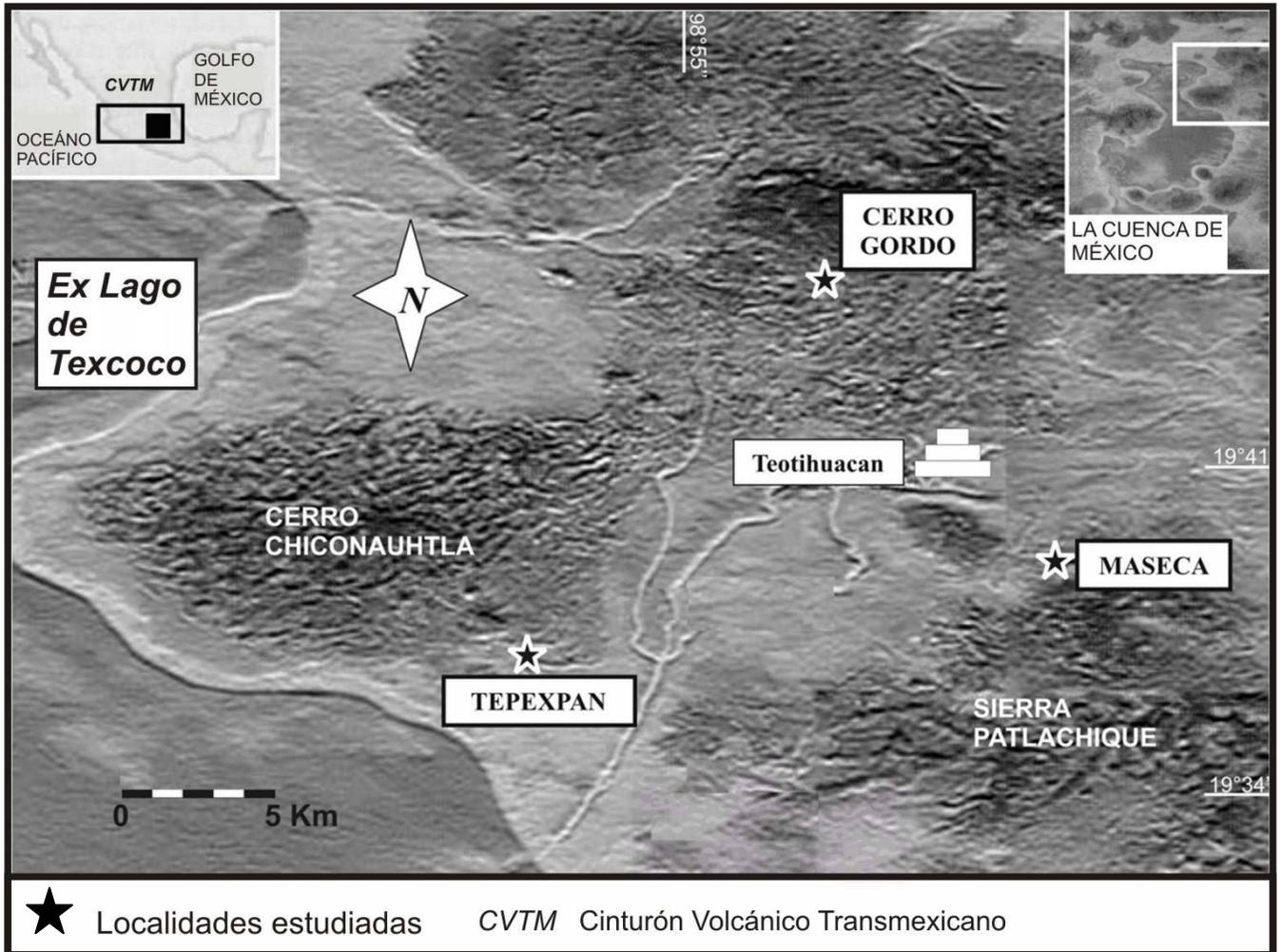


Figura 4.11. Localización de los perfiles estudiados en el Valle de Teotihuacan.

IV.4.1 Características de suelos y paleosuelos

IV.4.1.1 Perfil Cerro Gordo

El perfil Cerro Gordo (2948 msnm, 19°44'55''N y 98°49'24''W) se encuentra en la parte alta de un estratovolcán basáltico. Este perfil, está constituido por un suelo moderno y dos paleosuelos (Figura 4.12). El suelo moderno cuenta con horizontes Ap, A y AC. Sus colores pardos oscuros (10YR2/2 en húmedo) denotan la presencia de materia orgánica, sin embargo, Ap muestra colores más claros (10YR4/3 en húmedo) que A, debido a la deforestación y cultivo a la que ha sido sometido. Este suelo se ha clasificado como Cambisol crómico (WRB, 1998). El primer paleosuelo tiene un perfil 2A, 2BE, 2Bt y el segundo muestra un perfil decapitado por erosión, y horizontes 3Bt y 3BtC. La edad de 2A ha sido establecida en 13,340 años A.P.(Solleiro *et al.*, 2006), mientras que la estimada para 2Bt y 3Bt es de 18,000 y 22,000 años respectivamente (McClung *et al.*, 2003). En conjunto estos dos paleosuelos constituyen un Luvisol crómico (WRB, 1998).

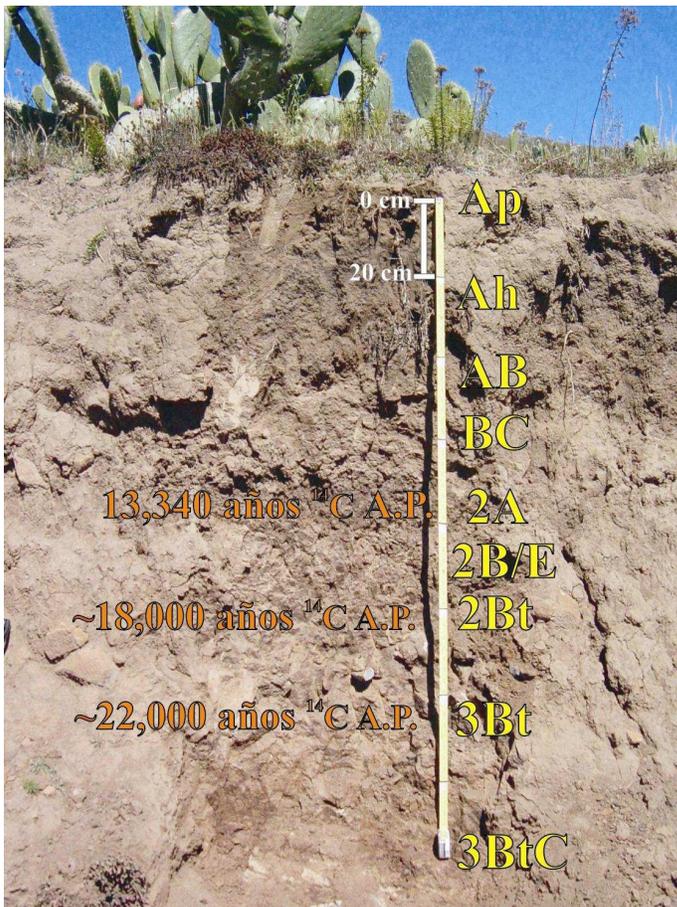


Figura 4.12. Perfil Cerro Gordo, Valle de Teotihuacan

IV.4.1.2 Perfil Maseca

En el perfil Maseca (2320 msnm, 19°39'55''N y 98°49'16.07'') se puede observar la presencia de dos suelos, representados por un suelo moderno superficial, y un paleosuelo (Figura 4.13). Fueron distinguidos los siguientes horizontes: Ap, Bk, C, 2Btg1, 2Btg2 y 2C. El horizonte Ap del suelo moderno presenta un color pardo claro (10YR4/3 en húmedo) debido a la presencia de materia orgánica. Se observa mezclado con restos de cerámica pequeños (1-5 cm de largo) y desgastados, además de fragmentos de caliche y rocas (de composición básica) distribuidas al azar, lo que muestra el manejo humano al que ha sido expuesto. En Bk, el color del horizonte cambia a pardo amarillento. Las inclusiones de carbonato de calcio que rellenan fisuras y huellas de raíces es el rasgo distintivo de este horizonte. Este suelo fue clasificado como Calcisol háplico de acuerdo a la WRB (1998). La acumulación de arcilla en forma de películas sobre la superficie del ped (cutanes) y la aparición de propiedades gléyicas (propias de suelos de medios hidromórficos) son lo que hace particularmente interesantes a los horizontes sepultados Btg (2Btg1 y 2Btg2). De acuerdo a sus propiedades este paleosuelo fue clasificado como un Luvisol estágnico (WRB, 1998).

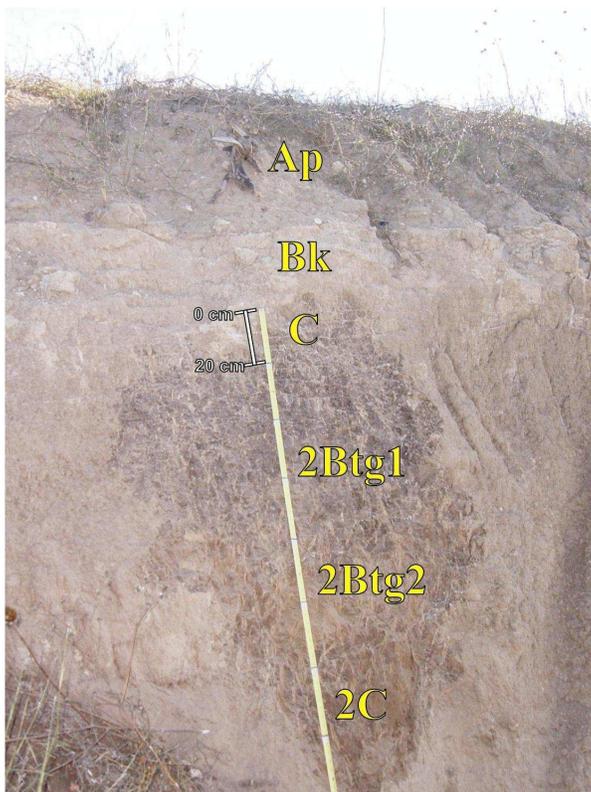


Figura 4.13. Perfil Maseca, Valle de Teotihuacan

IV.4.1.3 Perfil Tepexpan

Este perfil (Figura 4.14), localizado en el borde del ex-lago de Texcoco, hacia la zona suroeste del valle, representa una secuencia de sedimentos lacustres en la base y tres paleosuelos en su parte superior. La parte inferior se caracteriza por sedimentos laminados y ricos en material volcánico. Los paleosuelos tienen un desarrollo escaso, y se encuentran separados entre sí por depósitos volcánicos. Sus perfiles están constituidos por horizontes A, AC y C. El paleosuelo más antiguo descansa sobre un material de color negro, rico en ceniza volcánica y rellenos de sílice (de escaso desarrollo edáfico, por lo cual fue considerado como un pedosedimento) con una edad de $10,070 \pm 70$ años A.P. En ese pedosedimento puede ubicarse la transición del ambiente edáfico al lacustre. El paleosuelo que subyace al pedosedimento fue fechado en su horizonte A, arrojando una edad de 5600 ± 70 años A.P años. (Solleiro *et al.*, 2006).

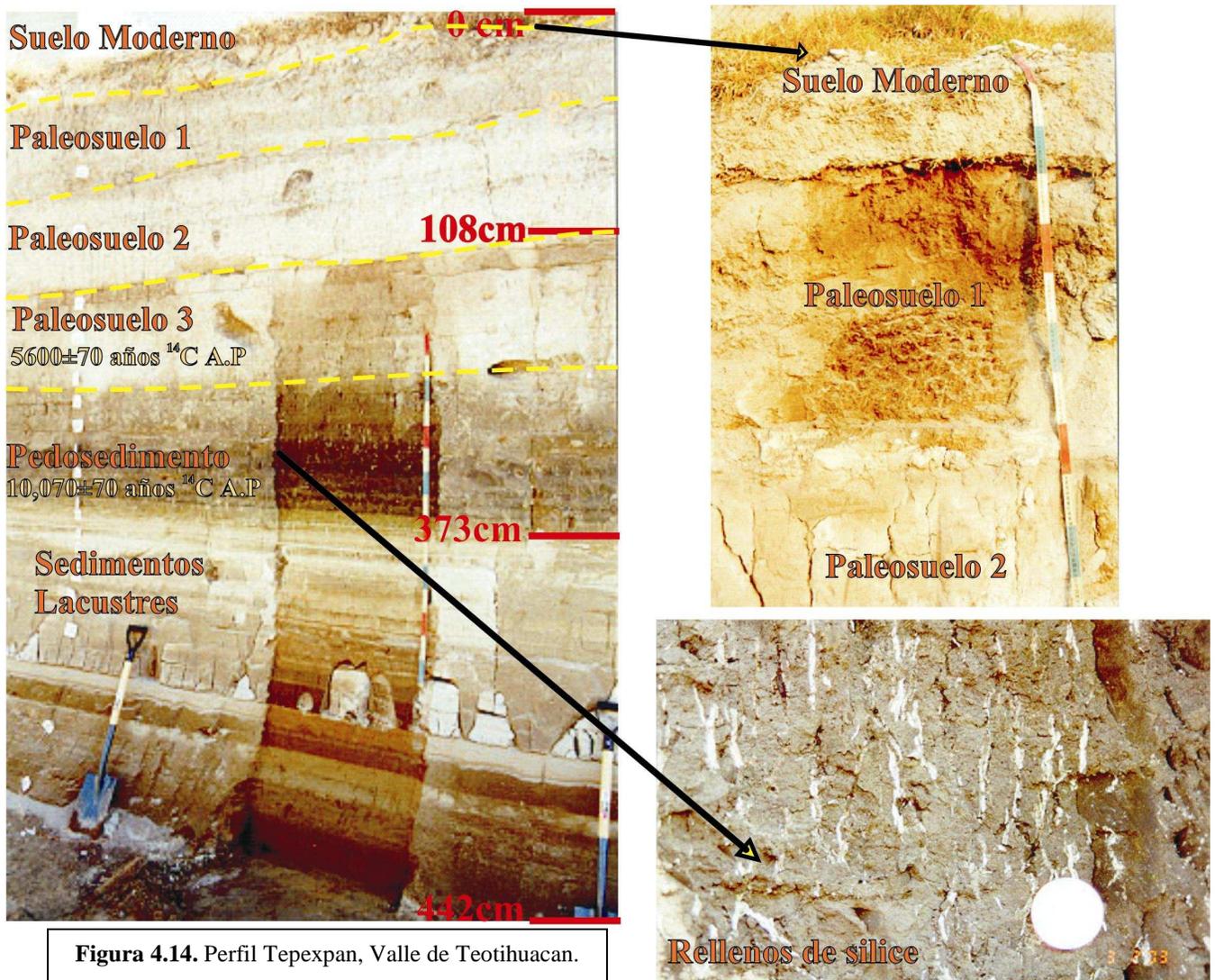


Figura 4.14. Perfil Tepexpan, Valle de Teotihuacan.

IV.5 SIERRA NEVADA

La localidad denominada Sierra Nevada (Figura 4.15) se sitúa entre el flanco norte del volcán Popocatepetl y el flanco sur del volcán Iztaccihuatl, dentro del CVTM. La zona de estudio se encuentra próxima al sitio llamado “Árboles de Navidad” (2894 msnm, 19°4’30’’N y 98°42’19’’W).

La temperatura y precipitación varían dependiendo de la elevación. En las partes de poca pendiente llega a los 800 mm, mientras que por arriba de los 3600 msnm se llega a 1400 mm. La temperatura decrece de 14°C a 5°C por encima de los 4000 msnm., con marcados cambios durante el día. Los días fríos son frecuentes, particularmente en las temporadas secas. La temporada de lluvias se extiende de mayo a octubre (Lauer y Klaus, 1975).

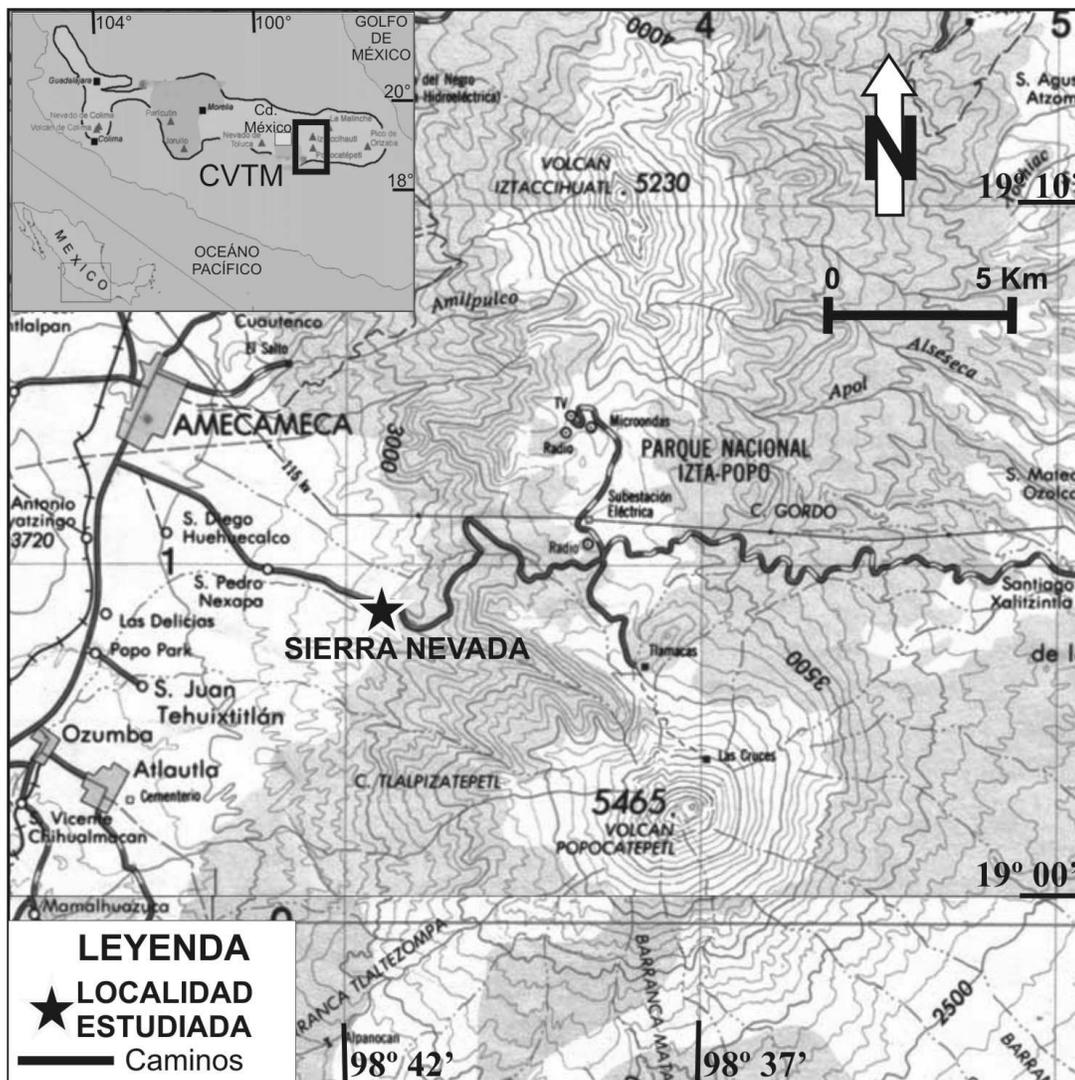


Figura 4.15. Localización del perfil Sierra Nevada.

La vegetación predominante por encima de los 4000 msnm son los pastos (*Festuca tolucensis*, *Calamagrostis tolucensis*). A altitudes menores, se tiene dominancia de bosques de coníferas (*Abies religiosa*, *Pinus pseudostrobus*, *Pinus ayacahuite*, *Pinus montezumae*, entre otros).

Además de erupciones muy locales en el sureste de la Sierra Nevada, el cráter principal del Popocatepetl ha sido la única fuente de depósitos volcánicos, que dio origen a la zona de estudio, durante los últimos 23,000 años aproximadamente.

Los materiales que se encuentran cubriendo al perfil estudiado, se derivan de una erupción freato-pliniana ocurrida alrededor de 14,000 años A.P. (Schaff *et al.*, 2005) que produjo una secuencia compleja de flujos piroclásticos y depósitos de caída. Esta unidad fue llamada por Mooser (1967) como “Pómez con andesita”, y se trata de uno de los depósitos más distintivos en los alrededores del Popocatepetl. Al mismo tiempo, es un marcador estratigráfico importantísimo en la Cuenca de México. Consiste de materiales heterolitológicos de caída, que incluyen pómez juvenil andesítica con clastos de granodiorita como xenolitos, clastos de rocas metamórficas, así como otros relictos del basamento local (Schaff *et al.*, 2005). Dado lo heterogéneo de dicho depósito, en la actualidad se le nombra como “Pómez Tutti Fruti” (Siebe *et al.*, 1996).

IV.5.1 Características de los paleosuelos estudiados

El suelo moderno, Andosol (WRB, 1998), está representado por un horizonte Ah bien desarrollado: de color pardo (10YR5/3) en seco. Su material parental es de color pardo claro y amarillento, reflejando la presencia de flujos de ceniza intercalados con fragmentos de pómez y lentes de ceniza gris, intemperizados.

Subyaciendo al suelo moderno se encontró la llamada Pómez Tutti Fruti, caracterizada por una gran cantidad de líticos (30 a 50%) de andesita y de esquistos verdes. El fechamiento de 14,500 años A.P. realizado por Mooser (1975) es el que sirve de control en este perfil.

El paleosuelo (Figura 4.16) sepultado por este flujo, está conformado por horizontes AB-Bw-BC. El horizonte AB presenta un color pardo grisáceo oscuro a pardo oscuro (10YR4/2 en seco y 10YR 2/1 en húmedo) y una estructura en bloques subangulares de tamaño mediano a grueso. Subyaciendo al horizonte AB, se tiene un horizonte Bw de color pardo claro, el cual tiene un contacto transicional con el horizonte BC poco alterado, relacionado a una secuencia de depósitos de ceniza de color negro con pómez y alto contenido de líticos.

La parte inferior del perfil presenta depósitos de flujo de ceniza con pómez que se pierden a profundidad.

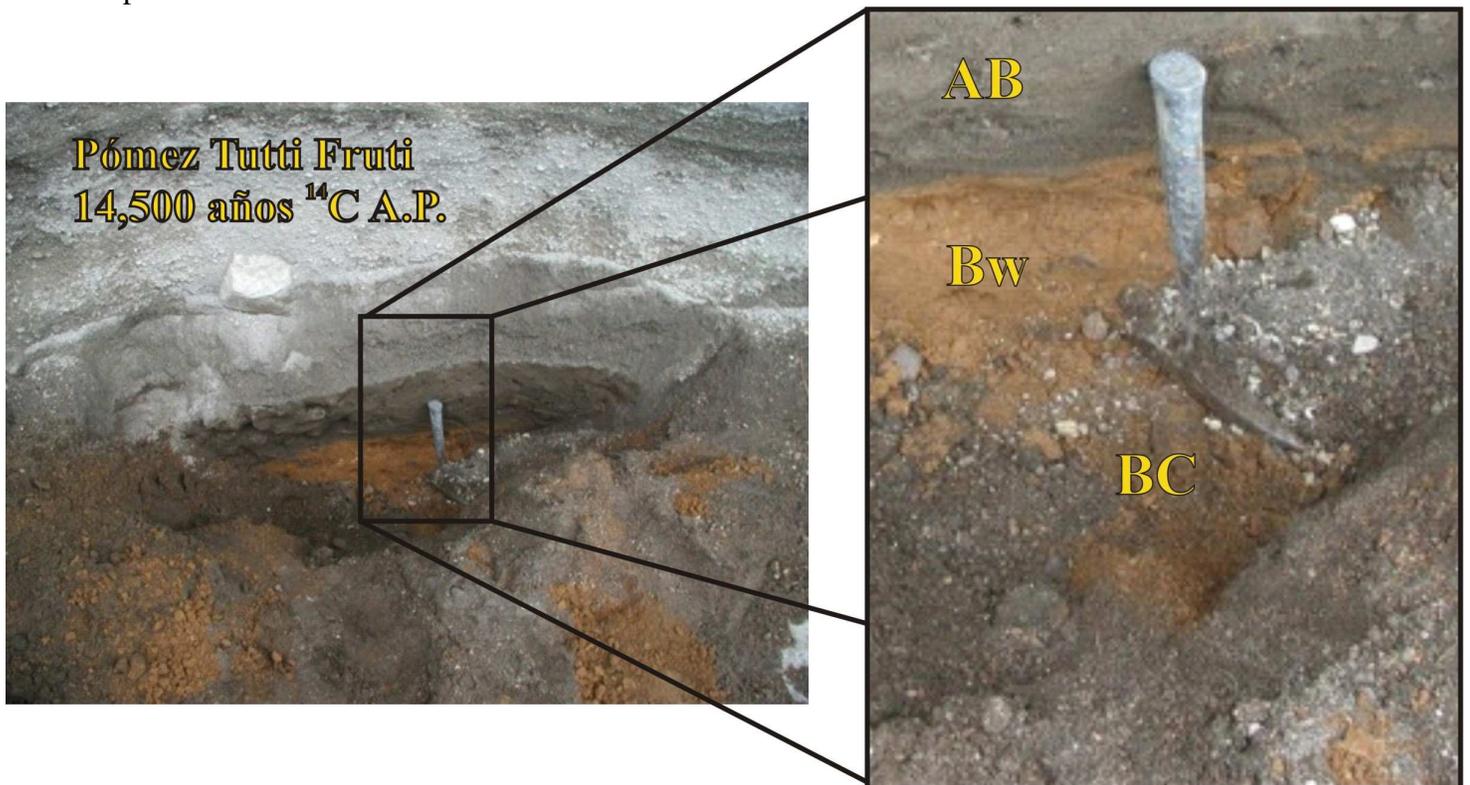


Figura 4.16. Perfil estudiado en la Sierra Nevada, subyaciendo a la Pómez Tutti Fruti (Siebe *et al.*, 1996)

IV.6 PALEOSUELOS DE PACHUCA

Los perfiles estudiados se encuentran a 5.4 Km al noreste de la ciudad de Pachuca (Figura 4.17), Hidalgo en una cantera de banco de materiales (2500 msnm, $20^{\circ}4'44.6''N$ y $98^{\circ}43'15.2''W$). El principal rasgo fisiográfico de esta área es la Sierra de Pachuca.

