



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGIA

LA MEMORIA DE LOS PALEOSUELOS DEL
NEVADO DE TOLUCA: UN REGISTRO DE
ESTABILIDAD GEOMÓRFICA Y CAMBIO
AMBIENTAL DURANTE EL CUATERNARIO
TARDIO

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO
ACADEMICO DE DOCTORA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGIA AMBIENTAL)

P R E S E N T A

CAROLINA JASSO CASTAÑEDA

DIRECTOR DE TESIS: DR. SERGEY SEDOV



MEXICO D.F.

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 permitirme ser parte de su comunidad y darme la valiosa oportunidad de formarme académicamente en el Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra en el Instituto de Geología.

A las autoridades del Instituto de Geología y del Posgrado en Ciencias de la Tierra por todas las facilidades y apoyo que me confirieron para la realización de mi tesis de grado.

A mi tutor, Dr. Sergey Sedov por ser mi Director y apoyarme para la culminación de este trabajo.

Al Departamento de Edafología, a su Grupo de Paleosuelos, de manera especial Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Dr. Jorge Enrique Gama Castro y Dra. Ernestina Vallejo Gómez, por brindarme su estimable apoyo en las diversas fases de preparación de este trabajo.

Al Jurado para Examen de Grado: Dr. Jorge E. Gama Castro, Dr. Lorenzo Vázquez-Selem, Dr. José Luis Macías Vázquez, Dra. Margarita Caballero Miranda, Dr. Sergey Sedov, Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo y Dr. José Luis Arce.

A los proyectos 32337-T CONACyT, IN104600 de DGAPA y Instituto de Geología por su valioso apoyo.

CONTENIDO

RESUMEN

I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 HIPÓTESIS	3
I.2. OBJETIVOS	3
1.3 META	4
1.4 JUSTIFICACIÓN	4
II. MARCO TEÓRICO	6
II.1 REGISTROS PALEOECOLÓGICOS ÚTILES EN LA RECONSTRUCCIÓN DEL AMBIENTE	6
II.2 ESTABILIDAD DE PAISAJE	16
III. ANTECEDENTES	17
III.1 REGISTROS DE CAMBIO AMBIENTAL DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-Holoceno EN EL CENTRO DE MÉXICO	17
III.1.1 WISCONSIN MEDIO (60-30 Ka A.P.)	18
III.1.2 WISCONSIN TARDÍO (30-12 KA. A.P.)	21
III.1.3 HOLOCENO (12 KA A.P.)	22
IV. METODOLOGÍA	23
IV. 1 TRABAJO DE CAMPO	23
IV.2 ANÁLISIS DE LABORATORIO.	24
IV.2.1 ANÁLISIS DE RUTINA	24
IV.2.2 ANÁLISIS SELECTOS	26
IV.2.3 FECHAMIENTOS	28
IV.3 INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN PARA DIAGNOSTICAR CAMBIOS AMBIENTALES Y PERIODOS DE ESTABILIDAD-INESTABILIDAD DEL PAISAJE.	29
IV.3.1 ÍNDICE UTILIZADO PARA EXPRESAR DIFERENCIAS SIGNIFICATIVAS ENTRE MATERIALES Y HORIZONTES	30

IV.3.2 ÍNDICES UTILIZADOS PARA EVALUAR EL GRADO DE INTEMPERISMO EN SUELOS	30
IV.3.3 ÍNDICE UTILIZADO PARA EVALUAR EL COMPLEJO DE ALTERACIÓN DE LOS SUELOS	31
IV.3.4 ÍNDICES UTILIZADOS PARA EVALUAR LA PRESENCIA DE PROCESOS TIPOGENÉTICOS	31
V. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	35
V.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	35
V.2 AMBIENTE FÍSICO	36
V.2.1 FACTORES BIOCLIMÁTICOS	36
V.2.2 PRINCIPALES GRUPOS DE SUELOS	37
V.2.3 GEOLOGÍA	37
V.2.4 HISTORIA ERUPTIVA DEL NEVADO DE TOLUCA.	38
V.2.5 GEOMORFOLOGÍA	39
VI. RESULTADOS	42
VI.1 UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS	42
VI.1.1. DIAGNOSIS DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS	42
VI.2 CORRELACIÓN DE LAS SECCIONES PEDOESTRATIGRÁFICAS	49
VI.2.1 ARROYO LA CIERVITA (A.C.)	49
VI.2.2 ZACANGO (Z.)	54
VI.2.3 EL REFUGIO (E.R.1)	55
VI.2.4 BARRANCA TEPEHUISCO (B.T.1)	56
VI.2.5 BARRANCA CIENEGUILLA (B.C.1)	57
VI.2.6 SAN PEDRO TLANISCO (S.P.T)	57
VI.3 CARACTERÍSTICAS, PROPIEDADES Y PROCESOS PEDOLÓGICOS QUE CONSTITUYEN LA MEMORIA DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS	57
VI.3.1 DESCRIPCIÓN DETALLADA DE LAS CARACTERÍSTICAS MACROMORFOLÓGICAS Y FÍSICAS	59
VI.3.2 CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS	60
VI.3.4 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN ARENA FINA	62
VI.3.5 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN DE ARCILLA CRISTALINA	64

VI.3.6 ELEMENTOS PALEOBOTÁNICOS	66
VI.3.7 PROPIEDADES MICROMORFOLÓGICAS	68
VI.3.8 ÍNDICES PEDOLÓGICOS	71
VI.4 CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS ESTUDIADOS	77
VII. DISCUSIÓN	78
VII.1 ESTABILIDAD DEL PAISAJE	78
VII.1 DINAMÍA GEOMORFOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	79
VII.1.2 FRECUENCIA Y DURACIÓN DE LOS PERIODOS DE ESTABILIDAD-INESTABILIDAD DEL PAISAJE	80
VII.1.3 CICLOS PEDOGENÉTICOS Y DISCONTINUIDADES	81
VII.1.4 PEDOESTRATIGRAFÍA LOCAL	84
VII.1.5 POSICIÓN DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS EN EL PERFIL DE LA PENDIENTE	89
VII.1.6 EL PERFIL PEDOLÓGICO: RANGOS DE VARIABILIDAD MORFOLÓGICA Y GRADOS DE DESARROLLO	92
VII.2 INTEMPERISMO PEDOLÓGICO Y CAMBIO EN EL AMBIENTE	93
VII.2.1 INTEMPERISMO PEDOGENÉTICO	93
VII.3 LOS PALEOSUELOS COMO UN REGISTRO DE CAMBIO AMBIENTAL DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO	95
VII.3.1 PALEOSUELOS Y CAMBIO AMBIENTAL	95
VII.4 TENDENCIA EVOLUTIVA DE LOS PALEOSUELOS	101
VIII. CONCLUSIONES	103
IX. BIBLIOGRAFÍA	105
X. GLOSARIO	117
ANEXO 1. TÉCNICAS DE ANÁLISIS SELECTOS	
ANEXO 2. MORFOLOGÍA DIAGNÓSTICA DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS PRESENTES EN LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS	
ANEXO 3. POSICIÓN DE LOS PALEOSUELOS EN EL PERFIL DE LA PENDIENTE E ÍNDICES PEDOLÓGICOS	
ANEXO 4. COMPOSICIÓN QUÍMICA TOTAL (ELEMENTOS MAYORES)	

RELACIÓN DE CUADROS

NO. DE CUADRO	TÍTULO	PÁGINA
1	Características de diversos registros útiles en la reconstrucción paleoclimática	6
2	Registros Paleoecológicos	19
3	Análisis realizados en la investigación	34
4	Fechamientos por ^{14}C de los diferentes materiales volcánicos	41
5	Fechamientos por ^{14}C considerados para los diferentes paleosuelos (PT0-PT4)	53
6	Características y propiedades contenidas en la memoria del suelo	58
7	Procesos pedológicos que intervinieron en la génesis y tipogénesis de los suelos y paleosuelos presentes en el volcán Nevado de Toluca	59
8	Composición mineralógica de la fracción de arena fina y fitolitos en la fracción de limo medio	63
9	Mineralogía de la fracción arcilla	65
10	Isótopos de Carbono estable de suelos y paleosuelos	68
11	Índices de intemperismo	76
12	Discontinuidades en suelos modernos y paleosuelos	84
13	Periodos de estabilidad	87
14	Posición de los paleosuelos en el perfil de la pendiente durante su formación	91

RELACIÓN DE FIGURAS

NO. DE FIGURA	TÍTULO	PÁGINA
1	Localización del área de estudio	35
2	Factores Bioclimáticos	36
3	Arroyo la Ciervita (A.C.)	43
4	Zacango (Z.)	44
5	Barranca El Refugio (E.R.1)	45
6	Barranca Tepehuisco (B.T.1)	46
7	Barranca Cieneguilla (B.C.1)	47
8	San Pedro Tlanisco (S.P.T)	48
9	Correlación Pedoestratigráfica de la localidad de Arroyo la Ciervita	50
10	Correlación Pedoestratigráfica de la Localidad de Zacango	51
11	Correlación Pedoestratigráfica del área de estudio	52
12	Intemperismo en minerales	64
13	Principales morfotipos de fitolitos observados en los suelos modernos y paleosuelos	67
14	Microfotografías que evidencian rasgos de la memoria de un suelo moderno y paleosuelos	69
15	Columna Pedoestratigráfica Compuesta	86
16	Perfil de la pendiente según el modelo de Ruhe (1975) modificado por Schoeneberger y Wysocki (1996).	90

RESUMEN

Los paleosuelos, de modo similar a los sedimentos, fueron utilizados como herramientas eficientes para la reconstrucción paleoambiental, cambios en el clima y la evaluación de los periodos de estabilidad-inestabilidad del paisaje del volcán Nevado de Toluca. Este estudio se realizó en una secuencia de paleosuelos localizada en áreas aledañas al volcán. La importancia del sitio de estudio radica en la atención significativa que se le ha dado en los últimos años, debido a que se le considera como un área de alto riesgo. Además, esta área se conceptúa como un modelo de la dinámica de un paisaje volcánico y de la evolución del ambiente que prevaleció durante el Cuaternario tardío.

El objetivo de la presente tesis es proponer con base en la información registrada en la memoria de los paleosuelos: (1) el tipo de paleoambiente en el que se formaron los paleosuelos y (2) establecer los periodos de estabilidad-inestabilidad del paisaje ocurridos localmente.

En esta tesis, la secuencia pedoestratigráfica estudiada, está constituida por depósitos volcánicos y paleosuelos que se localiza en el volcán Nevado de Toluca. Éstos representan una valiosa herramienta para la reconstrucción paleoambiental. La memoria de los paleosuelos fue esencial para generar datos relativos al paleoambiente y la estabilidad del paisaje. Su interpretación se realizó con base en los horizontes de diagnóstico, características y en las propiedades distintivas más perdurables de los paleosuelos.

La escala cronológica se integró con fechamientos de ^{14}C . Éstos se efectuaron tanto en paleosuelos, como en sedimentos volcánicos. Los resultados obtenidos indicaron: (1) la existencia de paleosuelos cuyas edades fluctuaron del Pleistoceno tardío al Holoceno; (2) la presencia de tres conjuntos de paleosuelos diferenciados entre sí, por presentar, respectivamente, horizonte vítrico, horizonte cámbico y horizonte árgico y (3) la ocurrencia de fluctuaciones en el clima y en la estabilidad del paisaje que originaron estas diferencias.

El grado de estabilidad del paisaje y las fluctuaciones climáticas que ocurrieron en el área de estudio durante el Pleistoceno tardío-Holoceno fueron viables de inferir en función del tipo de horizontalización alcanzada por los paleosuelos, así como por la información contenida en los rasgos pedogénicos que integran su memoria.

ABSTRACT

Pleistocene-Holocene sequence of volcanic deposits and paleosols located in the Nevado de Toluca volcano, is a valuable tool for paleoenvironmental reconstruction. In this research, the paleosol memory was an important consideration in evaluating the paleoenvironment and landscape stability. Chemical, physical, micromorphological, and mineralogical properties of paleosols were considered as soil memory carriers. Dating of paleosols, humus and volcanic sediments also supported the paleosol memory. The obtained results were: 1) the presence of paleosols that were dated as Pleistocene-Holocene units; 2) three paleosol groups identified by their diagnostic horizons (vitric, cambic, and argic); and 3) occurrence of climatic and landscape fluctuations of variable length. These results suggest that the stability level of the studied landscape and the climatic fluctuations can be recognized according to the evolutionary age reached by the soils and also by the information contained in pedogenic characteristics that are part of its memory.

I. INTRODUCCIÓN

Dentro del contexto de las Ciencias de la Tierra, durante las últimas tres décadas, ha habido dos temas que han sido de interés especial, entre otros. El primero se relaciona con la dinámica y evolución de los ambientes y paisajes durante el Cuaternario, los cuales se caracterizaron por condiciones inestables a nivel global, regional y local (Williams *et al.*, 1993). El segundo tema, el cual actualmente representa uno de los grandes desafíos que tiene la sociedad en el mundo entero, es el de realizar pronósticos de cambio ambiental. En ambos casos es necesario no sólo conocer a profundidad el ambiente y clima actual, sino también el clima del pasado, para poder realizar proyecciones confiables que permitan tomar los recaudos correspondientes ante la posibilidad de degradación del ambiente.

Entre los geoindicadores más interesantes que pueden aplicarse a dilucidar tanto la evolución de los ambientes como los cambios climáticos se encuentran los suelos y paleosuelos. El concepto de memoria de suelo empleado por Targulian *et al.* (1996) indica que ciertas propiedades del suelo tienden a persistir incluso cuando los factores responsables de su formación han dejado de actuar. Este concepto se basa en la inercia edafogenética y es la base para interpretar los rasgos de los paleosuelos según las condiciones ambientales del pasado. Los paleosuelos, al igual que los organismos, sedimentos y ambientes superficiales, han cambiado a través de los 4,500,000,000 de años de historia de la Tierra (Retallack, 1992).

A nivel global, las investigaciones realizadas para establecer el registro paleopedológico de cambio ambiental y estabilidad del paisaje durante el Cuaternario, se han basado principalmente, en las secuencias loess-paleosuelos de regiones templadas. Un ejemplo de ello son los casos del oeste y este de Europa (Semmel, 1989); China (Maher y Thompson, 1991) y Asia Central (Bronger *et al.*, 1998). La investigación de las secuencias de tefra-paleosuelos en regiones volcánicas también reporta información ambiental y por ello el estudio de este tipo de secuencias se ha incrementado en los últimos años (Campbell, 1986; Watanabe *et al.*, 1996; Sedov *et al.*, 2001, 2003a y b, Jasso *et al.*, 2002 y Solleiro *et al.*, 2004). Estos estudios principalmente se han efectuado para reconstruir paleoclimas del Pleistoceno tardío-Holoceno que se presentaron en Japón, Italia Central, Nueva Zelanda y México.

El Centro de México es una región típicamente volcánica, donde los paleosuelos formados durante el Cuaternario, principalmente durante la última glaciación del Pleistoceno, son comunes (Solleiro *et al.*, 1999). Un ejemplo de ello es el área próxima al volcán Nevado de Toluca, la cual, por su riqueza en paleosuelos, representa una oportunidad valiosa y viable para definir las condiciones paleoambientales del Pleistoceno tardío-Holoceno. Éstos además, pueden ser correlacionables con los datos obtenidos a partir del estudio de los sedimentos lacustres y avances glaciares tanto en la misma zona como en otras regiones de México (Caballero-Miranda *et al.*, 1998, 2001 y 2002; Heine, 1994a y b; Vázquez-Selem y Heine, 2004; Lachniet y Vázquez-Selem, 2005). Sin embargo, es importante mencionar que en la memoria de los paleosuelos no sólo se registran cambios ambientales y climáticos que se presentaron a nivel regional sino también a escala meso y microregional. Esto se debe de

considerar cuando se trata de establecer correlaciones con otros registros como son los de los sedimentos lacustres.

De modo adicional, los suelos sepultados del Holoceno se han empleado para reconstruir la dinámica ambiental de este periodo, incluyendo los cambios relacionados con el impacto humano. De esta forma han proporcionado información valiosa en estudios arqueológicos principalmente, en el caso de Teotihuacan (McClung *et al.*, 2003; Gama-Castro *et al.*, 2005).

En esta tesis se presentan y discuten los resultados relativos a la estabilidad de paisaje y cambios ambientales ocurridos en el paisaje volcánico del Volcán Nevado de Toluca. Dichos resultados fueron generados a través de un estudio pedogenético realizado en una secuencia de paleosuelos, de origen volcánico, que se localiza en las laderas del Nevado de Toluca. La edad de estos paleosuelos fluctúa del Pleistoceno tardío al Holoceno.

El área de estudio, reviste un gran valor intrínseco en la disciplina de las Ciencias de la Tierra, tanto desde el punto de vista de investigación básica, como de la proyectada para situaciones de funcionalidad. El área se distingue por presentar las siguientes características diagnósticas:

- Durante la última década se le ha considerado como una zona de alto riesgo volcánico (Macías *et al.*, 1997; Arce *et al.*, 2003 y Capra *et al.*, 2006).
- Se conceptúa como un modelo de la dinámica de un paisaje volcánico (García-Palomo *et al.*, 2002; Capra y Macías., 2000) y de la evolución del ambiente que prevaleció durante el Cuaternario tardío (Caballero-Miranda *et al.*, 2001 y 2002).
- Debido a su posición geográfica, resulta ideal para establecer postulados conceptuales aplicados a la dinámica y evolución del ambiente en latitudes medias y bajas, las cuales han sido poco estudiadas a nivel mundial (Sedov *et al.*, 2001).
- Se distingue porque posee un registro tefroestratigráfico muy completo, el cual representa una herramienta fundamental en la reconstrucción paleoambiental de paisajes volcánicos del Cuaternario tardío (Bloomfield y Valastro, 1974; Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000; Cervantes, 2001; García-Palomo *et al.*, 2002 y Arce *et al.*, 2003).
- Los paleosuelos presentes en el área circundante al volcán están bien conservados, pueden ser fechados y exhiben un grado estimable de desarrollo pedogenético. Todo este conjunto de características incide en dos aspectos: (a) los constituye como fuertes elementos de apoyo para definir las condiciones paleoclimáticas que existieron durante el Cuaternario tardío y (b) les confiere mayor información con respecto a las secuencias de loess-paleosuelos que también están localizadas en zonas templadas de otras regiones del mundo.

I.1. HIPÓTESIS

1. *La edad evolutiva de un suelo, sus procesos y memoria están directamente relacionados con el nivel de estabilidad del paisaje, así como con las condiciones ambientales (bióticas y abióticas) que predominen. Por lo tanto, el nivel de estabilidad alcanzado y su ambiente, pueden ser establecidos en función de la edad evolutiva, procesos y memoria que caracterizan a un suelo.*
2. *La memoria de un paleosuelo es multitemporal. Por lo tanto registra los cambios de estabilidad y ambiente ocurridos durante su evolución pedológica.*
3. *La memoria de los paleosuelos tiene una alta resolución espacial. Por lo tanto, los datos generados a partir de la interpretación de dicha memoria, pueden ser extrapolados a otras áreas que muestren condiciones de estación y bioclimáticas similares.*

I.2. OBJETIVOS

I.3.1. OBJETIVOS PRINCIPALES:

1. Identificar las principales características diagnósticas, procesos tipogenéticos y horizontes de diagnóstico que conforman a los paleosuelos presentes en el volcán Nevado de Toluca.
2. Mediante el estudio, análisis e interpretación de la memoria de los paleosuelos, identificar los diversos periodos de estabilidad-inestabilidad ocurridos en el área de estudio y proponer el tipo de paleoambiente en que se formaron los paleosuelos estudiados.

I.3.2. OBJETIVOS PARTICULARES:

- Conocer la composición, abundancia, grado y velocidad de intemperismo de los minerales primarios y secundarios presentes en estos paleosuelos.
- Interpretar las características e intensidad de los procesos geológicos, pedogénicos y diagenéticos que intervinieron en la alteración de los minerales, relacionándolos con las características de los factores paleoambientales.
- Interpretar las propiedades mineralógicas, químicas, físicas y los rasgos micromorfológicos que caracterizan a los paleosuelos estudiados, y relacionarlos con los procesos paleoambientales, principalmente clima, vegetación y geomorfología, que presuntamente generaron dichos rasgos.

1.3 META

Generar información paleoambiental para proponer una correlación con los resultados disponibles de las secuencias lacustres y así, poder modelar posibles cambios paleoambientales para el futuro.

1.4 JUSTIFICACIÓN

El estudio de los paleosuelos que se forman a partir de material volcánico, resulta ser un apoyo valioso de interés multidisciplinario por las siguientes contribuciones:

A. Complementan la historia erosivo-eruptiva del volcán Nevado de Toluca.

- Los paleosuelos no son sedimentos que sufrieron transporte y depósito. Representan un periodo de estabilidad del paisaje durante el cual hubo procesos de pedogénesis. Por lo tanto, su presencia a través de la estratigrafía del área de estudio se puede correlacionar con los ciclos de reposo del volcán.
- La pérdida o adición de materiales al medio (por efecto de vulcanismo y procesos erosivo-acumulativos) en ocasiones no son muy evidentes a través del paisaje. Estos procesos son considerados potencialmente como el punto de partida de la formación de un nuevo suelo. Este principio teórico permite identificar por un lado, cuándo y cuántas veces se inició la formación de un suelo y por otro, también contribuye a interpretar la periodicidad y magnitud de los eventos que causaron erosión y acumulación en el paisaje.

B. Aportan evidencias para generar modelos de la dinámica de cambios que tuvo el clima en el pasado.

Sedov *et al.* (2001) caracterizó a algunos de los paleosuelos del Nevado de Toluca e interpretó para los últimos años, un ambiente húmedo. Sin embargo, las investigaciones realizadas en los medios lacustres señalan que durante el máximo glacial (hace aproximadamente 18,000 años) las condiciones paleoambientales en diferentes localidades del Centro de México, eran más secas que las actuales (Lozano-García *et al.*, 1993; Caballero-Miranda, 1997; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998). Por lo tanto para dar una respuesta a estas contradicciones sobre el ambiente, es necesario generar a través de esta investigación y de otras, contemporáneas y futuras, nuevos datos confiables que aporten señales paleoclimáticas del Centro de México.

La importancia que tiene la identificación de los cambios climáticos que ocurrieron en un área durante el pasado, se justifica con la posibilidad de poder predecir el tipo y magnitud de efectos adversos que una situación climática diferente a la actual, puede ocasionar sobre una región.