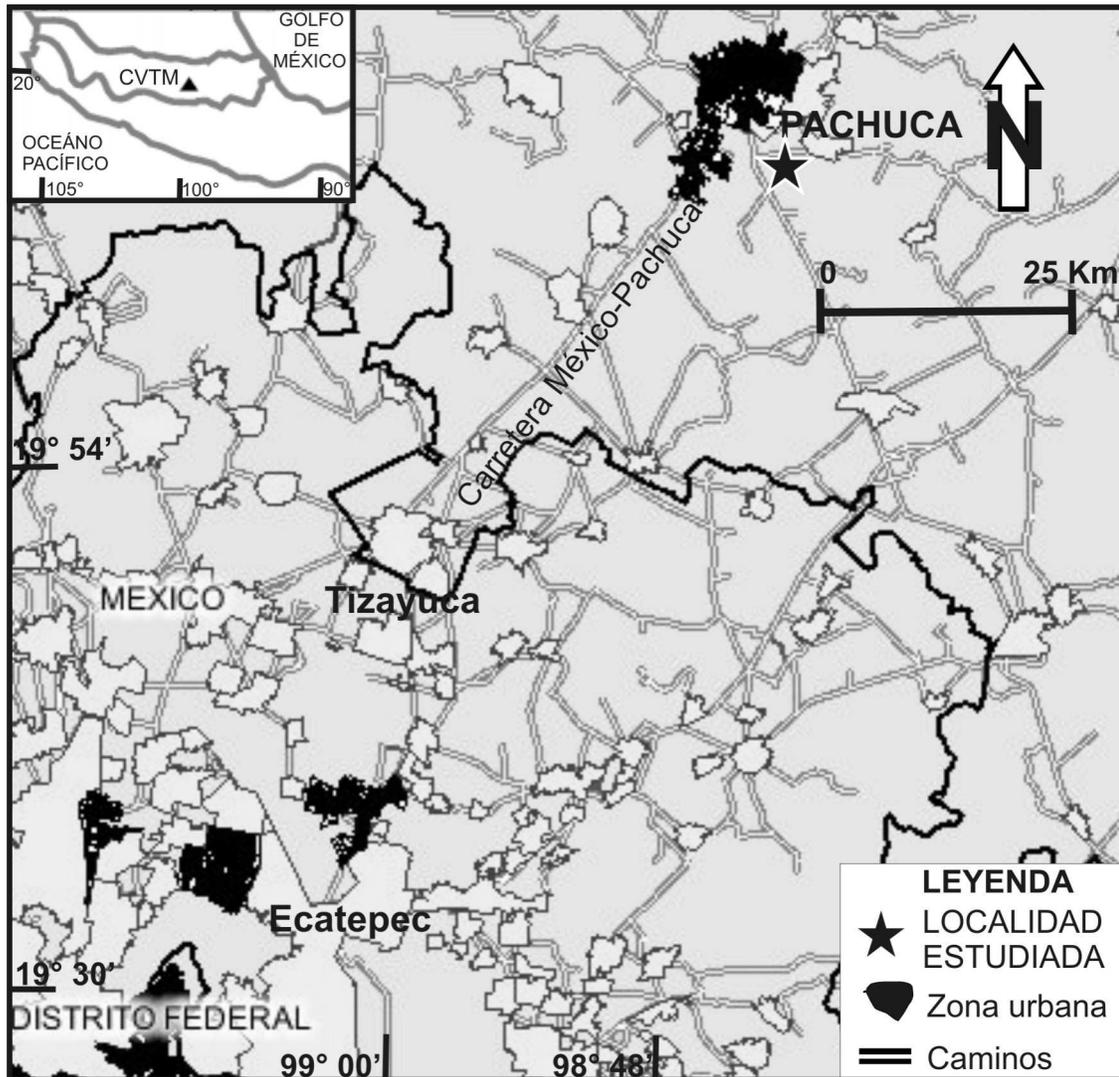


Figura 4.17. Localización de los perfiles estudiados en el área de Pachuca, Hidalgo.

Para las cercanías de Pachuca se reportan dos tipos de clima que de acuerdo con García (1988) corresponden a un subtipo semiseco templado con lluvias en verano y escasas el resto del año, donde el porcentaje de precipitación invernal fluctúa entre 5 y 10.2 mm. El segundo

corresponde a un subtipo semiseco templado con un verano cálido, temperaturas medias anuales entre 12° y 18° C.

La mayor parte de la superficie arbustiva está cubierta por matorrales, Rzedowski (1978) reporta un matorral de *Hechtia podanta* (“guapilla”) con *Agave lechuguilla* (“lechuguilla”).

Las rocas del Cuaternario, sobre las que se ubican los paleosuelos y suelos estudiados, consisten principalmente de productos volcánicos basálticos, así como depósitos piroclásticos procedentes de una gran cantidad de volcanes cineríticos (García Palomo y Macías, 2000). Las rocas presentes son de composición basáltico-andesítica de colores gris a pardo, con textura afanítica y fenocristales de olivino y plagioclasa.

Los flujos de lava contienen vesículas orientadas, así como texturas de fluidez, se encuentran interestratificados con brechas volcánicas, con depósitos pseudolaminados que contienen horizontes de ceniza negra, y escoria tamaño arena.

IV.6.1 Características de los paleosuelos estudiados

El suelo moderno del área presenta un perfil Ah-AB-Bk-C. El horizonte Ah presenta un color pardo oscuro debido a la presencia de materia orgánica, tiene una estructura en bloques subangulares, moderadamente desarrollados y que rompen en gránulos finos. AB es similar al horizonte superior, sin embargo su estructura en bloques es más fina, así como su color cambia a un pardo grisáceo, además su textura es más arenosa. Subyaciendo a AB, se encuentra el horizonte Bk, cuyo rasgo más representativo es la presencia de carbonatos en la parte externa de los pedos en forma de bandas, y en la parte interna con formas vermiculares; presenta un color pardo amarillento oscuro y una estructura en bloques angulares gruesos, así como laminar gruesa. El horizonte Bk presenta gravas abundantes compuestas por fragmentos de pómez de 1-8 mm. El

horizonte C, es de color pardo amarillento oscuro, textura arenosa y estructura masiva. Se observan algunos recubrimientos de películas de manganeso en la parte externa de los peds.

Separando al suelo moderno del paleosuelo identificado se encontró un depósito de caída, de tamaño ceniza, con fragmentos de pómez soportados grano a grano. Presenta un color pardo claro, muy intemperizado y de una textura limosa. El límite inferior con el paleosuelo es claro y abrupto.

El paleosuelo descrito presenta un perfil 2E-2Bt-2Bkt-2C. El horizonte de eluviación 2E tiene un color pardo grisáceo, así como una estructura en bloques subangulares de tamaño fino a grueso; también son observables recubrimientos de material limoso y de materia orgánica en las huellas de raíces. En el horizonte 2Bt la estructura en bloques se encuentra mejor desarrollada, y su rasgo distintivo es la presencia de cutanes de arcilla y recubrimientos de manganeso que se observan en la parte externa del ped, y en menor proporción al interior del mismo, llegando a cubrir las huellas de raíces. También son observables fisuras de tamaño medio que llegan al interior de los peds y que son rellenas de carbonato de calcio en su parte más externa.

El horizonte 2Bkt tiene un color pardo amarillento claro con fracturas rellenas de carbonato de calcio (23,400±220 años A.P. como edad mínima de la formación de suelo) de hasta 10 cm de grosor, a diferencia del horizonte superior, los recubrimientos de arcilla y materia orgánica son muy escasos, y lo que se llega a observar está en el interior de los peds.

El horizonte 2C presenta un color pardo oscuro, con una estructura en bloques angulares de tamaño fino a medio, moderadamente desarrollados. Son observables recubrimientos de material fino y limo de color pardo claro en la parte externa del ped.

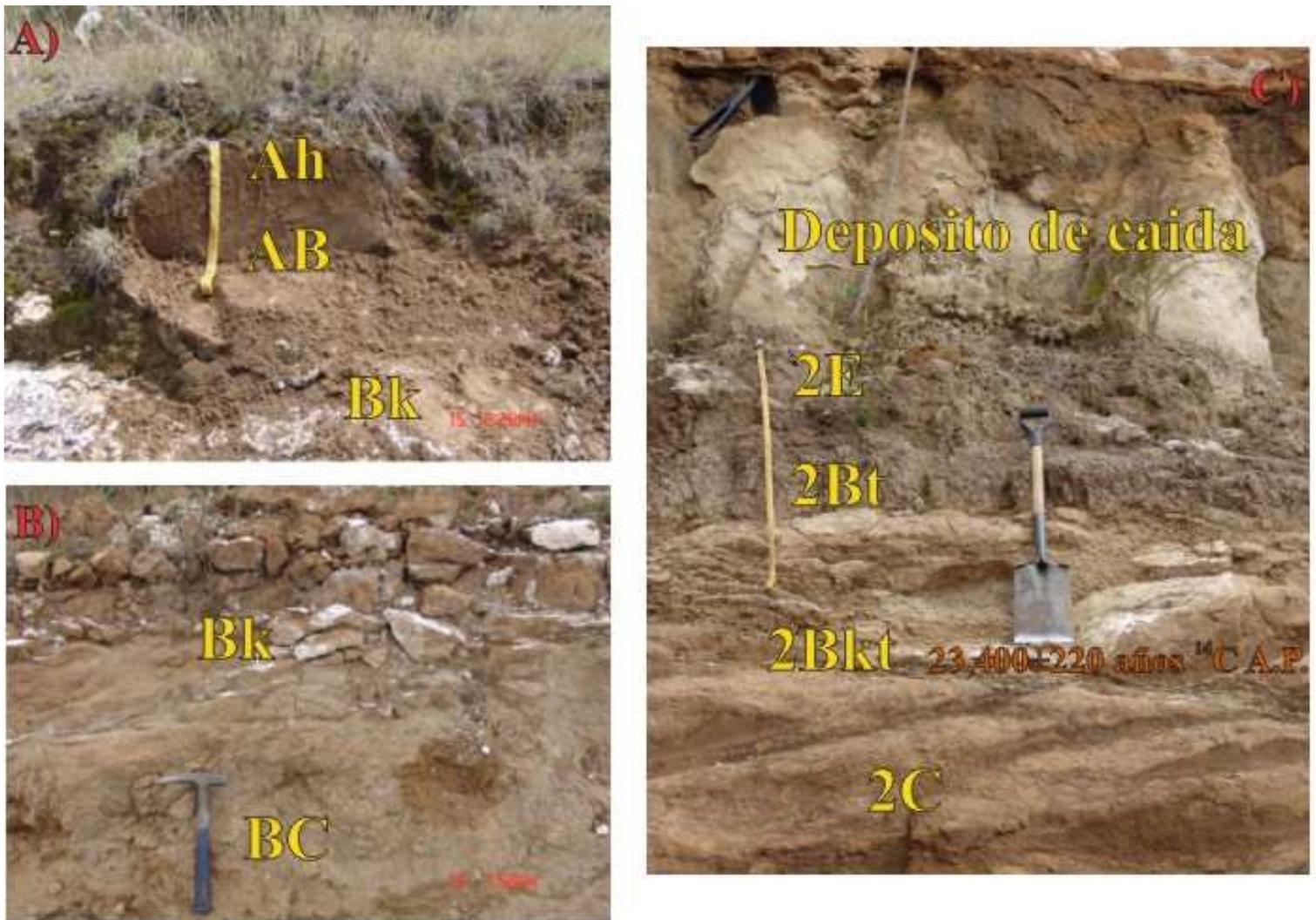


Figura 4.18. Perfil Pachuca, Hidalgo. A) Suelo moderno, parte superior; B) Suelo moderno, parte inferior; C) Paleosuelo.

V RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados más significativos de los análisis físicos, químicos, mineralógicos, micromorfológicos y de fitolitos, de los suelos y paleosuelos del Centro de México.

V.1 MICROMORFOLOGÍA

V.1.1 Nevado de Toluca

La petrografía y mineralogía observada en los horizontes BC y C, considerados como material parental en las secuencias cercanas al Nevado de Toluca, son bastante uniformes en los dos perfiles seleccionados. Varios fragmentos de rocas volcánicas, en su mayoría de composición andesítica con una textura porfírica, presentan plagioclasas de composición intermedia a cálcica (andesina y labradorita), hornblenda parda, piroxeno (hiperstena) y vidrio. Los fenocristales se encuentran dentro de una matriz de vidrio, que presentan microlitos de plagioclasa y piroxeno. Algunos fenocristales de plagioclasa (<5%) presentan inclusiones de vidrio pardo.

Los rasgos de intemperismo son evidentes –fracturas en los fragmentos de roca rellenas con minerales arcillosos y óxidos de hierro, huellas de disolución en los fenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda- siendo más pronunciados en los horizontes humificados de los paleosuelos PT2, PT3 y PT4 (Figura 5.1C). En todos los paleosuelos y el suelo moderno, la fracción gruesa mineral está compuesta por minerales metaestables como son plagioclasa, piroxeno y hornblenda.

Las características micromorfológicas de los horizontes humificados del suelo moderno, se encuentran bien desarrolladas presentando una microestructura granular ultrafina, con un tamaño de microagregados de entre 0.2 y 0.5 mm, separados por huecos de empaquetamiento, lo

que provee una alta porosidad (aproximadamente 40%) (Figura 5.1A). Dicha microestructura es típica para los horizontes Ah, asociados a los Andosoles. El material fino es de color pardo oscuro, isotrópico y rico en materia orgánica. No se observan rasgos relacionados con iluviación de arcilla o procesos reductomórficos.

En el horizonte Bw del paleosuelo PT1, la microestructura es más compleja: gránulos de diversos tamaños están asociados a bloques subangulares. El material fino es isotrópico, de color pardo claro, compuesto por minerales arcillosos asociados a óxidos de hierro (se observan algunas tonalidades rojizas, dentro del material pardo claro).

La micromorfología de los horizontes humificados de los paleosuelos PT2 y PT3, es variable. En los horizontes Ah inferior de PT2 y Ah superior de PT3, en la secuencia de Arroyo La Ciervita, se pueden observar las mismas características de microestructura granular ultrafina y una alta porosidad como las visibles en el suelo moderno. En la secuencia de Zacango, estas propiedades son observadas sólo en la parte superior, correspondiente al horizonte Ah de PT3. En contraste, en Arroyo La Ciervita, el horizonte Ah superior de PT2, así como el inferior Ah de PT3, muestran una masa basal más compacta, los poros y canales son en su mayoría planares y los agregados, bloques subangulares (Figura 5.1D). Los mismos tipos de microestructura y porosidad, son observados en los horizontes Ah de PT2 y PT3 (excepto en su parte superior), en Zacango. En estos horizontes, se pueden observar películas de arcilla (cutanes) delgadas, de color pardo amarillento e isotrópicas, relleno algunos canales.

Subyaciendo a los horizontes Ah mencionados, también se encuentran diferencias: tanto en la parte superior de PT2, como en la baja de PT3, observándose una microestructura más compacta, en bloques subangulares pobremente desarrollados. Son reconocibles rasgos de procesos reductomórficos, como son nódulos de hierro acrecionados (con material tamaño limo) y algunos en motas, así como hiporrevestimientos de óxidos de hierro en las paredes de los

huecos (Figura 5.1E). Sólo algunos cutanes de arcilla muy delgados (< 5%), pueden llegar a observarse en la superficie de las secciones delgadas.

La micromorfología del paleosuelo PT4, es parecida a la de PT2 y PT3, aunque se observan ciertos rasgos muy específicos: los cutanes de arcilla, se pueden distinguir en su horizonte Ah y subyaciendo al horizonte B. No obstante, la presencia tan baja de dichas películas de arcilla no es criterio suficiente para designarlo como un horizonte Bt árgico.

V.1.2 Unidad Gris, Tlaxcala

Las observaciones en lámina delgada, revelan que la composición mineralógica de la fracción de arena y limo grueso de las unidades, es muy similar: plagioclasas, piroxenos, hornblenda, vidrio volcánico, con algunos opacos y, ocasionalmente, biotita.

En el suelo moderno, el vidrio volcánico y los minerales primarios lucen en general frescos. El horizonte A, tiene una alta porosidad con fuerte bioturbación zoogénica.

Dentro de la Unidad Gris, los horizontes AB y B de TX1 en ambas barrancas estudiadas (Tlalpan y Mamut), son mucho más compactos que los suelos modernos y muestran una estructura en bloques subangulares, separados por fracturas. Comúnmente se encuentran nódulos ferruginosos, algunas veces concéntricos, con límites abruptos (Figura 5.1F). Los minerales primarios, tienen rasgos de intemperismo moderado. TX1a en la Barranca Mamut (Gleysol) es aún más compacto, con abundantes concreciones de Fe y pocos cutanes de arcilla iluvial en su horizonte BCg, que son, probablemente, las “raíces” de la iluviación del paleosuelo TX1. TX1b es marcadamente diferente, pues tiene una alta porosidad, formada tanto por canales como por fisuras (presentes sobre todo en sus horizontes Bt y BCg) y posee una microestructura en bloques pequeños. Presenta mayores signos de iluviación (Figura 5.1G), con revestimientos y rellenos de arcilla, que son delgados en las fracturas y laminados y gruesos en los canales. Los rasgos de

intemperismo son más prominentes: las partículas de vidrio son pocas y normalmente están sustituidas por pseudomorfos de arcilla orientados. La alteración de los piroxenos, está acompañada por la formación de límites “dentados”, en donde se observa una pérdida de más del 50% del mineral original.

En general, TX2 presenta una disminución de los rasgos de intemperismo en los minerales primarios, a pesar de la presencia de horizontes de iluviación de arcilla, con abundantes cutanes de estrés. Parte de la arcilla iluvial, se encuentra deformada e incorporada parcialmente a la matriz.

V.1.3 Glacis de Buenavista

Sección Ahuatenco. Las observaciones realizadas en las secciones delgadas, muestran que los revestimientos de arcilla iluviada en el horizonte Ah moderno, son escasos. Los rasgos micromorfológicos de los tres horizontes Bt, son diferentes. En el superior se distinguen revestimientos de arcilla microlaminada. Por el contrario, en la parte media de la secuencia, en el horizonte 2Bts, la mayoría de los rasgos de iluviación se encuentran deformados y parcialmente incorporados a la masa basal del suelo, con numerosos cutanes de estrés y fisuras, indicando propiedades vérticas (Figura 5.1H). Todos los horizontes Bt, muestran grados de intemperismo avanzado.

En el horizonte 4BC es de llamar la atención la gran cantidad de fitolitos presente, que ocupa la mayor parte de la fracción limo (Figura 5.1J).

Las capas de horizontes endurecidos “tepetates”, también exhiben diferencias en sus secciones delgadas. Los horizontes superiores, especialmente 6Cm y 7Cm, son ricos en materiales tamaño arena, formados por minerales volcánicos poco intemperizados y fragmentos de roca, los cuales ocupan gran parte de la masa basal. Las capas inferiores 8-11Cm, contienen

pocos minerales primarios frescos en la fracción gruesa y son ricos en arcilla. En estos horizontes, hay una gran cantidad de fragmentos de material redepositado, de los horizontes Bt. Tanto clastos pequeños, como fragmentos de revestimientos de arcilla ubicados en bloques grandes, preservan edaforrasgos de iluviación, que se han incorporado a la masa basal, junto con material volcánico y fragmentos de roca poco intemperizados. Asimismo, se observan fitolitos y algunos fragmentos de carbón.

En todas las capas endurecidas, los revestimientos de arcilla rellenan poros planares. Dichos edafo-rasgos de iluviación son más abundantes, que los presentes en el horizonte 4BC sobreyacente. Los rasgos reductomórficos (motas ferruginosas y nódulos), también son observados en todos los tepetates.

Sección Buenavista. Las observaciones micromorfológicas, revelan un patrón diferente del arreglo de la microestructura. En los horizontes Ah y Bw es granular, en algunas áreas con fábrica esponjosa. Los horizontes Bt, están formados por bloques angulares a subangulares, que con la profundidad se vuelven más compactos.

La relación entre minerales primarios, presentes en las fracciones de arena y limo, con los componentes secundarios de arcilla y óxidos de hierro en el material fino, refleja el grado de intemperismo de los paleosuelos. Los horizontes Ah y Bw del suelo moderno, contienen material volcánico ligeramente intemperizado, compuesto en su mayoría por plagioclasas de tipo intermedio a cálcico, piroxenos y fragmentos de roca. Por el contrario, los horizontes Bt inferiores se encuentran fuertemente alterados, conteniendo algunos granos gruesos, la mayoría de ellos de cuarzo. La mayor parte de la masa basal en estos horizontes, está formada de arcilla, coloreada con óxidos de hierro). En la unidad 3, en sus horizontes Bt se pueden observar algunos remanentes de minerales primarios: plagioclasas fuertemente intemperizadas, con rellenos

arcillosos en huellas de disolución (producto de iluviación). Los horizontes BC y C, son ricos en materiales gruesos, en los cuales se observan huellas de disolución en las plagioclasas, así como intemperismo en la biotita (colores de interferencia bajos, así como fragmentación en su clivaje). En la mayoría de los horizontes Bt, se encuentran presentes cutanes de estrés (Figura 5.1K) siendo escasos en las unidades 2 y 3, y por el contrario abundantes, en el horizonte Bt superior de la unidad 4. Los rasgos reductomórficos son frecuentes en toda la secuencia, excepto en los horizontes Ah, AB y Bw superiores. Recubrimientos ferruginosos y que presentan un límite difuso, se encuentran sobreimpuestos o yuxtapuestos a los rasgos de iluviación de arcilla (Figura 5.1L), de los horizontes Bt. En el horizonte E de la unidad 5, los nódulos de Fe-Mn se encuentran inmersos en la micro-masa basal.

V.1.4 Valle de Teotihuacan

Cerro Gordo. Las evidencias micromorfológicas, reflejan claramente la presencia del suelo moderno y los paleosuelos. El primero está caracterizado por contener grandes cantidades de componentes orgánicos (tejidos de plantas, excrementos y material fino) y múltiples cavidades hechas por organismos, rellenas con material de horizontes superiores y excremento. Su porosidad es alta. Los horizontes sepultados muestran, como rasgo predominante, acumulación de arcilla, relleno de poros y canales, lo que reduce la porosidad del suelo. Estos rellenos de arcilla (cutanes), son de dos tipos: (1) los que presentan colores pardo oscuros y rojizos, dados por la presencia de compuestos de hierro y materia orgánica, e incluso limo, y (2) cutanes de color pardo amarillento, mucho más limpios y translúcidos, y muy poco microlaminados. Otro rasgo pedológico importante, son los nódulos de hierro-manganeso, que tienen una baja concentración a lo largo de todo el perfil.

En el suelo moderno también se encontraron restos de cutanes, retrabajados, no formados *in situ* (debido a sus formas y a que no rellenan cavidades) y que reflejan procesos de erosión intensa.

Maseca. Al igual que en Cerro Gordo, el suelo moderno y el sepultado muestran diferencias micromorfológicas claras. En el primero domina una microestructura granular, mientras que en los horizontes sepultados, se observa la aparición de bloques subangulares a angulares. Además, la iluviación de arcilla es el rasgo más distintivo de los horizontes sepultados, así como la presencia de nódulos de hierro-manganeso. Si bien estas características son observables desde el horizonte Bk moderno, son más abundantes en el paleosuelo.

El horizonte Bk se caracteriza por la presencia de carbonato de calcio, en formas de microcristales (< 4 micrómetros de diámetro). Se encuentran relleno las paredes internas de cavidades y también en cristales con un hábito acicular (Figura 5.1M). Además, se observan cutanes de arcilla, aunque no son un rasgo predominante. Estos cutanes están mezclados con compuestos de hierro, materia orgánica e incluso material más grueso como limo, lo que cambia sus coloraciones. Los carbonatos se encuentran sobre ellos y pueden llegar a romper su estructura. Los horizontes sepultados, muestran como rasgo distintivo cutanes y nódulos de hierro-manganeso (sobre todo en 2Btg1 y 2Btg2), con una gran variedad de tamaños y formas.

Tepexpan. Las observaciones micromorfológicas de esta localidad muestran marcadas diferencias, entre los rasgos de las diferentes unidades de suelo. En el pedosedimento de color negro, el rasgo más evidente es la presencia de sílice amorfo relleno canales (isotrópico, con un bajo índice de refracción). Este sílice muestra bordes fibrosos, así como una estructura pseudomorfa de restos vegetales, (posiblemente se trata de una sustitución mineralógica de

raíces) (Figura 5.1N). La masa basal consiste predominantemente de arena fina, fragmentos de minerales volcánicos tamaño limo (incluyendo vidrio color pardo oscuro) y material fino humificado. No se observan carbonatos en la masa basal, sin embargo, se pueden detectar algunos cristales de calcita neoformados, de estructura romboédrica rellenando huecos. En las observaciones realizadas, los carbonatos se encuentran sobrepuestos al sílice neoformado.

El paleosuelo sobreyacente (Paleosuelo 3), muestra edaforrasgos diferentes a la anterior unidad de paleosuelos, sobre todo relacionados con poros. Se pueden observar hiporrevestimientos de hierro-manganeso (posiblemente vinculados con materia orgánica), en las paredes de canales. Estos edaforrasgos contrastan acusadamente con la masa basal, que se encuentra saturada por carbonatos: micrita como material fino y restos de conchas de ostrácodos con bordes curvados. Los edaforrasgos relacionados con la iluviación de arcilla, son menos frecuentes. En el Paleosuelo 2, los poros son muy similares a los del 3, pero las películas de arcilla impura son más delgadas y discontinuas.

En el Paleosuelo 1, las propiedades micromorfológicas cambian nuevamente. Algunas paredes de canales se encuentran recubiertas por hiporrevestimientos de micrita. También en el suelo moderno, puede observarse la micrita neoformada. Un rasgo característico de la superficie del horizonte Ah moderno, es su estructura bien desarrollada, compuesta por agregados ooidales compactos y de diferente tamaño. Algunos revestimientos de arcilla-limo, son observables también en el suelo moderno.

V.1.5 Sierra Nevada

Los horizontes superficiales del suelo moderno, presentan una estructura microgranular-esponjosa caracterizada por la presencia de material orgánico fino que cubre cerca del 40% de la superficie de la lámina delgada. La porosidad es de cerca del 30%, con espacios producidos por

empaquetamiento y presencia de canales donde existen restos vegetales. Algunos de ellos (tejidos, esporas) tienen tonalidades rojizas, producto de degradación de la materia orgánica (Figura 5.1B).

En cuanto a la parte mineral gruesa, los componentes ferromagnesianos presentan alteraciones de “dientes de sierra”, junto a huellas de disolución que siguen los planos de crucero de minerales, como la hornblenda y los piroxenos. Un rasgo distintivo entre los minerales ferromagnesianos, es la presencia de inclusiones de vidrio color pardo, el cual al alterarse, deja texturas de tamiz. Los fragmentos de pómez, presentan vesicularidad y textura fluidal. La plagioclasa presente, es del tipo intermedio a cálcica (andesina y labradorita, presentando ángulos de extinción entre 23 y 34°). En general se observan poco alteradas, presentándose como fenocristales en los fragmentos de roca (de textura porfírica) y en la matriz del suelo, con zonamiento, así como maclados de Carlsbald y de albita. El ópalo se encuentra presente en los fitolitos, en una proporción menor al 1%.

El paleosuelo que subyace a la Pómez “Tutti Fruti”, en su horizonte AB, tiene características muy similares al horizonte Ah moderno. La microestructura es del tipo microgranular-esponjosa, sin embargo, la porosidad disminuye debido a un mayor empaquetamiento. Algunos gránulos llegan a conformar bloques subangulares, pobremente desarrollados. El material orgánico presenta colores pardo oscuros, denotando una mayor alteración que en el suelo moderno. Hay una disminución considerable en el contenido de minerales ferromagnesianos. Las plagioclasas tienen mayores huellas de intemperismo (huellas de disolución y alteración a minerales de arcilla). En cuanto al horizonte Bw, se tiene una estructura microgranular muy pobremente desarrollada (menor porosidad que en los horizontes superiores, presentando algunos poros alargados y redondeados que no se comunican). El rasgo distintivo del horizonte es el aumento del material fino en la matriz del suelo (presente entre un

40 y 50%) con una mezcla de material orgánico y óxidos de Fe, que llegan a conformar nódulos amorfos color rojizo. El material grueso está compuesto de granos individuales tamaño arena, rodeados por la matriz del suelo. Los anfíboles y piroxenos presentan texturas de tamiz y de un tamaño menor al de otros horizontes estudiados. Las plagioclasas muestran una mayor alteración que en los horizontes superiores, teniendo huellas de disolución en los planos de crucero y hacia los bordes de los cristales. La presencia de minerales secundarios en forma de películas de hierro, se llega a observar en las paredes internas de cavidades (hiporrevestimientos) y en algunas zonas como rellenos. No existe presencia de residuos vegetales.

V.1.6 Pachuca

El suelo moderno y el sepultado, muestran diferencias micromorfológicas claras. El primero muestra una microestructura granular, moderadamente desarrollada en sus horizontes Ah y AB (porosidad cercana al 20%), mientras que en los horizontes sepultados, se observa la aparición de bloques subangulares con algunos relictos de estructura microgranular. En el suelo moderno su horizonte C posee carbonatos, rellenando cavidades en la incipiente microestructura en bloques.

En el horizonte 2E del paleosuelo, se observan restos de microestructura granular en ciertas zonas, aunque predomina la microestructura en bloques pobremente desarrollada. Existen fragmentos de roca de textura porfírica, rica en microlitos de plagioclasa, con una matriz vítrea. Los fenocristales de plagioclasa y de minerales ferromagnesianos (hornblenda y piroxenos), presentan huellas de disolución moderada en sus planos de crucero. Los rasgos de óxido-reducción son escasos, salvo algunos recubrimientos de Fe-Mn.

En el horizonte 2Bt son más abundantes los recubrimientos de arcilla iluviada, yuxtapuestos por recubrimientos de hierro. Todos los recubrimientos de arcilla presentan un color

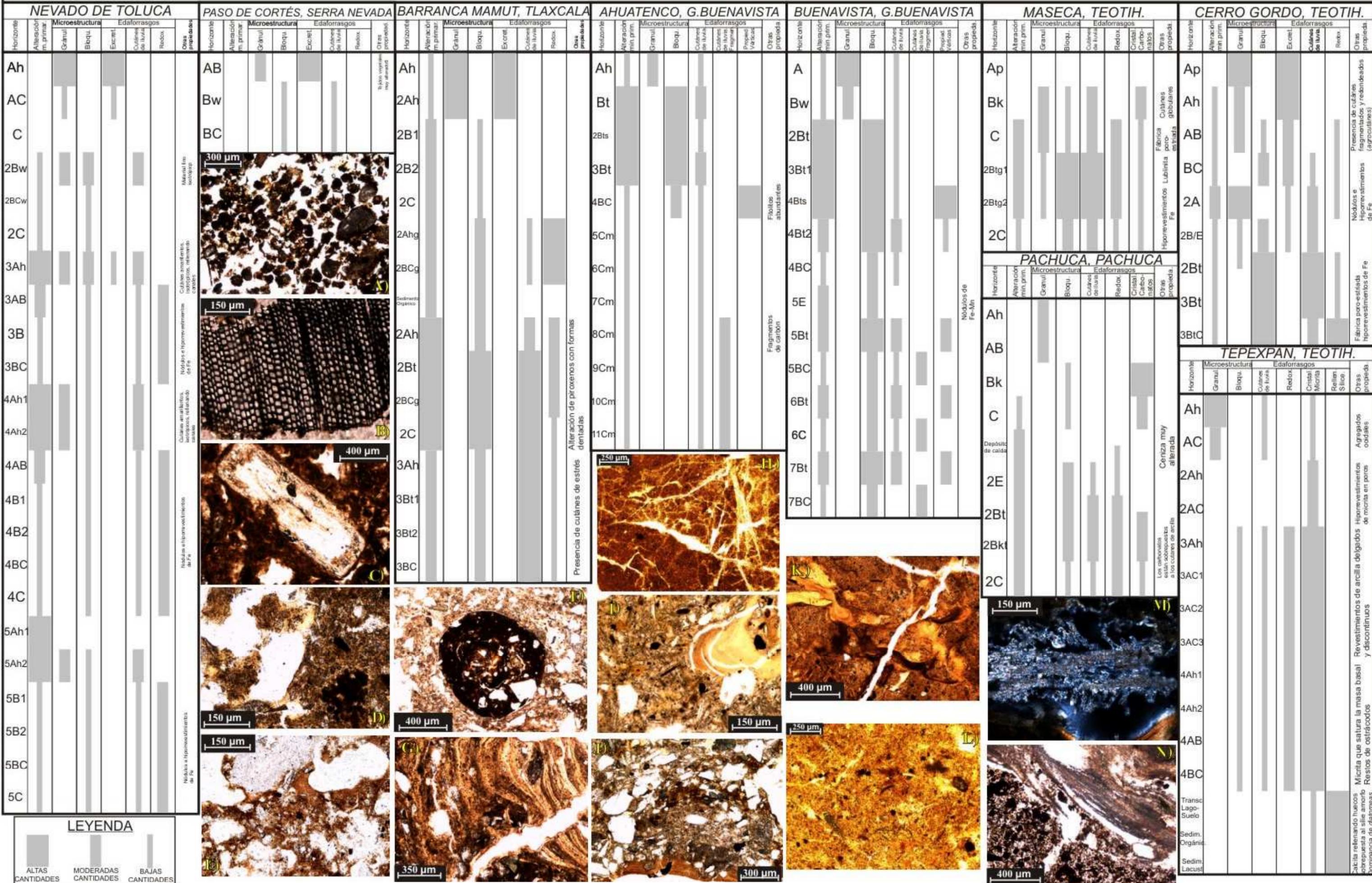
amarillo pálido, algunos de ellos con alta birrefringencia, mientras que otros contienen partículas tamaño limo, mostrando baja birrefringencia y una extinción irregular. El intemperismo en los minerales primarios es moderado; algunos piroxenos muestran huellas de disolución y alteraciones de forma de “dientes de sierra”. Existen pocos rasgos de óxido-reducción, dada la escasez de nódulos y recubrimientos de hierro. Algunos rellenan cavidades (hiporrevestimientos de Fe). En algunas microáreas hay estructura granular, con poros interagregados rellenos con arcilla iluvial. Dichas áreas tienen presencia de material fino, rico en materia orgánica (color pardo claro)

Las observaciones en las secciones delgadas del horizonte 2Btk, muestran bloques que en su masa basal se encuentran libres de carbonatos; no obstante en las observaciones macromorfológicas aparecen carbonatos abundantes. Se advierten rellenos de calcita en cavidades planas y canales. Los rasgos de iluviación saturando algunos canales, son distintivos y representan un evento previo a la formación de los carbonatos, Algunos de los recubrimientos de arcilla presentan fisuras. En el horizonte subyacente 2C, los carbonatos y la iluviación de arcilla disminuyen considerablemente.

Figura 5.1. Micromorfología de las localidades estudiadas.

- A) Microestructura típica de horizontes humificados, asociada a suelos con propiedades ándicas, presente en el suelo moderno y algunos paleosuelos de las localidades del Nevado de Toluca y Sierra Nevada. Se observa una microestructura granular ultrafina; con tamaño de microagregados entre 0.2 y 0.5 mm, separados por huecos de empaquetamiento, lo que provee una alta porosidad. El material fino es de color pardo oscuro, isotrópico y rico en materia orgánica. Observación en campo claro, Objetivo 4X.
- B) Restos de tejidos vegetales, presentes en horizontes humificados de suelos asociados con propiedades ándicas, localidad Sierra Nevada. La presencia de material orgánico degradado en los suelos modernos y algunos paleosuelos con horizontes Ah, es constante en el Centro de México. Se presentan diferencias en cuanto a la coloración de los restos vegetales, los más frescos presentan, inclusive, colores de interferencia altos, aquéllos más degradados son isotrópicos. Observación en campo claro, Objetivo 10X.
- C) Rasgos de intemperismo en un fenocristal de plagioclasa, localidad Nevado de Toluca. Se observan huellas de disolución en el centro y la periferia del cristal, además de la presencia de material tamaño limo y arcilla, rico en óxidos de hierro, con relictos de material orgánico en la masa basal del suelo. Los rasgos de intemperismo son más evidentes en las unidades PT2, PT3 y PT4, en lo que respecta a horizontes B y sus transiciones. Observación en campo claro, Objetivo 4X.
- D) Microestructura de horizontes Bw sepultados del Nevado de Toluca y Sierra Nevada. Se observa la presencia de gránulos asociados a bloques subangulares. El material fino es isotrópico, color pardo claro, compuesto por minerales arcillosos asociados a óxidos de hierro (se distinguen tonalidades rojizas, en la masa basal). También son identificables algunos cutanes de arcilla en las paredes de poros o acumulándose en los bordes de minerales tamaño arena, sin embargo, la presencia de dichos cutanes es incipiente. Observación en campo claro, Objetivo 10X.
- E) Unidad PT3 del Nevado de Toluca. Microestructura de paleosuelos sepultados con bloques subangulares pobremente desarrollados, con presencia de minerales tamaño arena. Se puede reconocer una incipiente presencia de rasgos reductomórficos, como son los revestimientos de Fe-Mn (acrecionados con material tamaño limo). Existen cutanes arcillosos muy delgados observables en las paredes de los poros. Observación en campo claro, Objetivo 10X.
- F) Nódulo ferruginoso de TX1 de la Unidad Gris (horizonte BCg) de Tlaxcala. La microestructura es más compacta que la presente en los suelos modernos, además de tener material más fino en la masa basal del suelo (limo y arcilla). La imagen muestra un nódulo de Fe-Mn, concéntrico con límite abruptos y con material acrecionado (cristales de plagioclasa, tamaño arena y limo). Existe pocos cutanes de iluviación en la masa basal. Observación en campo claro, Objetivo 10X.
- G) Rasgos de iluviación en TX1b de la Unidad Gris, Tlaxcala. Detalle de la microestructura en bloques. Los rasgos de iluviación de arcilla son detectables con la presencia de cutanes, que son delgados donde rellenan fracturas, y gruesos y microlaminados en los canales. Entre la microlaminaciones se observa la presencia de material ferruginoso y limo grueso, lo que da una apariencia impura a la arcilla. Los cutanes llegan a presentar ciertas deformaciones, llegando a fragmentarse. Observación en campo claro, Objetivo 4X.

- H) Propiedades vérticas del horizonte 2Bts de la sección Ahuatenco, Glacis de Buenavista. Los rasgos de iluviación se encuentran deformados y parcialmente incorporados a la masa basal del suelo, dominados por numerosos cutanes de estrés y fisuras. Observación en campo claro, Objetivo 4X.
- I) Horizonte 4BC de la sección Ahuatenco, Glacis de Buenavista. Se observan los rasgos de iluviación de arcilla localizados como rellenos en los poros. Los cutanes presentan un color amarillo claro y con algunas microlaminaciones, entre las que se encuentran óxidos de Fe y material limoso. En la matriz se observa la presencia predominante de limo y fitolitos de formas *elongadas* (Twiss, 1992). Observación en campo claro, Objetivo 10X.
- J) Detalle de la capa 8Cm (Tepetate) en la parte inferior de la sección Ahuatenco, Glacis de Buenavista. Se observan restos de minerales primarios en la fracción gruesa, mientras lo que predomina son las fracciones finas. Existe una gran cantidad de material redepositado proveniente de antiguos horizontes Bt que fueron erosionados. Están presentes cutanes de arcilla en una microestructura en bloques, fitolitos, fragmentos de rocas y carbón, todos ellos mezclados con la masa basal. Observación en campo claro, Objetivo 4X.
- K) Microestructura de horizonte Bts de la sección Buenavista, Glacis de Buenavista. Resalta los rasgos de iluviación de arcilla que presentan huellas de estrés, que los fractura, y conforma una microestructura en bloques. La masa basal está compuesta en su mayoría por arcilla iluvial, en las que se yuxtaponen algunos rasgos de oxido-reducción, como es la presencia de recubrimientos de Fe difusos, que imprimen también un color rojizo a los cutanes. Observación en campo claro, Objetivo 4X.
- L) Microestructura de horizonte Bt de la sección Buenavista, Glacis de Buenavista. La mayor parte de la masa basal de los horizontes Bt se encuentra conformada por arcilla, coloreada por algunos óxidos de hierro. Son observables algunos recubrimientos de hierro, como rasgos de reductomorfía. Observación en campo claro, Objetivo 4X.
- M) Microcristales de carbonato de calcio (calcita) relleno de cavidades entre la microestructura del suelo, en el horizonte Bk de Maseca, Valle de Teotihuacan. Estas mismas características son observadas en el perfil Pachuca, en su horizonte 2Bkt. La imagen muestra al centro, el resto de un tejido vegetal que ha sido sustituido por calcita dentro de una cavidad. En las esquinas inferiores se observan rellenos de arcilla que presentan birrefringencia debido a la orientación óptica de la arcilla. Observación con nícoles cruzados, Objetivo 10X.
- N) Relleno de sílice ocupando canales en la parte inferior del perfil Tepexpan, Valle de Teotihuacan. El sílice amorfo muestra bordes fibrosos, así como una estructura pseudomorfa de restos vegetales. La masa basal consiste predominantemente de arena fina y limo, ricas en vidrio volcánico y material fino humificado. No existen carbonatos en la masa basal, pero se llegan a observar algunos cristales de calcita neoformada relleno de cavidades. Observación en campo claro, Objetivo 4X.



V.2 MINERALOGÍA

V.2.1 Nevado de Toluca

Mineralogía de arena fina-muy fina. La composición mineral de las fracciones de arena fina, muestra una asociación típica de composición intermedia-básica. Plagioclasas intermedias, vidrio volcánico (en su mayoría conteniendo microlitos de plagioclasa), piroxenos y anfíboles, se encuentran asociados a la ligera presencia de mica (en su mayoría biotita), minerales opacos, fragmentos de roca y cuarzo. Los materiales parentales de los diferentes paleosuelos, exhiben variaciones muy pequeñas en las cantidades de los mencionados componentes. Una concentración relativamente alta de micas, así como una muy baja de vidrio volcánico es observable sólo en el horizonte C del paleosuelo PT7. El vidrio volcánico tiene una presencia constante en todas las muestras estudiadas, inclusive a manera de recubrimientos sobre granos minerales bien cristalizados (Figura 5.2D). Por otro lado, algunos granos minerales presentan signos de alteración hidrotermal: sericitización de plagioclasas, así como la sustitución de piroxenos por minerales de arcilla con alta birrefringencia. Si se analiza a los horizontes A y B, junto con los materiales parentales de los paleosuelos PT1 y PT4, se tiene una tendencia al decremento del vidrio volcánico, junto con un incremento de minerales cristalinos (especialmente plagioclasas y en ocasiones cuarzo). En el resto de los paleosuelos, las distribuciones son más uniformes, es decir, con variaciones menos irregulares.

Al igual que con las observaciones micromorfológicas, el estudio de inmersión permitió definir señales de intemperismo en el material tamaño arena fina de los paleosuelos. Las plagioclasas y silicatos de Fe-Mg, presentan huellas de disolución. Los poros y fracturas del vidrio volcánico y los fragmentos de roca, se encuentran parcialmente rellenos con arcilla y óxidos de hierro.

Mineralogía de arcilla. Existen diferencias claras, en cuanto a la composición de la mineralogía de arcilla en las secuencias del Nevado de Toluca. En los difractogramas del suelo moderno, los patrones de minerales cristalinos son muy pobres. Esto, junto con altas cantidades de alófono, indica que la fracción arcilla está dominada por componentes de baja cristalinidad. En los paleosuelos PT1-PT4, la halloysita (pico de 10 Å, trasladado a 7.2 Å, después de calentar a 110°C) y la halloysita deshidratada (pico ~7.2 Å, trasladado a 10.2 Å después de tratamiento con metilformamida), están presentes en cantidades considerables, inclusive acompañadas por pequeñas cantidades de esmectita (14-15 Å, que se desplazan poco después del tratamiento con etil glycol) y caolinita (pico estable de 7.2 Å, que desaparece sólo después de calentamiento a 550°C).

V.2.2 Unidad Gris, Tlaxcala

Mineralogía de arena fina-muy fina. La especie mineral predominante es la plagioclasa (de composición intermedia a cálcica) (Figura 5.2G). Los registros más altos de dicho mineral se tienen en TX1b de Barranca del Mamut, donde alcanza 79.5% de la muestra total. En la parte baja de TX1 (2B2-2C) y en el horizonte 2Ahg de TX1a, se concentre entre 24 y 31%. El resto de los horizontes estudiados, presenta valores cercanos al 50% de la muestra total. El vidrio volcánico es la siguiente especie en abundancia, siendo especialmente significativa en la parte inferior de TX1 (2B2-2C) y en 2Ahg de TX1a. En TX1b, es muy evidente el poco porcentaje del vidrio con valores entre 2.7 y 7.7%.

Para TX2 se presentan valores entre 10 y 28%. Los anfíboles (hornblenda) y piroxenos (augita), presentan un máximo en el suelo moderno con un valor de 15.34%; por el contrario, el mínimo se ubica en el horizonte 2Ahg de TX1a con 2.02%. Dichos minerales ferromagnesianos, se encuentran más intemperizados en los paleosuelos más profundos de la secuencia, con

alteraciones en dientes de sierra y algunas huellas de disolución (Figura 5.2F). El cuarzo es muy escaso (sobre todo en la Barranca del Mamut), presentando un máximo en el sedimento (1%), que sepulta a TX1b. El resto de los componentes de la fracción son algunas micas (biotita, minerales opacos, fitolitos y alteraciones producto de intemperismo, que individualmente no superan el 2.5% de presencia. Los fragmentos de roca oscilan entre el 3 y 14.5%, teniendo su máximo en el horizonte 2Ahg de TX1a.

Mineralogía de arcilla. Los patrones de difracción por rayos X de fracciones de arcilla, han mostrado claramente que los minerales del grupo de la caolinita (tipo 1:1, identificados por el pico 7.2 Å), predominan en todos los paleosuelos). Se han encontrado huellas de esmectitas, sólo en el paleosuelo superior (TX1); en todas las muestras están presentes pequeñas cantidades de cristobalita y plagioclasas, mostrando las últimas una tendencia, hacia mayores concentraciones en los horizontes BC y C.

Dentro del tipo 1:1, se encuentran tanto la halloysita deshidratada de baja cristalinidad, como la caolinita bien cristalizada. Analizando su distribución, se observaron las siguientes tendencias:

1. Las fracciones de arcilla de los paleosuelos, están relativamente enriquecidas con halloysita (esta tendencia es más clara en la secuencia de la Barranca del Mamut).
2. Dentro de cada paleosuelo individual, la caolinita tiende a acumularse en los horizontes Bt, mientras que los BC y C contienen más halloysita.

V.2.3 Glacis de Buenavista

Mineralogía de arena fina-muy fina. En la sección Ahuatenco, tanto el suelo moderno como los horizontes Bt pertenecientes a los paleosuelos, la especie mineralógica predominante es la

plagioclasa, de composición intermedia a cálcica. En el suelo moderno dicho mineral registra 53%, mientras que en horizontes Bt sepultados, disminuye hasta un 35 y 40%. Sigue en abundancia el vidrio volcánico, con porcentajes que oscilan entre el 10 y 12% de abundancia. Los minerales ferromagnesianos como son piroxenos y anfíboles, se encuentran poco representados con porcentajes entre 0.5 y 7.7%. La mayoría de las hornblendas y augitas se encuentran muy alteradas (presentan huellas de disolución y formas dentadas) (Figura 5.2H). La biotita oscila entre 2.2 y 7.3%, teniendo un máximo en el horizonte Bt del primer paleosuelo. El cuarzo es poco abundante, aunque en el suelo moderno alcanza un 4.3%. Los minerales opacos, presentan un máximo en el horizonte Bw del suelo moderno, con un 13.1%. Los fragmentos de roca, que llegan a presentar fenocristales de plagioclasa, en una matriz vítrea con microlitos de plagioclasa y ferromagnesianos, alcanza cerca del 19.3%, en el horizonte Bt del primer paleosuelo. Los fitolitos oscilan entre 4 y 7.8%, tratándose sólo de células largas. El resto de los componentes son alteraciones a minerales de arcilla y óxidos de hierro, presentes sobre todo en el horizonte Bw del suelo moderno, donde alcanzan un 18.5%.

Con respecto a la sección Buenavista, donde sólo se describieron los paleosuelos presentes, existen diferencias muy significativas con respecto a Ahuatenco. La plagioclasa (Figura 5.2J) no es la especie mineral predominante, el máximo alcanzado en los horizontes estudiados es de 37.5%. El vidrio volcánico se ubica entre 2 y 23%. Los anfíboles y piroxenos son escasos, teniendo un máximo de 11.02%. La especie mineralógica predominante en la mayoría de los horizontes estudiados es la biotita, alcanzando un 53.5% (Figura 5.2I). El cuarzo también es escaso, con un máximo de 1.9%. Los minerales opacos, así como las alteraciones a minerales de arcilla y óxidos de hierro, alcanzan individualmente hasta un 20% del total de la muestra. Los fitolitos presentes son representativos de células largas (Figura 5.2K) y no rebasan el 5%.

Mineralogía de arcilla. Los horizontes del suelo moderno y paleosuelos de la sección Ahuatenco poseen, principalmente, caolinita, halloysita y esmectita. En el horizonte inferior 4BtC, se presenta predominantemente la caolinita.

En las capas de tepetates, la mineralogía observada es similar, con cristobalita presente en todas ellas. La metahalloysita y la esmectita sólo se identificaron en las capas 5Cm-7Cm; mientras que en las capas 8Cm-11Cm dominan la caolinita y la halloysita. Estas diferencias se explican, por el tipo de material que compone a las capas. Las capas 5Cm-7Cm son básicamente material volcánico re TRABAJADO, que ha sufrido una alteración pedogenética moderada. Las capas inferiores poseen restos de suelos, posiblemente caolínicos (Luvisoles), erosionados y depositados junto con el material volcánico.

V.2.4 Valle de Teotihuacan

Mineralogía de la fracción arena fina-muy fina. La composición mineralógica de la fracción arena fina-muy fina es homogénea y con cambios graduales a lo largo de cada uno de los perfiles, que refleja la naturaleza volcánica del material parental. Las especies mineralógicas presentes en los horizontes son: plagioclasas cálcicas, anfíboles, piroxenos, vidrio volcánico, minerales opacos, cuarzo y biotita, además de ópalo en forma de fitolitos en algunos horizontes. Los cambios más significativos son observables en el perfil Cerro Gordo, donde se tiene la mayor concentración de plagioclasas en el horizonte 2A, evidenciando la presencia del paleosuelo.

Al igual que en Cerro Gordo, en Maseca las plagioclasas son la especie predominante (51-64%). La variación de la concentración es menos marcada que en Cerro Gordo, concentrándose la mayor cantidad en el horizonte 2C del paleosuelo.

Tepexpan se comporta de una forma muy diferente a los otros perfiles, dado que el elemento más abundante es el vidrio volcánico, el cual se encuentra en concentraciones que

oscilan entre 24.7% y 60%. Aquí, la plagioclasa es la que sigue en orden de abundancia con valores que se ubican entre 22.6 y 35.7%, presentando un mínimo en la parte baja de la secuencia, que corresponde a un sedimento orgánico (5.82%). Los anfíboles y piroxenos presentan cantidades de 1.4 a 16%. La biotita y el cuarzo están pobremente representados, alcanzando 1% y 2.5% respectivamente, como máximo en la parte de sedimento lacustre. Los fragmentos de roca, que presentan una matriz vítrea (con textura fluidal, muy vesiculada y algunos microlitos de plagioclasa) y que rodea algunos fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos, presenta valores ente 2 y 10%. Sin embargo, en la transición de los paleosuelos a los sedimentos lacustres, las cantidades aumentan abruptamente hasta tener un máximo de 60%, en el sedimento orgánico. La presencia de fitolitos solo es significativa en el suelo moderno (3.7%), siendo observables sólo el morfotipo de *crenados* o *elongados*. Las diatomeas (la mayoría fragmentadas) (Figura 5.2L), están presentes en los paleosuelos más profundos, y sobre todo en la parte de transición, donde alcanzan concentraciones de 8.5%. Un componente muy significativo de la fracción es el sílice amorfo (Figura 5.2M), muy diferente del ópalo que compone a los fitolitos y diatomeas. Al microscopio petrográfico, presenta el mismo comportamiento óptico que fitolitos y diatomeas (isotrópico e índice de refracción menor al de la resina), sin embargo, no son distinguibles partículas individuales, sino una especie de recubrimientos o películas translúcidas. Dichas películas de sílice amorfo, están presentes sobre todo en el paleosuelo más profundo y su transición al ambiente lacustre, presentando un máximo de 4.73%. Cabe hacer notar que la gran mayoría del sílice amorfo, se concentró en la arena gruesa donde su presencia es muy reveladora, dada la coloración blanca que presenta, evidente sin necesidad de microscopio.