II. MARCO TEÓRICO

II.1 REGISTROS PALEOECOLÓGICOS ÚTILES EN LA RECONSTRUCCIÓN DEL AMBIENTE

Un método alternativo para el estudio de los cambios ambientales, está almacenado en los registros geológicos, biológicos y pedológicos. A través de ellos se pueden obtener datos sobre las tendencias de cambio, sus consecuencias en el paisaje y la respuesta de ajuste que tiene éste a las modificaciones ocurridas.

En esta investigación la reconstrucción paleoambiental se apoyó en los siguientes registros:

Cuadro 1. Características de diversos registros útiles en la reconstrucción paleoclimática

Tipo de fuente			Resolución temporal	Alcance temporal (orden:año)	Potencial de la información derivada
Geológicas	Marinas	Sedimentos marinos	500 años	$\sim 10^7$	T, Cw, B, M, N, P
	Terrestres	Evidencias geomorfológicas (Glaciares, Vulcanismo)	100 años	$\sim 10^6$	T, P, V, N, P
		Sedimentos lacustres	año (varvas) a 20 años	$\sim 10^4$ - 10^6	T, B, M, P, V, Cw
		Paleosuelos	100 años	$\sim 10^6$	T, P, B
Biológicas		Polen	20 años	$\sim 10^5$	T, P, B
		Fitolitos	20 años	$\sim 10^6$	T, P, B

T= temperatura; P= precipitación, humedad, o balance de agua; Cw= composición química del agua; B= información de biomasa y patrones de vegetación; V= erupciones volcánicas; M= variaciones en el campo magnético; N= nivel del mar. (Reportado por Bradley, 1999, modificado).

II.1.1 Sedimentos marinos

En los pisos profundos de los océanos se han acumulado sedimentos de una manera relativamente continua por miles o millones de años. Ellos consisten parcialmente de detritos derivados de la erosión y en parte por sedimentos biogénicos compuestos por restos de foraminíferos que vivieron en los océanos. Los sedimentos biogénicos son característicos de episodios cálidos interglaciales. Proporcionan un registro de cambios en

la temperatura del agua del océano y por implicación, de la temperatura atmosférica del Cuaternario (Lowe *et al.*, 1984).

Las conchas de los foraminíferos están constituidas por CaCO_3 y el oxígeno de éste contiene ^{18}O y ^{16}O . Estas conchas calcáreas incorporan los isótopos de oxígeno según el contenido de los mismos en los océanos. Durante la evaporación del agua de mar, tiene lugar un fraccionamiento de los isótopos del oxígeno. Hay una evaporación preferencial de las moléculas de agua con H_2^{16}O que son más ligeras y como consecuencia, el vapor de agua se enriquece en ^{16}O . El fraccionamiento es particularmente marcado en latitudes más altas donde las masas de aire frío son menos capaces de conservar al isótopo ^{18}O que es más pesado (Lowe *et al.*, 1984; Gutiérrez, 2001).

Durante las fases frías del Cuaternario que se caracterizaron por presentar masas de hielo expandidas en los hemisferios Norte y Sur, estuvieron atrapadas grandes cantidades de ^{16}O en las láminas de hielo dejando a los océanos relativamente enriquecidos con ^{18}O . Por el contrario, el deshielo ocurrido en los interglaciares liberó grandes cantidades de agua, enriquecida con ^{16}O , a los océanos.

La proporción de ^{18}O en los carbonatos del exoesqueleto de los foraminíferos depende principalmente de la temperatura y de la composición isotópica del agua de mar durante su formación (Lowe *et al.*, 1984). Existe una ciclicidad de los valores del ^{18}O en los materiales del Pleistoceno de los fondos marinos que son correlacionables en los diferentes océanos.

Emiliani (1955) a partir del estudio de testigos de pistón en el mar del Caribe y el Pacífico, define para los últimos 730 000 años, un total de 20 estadios isotópicos, que numeró del 1 al 20, del más moderno al más antiguo. Las etapas más cálidas (^{18}O bajo en los océanos) corresponden a números impares y las etapas frías (^{18}O alto) fueron asignadas con números pares (Lowe *et al.*, 1984; Vera, 1994).

Problemática para la interpretación de los sedimentos marinos.

Existen diferentes limitantes para ello entre ellas destacan las siguientes:

- La interpretación de las relaciones de isótopos de oxígeno es dependiente de las cubiertas de foraminíferos muy específicos.
- Es difícil obtener registros adecuados de isótopos de oxígeno en aquellas zonas oceánicas en las que la velocidad de sedimentación ha sido relativamente baja.
- Los efectos de la bioturbación, deslizamientos submarinos y corrientes de turbidez enmascaran y complican las interpretaciones (Lowe *et al.*, 1984; Gutiérrez, 2001).

A pesar de estas limitaciones, el análisis de isótopos de oxígeno de los sedimentos marinos (IOM) propuesto posteriormente por Imbrie *et al.* (1984) es una técnica de considerable importancia en la investigación del Cuaternario. Proporciona un registro de ciclos glaciales/interglaciales, cambios en los volúmenes globales de hielo y oscilaciones del nivel del mar. Además, es un medio de correlación de cambios ambientales a una escala global.

No obstante, en la interpretación paleoambiental es importante considerar también dos aspectos particulares: (1) la cronología y periodicidad de un cambio ambiental puede presentarse a nivel global, sin embargo, la dirección y magnitud de esos cambios para una región específica, pueden variar. Las condiciones particulares de cada sitio son las que favorecen o limitan la naturaleza del cambio (Thomas, 2004) y (2) los registros paleoecológicos que se conservan a través del tiempo, no son sólo indicadores de cambio climático, en ocasiones son el resultado de perturbaciones al paisaje por otros factores como es el vulcanismo (Caballero-Miranda, 1998, 2001 y 2002).

II.1.2 Glaciares.

Los glaciares son un registro discontinuo, no biótico de cambio climático. No permanecen estancados, sino que muestran continuas modificaciones en su balance de masa y, por lo tanto, en sus límites. Estas fluctuaciones son una de las manifestaciones más evidentes de los cambios climáticos en escalas de tiempo centenarias a milenarias (Vázquez-Selem, 2005).

Los movimientos de los frentes glaciares responden a cambios climáticos, por lo que constituyen una fuente de información para el estudio de los mismos (Gutiérrez, 2001). Estas variaciones y su cronoestratigrafía se reconstruyen con ayuda de elementos geomorfológicos glaciales (circos, valles en forma de U, pulidos y morrenas laterales y terminales), tefras, polen y paleosuelos (Vázquez-Selem y Heine, 2004). Información que puede ser usada a su vez, para calcular la altitud de la línea de equilibrio (ALE). Este parámetro comprende la altitud en un glaciar donde el balance de masa es igual a cero, separando la zonas de acumulación y ablación (Lachniet y Vázquez-Selem, 2005).

La altitud de la línea de equilibrio inferida a partir de glaciares antiguos ha sido usada como un indicador paleoclimático. En las regiones tropicales húmedas, la ALE de los glaciares modernos se encuentra próxima a la isoterma de 0°C, la cual en México central se localiza entre 3400-3950 m. La posición de esta isoterma presenta sólo ligeras oscilaciones a través del año debido a que existe un pequeño rango de variación anual en las temperaturas tropicales. Por lo tanto, la estimación de la ALE de los glaciares antiguos puede ser usada para inferir cambios que ocurrieron en el pasado con respecto a gradientes de temperatura y humedad a través de un nivel montañoso (Lachniet y Vázquez-Selem, 2005).

Limitantes para la interpretación de datos geológico-glaciales.

1. Existe una serie de inconvenientes que se relacionan con los fechamientos obtenidos a través de los estudios geológico-glaciales, destacando los siguientes:
 - Debe existir suficiente materia orgánica o tefra que estén asociadas con los depósitos glaciales, para que puedan ser fechados por métodos radiométricos

- El método de núcleos cosmogénicos terrestres es prometedor en la determinación de edades de la expansión glacial, pero es costoso y tiene problemas asociados con la herencia de isótopos, degradación de morrenas, astillamiento de los bloques el cual con frecuencia es inducido por el fuego, generándose errores.
 - Actualmente existe una cronología glacial, caracterizada por un control deficiente de fechamientos. Es necesaria la determinación exacta de la edad de las expansiones glaciales para poder establecer correlaciones con los sedimentos marinos y los núcleos de hielo que conservan registros del paleoclima del Cuaternario.
 - En algunas ocasiones sólo se cuenta con las edades límite mínimas para la deglaciación.
2. Existe un déficit de evaluaciones sistemáticas con respecto a la Altitud de la Línea de Equilibrio (ALE) del pasado.

II.1.3 Vulcanismo - Tefrocronología.

Las diferentes capas de tefra identificadas y fechadas, constituyen horizontes marcadores del tiempo donde quiera que éstas se encuentren (Newton *et al.*, 1999).

En la identificación de una tefra, el análisis geoquímico de los minerales y del vidrio que la constituyen, proporcionan los resultados más confiables a pesar de que la abundancia relativa de los minerales varía con la distancia de la fuente volcánica que los proyectó. Esta circunstancia complica la correlación entre sitios, especialmente a grandes distancias (Newton *et al.*, 1999). Sin embargo, la composición geoquímica del vidrio volcánico, que representa la composición del magma en el momento de la erupción, no se altera con el tamaño y los diferentes depósitos de una erupción y en cualquier sitio, el vidrio tiene las mismas características geoquímicas.

La tefrocronología reporta información con respecto a varios aspectos: (1) frecuencia de las erupciones de un volcán; (2) geoquímica de los materiales volcánicos; (3) correlación con otros registros a nivel local y a través de amplias áreas geográficas, con el apoyo de las partículas de microtefra (Newton *et al.*, 1999 y Lowe, 2001); (4) permite reconstruir una secuencia de eventos durante un determinado periodo; (5) es un medio rápido de fechamiento de nuevos registros; (6) es un medio para probar la confiabilidad de un grupo de fechas calibradas por radiocarbón obtenidos a partir de secuencias de alta resolución; (7) con frecuencia permite probar, la hipótesis sobre la no-sincroneidad de eventos climáticos como también de las respuestas ambientales a ellos (Lowe, 2001)

Limitantes para la interpretación tefrocronológica.

Un ejemplo de estas limitantes se presentó durante el estudio de la Pómez Toluca Superior (PTS), encontrándose diferencias en su composición. Fue observado en la localidad de San

Nicolás Peralta, que la parte basal de PTS resultó ser más silíceo que en otros sitios estudiados de la cuenca de Toluca. Este hecho puede conducir inicialmente a conclusiones erróneas con respecto a la identificación del material. En este caso se requiere de integrar los resultados de otros análisis complementarios para disminuir el nivel de incertidumbre y así llegar a una conclusión correcta.

Otra limitante está relacionada con el fechamiento de las tefras. Este procedimiento puede distorsionar la edad media del material si se consideran los valores de edades extremas (Newton *et al.*, 1999).

II.1.4 Sedimentos lacustres

Los lagos son considerados como sitios valiosos a partir de los cuales se obtiene un registro de cambio ambiental. Éste registro está contenido en los sedimentos que se encuentran en el fondo de los lagos. Es posible recuperar información sobre cambios ocurridos en el pasado que directamente afectaron a estos cuerpos de agua o que ocurrieron dentro del área de captación (Williams *et al.*, 1998).

Los registros sedimentarios son muy diversos: ellos pueden ser biogénicos (plantas fósiles, huesos de animales, fitolitos, esporas, polen, carbón, humus, etc.); litogénicos (granos minerales, escombros de rocas); o geoquímicos (sales, carbonatos, precipitación de óxidos de Fe, Al, Si). Los registros sedimentarios están siempre formados en capas litológicas individuales en una secuencia sedimentaria vertical, la cual refleja cambios temporales en el ambiente y litogénesis. Por lo tanto, este tipo de registro tiene una alta y exacta resolución temporal. Al mismo tiempo, el registro sedimentario acumula información ambiental y de procesos de un área específica de captación (o un área de transferencia eólica) y por lo tanto memoriza los procesos ambientales y geomórficos de algún territorio pero no de un sitio individual. Así, los registros sedimentarios tienen una baja resolución espacial porque ellos no son de un sitio específico. Ellos resumen los resultados de procesos y factores bioclimáticos y geomórficos, los cuales están actuando en algún territorio no sólo *in situ* sino también lateralmente, a lo largo de la superficie de la tierra (Targulian, y Goryachkin, 2004).

Los sedimentos de los lagos son importantes en la reconstrucción del ambiente por diversas razones, entre ellas: (1) contienen fósiles de flora y fauna que proporcionan información con respecto a cambios climáticos y al desarrollo de un ambiente ecológico específico a un nivel local y regional; (2) los lagos son reservorios naturales de material erodado, como consecuencia, sus sedimentos conservan un registro de procesos de cambio que actuaron sobre las pendientes próximas al lago. Por lo tanto, reportan cambios en la vegetación y en el tipo de sedimentación relacionados con variaciones climáticas, actividad volcánica, factores antrópicos y tasas de erosión. Los cambios pueden ser periódicos, tal como la deposición de diatomeas, o no periódicos, como lo es una erupción volcánica (Lowe *et al.*, 1984; Miranda *et al.*, 1994). Con el apoyo de esta metodología y con la interpretación de la información reportada, se pueden reconstruir algunos de los procesos que se llevaron a cabo durante la historia de los paleolagos (Miranda *et al.*, 1994).

Algunas de las interpretaciones que pueden obtenerse son:

- Los periodos de erosión ligera pueden coincidir con valores más altos de carbono orgánico que resulta parcialmente de una mayor productividad acuática dentro de la cuenca del lago y también del incremento de la materia orgánica que es lavada y transportada (Lowe *et al.*, 1984).
- El nivel alto de un lago puede ser el resultado de menor evaporación debida a la presencia de una cobertura de nubes, o aún un cambio en las condiciones de escorrentía, debido a cambios en el porcentaje de la cobertura vegetal (Williams *et al.*, 1998).
- La desecación o el abatimiento del nivel de los lagos puede ser indicativo de condiciones más cálidas (Lowe *et al.*, 1984).

Limitantes para la interpretación de los sedimentos de los lagos.

Los registros lacustres aún cuando conservan importante información, tienen problemas de interpretación los cuales están relacionados con las variaciones en la tasa de sedimentación, con la existencia de hiatus, la influencia de procesos tectónicos y volcánicos locales que enmascaran las señales climáticas, perturbaciones antropogénicas y a menudo la pérdida de la parte superior de la secuencia sedimentaria como resultado de la erosión y mineralización que ocurre después del secado (Sedov *et al.*, 2001).

II.1.5 Paleosuelos

Los paleosuelos, de modo similar a los sedimentos marinos y lacustres, también pueden ser utilizados como herramientas eficientes para la reconstrucción paleoambiental y la evaluación de los periodos de estabilidad-inestabilidad del paisaje (Sedov *et al.*, 2001 y Jasso *et al.*, 2002). Esta aseveración se basa en varios principios teóricos ampliamente fundamentados por Yaalon (1971); Retallack (1990); Bronger *et al.* (1998) y Birkeland (1999) entre otros. De ese conjunto de conocimientos destacan los siguientes principios:

A. Los paleosuelos de igual forma que todos los suelos, representan un índice de la pedogénesis alcanzada bajo la interacción de los factores formadores locales a través del tiempo. Estos factores, influyen en la naturaleza e intensidad de la formación del suelo, así como en su tipogénesis (Fanning y Fanning, 1989).

B. La formación de un paleosuelo requiere de un ambiente estable, en donde el depósito de materiales sedimentarios y/o la erosión disminuyan de modo significativo o cesen completamente. En consecuencia, el estudio de los paleosuelos proporciona información confiable sobre la duración de los periodos de estabilidad que separan las secuencias sedimentarias (Birkeland, 1999).

C. Los paleosuelos conservan una memoria multitemporal del paleoambiente en que se constituyeron, la cual permanece en los rasgos más perdurables del suelo, los cuales se derivaron de procesos pedogénicos (Targulian y Goryachkin, 2004).

La memoria de los paleosuelos

Durante la pedogénesis se forman diferentes productos en el suelo como son: gases, líquidos y sólidos. Los gases y líquidos se pierden fácilmente del perfil pero son renovados a través del intercambio que tiene lugar entre éste, la atmósfera y la hidrósfera. Por el contrario, los productos de fase sólida son retenidos en el suelo y están expuestos a una selección, acumulación, diferenciación y organización. Esta dinámica culmina con el desarrollo de propiedades y rasgos pedogénicos como son: (a) la estructura del suelo a un nivel macro y micromorfológico; (b) los rellenos de arcilla y sesquióxidos; (c) revestimientos de arcilla; (d) tipo de minerales primarios y secundarios; (e) composición isotópica del carbono y (f) tipo de fitolitos. Todos ellos forman parte de la información que constituye a la memoria del suelo.

La importancia que reviste la memoria del suelo en la reconstrucción paleoambiental se basa en las propiedades particulares que tiene y en la interpretación que se puede obtener de éstas:

- A. La información (propiedades y rasgos edáficos) que se genera a través de los procesos pedogénicos bajo condiciones ambientales particulares, se conserva y queda codificada en el suelo a través del tiempo.

- B. Cada vez que los procesos pedogénicos cambian como consecuencia de variaciones en el ambiente o como resultado del grado de evolución alcanzado por el suelo, se produce nueva información la cual se sobrepone a la que había anteriormente. Por lo tanto, en un paleosuelo, se pueden observar una serie de registros que se acumularon a través tanto de su historia evolutiva como del tiempo (Targulian *et al.*, 1996 y 2004).

- B. A través del análisis de los registros de la memoria del suelo, se pueden interpretar dos tipos de evidencias paleoecológicas: (1) condiciones climáticas principalmente relacionadas con cambios en el grado de humedad y temperatura así como con el tipo de vegetación y (2) estabilidad de paisaje en los que se incluyen los siguientes eventos: (i) ciclos de erosión-acumulación-pedogénesis que tuvieron lugar a través del tiempo, (ii) magnitud de las perturbaciones al paisaje, (iii) frecuencia de las interrupciones en la pedogénesis, periodos de estabilidad y (iv) cambios en la trayectoria evolutiva de los suelos como una consecuencia de las fluctuaciones climáticas o de perturbaciones al paisaje (Jasso *et al.*, 2002 y Jasso *et al.*, 2006).

Los paleosuelos bien desarrollados que se formaron durante un intervalo específico y que poseen suficientes características pedológicas distintivas, los capacita para ser correlacionados en un área amplia y para ser considerados

como unidades estratigráficas. El uso de los paleosuelos en la correlación del Cuaternario no es siempre correcta. La suposición de que el grado de desarrollo de un suelo es una función directa del tiempo sólo puede presentarse donde los otros factores formadores (material parental, clima, relieve y organismos) han sido constantes dentro de un área. Sin embargo, la mayoría de los suelos son policíclicos y por lo tanto, cualquier perfil sepultado es posible que sea el producto de más de una fase de pedogénesis (Lowe *et al.*, 1984) constituyendo pedocomplejos. Este término fue originalmente propuesto por Smolikova (1967) y se aplica a aquellos perfiles conformados por dos o más paleosuelos que no están separados por horizontes C.

En contraste con los registros sedimentarios, la memoria del suelo está formada *in situ*, en cada sitio donde hay interacciones de los factores formadores del suelo y el tiempo.

Debido a la formación *in situ* de la memoria del suelo, en cada punto de la superficie de la tierra, ésta registra muy local, aún puntual, combinaciones de factores ambientales y procesos pedogenéticos a un nivel de ecosistemas de áreas pequeñas, variaciones de microclima, microrelieve, mosaicos de rocas parentales, etc. Por lo tanto, la memoria del suelo tiene una resolución espacial mucho más exacta que la memoria sedimentaria. Por otro lado, el registro del suelo se está formando en un volumen y espesor de los materiales parentales que han sido penetrados *in situ* por fuerzas, flujos y ciclos atmosféricos-hidro-biogénicos. Cuando estos factores están cambiando en el tiempo, sus registros en el suelo están cambiando y se superponen a los registros previos en el mismo volumen. Cada superposición puede conducir a combinaciones diferentes y complejas de registros más viejos y más nuevos en el mismo volumen y espesor: adición, yuxtaposición u obliteración de los rasgos de cada registro (Targulian y Goryachkin, 2004).

Tal sofisticación de los registros del suelo conduce, en el caso de la evolución ambiental en el tiempo, a menor resolución temporal de la memoria del suelo comparada con la memoria sedimentaria.

Los procesos pedogénicos son el mecanismo particular de registro que produce el grupo definitivo de rasgos de la fase sólida de la memoria del suelo. La esencia de la formación del suelo y de la evolución en el tiempo puede no ser sólo considerada como un proceso exogénico de la transformación de los materiales parentales en suelos, sino también como un proceso informativo de compilación y retención de información ambiental dentro del cuerpo del suelo, formando un pedoregistro.

La relación entre lito- y pedomemoria en suelos generalmente depende de la intensidad y duración de la formación del suelo e intemperismo, el cual es controlado por el potencial pedogénico del clima y biota, transformación de los materiales parentales, edad absoluta del suelo y duración de la pedogénesis.

La regla común es que los litoregistros son esencialmente predominantes en todos los suelos jóvenes en cualquier clima y condiciones de vegetación, en suelos de climas fríos y áridos y en suelos desarrollados en materiales parentales resistentes como el cuarzo, caolinita, pegmatita, etc.

Generalmente, se asume que cualquier transformación pedogénica y/o neoformación en la composición y organización del material parental constituye el registro de procesos pedogénicos y de los factores ambientales que generan estos procesos.

La existencia de un horizonte de diagnóstico refleja un grupo de procesos pedogénicos que formaron este horizonte y registra un grupo definitivo de condiciones ambientales (factores formadores de suelo) y algunas veces también la duración aproximada de la pedogénesis.

El nivel más alto de la memoria del suelo son los niveles de patrones de cobertura del suelo en diferentes escalas.: microcomplejos de suelo, catenas, mosaicos, coberturas locales y regionales de suelo. Estos niveles de memoria reflejan y registran la heterogeneidad espacial y diversidad de los factores formadores (topografía, material parental, biota, macro-y microclima) en el territorio seleccionado en diferentes escalas (Targulian y Goryachkin, 2004).

Es importante considerar que un rasgo específico puede ser generado por más de un proceso pedogénico y por más de un tipo de ambiente formador de suelo fenómeno que se conoce como isomorfismo. Por ejemplo, el fenómeno de blanqueamiento de los materiales minerales del suelo puede presentarse desde en un horizonte eluvial y/o gléyico hasta en las partículas minerales blanqueadas y perforadas. Estos fenómenos pueden ser generados por procesos y ambientes bastante diferentes como son: hidrólisis ácida y quelatación en ecosistemas forestales húmedos boreales; reducción estagnica de óxidos de hierro en suelos hidromórficos de ambientes diversos (desde húmedo a árido y desde frío a cálido); hidrólisis alcalina y/o ferrólisis en ambientes áridos e hidromórficos semiáridos.

Otro fenómeno que puede presentarse en los suelos es el del polimorfismo el cual consiste en que un ambiente y un proceso formador de suelo pueden con el tiempo generar un rango sucesivo de diferentes rasgos de suelo los que a su vez reflejan y registran diferentes etapas de pedogénesis bajo un ambiente común y estable. Un ejemplo del polimorfismo pedogénico es el desarrollo de la podzolización en podzoles boreales de montaña derivados a partir de granito. En las primeras etapas la podzolización genera, bajo la hojarasca superficial, un horizonte eluvial pardo, rico en humus-Fe y Al y con minerales revestidos por cutanes de humus-Al-Fe amorfo (horizonte espódico Bhs). Pero durante el desarrollo del suelo, la quelatación eluvial blanquea a la parte superficial de dicho horizonte favoreciendo el desarrollo de un horizonte E eluvial, sin cutanes. Simultáneamente, lo que resta del horizonte Bhs sigue profundizando dentro del pedón. Por lo tanto, cuando se pretende decodificar la memoria del suelo para reconstruir procesos pedogénicos y ambientales es necesario evitar el uso de un solo rasgo. Es más efectivo el uso de los diferentes niveles jerárquicos de la memoria del suelo desde el molecular, agregado, horizonte, pedón hasta niveles de cobertura local o regional.

Por otra parte es necesario considerar que bajo un mismo tipo de clima pueden formarse diferentes suelos. Anteriormente, existía el concepto de suelo zonal el cual se refería a que cada tipo de clima era impreso en un cierto tipo de pedón. Este concepto fue desarrollado para los suelos de las grandes llanuras de Europa y Norteamérica que son bastante homogéneas con respecto a sus materiales parentales, topografía y edad. Pero este criterio no describe adecuadamente la diversidad de los suelos de regiones tropicales, de montaña y volcánicas donde existen fuertes diferencias en geología, relieve y duración de la pedogénesis.

Bajo un mismo clima se pueden desarrollar diferentes pedones de suelo cuando éstos son formados sobre materiales parentales contrastantes, en posiciones topográficas diferentes, en materiales de diferente edad absoluta y bajo un ambiente abiótico similar (clima, material parental, topografía, edad) pero bajo diferente cobertura vegetal (Targulian y Goryachkin, 2004).

II.1.6 Vegetación

De acuerdo con Lozano-García (1996) el polen y las esporas han probado ser los fósiles más importantes para la reconstrucción de la vegetación cuaternaria, ya que se encuentran en una gran cantidad de sitios y, tal vez lo más importante, en una secuencia estratigráfica continua que va archivando evidencias de cambios en la vegetación y en el entorno. Sin embargo, de manera complementaria, también los fitolitos reportan información del paleoambiente (Piperno, 1988).

II.1.7 Fitólitos

Los fitolitos silificados son cuerpos microscópicos de sílice opalina que se forman dentro y alrededor de las células vegetales vivas de algunas plantas. Estas partículas de sílice hidratada son liberadas de dichas células después de la muerte y descomposición de las plantas que las originaron (Rovner, 1983). La sílice que constituyen a los fitolitos es derivada principalmente del intemperismo de minerales silicatados como el cuarzo y feldespatos (Piperno, 1988).

Los fitolitos en contraste con el polen, participan poco en la migración aérea y por lo tanto, pueden caracterizar la vegetación del sitio de estudio (Piperno, 1988).

Los fitolitos silificados permanecen después de que la planta desaparece, ya que difícilmente se disuelven a pH menor de 9. Por esta razón, los fitolitos de sílice, tienen potencial para ser utilizados como microfósiles.

La interpretación de este tipo de material se basa en la comparación con fitolitos de suelos modernos

Limitantes para la interpretación de los fitólitos.

La problemática de los análisis fitolitológicos radica en que la aplicación de una sola categoría tipo por taxón, lo cual es la base de la Palinología, no se cumple en el caso del estudio de los fitolitos, donde se debe vencer la multiplicidad y la redundancia. La multiplicidad es la producción de varias formas por un mismo taxón. La redundancia se refiere a la producción de una forma característica en diversos taxones. La diversidad morfológica constituye la principal problemática de la clasificación e identificación de estos microrestos vegetales (Piperno, 1988).

II.2 ESTABILIDAD DE PAISAJE

Esta investigación se desarrolló, bajo un contexto de análisis-interpretación de la geodinámica ocurrida en el paisaje del Nevado de Toluca durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Para ello, fue necesario conocer los elementos que constituyen a un paisaje y el comportamiento que teóricamente tiene éste para mantener un equilibrio ecológico. Este marco teórico, a su vez, permitiría comprender con mayor claridad, la información climática y geomorfológica que conservaron los paleosuelos en su memoria a través del tiempo.

Un paisaje, de modo conceptual, es un sistema natural constituido a su vez, por subsistemas de naturaleza geológica, geomorfológica, climática, edáfica y biológica (García y Muñoz, 2002). Las respuestas que puede tener un paisaje a un cambio o perturbación se basan en los siguientes principios teóricos, postulados por Lugo Hubp (1991); Thomas (2001 y 2004) y García y Muñoz (2002).

A. Entre los componentes ecológicos de un paisaje ocurren interacciones en todas direcciones y sentidos que normalmente tienden a mantener una dinámica de equilibrio metaestable mediante el intercambio de materia y energía.

B. Los desajustes internos o cambios que haya en uno de estos componentes no sólo tienen repercusiones particulares sino que también influyen de forma directa en otros componentes. Esto genera una cadena de procesos, situaciones y respuestas en los demás subsistemas.

C. De modo frecuente, las perturbaciones ambientales (como son los cambios en la entrada de flujos de materia y energía) pueden provocar la ruptura del esquema de funcionamiento termodinámico y aumentar la probabilidad de inestabilidad de todo el ecosistema. En ocasiones, estos desajustes pueden llegar a destruir total o parcialmente al paisaje.

D. En un paisaje los procesos endógenos (tectonismo, vulcanismo) como los exógenos (erosión, sedimentación) además de provocar desequilibrios ambientales, pueden conducir a regresiones ecológicas que modifican el rumbo de evolución del paisaje, ocasionando en varios casos, su degradación. Esto es debido, entre otras causas, a la formación de nuevas pendientes,

drenajes y geoformas, así como a diferencias en la consolidación de los materiales recientemente acumulados.

Desde un punto de vista pedogénico, las perturbaciones al paisaje a través del vulcanismo y procesos erosivos como son el aluvionamiento y coluvionamiento, representan un “tiempo cero” (Miehlich, 1991). Es decir, la pérdida o adición de materiales al paisaje son considerados potencialmente, como el punto de partida de la formación de un nuevo suelo, o al menos, de nuevos horizontes (Miehlich, 1991; Fanning y Fanning 1989). Estos suelos y horizontes se forman entre cada periodo de estabilidad del paisaje, el cual es de duración variable.

III. ANTECEDENTES

Es necesario acotar que en el Centro de México, a nivel regional, la reconstrucción del ambiente del Cuaternario tardío, se ha basado, principalmente, en resultados de investigaciones multidisciplinarias que han estudiado los avances glaciares, polen, nivel de los lagos y paleosuelos (Heine, 1994a, 1994b; Vázquez-Selem y Heine, 2004; Caballero-Miranda *et al.*, 2001 y 2002; Lozano-García *et al.*, 1998, 2005a y Sedov *et al.*, 2001, 2003a/b). Esta investigación se basó principalmente, en indicadores paleoambientales registrados en la Cuenca de México (Lozano-García *et al.*, 1993; Caballero-Miranda *et al.*, 1998) y en la Cuenca Alta del Lerma (Caballero-Miranda *et al.*, 2001 y 2002). Ambas regiones están distribuidas en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). En esta misma zona, existe además, un registro amplio de paleosuelos sepultados y relictos dentro de las secuencias de materiales volcánicos del Cuaternario (Sedov *et al.*, 2001). El estudio de dichos paleosuelos representa una opción viable que puede generar información complementaria e independiente con respecto a los cambios ambientales que ocurrieron durante el periodo del Pleistoceno tardío-Holoceno.

De manera general, la historia geológica del Centro de México durante el Pleistoceno tardío al Holoceno, se caracterizó por cambios constantes y significativos en el ambiente (Caballero-Miranda *et al.*, 2001 y 2002).

El vulcanismo fue un factor importante en el cambio ambiental durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Caballero-Miranda *et al.*, 2001). Sin embargo, su influencia fue de corta duración sobre el clima y sus efectos no son discernibles a una escala milenaria. Más bien, el impacto que tuvo este fenómeno geológico, se puede reconocer a nivel de perturbaciones locales sobre la estabilidad del paisaje (Jasso *et al.*, 2006).

III.1 REGISTROS DE CAMBIO AMBIENTAL DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO EN EL CENTRO DE MÉXICO

Los registros paleoecológicos que hasta el momento se han identificado en el Centro de México han sido una herramienta útil para estructurar la secuencia de los cambios ambientales que tuvieron lugar durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

En esta investigación fueron consideradas las Divisiones cronoestratigráficas reconocidas para Norteamérica debido a que el área de estudio forma parte de éstas y como consecuencia de esta posición geográfica, es probable que las tendencias climáticas que prevalecieron en el Norte tuvieron mayor influencia sobre México. A continuación se describen para el Centro de México las principales tendencias ambientales que prevalecieron durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

En la actualidad no existen estudios paleoecológicos que informen sobre la situación del clima que prevaleció en el centro de México durante las divisiones Sangamon, Eowisconsin y Wisconsin temprano. Es un periodo de 60,000 años aproximadamente del cual se desconoce su dinámica ambiental.

III.1.1 WISCONSIN MEDIO (60-30 Ka A.P.)

Para finales de este periodo se tienen algunas evidencias paleoecológicas que están preservadas en las cuencas de México y del Alto Lerma (Cuadro 2) las cuales reportan cambios en el clima a diferentes escalas.

Las comunidades vegetales que existían en Zacango durante el periodo de 37,000 hasta 28,000 años A.P. estaban constituidas principalmente por pastos a una altitud donde normalmente los bosques de pino son los dominantes. Este tipo de cambios en la vegetación, en ocasiones, puede deberse a incendios o bien, puede ser una etapa sucesional previa al establecimiento de un bosque después de que ocurrió un evento volcánico. En ambos casos Caballero-Miranda *et al.* (2001) interpretaron que para este periodo prevaleció un ambiente seco (Cuadro 2), lo cual también lo apoya la presencia de *Zygnema* que es indicativa de cuerpos de agua someros. Con respecto a los lagos, éstos cambiaron de ser ligeramente profundos (8-10 m) a someros (<8 m) (Caballero *et al.*, 1998).

Desde un punto de vista de impacto ambiental, la conversión de grandes áreas de bosque a pastos favorece la escorrentía o bien, puede reducir la evapotranspiración que a su vez disminuye también la precipitación y la escorrentía (Melack, 1992).

En forma simultánea, el vulcanismo también tuvo una gran influencia sobre la vegetación arbórea, la configuración del paisaje y el mesoclima. Los flujos piroclásticos rellenaron las principales barrancas, enmantelaron las superficies altas y bloquearon la red hidrológica circundante al Nevado de Toluca lo que propició a su vez, la formación de lagos cerrados, estanques pequeños y flujos de lodo (Caballero-Miranda *et al.*, 2001).

Los cambios en el clima no eran locales, también se presentaban avances glaciares en la Malinche, representados por el glaciar MI (Vázquez-Selem y Heine, 2004).

A nivel de México central, Heine (1994 a) señala que durante los últimos 36,000 años A.P. hubo periodos de intensa erosión los cuales fueron inducidos por modificaciones que tuvo el clima. Los cambios climáticos se distinguieron por fluctuar de mayor humedad a relativa aridez. El periodo comprendido entre 36,000 y 31,000 años A.P. se caracterizó por un clima que osciló de húmedo a seco y una temperatura fría que tendió a aumentar. Las condiciones húmedas y frías que en un principio existieron determinaron que hubiera, a una altura entre 4000- 3100 m, procesos de soliflucción y geliflucción que desaparecieron cuando el clima empezó a ser seco y templado y además también se observó que este cambio climático favoreció el aumento de la erosión por efecto del viento a una altura de 2000 m (Heine, 1994 a).

El conjunto de estos registros sugiere que de manera general a finales de este periodo hubo un clima que osciló de frío-húmedo a templado-seco.

A pesar de que prevalecía una dinámica constante de cambio ambiental durante este lapso, también están representados, dos periodos de estabilidad de paisaje que favorecieron la formación de dos paleosuelos (Sedov *et al.*, 2001).

Cuadro 2. Registros Paleocológicos

Ka	Divisiones Cronoestratigráficas	Registros Paleobotánicos	Nivel de los Lagos	Avances Glaciares				Indicadores Paleocológicos				Eventos volcánicos	Formación de suelos	E.I.	Ka							
	Dawson, 1992	Lozano <i>et al.</i> , 2005	Caballero <i>et al.</i> , 2002	Vázquez-Selem <i>et al.</i> , 2004 (Edades en ¹⁴ C no calibradas)				Heine (1994a; 1994b; 2003) Gama <i>et al.</i> , 2004; McClung <i>et al.</i> , 2005				Macías <i>et al.</i> , 1997 Arce <i>et al.</i> , 2003; García-Palomo <i>et al.</i> , 2002	Heine (1994a/b)									
	Norteamérica	Cuenca Alta del Lerma	Chignahuapan	Nevado de Toluca	Iztaccíhuatl	La Malinche	Ajusco	Centro de México				Nevado de Toluca	Centro de México									
				Alta Erosión	Avance Glaciar	Cambios de roca	H ₂ O de deshielo															
1	Holoceno	Polen no arbóreo	- Somero -	MV	Ayoloco	MV	Neoglac.II			Frio	Cenizas		1	1								
2			- Lig. profundo -	MIV		MIV												2				
3			- Variable -															3				
4			- Somero -															4				
5		Pinus, Qercus, Alnus, Abies	Niveles estables											Óptimo			5					
6				Somero													6					
7				variable	MIII-3											fBo3		7				
8		Bosque de coníferas	Somero		MIII-3	Milpulco-2												8				
9																		9				
10						MIII	Milpulco-1	MIII-1 y 2							Templado con fluctuaciones			10				
11												PTS			11							
12													fBo2		12							
13	Wisconsin Tardío			Bosque abierto	Ligeramente profundo	MI y MII	Hueyatlaco 2	MII	Albergue				PTM	2	13							
14																				14		
15		Bosque abierto	Somero																	15		
16																				16		
17		Bosque abierto	Profundo																	17		
18																					18	
19																		Frio			fBo1	19
20																						20
21																						21
22																			PTI			22
23													23									
24													24									
25	Wisconsin Medio						Sto. Tomás					3	25									
26																			26			
27																				27		
28																				28		
29																				29		
30																	FBCG			30		
31																				31		
32																				32		
33																				33		
34																	Templado			34		
35													35									
36													36									
37													37									
38													38									
39													39									
40													40									
41													41									
42													42									
43											FPR		43									
44													44									
45													45									

III.1.2 WISCONSIN TARDÍO (30-12 KA. A.P.)

Para este periodo existe un conjunto de evidencias paleoecológicas en el centro de México (Heine, 1994a y Lozano-García *et al.*, 2005a) (Cuadro 2).

Los registros geomorfológicos que obtuvo Heine (1994a) a través de México central, proponen una serie de cambios climáticos que existieron para este periodo los cuales se presentaron en intervalos cortos.

De 30 a 24 ka A.P. el paleoambiente se caracterizó por lo siguiente: (1) el clima fue frío húmedo; (2) la zona periglacial se encontraba a una altura entre 4500 y 5000 m; (3) la línea de los árboles estaba situada a 4000 m; (4) existieron las condiciones ecológicas favorables para el desarrollo de Andosoles a una altura entre 4000 y 3000 m. Estos suelos son reconocidos por el autor como fBo1 los cuales son sobreyacientes al avance glacial más antiguo (MI) del volcán la Malinche (Cuadro 2).

Posteriormente, a nivel regional, los sedimentos lacustres del Lago Chignahuapan documentan que predominó para los últimos 25,000 años, la presencia de cambios frecuentes tanto en las comunidades de plantas como también en el nivel del agua de dicho lago registrando así, una variabilidad climática compleja en la Cuenca del Alto Lerma (Lozano-García *et al.*, 2005a) (Cuadro 2).

Con respecto a la vegetación regional que estuvo presente durante el Pleistoceno, los registros señalan que antes de la deposición de la Pómez Toluca Superior, ésta se caracterizó por porcentajes bajos de polen forestal y valores altos de hierbas, principalmente de la familia Poaceae. La abundancia de este taxa, es indicativa de que hubo bosques abiertos alrededor del lago Chignahuapan en este periodo. Durante el Wisconsin tardío se han identificado tres periodos con estas características de vegetación. El primero de ellos, fue hace 21,300 años A.P., el segundo entre 17,500 – 16,000 años A.P. y el tercero hace 12,600 años A.P. Estos episodios coinciden con las edades de dos avances glaciales en el volcán Nevado de Toluca reconocidos por Vázquez-Selem y Heine (2004) como: M-II-1 fechados entre 24,000-17,000 y el M-II-2 entre 17,000 – 11,600 años A.P.

Ha sido sugerido que el ambiente glacial influyó en el tipo de vegetación. Esta propuesta se basa en que durante estos avances glaciales hubo una serie de cambios ecológicos destacando los siguientes: (1) la altitud de la línea de equilibrio descendió entre 930-730 m; (2) la temperatura bajó entre 5-9°C y (3) la posición de la línea de árboles también fue deprimida entre 900 y 700 m por debajo de su posición actual. Como consecuencia de estos cambios, hubo también modificaciones en la distribución local y en la composición de las comunidades de plantas (Lozano-García *et al.*, 2005a). Se ha estimado que por arriba de los 3,000 m de altura no había vegetación arbórea en el Nevado de Toluca durante estos avances glaciales ya que la Pómez Toluca Superior no presentó fragmentos de carbón (Caballero-Miranda *et al.*, 2001 y Arce *et al.*, 2003).

Por otra parte, el nivel de los lagos también se caracterizó por presentar fluctuaciones. El lago de Chignahuapan fue profundo durante un periodo corto comprendido entre 22-19 ka A.P., con un bajo ingreso de sedimentos. Por lo tanto, dominó un ambiente frío-húmedo (Heine, 1994a; Caballero-Miranda *et*

al., 2002) Sin embargo, durante el Último Máximo Glacial, el cual tuvo lugar entre 19-16 ka A.P., el ambiente lacustre cambió, el cual se caracterizó por la siguiente dinámica: (1) un aumento en el ingreso de sedimentos al lago (probablemente como resultado de condiciones más abiertas de vegetación, descenso de la línea de los árboles y consecuentemente, tasas altas de erosión); (2) la profundidad del lago alcanzó sus niveles más bajos y (3) presencia de avances glaciales MII-1 y 2 (Lozano-García *et al.*, 2005a). Estas condiciones ambientales proponen que prevaleció un clima frío-seco (Cuadro 2).

Actualmente existen argumentos que apoyan que la sequía que dominó durante el Último Máximo Glacial a través de los sectores este y central del Eje Volcánico Transmexicano se debió a un desplazamiento de los vientos del este hacia el sur y que por otro lado, la precipitación aumentó en la parte oeste de la región debido a otro desplazamiento que tuvieron los vientos del oeste (Lozano-García *et al.*, 2005a).

Posteriormente, el periodo comprendido entre 16-11 ka A.P. se caracterizó por un bajo ingreso de sedimentos, lo que sugiere un lago ligeramente más profundo y más estable (Caballero-Miranda *et al.*, 2002). Sin embargo, hubo una fase corta, aproximadamente hace 12,600 años A.P., de condiciones secas, con vegetación abundante de pastizales y representantes de la familia Cyperaceae la cual se recuperó antes de la caída de la Pómez Toluca Superior (Lozano-García *et al.*, 2005).

Los niveles más estables del agua contenida en el lago Chignahuapan, están relacionados probablemente con tasas menores de evaporación que probablemente tuvieron lugar debido a condiciones climáticas más frías (Lozano-García *et al.*, 2005a).

Entre 16,5-11,6 ka A.P. hubo una descarga de agua de deshielo al Golfo de México. Este evento tuvo un gran significado en la temperatura, humedad y salinidad del Golfo. De acuerdo con los modelos de circulación atmosférica general los posibles efectos fueron: (1) reducción aproximada de 6°C en la temperatura superficial; (2) reducción de la humedad sobre el Golfo de México, Norteamérica y México y (3) reducción de la temperatura en gran parte de México (Heine, 1994a). Por lo tanto, el ambiente dominante era frío-seco.

De acuerdo con Heine (1994a y b) posterior al segundo avance glacial (MII), hace unos 12,100 años, existieron, en México central, las condiciones para el desarrollo de un segundo suelo fBo2 clasificado de acuerdo con el Sistema Soil Taxonomy como un Typic Hapludand.

Con respecto al suelo fBo1 este es un paleosuelo de considerable importancia regional principalmente, el que es fechado en 24,500 años A.P. Este paleosuelo ha sido observado en diferentes localidades como son: (1) áreas montañosas al este de Toluca; (2) en el valle de México; (3) en la Sierra de las Cruces en donde reporta una edad de 24,400±430 años A.P. y fue desarrollado sobre lavas del Terciario a una altitud de 3100 m.; (4) en el volcán Malinche fechado en 25,500 años A.P. formado sobre detritos volcánicos y (5) en el volcán Iztaccihuatl a una altitud entre 3,075 y 3,410 m el cual subyace a la morrena Hueyatlaco.

Su amplia distribución tuvo lugar probablemente, durante el interglacial del Pleistoceno tardío y por lo tanto, su pedogénesis se correlaciona con suelos que se desarrollaron en depósitos correspondientes a la Subetapa Farmdalian de la Glaciación Wisconsin en USA central.

Por otro lado, este paleosuelo de montaña (fBo1) también lo han correlacionado con la Turba Inferior de Tlapacoya del Valle de México, fechada en $24,200 \pm 500$ años A.P. La importancia de esta correlación se basa en que esta turba reporta que prevalecieron condiciones pantanosas durante su acumulación en las cuales fueron favorecidas por precipitaciones relativamente altas en el Valle de México (Bloomfield y Valastro 1977).