Mineralogía de la fracción arcilla. La mineralogía de la fracción arcilla, permite establecer diferencias notables entre suelos y paleosuelos. Los minerales arcillosos predominantes en la fracción estudiada, son la halloysita para la mayoría de los suelos modernos y la caolinita para los paleosuelos. Sin embargo, fueron identificados otros minerales como plagioclasas de composición intermedia, cuarzo y cristobalita, los cuales son componentes comunes en suelos derivados de ceniza volcánica o aluviales (Besoain, 1985).

En Cerro Gordo se encontró la presencia de halloysita deshidratada (7Å), predominante en el suelo moderno junto con una ligera presencia de caolinita. En los horizontes más profundos pertenecientes al paleosuelo, la tendencia se invierte dramáticamente sobre todo en el horizonte 2Bt2, donde el único mineral predominante es la caolinita y el cual se observa definido particularmente en el difractograma.

En Maseca, el suelo moderno presenta un aparente equilibrio entre las cantidades de halloysita deshidratada y caolinita, pero en el paleosuelo se observa la predominancia absoluta de la caolinita, con muy bajas cantidades de halloysita.

Tanto en el suelo moderno, como en los paleosuelos de la parte superior de Tepexpan, la fase mineral predominante es la halloysita deshidratada. A profundidad la presencia de la halloysita es moderada, con una disminución en las fases poco cristalinas.

V.2.5 Sierra Nevada

Mineralogía de la fracción arena fina-muy fina. En general la especie predominante es la plagioclasa, con un promedio de 40% en los horizontes estudiados. Su composición es de tipo intermedio a cálcica (andesina a labradorita). Algunas plagioclasas presentan recubrimientos de vidrio pardo e inclusiones. El vidrio volcánico sigue en abundancia, teniendo un máximo de 42% en el horizonte BC sepultado. Presenta texturas fluidales y es vesicular, con algunas coloraciones

pardas. Los anfíboles y piroxenos oscilan entre el 16 y 20%, con algunas huellas de alteración como son los dientes de sierra, en general sin cristales euhedrales. El olivino llega hasta 4.5%, en el horizonte AB sepultado. El cuarzo es muy escaso y sólo se observaron algunos cristales en el horizonte Bw. Los fragmentos de roca presentan una matriz vítrea de textura fluidal, con algunos microlitos de plagioclasa y minerales ferromagnesianos (anfíboles y piroxenos) (Figura 5.2B). Dichos fragmentos son más abundantes en el horizonte AB sepultado, con un 15.8%. Los fitolitos son escasos, y sólo se encuentran presentes en un 4% en el horizonte Bw. Las alteraciones de óxidos de hierro o minerales de arcilla son muy pocas, ya que en general el material se encuentra bastante fresco.

Mineralogía de la fracción arcilla. Los patrones de minerales cristalinos son muy escasos, lo que indica que la fracción está dominada por componentes de baja cristalinidad. La halloysita (pico de 10 Å, trasladado a 7.2 Å, después de calentar a 110°C) y la halloysita deshidratada (pico ~7.2 Å, trasladado a 10.2 Å después de tratamiento con metilformamida) están presentes en cantidades considerables, acompañadas por pequeñas cantidades de feldespatos, cuarzo y cristobalita.

V.2.6 Pachuca

Mineralogía de la fracción arena fina-muy fina. Tanto el suelo moderno como el paleosuelo, presentan diferencias claras en la distribución mineralógica. En el primero, la especie mineral más abundante es la plagioclasa (51-59.6%), con una composición de intermedia a cálcica; lo contrario sucede a partir del depósito de caída (14.33%), que sepulta al paleosuelo. En el horizonte 2E del paleosuelo, se incrementa el contenido de plagioclasa, teniendo un máximo en el horizonte 2C (57.27%). El vidrio volcánico, es la segunda especie en abundancia, presentando en el horizonte 2E un 55.3%, disminuyendo en los horizontes más profundos (no supera el 30%).

Dentro de los minerales ferromagnesianos se tiene piroxenos (augita) y anfíboles (hornblenda), oscilando entre 2.6 y 29% de la muestra total. La biotita tiene mayor abundancia en los horizontes modernos, pero no rebasa el 2%. El cuarzo se encuentra en cantidades muy bajas, su máximo registro se aproxima al 4% en el horizonte 2Btk. Los fragmentos de rocas (con matriz vítrea y microlitos de plagioclasa), así como los minerales opacos, se encuentran en porcentajes entre 1 y 6%. También son descritos entre los componentes de la fracción: fitolitos (tipo elongados según Twiss, 1992), esporas y algunas alteraciones a minerales secundarios (minerales de arcilla y óxidos de hierro). La presencia individual de cada uno de dichos componentes, no supera el 4%.

Mineralogía de la fracción arcilla. En los patrones de difracción de rayos X, los análisis muestran picos de minerales cristalinos moderadamente definidos. Así, se conoce que los minerales analizados se encuentran mezclados con componentes de baja cristalinidad, lo cual dificulta la identificación de patrones.

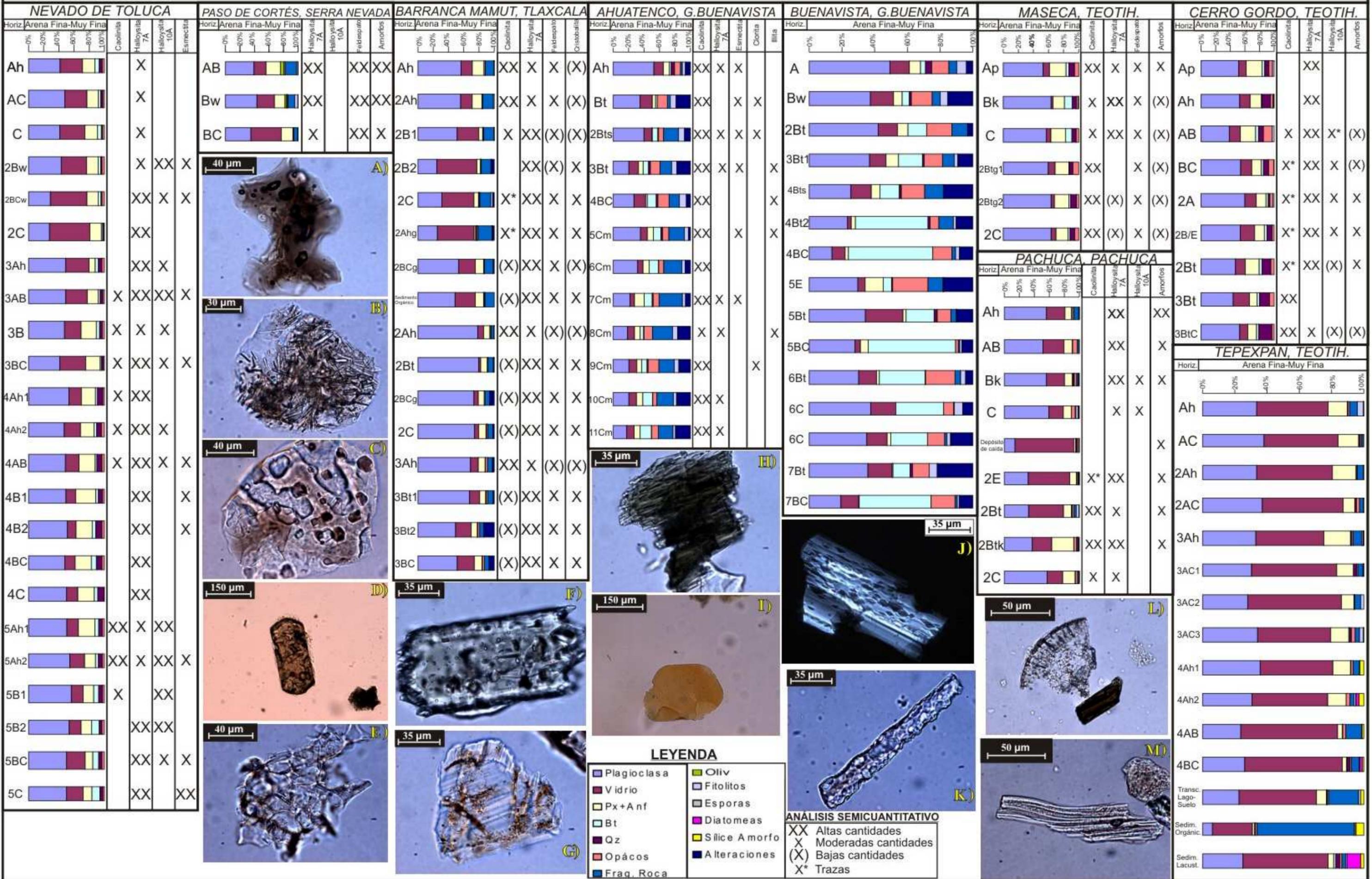
En Pachuca predomina la halloysita deshidratada (7Å) para el suelo moderno, con ciertas cantidades de caolinita. En el paleosuelo, la caolinita aumenta (son mejor definidos los picos en el difractograma), sobre todo en lo correspondiente a los horizontes 2E y 2Bgt. Otros minerales identificados son plagioclasa (andesina), cuarzo y cristobalita.

Figura 5.2. Mineralogía de las localidades estudiadas.

- A) Fragmento de vidrio pardo, localidad Nevado de Toluca. Este tipo de fragmentos de vidrio, también es común en otras localidades como Sierra Nevada. Se observa una textura vesicular, y en el interior del vidrio, algunos microlitos de minerales ferromagnesianos. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- B) Fragmento de roca, con textura porfírica, localidad Nevado de Toluca. Los fragmentos de roca de textura porfírica con matriz vítrea son también muy comunes en la localidad de Sierra Nevada. Los microlitos rodeados por la matriz vítrea son en su mayoría de plagioclasa. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- C) Plagioclasa recubierta con vidrio volcánico, localidad Nevado de Toluca. Los fenocristales de plagioclasa también llegan a presentar inclusiones de vidrio de color pardo. Con el intemperismo dichas inclusiones son alteradas, facilitando el ataque de los factores físicos al mineral. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- D) Cristal de piroxeno, recubierto por vidrio volcánico, localidad Nevado de Toluca. Nótese la textura vesicular del vidrio en la parte central del cristal, mientras que hacia los bordes se observan formas de esquirlas también dadas por el vidrio. Observación en campo claro, Objetivo 10X.
- E) Fragmento de vidrio muy vesiculado, perteneciente a la localidad Nevado de Toluca. Los fragmentos en forma de esquirlas son también muy abundantes en diversas zonas del Centro de México. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- F) Anfíbol (Hornblenda) con límites dentados, localidad Barranca del Mamut, Tlaxcala. Huellas de intemperismo en los planos de crucero del mineral, dejando una forma de “dientes de sierra”. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- G) Fragmento de fenocristal de plagioclasa con huellas de intemperismo, localidad Barranca del Mamut, Tlaxcala. El intemperismo es evidente mediante los óxidos de Fe, y algunos minerales de arcilla, producto de la alteración del mineral primario. Dichos minerales secundarios se observan sobre la superficie del cristal, y entre los planos de crucero del mismo. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- H) Fragmento de un fenocristal de anfíbol (hornblenda), con alteraciones de “dientes de sierra”, localidad Ahuatenco, Glacis de Buenavista. El intemperismo actúa en las zonas de mayor debilidad del mineral, como son sus planos de crucero. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- I) Cristal de biotita de la localidad Ahuatenco, Glacis de Buenavista. Es evidente las “hojas” que conforman a esta mica, además de su isotropía característica con nicóles cruzados (debido a ser un corte perpendicular al eje C). Observación con campo claro, Objetivo 10X.
- J) Fenocristal de plagioclasa mostrando huellas de disolución, localidad Buenavista, Glacis de Buenavista. Las huellas de disolución se desarrollan sobre las zonas más inestables del mineral, como son sus planos de crucero. Observación con nicóles cruzados, Objetivo 40X.

- K) Fitolito de forma elongada (Twiss, 1992) con huellas de disolución, localidad Buenavista, Glacis de Buenavista. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- L) Fragmento de diatomea de la localidad de Tepexpan, Valle de Teotihuacan. Las diatomeas encontradas en esta secuencia, son abundantes sobre los fitolitos, debido al predominio de un ambiente lacustre en el área. Observación con campo claro, Objetivo 40X.
- M) Resto de sílice amorfo, presente en la localidad de Tepexpan, Valle de Teotihuacan. Estos elementos son abundantes sobre todo en la parte baja de la secuencia cercana a la zona de transición hacia los sedimentos lacustres. Es de llamar la atención la pseudoforma de un tejido vegetal que presenta el sílice. Observación con campo claro, Objetivo 40X.

FIGURA 5.2. MINERALOGÍA DE LAS LOCALIDADES ESTUDIADAS



V.3 OTRAS CARACTERÍSTICAS ANALÍTICAS DE SUELOS Y PALEOSUELOS (Fracciones Granulométricas, Carbono Orgánico, Extracciones selectivas de Fe, Al y Si, Isótopos Estables de Carbono, Fitolitos)

V.3.1 Nevado de Toluca

Fracciones granulométricas. Los análisis granulométricos, muestran un contenido alto de arcilla para los suelos y paleosuelos estudiados, en comparación con su material parental. La acumulación de arcilla en los paleosuelos, es muy similar que a la del suelo moderno. En los paleosuelos PT2-PT4 (Andosoles), se observa el máximo contenido de arcilla para horizontes A, AB o B, encontrándose en el rango de 24-32%. PT1 presenta contenidos altos de arena (45%) y limo (15-30%), y mayor proporción de arcilla en comparación con los suelos modernos (25 - 38%).

Carbono orgánico. La presencia de carbono orgánico, en los horizontes Ah de los paleosuelos PT2-PT4 es cercana al 2%. Esto es suficiente para clasificarlos como Andosoles Mólicos (WRB, 1998); sin embargo, es una cantidad baja en comparación con el suelo moderno de un ambiente boscoso. De cualquier forma, se considera que parte del material orgánico se perdió, debido a la descomposición después del sepultamiento. En PT1, los paleosuelos contienen menores cantidades de carbono orgánico (<0.5%).

Extracciones de Fe, Al y Si. El contenido de hierro, extraído por solución de ditionito (Fe_d), que incluye óxidos de hierro producidos por intemperismo, presenta cantidades similares en los suelos modernos y en los paleosuelos.

En contraste, las cantidades de Fe, Al y Si, extraídos por solución de oxalato (Fe_o , Al_o , Si_o) y que detectan componentes de baja cristalinidad, difieren en las unidades estudiadas. Presentan valores altos (>1%) en el suelo moderno y en los paleosuelos PT2 y PT3. La relación de Fe_o/Fe_d , indica que una gran parte de los óxidos de hierro producidos por intemperismo, es de baja cristalinidad. Los altos valores de Al_o coinciden con valores altos de Si_o . Esto confirma que el alófono, es la mayor contribución de Al_o en esas unidades. Los paleosuelos PT1 y PT4 tienen bajas cantidades de Fe_o y Al_o .

Isótopos estables de carbono. Los isótopos de carbono de los horizontes Ah, tanto del suelo moderno como de los paleosuelos, muestran diferencias considerables entre sí. En el suelo moderno, bajo bosque de pino, el valor $\delta^{13}C$ es el más bajo, -24.51%. En los paleosuelos PT2 y PT3, los valores varían entre -19.09‰ a 21.30‰; algunos fragmentos de carbón, encontrados en la ceniza que cubre PT2 y PT3 oscilan entre -23.59‰ y -24.14‰. Los valores más altos se encontraron en PT4, siendo de -17.70‰.

Fitolitos. Los fitolitos comprenden el 9.2% de la fracción limo en los horizontes Ah del suelo moderno y entre el 1.2 y 4% de los paleosuelos sepultados PT1-PT4. Más del 50% son células tipo C3, en PT2 y PT3, mientras que los morfotipos de plantas C4, sólo fueron observados en los paleosuelos PT1 y PT4. Los morfotipos para plantas C3 son básicamente *crenados*, en forma de *quilla* y *piramidales* y están presentes en la mayoría de los perfiles analizados. Para las plantas C4, la forma dominante fue la *silla de montar*.

V.3.2 Glacis de Buenavista

Fracciones granulométricas. Los resultados de los análisis granulométricos, muestran una considerable acumulación de arcilla en los horizontes Bt de la sección Buenavista, en comparación con el material parental. En el Luvisol superior (unidades 2-4), el contenido de arcilla se encuentra entre 70 y 80%. En las unidades inferiores (5-7), los valores se ubican entre 40 y 50%. En los horizontes Bt de la sección Ahuatenco, la acumulación de arcilla llega incluso a superar el 70%. Los tepetates poseen un menor contenido de arcilla, sin embargo, en los denominados 8Cm y 9 Cm se incrementa, correspondiendo a horizontes Bt redepositados.

Extracciones de Fe, Al y Si. Los valores de Fe extraído por ditionito (Fe_d), son altos en los horizontes Bt de los Luvisoles superiores, (unidades 2-5) de Buenavista. Los valores de Fe_o (Fe extraído por oxalato) y Fe_d son muy similares, en todos los Luvisoles, lo que indica la predominancia de óxidos cristalizados, sobre los minerales de baja cristalinidad. En contraste, en los horizontes A y AB de los Andosoles (unidad 1), los valores de Fe_o son los mayores de la secuencia, indicando la presencia de minerales de Fe con baja cristalinidad. Los valores de Si y Al, extraídos por oxalato (Si_o y Al_o) son mayores también en el suelo moderno, indicando la presencia de alófono. En los Luvisoles de las unidades 2-4, los valores de Si_o y Al_o son inferiores al 1%.

Fitolitos. Los fitolitos en la fracción limo son escasos; los porcentajes mayores se observan sólo en la fracción arena fina-muy fina, teniendo un máximo de 5% en algunos de los horizontes Bt sepultados, como vestigios de una antigua cubierta edáfica que fue erosionada. Los fitolitos encontrados son del tipo elongados o crenados, e incluso llegan a observarse dentro de la matriz que conforma a los tepetates, apoyando la idea de que se trata de horizontes de suelos

retrabajados. Estos fitolitos se observan muy intemperizados, con abundantes huellas de disolución en su superficie. En cuanto a las células cortas, se tiene una abundancia relativa de ellas en el suelo moderno de Ahuatenco, presentando una disminución gradual en los horizontes sepultados. En el suelo moderno, son las células tipo C4 las que predominan, pero por muy poco margen sobre las C3, teniendo una presencia aproximada del 53%. El morfotipo predominante es la *silla de montar*.

En los paleosuelos, es muy difícil la identificación de los morfotipos de fitolitos, dado que son muy pocos los que se pueden encontrar completos, ya que la mayoría se observan fragmentados o muy intemperizados. De cualquier forma, se tiene una abundancia relativa, en general de los morfotipos C3 sobre los C4. Las formas más abundantes para las plantas tipo C3 son las *piramidales*, *cónicas*, *quilla* y *stipa*, que en conjunto representan el 54%. Las plantas tipo C4 se encuentran representadas, en orden de predominancia por la *silla de montar*, *cloridoides* y *panicoides* (Figura 5.4E). En la secuencia de tepetates, no se encontraron suficientes fitolitos pertenecientes a las células cortas, como para establecer un conteo, que definiera la predominancia de un grupo de plantas sobre otro.

V.3.3 Unidad Gris, Tlaxcala

Fracciones granulométricas. En la Barranca Mamut, el contenido de arcilla varía de 24.5 a 49.6%, valores similares a los obtenidos en Barranca Tlalpan, con una alta acumulación de arcilla en los horizontes Bt de TX1, TX1b y TX2.

Extracciones de Fe, Al y Si. Los valores de Fe_o fluctúan entre 0.01 y 0.19 %, para horizontes C sepultados y Ah modernos, respectivamente. Pueden ser vislumbrados compuestos de hierro de

baja cristalinidad, considerando la proporción de Fe_o y Fe_d . Los valores de Si_o , reflejan el predominio de minerales como el alófono en la unidad.

Carbono orgánico. Los valores más altos de carbono orgánico se ubican en el suelo moderno, siendo de 2%. Valores intermedios se presentan en TX1, entre 0.65 y 1.51% en sus horizontes Ah. Los horizontes Bt tanto de TX1 como TX2, oscilan entre 0.11 y 0.53%. En los horizontes sepultados las cantidades disminuyen considerablemente, teniendo los valores más bajos en los horizontes C (siendo de 0.06 a 0.11%).

Fitolitos. En general los mayores porcentajes de fitolitos, se concentran en los horizontes Ah del suelo moderno y en los sepultados. En el suelo moderno es muy clara la predominancia de los morfotipos C4, siendo la *silla de montar* (65%) el morfotipo más abundante, seguido por *cloroides* y *panicoides*. Los morfotipos C3 *piramidal*, *cónico* y *quilla*, siguen en abundancia, y representan el restante 35%.

En cuanto a los paleosuelos de la Unidad Gris, se observa cierta tendencia al predominio de las plantas tipo C4, aunque no con un margen tan amplio como el del suelo moderno. Nuevamente la *silla de montar* es el morfotipo predominante, junto con *cloroides* y *panicoides* (Figura 5.4C), sobre todo en la parte que corresponde a la Barranca Mamut. Ahí, las células C4 dominan con el 55% sobre las células tipo C3.

En lo que corresponde al horizonte Ah, de la parte más baja de la secuencia de la Unidad Gris en la Barranca Mamut, y que se encuentra sobre horizontes Bt, cambia la tendencia de dominio de las plantas C4. Las plantas C3 son dominantes, marcando una discontinuidad clara con los horizontes superiores. Se puede identificar tipos *piramidales*, *cónicos* y *quilla*. En conjunto, las plantas tipo C3 representan en la base de la secuencia el 59%.

V.3.4 Valle de Teotihuacan

Fracciones granulométricas. Los contenidos de arena, limo y arcilla en los diferentes perfiles estudiados, permiten reconocer claramente las discontinuidades litológicas, que marcan la presencia de los paleosuelos descritos en campo.

En Cerro Gordo y Maseca, se observa que los horizontes cultivados (Ap) poseen valores altos de arena (50%), en tanto que en los paleosuelos el contenido de arcilla es mayor, reflejando la presencia de horizontes Bt.

En Tepexpan, los análisis demuestran una textura gruesa con proporciones similares de arena y limo. La mayor acumulación de arcilla se encuentra en el tercer paleosuelo (alrededor de 20%), mientras que en el resto del perfil y el suelo moderno, se tienen bajas proporciones (menos del 10%).

Carbono orgánico. Los suelos y paleosuelos muestran contenidos de carbono orgánico, que oscila entre 0.8 y 1.8% en horizontes A. Los horizontes Bt presentan valores cercanos a 0%. Gracias a valores altos de materia orgánica a diferentes profundidades, es posible distinguir la presencia de los horizontes A, sepultados en Cerro Gordo y Maseca .

En la secuencia de Tepexpan, los valores menores de carbono orgánico (0.08-0.31%) se encuentran en la parte más baja del perfil, a partir de lo que se ubica como la transición de los paleosuelos a sedimentos lacustres. Los paleosuelos que sobreyacen, presentan valores que oscilan entre 1.5 y 1.9% en sus horizontes Ah. El suelo moderno presenta el mayor contenido de carbono orgánico, siendo de 4.98%.

Extracciones de Fe, Al y Si. Los contenidos de Fe_d , Fe_o , Si_o y Al_o son muy bajos en los suelos modernos. Los horizontes Bt de los paleosuelos de Cerro Gordo, exhiben valores de Fe_d y Al_o

ligeramente altos, particularmente en el primer paleosuelo sepultado. La relación Fe_o/Fe_d es muy baja en el perfil mencionado (con excepción de su horizonte Ap), indicando la dominancia del Fe cristalino sobre Fe de baja cristalinidad. El horizonte Ap es la excepción, dado que la relación de Fe_o/Fe_d es muy cercana a 1.

El contenido de Fe_d es más alto en el perfil Maseca, en comparación con Cerro Gordo. En el suelo moderno, los intervalos se encuentran entre 0.34 y 0.46%, incrementándose en 2Btg1 y, especialmente en 2Btg2 (0.65%), mientras que la relación Fe_o/Fe_d es muy baja (0.22), indicando un alto contenido de hierro cristalino. Los valores de Al_o y Si_o son muy bajos, debido al contenido pobre de minerales amorfos.

En Tepexpan la relación Fe_o/Fe_d , presenta valores altos (0.14-0.65) en los horizontes Ah de los paleosuelos, en la transición a sedimentos lacustres en la parte baja del perfil, y en el horizonte AC del suelo moderno, lo cual apoya la presencia de minerales de hierro de baja cristalinidad. El resto de los horizontes estudiados, muestra una relación de Fe_o/Fe_d baja en algunos horizontes transicionales AC, AB y BC, lo cual indica cierta presencia de minerales de hierro mejor cristalizados. Los valores de Si_o son muy bajos en la parte baja de la secuencia, no obstante la presencia de rellenos de sílice, ya que la solución de oxalato no pudo extraer los rellenos más estables. En la parte superior se presentan valores mayores de Si_o , indicando la presencia de minerales amorfos.

Isótopos estables de carbono. En el perfil Cerro Gordo, los valores de $\delta^{13}C$ presentan en promedio -20.30‰. Un ligero máximo es observado en el horizonte AB del suelo moderno, con -19.5‰. El menor valor se registra en el horizonte 2A con -20.92‰. La contribución de las plantas tipo C4, fluctúa entre 44 y 55%.

El suelo moderno de Maseca en su horizonte cultivado, presenta valores similares a los de Cerro Gordo de $\delta^{13}\text{C}$, siendo de -20.5‰. Aquí la presencia de las plantas tipo C4, es de 46%.