II.4.4 HOLOCENO (12 KA A.P.)

El polen del Holoceno es diferente del Pleistoceno tardío, indica la presencia de bosques densos de coníferas y mixtos que están relacionados con un incremento de la temperatura (Lozano-García *et al.*, 2005a).

Los niveles del lago Chignahuapan fueron más estables en el Pleistoceno tardío que durante el Holoceno. De manera general, en el Holoceno hubo una gran variabilidad en los niveles de este lago y parecen haber sido también los más someros, posiblemente como consecuencia de la caída de la Pómez Toluca Superior. Se han identificado tres periodos de condiciones someras los cuales se ubican entre 11,000-7,000 años A.P.; hace 4,500 años A.P. y alrededor de los 2,000 años A.P. Posterior a esta última fase somera, la sequía se incrementó. Este hecho está correlacionado estratigráfica y cronológicamente con la ocupación humana y la formación de islas artificiales. Sin embargo, hace 870 años A.P. se registró en Chignahuapan una recuperación del nivel del lago que puede estar relacionada con el abandono de las islas hechas por el hombre (Caballero-Miranda *et al.*, 2002)

Heine (1994b) señala que en algunos sitios del volcán Nevado de Toluca, la Pómez Toluca Superior (10,500 años A.P.) está cubierta por un depósito del avance glacial (MIII), el cual tuvo dos fases, entre 10,000 y 9,000 años aproximadamente y este periodo glacial fue seguido a su vez, por la formación del suelo (fBo3). Este Andosol de gran espesor se desarrolló a una altitud de 4000 m el cual documenta un periodo prolongado de pedogénesis que no fue perturbada después de la erupción. De acuerdo con Miehlich (1991) los Andosoles completamente desarrollados son encontrados en tales altitudes sólo después de varios miles de años de intemperismo. En el volcán La Malinche, el suelo (fBo3) está sepultado por una serie de materiales volcánicos (Heine (1994b).

IV. METODOLOGÍA

La estrategia utilizada en este trabajo comprendió tres etapas metodológicas:

IV. 1 TRABAJO DE CAMPO

Comprendió las siguientes cuatro fases metodológicas:

- A. **Reconocimiento preliminar del área de estudio.** Se realizaron recorridos de campo en las inmediaciones del volcán Nevado de Toluca, cuyos objetivos fueron: (i) identificar los elementos bioclimáticos y geomorfológicos presentes en el toposistema; (ii) observar la secuencia estratigráfica y variabilidad espacial de los diferentes materiales geológicos y pedológicos que integran el paisaje; (iii) reconocer a nivel regional, la posición estratigráfica, distribución espacial y propiedades diferenciadoras de los suelos y paleosuelos representativos y (iv) con base en los procesos volcánicos, erosivos y acumulativos que caracterizan al área, interpretar en una primera aproximación, la dinámica del paisaje.
- B. **Planeación del trabajo de campo.** Fueron seleccionados seis sitios para su estudio y muestreo los cuales se consideran como representativos de los distintos eventos geológicos, geomorfológicos, pedológicos y climáticos que ocurrieron durante el Cuaternario. Esta selección se hizo de acuerdo con diversos trabajos de investigación publicados para el área (Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías (2000); Caballero-Miranda., 2001; Sedov *et al.*, 2001; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce, 2003a y b, Vázquez-Selem y Heine, 2004).
- C. **Caracterización pedomorfológica y clasificación.** La morfología de los suelos y paleosuelos presentes en cada uno de los sitios seleccionados, fue descrita de acuerdo con la metodología planteada por el USDA (1998) y Retallack (1990). La clasificación de los suelos modernos se realizó a nivel de campo, utilizando para ello la World Reference Base for Soil Resources (WRB, 1998). En el caso de los paleosuelos, su clasificación fue sólo aproximada, debido a que los perfiles generalmente carecían de horizonte A. Su comparación con suelos modernos, morfológicamente análogos, fue el principal criterio para ubicarlos en un Taxa.
- D. **Muestreo de los suelos y paleosuelos y preparación de las muestras para su análisis.** Se utilizaron los criterios establecidos por el Manual No. 18 del United States Department of Agriculture (USDA, 1993). Las muestras obtenidas de los suelos y paleosuelos, fueron seleccionadas en tres categorías:
 1. **Muestras para análisis de rutina y análisis selectos.** Se colectaron 2 kg de muestra de cada horizonte, para posteriormente determinar sus propiedades físicas, químicas y mineralógicas.

2. *Muestras para fechamiento.* Se obtuvieron 2 kg de cada horizonte A húmico presente en el perfil estratigráfico. En todos los casos, el fechamiento se realizó en la materia orgánica contenida.
3. *Muestras para su análisis micromorfológico.* Se obtuvieron bloques inalterados de suelo, orientados de acuerdo a su posición en el perfil. Los bloques se caracterizaron por presentar un tamaño de 8x6x4 cm, el cual según Jongerius y Heintzberger (1963) es óptimo para el análisis micromorfológico.

Las muestras seleccionadas para los análisis de rutina y selectos, fueron secadas a temperatura ambiente y posteriormente tamizadas (malla de 2 mm). Las muestras utilizadas para obtener fechamientos, no recibieron ningún pretratamiento y fueron enviadas al Laboratorio de Radiocarbono, situado en la Academia de Ciencias de Rusia. Finalmente, las muestras programadas para análisis micromorfológico, fueron enviadas para su preparación al Colegio de Posgraduados de Chapingo. Ahí, fueron impregnadas con resina cristal MC-40, con el objetivo de consolidarlas y así, conservar su estructura original (Bullock *et al.*, 1985). Posteriormente, se montaron y pulieron hasta obtener un espesor de 30 micras.

IV.2 ANÁLISIS DE LABORATORIO.

Con excepción del color, pH y porcentaje de carbono orgánico, en esta etapa sólo se realizaron los análisis de las características más estables que conforman la memoria de los suelos y paleosuelos estudiados (Cuadro 3). En este cuadro se observará que todos los análisis que se consideraron en esta investigación no se realizaron en todas las muestras de suelo. Criterios morfológicos, físicos, químicos, mineralógicos, genéticos y estratigráficos fueron considerados para seleccionar las muestras a las que se les iban a practicar los diferentes análisis. Para cada uno de estos análisis, se incluye brevemente en el texto, su justificación y el procedimiento metodológico empleado.

IV.2.1 ANÁLISIS DE RUTINA:

IV.2.1.1 Análisis físicos.

A. Color

Justificación: Aunque el color del suelo es una propiedad susceptible de variar de modo significativo por efecto de la diagénesis, se consideró útil su determinación, ya que los paleosuelos estudiados se caracterizan por su relativa juventud, probablemente menor a 100,000 años (Sedov *et al.*, 2001). Esta juventud pedológica aunada a las condiciones del área de estudio, moderadamente agresivas (García, 1988; Sandoval, 1987) les permite conservar con poca alteración, su color original. Dicha aseveración fue validada en campo y laboratorio, al comparar los colores que muestran los horizontes de los paleosuelos, con los colores que caracterizan a los suelos modernos análogos.

Procedimiento: Con base en los criterios establecidos por el USDA (1990) la cuantificación del croma, brillo e intensidad que caracteriza a cada muestra, fue determinada por comparación con las cartas Munsell (1975).

B. Análisis del tamaño de partículas

Justificación: El porcentaje y distribución de los diferentes apartados texturales dentro de la matriz del suelo, son características muy perdurables y poco sujetas a cambio por efectos de diagénesis o procesos mecánicos como el *lessivage* (Retallack, 1990). Son por lo tanto, elementos fundamentales que conforma la memoria de los suelos. La cuantificación de las partículas y su distribución permiten determinar o inferir otras propiedades importantes del suelo como son: (i) grado de haploidización u horizontalización en el perfil; (ii) presencia de discontinuidades texturales ocasionadas por diferentes ciclos pedológicos o de sedimentación-erosión; (iii) grado de intemperismo y de desarrollo relativo del perfil y de sus horizontes y (iv) tasas de eluviación e iluviación de arcillas (Wilding *et al.*, 1983; Fanning y Fanning (1989) y Birkeland, 1999).

Procedimiento: La separación y cuantificación de las diversas fracciones de partículas presentes en las muestras estudiadas, se realizó mediante el empleo de los métodos propuestos por Jackson y Pennington (1950) y por Schlichting y Blume (1966). En ambos métodos, se requiere de una destrucción preliminar de los agentes agregantes de las partículas, representados principalmente por la materia orgánica y los óxidos de hierro. La primera fue eliminada con peróxido de hidrógeno al 10% y calentamiento de la muestra a baño María, durante varias horas. Los óxidos de hierro libre fueron extraídos con ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra y Jackson, 1960).

IV.2.1.2 Análisis químicos

A. pH (NaF; 1:50)

Justificación: Se determinó el pH de los suelos y paleosuelos en una solución de NaF 1:50 M porque es una prueba que indica cualitativamente la presencia o ausencia de amorfos de tipo alofánico de acuerdo con Fieldes y Perrott (1966).

Procedimiento: Para su determinación, se utilizaron los métodos analíticos recomendados por el USDA (1990). Los valores de pH determinados en NaF, se cuantificaron en un potenciómetro Corning, modelo 10. La lectura de sus valores se tomó a los 2 minutos según lo especifica la WRB (1994)

B. Carbono orgánico total.

Justificación: Aún cuando el porcentaje de carbono presente en los suelos, se ve afectado por cambios en el clima o por diagénesis, resulta un elemento importante en la investigación paleopedológica. Esto se debe a que su comportamiento dinámico, propicia la generación de patrones que coadyuvan a reconstruir las características morfológicas de los paleosuelos, sus procesos y los ciclos de estabilidad del paisaje. Estos son algunos ejemplos: (1) el mayor porcentaje de carbono en un paleosuelo, casi siempre diagnostica la presencia de un horizonte A; (2) dentro de un perfil, los cambios abruptos de su contenido en los diferentes horizontes que lo constituyen, indican la presencia de discontinuidades (suelos policíclicos); (3) en ambientes y paleoambientes volcánicos, donde la andosolización es o fue el proceso dominante, el carbono casi siempre se encuentra asociado con minerales de intervalo corto, principalmente con el alofano y (4) bajo condiciones templado húmedas, y cubierta vegetal acidificante (*Pinus*) que permite la presencia de procesos como la podzolización, el carbono forma complejos organo-alumínicos (Retallack, 1990; Fanning y Fanning (1989); Birkeland, 1999 y Shoji *et al.*, 1993).

Procedimiento: Con base en la literatura consultada, el método que se utilizó para determinar el porcentaje de carbono, corresponde al propuesto por Schlichting y Blume (1966).

IV.2.2 ANÁLISIS SELECTOS

A. Óxidos libres de Al, Fe y Si

Justificación. Estas determinaciones se consideran básicas para establecer diferentes índices de intemperismo químico (Shoji *et al.*, 1993). Entre ellos: etapas de alteración, estabilidad de amorfos y grado de cristalización (Malucelli *et al.*, 1999). Colateralmente, con la interpretación de estos análisis es posible también definir ambientes y periodos de pedogénesis (Sedov *et al.*, 2001; Jasso *et al.*, 2002; Sedov *et al.*, 2003).

Procedimiento: La acumulación secundaria de óxidos de hierro y aluminio cristalino fue extraída por medio de ditionito-citrato-bicarbonato (Fe_d , Al_d), a través del método de Mehra y Jackson (1960). Esta determinación establece la presencia de óxidos e hidróxidos que se encuentran fuera de la red cristalina de los silicatos como resultado del intemperismo.

Los compuestos amorfos de sílice, aluminio y hierro fueron evaluados por medio de la extracción con oxalato de amonio (Si_o , Al_o , Fe_o) de acuerdo con el método propuesto por Tamm (1922); Schwertmann (1964) y Parfitt (1989). Se consideran suelos ricos en amorfos en hierro+aluminio, aquellos que presentan un valor >5% Parfitt (1989).

B. Análisis mineralógico (Fracción arena y fracción arcilla)

Justificación: La mineralogía de las fracciones de arena y arcilla son propiedades poco susceptibles de cambio por procesos diagenéticos (Bronger y Heinkele (1990); Bronger *et al.*, 1998). Se considera que su tipo y porcentaje en los suelos, son consecuencias directas del intemperismo pedogenético y neoformación de minerales. Ambos procesos a su vez, dependen de las condiciones climáticas predominantes en el área donde se formó el suelo (Chernyakhovsky *et al.*, 1976; Chesworth, 1992).

Se estima que el análisis mineralógico del suelo, proporciona información útil para: (i) validar o rechazar hipótesis sobre la naturaleza de su material parental; (ii) evaluar el grado de intemperismo alcanzado e inferir su edad evolutiva; (iii) establecer el tipo e intensidad de los procesos pedogenéticos que incidieron sobre él y (iii) reconstruir las condiciones ambientales y niveles de estabilidad del sitio donde se formó, así como su distribución espacial y geocronológica en un determinado ecosistema (Buol *et al.*, 1986; Dorronsoro, 1998; Retallack, 1990; Fanning y Fanning (1989); 1989 y Birkeland, 1999).

Procedimiento: Los procedimientos empleados para estos análisis son los recomendados por el USDA (1990) para los estudios mineralógicos. Durante esta fase se determinó la composición de la fracción arena y arcilla. Los minerales presentes en la fracción arena fueron determinados a través del análisis óptico y el conteo de granos. El análisis de los minerales arcillosos, se realizó a través del método de difracción de rayos X. Para ello se usó un difractómetro Philips Modelo 1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro) empleando una radiación $\text{CuK}\alpha$. El análisis cubrió el intervalo angular 2θ de 4° a 70° bajo condiciones normales de operación: 30 kV y 20 mA y con un factor de escala de 1×10^3 .

En este análisis se incluyeron las siguientes fases metodológicas:

1. *Preparación de la muestra.*
2. *Montaje de las muestras.*
3. *Análisis de los minerales arcillosos cristalinos.*
4. *Interpretación de los difractogramas obtenidos.*
5. *Discriminación de diferentes tipos de arcillas.*

En el Anexo 1 se describe con detalle, cada fase.

C. Análisis paleobotánicos

Contenido de fitolitos en suelos y paleosuelos.

Justificación: El metabolismo de los tejidos de varias especies vegetales, tanto herbáceas como arbóreas, forma células silificadas (fitolitos). Estas estructuras se distinguen por presentar una morfología característica para cada género y especie vegetal. Se distinguen además, por tener un alto grado de permanencia y conservación en los suelos. Ambas características determinan que los fitolitos funcionen como un indicador paleoecológico complementario. Este indicador es útil en la reconstrucción de patrones de paleovegetación especialmente de ecotonos forestales y pastizales. Además, su estudio morfológico permite establecer separaciones ecológicas entre las siguientes comunidades: (1) bosques y pastizales; (2) pastizales C3 y C4 y (3) pastizales

C4 y aquellos dominados por la subfamilia Chloridoideae y Panicoideae (Barboni *et al.*, 1999).

Procedimiento: Este análisis se realizó siguiendo la técnica recomendada por el USDA (1998) para el estudio de granos. De modo particular, fueron determinados los fitolitos presentes en los horizontes A de los suelos y paleosuelos estudiados. Su determinación se basó en el análisis óptico por microscopía y fueron cuantificados los fitolitos presentes en la fracción de limo grueso (0.05-0.025 mm) utilizando un conteo de 500 granos. Para distinguir entre fitolitos y vidrio volcánico, (ambos son isotrópicos) se prepararon muestras en inmersión con glicerina para observar la línea de Becke. Esta estimación fue con base al índice de refracción de la glicerina (1.48) que es más alto que el de los fitolitos (1.47) (Piperno, 1988) y más bajo que el mínimo asignado para el vidrio volcánico incoloro (1.49) (Shoji *et al.*, 1993).

Isótopos de Carbono

Justificación: La composición isotópica del carbono en los suelos, de modo similar a los fitolitos también es un registro complementario para la interpretación de la paleovegetación y del paleoclima. La relevancia que tiene este método en la reconstrucción del ambiente se basa principalmente en los siguientes tres aspectos:

1. Considera criterios fisiocológicos de plantas C3 y C4 que son diagnósticas de ambientes. Ambos grupos de plantas se distinguen por utilizar procesos diferentes para la fijación del CO₂ atmosférico (Bender, 1971). En las plantas C3 el primer compuesto orgánico elaborado durante la fotosíntesis, tiene tres átomos de carbono y en el tipo de plantas C4, tiene cuatro. Las plantas C3 incluyen a la mayoría de los árboles, arbustos y pastos de estación fría, que producen valores de carbono isotópico bajos, entre -22 y -30‰. Mientras que las plantas C4 están representadas por la mayoría de los pastos de estación de verano y presentan un contenido alto de $\delta^{13}\text{C}$ entre -10 y -14‰ (Kraus, 1999). Por lo tanto, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono de los paleosuelos depende en gran parte del tipo de planta que ha crecido en ellos. Es menor cuando han dominado las plantas C3 y mayor cuando han proliferado las del tipo C4.
2. La composición isotópica es heredada al humus que se forma a partir de la descomposición de los residuos de estas plantas
3. Dicha composición no presenta grandes cambios después de un sepultamiento prolongado (Cerling *et al.*, 1989).

Procedimiento: El contenido de $\delta^{13}\text{C}$ de los suelos modernos y paleosuelos fue determinado en el laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM.

En el Anexo 1 se describen los detalles.

D. Análisis micromorfológicos.

Justificación. La importancia de estudiar e interpretar los rasgos micropedológicos se basa en los siguientes aspectos: (1) su estabilidad a través del tiempo; (2) su especificidad para diferentes paleoambientes; (3) son producto de procesos (pedogénicos, diagenéticos y geomorfológicos) y (4) su fidelidad para expresar procesos ocurridos *in situ* (Targulian *et al.*, 1996 y 2004).

Procedimiento: La descripción micromorfológica se realizó utilizando el microscopio petrográfico y siguiendo el esquema y terminología propuestos por Bullock *et al.* (1985). Para ello se utilizaron secciones delgadas de las muestras no alteradas obtenidas en campo.

IV. 2.3 FECHAMIENTOS

Justificación: De modo particular, dentro del contexto de la investigación pedológica, este registro permite estimar de modo multitemporal, los diferentes grados de intemperismo y evolución alcanzado por los paleosuelos durante los diferentes periodos de estabilidad del paisaje (Jasso *et al.*, 2002). Además, determinar la edad de un paleosuelo, resulta útil para ubicar la edad de los materiales que le sobreyacen, ya que generalmente la pedogénesis se interrumpe con los depósitos de nuevos materiales (Solleiro *et al.*, 1999).

Procedimiento: La edad de los paleosuelos presentes en el área de estudio, fue establecida por medio del fechamiento no calibrado de ^{14}C del humus. El marco cronológico consideró fechamientos realizados durante esta investigación y los obtenidos por Sedov *et al.* (2001) que se llevaron a cabo en el Laboratorio de ^{14}C del Instituto de Geología de la Academia de Ciencias Rusa. También fue complementado con las edades publicadas por diferentes autores entre ellos: Bloomfield y Valastro (1974); Macías *et al.* (1997); García-Palomo *et al.* (2002); Arce *et al.* (2003); Solleiro *et al.* (2004) y Capra *et al.*, (*en prensa*). Estas últimas determinaciones cronológicas, fueron obtenidas tanto en muestras del humus presente en los horizontes A, como de restos de material carbonizado encontrado en los depósitos volcánicos.

IV.3 INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN PARA DIAGNOSTICAR CAMBIOS AMBIENTALES Y PERIODOS DE ESTABILIDAD-INESTABILIDAD DEL PAISAJE.

La interpretación se basó en varios parámetros de diferente naturaleza, los cuales principalmente comprendieron:

1. Morfología y grado de desarrollo de los paleosuelos; (2) propiedades físicas (color y textura); (3) propiedades químicas (pH con NaF, carbono orgánico total y óxidos libres de aluminio, hierro y sílice); (4) propiedades mineralógicas (en las fracciones de arena y arcilla) y (5) rasgos micromorfológicos.

La información también se interpretó con base en varios índices pedológicos. El uso de estos índices, está recomendado a nivel internacional como una fuente de información cuantitativa que coadyuva a interpretar diversos procesos que caracterizan al suelo (USDA, 1998). Los índices utilizados en este estudio, resultan adecuados para determinar el tipo de materiales parentales, grados de intemperismo, el complejo de

alteración de los suelos y paleosuelos, los procesos tipogenéticos, así como su grado de evolución.

Varios índices, entre ellos los que cuantifican el grado de intemperismo, se realizaron con base en la composición química total calculada en forma de óxidos. Este análisis fue determinado por medio de Fluorescencia de rayos X. Dicho análisis fue realizado en el Laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología, UNAM.

En el Anexo 1 se describen los detalles y los datos reportados por el laboratorio.

IV.3.1 ÍNDICE UTILIZADO PARA EXPRESAR DIFERENCIAS SIGNIFICATIVAS ENTRE MATERIALES Y HORIZONTES:

A. Índice de Harrassowitz (1926) (relación kr: sesquióxidos)

Justificación: Kr es el nombre de un índice que permite establecer diferencias en la naturaleza química de materiales primarios *versus* materiales derivados de la alteración geoquímica o pedológica

Procedimiento: Se calcula a través de la relación molar $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$

IV.3.2 ÍNDICES UTILIZADOS PARA EVALUAR EL GRADO DE INTEMPERISMO EN SUELOS:

A. Grado de cristalización del Hierro (Fe_o/Fe_d).

Justificación: Este índice permite evaluar tanto el grado de intemperismo de los minerales primarios, como las condiciones ambientales de sitio que lo generaron (Shoji *et al.*, 1993). Los valores altos de la relación Fe_o/Fe_d según Malucelli *et al.* (1999) representan una baja cristalinidad de los compuestos de hierro y un porcentaje alto de amorfos; lo cual es diagnóstico de suelos que no han alcanzado una madurez evolutiva.

De acuerdo con Mizota *et al.* (1989) los valores altos (>0.75) son característicos de suelos poco desarrollados, en tanto que los valores medios según McKeague y Day (1966) indican suelos con evolución que oscila de ligera a moderada. Se estima que valores <0.15 solo se presentan en suelos muy intemperizados y evolucionados, como es el caso de algunos Nitosoles y Oxisoles.

Procedimiento: Se calcula a través de la relación de hierro extraído por oxalato de amonio (Fe_o) según Tamm (1922); Schwertmann (1964) y Parfitt (1989), con respecto al obtenido por ditionito-citrato-bicarbonato (Fe_d) Mehra y Jackson (1960).

B. Contenido de Ferrihidrita ($\text{Fe}_o \times 1.7$).

Justificación: Esta determinación es complementaria con la relación anterior. En función de la presencia y porcentaje de ferrihidrita en un suelo, es posible inferir el

grado de pedogénesis alcanzado, así como denotar condiciones y procesos periódicos de óxido-reducción (Shoji *et al.*, 1993).

Procedimiento: Este índice se cuantifica a partir del hierro amorfo (Fe_0) determinado por oxalato de amonio Tamm (1922), Schwertmann (1964) y Parfitt (1989) el cual es multiplicado por una constante de intemperismo (1.7).

C. Relación SiO_2/Al_2O_3

Justificación: Este índice propuesto por Harrassowitz (1926) aún se considera como muy confiable para medir el grado de intemperismo alcanzado en rocas y suelos volcánicos. El valor de esta relación en Andosoles, es alto en las etapas iniciales del intemperismo y disminuye conforme éste progresa, dado que el sílice tiende a perderse más rápidamente que el aluminio (Van Wambeke, 1991). En consecuencia, los valores a través del perfil de esta unidad de suelos tienden a aumentar con la profundidad. Sin embargo, en suelos derivados de diferentes materiales parentales, como coluviones y aluviones no es reconocida alguna tendencia definida (Birkeland, 1999).

Procedimiento: Se calcula por medio de la relación molar sílice: alúmina en forma de óxidos totales. Son considerados elementos móviles/inmóviles

D. Relación limo/arcilla

Justificación: Se basa en el supuesto de que la fracción de limo del suelo consiste principalmente de minerales intemperizables y que la fracción de arcilla representa el material secundario derivado del intemperismo del limo. En esta relación se considera como valores críticos a <0.15 y >2.0 . El primer valor caracteriza a suelos altamente intemperizados, bien desarrollados y generalmente muy antiguos, formados bajo condiciones de alta estabilidad del paisaje y también característico de zonas tropicales. En contraste, valores de 1, o ligeramente superiores, son diagnósticos de una alteración moderada, propia de zonas templadas. Los valores >2 , generalmente son indicativos de un reducido intemperismo y una escasa evolución del suelo (Young, 1976; Van Wambeke, 1992).

IV.3.3 ÍNDICE UTILIZADO PARA EVALUAR EL COMPLEJO DE ALTERACIÓN DE LOS SUELOS

A. Índice de alteración química (IAQ)

Justificación: Es un buen indicador para detectar la pérdida de Ca, Na y K, a medida que la intensidad de intemperismo se incrementa, los valores aumentan denotando una mayor desbasificación (Nesbiit *et al.*, 1982).

Procedimiento: Se basa en el resultado obtenido al aplicar la siguiente relación molar: $100x Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)$. Son considerados elementos móviles/inmóviles.

IV.3.4 ÍNDICES UTILIZADOS PARA EVALUAR LA PRESENCIA DE PROCESOS TIPOGENÉTICOS

A. Índice de Parfitt y Henmi (1982)

Justificación: Este índice, actualmente es muy utilizado para establecer la relación porcentual que existe en un suelo, entre los materiales amorfos y los cristalinos. Esta relación permite determinar la presencia de alofano así como el grado de andosolización que muestra un suelo y así, establecer su tipogénesis (Shoji *et al.*, 1993).

Para separar a los Andosoles de los Entisoles, se requiere que los suelos muestren un grado mínimo de intemperismo. Este grado es expresado en términos químicos que corresponden con la presencia de material de rango corto (Mizota *et al.*, 1989).

Procedimiento: El contenido de alofano se estima con el porcentaje de sílice amorfo extractable por el oxalato de amonio (Si_o). El valor obtenido, se multiplica por la constante 7.14 que es específica para el alofano. El factor que se utiliza para el cálculo del alofano está en función del valor de la relación Al/Si (Tamm, 1922; Schwertmann, 1964 y Parfitt 1989).

Al : Si	Factor x Si_o
1.0	5
1.5	6
2.0	7
2.5	10
3.0	12
3.5	16

B. Índice $Al_o + 1/2Fe_o > 2\%$

Justificación: Es una propiedad ándica que permite identificar el grado de pedogénesis y evolución de los suelos, así como también es indicativa del nivel de intemperismo alcanzado por los suelos (USDA, 1998; WRB, 1999).

Procedimiento: Son considerados los valores de aluminio y hierro amorfos obtenidos por oxalato de amonio.

Para tener propiedades ándicas, el material del suelo deberá tener menos del 25% de carbono orgánico y satisfacer uno o más de los siguientes requisitos:

La fracción <2 mm tiene una retención de fosfatos de más del 25% y la fracción de 0.02 a 2 mm es al menos el 30% de la fracción <2 mm y reúne una de las siguientes tres condiciones:

- a. El contenido de $Al_o + 1/2Fe_o$ es de 0.40% o más y existe al menos 30% de vidrio volcánico.
- b. El contenido de $Al_o + 1/2Fe_o$ es de 2.0% o más y existen al menos 5% de vidrio volcánico, o
- c. Los valores de $Al_o + 1/2Fe_o$ están entre 0.4 y 2.0% y existe suficiente vidrio volcánico en la fracción de 0.02-2 mm.

Cuadro 3. Análisis realizados en la investigación

Localidad	Sección Estratigráfica	Suelos presentes	Color	Tamaño de partícula	pH NaF	C.O. (%)	Óxidos Fe, Al, Si.	Composición Química Total	Mineralogía Frac. Arena	Mineralogía Frac. Arcilla	Contenido de Fitolitos	Isótopos de Carbono	Micromorfología	*	
Arroyo la Ciervita	A.C.1	S.M.	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	1	
		PT1	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X		
		PT2	X	X	X	X	X	X	X	-	-	X	X		
	A.C.2	PT2	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	1	
	A.C.3	PT3	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	1	
	A.C.4	S.M. PT4	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	2	
	A.C.5	PT2	X	X	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	3
A.C.6	PT2	X	X	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	3	
A.C.7	PT3	X	X	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	3	
Zacango	Z.1	PT1	X	X	X	X	X	X		X			X	1,3	
		PT2	X	X	X	X	X	X				X	X		
		PT3	X	X	X	X	X	X				X	X		
		PT4	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
	Z.2	PT5	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	1
		PT6	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	
		PT7	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	
San Pedro Tlanisco	S.P.1	PT0	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	
Barranca Cieneguilla	B.C.1	PT3	X	X	-	-	-	X	-	X	-	-	X	3	
Barranca Tepehuisco	B.T.1	PT0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	
		PT3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		PT4	X	X	-	-	-	-	X	-	X	-	-		
Barranca El Refugio	E.R.1	PT1	X	X	-	-	-	X	-	X	-	-	-	3	
		PT2	X	X	-	-	-	X	-	X	-	-	-		
Nevado de Toluca	N.T.1	S.M.1	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	1	
	N.T.2	S.M.2	X	X	-	-	-	X	-	X	-	-	X	3	

*Observaciones: A través de la investigación se realizaron varias fases de muestreo y como consecuencia hubo diferentes criterios en la colecta y procesamiento de las muestras.

1. En la determinación del tamaño de partícula, se obtuvieron porcentajes totales por el método de Jackson y Pennington (1950); 2. No se colectaron muestras. Sólo fue utilizado como un punto de observación para la correlación estratigráfica; 3. En la determinación del tamaño de partícula, se obtuvieron fracciones por el método de Schlichting y Blume (1966).

X. Análisis realizados

- Análisis no determinados

V. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

En este capítulo se georeferencia al área de investigación y se le caracteriza con base en: factores bioclimáticos, principales grupos de suelos, geología, vulcanismo, estratigrafía y geomorfología. También se mencionan particularidades de cada sitio de muestreo.

V.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La delimitación de esta área, así como la elección de los sitios de la secuencia estratigráfica del Volcán Nevado de Toluca (Figura 1) se hizo de acuerdo con los criterios lito y pedostratigráficos de Macías *et al.* (1997) y Sedov *et al.* (2001). Dicha área está localizada, geográficamente, entre las coordenadas 19°00' N – 19°15' N y 99° 39' O – 99° 50'O. Se encuentra a 22 km al suroeste de la ciudad de Toluca y 60 km de la ciudad de México.

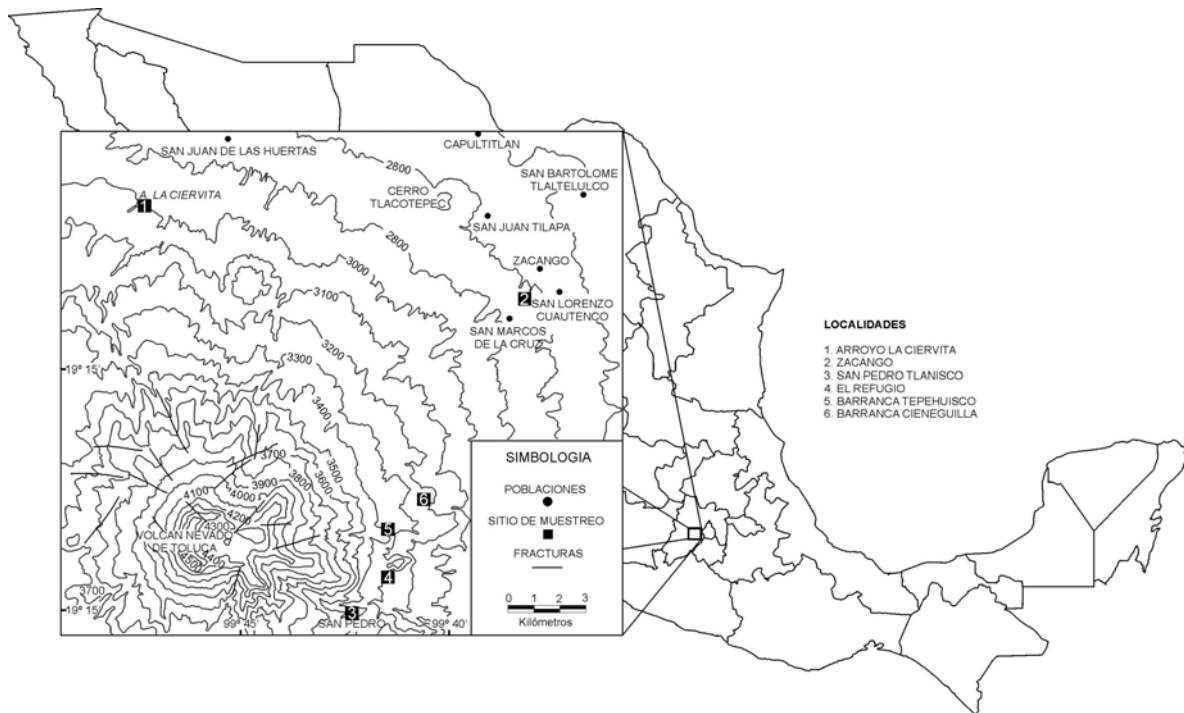


Figura 1. El área de investigación comprende Arroyo la Ciervita (A.C.) en el flanco norte del volcán, Zacango (Z.) al noreste, San Pedro Tlanisco (S.P.T.), Barranca Cieneguilla (B.C.), Barranca Tepehuisco (B.T.) y Barranca El Refugio (E.R.) en la parte oriental.

V.2 AMBIENTE FÍSICO

Describir el contexto ambiental del área de investigación permite: (1) conocer y caracterizar el tipo de factores geocológicos y sus interrelaciones que existen en el presente; (2) conceptualizar la historia geológica del área y (3) proponer analogías entre el paisaje moderno y el del Pleistoceno-Holoceno.

V.2.1 FACTORES BIOCLIMÁTICOS

Así, según la clasificación climática de Köppen modificada por García (1988) se reconocen 3 tipos principales de clima, en tanto que Rzedowsky (1978) y Sandoval (1987) identifican diferentes formaciones vegetales. El clima y la vegetación se distribuyen de la siguiente forma:



Tipo 1. Clima frío de alta montaña (altitud: >4000 m) con temperatura media anual entre – 3 a 4°C, precipitación anual de 1229 mm. La vegetación incluye sólo pastos como *Festuca toluensis*, *Festuca hepraestophila* y *Calamagrostis toluensis*.



Tipo 2. Subfrío y subhúmedo (altitud de 2700-4000 m), se caracteriza por una temperatura media anual que oscila entre 4° y 12°C con una precipitación anual de 1100 mm. La vegetación actual incluye pinos (*Pinus sp.*, *Pinus hartwegii*, *P. moctezumae*, *P. pseudostrobus*, *P. ayacahuite* y *P. rudis*), oyameles (*Abies religiosa*), ailes (*Alnus sp.*), cedros (*Cupressus lindley*) y encinos (*Quercus barvinervis*).



Tipo 3. Templado subhúmedo (altitud de 2300-2700 m) con temperatura media anual que oscila de 12 a 18°C y una precipitación anual de 734 mm. Actualmente, la deforestación y la erosión son severas y tienden a incrementarse por causas antrópicas. El principal cultivo en la zona es el maíz de temporal. La vegetación original aunque es escasa, está representada por pastos (*Festuca*) y bosques muy alterados de encino (*Quercus barvinervis*).

Figura 2. Factores Bioclimáticos. En el área de investigación los factores clima y vegetación varían con la altitud.

V.2.2 PRINCIPALES GRUPOS DE SUELOS

Suelos localizados en planicies y valles aluviales. Los suelos dominantes son Vertisoles, Cambisoles y Phaeozems. En las áreas geomorfológicamente más jóvenes están presentes Fluvisoles e Histosoles. Los Gleysoles también eran frecuentes en estas áreas, pero la sobreexplotación actual de los acuíferos ha incrementado la profundidad del manto freático.

Suelos localizados en planicies volcánicas. Leptosoles, Regosoles, Cambisoles y algunos Andosoles ócricos.

Suelos localizados en piedemontes a altitudes que oscilan de 2000-2700 m. Son dominantes los Andosoles con horizontes A húmicos y es frecuente encontrar asociaciones con Regosoles téfricos y ándicos y también con Leptosoles.

Suelos localizados a altitudes de $2700 < 4000$ m. Están presentes Regosoles téfricos y Leptosoles. A elevaciones mayores que 4000 m, los Leptosoles son los suelos más comunes.

V.2.3 GEOLOGÍA

Macías *et al.* (1997) y García-Palomo *et al.* (2002) reconocieron por lo menos 19 unidades estratigráficas en los alrededores del volcán Nevado de Toluca, las cuales se agruparon en cuatro secuencias principales:

- La primera secuencia está compuesta por la Formación volcano-sedimentaria metamorfizada Ixtapan-Teloloapan (Campa *et al.*, 1974), representada principalmente por esquistos verdes del Jurásico tardío-Cretácico temprano.
- La segunda secuencia está formada por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Terciario. La base de esta secuencia comprende riolitas, riodacitas, flujos de lava dacítica y flujos piroclásticos. Estos depósitos corresponden a la Formación Tilzapotla (Riolita Tilzapotla) fechada en 26 M.a. por el método K/Ar. Esta edad la sitúa en el Oligoceno Tardío y de acuerdo con su posición estratigráfica, en el Oligoceno-Mioceno (Fries, 1960).
- La tercera secuencia se caracteriza por la presencia de depósitos del Cuaternario que constituyen al volcán Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel *et al.*, 1981).
- La última secuencia incluye productos de conos de escoria y flujos de lava que fueron emitidos por fisuras localizadas hacia el este del Nevado de Toluca. La formación de estos rasgos volcánicos tuvo lugar entre 38,000 y 8,000 años A.P. (Bloomfield, 1974; 1975).

V.2.4 HISTORIA ERUPTIVA DEL NEVADO DE TOLUCA.

Según Macías *et al.* (1997) y García-Palomo *et al.* (2002) la dinámica eruptiva del volcán Nevado de Toluca incluyó los siguientes tipos de eventos: (1) episodios de destrucción del cono por colapso del sector mayor; (2) eventos de destrucción del domo por grandes erupciones magmáticas y (3) eventos plinianos de intensidad variable. Estos sucesos se caracterizaron por ser de diferente magnitud, duración, periodicidad, dirección y extensión. Actualmente, están representados en los alrededores del volcán a través de diferentes depósitos que constituyen la estratigrafía de la zona.

De acuerdo con (Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías., 2000; Cervantes, 2001; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce, 2003, 2005 y Capra *et al.*, *en prensa*) la secuencia de estos eventos en el área de estudio está representada estratigráfica y cronológicamente desde su base a la cima por los siguientes periodos y materiales geológicos:

Periodo: 2.6 Ma. - 42 ka AP.

- **Flujos de lava porfírica que constituyen la base de la columna estratigráfica.** Fueron emitidos por el volcán Nevado de Toluca, el cual inició su actividad hace 2.6 - 0.2 M.a. En general, la historia del volcán es compleja y está controlada por tres sistemas de fallas llamadas Taxco-Querétaro (NNO-SSE), San Antonio (SE-SO) y Tenango (E-O) los cuales han interactuado desde el Mioceno Tardío.
- **Flujos de lava andesítica y dacítica.** Dichos materiales fueron emitidos durante una segunda fase de formación del volcán. Su emisión concluyó aproximadamente, hace 1.6 M.a. Posteriormente, el volcán se caracterizó por una alternancia de actividades explosivas y efusivas demostrada por una secuencia interestratificada de flujos de escombros, lahares, depósitos fluviales y lacustres de edad aún desconocida. Sin embargo, por su posición estratigráfica son más jóvenes que 1.2 Ma.
- Posterior a estos depósitos, hubo dos eventos representados por un depósito de avalancha de escombros (**AE1**) y por un flujo de escombros llamado Pilcaya (**FEP**). Estos eventos aún no han sido fechados.

Periodo: 42ka –3.4 ka AP.

Durante este intervalo ocurrió una serie de colapsos de los flancos del volcán. Posterior a estos fenómenos, se inició una fase explosiva representada por nuevos eventos volcánicos (Cuadro 4) que emplazaron los siguientes depósitos:

- **Flujo de Pómez Rosa (FPR).** Fue originado por un colapso de la columna hace aproximadamente 42,030+3530/-2445 años.
- **Dos flujos de bloques y cenizas con oleadas piroclásticas (FGBC).** La extrusión de domos y su posterior destrucción representó un fenómeno muy común en el volcán. Prueba de esto son estos materiales formados por efecto de dos grandes explosiones

magmáticas (37,000+2600/-1800 años y 28,140+865/-780 años A.P.) que destruyeron a los domos antiguos y formaron al cráter actual.

- ***Pómez Toluca Inferior (PTI)***. Es un depósito de caída, emplazado por una erupción pliniana que se extiende al NE del cráter, con un área aproximada de 400 km², y una edad de 21,760 ± 220 años A.P.
- ***Flujo de Bloques y Cenizas (FBC)***. Este flujo también fue producto de una destrucción del domo central. Sin embargo, difiere de los otros depósitos de flujos y cenizas porque tiene una distribución radial alrededor del volcán. A 20 km al noreste del volcán, esta unidad se encontró en los márgenes del Lago Chiconahuapan en donde reportó una edad de 13,870 +445/-420 años A.P.
- ***Pómez Toluca Media (PTM)***. Anteriormente reconocida como Pómez Blanca Intermedia (Cervantes, 2001). Se originó a partir de una erupción de tipo pliniano-subpliniano que se presentó hace 12,040±90 años A.P. Este material muestra una dispersión general hacia el E y E-SE y cubre un área aproximada de 92 km².
- ***Pómez Toluca Superior (PTS)***. Fue la erupción pliniana más grande de la historia del volcán, ocurrida hace 10,445±95 años A.P. Los depósitos están expuestos al NE del cráter y cubren un área aproximada de 2000 km².
- ***Flujos de ceniza y oleadas (FC)***. Estos materiales fueron generados por una pequeña erupción magmática que tuvo lugar hace 3,435±50 años. Muestran una acumulación y orientación sobre el flanco NE y reportan como activo al volcán Nevado de Toluca. En la actualidad este evento todavía es muy discutido. Por medio de la técnica de isótopos cosmogénicos del ³⁶Cl se ha obtenido para el domo del volcán un fechamiento de 9,100±500 años A.P. La base de esta técnica es reportar el tiempo durante el cual una roca ha estado expuesta al intemperismo ambiental. Por lo tanto este fechamiento sugiere que no ha habido actividad volcánica posterior a la formación del domo ya que de lo contrario, reportaría la edad en la que habría quedado descubierto por erosión de este flujo de cenizas (Vázquez-Selem, comunicación personal, 2006).

V.2.5 GEOMORFOLOGÍA

El área de estudio presenta un relieve joven que ha sido modificado constantemente por procesos endógenos y exógenos (Lugo-Hubp, 1981).

La configuración actual del volcán Nevado de Toluca también tuvo influencia de actividades glaciales y periglaciales que ocurrieron antes y después de las erupciones mayores (Vázquez-Selem y Heine, 2004). Algunas de las evidencias de esta actividad son:

1. El Nevado de Toluca tiene un escarpe en forma de herradura que es indicativo de un colapso del sector sur y es atribuido a la erosión o transformación provocada ya sea por la intensa actividad glacial que ocurrió durante los últimos 65,000 años y/o por

la actividad volcánica periódica que tuvo lugar durante los últimos 40,000 años (Capra y Macías, 2000).

2. En áreas situadas a 4,200 m los depósitos de la Pómez Toluca Superior subyacen a materiales de glaciares de roca y morrenas (Vázquez-Selem, 2000).
3. Existen morrenas en el valle del cráter que fueron formadas después del depósito de la Pómez Toluca Superior y parecen ser coetáneas a las morrenas Milpulco-1 del Iztaccihuatl.
4. Las rocas que están sobre la pendiente Este del domo El Ombligo, localizadas a una altura de 4,260 m., presentan pulido y estriaciones que tienen una edad de 9,100 años ^{36}Cl , fechamiento que corresponde con el fin del avance Milpulco-1.
5. De acuerdo con la edad de exposición que tienen unos bloques de morrena que están cercanos al cráter, se interpreta que se formó un glaciar dentro del volcán durante el Holoceno temprano el cual es coetáneo con el avance Milpulco-2 del Iztaccihuatl (Vázquez-Selem, 2000).