Los menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ del Valle de Teotihuacan, son observados en el perfil Tepexpan. Se presenta un mínimo de -25.72‰ (9% de plantas C4), en uno de los sedimentos orgánicos de la base de la secuencia, en la transición del suelo a un ambiente lacustre. En la parte superior se observan los valores mayores, presentando un máximo de -15.54‰ en el segundo paleosuelo sepultado.

Fitolitos. El patrón de distribución de fitolitos en los perfiles estudiados, muestra que en Cerro Gordo el suelo moderno arroja los valores más bajos, en tanto que el horizonte 3Bt tiene los más altos, cuestión extraña para un horizonte de iluviación. Sin embargo, se considera que este valor está relacionado con la posibilidad que este horizonte, pudiera haber constituido un horizonte A, en algún punto de su evolución pedológica y que posteriormente se transformó en Bt. En el caso de Maseca, la distribución es normal, ya que los valores altos coinciden con la presencia de los horizontes A.

En cuanto a las formas que muestran los fitolitos localizados en Cerro Gordo, la dominante es la llamada *silla de montar* (Figura 5.4I), que se encuentra en valores mayores al 60%, en los horizontes Ap, AB y 2A y es típica en plantas C4. Un cambio muy abrupto se encuentra en 2Bt2, donde los porcentajes de silla de montar descienden hasta un 39.7%, poseyendo básicamente formas de tipo C3. En Maseca, las proporciones de *silla de montar* son mayores. En el horizonte 2A, se observaron fitolitos de formas largas con huellas de disolución, indicando que los procesos de intemperismo fueron más acentuados en los paleosuelos, que en el suelo moderno. El horizonte superficial Ap, se caracteriza por tener una gran cantidad de fitolitos de colores oscuros, ricos en materia orgánica.

En general, el análisis de los morfotipos encontrados en Tepexpan es complicado, debido a la poca presencia de células cortas, y cuyo número es insuficiente para determinar una dominancia clara de células tipo C3 o C4. No obstante, se contabilizó el total de los fitolitos en la fracción limo, obteniéndose los valores más altos en los horizontes Ah (1.48-5.2%). Dichos valores representan los porcentajes de fitolitos más bajos encontrados en los suelos y paleosuelos del Valle de Teotihuacan y destaca la dominancia de diatomeas. Estas se encuentran en su mayoría fragmentadas, siendo sobre todo abundantes en el paleosuelo de la base del perfil y su transición a los sedimentos lacustres.

V.3.5 Sierra Nevada

Fracciones granulométricas. En los horizontes AB y Bw, el porcentaje de arena es cercano al 50%, mientras el de limo es de entre 40 y 43%, aumentando la fracción gruesa en el horizonte BC hasta un 61%. El máximo de arcilla se tiene en el horizonte AB, con 10.8%.

Carbono orgánico. Los valores de carbono orgánico son muy bajos en los horizontes estudiados y se encuentran entre 0.4 y 0.5%. El valor más alto se registra en el horizonte AB, con 0.56%.

Extracciones de Al, Fe y Si. El contenido de hierro, extraído por solución de ditionito (Fe_d), y que incluye óxidos de hierro producidos por intemperismo, presenta cantidades que oscilan entre 0.40 y 0.82%.

Las cantidades de Fe, Al y Si, extraídas con solución de oxalato (Fe_o , Al_o , Si_o), presentan valores bajos (<1%); aún así, son ligeramente más altos en el Al y Fe (0.11-0.32%), que en Si. La relación de Fe_o/Fe_d es levemente alta (0.8%) en el horizonte AB, en relación con los otros

horizontes, lo que indicaría la predominancia de minerales amorfos o de baja cristalinidad, típicos de suelos volcánicos.

Fitolitos. El horizonte AB presenta el mayor registro de fitolitos, con un 14.4%, el horizonte Bw tiene 5.06% y el BC alcanza 8.03%. Los morfotipos predominantes, son los que corresponden a plantas tipo C3, oscilando con valores entre 82 y 87%. Dentro de dichos morfotipos, están presentes en orden de abundancia: *cónicos*, *pooideos* y *piramidales*. En los tipo C4 son abundantes los fitolitos tipo *silla de montar* y *cloridoide*. Los *crenados* o *elongados* son abundantes en todos los horizontes, inclusive en la fracción arena fina-muy fina. Existen algunos conjuntos de fitolitos que conforman todavía parte de tejidos, sobre todo en el horizonte AB.

V.3.6 Pachuca

Fracciones granulométricas. Tanto en el suelo moderno como en el paleosuelo, predominan las partículas gruesas. En el suelo moderno, el mayor contenido de arcilla se observa en el horizonte Ah. (17.34%), presentándose una disminución gradual hasta el horizonte C (6.06%). También en éste se tiene el mayor contenido de limo (57.99%) y el menor de arena (35.95%).

El depósito de caída y el paleosuelo, presentan proporciones similares de arena y limo, con una muy pobre presencia de arcilla (2.37%). En 2Btk se observa el mayor contenido de arena (78.4%) y el menor de limo (17.43%). 2C muestra una ligera dominancia de limo, y menor contenido de arcilla (0.92%) de todo el perfil.

Carbono Orgánico. Los valores más altos son registrados en el suelo moderno, en su horizonte Ah (1.44%), y en el horizonte Bk (1.69%). El resto de los horizontes tiene valores muy bajos, promediando 0.17% en el paleosuelo. Para el depósito de caída que separa el suelo moderno del

paleosuelo, es muy evidente la falta de material orgánico, ya que se tiene el valor más bajo registrado en todo el perfil (0.09%).

Extracciones de Fe, Al y Si. En general los valores de Si_o y Al_o son muy bajos en todo el perfil; los valores menores se registran en el depósito de caída que sepulta al paleosuelo. Con respecto a la relación Fe_o/Fe_d , los valores son ligeramente altos en el suelo moderno, sobre todo en el horizonte Ah (0.86), lo que indica la predominancia de minerales amorfos sobre los cristalinos.

Fitolitos. En Pachuca, el morfotipo predominante fue el de *silla de montar*. Tanto en los horizontes Ah y AB del suelo moderno, como en los horizontes 2E y 2Bgt del paleosuelo, los valores superan el 60%. Siguen las formas *piramidales*, *cónicas* (Figura 5.4H) y *quilla*, todas ellas pertenecientes a plantas tipo C3. Sólo en el horizonte Ah del suelo moderno se observaron formas *cloridoides* y *panicoides*, pertenecientes al tipo C4.

FIGURA 5.3. OTRAS CARACTERÍSTICAS ANALÍTICAS DE LAS LOCALIDADES ESTUDIADAS

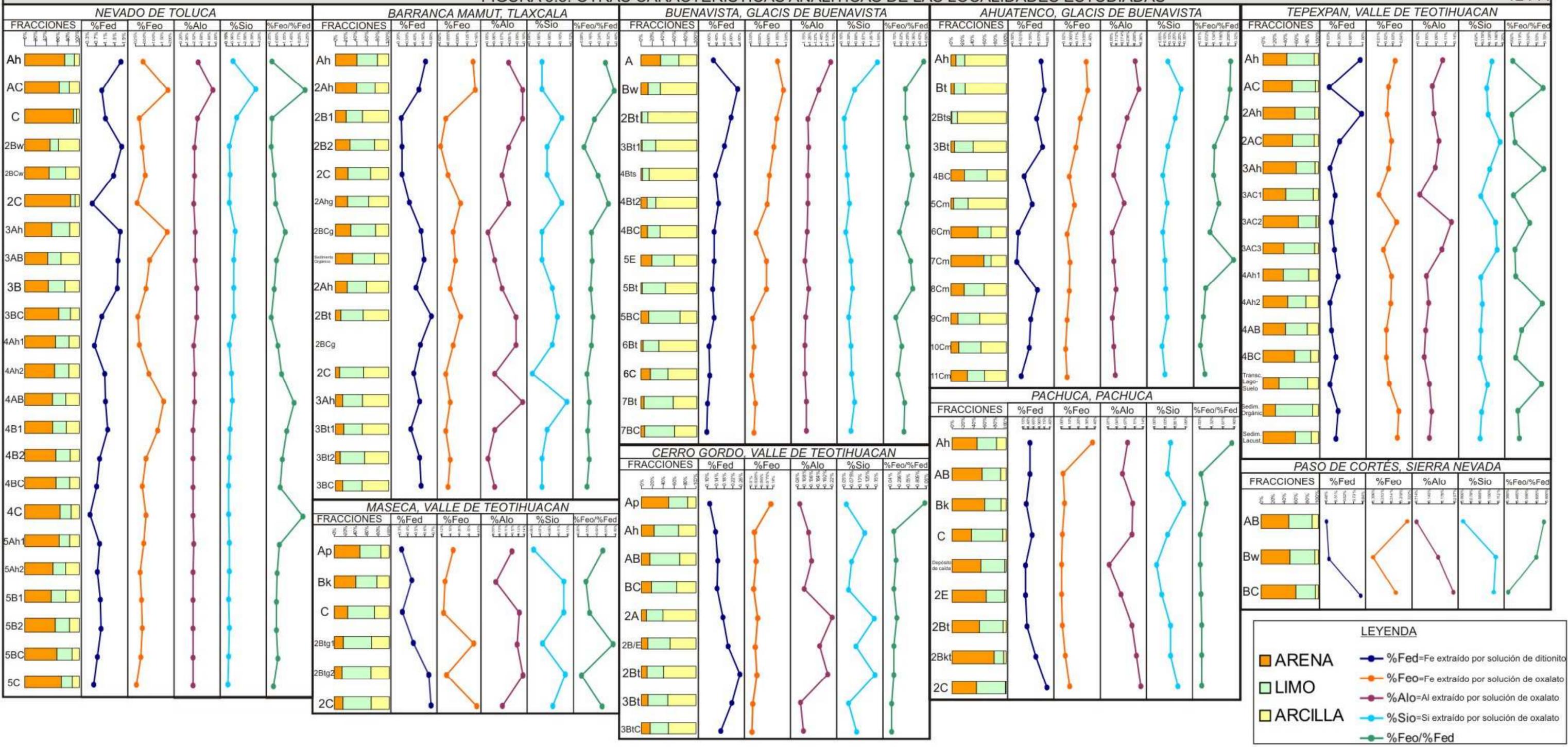
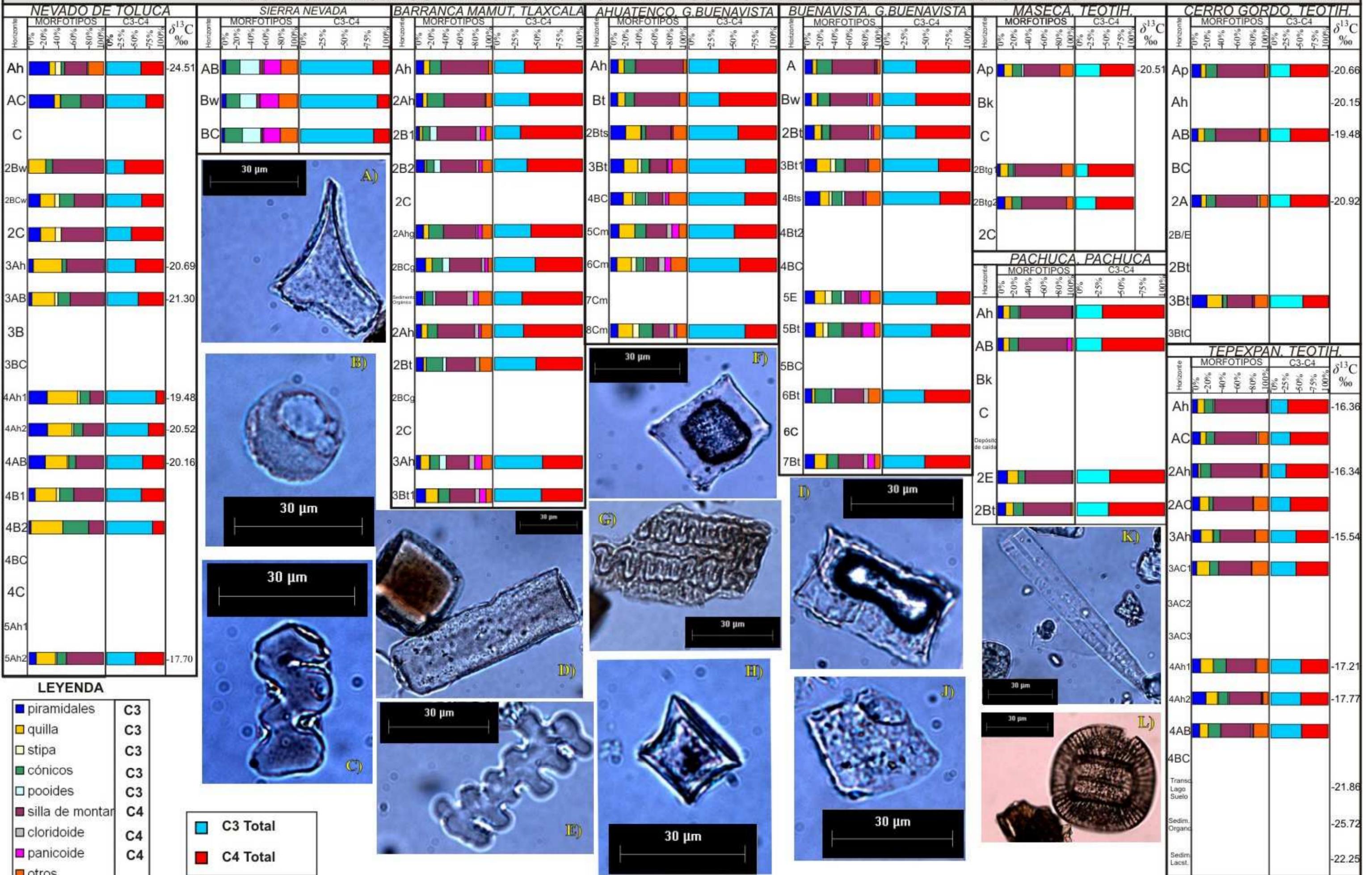


Figura 5.4. Fitólitos y valores de $\delta^{13}\text{C}$ para algunas de las localidades estudiadas.

- A) Fragmento de fitólito, relacionado con la presencia de *pinos* en las localidades del Nevado de Toluca y la Sierra Nevada (Horizontes Ah moderno). Debido a que estos fitólitos no se identificaron con alguno de los morfotipos que manejan las clasificaciones de Twiss (1992) o Fredlund y Tieszen (1994), no se contabilizó en el total presentado de células tipo C3 o C4. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- B) Fitólito tipo *pooide* según Twiss (1992). Barranca del Mamut, Tlaxcala horizonte 2Bt. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- C) Fitólito tipo *panicoide* según Twiss (1992). Barranca del Mamut, Tlaxcala, horizonte 3Ah. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- D) Fitólitos *elongado* y en forma de *abanico* según Twiss (1992)-ubicados en el apartado de otros, dado que no se utilizan para realizar interpretaciones paleoambientales. Sección Ahuatenco, Glacis de Buenavista horizonte 4BC. El morfotipo de abanico contiene materia orgánica ocluida, lo que le provee de una coloración pardo clara. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- E) Fitólito tipo *panicoide* según Twiss (1992). Sección Ahuatenco, Glacis de Buenavista horizonte 4BC. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- F) Fitólito tipo *piramidal* según Fredlund y Tieszen (1994). Perfil Cerro Gordo, Valle de Teotihuacan horizonte Ap. Nótese la vista en planta, con una base cuadrada y en la parte superior un cuadrado pequeño. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- G) Conjunto de fitólitos tipo *panicoide* (Twiss,1992), conservados en el tejido vegetal. Perfil Cerro Gordo, Valle de Teotihuacan horizonte 2A. El tejido presenta materia orgánica ocluida. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- H) Fitólito tipo *cónico* (Fredlund y Tieszen,1994). Perfil Pachuca horizonte 2E. Vista en sección lateral, nótese su base redondeada. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- I) Fitólito tipo *silla de montar* (Fredlund y Tieszen,1994). Perfil Maseca, Valle de Teotihuacan horizonte Ap. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- J) Fitólito tipo *piramidal* según Fredlund y Tieszen (1994). Perfil Tepexpan, Valle de Teotihuacan horizonte AC. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- K) Espícula de esponja. Perfil Tepexpan, Valle de Teotihuacan horizonte 4Ah1. Se trata de otro de los materiales silíceos que se pueden encontrar en el suelo, y que se ubico en el apartado de “otros”. Observación en campo claro, objetivo de 40X.
- L) Restos de diatomeas. Perfil Tepexpan, Valle de Teotihuacan horizonte 4AB. Se trata de otro de los materiales silíceos que se pueden encontrar en el suelo, y que se ubico en el apartado de “otros”, denotando un ambiente lacustre. Observación en campo claro, objetivo de 40X.

FIGURA 5.4. FITOLITOS Y VALORES DE $\delta^{13}\text{C}$ PARA ALGUNAS DE LAS LOCALIDADES ESTUDIADAS



VI DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los resultados de los análisis efectuados permiten caracterizar a las diferentes secuencias de paleosuelos del Centro de México. Mediante el estudio de sus propiedades específicas, se pueden determinar las relaciones existentes con ciertos factores de formación en mayor o menor grado. Estas propiedades son la evidencia de los procesos que tuvieron efecto en la pedogénesis. La correlación con otros registros paleoambientales en el Centro de México para el Cuaternario Superior, sirve como marco de referencia regional.

VI.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y CRONOLOGÍA DE SUELOS Y PALEOSUELOS EN EL CENTRO DE MÉXICO

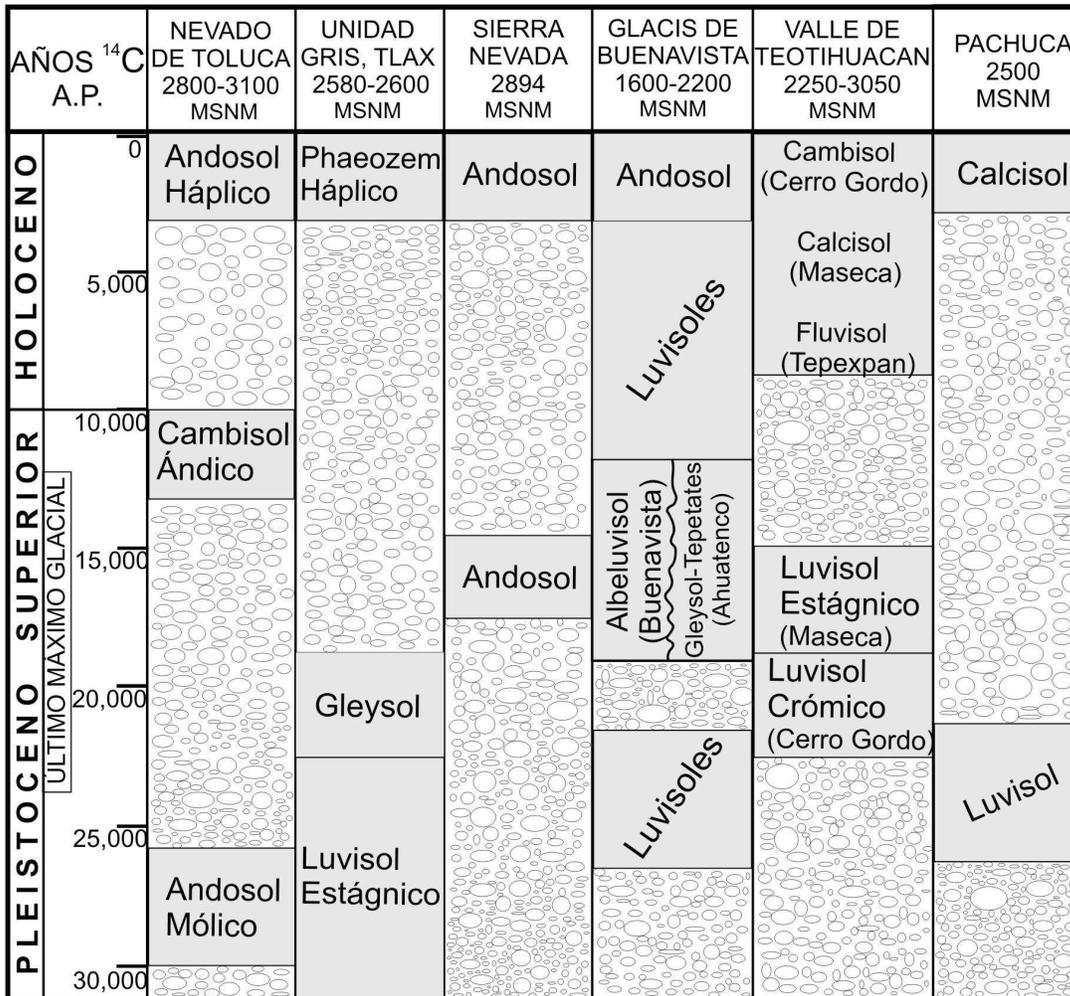
Para comprender la dinámica espacial de suelos y paleosuelos del Centro de México, es necesario considerar el siguiente concepto: *el suelo es un continuo que varía en tres dimensiones*. Aún cuando el suelo existe como un manto continuo, al ser muestreado se observa que está formado de un número discreto de elementos (Charman y Murphy, 1994). Sus propiedades varían de un lugar a otro, pero esta variación no es al azar. Así, los cuerpos naturales de suelo son el resultado de la interacción de los factores formadores y de procesos geomorfológicos (Soil Survey Division Staff, 1993; Leopold, 1992).

Debido a la actividad volcánica constante que ha conformado el Centro de México en el Cuaternario, la cual ha cubierto extensas áreas de material extrusivo, las secuencias de suelos y paleosuelos se han formado en diferentes posiciones geomórficas, proveyendo información única sobre su desarrollo. Las diferencias locales en el aporte de materiales de tipo volcánico, acompañados de procesos de erosión y redepositación, producen variaciones considerables entre los suelos modernos y los paleosuelos.

Son dos tipos básicos de paleosuelos, los que caracterizan al Centro de México: Andosoles y Luvisoles, los que a su vez marcan ciclos evolutivos de diferente duración. En las zonas donde la actividad volcánica es intensa, se constituyen Andosoles, como es el caso del Nevado de Toluca y Sierra Nevada.

En Tlaxcala (Barranca del Mamut), Glacis de Buenavista, Pachuca y el Valle de Teotihuacan (Cerro Gordo y Maseca), los paleosuelos formados durante el intervalo 30,000 a 10,000 años A.P., son Luvisoles bien desarrollados; que representan ciclos largos de evolución.

En Tepexpan (Valle de Teotihuacan), los ciclos de evolución son cortos, de tal suerte que no se constituyen suelos desarrollados y ni siquiera se conforman Andosoles, siendo más del tipo de los Fluvisoles.



 Depósitos volcánicos  Evidencia edáfica

Tabla 6.1. Cronología de los suelos y paleosuelos estudiados en el Centro de México

VI.1.1 Ciclos de evolución de suelos y paleosuelos en el Centro de México

El material parental tanto de suelos modernos como de paleosuelos fue colonizado progresivamente por la vegetación, lo que construyó un horizonte A rico en materia orgánica en la superficie para que posteriormente, según el desarrollo del suelo, apareciera un horizonte B. Así, en condiciones estables, se da la evolución que lo conduce a un equilibrio que caracteriza también a la vegetación imperante. La ruptura del equilibrio estable del suelo es producto de la destrucción de la vegetación a la cual se encuentra unido, provocada por alguna catástrofe natural o por la acción humana (Duchaufour, 1984). En las localidades estudiadas en este trabajo, las discontinuidades (granulométricas, mineralógicas en la fracción arcilla, extracciones selectivas de Al, Fe y Si, fitolitos, isótopos de carbono y desde luego macro y micromorfológicas) que ponen de manifiesto la presencia de diversos paleosuelos, se deben a rupturas en el equilibrio de esos suelos antiguos, entre otras razones por eventos volcánicos explosivos.

De esta forma se puede discernir que los horizontes A tanto de suelos como de paleosuelos del Centro de México, se formaron más rápidamente que sus horizontes B. La presencia de un horizonte B, debe denotar un mayor consumo de tiempo para tener en equilibrio o estable al suelo.

En la mayoría de los suelos modernos de las secuencias estudiadas, es raro encontrar la presencia de horizontes B bien desarrollados (la mayoría de los horizontes A se encuentran sobre el horizonte C o con ciertas transiciones AC o AB), lo que nos indicaría la influencia de un *ciclo evolutivo de corta duración*. Existen paleosuelos como los de Tepexpan, en los que sus perfiles también denotan poco tiempo para su desarrollo, esto influenciado por la presencia del ex-lago de Texcoco que dado lo variable de su nivel, evitó el mejor desarrollo del suelo y el establecimiento de ciertas zonas pantanosas. Salvo el caso de Tepexpan, el resto de los paleosuelos de las diferentes secuencias muestran en sus respectivos perfiles horizontes B, de moderados a bien

desarrollados, lo que apoyaría la presencia de un *ciclo evolutivo de larga duración* en comparación a los suelos modernos.

Según Birkeland (1984), existen suelos que pueden alcanzar su estado de equilibrio al cabo de 1000 años, mientras que otros necesitan hasta un millón de años. Es entendible entonces, que durante dichos lapsos las variaciones del clima que orientan el desarrollo del suelo modifiquen la pedogénesis.

VI.2 AMBIENTES DE PEDOGÉNESIS

VI.2.1 Componentes minerales en la fracción gruesa

En todas las localidades estudiadas, la composición mineralógica de la fracción arena fina-muy fina, observada tanto en secciones delgadas como en especímenes por inmersión, refleja la predominancia de minerales inestables y la naturaleza volcánica del material parental. El único caso donde predomina el vidrio volcánico de manera contundente es en el perfil de Tepexpan, mientras que en el resto la plagioclasa es siempre predominante. Existen casos como los perfiles del Nevado de Toluca y Sierra Nevada, donde el vidrio volcánico que envuelve algunos granos minerales, brinda una especie de “protección adicional” del intemperismo, evitando que este se extienda por las zonas débiles de los minerales.

En los diferentes paleosuelos estudiados, la alteración está reflejada en rasgos micromorfológicos de minerales y fragmentos de roca (huellas de disolución, fisuras, entre otros) que incluso llegan a una disolución casi completa de las partículas, como es en el caso extremo, de algunos de los horizontes de las secuencias del Nevado de Toluca y Glacis de Buenavista.

En conclusión, en casi todos los casos de los paleosuelos estudiados existe un intemperismo moderado, como muestra de ambientes de pedogénesis húmedas, pero no sujetas forzosamente a un régimen tropical. El Glacis de Buenavista representa una excepción dado que

el intemperismo es avanzado, sin embargo, se deben tomar en cuenta factores como el material parental previamente alterado (reconocible sobre todo en fragmentos retrabajados de cutanes de arcilla en la matriz de tepetates, constatando la presencia antigua de suelos con horizontes de iluviación) y el microclima presente en la zona, como respuesta a un rango de altitud entre los 1600 y 2000 msnm.

VI.2.2 Suelos modernos y paleosuelos con propiedades ándicas

Dado que las diferentes secciones estudiadas se ubican en terrenos de vulcanismo intermedio a básico, y de acuerdo a los datos arrojados por los análisis de laboratorio y mineralógicos, es posible que los suelos modernos y paleosuelos del Centro de México, presenten características a lo que Duchaufour (1984) llama *suelos con propiedades ándicas* en diferentes intergrados de transformación.

Una de las mayores diferencias presentes entre los perfiles estudiados en sus suelos modernos y paleosuelos con propiedades ándicas, fue que en los primeros dominan minerales de baja cristalinidad, tales como el alófono (sobre todo en el Nevado de Toluca, la Sierra Nevada y en menor grado el Glacis de Buenavista), mientras que en los segundos es la halloysita (unidades PT1-PT4 del Nevado de Toluca, Valle de Teotihuacan y Pachuca). La halloysita se forma cuando existe una concentración relativamente alta de sílice en la solución del suelo (Parfitt y Wilson, 1985), mientras que en condiciones de pérdida de sílice, el alófono y la imogolita prevalecen. Una de las razones por las cuales se puede dar la concentración del sílice, está vinculada a un mal drenaje en el suelo. No obstante, la posición que ocupan las secuencias del Nevado de Toluca, Sierra Nevada y Cerro Gordo en el Valle de Teotihuacan, permite un drenaje libre. De acuerdo con Sedov *et al.* (2003), se puede tratar que la formación de halloysita en los paleosuelos estudiados está relacionada con las condiciones paleoclimáticas. La tendencia general en la

fracción arcilla de los suelos con propiedades ándicas, es que los minerales de baja cristalinidad como el alófano domina en condiciones húmedas, mientras que la halloysita es frecuente en ambientes de mayor sequía (Shoji *et al.*, 1993). La halloysita es también reportada en suelos volcánicos de regiones húmedas, aunque en su mayoría es descrita en la parte más profunda de los perfiles (Quantin *et al.*, 1985) o en relieves antiguos (Wada, 1980). En cronosecuencias de suelos formadas bajo un clima tropical húmedo, en islas volcánicas del Océano Pacífico, la halloysita fue encontrada como dominante sólo en suelos más antiguos de 10,000 años.

La presencia de esmectita en menores cantidades que la halloysita, como se observa en algunos paleosuelos (PT1-PT4 del Nevado de Toluca), también puede interpretarse como producto de un lavado restringido debido a un relativo clima seco. De cualquier forma, se debe tener precaución al interpretar condiciones paleoclimáticas con base a esmectita, debido a la presencia de alteraciones hidrotermales (evidencias observables en las láminas delgadas) o el intemperismo de la biotita, la cual puede ser el origen del mencionado mineral secundario (Shoji *et al.*, 1993).

VI.2.3 Paleosuelos con presencia de horizontes árgicos

Como se analizó, los suelos con propiedades ándicas están profundamente modificados por la influencia de la desecación. Si las fases de desecación son largas o repetidas, se produce una evolución de los amorfos minerales y orgánicos, entonces el suelo con propiedades ándicas se transforma en otro tipo de suelo. Así se establece que la transición de suelos con propiedades ándicas a Luvisoles Crómicos está asociada con la cristalización de los minerales halloysíticos y su posterior evolución a minerales caoliníticos (Zamotaev y Targulyan, 1994).

En las localidades estudiadas, que contienen Luvisoles, la abundancia de caolinita en la fracción arcilla (lo que corresponde a la fase de *monosialitización* del desarrollo de un suelo,

dado la estructura 1:1 de la caolinita) es congruente con la interpretación de que esos paleosuelos son indicativos de un ambiente húmedo. La mayoría de los autores está de acuerdo en que la formación de caolinita requiere un lavado intenso provocado por el ambiente, lo cual es propicio sólo en climas húmedos (Chernyakhovsky *et al.*, 1976). No obstante, bajo condiciones húmedas los alófanos son formados en suelos volcánicos en las primeras etapas de pedogénesis, mientras la caolinita necesita una síntesis de mayor tiempo (Martini, 1976). Esto indicaría que la formación de las unidades que contienen Luvisoles requirió de mayor tiempo que la de los suelos con propiedades ándicas, tanto en los actuales como en los sepultados.

VI.2.4 Las evidencias de fitolitos e isótopos estables de carbono orgánico

Existen evidencias muy puntuales en cuanto a lo registrado en fitolitos de células cortas e isótopos de carbono orgánico.

Las formas típicas de fitolitos de pastos C3 fueron las más abundantes en los paleosuelos de las localidades del Nevado de Toluca (no obstante, disminuyen considerablemente en PT1 y PT4) y la Sierra Nevada. En el Glacis de Buenavista y la Barranca del Mamut en Tlaxcala fueron relativamente dominantes sólo en los paleosuelos que comprenden la EIO2, en el Glacis de Buenavista es particularmente difícil dar como definitivos los resultados, dado que existe poco material para identificar. Además, el que se encuentra está muy intemperizado (fragmentado y con huellas de disolución). En el Valle de Teotihuacan y Pachuca, también las células tipo C3 son las dominantes para los paleosuelos pleistocénicos, sólo en el Holoceno se encuentra la dominancia de plantas C4.

La evidencia brindada por los fitolitos apoya la idea de que en algunos paleosuelos existió la alternancia de largos períodos de humedad (dominancia de plantas C3) y períodos de sequía (invasión de plantas C4). Para los paleosuelos PT2-PT4 del Nevado de Toluca dicha

interpretación está de acuerdo con los datos de isótopos estables de carbono medidos en el humus, ya que los valores registrados son intermedios entre las características de las plantas C3 y C4. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ PT4 son de llamar la atención, dado que es de los perfiles donde se registraron los valores más altos (-17‰), dando evidencia de la dominancia de plantas C4.

Con respecto a los altos porcentajes de fitolitos, encontrados en la fracción arena fina-muy fina de horizontes Bt, en paleosuelos de Cerro Gordo en el Valle de Teotihuacan, en las unidades PT5-PT7 del Nevado de Toluca y en la sección Ahuatenco del Glacis de Buenavista, se propone que son relictos de una cubierta edáfica que fue erosionada, dado que no es común encontrar altas cantidades de dichas células silicificadas en horizontes diferentes a los A. Aunque, debe ser tomado en cuenta la posibilidad de que procesos como la bioturbación pueden alterar la concentración de los fitolitos, provocando la acumulación de ellos en otros horizontes.

Los datos obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ para el Valle de Teotihuacan, permiten realizar inferencias paleoambientales adicionales a los fitolitos. En el caso de Cerro Gordo, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ presentan poca variabilidad en los horizontes que acumulan humus (en promedio -20‰), lo que al parecer denotaría cierta coexistencia entre plantas C3 y C4, algo que queda más claro al apoyarse en los fitolitos y en la presencia de minerales caoliníticos en la parte baja del perfil, y que denotan una pedogénesis húmeda. Las firmas más empobrecidas (-23‰) dominadas por carbono de la vegetación tipo C3, corresponden al pedosedimento (material de color negro rico en ceniza volcánica y rellenos de sílice) de ~10,000 años A.P. del perfil Tepexpan. El perfil Maseca se encuentra menos empobrecido en $\delta^{13}\text{C}$ (-17‰), o bien, dominado por carbono de plantas C4 en sus horizontes con acumulación de materia orgánica. El suelo moderno, en general, presenta todavía valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ (-16.3‰), asociado a una dominancia clara de plantas C4 en el Holoceno.

Al analizar en su conjunto los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y compararlos con los resultados dados por los morfotipos de fitolitos y la mineralogía de arcilla, se puede tener una mayor certeza en cuanto al ambiente de formación de los suelos y paleosuelos. Las discordancias que pueden resultar entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y los fitolitos pueden ser producto de las variaciones en la topografía y la heterogeneidad espacial asociada a la distribución de las plantas.

VI.2.5 Tipos de pedogénesis

Tomando en cuenta lo tratado con anterioridad, se puede establecer que en general se han identificado dos tipos de pedogénesis en los suelos y paleosuelos del Centro de México de acuerdo al estudio de sus propiedades específicas.

Un primer tipo se ubica en los *suelos con propiedades ándicas*, y corresponde al “Tipo Andosol” caracterizado por un desarrollo de regular a bueno de estructura granular fina, alta porosidad, intemperismo moderado y acumulación de componentes amorfos de Al, Si y Fe. Algunos de los horizontes Ah y AB de los suelos modernos del Nevado de Toluca, Sierra Nevada y Glacis de Buenavista presentan valores de más de 2% de Al y Fe, extraídos con soluciones de oxalato, lo cual sirve de criterio diagnóstico para clasificarlos como horizontes *Ándicos*, de acuerdo a la WRB (1998). Dichos horizontes son el resultado de pedogénesis bajo el clima húmedo presente en el Nevado de Toluca, en la Sierra Nevada y en la Sierra Chichinautzin, respectivamente (zonas con una altitud promedio de 3000 msnm).

El segundo tipo de pedogénesis corresponde al llamado “Tipo Luvisol”, y se encuentra exclusivamente en paleosuelos. La estructura de la memoria de estos suelos muestra mayores avances en las etapas de pedogénesis del material parental volcánico. El humus no se encuentra bien conservado en estos paleosuelos, debido a la destrucción de los horizontes Ah por erosión, además de la diagénesis. Las fracciones de arcilla incluyen componentes minerales que presentan

avanzados estadios de formación de minerales secundarios en condiciones húmedas. Las propiedades morfológicas, químicas y mineralógicas de los paleosuelos concuerdan con los modelos existentes de pedogénesis en bosques húmedos, por lo que la interpretación paleoambiental es más fácil e inequívoca. Pero, por otro lado, la memoria de estos paleosuelos es muy pobre, para reflejar las oscilaciones de humedad sequía que pudieron ocurrir durante la pedogénesis.

La pedogénesis “Tipo Luvisol” es descrita en casi todas las secuencias estudiadas, a excepción de las localidades de Sierra Nevada y Tepexpan. En la Sierra Nevada, la inestabilidad dada por las erupciones del volcán Popocatepétl ha evitado un desarrollo mayor del suelo, encontrándose un horizonte Bw incipiente. Mientras que en Tepexpan, se correlacionan los eventos de pedogénesis de Luvisol con los depósitos lacustres de la base de la secuencia.

Las unidades de paleosuelos que presentan evidencias de pedogénesis “Tipo Luvisol”, presentan en sus perfiles horizontes Bt-BC. En localidades como el Glacis de Buenavista, Cerro Gordo en el Valle de Teotihuacan y Pachuca, se encuentran perfiles con presencia de horizontes de eluviación, donde el tipo de perfil es de forma general E (EB o BE)-Bt-BC. En el resto de las zonas de estudio la parte eluvial se encuentra ausente, al igual que los horizontes A, debido probablemente a la erosión antes del sepultamiento. En las localidades de Barranca Mamut en Tlaxcala y en Cerro Gordo en el Valle de Teotihuacan, horizontes A con acumulación de humus se lograron conservar. La ausencia de horizonte A y E es también típica de Luvisoles Pleistocénicos en las secuencias de loess-paleosuelos (Bronger y Heinkele, 1989). Los horizontes Bt están caracterizados por una estructura en bloques-prismática, mayor intemperismo que la pedogénesis “Tipo Luvisol” (reflejado en las altas cantidades de Fe y Al, así como las bajas de Si, extraídos por métodos selectivos), acumulación de minerales secundarios de hierro y arcilla, aunque con una relativa baja proporción de componentes “amorfos” (de acuerdo a las

observaciones micromorfológicas y los valores bajos de Al y Si, extraídos por oxalato). Los recubrimientos de arcilla y sus rellenos que llegan a observarse en las secciones delgadas, confirman que la iluviación de arcilla y el intemperismo son una parte importante del contenido total de arcilla. La relación espacial (visible a escala microscópica) de moteados y recubrimientos de hierro y manganeso, indican que la migración de esos elementos ocurrió simultáneamente o posteriormente con la iluviación de arcilla, debido a procesos reductomórficos que afectaron en mayor o menor grado a los perfiles estudiados.

VI.2.5.1 Variaciones entre los tipos de pedogénesis

Dentro de los paleosuelos del Centro de México, se presentan ciertos registros con variaciones particulares en cuanto a los tipos de pedogénesis. Un caso interesante es el de la unidad PT1 del Nevado de Toluca, de fines del Pleistoceno Superior. Se interpreta que dicho paleosuelo fue formado bajo condiciones de menor humedad que las que imperan en la actualidad en el área del Nevado de Toluca, y por consiguiente no representa del todo una pedogénesis “Tipo Andosol” como la de las unidades PT2-PT4, ni una pedogénesis “Tipo Luvisol” como la de las unidades PT5-PT7. Se trata de un Cambisol que tiene menores proporciones de amorfos y un mayor porcentaje de arcilla halloysítica. En descripciones realizadas por Sedov *et al.* (2001a) se propone el período de desarrollo de PT1, con la exposición estudiada en la Barranca Tepehuisco. La unidad denominada como PT1a se identificó claramente entre unidades volcánicas del Pleistoceno Tardío: subyaciendo a la Pómez Toluca Inferior (11,600 años A.P.) y sobreyaciendo a la Pómez Toluca Superior (aprox. 24,000 años A.P.) (Macías *et al.*, 1997). La posición estratigráfica (entre PT2 y el suelo moderno) y la macromorfología, sugieren que PT1 y PT1a son correlacionables. Si esto es cierto, aparentemente PT1 corresponde al final de la Etapa Isotópica de Oxígeno 2 (EIO2).

En el Glacis de Buenavista, se encuentran algunas diferencias en cuanto al tipo general de la pedogénesis “Tipo Luvisol”, lo cual supone ciertas variaciones paleoclimáticas en cuanto a la formación de otros Luvisoles en el Centro de México. El Albeluvisol (WRB, 1998) de la unidad 5 en Buenavista se interpreta como evidencia de un clima frío y húmedo durante el Último Máximo Glacial¹. Los rasgos más distintivos de este paleosuelo son su horizonte E blanquecino, conteniendo nódulos de Fe-Mn, así como un límite lenguado. Dichas características se encuentran relacionadas con el exceso periódico de humedad en la parte superior del perfil, así como la presencia de condiciones de óxido-reducción.

La unidad 4 de Buenavista que sobreyace al Albeluvisol presenta propiedades vérticas (fracturamiento intenso, facetas de fricción-presión y cutánes de estrés), lo cual llevo a clasificarlo como Luvisol Vértico (WRB, 1998). Dichas propiedades son propias de un clima cálido (subtropical-tropical) con variaciones estacionales contrastantes en la humedad, incluyendo una muy bien definida temporada seca (Ahmad, 1983). De acuerdo a la posición de la unidad 4 en la secuencia, las condiciones paleoclimáticas interpretadas pertenecen a la primera mitad del Holoceno.

Las variaciones presentes en horizontes Bt de paleosuelos con pedogénesis “Tipo Luvisol” son en su mayoría relacionados con el color, distribución y abundancia de cutanes de iluviación, así como la presencia de rasgos de óxido-reducción. Existen otros rasgos que se encuentran vinculados a procesos posteriores a la formación de los Luvisoles, tales como la acumulación de carbonatos, lo cual se analizara en el apartado correspondiente.

¹ En un sentido estricto la edad de 12,140 años ¹⁴C A.P., obtenida para el Albeluvisol de la unidad 5 de la sección Buenavista, al ser calibrada se aproximaría a los 14,000 años A.P., lo cual corresponde al Glacial Tardío. En México, hacia esas fechas termina el avance glacial Hueyatlaco-2 en el volcán Iztaccíhuatl, dando evidencia de descensos en la temperatura importantes (consultar Tabla 2.4), correlacionables con el ambiente frío interpretado para la formación del Albeluvisol.

VI.3 INTERACCIÓN ENTRE PEDOGÉNESIS Y OTROS PROCESOS DE FORMACIÓN DE SUELO

Los cuerpos naturales de suelo son el resultado de la relación de los factores formadores y de procesos que dan lugar a la construcción del paisaje. Así, las diferencias localizadas en cuanto al aporte de los materiales volcánicos extruídos, acompañados por su respectiva alteración física y mecanismos de depositación, ocasionan rasgos distintivos en las unidades de paleosuelos estudiadas. La información recabada no sólo es referente a los períodos de oscilaciones humedad-sequía impresos en el paleosuelo, sino que en parte descubre la forma en que el suelo antiguo pudo interactuar, e incluso quedar condicionado (y con ello su pedogénesis) a los procesos modeladores del paisaje ya sean naturales o inducidos.

VI.3.1 Pedogénesis y depósitos volcánico-sedimentarios

En el Nevado de Toluca, se ha estudiado la relación paleosuelos-paisaje como una herramienta para determinar no sólo los períodos de estabilidad, sino además, para estimar las edades de diversos eventos volcánicos que interrumpieron la pedogénesis, también muy evidente en la localidad de Sierra Nevada, con el paleosuelo sepultado por la “Pómez Tutti frutti”, hace 14,000 años A.P. (~17,000 años cal. A.P.). Pero también el vulcanismo es potencialmente el punto de partida de la formación de un nuevo paleosuelo, o al menos, de nuevos horizontes de suelo (*Tiempo Cero*) dentro de la columna pedostratigráfica.

En el Glacis de Buenavista, varios eventos de depositación de sedimentos interrumpieron la pedogénesis, lo cual está reflejado en las dos secciones estudiadas. La sedimentación en la parte baja de la secuencia de Ahuatenco fue abundante, produciendo una serie de tepetates ricos en material volcánico fresco. La deposición de los sedimentos estuvo acompañada por erosión, la cual es responsable de la ausencia de los horizontes Bt que sí son observables en la sección

Buenavista. Evidencias del proceso de erosión/sedimentación de los horizontes Bt, son observables a nivel macro y micromorfológico, dada la presencia de cutanes de arcilla retrabajados que todavía se mantienen en la estructura en bloques del suelo, dentro de la matriz de los tepetates. En el trabajo de Solleiro *et al.* (2003) se propone que los eventos de erosión/sedimentación no representan una señal climática, pero se encuentran asociados a los procesos volcánicos adyacentes al campo volcánico de Chichinautzin, el cual está caracterizado por su actividad eruptiva a través del Cuaternario Tardío (Martín del Pozzo *et al.*, 1997). Recientemente, se ha reinterpretado la secuencia, señalándose que la depositación de los tepetates, depósitos de lahar, está relacionada con eventos catastróficos, donde fuertes precipitaciones de corto tiempo se acompañan con períodos más largos de sequía (Solleiro *et al.*, 2006). Los procesos geológicos superficiales en el Glacis de Buenavista, en la margen sur del campo volcánico de Chichinautzin, incluyeron la depositación de material piroclástico asociado movimientos de masas, los cuales ocurren durante e inmediatamente después de una erupción en forma de lahares, flujos de lodo, entre otros (Fisher y Schmincke, 1984; Smith y Lowe, 1991). Estos movimientos arrastran material piroclástico inalterado y erosionan la superficie del suelo, produciendo una mezcla de material grueso (originado por las erupciones) y fino (de los paleosuelos). La distancia a la que se encuentra el centro eruptivo, determina la tasa de sedimentación, lo que explicaría porque es mayor en Buenavista, que se encuentra más cerca del campo volcánico de Chichinautzin, que en Ahuatenco localizada más al sur.

La incorporación de material rico en arcilla acelero la formación de Luvisoles, formando por lo menos tres unidades de Luvisoles después de 12,000 años A.P. En varias cronosecuencias estudiadas, la formación de un perfil con un buen desarrollo de horizontes Bt requiere por lo menos 10,000 años o más (Birkeland, 1984). No obstante, cuando el contenido de arcilla

proviene de fuentes adicionales, el tiempo de formación puede ser más corto, inclusive en cientos de años (Birkeland, 1984; Alexandrovskiy *et al.*, 1998).

Otro caso de interrupción de pedogénesis se presenta en el Fluvisol (WRB, 1998) sinsedimentario ubicado en la base de la secuencia de Tepexpan (Valle de Teotihuacan). El desarrollo de dicho paleosuelo se dio en un ambiente transicional, característico de la periferia de un lago en desecación. La sedimentación fue intensa, lo cual interrumpió la formación de un típico perfil de suelo, no obstante, algunos procesos de formación de suelo pudieron desarrollarse: pobre acumulación de humus, neoformación de sílice, y una muy restringida y tardía precipitación de calcita. Los procesos mencionados pueden estar vinculados a la presencia de una humedad relativa que prevaleció durante la transición del Pleistoceno Superior al Holoceno.

VI.3.2 Pedogénesis y drenaje local

Uno de los factores que interviene con más frecuencia, es la falta o insuficiencia de “drenaje local” que origina en los suelos *características hidromorfás*, lo que refleja también la cantidad de humedad a la que se encuentran expuestos en el ambiente. Estas características se encuentran más o menos presentes en todos los paleosuelos de las secuencias de estudio. Sobre todo en lo que se refiere a los horizontes Bt.

Las propiedades observadas en los diversos horizontes Bt de paleosuelos del Centro de México, se concentran en la presencia de moteados y halos alrededor de huellas de raíces, los cuales son de colores grisáceos (con ciertas tonalidades azules o verdosas). A nivel micromorfológico son visibles hiporrevestimientos, concreciones y nódulos de Fe-Mn en la masa basal del suelo. Su presencia se basa en una actividad reductomórfica que ocurrió durante el sepultamiento, movilizándolo amorfo de hierro, manganeso y materia orgánica que penetraron en

las huellas de raíces. Esto originó que los paleosuelos arcillosos que presentaban horizontes subsuperficiales con óxidos de hierro, que carecían de evidencias de inundación, se presentan actualmente como suelos hidromórficos. Las evidencias micromorfológicas denotan que el transporte de compuestos de Fe-Mn fue simultáneo o posterior a la iluviación de arcilla.

El caso más relevante en cuanto a condiciones reductomórficas es el que se da en la Unidad Gris en la localidad de Tlaxcala². Se considera que el color gris característico de la secuencia, el bajo contenido de hierro extraído por ditionito (Fe_d) y la concentración de recubrimientos de Fe-Mn, indican procesos gléyicos, lo que sugiere una humedad permanente durante el desarrollo de los paleosuelos bajo condiciones de frío severo y bajas tasas de evapotranspiración. Por el contrario, los paleosuelos subyacentes de la secuencia de Tlaxcala como el resto de los paleosuelos del Centro de México (pertenecientes a pedogénesis “Tipo Luvisol”) con colores pardo claros a rojizos, indican un clima estacional, con períodos secos-húmedos contrastantes (evidenciados sobre todo por la mineralogía de arcilla, como ya se estudio en el apartado correspondiente), que promovió la deshidratación de óxidos de hierro.

Algo que es importante recalcar es el factor de la topografía en el Centro de México, dado que las pendientes actúan enérgicamente sobre la pedogénesis, modificando la orientación de los flujos de agua que penetran en el suelo y parte de esa agua fluye lateralmente; a su vez, la infiltración también se encuentra limitada, en beneficio de los flujos superficiales que son el principal agente erosivo.

El movimiento lateral del agua que se produce a lo largo de una pendiente (aunque sea muy débil y poco aparente) orienta la pedogénesis de manera diferente. De este modo, las zonas altas como es el Cerro Gordo en el Valle de Teotihuacan, tienden a empobrecerse en beneficio de

² Si se calibran las tres fechas que se obtuvieron en el perfil de la Unidad Gris en la Barranca del Mamut en Tlaxcala, se les puede ubicar en edades más antiguas que el UMG (22,000-18,000 años cal. A.P.). Con la posible excepción de la fecha de 19,900 años ¹⁴C A.P. para TX2, la cual se ubica en la EIO 3.

las partes inferiores como Maseca. Es precisamente la poca pendiente de la sección Maseca (un proceso similar presente también en Pachuca) la cual ocasiona que el lavado de materiales se encuentre entorpecido, y que por otro lado se den las facilidades para la precipitación de carbonatos en solución, también provenientes de zonas como Cerro Gordo, debido al transporte lateral. En Maseca la mineralogía de arcilla detecta la presencia de halloysita y caolinita. Esta aparente contradicción, puede ser en parte explicada debido a la posición geomórfica, apoyándose en los procesos que se presentan en la Sierra Patlachique donde la mezcla y retrabajo de materiales son posibles. Así, los sedimentos antiguos (incluyendo remanentes de suelos) se mezclan con material volcánico joven.

En paleosuelos más recientes como los que se encuentran en la parte superior de la secuencia de Tepexpan, las propiedades relacionadas a hidromorfía (recubrimientos de Fe-Mn con humus en cavidades), son consecuencia de un nivel freático alto, que llevó a cabo la reducción de la materia orgánica sepultada, lo cual es influido directamente por la región baja del valle donde se ubica el perfil. Aquí también los rasgos descritos fueron acompañados por otros relacionados a una pedogénesis “seca”: formación de fisuras profundas y precipitación de carbonatos (indicadoras de una desecación intensa apoyada por la posición geomorfológica).

VI.3.3 Pedogénesis y Pedoturbación

También existen fenómenos que alteraron el desarrollo de los paleosuelos estudiados, por ejemplo los relacionados con la compactación producto de cambios contrastantes en las condiciones de sequía y humedad. Entre los Luvisoles del Glacis de Buenavista, se observa con ayuda de la micromorfología, que los edaforrasgos de iluviación son menores en los horizontes Bt en la parte superior de la sección Buenavista, la cual posee el mayor porcentaje de acumulación de arcilla (Figura 5.3). La pérdida de recubrimientos de arcilla ha sido reportada

antes en horizontes iluviales (Nettleton *et al.*, 1969; Bronger y Sedov, 1997). La deformación e incorporación de los edaforrasgos de iluviación, a la masa basal del suelo, confirma que dichos rasgos fueron destruidos de horizontes Bt formados con anterioridad. Este fenómeno se encuentra asociado al desarrollo de las propiedades vérticas (fracturamiento intenso, facetas de fricción-presión y cutanes de estrés), las cuales son indicio de un clima cálido con variaciones muy contrastantes en sus temporadas, sobre todo la de sequía (Ahmad, 1983).