Cuadro 4. Fechamientos por ^{14}C de los diferentes materiales volcánicos

Material volcánico	Fechamiento (años)	Autor
Flujo de ceniza y oleadas (FC)	3,435±50	José Luis Macías <i>et al.</i> (1997)
Pómez Toluca Superior (PTS)	10,445±95 11,600 11,600	José Luis Arce <i>et al.</i> (2003) Bloomfield y Valastro (1974) Cantagrel <i>et al.</i> (1981)
Pómez Toluca Media (PTM)	12,040±90	García-Palomo <i>et al.</i> (2002)
Flujo de Bloques y Cenizas (FBC)	13,870+445/-420	García-Palomo <i>et al.</i> (2002)
Pómez Inferior (PTI)	21,760±220 <24,500 24,500	Capra <i>et al.</i> (<i>en prensa</i>) Bloomfield y Valastro (1974) Cantagrel <i>et al.</i> (1981)
Flujo de bloques y cenizas grises (FBCG)	37,000±+2,600/1800 28,140+865/-780	José Luis Macías <i>et al.</i> (1997) José Luis Macías <i>et al.</i> (1997)
Flujo de Pómez Rosa (FPR)	42,030+3530/-2445	José Luis Macías <i>et al.</i> (1997)

VI. RESULTADOS

VI.1 UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

El análisis cartográfico y el trabajo de campo realizados en el área de estudio, permitieron seleccionar y describir, tanto las secciones estratigráficas como los suelos y paleosuelos que están presentes en estas secciones. Los datos morfológicos recabados para cada uno de los suelos y paleosuelos representativos de dichas secciones, se presentan en el Anexo (2).

Todas las secciones estudiadas, se ubican en la base del volcán Nevado de Toluca y están distribuidas en seis localidades geográficas: (i) Arroyo la Ciervita (A.C.), (ii) Zacango (Z), (iii) San Pedro Tlanisco (S.P.T.), (iv) Barranca Cieneguilla (B.C.), (v) Barranca Tepehuisco (B.T) y (vi) El Refugio (E.R.) (Figura 1).

Desde un punto de vista lito y pedoestratigráfico, el conjunto de estas secciones, contiene el registro más completo de los eventos volcánicos que han tenido lugar en este paisaje durante los últimos 100,000 años (Sedov *et al.*, 2001; Solleiro *et al.*, 2004). Asimismo, se considera que poseen un patrón relativo a los periodos de estabilidad-inestabilidad que ocurrieron localmente durante ese lapso (Jasso *et al.*, 2002).

Las secciones analizadas, están constituidas tanto por capas litogénicas (v.g., pómez, ceniza, material retrabajado, flujos de escombros) como por suelos y paleosuelos que muestran diversos grados de desarrollo pedológico (Jasso *et al.*, 2002).

Como resultado de esta dinámica de eventos, están representados en el área de estudio paleosuelos monocíclicos y policíclicos, estos últimos constituyendo pedocomplejos. También fue posible visualizar en campo que varias de las localidades están constituidas tanto por topofomas derivadas del vulcanismo, como de geoformas asociadas a procesos de erosión hídrica y fluvial, movimientos de masa y cambios de pendiente.

Además, resultó viable localizar en esos sitios, diversas geoformas de origen antropogénico como son canteras, bancos de préstamo de materiales y terracerías, cuya presencia contribuye a degradar el equilibrio actual del paisaje.

VI.1.1 DIAGNOSIS DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

Es importante mencionar que en este estudio, a los paleosuelos presentes en las secciones estratigráficas, se les designó como PT haciendo referencia a “Paleosuelo Toluca” y se les numeró de acuerdo con su posición estratigráfica y espacial, como PT0 a PT7. En el caso de las capas de origen volcánico, éstas conservaron los nombres que originalmente les fueron asignados por diferentes investigadores, en estudios previos.

Las principales características de cada sección pueden ser sintetizadas de la siguiente manera:

Arroyo la Ciervita (A.C.)

En esta localidad, se analizaron y describieron siete secciones estratigráficas denominadas respectivamente: A.C.1., A.C.2, A.C.3, A.C.4, A.C.5, A.C.6 y A.C.7. Dichas secciones están situadas entre 3000 y 3015 m de altitud y se ubican entre las coordenadas 19°13'29'' N; 99°47'7'' O y 19°13'34''N; 99°47'2''O (Figura 1). Como

se observa en la Figura 3A en algunos casos, los primeros 70 cm de profundidad de estas secciones, están representados por un suelo moderno cuyo uso es agrícola.

En esta localidad están presentes los paleosuelos PT1, PT2 y PT3 (Anexo 2) los cuales sobreyacen respectivamente, al Flujo de Ceniza retrabajada, al Flujo de Bloques y Cenizas Grises y al Flujo de Pómez Rosa (Figura 3).

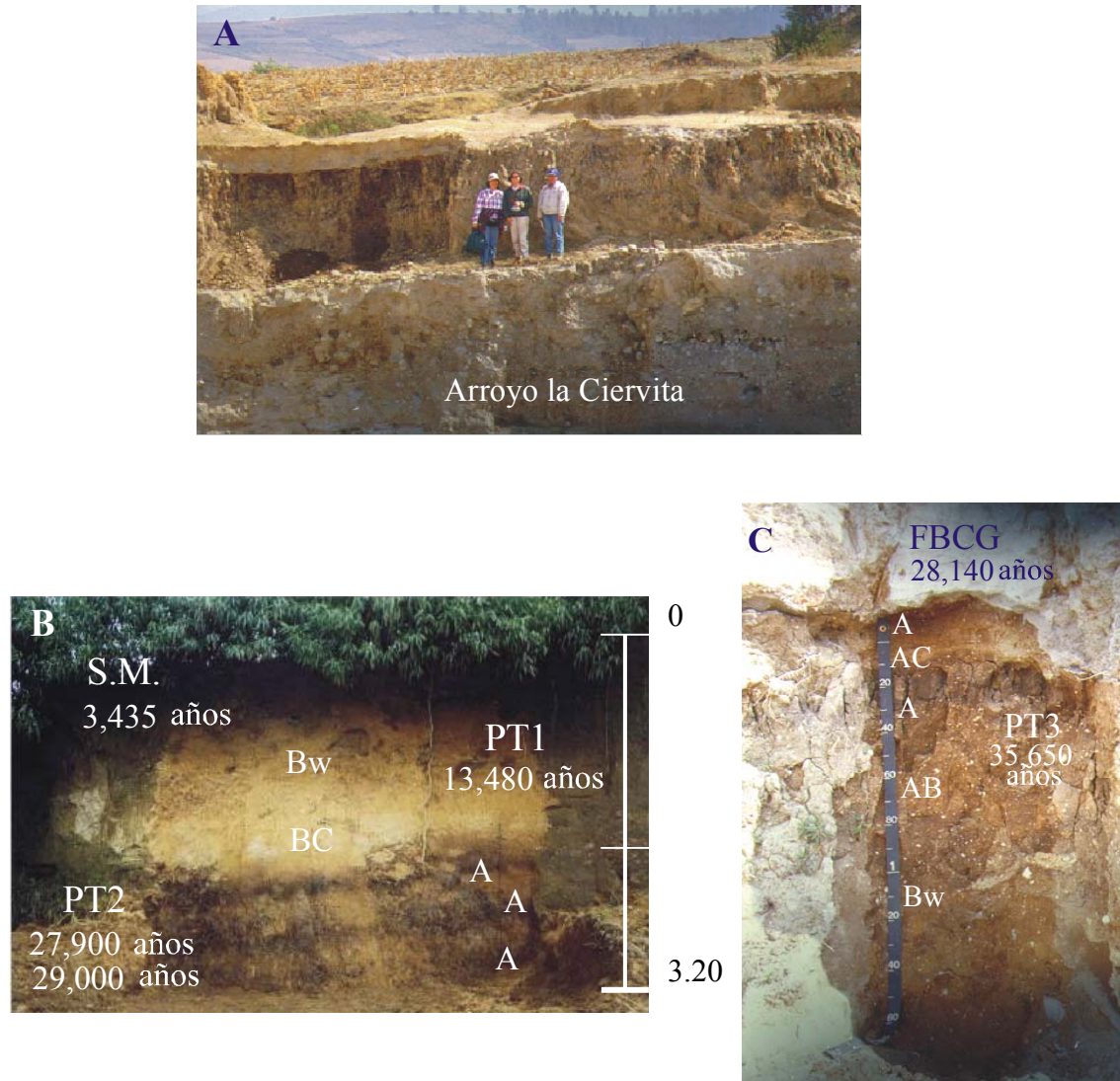


Figura 3. La figura 3A muestra una panorámica del sitio donde se localizan los paleosuelos más jóvenes: PT1, PT2 y PT3. Como se ilustra en la figura 3B, PT1 representa a un paleosuelo que alcanzó un desarrollo moderado, el cual permitió la formación de un horizonte de alteración (Bw). En esta misma figura se aprecia que PT2 forma un pedocomplejo de modo similar a PT3 (figura 3C) en el cual se observan fragmentos de pómez que presentan distintos grados de alteración.

En algunas de las áreas estudiadas, donde se observó que la erosión es intensa, fue posible identificar que el perfil de los suelos modernos puede estar parcialmente decapitado o ausente, permitiendo el afloramiento de los paleosuelos. Los análisis de laboratorio realizados, mostraron que algunos paleosuelos debido a su alta erodabilidad intrínseca, experimentan la pérdida de horizontes (Anexo 2) y en casos extremos, los paleosuelos han sido eliminados por la erosión en varias secciones estratigráficas. Con base en los criterios de campo, así como en los lineamientos establecidos por FAO-

PNUMA (1980) se consideró que las secciones A.C.5-A.C.7, son las que registran el mayor índice de erosión.

Zacango (Z)

En Zacango, se estudiaron dos secciones denominadas en campo como Z.1 y Z.2 (Figuras 4A y 4B) ambas situadas a 2800 m de altitud y ubicadas entre las coordenadas 19°11'34"N-99°39'2"O y 19°11'33.6"N- 99°39'1.2"O (Figura 1).

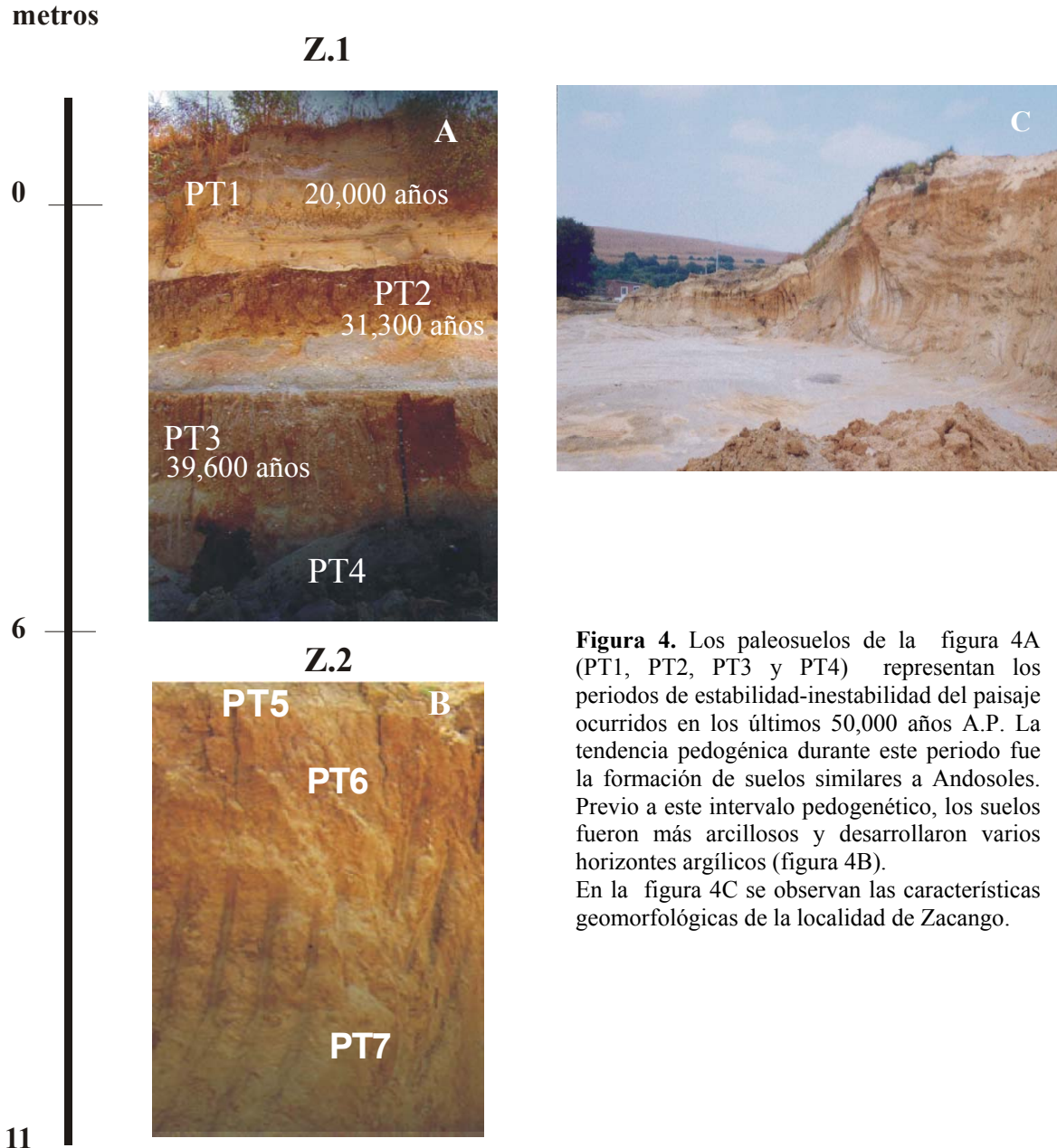


Figura 4. Los paleosuelos de la figura 4A (PT1, PT2, PT3 y PT4) representan los periodos de estabilidad-inestabilidad del paisaje ocurridos en los últimos 50,000 años A.P. La tendencia pedogénica durante este periodo fue la formación de suelos similares a Andosoles. Previo a este intervalo pedogenético, los suelos fueron más arcillosos y desarrollaron varios horizontes argílicos (figura 4B). En la figura 4C se observan las características geomorfológicas de la localidad de Zacango.

A nivel de una consideración particular, se estima que Zacango es una de las localidades que muestra el registro más completo de paleosuelos. Con excepción de PT0, en esta

localidad está presente toda la secuencia de paleosuelos que fueron identificados en la investigación realizada (Anexo 2).

La sección Z.1 está constituida por PT1, PT2, PT3 y PT4, los cuales se caracterizan por presentar un desarrollo pedológico que, en función de la morfogénesis alcanzada por sus horizontes de diagnóstico, oscila de ligero a moderado (figura 4A). La sección Z.2, está integrada por PT5, PT6 y PT7, los cuales en función de que presentan horizontes árgicos bien desarrollados, se consideran como suelos evolucionados (Figura 4B).

Los materiales volcánicos que están representados en esta zona, son el Flujo de Ceniza retrabajada, la Pómez Toluca Inferior, la Pómez Toluca Superior y un depósito del Flujo de Piroclastos de Color Rosa Claro. De acuerdo con Arce (comunicación personal, 2005) el paisaje de Zacango constituyó un “alto topográfico del relieve” durante el depósito de cada uno de estos materiales. En esta tesis, se interpreta que dicha posición topográfica, favoreció que la secuencia de eventos tanto de acumulación-erosión, así como de pedogénesis se desarrollaran de una manera aproximadamente paralela al perfil del paleorelieve. En la actualidad, esta área está sujeta a erosión de tipo antropogénico debido a que es utilizada como cantera para extraer grava y arena (figura 4C).

Barranca El Refugio (E.R.1)

La sección estratigráfica E.R.1 está localizada entre las coordenadas 19°13' 25.4 N, 99°42' 14.6 O a una altitud de 2840 m (Figura 1). En campo fue posible observar que dicha sección se caracteriza por la presencia de dos flujos de bloques de gran espesor (FBC y FBCG [Figuras 5A y 5C]) y por la Pómez Toluca Inferior (PTI [Figura 5B]). Intercalados entre estos materiales, están presentes PT1 y PT2 (Figura 5B).

Figura 5. Los paleosuelos PT1 y PT2 que se muestran en la figura 5B, estratigráficamente están situados entre los flujos FBC y FBCG (figuras A y C). Considerando las edades estimadas para el flujo FBC así como la edad asignada a la Pómez Toluca Inferior (figura B) el periodo de formación de PT1 en esta localidad es aproximadamente >7,000 años y se distingue porque es un pedocomplejo constituido por dos paleosuelos con escaso desarrollo. PT2, en esta sección es monocíclico y presenta un horizonte B cámbico.

Barranca Tepehuisco (B.T.1)

Se localiza en las coordenadas 19°05.837'N, 99°41.260'O a una altitud de 3090 m y en este sitio se describió la sección B.T.1. Esta barranca tiene una gran profundidad y se observó que corta una serie de materiales de diferente naturaleza como son: lahares materiales fluviales, sedimentos orgánicos, flujos de bloques y cenizas de diferentes colores y materiales de caída. Intercalados con estos materiales, están presentes los paleosuelos PT0, PT2 y PT4

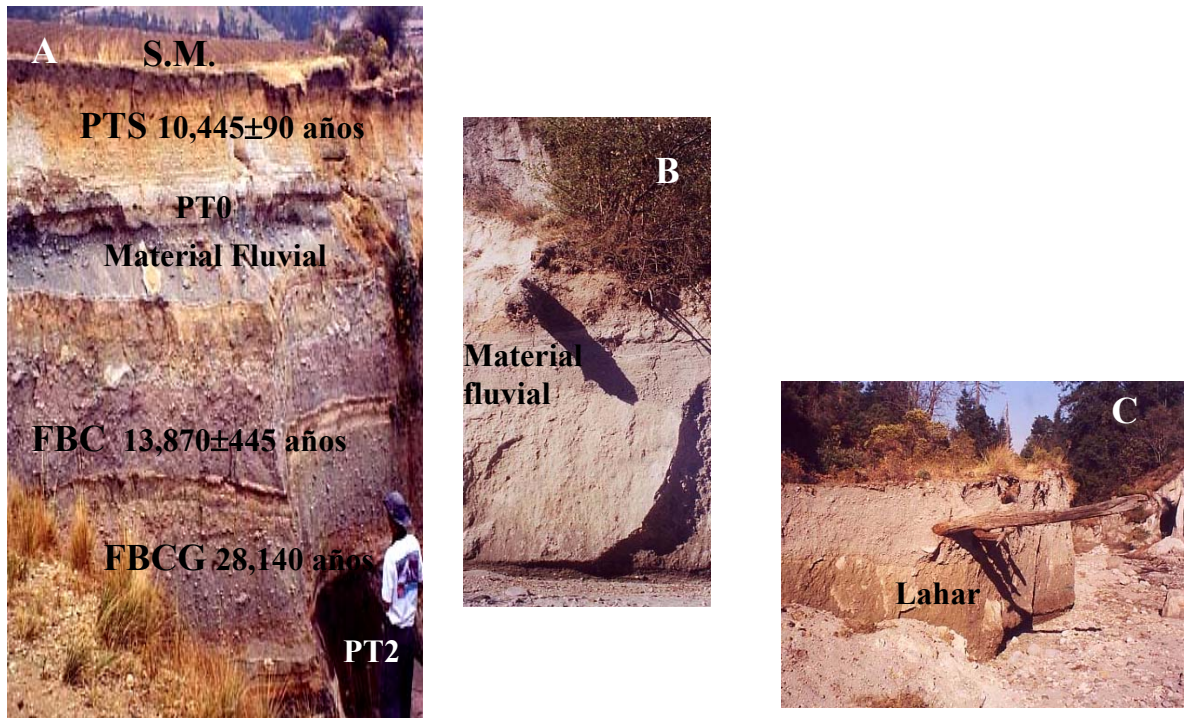


Figura 6. Esta figura ejemplifica parte de la estratigrafía que caracteriza a la barranca Tepehuisco. En ella se presentan materiales de diferente origen que indican que la dinámica del área, estuvo representada por diversos eventos en los que se incluyen el vulcanismo (Figura 6A), el aluvionamiento (Figura 6B) y el coluvio-aluvionamiento (Figura 6C). En esta localidad el suelo moderno (S.M. [Figura 6A]) sobreyace a la Pómez Toluca Superior. Como se observa, no está presente el flujo de cenizas que se encontró en la localidad de Arroyo la Ciervita el cual fue fechado en 3,400 años A.P. Por lo tanto, se considera que la Pómez Toluca Superior constituye el probable material parental de los suelos modernos y que éstos se han formado durante un periodo aproximado de 10,000 años.

Barranca Cieneguilla (B.C.1)

En Barranca Cieneguilla, únicamente fue estudiada y caracterizada una sección estratigráfica denominada B.C.1. Esta sección se localiza entre las coordenadas 19°04'56'' N, 99°39'21''W (Figura 1). De acuerdo con las observaciones realizadas en campo, en dicha sección, sólo está presente el paleosuelo PT3. El sitio se caracteriza,

además, porque evidencia claramente fases, tanto de inundación como volcánicas (Figura 7).

De acuerdo con WRB (1994) una característica singular de una fase inúndica es la presencia de capas orgánicas estratificadas, que se distinguen por tener un color negro, y en este caso, más de 2 m de espesor.