Existen fenómenos que no tienen que ver con cambios de origen natural, así se puede tener una antropo-pedoturbación en las condiciones de desarrollo del suelo. Para el Valle de Teotihuacan y la cuenca de Tlaxcala la actividad humana se estima desde hace 3100 años A.P. (McClung *et al.*, 2003; Abascal *et al.*, 1976; García Cook, 1976), y su impacto pudo modificar la evolución natural de los suelos, bien a través de una acción directa, interviniendo bruscamente, como lo es el cultivo o a través de una acción indirecta, lenta y progresiva, que se ejerce por medio de la vegetación: la vegetación original, producto del equilibrio del suelo es destruida progresivamente (talas abusivas, pastoreo, incendios, levantamiento de hojarasca, entre otros) y sustituida por una vegetación secundaria, lo que da lugar a una transformación del suelo que Buol *et al.* (2000) denominan como “degradación”. En ambos casos el tipo de materia orgánica se modifica, lo que imprime un nuevo tipo de pedogénesis al perfil.

El manejo del suelo para su cultivo, es observado en ciertas características micromorfológicas de los suelos modernos, como los *agrocutanes* que se encuentran retrabajados y redepositados. Algo también característico es la mezcla de agregados granulares y en bloques.

VI.4 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE ACUERDO A LOS PALEOSUELOS ESTUDIADOS Y SU CORRELACIÓN CON OTROS REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS DEL CENTRO DE MÉXICO

Por medio del análisis de las secuencias de paleosuelos presentadas en este trabajo, es posible esbozar la dinámica ambiental ocurrida en los últimos 50,000 años. En la Tabla 7.2 se muestra un esquema general sobre el paleoambiente propuesto durante la formación de las diferentes unidades de paleosuelos estudiados, así como su posible correlación con otros registros paleoambientales.

AÑOS ¹⁴ C A.P.	UNIDADES DE SUELOS	PALEOAMBIENTE INTERPRETADO	LO QUE DICEN LOS REGISTROS LACUSTRES	LO QUE DICEN LOS REGISTROS GLACIARES*		
HOLOCENO	0	Suelos modernos	Ambiente de sequía , hasta el establecimiento de las condiciones actuales	1.5		
	10,000	Tepexpan <i>Fluvisol</i>		Condiciones de sequía con intervalos bien definidos (6000-5000 años A.P.)	3.3	
		Pt1 Nevado de Toluca <i>Andosol Mólico</i>		Tendencia a un ambiente con sequía	Descenso en niveles de lagos (Lozano y Vázquez, 2005)	4.4
PLEISTOCENO SUPERIOR	UMG	Buenavista <i>Albeluvisol</i>	Ahuatenco <i>Gleysol-Tepetates</i>	Condiciones de humedad pero con frío generalizado	Periodo de humedad, muy evidente en el área de Texcoco (Lozano y Xelhuantzi, 1997)	5.6
		Sierra Nevada	Condiciones de sequía evidentes por la presencia de carbonatos	- En Texcoco, existen vestigios de sequia interpretados por la presencia de carbonatos (Gutiérrez Castorena, 2006)	6.2	
	20,000	Pachuca <i>Luvisol</i>	Texcoco R. San Pablo	Alternancia de humedad y sequía relativas	Ambiente cálido y húmedo, con algunos períodos más fríos	*Descenso estimado de la temperatura en °C, según los datos de Vázquez y Phillips (1998) para los avances glaciares del volcán Iztaccihuatl
	30,000	Pt2 PT3	V.Teotihuacan Cerro Gordo <i>Luvisol</i>			
		Nevado de Toluca <i>Andosoles Mólicos</i>	G.Buenavista <i>Luvisoles</i>	Ambiente húmedo dominante en la parte final del estadal	Ambiente húmedo con dominancia de vegetación forestal	
40,000	PT4 Nevado de Toluca <i>Andosol Mólico</i>	TLaxcala U.Gris- <i>Gleysol</i>				
50,000						

Tabla 6.2. Cuadro resumen de los paleoambientes de formación de los paleosuelos estudiados en el Centro de México, así como su posible correlación con otros registros paleoambientales.

Gracias a los datos de las unidades Parda de Tlaxcala y PT5-PT7 del Nevado de Toluca, que cubren el periodo más antiguo, se infiere que durante la EIO 3 (64,000-32,000 años A.P.) el clima era cálido y húmedo, favoreciendo la formación de suelos bien desarrollados, arcillosos, con rasgos claros de iluviación. Lo anterior se encuentra de acuerdo con el registro lacustre proveniente del norte de la Cuenca de México (Caballero *et al.*, 1999) que cubre un intervalo de 50,000 a 37,000 años A.P., y en el cual se interpretó un clima húmedo, con dominancia de una vegetación forestal. En general, las condiciones ambientales se mantienen más o menos constantes por el resto del interstadial, pero con una posible tendencia a tornarse más secas conforme se aproxima el inicio del estadal, tal y como lo muestran los análisis realizados en la secuencia del Nevado de Toluca en su unidad PT4 (particularmente en sus valores de $\delta^{13}\text{C}$) con una edad mínima de ~35,500 años A.P.. Hay que hacer notar que ni en los registros paleopedológicos, ni en los lacustres, se tienen pruebas contundentes de un período extenso de aridización antes de los 30,000 años A.P., que es lo exhibido en los esquemas de cambios ambientales del Cuaternario Tardío para el Centro de México propuestos por Heine (1984).

En el Nevado de Toluca (las unidades PT2 y PT3) y la Sierra Nevada, se presentan paleosuelos que reflejan un ambiente de formación ligeramente más seco que el actual (durante el final de la EIO 3 y inicio de la 2), pero sin evidencias muy claras. De los reportes de la Cuenca Superior de Lerma, que cubren un período entre 37,000 y 28,000 años A.P., la presencia de polen indica una tendencia a condiciones de clima seco y una propagación de los pastizales, durante el desarrollo de la unidad PT3 del Nevado de Toluca.

La composición de los minerales de arcilla, la relación de los isótopos estables de carbono y la morfología de los fitolitos, en conjunto, dan evidencia de que los paleosuelos formados durante la EIO 2 estuvieron expuestos a la alternancia de condiciones de humedad y una sequía relativa. Dicha información, está de acuerdo parcialmente con los datos provenientes de registros

lacustres, los cuales muestran episodios de climas secos sobre todo durante el Último Máximo Glacial (Lozano *et al.*, 1993; Lozano y Ortega, 1994; Ortega *et al.*, 2000). Sin embargo, también durante el Último Máximo Glacial, en el Valle de Teotihuacan, en el Glacis de Buenavista, y en la Cuenca de Tlaxcala³, las propiedades de los paleosuelos indican el desarrollo de climas húmedos (identificados en los paleosuelos con pedogénesis “Tipo Luvisol”), presumiblemente más fríos que los actuales, lo cual ocasiona un problema al momento de correlacionar los datos con los registros lacustres.

Es en la Unidad TX1, de la Unidad Gris de la secuencia de Tlaxcala, donde evidencias como un color gris del suelo, un bajo contenido de hierro extractable por ditionito y la concentración de edaforrasgos de Fe-Mn (que indican procesos gléycos) sugieren una humedad permanente (probablemente debida a un clima más frío y más bajos promedios de evapotranspiración que los actuales) producto de condiciones de frío severo, al inicio de la EIO 2.

En general diversos autores reportan para el Último Máximo Glacial en el Centro de México, la presencia de cierto tipo de polen y diatomeas, litología y propiedades magnéticas en sedimentos de lagos, que indican el desarrollo de períodos ambientales “fríos y secos” (Lozano *et al.*, 1993; Lozano y Ortega, 1994; Ortega *et al.*, 2000). La contradicción entre los registros paleopedológicos y los lacustres en cuanto a las condiciones de humedad, puede estar relacionada con la diferencia de paleovegetación y paleoclimas entre cuencas. Por ejemplo; en la subcuenca de Chalco (ubicada al sureste de la Cuenca de México), Lozano y Ortega (1994), sugieren que bosques abiertos dominaron los altos topográficos, mientras que los pastizales se desarrollaron alrededor de la subcuenca durante el Pleistoceno Tardío. Al mismo tiempo, la precipitación anual en la parte norte de la Cuenca de México variaba con la altitud, con 800 mm por debajo de los

³ En un sentido estricto, las fechas presentadas para Tlaxcala son anteriores al UMG. Las reportadas para el Glacis de Buenavista se ubican en el Glacial Tardío (<16,000 años A.P.).

2500 msnm a 12000 mm por arriba de los 3000 msnm (Meza, 1980). Es así que los paleosuelos ubicados en zonas altas reflejan un paleoambiente húmedo, mientras que los sedimentos de lago fueron más influenciados por las condiciones de sequía en la parte baja de las cuencas.

La contradicción entre los registros paleoambientales del Centro de México para el Último Máximo Glacial, todavía no se encuentra resuelta. De cualquier forma, deber ser mencionado que no todas las interpretaciones de los registros lacustres son consistentes. En el caso particular de Texcoco, los estudios de polen indican un clima húmedo durante el período entre 25,000 y 15,000 años A.P. (Lozano y Xelhuantzi, 1997). En una escala más regional Bradbury (1982) propuso un escenario alterno, marcado por un paleoclima húmedo controlado por fuentes de humedad provenientes del Pacífico durante el UMG. Retomando la historia de la vegetación en la Cuenca Superior de Lerma durante el UMG (Lozano *et al.*, 2005), se ha reportado que el incremento en el polen de pastos en estratos del Pleistoceno Tardío, está relacionado con un descenso en la línea de bosques a cerca de 3000 msnm (en la actualidad se encuentra cerca de los 4000 msnm), así como con la expansión de praderas alpinas, todo ello vinculado más a un enfriamiento en las condiciones ambientales que a un fenómeno de aridización, todo ello cercano a la parte final del Pleistoceno Tardío.

Existen evidencias de un “ambiente de sequía” a inicios del UMG (que llegan a observarse en algunos registros pedológicos) que son de llamar la atención. Estas evidencias se concentran en carbonatos con edades de 17,000 años A.P., en la zona de Pachuca, y con 20,000 años A.P. en Texcoco, Edo. México (Gutiérrez Castorena, 1998). Estudios preliminares, adicionales al Valle de Teotihuacan, en la zona denominada Río San Pablo (Solleiro, 2006 comunicación personal) existen carbonatos con edades de 24,000 años A.P.

Ya en la parte final del Pleistoceno Tardío persistieron condiciones frías pero todavía húmedas, lo cual queda indicado por el Albeluvisol (WRB, 1998) descrito en la Unidad 5 de la

sección Buenavista, en el Glacis de Buenavista. Está época corresponde a avances glaciares en altas elevaciones del CVTM, fechadas entre 15,000 y 8,000 años A.P. (White y Valastro, 1984; Heine, 1984).

Otro aspecto contradictorio a resolver es el tiempo que tomaron las variaciones climáticas. La mayoría de los estudios publicados en registros lacustres para el Centro de México muestran los cambios entre condiciones alternadas de sequía y humedad en escala de siglos (Ortega *et al.*, 2000; Lozano *et al.*, 2005). Esto deber ser tomado muy en cuenta dado lo difícil de detectar oscilaciones en el registro paleopedológico debido a que:

- 1) la resolución temporal de la *memoria del suelo* es baja, y
- 2) muchas de las propiedades pedogenéticas indicativas de pedogénesis seca, son inestables y fácilmente alterables durante las subsecuentes fases húmedas.

De cualquier forma, algunas características de los paleosuelos volcánicos como son los isótopos estables de carbono del humus y los fitolitos son registros de episodios de sequía que han ocurrido durante el proceso de formación del paleosuelo, y quedan como vestigios en qué apoyarse para realizar interpretaciones paleoambientales.

El inicio del Holoceno en el Centro de México, presenta rasgos contrastantes con el Pleistoceno Tardío. En general se observa una tendencia a condiciones de sequía. La acumulación de carbonatos es un rasgo distintivo en las zonas de baja pendiente como Maseca (Valle de Teotihuacan) y Pachuca, presentando rasgos que se imprimen sobre la información previa de condiciones de humedad. Si bien a nivel macroscópico son distinguibles rellenos de carbonato de calcio en fracturas y algunos poros, es con micromorfología como son distinguibles la sucesión de eventos en el ambiente: cristales de calcita sobre cutánes de iluviación de arcilla, así como rellenos en huellas de raíces e inclusive la calcificación de los restos de esas raíces. En la Unidad Gris de Tlaxcala, también existe la presencia de carbonatos pedogénicos. Aquí también se ha

tomado en cuenta, que la matriz del suelo está libre de carbonatos y este paleosuelo tiene rasgos fuertes de iluviación de arcilla. Esto significa que dicho paleosuelo estuvo sujeto a lixiviación y traslocación arcillosa durante una pedogénesis húmeda, mientras que su calcificación ocurrió más tarde (1300 años A.P.).

Los bosques pudieron persistir en las zonas altas como el Nevado de Toluca, Paso de Cortés, Glacis de Buenavista y Cerro Gordo en el Valle de Teotihuacan. En dichas regiones los suelos están libres de carbonatos, con una vegetación dominada por plantas tipo C3, todo ello indicado por fitolitos y valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$.

Un caso que hay que mencionar aparte es el de Tepexpan, el cual ofrece un registro claro de cambio climático. La parte baja de la secuencia presenta los valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ de todas las localidades estudiadas (Lounejeva *et al.*, 2006). Durante el Holoceno medio, de acuerdo con la edad del paleosuelo encontrado sobre el pedosedimento (5600 años A.P.), los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se incrementan significativamente. Éstos, junto con la presencia de carbonatos en los suelos, son clara evidencia de condiciones más secas en la región de Teotihuacan. Se sugiere que la transición fue gradual, basada en la presencia de algunos rasgos relacionados con condiciones reductomórficas y evidencias de inundaciones. Los registros lacustres denotan un intervalo muy bien definido de sequía entre los 6,000 y 5,000 años A.P. (Lozano y Vázquez, 2005), lo cual corresponde perfectamente al desarrollo de los paleosuelos más recientes en Tepexpan.

En general, la interpretación propuesta de las condiciones paleoambientales en las que se desarrollaron los paleosuelos del Centro de México retoma las ideas de Bryan (1948), quien atribuyó las evidencias paleopedológicas y sedimentológicas a la presencia de un clima húmedo con ciertos episodios de sequía, prevalecientes durante el Wisconsin Tardío, seguido por una aridización durante el período postglacial. El escenario propuesto contiene ciertas implicaciones para la comprensión de aspectos paleoambientales de la historia de ocupación humana en la

región. Se especula que los primeros pobladores, cazadores y recolectores, aparecieron precisamente durante la transición Pleistoceno Tardío-Holoceno, los cuales todavía pudieron encontrar ciertas condiciones de humedad relativa. El desarrollo posterior de la cultura y, particularmente, aquéllos eventos que introdujeron la agricultura, tomaron lugar en un ambiente seco en general, muy similar al de hoy en día.

El uso intensivo de los recursos, el cultivo de la tierra y su deforestación, asociado con procesos de erosión y degradación en el Centro de México, se encuentra reflejado en la *memoria del suelo*, como son los *agrocultanes* y evidencias de quema de cultivos descritos en el Valle de Teotihuacan, la Cuenca de Tlaxcala y el Nevado de Toluca. Estos procesos han sido activos al menos durante los últimos 2000 a 3000 años (McClung *et al.*, 2005).

VII CONCLUSIONES

1. El trabajo de campo mostró que la distribución de suelos y paleosuelos en el Centro de México está determinada por el relieve, que al modificar condiciones ambientales como el drenaje, desempeña un papel esencial en el clima local. Existe un contraste entre las pendientes bien drenadas como lo son las localidades del Nevado de Toluca, la Sierra Nevada, Cerro Gordo en el Valle de Teotihuacan y las zonas con menor pendiente o con tendencia a zonas planas como son la Cuenca de Tlaxcala, el Glacis de Buenavista, Pachuca y las regiones bajas del Valle de Teotihuacan (Maseca y Tepexpan). En las zonas con menor pendiente se imprimen rasgos característicos distintivos como son los procesos reductomórficos. Así las variaciones climáticas locales (mesoclimas) debidas al relieve, proporcionan evidencias de la influencia de los factores climáticos sobre la formación del suelo.
2. Los perfiles estudiados están conformados por diversos horizontes de diagnóstico, derivados del intemperismo que actúa en depósitos de material volcánico, y en ocasiones redepositado por erosión hídrica. Las discontinuidades (micromorfológicas, mineralógicas, texturales, entre otras) presentes entre los horizontes de suelos moderno y de paleosuelos, dan evidencia de diferentes grados de desarrollo edáficos, debido a las diferentes condiciones ambientales de formación del suelo entre el pasado y el presente.
3. El grado de mayor desarrollo de los paleosuelos, indica la existencia de etapas de estabilidad en el paisaje (dadas, por ejemplo por períodos largos de inactividad volcánica) que fueron más prolongadas con respecto a la formación de los suelos modernos. Esto muestra la presencia de los llamados “ciclos largos” para los paleosuelos, y que coinciden con etapas de formación de suelo en el Pleistoceno; por el contrario los “ciclos cortos”, están representados

- por suelos pertenecientes al Holoceno, que muestran en sus características poco desarrollo, inclusive con cierto impacto antrópico (como el visto en el Valle de Teotihuacan).
4. De acuerdo a la mineralogía de la fracción arcilla, los valores de los isótopos estables de carbono y la presencia de ciertos tipos de células cortas de fitolitos, se puede corroborar con cierta certidumbre las condiciones ambientales predominantes en la formación de los paleosuelos.
 5. La formación de minerales arcillosos del tipo de la caolinita es propia de un desarrollo edáfico en condiciones de humedad. Por el contrario, el desarrollo de dichos minerales secundarios se encuentra frenada en un clima de poca humedad, hasta el punto que no es posible identificarlos en las condiciones climáticas actuales del Centro de México: únicamente son distinguibles en los materiales que conforman los paleosuelos.
 6. En general, se tienen ciertas reservas entre la correlación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y fitolitos, la cual mostró que ha existido un incremento en la vegetación tipo C4 (adecuada para un ambiente de poca humedad) desde el Pleistoceno Tardío hasta el Holoceno. Existen zonas que dada su posición topográfica, y por ende el microclima al cual quedan afectadas, no muestran claramente esa transición, ejemplo de ellas son el Nevado de Toluca y la Sierra Nevada, afectadas por un ambiente de dominancia de plantas tipo C3.
 7. La propuesta que se hace de acuerdo a las evidencias pedológicas obtenidas es que hace ~50,000 años A.P., el clima era cálido y húmedo en la mayor parte del Centro de México, favoreciendo la formación de suelos arcillosos, con rasgos claros de iluviación. Las condiciones se mantienen más o menos constantes en el interstadial, pero se tornan más secas en el estadal, tal y como lo muestran los análisis realizados en la secuencia del Nevado de Toluca, particularmente evidenciado en PT4 con sus valores altos de $\delta^{13}\text{C}$. Hace 30,000 años, el Centro de México se caracteriza por tener un clima todavía húmedo. Lo que ocurre

durante la Etapa Isotópica de Oxígeno 2 es un tanto más complicado de establecer, pues existen contradicciones con registros como los lacustres. En el Valle de Teotihuacan, Glacis de Buenavista, y Tlaxcala, todas las propiedades de los paleosuelos se asocian con climas húmedos, presumiblemente más fríos que los actuales. En el Nevado de Toluca, la Unidad PT1 es reflejo de un clima ligeramente más seco que el actual. Un registro que favorece la idea de condiciones secas durante el UMG es el de Pachuca. Sin embargo, el paleosuelo correspondiente es un Luvisol (formado en clima húmedo), pero sobre la arcilla iluvial, se presentan carbonatos, los cuales fueron fechados en 23,400 años A.P., lo que denota claramente una tendencia a la aridización.

8. La contradicción entre los registros paleopedológicos y los lacustres en cuanto a las condiciones de humedad presentes durante la EIO2, puede estar relacionada con la diferencia de paleovegetación y paleoclimas entre localidades, algo también vinculado con las variaciones de precipitación dadas con la posición topográfica. Es así que los paleosuelos ubicados en zonas altas reflejan un ambiente húmedo, mientras que las zonas más cercanas a las regiones bajas (como es el caso de los sedimentos lacustres) de la Cuenca de México fueron más influenciadas por condiciones de sequía.
9. Durante el Holoceno se marcan dos tendencias principales. En las geoformas ubicadas hacia el sur-occidente y oriente de la Cuenca de México (Glacis de Buenavista y Sierra Nevada, respectivamente), se establece un clima húmedo, mientras que hacia el norte, las condiciones son de mayor sequía (Valle de Teotihuacan y Pachuca). De esta forma, existe un contraste claro entre la cubierta edáfica pre-Holocénica y la moderna, pues en el sur-occidente y oriente de la Cuenca de México, los suelos desarrollados en los diferentes periodos son similares, manteniéndose más o menos los mismos procesos pedogenéticos. Por el contrario, en la

región norte, los paleosuelos del Pleistoceno Tardío contrastan claramente con la transición al Holoceno.

10. La investigación realizada demuestra que el clima no es constante en el tiempo. Las evidencias pueden demostrar que los cambios ambientales son importantes dentro de la historia de cada uno de los suelos y paleosuelos estudiados. Los suelos cambian en respuesta a los cambios en su ambiente, de modo que aquéllas características que permanecen, son las que mejor definen al ambiente que existió durante su formación.

REFERENCIAS

- Abascal R., Dávila P., Schmidt P.J., De Dávila D.Z., 1976. La arqueología del sur-oeste de Tlaxcala (primera parte). In Proyecto Puebla-Tlaxcala, Comunicaciones, Suplemento: Puebla, México. Fundación Alemana para la Investigación Científica 2, 74 p.
- Adkins, J.F., Boyle, E.A., Keigwin, L., and Cortijo, E., 1997. Variability of the North Atlantic thermohaline circulation during the last interglacial period. *Nature*, 390, 154-156.
- Ahmad, N., 1983. Vertisols. In: Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F. (Eds.), *Pedogenesis and Soil Taxonomy. II. The Soil Orders, Developments in Soil Science, Vol. 11 B*. Elsevier, Amsterdam, pp. 91-124.
- Alexandrovskiy, A.L., Sedov, S., Golyeva, A.A., 1998. Trends and rates Holocene soil evolution in the North Caucasian Piedmont. *Chinese Science Bulletin* 44, 193-199.
- An, Z., Liu, T., Lu, Y., Porter, S.C., Kukla, G., Wu, X., and Hua, Y., 1990. The long term paleomonsoon variation recorded by the loess paleosol sequence in central China. *Quaternary International*, 7/8, 91-95.
- Arce, J.L., Macías, J.L. and Vázquez, S.L., 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin* 115.
- Arellano, R.V., 1953. Estratigrafía de la Cuenca de México. *Memorias del Congreso Científico Mexicano, Comisión IV 3*: 172-186.
- Bard, E., Rostek, F., and Sonzogni, C., 1997. Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry. *Nature* 385, 707-710.
- Benner, R., Fogel, M.L., Sprague, E.K., and Hodson, R.E., 1987. Depletion of ^{13}C in lignin and its implication for stable carbon isotope studies. *Nature* 329, 708-710.
- Besoain, E., 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. Serie de libros y materiales educativos, No. 60, San José, Costa Rica, 1216 p.
- Birkeland, P.W., 1984. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York, 372 p.
- Bloomfield, K. and Valastro, S. J., 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 85:901-906.

- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., and Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediment and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bond, G., Heinrick, H., Broecker, W., Labeyrie, l., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clausen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., and Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during tha last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science* v.278, 1257-1265.
- Boutton, T.W., 1991. Carbon isotope techniques. In : Coleman, D.C., and Fry, B. (Eds.). Academic Press, New York. 173-185.
- Boutton, T.W., 1996. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climatic change. In: Boutton, T.W., Yamasaki, S., (Eds.). Mass spectrometry of soils. Marcel Dekker, Inc., 517 p.
- Bradbury, J.P., 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamerica. *Quaternary International* 43/44: 97-110.
- Bradley, R.S., 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, 2a ed., San Diego, Academic Press, 613 p.
- Brewer, R., Sleeman, J.R., 1960. Soil structure and fabric: their definition and description. *Journal of Soil Science*, 11: 172-185.
- Broccoli, Anthony J., 2000. Tropical Cooling at the Last Glacial Maximum: An Atmosphere–Mixed Layer Ocean Model Simulation. *Journal of Climate*, 13, 951-976.
- Bronger, A., and Heinkele, T., 1989a. Micromorphology and genesis of paleosols in the Louchuan loess section, China: pedostratigraphic and environmental implications. *Geoderma* 45: 12-143.
- Bronger, A., and Heinkele, T., 1989b. Paleosol sequences as witness of Pleistocene climatic history. In: Bronger, A., Catt, J. (Eds.), *Paleopedology-Nature and Application of Paleosols* (Catena Supplement 16), Cremlingn-Destedt, Germany, pp. 163-186.
- Bronger, A., Catt, J.A., 1989. Paleosols: Problems of definition, recognition and interpretation. In Bronger, A. and Catt, J.A. (Eds.) *Paleopedology: Nature and application of paleosols*. Catena Supplement 16, 1-8.