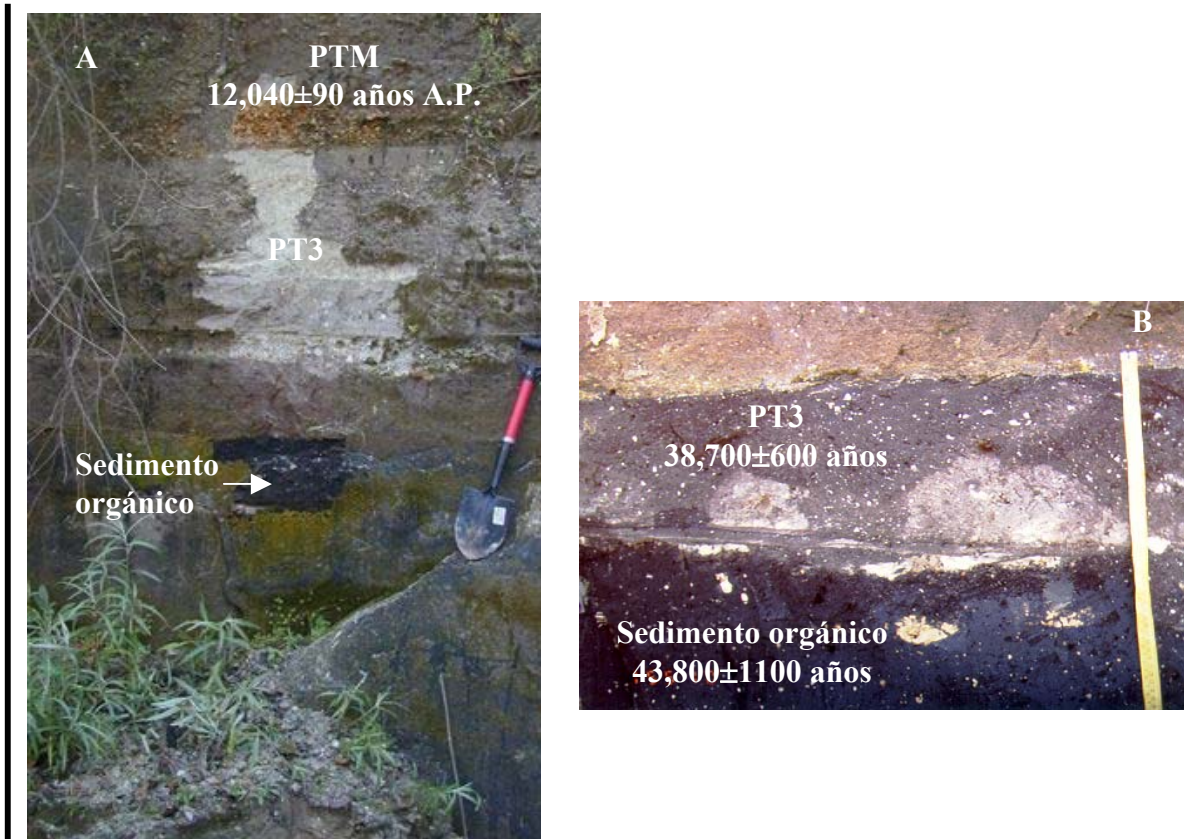


Figura 7. En la figura 7A, publicada en Macías *et al.*, 2005 está representada la Pómez Toluca Media (PTM), así como el paleosuelo PT3 y un sedimento orgánico. Este depósito, es indicativo de condiciones de sitio hidromórficas, denominadas por la WRB (1994) como fase inúndica. La figura 7B muestra, con mayor detalle, el escaso espesor y desarrollo de PT3 en este sitio. En otras localidades de esta misma barranca, Arce *et al.* (2005) mencionan que la secuencia estratigráfica a partir de la superficie, está constituida por la PTM y un paleosuelo que sobreyace a un flujo de bloques y cenizas de color rosa fechado este último, en 38,400± 1300 años A.P. De acuerdo con este fechamiento es probable que el paleosuelo PT2 también esté representado en algunos sitios de esta localidad.

San Pedro Tlanisco (S.P.T.)

Esta sección fue localizada en las coordenadas 19°04'18'' N y 99°39'84''W (Figura 1) y se observó que en ella sólo está presente el paleosuelo PT0 (Figura 8). Las características diagnósticas que muestra PT0 (Anexo 2) corresponden con las de un suelo pobremente desarrollado en su morfología ya que sólo presenta un horizonte A de escaso espesor pero, muy humífero.

Desde un punto de vista geodinámico, se consideró que esta localidad, muestra evidencias de un impacto violento producido por los eventos volcánicos y erosivos que ocurrieron durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. En esta localidad, están presentes los flujos de pómez correspondientes a la Pómez Toluca Superior (PTS) y Pómez Toluca Media (PTM).

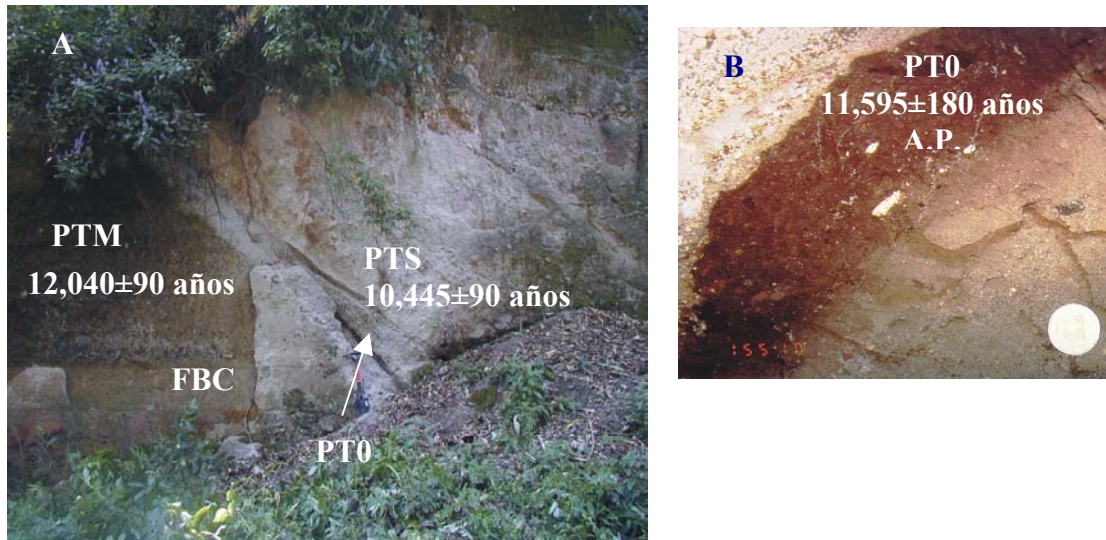


Figura 8. La figura 8A publicada en Arce *et al.* (2003) muestra en una reducida área, la confluencia de las PTM y PTS, así como la presencia del paleosuelo PT0. En esta localidad la cronoestratigrafía de los materiales volcánicos sugiere que este paleosuelo se formó en un intervalo aproximado de 1,595 años. Su límite inferior (PTM) propone que es un paleosuelo diferente de PT1. En la figura 8B, se observa con mayor detalle la morfología y posición de PT0 en el perfil del paleorelieve preexistente.

En esta área fue posible interpretar, desde un punto de vista topográfico, que el sitio constituye una depresión que estuvo sujeta a ciclos de acumulación de materiales deleznable. Dichos materiales fueron erosionados reiteradamente por el drenaje superficial. Esta dinámica, no resulta exclusiva de la localidad, ya que toda el área de estudio, la presentó en diferentes grados. Sin embargo, por ser este sitio una topografía de relleno, se pudieron observar fácilmente, las secuencias de acumulación y de erosión que ocurrieron en el pasado, las cuales en los otros sitios estudiados, son difíciles de visualizar. De acuerdo con Arce (comunicación personal, 2005) en esas otras localidades, los diferentes materiales piroclásticos, se desplazaron a través del paleorelieve, en forma de abanicos para posteriormente, ser cortados por el drenaje y constituir en varios casos, una serie de barrancas.

VI.2. CORRELACIÓN DE LAS SECCIONES PEDOESTRATIGRÁFICAS

Las secciones de Arroyo la Ciervita (Figura 9) y Zacango (Figura 10) fueron la base teórica de este estudio pedoestratigráfico debido a que tienen representadas en sus perfiles a todos los paleosuelos estudiados, con excepción de PT0. Además, los paleosuelos de estas localidades se caracterizan por presentar los perfiles modales para la zona de estudio. Esta investigación fue complementada con la información que adicionalmente se obtuvo a partir del análisis de las secciones El Refugio, Barranca Tepehuisco, Barranca Cieneguilla y San Pedro Tlanisco (Figura 11).

Con base en la posición estratigráfica que mostró cada paleosuelo y capa en las diferentes secciones, así como en su descripción, fechamiento (Cuadros 4 y 5) y distribución espacial, fue posible establecer su correlación a un nivel regional. Ésta se describe a continuación:

VI.2.1 ARROYO LA CIERVITA (A.C.).

En las secciones de A.C. (Figura 9) los suelos modernos siempre se encuentran sepultando a los paleosuelos. Se estima que los suelos modernos de esta localidad son derivados del intemperismo de un flujo de cenizas (FC) fechado por Macías *et al.* (1997) en $3,435 \pm 50$ años a.P., principalmente, los que están orientados sobre el flanco NE. En contraste, es probable que el material parental de los suelos modernos localizados en las otras secciones, haya sido la Pómez Toluca Superior. Esto debido a que través del paisaje del área de estudio, con frecuencia los suelos modernos sobreyacen a la Pómez Toluca Superior.

En esta localidad, se observó que únicamente en la sección A.C.1., se presenta PT1, el cual subyace al suelo moderno y sobreyace a una capa de ceniza gris retrabajada (Figura 9). En esta sección, PT1 fue truncado por la erosión y como consecuencia, no presenta un horizonte A, su perfil sólo consiste de un horizonte Bw y un BC (Anexo 2). Con base en algunos fragmentos de carbón que se encontraron en la matriz de este paleosuelo, se realizó su fechamiento en $13,480 \pm 40$ años A.P. (Solleiro *et al.*, 2004).

A diferencia de PT1, el paleosuelo PT2 está presente en A.C.1, A.C.2, A.C.4, A.C.5 y A.C.6 (Figura 9). En estas secciones, se constató que PT2 constituye un pedocomplejo que varía en desarrollo y espesor a través del espacio geográfico. Este paleosuelo subyace a la capa de ceniza gris retrabajada y sobreyace al flujo de bloques y cenizas grises (FBCG) de $28,140 \pm 875/-780$ años A.P. fechado por Macías *et al.* (1997) (Cuadro 4).

En A.C.1, el perfil de PT2 es un pedocomplejo constituido por paleosuelos bien desarrollados. Cada ciclo pedológico tiene un horizonte A que sobreyace a horizontes más intemperizados como son AB y Bw (Anexo 2). Los fechamientos de los horizontes A presentes en este perfil oscilaron de $27,900 \pm 500$ a $29,000 \pm 1,200$ años A.P. (Sedov *et al.*, 2001) (Cuadro 5).

En A.C.2, PT2, también constituye un pedocomplejo (Figura 9). Los fechamientos reportados para dos de estos horizontes A fueron de $29,800 \pm 600$ y $28,100 \pm 700$ (Sedov *et al.*, 2001) (Cuadro 5).

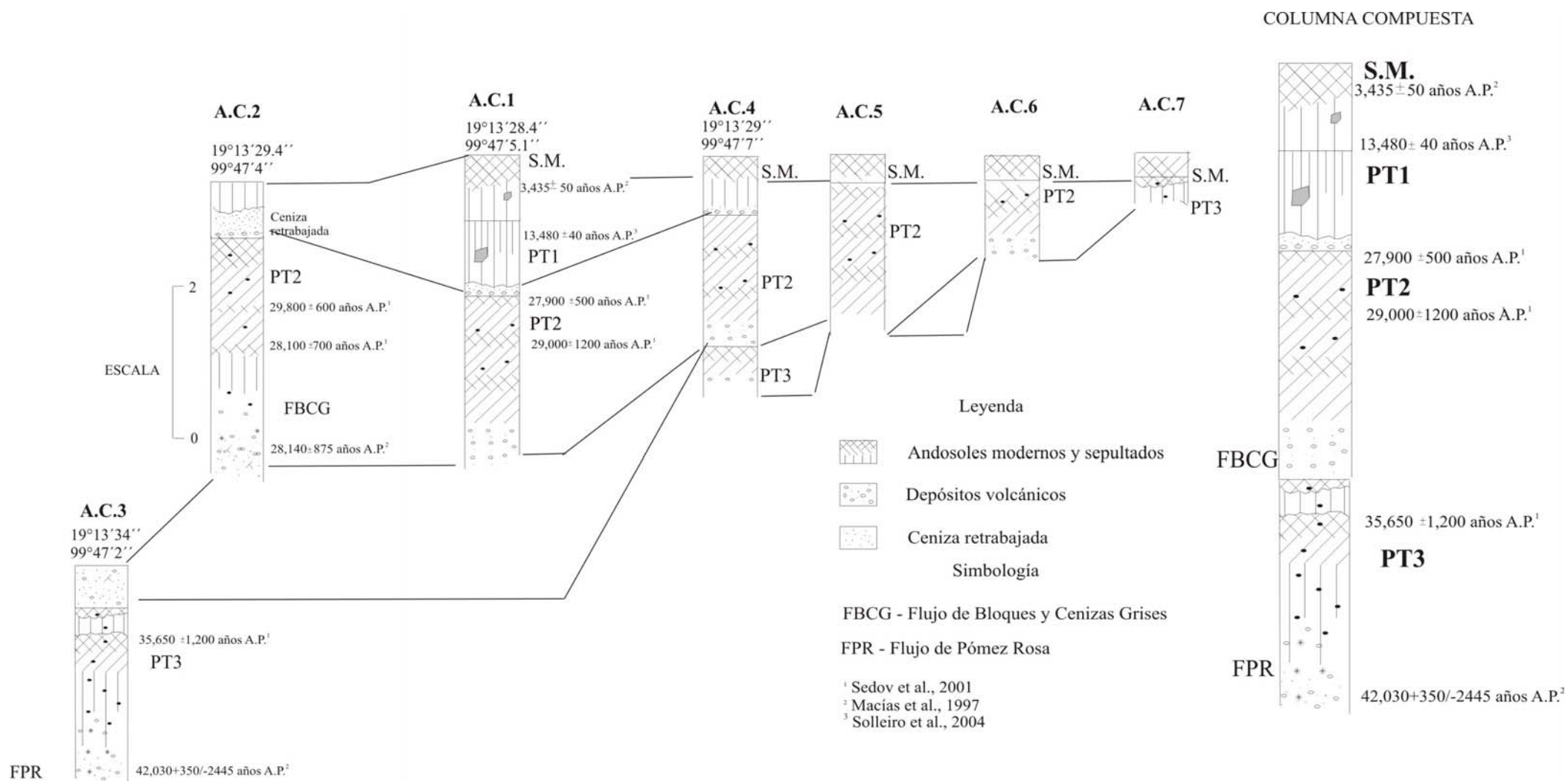


Figura 9. Correlación Pedostratigráfica de la localidad Arroyo la Ciervita En Arroyo La Ciervita la variabilidad espacial de los paleosuelos es significativa con relación a la morfogenésis que caracteriza el perfil de cada uno de los paleosuelos. Por ejemplo, PT2 de A.C.2 presenta un pedocomplejo constituido por tres horizontes A. En contraste A.C.6 solo muestra un horizonte A.

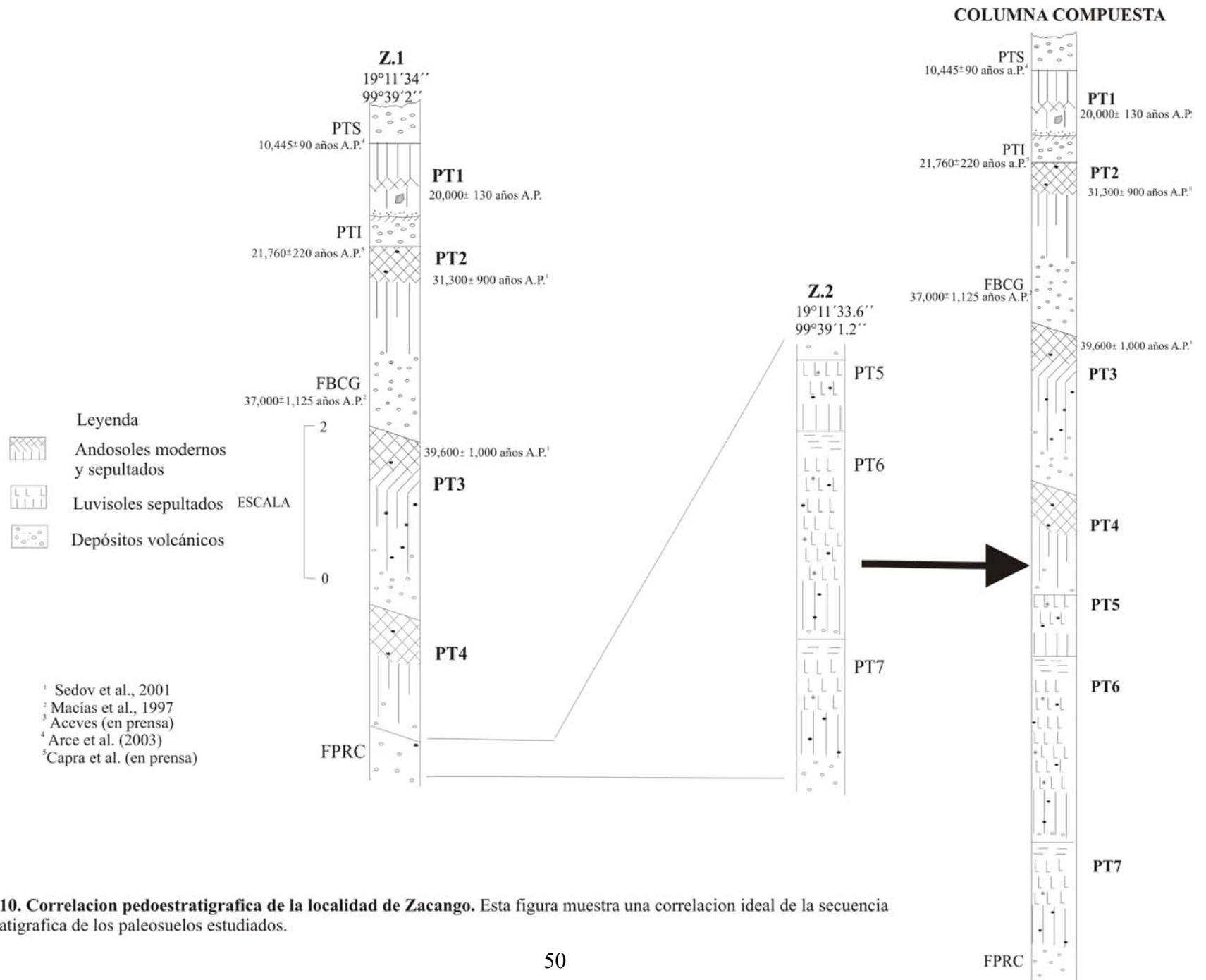


Figura 10. Correlación pedostratigráfica de la localidad de Zacango. Esta figura muestra una correlación ideal de la secuencia pedostratigráfica de los paleosuelos estudiados.

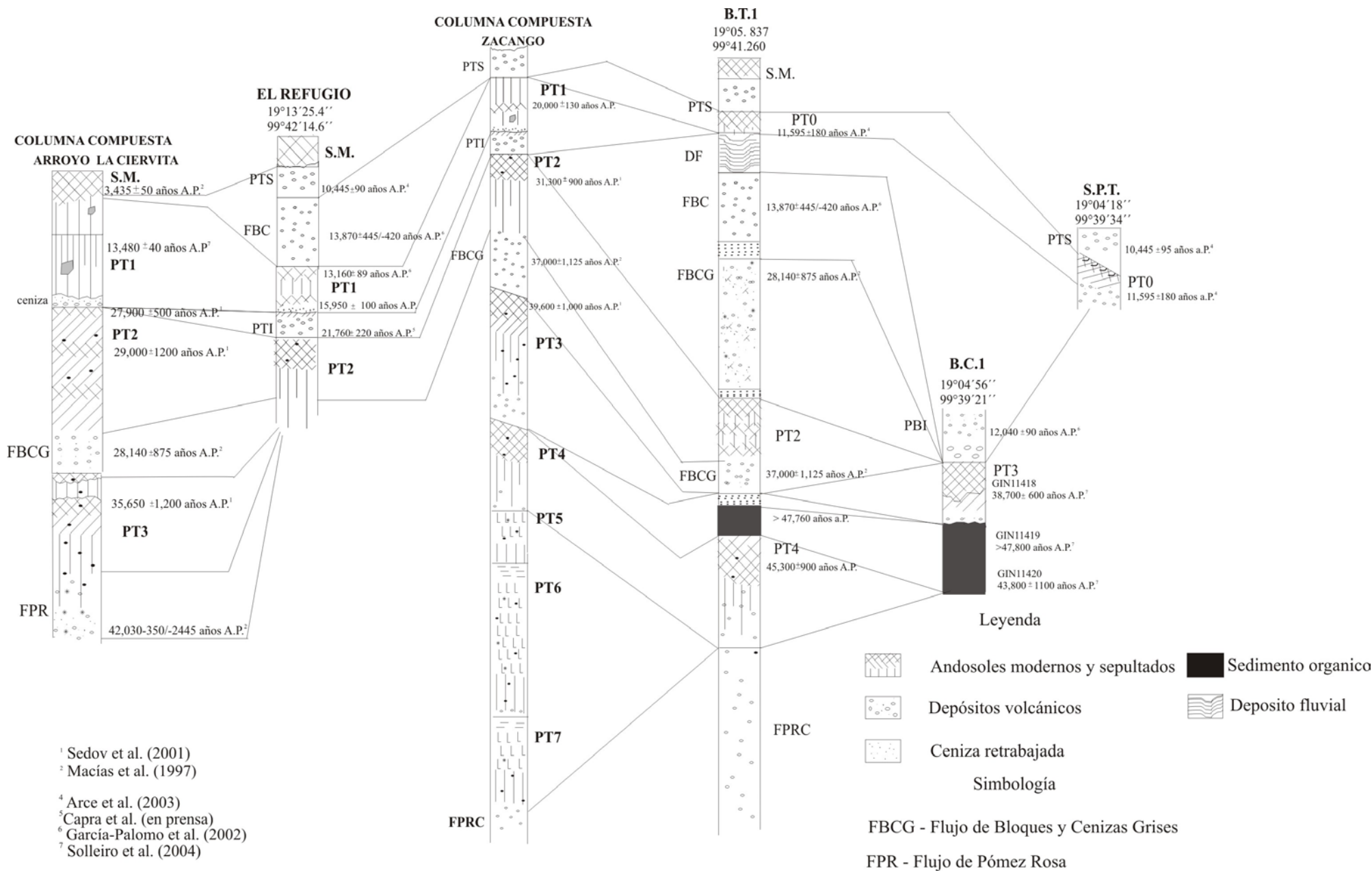


Figura 11. Correlacion pedoestratigrafica del area de estudio. Como se observa en esta figura, los datos obtenidos de la pedoestratigrafía que caracterizan a las columnas de Arroyo la Ciervita y Zacango resultan adecuadas para proponer una columna compuesta. Sin embargo, la información obtenida en las barrancas de El Refugio, Tepehuisco, Cieneguilla y San Pedro Tlanisco, consolidan esta propuesta.