- Bronger, A., Sedov, S.N., 1997. Origin and redistribution of pedogenic clay in Terrae rossae from Quaternary calacarenites in Coastal Morocco. In: Shoba, S., Gerasimova, M., Miedema, R. (Eds.). *Soil Micromorphology: Studies of Soil Diversity, Diagnostics, Dynamics*. Proceedings of the X IWMSM, Moscow-Wageningen, pp. 59-66.
- Brown, G., 1961. X-ray identification and cristal structures of clay minerals. Londres, Mineralogical Society, 544 p.
- Bryan, K., 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie Mexicana en relación a los cambios climáticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo XIII, pp. 1-20.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel U., 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, Wolverhampton, UK, 152 p.
- Buol, S.W., Hole, F.D., McCracken, R.J., 2000. *Génesis y clasificación de suelos*. Trillas, 3ª Edición, México, 417 p.
- Buurman, P., Jongmans, A.G., Kasse, C. and van Lagen, B. 1999. Discussion: Oil seepage or fossil podzol? An Early Oligocene oil seepage at the southern rim of the North Sea Basin, near Leuven (Belgium) by E.D. Van Riessen and N. Vandenberghe, *Geologie en Mijnbouw* 74, 301-312 (1996). *Geologie en Mijnbouw* 77, 93-98.
- Cabadas, B.H., 2004. *Paleosuelos como indicadores de cambio ambiental en el Cuaternario Superior: el caso del valle de Teotihuacan*, Tesis profesional Ingeniero Geólogo. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. México, Inédita. 167 p.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., and Macías, J.L., 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 22, 399-411.
- Campbell, I.B., 1986. Recognition of paleosols in Quaternary periglacial and volcanic environments in New Zealand. In Wright, P.V. (eds.) *Paleosols: Their Recognition and Interpretation*. Blackwell, London, 208-240.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., and Vincent, P., 1981. Les étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca (Méxique). *Bull. Volcanol.* 44:177-188.
- Cerling, T., Quade, J., Wang, Y., and Bowman, J.R., 1989. Carbon isotopes in soils and paleosols as ecology and paleoecology indicators. *Nature* 341, 138-139.
- Cervantes, B.J.F., Meza, S.M., Alfaro, S.G., 1997. Sedimentological characterization of palaeo-soils in the northern part of the Basin of Mexico. *Quaternary International* 43/44: 75-86.

- Charman, P.E.V., Murphy, B.W., 1994. Soils. Their properties and management. University of Sydney. Sidney, 164 p.
- Chernyakhovsky, A.G., Gradusov, B.P., Chizhikova, N.P., 1976. Types of recent weathering crusts and their global distribution. *Geoderma* 16, 235-255.
- Churchman, G.J., Whitton, J.S., Claridge, G.G.C., Theng, B.K.G., 1984. Intercalation method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite. *Clays and Clay Minerals* 32, 241-248.
- CLIMAP Project Members 1981. Seasonal reconstructions of the earth's surface at the Last Glacial Maximum. Geological Society of America Map and Chart Series MC-36, 1-18 and 9 maps.
- Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and corrected factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12, 133-149.
- De Terra, H., 1951. Comments on radiocarbon dates from Mexico, In: Homenaje a Alfonso Caso, 377-388, Sociedad Mexicana de Antropología, México.
- Ding, Z., Rutter, N.W., and Liu, T.S., 1993. Pedostratigraphy of Chinese loess deposits and climatic cycles in the last 2.5 Ma. *Catena*, 20, 73-91.
- Dokuchaev, V.V., 1883. Russian Chernozem (Russkii Chernozem). (Traducido del ruso por Kaner, N.). Israel Prog. for Sci. Trans., Jerusalén, 1967. Disponible en U.S. Dept. Commerce, Springfield, Va.
- Duane, M.M., and Robert, C.R., 1989. X-Ray diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford, 230 p.
- Duchaufour, P., 1984. Edafología 1. Edafogénesis y clasificación. Masson, Barcelona, 493 p.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Duprat, J., Sarthein, M., 1991. Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum, *Oceanol. Acta*, 311-324.
- Eden, D.N. and Froggatt, P.C., 1996. A 6500-year-old history of tephra deposition recorded in the sediments of Lake Tutira, eastern North Island, New Zealand. In D.J. Lowe (ed.) Tephra, loess, and paleosols - An integration. *Quaternary International*, 34-36:55-64.

- Eissmann, L., 1994. Grundzüge der Quartäogeologie Mitteldeutschlands (Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). In: Das Quartär Mitteldeutschlands (eds. L. Eissmann and T. Litt.). Altenb. Naturwiss. Forsch., 7: 55-135.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *Jour. Geology*, 63, 138-178.
- Emiliani, C., 1966. Paleotemperature analysis of Caribbean cores, P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *Jour. Geology*, 74, 109-126.
- Escamilla, S.G., Solleiro, R.E., Sedov, S., Gama, C.J., 2002. Tepetates del Glacis de Buenavista: interacción de procesos geomorfológicos y pedogenéticos. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 48:76-89.
- FAO-UNESCO, 1994. World Reference Base for Soil Resources. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Roma, 161 p.
- Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R., and Hubick, K. T., 1989. Carbon isotope discrimination and Photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology* 40, 503-537.
- Farrell, J.W., Pedersen, T.F., Calvert, S.E., and Nielsen, B., 1995. Glacial-interglacial changes in nutrient utilization in the equatorial Pacific Ocean. *Nature* 377, 514-517.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*, Springer, Berlin, Heidelberg, 472 p.
- Flint, R.F., 1976. Physical evidence of Quaternary climatic change. *Quaternary Research*, 6: 519-528.
- Flint, R.F., Colton, R.B., Goldthwait, R.P. and Willman, H.B., 1959. Glacial map of the United States east of the Rocky Mountains. *Geological Society America*, 1:1,750,000.
- Flores, R.D., Alcalá, M.J.R., González, V.A., Gama, C.J.E., 1992. Suelos con fragipán de origen volcánico en clima semicálido y subhúmedo. El caso del noreste del estado de Morelos. *UNAM. Instituto de Geología*, 10: 151-163.
- Fölster, H., Hetsch, W., Schrimppff, E., 1977. Late Quaternary paleosols in the Western and Central Cordillera of Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 21, 245-264.
- Fookes, P. G., 1991. Quaternary engineering geology. (in) *Quaternary engineering geology*. (Ed). A. Forster, M. G. Culshaw, J. C. Cripps, J. A. Little y C. F. Moon. *Geol. soc. Engineering Geology. Special Publication No. 7*, 73-98.

- Fredlund, G.G., Tieszen, L.L., 1994. Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains, *Journal of Biogeography* 21, 321-335.
- Frezzotti, M., and Narcisi, B., 1996. Late Quaternary tephra derived paleosols in central Italy's carbonate Apennine Range: Stratigraphical and paleoclimatological implications. In: D. J. Lowe (ed.) *Tephra, loess, paleosols - an integration*. *Quaternary International* 34-36, 147-153.
- Fries, C., 1960. Bosquejo geológico del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, 60, 256 p.
- Fuhrer, K., and Legrand, M., 1997. Continental biogenic species in Greenland Ice core Project core: Tracing back the biomass history of the North American continent. *Journal of Geophysical Research* 102, 26,735-745.
- Gama, C.J.E., Solleiro, R.E., McClung, E., Villalpando, J.L., Sedov, S., Jasso, C.C., Palacios, S., Hernández, D., 2004. Contribuciones de la ciencia del Suelo a la investigación arqueológica-el caso de Teotihuacan. (en prensa, *Revista Terra*).
- García Cook, A.G., 1976. El proyecto arqueológico Puebla-Tlaxcala. In *Proyecto Puebla-Tlaxcala, Comunicaciones, Suplemento: Puebla, México*. Fundación Alemana para la Investigación Científica 3, 60 p.
- García, E., 1968. Clima actual de Teotihuacan. En: Lorenzo, J.L. (Ed.). *Materiales para la Arqueología de Teotihuacan XVII*. INAH, México 10-27 pp.
- García, E., 1988. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen , 3ª Ed., Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 219.
- García Palomo, A. y Macías, J.L., 2000. Estratigrafía Volcánica de la región de Apan, Hgo. GEOS, pp.309.
- García Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacinal* 41(2), 133-150.
- Gibbard, P.L., Zalasiewicz, J.A., and Mathers, S.J., 1998. Stratigraphy of the marine Plio-Pleistocene crag deposits of East Anglia. *Meded. Nederl. Inst. V. Toegepaste Geowetensch. TNO*. 60: 239-262.
- Gol'yeva, A.A., 1997. Biomorph analysis as a component of the genetic and morphological study of soil. *Eurasian soil Science*. Vol. 30, No. 9. pp. 927-936.
- Goldich, S.S., 1938. A study in rock weathering. *Journal of Geology* 46, 17-58.

- Grimm, E.C., Lozano, M.S., Behling, G.H., and Markgraf, V., 2001. Holocene Vegetation and Climate in the Americas. In: V. Markgraf (ed.) Interhemispheric Climate Linkages. San Diego, Academic Press. 261 p.
- Gutierrez Castorena, .M.C., 1998. Carbonato de calcio en los suelos del ex lago de Texcoco. Terra, Vol. 16:11-19.
- Hanawalt, J.D., Rinn, H.W., Frevel, L.K., 1938. Chemical analysis by X-ray diffraction. Ind. Eng. Chem. Anal. Ed., 10, 457-512.
- Heine, K, Schönhals, E., 1973. Entstehung und alter del ´toba´ Sedimente in Mexiko. Eiszeitalter und Gegenwart 23/24: 201-215.
- Heine, K., 1984. The classical late Weichselian climatic fluctuations in Mexico. In: Mörner, N.-A., Karcén, W.D. (Eds.), Climatic changes on a Yearly to Millennial Basins. Geological, Historical and Instrumental Records. Riedel, Dordrecht, pp. 95-115.
- Heine, K., 1987. Anthropogenic sedimentological changes during the Holocene in Central America. Striae, 26, 51-63.
- Heine, K., 1994. Present and past geocryogenic processes in Mexico. Permafrost and Periglacial Processes, 5, 1-12.
- Holliday, V.T., 1989. Paleopedology in archeology. In: Bronger, A., Catt, J. (Eds.), Catena Verlag Paleopedology-Nature and Application of Paleosols (Catena Supplement 16), Cremlingn-Destedt, Germany, pp. 187-206.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W., and Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Milankovitch and Climate. (A. Berger, J. Hays, G. Kukla, and B. Salzman, eds.). Dordrecht: Reidel, 269-305.
- Indermuhle, A., Stocker, T.F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H.J., Wahlen, M., Deck, B., Mastroianni, D., Tschumi, J., Blunier, T., Meyer, R., and Stauffer, B., 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO_2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. Nature 398, 121.
- Inoue, K., and Sase, T., 1996. Paleoenvironmental history of post-toya ash tephric deposits and palaeosols at the Iwate Volcano, Japan, using aeolian dust content and phytolite composition. Quaternary International 34-36: 127-137.
- Jamagne, M., 1973. Contribution a l'étude pedogenetique des formations loessiques du nord de la France, Tesis Doctoral. Instituto Agronómico Gembloux, 445 p.

- Jasso, C.C., Sedov, S., Solleiro, R.E., Gama, C.J, 2002. El desarrollo de paleosuelos como índice de estabilidad del paisaje. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM* 47:20-35.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., and Tauber, H., 1995. The Eem stable isotope record along the GRIP ice core and its interpretation. *Quaternary Research*, 43, 117-124.
- Jongerius, A., Heintzberger, G., 1963. The Preparation of Mammoth-sized Thin Sections. *Soil Survey Papers No. 1, Netherlands Soil Survey Institute, Wageningen*.
- Kemp, R.A., 2001. Pedogenic modification of loess: significance for paleoclimatic reconstructions. *Earth Science Reviews* 54: 145-156.
- Kemp, R.A., and Zárate, M.A., 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47: 3-14.
- Kershaw, A.P., and Nanson, G.C., 1993. The last full glacial cycle in the Australian region. *Global and Planetary Change*, 7, 1-9.
- Kukla, G.J., 1977. Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. *Earth Science Reviews*, 13, 307-374.
- Kukla, G.J., 1987. Pleistocene climates in China and Europe compared to oxygen isotope record. *Paleoecology of Africa*, 18, 37-45.
- Lauer, W. & Klaus, D., 1975. The thermal circulation of the central Mexican meseta region within influence of trade winds. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Serie B* 23, 343-366.
- Leopold, J., 1992. *Soil Geomorphology. An integration of pedology and geomorphology*. Chapman & Hall, 269 p.
- Lieberoth, I., 1963. Morphogenesé et pedogenesé quaternaires dans le piémont des Pyrénées graonnaises et ariégeoises. *Géologie*, 12(2), 149-187.
- Lounejeva, B.E., Morales, P.P, Cabadas, B.H., Cienfuegos, A.E., Sedov, S., Vallejo, G.E., Solleiro, R.E., 2006. Late Pleistocene to Holocene environmental changes from $\delta^{13}\text{C}$ determinations in soils at Teotihuacan, Mexico. *Geofisica Internacional*, Vol. 45, Num. 2, pp. 85-98.
- Lozano, G.S., and Ortega, G.B., 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico: correlation between Texcoco and Chalco Basins. *Review of Paleobotany and Palinology*, 99, 77-93.
- Lozano, G.S., and Vázquez, S.L., 2005. A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. *The Holocene* 15, 3, 329-338.

- Lozano, G.S., Ortega, G.B., 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 177-191.
- Lozano, G.S., Ortega, G.B., Caballero, M.M., Urrutia, F.J., 1993. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments of Chalco lake, central Mexico. *Quaternary Research* 40, 332-342.
- Lozano, G.S., Xelhuantzi, L.M.S., 1997. Some problems in the Late Quaternary pollen records of Central Mexico: basins of Mexico and Zacapu. *Quaternary International* 43/44: 117-123.
- Macías, J.L., García, P.A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C. and Scott, K. 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. *BYU Geology Studies*, 42, 493-528.
- Mark, B.G., and Helmens, K.F., 2005. Reconstruction of glacier equilibrium-line altitudes for the Last Glacial Maximum on the High Plain of Bogotá, Eastern Cordillera, Colombia: climatic and topographic implications. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 20, 789-800.
- Martín del Pozzo, A.L., Córdova, C., López, J., 1997. Volcanic impact on the southern Basin of Mexico during the Holocene. *Quaternary International* 43/44, 181-190.
- Martini, J.A., 1976. The evolution of soil properties as it relates to the genesis of volcanic ash soils in Costa Rica. *Soil Science Society of America Journal* 40, 895-900.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., and Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., and Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000 year long glaciochemistry series. *Jour. Geophys. Research*, 102C, 26345-26366.
- McClung, E., Solleiro, R.E., Gama, C.J.E., Villalpando, J.L., Sedov, S., 2003. Paleosols in the Teotihuacan Valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20: 270-282.
- McClung, E., Domínguez, R.I, Gama, C.J.E., Solleiro, R.E., Sedov, S., 2005. Radiocarbon dates from soil profiles in the Teotihuacan valley, Mexico: geomorphological processes and vegetation change. *Radiocarbon* 47, 159-175.
- Meeker, L. D., Mayewski, P. A., Twickler, M. S., Whitlow, S. I., and Meese, D., 1997. A 110,000 year history of change in continental biogenic emissions and related

- atmospheric circulation inferred from the Greenland Ice Sheet Project Ice Core, *Journal of Geophysical Research* 102, 26,489-505.
- Mehra, O.P., Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system with sodium bicarbonate buffer. *Clays and Clay Minerals* 7, 317-327.
 - Metcalfe, S.E., 1997. Palaeolimnological records of climate change in México-frustrating past, promising future?. *Quaternary International* 43/44: 111-116.
 - Meza, M., 1980. Análisis morfoclimático de la cuenca del Río Tlalnepantla. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM* 10: 65-103.
 - Miehlich, G., 1991. Chronosequences of Volcanic Ash Soils. Vol. 15, *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten*, Hamburgo, 217 p.
 - Mix, A.C., 1987. The oxygen-isotope record of glaciation. In: *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation, The Geology of North America v. K-3*, (W.F.Ruddiman and H.E.Wright,Jr., eds.). Boulder: Geological Society of America, 111-135.
 - Mooser, F., 1967. Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos 30,000 años. *Instituto Nacional de Antropología e Historia, Boletín* 30, 12-15.
 - Mooser, F., 1975. Historia geológica de la Cuenca de México, En: *Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal, México D.F., Departamento del Distrito Federal, Tomo I*, pp. 7-38.
 - Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A., 1996. Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla. *Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos. CFE 1937-1996, México. Carta Texcoco (5b)*.
 - Mooser, F., Naim, A.E., Negendank, J.F., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks. VII a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geologie Rundschau* 63, 451-483.
 - Munsell Soil Color Charts, 1975. Macbeth Division of Kollmorgen Corporation. Baltimore, Maryland.
 - Nadelhoffer, K.J., and Fry, B., 1988. Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter. *Soil Science Society of America Journal* 52, 1633-1640.
 - Nettleton, W.D., Flach, K.W., Brasher, B.R., 1969. Argillic horizons without clay skins. *Soil Science Society of America Proceedings* 33, 121-125.

- O'Leary, M.H., 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience* 38, 328-336.
- Ortega, G.B., Caballero, M.M., Lozano, G.M.S., and De la O, M., 1999. Late Quaternary palaeoenvironmental studies in San Felipe Basin, Sonora Desert, Mexico. *Geofísica Internacional* 38 (3): 153-163.
- Ortega, G.B., Thompson, R., Urrutia, F.J., 2000. Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science* 15, 127-140.
- Ortiz, P.M.A., 1977. Estudio geomorfológico del Glacis de Buenavista, Estado de Morelos. *Boletín del Instituto de Geografía* 8, 25-40.
- Parfitt, R.L., Wilson, A.D., 1985. Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. In: Fernandez-Caldas, E., Yaalon, D.H. (Eds.), *Volcanic Soils. Catena Supplement* 7, 1-8.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, Jr., T.C., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J., and Boden, G., 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology*, 56, 119-136.
- Quantin, P., Dabin, B., Bouleau, A., Lulli, L., Bidini, D., 1985. Characteristics and genesis of two Andosols in Central Italy. In : Fernandez-Caldas, E., Yaalon, D.H. (Eds.), *Volcanic Soils. Catena Verlag, Cremlingen, W. Germany Supplement* 7, 107-117.
- Retallack, G.J., 1990. *Soils of the past. An introduction to paleopedology.* Unwyn-Hyman, Inc., London, 520 p.
- Richmond, G.M. and Fullerton, D.S., 1986. Summation of Quaternary glaciations in the United States of America. *Quaternary Science Reviews* 5:183-196.
- Rico, R., Vilaclara, G., Miranda, J., and Cañetas, J., 1997. Origin of laminations in Tlaxcala paleolake, Mexico. *Ver. Internat. Verein Limnol.* 26 (2): 838-841.
- Rind, D. and Peteet, D., 1985. Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea surface temperature estimates: are they consistent?. *Quaternary Research* 24, 1-22.
- Riser, J.A.M., 2002. *Quaternary geology and the environment. Serie Springer-Praxis books in geophysical sciences.* Springer, New York, 290 p.
- Roscoe, S.M., 1968. Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield. *Geological Survey of Canada Paper No.* 68-140.
- Rutter, N., Ding, Z., and Liu, T., 1991. Comparison of isotope stages 1-61 with the Baoji-type pedostratigraphic section of north-central China. *Canadian Jour. Earth Sciences*, 28, 985-990.

- Rzedowsky, J., 1978. Vegetación de México. Limusa, México, D.F., 432 p.
- Sander, B., 1970. An introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies. Pergamon Press, Oxford, 365 p.
- Sandoval, B.A., 1987. Actualización y análisis cartográfico sobre usos de suelo y vegetación del Parque Nacional Nevado de Toluca, Estado de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM.
- Schaff, P., Stimac, J., Siebe, C. and Macias, 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
- Schlichting, E., Blume, H.P., 1966. *Bodenkundliches Praktikum*, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin, 134 p.
- Sedov, S., Solleiro, R.E., Gama, C.J.E., Vallejo, G.E., González, V.A., 2001a. Buried paleosols of the Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in central Mexico. *Journal of Quaternary Science* 16 (4) 375-389.
- Sedov, S., Solleiro, E., Gama, J., Werner, G., Henningsen, P.F., 2001b. Toba-Paleosol sequences of Tlaxcala State: first steps towards pedogenetic and paleoenvironmental interpretation. Abstract; VI International Symposium and Field Workshop on Paleopedology, UNAM, pp. 41.
- Sedov, S., Solleiro, R.E., Morales, P.P., Arias, H.A., Vallejo, G.E., Jasso, C.C., 2003. Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of paleoenvironments and soil evolution. *Quaternary International* 106-107: 169-184.
- Severinghaus, J. P., Sowers, T., Brook, E. J., Alley, R. B., and Bender, M. L., 1998. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature* 391, 141-146.
- Sharp, R.P., 1940. The ep-Archaean and ep-Algonkian erosion surfaces, Gran Canyon, Arizona. *Bulletin of the Geological Society of America* 51, 1235-1269.
- Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R., 1993. Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. *Developments in Soil Science* 21. Elsevier, Amsterdam, 288 p.
- Sidorenko, A.V., 1963. Problemy osadochnoi geologii dokembria (Problems in Precambrian sedimentary geology). *Sovetskaya Geologia (Soviet Geology)* 4, 3-23.

- Siebe, C. Abrams, Macías, J.L., and Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: Past key to the future?. *Geology*, Vol. 24, No. 5, 399-402, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Smith, B.N., and Epstein, N., 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of higher plants. *Plant physiology*, 47, 380-384.
- Smith, G.A., Lowe, D.R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.) *Sedimentation in Volcanic Settings*. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, USA, Special publication 43, 59-70.
- Sofer, Z., 1980. Preparation of carbon dioxide for stable carbon isotope analysis of petroleum fractions. *Analyt. Geochem.*, 52, 1389-1391.
- Soil Survey Division Staff., 1993. Handbook No. 18. *The Soil Survey Manual*. United States Department of Agriculture. Washington, 437 p.
- Soil Survey Division Staff., 1998. *Keys to soil taxonomy*, 8a ed., United States Department of Agriculture. Washington, 437 p.
- Solleiro, R.E., Gama C.J.E., Palacios, M.S., 1995. Late Pleistocene Paleosols from Chichinautzin group in the Transmexican Volcanic Belt, Mexico. *Simposio Universitario de Edafología*. Facultad de Ciencias, UNAM, pp. 17-18.
- Solleiro, R.E., Sedov, S., Gama, C.J.E., 2000. El estudio de los paleosuelos y sus aplicaciones en las ciencias. *La edafología y sus perspectivas al siglo XXI*. Tomo II, 806-810.
- Solleiro, R.E., Sedov, S., Gama, C.J., Flores, R.D., Escamilla, S.G., 2003. Paleosol-sedimentary sequences of the Glacis de Buenavista, Central Mexico: interaction of Late Quaternary pedogenesis and volcanic sedimentation. *Quaternary International* 106-107: 185-201.
- Solleiro, R.E., Macías, J.L., Gama, C.J., Sedov, S., 2004. Quaternary pedostratigraphy of the Nevado de Toluca volcano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21: 101-109.
- Solleiro, R.E., Sedov, S., McClung, E., Cabadas, H., Gama, C.J., Vallejo, G.E., 2006. Spatial variability of environment change in the Teotihuacan valley during late Quaternary: paleopedological inferences. *Quaternary International*, Vol 156-157, pp. 13-31.
- Straka, H., and Ohngemach, D., 1989. Late Quaternary vegetation history of the Mexican Highland. *Plant Systematics and Evolution* 162, 115-132.

- Svendsen, J.I., 1999. Maximum extent of the Eurasian ice-sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas*, 28, 234-242.
- Targulian, V.O., and Sokolova, T.A., 1996. Soil as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions. *Eurasian Soil Science* 29, 30-38.
- Targulian, V.O., Goryachkin S.V., 2004. Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21, 1-8.
- Taylor, K. C., Mayewski, P. A., Alley, R. B., Brook, E. J., Gow, A. J., Grootes, P. M., Meese, D. A, Saltzman, E. S., Severinghaus, J. P., Twickler, M. S., White, J. W. C., Whitlow, S., Zielinski, G. A., 1997. The Holocene-Younger Dryas Transition Recorded at Summit, Greenland. *Science* 278, 825-827.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., and Liu, K.B., 1995. Late Glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46-50.
- Twiss, P.C., 1992. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: Rapp, G.J., Mulholland, S.C., (Eds.), *Phytolith Systematics Emerging Issues: Advances in Archaeological and Museum Science* 1, Plenum Press, 113-128.
- Urban, B., 1995. Palynological evidence of younger Middle Pleistocene. Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52: 175-186.
- Uriarte, C.A., 2003. *Historia del Clima de la Tierra*. 1ª ed. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, España, 306 p.
- Vázquez, E. R., y Jaimes, P., 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2): 133-189. Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- Vázquez, S.L., 1997. Late Quaternary glaciations of Teyotl volcano, Central Mexico. *Quaternary International* 43/44: 67-73.
- Vázquez, S.L., and Phillips, F.M., 1998. Glacial chronology of Iztaccíhuatl volcano, central Mexico, based on cosmogenic ³⁶Cl exposure ages and tephrochronology (abs): in Program and Abstracts of the 15th Biennial Meeting, American Quaternary Association, AMQUA 1998, Northern Hemisphere-Southern Hemisphere Interconnections (5-7 September 1998; Puerto Vallarta, México), pp. 174.
- Wada, K., 1980. Mineralogical characteristics of Andisols. In: Theng, B.K.G. (Ed.), *Soils with Variable Charge*. New Zealand Society of Soil Science, Palmerston North, New Zealand, pp. 87-107.

- Watts, W.A., and Bradbury, J.P., 1982. Paleoecological studies at Lake Patzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research* 17, 56-70.
- White, S.E., 1987. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews* 5(1-4): 201-205.
- White, S.E., Valastro, S.J., 1984. Pleistocene glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with standard Mexican glacial sequence. *Quaternary Research* 2,: 21-35.
- Williams. G.E., 1968. Torridonian weathering and its bearing on Torridonian palaeoclimate and source. *Scottish Journal of Geology* 4, 164-184.
- WRB, 1998. World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports 84. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 88 p.
- Zagwijn, W.H., 1996. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. In: *The Early Middle Pleistocene in Europe* (ed. Ch. Turner): 145-172. Balkema. Rotterdam.
- Zamotaev, I.V., Targul'yan, V.O., 1994. Geography of soil formation and weathering on volcanic islands of the Southwest Pacific Ocean. *Eurasian Soil Science* 26, 12-22.
- Zietz, I., 1982. Composite magnetic anomaly map of the United States; Part A, Conterminous United States: U.S. Geological Survey Investigations Map GP-954-A, 59 p., 2 sheets, scale 1:2,500,000.