Cuadro 5. Fechamientos por ¹⁴C considerados para los diferentes paleosuelos PT0-PT4 y sedimentos orgánicos

Material fechado	Edad ¹⁴ C (años A.P.)	Localidad		Sección estratigráfica	Autor
		N	W		
PT0	11,050±130	19° 09'; 99° 49'		-	1
	11,595±180	19° 04' 18"; 99° 39' 34"		San Pedro Tlanisco (S.P.T.)	2
PT1	13,620±150	19° 04'; 99° 22'		-	3
	13,870±180	19° 10'; 99° 39'		-	3
	13,480+/-40	19° 13' 28.4"; 99° 47.5"		Arroyo la Ciervita (A.C.1)	4
	13,160±89	?			5
	15,950±100	19° 13' 25.4; 99° 42' 14.6"		El Refugio (E.R.1)	6
	20,000±130	19° 11' 34"; 99° 39' 2"		Zacango (Z.1)	6
PT2	27,900±500	19° 13' 28.4; 99° 47' 5"		Arroyo la Ciervita (A.C.1)	7
	29,000±1,200	19° 13' 28"; 99° 47' 5"		Arroyo la Ciervita (A.C.2)	7
	28,100±700	19° 13' 28"; 99° 47' 5"		Arroyo la Ciervita (A.C.1)	7
	29,800±600	19° 11' 34"; 99° 32.2		Arroyo la Ciervita (A.C.2)	7
	31,300±900	19°05'; 99°51'51		Zacango (Z.1)	7
	27,590±650	19°03'; 99°52'30		-	3
	24,260±670	19°10'; 99°39'		-	1
	25,275±1,210/150	19°02'54"; 99°39'		-	8
PT3	35,650±1,200	19°13'31"; 99°47'2"		Arroyo la Ciervita (A.C.3)	7
	39,600±1,000	19°11' 34"; 99°32.2'		Zacango (Z.1)	7
	38,000	-		Barranca del Jaral	9
	36,780+3325/-2345	19°10'30"; 99°46'20"		-	5
PT4	45,300±900	19°05.837'; 99°41.260'		Barranca Tepehuisco (B.T.1.)	6
Material Orgánico	>47,760	19°05.837'; 99°41.260'		Barranca Tepehuisco (B.T.1)	6
	43,800±1,100	19°04'55"; 99°39'21"		Barranca Cieneguilla (B.C.1)	4

1 Bloomfield y Valastro (1974); 2 Arce *et al.* (2003); 3 Bloomfield y Valastro (1977); 4 Solleiro *et al.* (2004); 5 García-Palomo *et al.* (2002); 6 Este trabajo; 7 Sedov *et al.* (2001); 8 Macías *et al.* (1997); 9 Cantagrel *et al.* (1981).

En A.C.4, el paleosuelo PT2, muestra un perfil truncado, constituido por dos ciclos pedológicos (Figura 9). Estos ciclos denotan un menor desarrollo con respecto a los que se encuentran en A.C.2 y A.C.1. Cada ciclo pedogenético, presenta una horizontalización de tipo A/AC. En A.C.5, PT2 presenta tres ciclos pedogenéticos los cuales, se caracterizan por un desarrollo incipiente. Este desarrollo escaso, también se observó en A.C.6, donde PT2 tiene un perfil de tipo A/AC.

En la sección A.C.3 (Figura 9) están ausentes tanto PT1 como PT2. Esto es debido a la erosión que se presenta localmente y que origina en consecuencia, el afloramiento del Flujo de Bloques y Cenizas Grises de 28,140±875/-780 años A.P. (Macías *et al.*, 1997). El flujo en esta sección, se caracteriza por presentar fragmentos de troncos quemados. Subyaciendo a este flujo está PT3, el cual constituye un pedocomplejo integrado por dos paleosuelos. El primer ciclo, se caracteriza por tener mayor desarrollo pedogenético y espesor, con un perfil de tipo A/AB/Bw/BC cuyo fechamiento fue de 35,650±1,200 años A.P. (Sedov *et al.*, 2001 [Cuadros 4 y 5]). El segundo ciclo pedogenético tiene un desarrollo escaso y presenta un perfil de tipo A/AC (Figura 9).

PT3 en la sección A.C.4, muestra un escaso desarrollo pedogenético y debido a que, en ocasiones, el Flujo de bloques y cenizas grises no se llega a presentar en esta sección, (Figura 9) puede subyacer directamente a PT2. En A.C.7, PT3 sigue presentando un desarrollo incipiente caracterizado por un perfil de tipo A/AC/C.

VI.2.2 ZACANGO (Z).

De acuerdo con las observaciones realizadas en campo, se identificó que en la superficie de la sección Z.1, se encuentra el suelo moderno (Figura 10). Asimismo, se constató que PT1 ocupa una posición estratigráfica entre la Pómez Toluca Superior y la Pómez Toluca Inferior (Figura 10). En esta localidad, PT1 es un pedocomplejo constituido por dos ciclos pedogénicos. El primer ciclo se caracteriza por presentar un suelo poco desarrollado, con un perfil de tipo A/C y reportó un fechamiento de 20,000±130 años A.P. (Cuadro 4). Se estima que este esquema evolutivo, es similar con el primer ciclo pedogenético de PT1 en E.R.1 (Anexo 2). El segundo ciclo muestra un paleosuelo truncado por la erosión que sólo conserva, un horizonte Bw.

En esta localidad resulta muy evidente que entre PT1 y la Pómez Toluca Inferior, nuevamente se presenta la capa de ceniza gris retrabajada (Figura 10) de modo similar a como ocurre en A.C.1. Esta capa está constituida por cristales, pómez y líticos que tienen un tamaño de arena (Solleiro *et al.*, 2004). Dicha capa, según señala García-Palomo *et al.* (2002) también se presenta en E.R.1 donde alcanza un espesor de 42 cm. y en donde de manera particular, la Pómez Toluca Inferior está bien caracterizada. Caballero *et al.* (2001) y García-Palomo *et al.* (2002), también indican que en ocasiones esta capa de ceniza retrabajada se encuentra subyaciendo a una serie de depósitos de lahares. Este hecho se interpreta como una remoción de materiales, que ocurrió posteriormente al emplazamiento de la Pómez Toluca Inferior. En consecuencia, es probable que en algunas áreas, estos depósitos de lahar, en ocasiones hayan funcionado como el material parental de PT1.

En Zacango, al igual que en E.R.1 (Figuras 10 y 11) se observó que la Pómez Toluca Inferior constituye el límite superior de PT2. Este paleosuelo (PT2) también es un pedocomplejo y presenta un perfil de tipo A₁₁/A₁₂/Bw/BC/C, el cual reportó según

Sedov *et al.* (2001) un fechamiento de $31,300 \pm 900$ años A.P. (Cuadro 4) y está sobreyaciendo al depósito del Flujo de Bloques y Cenizas Grises de $37,000 \pm 1,125$ años A.P. (Macías *et al.*, 1997 [Cuadro 4]). En la sección que se trabajó en Zacango, no está presente el flujo de bloques de $28,140 \pm 875/-780$ años A.P. Sin embargo, Macías y Arce (comunicación personal, 2005) señalan que en otros sitios aledaños, sí se presenta dicho flujo.

Subyaciendo al flujo de bloques y cenizas grises de $37,000 \pm 1,125$ años A.P., está presente PT3, el cual muestra un perfil de tipo $A_{11}/A_{12}/AB/B_1/B_2/BC/C$ (Anexo 2). El humus del horizonte A reportó un fechamiento de $39,600 \pm 1,000$ años A.P. (Sedov *et al.*, 2001 [Cuadro 5]).

Otro paleosuelo que se encuentra en Z.1, es la unidad PT4. Sin embargo, el trabajo de campo realizado, mostró que PT4 no se presenta en Arroyo la Ciervita y tampoco en El Refugio. Pero en la localidad de Zacango, PT4 subyace a PT3 y tiene un perfil de tipo $A_{11}/A_{12}/B_1/B_2/BC/C$ (Anexo 2). En este sitio se observó que el límite inferior de PT4 es el depósito de un flujo piroclástico de color rosa claro, el mismo que subyace en Z.2 a una secuencia de paleosuelos que muestran horizonte árgico (Figura 10). Esta secuencia está constituida por PT5, PT6 y PT7. Estos paleosuelos sólo han sido encontrados en Z.2 y muestran un perfil decapitado por la erosión. En consecuencia, no presentan un horizonte A y tampoco es posible reconocer en campo o a través de los análisis de laboratorio efectuados, el material parental que formó a cada uno de ellos. Sin embargo, a través de su análisis macromorfológico sí es posible distinguir los límites pedogénicos entre ellos. Su edad no se sabe con certeza debido a que está fuera del límite del método de ^{14}C . En esta Tesis, apoyada en los estudios realizados por Sedov *et al.* (2001) se propone a nivel hipotético, que debieron formarse entre 50,000 y 100,000 años A.P.

VI.2.3 EL REFUGIO (E.R.1).

Como se observa en las Figuras 5 y 11, la capa superficial de esta sección está representada por el suelo moderno que a su vez, sobreyace a la Pómez Toluca Superior, la cual tiene una edad de $10,445 \pm 90$ años A.P. (Arce *et al.*, 2003 [Cuadro 5]). En esta localidad, este depósito de pómez, sobreyace a un depósito de espesor considerable, constituido por dos flujos de bloques de color gris fechados en $13,870 + 445/-420$ años A.P. (García-Palomo *et al.*, 2002 [Cuadro 4]). Subyaciendo a este depósito, se encontró un paleosuelo de 80 cm de espesor, el cual constituye un pedocomplejo que muestra dos ciclos pedogenéticos caracterizados por su escaso desarrollo. Como se observa en la figura 11, el primer horizonte A, tiene un fechamiento de $15,950 \pm 100$ años A.P. y el segundo, que fue fechado por García-Palomo *et al.* (2002) uno de $13,160 \pm 89$ años A.P. (Cuadro 5). Se estima que dichas edades, correlacionan a este periodo pedogenético con PT1 de A.C.1. Sin embargo, en E.R.1, PT1 presenta de modo particular, algunas diferencias significativas. Por ejemplo, en esta localidad, PT1 es un pedocomplejo que alcanza un espesor mayor que el que se observa en A.C.1. Empero, PT1 de E.R.1 se caracteriza por un menor desarrollo y evolución con respecto al que está presente en A.C.1 (Anexo 2).

En campo se observó que subyaciendo a PT1 (Figura 11) está representada la Pómez Toluca Inferior, con una edad estimada de $21,760 \pm 220$ años A.P. (Capra *et al.*, *en prensa* [Cuadro 4]) a la cual le subyace otro paleosuelo que está delimitado por el

depósito del flujo de bloques y cenizas grises (Figura 11) de 28,140±875/-780 años A.P. La posición estratigráfica de este segundo paleosuelo lo hace correlacionable con PT2 presente en A.C. Sin embargo, en E.R.1, dicho paleosuelo, se caracteriza por mostrar un perfil monocíclico, con un horizonte A de 45 cm de espesor y un horizonte Bw de 67 cm. Además, se distingue por ser más arcilloso que el de A.C.1, A.C.2 y A.C.4.

VI.2.4 Barranca Tepehuisco (B.T.1).

En esta sección (Figura 11) está presente una gran cantidad de materiales que corresponden a diversos eventos, los cuales, en su mayoría, no están representados en las otras secciones, esto debido a que su emplazamiento es muy localizado.

La superficie de la Barranca Tepehuisco, está cubierta por el suelo moderno. Subyaciendo a este suelo, está la Pómez Toluca Superior, la cual sepulta a PT0 (Figura 11). Fue observado en campo que PT0, se caracteriza por tener un perfil con escaso desarrollo y un espesor de 15 cm. Un suelo similar a PT0, fue fechado en la localidad de San Pedro Tlanisco (Figura 11) en 11,595±180 años A.P. (Arce *et al.*, 2003 [Cuadro 5]).

Previo a la etapa pedogenética de PT0, se considera, como muy probable, que las condiciones de estación que prevalecieron en la Barranca Tepehuisco, no fueron favorables para la formación de suelos muy evolucionados o bien, éstos fueron severamente erosionados como lo sugiere la ausencia de PT1 y PT3.

De acuerdo con las observaciones realizadas en campo, se puede proponer que existió, anterior a la pedogénesis de PT0, una dinámica de emplazamientos de flujos de bloques y cenizas los cuales, casi de manera constante, fueron sepultados por oleadas y capas de ceniza (Figura 11). En dicha localidad, a PT0 le subyace un depósito fluvial de color gris con un espesor de 120 cm., el cual se adelgaza a través de la barranca. Subyaciendo a este depósito, está presente una oleada que cubre a un flujo de bloques y cenizas, el cual tiene un espesor aproximado de 50 cm (Figura 11).

La posición estratigráfica de este depósito de bloques lo hace correlacionable con el flujo de bloques encontrado en E.R.1, fechado en 13,870±445/-420 años A.P. (García-Palomo *et al.*, 2002 [Cuadro 4]). A este evento le precedió en tiempo, otra secuencia de oleadas que cubren al Flujo de Bloques y Cenizas de 28,140±875/-780 años A.P. que en esta localidad es de color rosa (Macías, comunicación personal) (Figura 11). Al flujo de color rosa, le subyace una capa delgada de ceniza, la cual sepulta a un paleosuelo constituido por tres horizontes A, cuya característica distintiva es la presencia de grietas (Figura 11). Este paleosuelo está sobre el Flujo de Bloques y Cenizas de 37,000±1,125 años a.P. (Macías *et al.*, 1997) lo cual permitió correlacionarlo con PT2 de Z.1. Desde un punto de vista estratigráfico, a este flujo le antecede un depósito de caída de color ocre cuyo espesor aproximado es de 50 cm. Este evento a su vez, cubre a un material orgánico (70 cm de espesor) que reportó >47,760 años A.P. (Cuadro 5).

Probablemente dicho material se acumuló durante una fase hidromórfica, denominada por la WRB (1994) como inúndica. Antes de que se constituyera esta fase inúndica, hubo una etapa pedogénica que está representada por PT4. Durante esta investigación dicho paleosuelo fue fechado en 45,300±900 años A.P. (Cuadro 5). En esta localidad PT4, muestra un espesor aproximado de 1.80 m. y también le subyace el depósito del flujo piroclástico de color rosa claro descrito en Zacango (Figura 11).

VI.2.5 BARRANCA CIENEGUILLA (B.C.1).

Como se observa en la Figura 11, la Pómez Toluca Media fechada en $12,040 \pm 90$ años A.P. (Cervantes, 2001) sepulta a un paleosuelo. El análisis macromorfológico realizado en campo, mostró que dicho paleosuelo se caracteriza por un desarrollo escaso, así como un espesor delgado (35 cm). Presenta un horizonte A oscuro, con un grosor de 11-19 cm y tiene un contacto ondulado con el horizonte AC que le subyace. Este paleosuelo fechado en $38,700 \pm 600$ años A.P. (Solleiro *et al.*, 2004) descansa sobre un depósito orgánico (Figuras 7 y 11) el cual, también fue identificado en B.T.1. Sin embargo, en la localidad de Cieneguilla, dicho material tiene un espesor mayor a 120 cm. y fluctúa de $>47,800$ a $43,800 \pm 1,100$ años A.P. Con base en la posición estratigráfica y cronológica se propuso que este paleosuelo, es similar con PT3.

VI.2.6 SAN PEDRO TLANISCO (S.P.T).

En esta sección está presente PT0, el cual muestra de modo similar con B.T.1., un desarrollo escaso. Se estima que el periodo de pedogénesis de este paleosuelo además de que fue de corta duración, estuvo limitado en esta localidad, por condiciones particulares de sitio como lo es una pendiente escarpada de 30° . El perfil de PT0 es de tipo A/AC/C, tiene un espesor de 30 cm, con un horizonte Ah de 7 cm, el cual es rico en humus y reporta $11,595 \pm 180$ años A.P. (Arce *et al.*, 2003). Además tiene una posición estratigráfica muy discernible, ya que se encuentra subyaciendo a la Pómez Toluca Superior y descansa sobre la Pómez Toluca Media. Esta última no está presente en B.T.1., sin embargo, su límite superior es un marcador confiable.

VI.3 CARACTERÍSTICAS, PROPIEDADES Y PROCESOS PEDOLÓGICOS QUE CONSTITUYEN LA MEMORIA DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS.

De acuerdo con los fechamientos disponibles tanto para los paleosuelos como para los materiales volcánicos (Cuadros 4 y 5; Figuras 9, 10 y 11) se establece en esta Tesis, que la formación de los paleosuelos ocurrió durante el lapso comprendido entre el Pleistoceno tardío – Holoceno. Según los criterios postulados por Fanning y Fanning (1989); Retallack (1990) y Birkeland (1999) estos paleosuelos, por su edad de formación, se deben considerar jóvenes (Cuadros 4 y 5) y en consecuencia, poco alterados por la diagénesis que ocurrió posterior a su sepultamiento (Yaalon, 1971).

Dicha juventud y conservación, coadyuvaron a que el análisis e interpretación de su memoria no sólo se basara en las características, propiedades y procesos más perdurables, sino también, en varios parámetros pedogénicos susceptibles a cambio dentro de un lapso mediano. Las características y propiedades que más información significativa aportaron, acerca de la pedogénesis de los suelos estudiados y de su ecosistema, se presentan en el (Anexo 2).

Cuadro 6. Características y propiedades contenidas en la memoria del suelo
CARACTERÍSTICAS DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS.

1. Características macromorfológicas y físicas: (i) espesor de los horizontes; (ii) distribución; (iii) límite entre horizontes; (iv) color del suelo en húmedo y (v) textura de los horizontes.

2. Características químicas: (i) porcentaje de carbono orgánico total; (ii) pH en NaF; (iii) porcentajes de hierro, aluminio y sílice amorfos; (iv) porcentajes de hierro y aluminio libres y (v) composición química total.

3. Características mineralógicas: (i) composición de la fracción de arena fina y (ii) composición de la fracción de arcilla cristalina.

4. Características micromorfológicas: (i) microestructura del suelo; (ii) rasgos pedológicos y (iii) grado de intemperismo de los minerales.

5. Elementos paleobotánicos presentes en los paleosuelos: (i) contenido de fitolitos y (ii) composición isotópica del humus.

PROPIEDADES DIAGNÓSTICAS DE LOS HORIZONTES PRESENTES EN LOS SUELOS Y PALEOSUELOS.

1. Horizonte A Úmbrico- Húmico.
Grado evolutivo del horizonte: bien desarrollado. Este horizonte está presente en todos los suelos modernos y paleosuelos no decapitados, con excepción de PT1 de E.R.1.

2. Horizonte Víttrico y horizonte con propiedades Ándicas.
Grado evolutivo de los horizontes: de ligero a moderado, respectivamente. El primer tipo de horizonte está presente en todos los paleosuelos que son análogos a los Andosoles Víttricos modernos, en tanto, que el horizonte con propiedades ándicas, sólo se observó en PT2.

3. Horizonte E Álbico.
Grado evolutivo del horizonte: moderado. Este tipo de horizonte sólo se identificó en PT6 y PT7.

4. Horizonte B Cámbico.
Grado evolutivo del horizonte: moderado Sólo fue reconocido en PT1 de A.C.1 y Z.1.

5. Horizonte B Árgico.
Grado evolutivo del horizonte: alto. Claramente manifiesto en PT5, PT6 y PT7.

Como se observa en este Cuadro, las características pedológicas empleadas para la interpretación de la memoria de los suelos y paleosuelos son de diversa índole. En contraste, las propiedades que fueron consideradas en esta investigación incluyeron tanto el grado evolutivo alcanzado por los horizontes de diagnóstico como su tipo taxonómico. Es importante mencionar que un conjunto de características, como las antes señaladas, proporciona al suelo sus propiedades diagnósticas. Ambas, características y propiedades, siempre son resultado de un tipo específico de procesos ambientales y pedogénicos, que son particulares para cada ecosistema y que ocurrieron durante la formación del suelo (WRB, 2006). Así como se observa en el Cuadro 6, los horizontes vítricos representan el menor grado evolutivo en tanto que los horizontes árgicos manifiestan su alta evolución alcanzada.

Por otra parte, los procesos que intervinieron en la formación de los suelos y paleosuelos estudiados, son muy numerosos. En el Cuadro 7 se citan algunos de los más importantes y su definición se encuentra contenida en el glosario de esta Tesis.

Cuadro 7 . Procesos pedológicos que intervinieron en la génesis y tipogénesis de los suelos y paleosuelos presentes en el volcán Nevado de Toluca

Procesos	Suelo/paleosuelo								
	S.M.	PT0	PT1	PT2	PT3	PT4	PT5	PT6	PT7
Agregación	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Quelatación	x	x		x	x	x			
Compactación				x	x	x			
Decarbonatación							x	x	x
Deposición	x		x	x	x	x		x	
Erosión			x				x	x	x
Eluviación	x		x	x	x	x	x	x	x
Stanogleyización							x	x	x
Humificación	x			x	x	x			
Hidratación	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Hidrólisis	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Iluviación	x		x	x	x	x	x	x	x
Lessivage							x	x	x
Leucinización								x	x
Mineralización	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Oxidación	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Pedoturbación	x		x	x	x	x	x	x	x
Reducción							x	x	x
Intemperismo	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Argilización							x	x	x
Empardecimiento			x						
Andosolización	x			x	x	x			

X : denota la presencia del proceso

Se observa en este Cuadro, que existen diferencias significativas en el número y tipo de procesos que intervinieron en la pedogénesis de los suelos y paleosuelos estudiados. Así, el S.M., PT0 y PT1 muestran procesos diferentes entre sí y con respecto a los demás, en tanto que PT2, PT3 y PT4 conservan entre ellos evidencias de procesos similares. Esto mismo ocurre con PT5, PT6 y PT7.

VI.3.1 DESCRIPCIÓN DETALLADA DE LAS CARACTERÍSTICAS MACROMORFOLÓGICAS Y FÍSICAS.

Todos los perfiles estudiados, excepto PT5, PT6 y PT7, muestran las siguientes características distintivas: (a) están constituidos por una multisequencia de horizontes A de tipo húmico (Figura 3); (b) a nivel del área de estudio, estos horizontes presentan un espesor que oscila de 6-40 cm; (c) los paleosuelos con propiedades análogas a los Andosoles, exhiben colores oscuros en el epipedón, el cual manifiesta una clara diferencia cromática con los horizontes subyacentes (Figura 3); (e) en general existe un contraste claro entre los horizontes A y B y con frecuencia, un límite plano en el caso de los horizontes que constituyen pedocomplejos y (f) su clase textural, oscila de media (<35% de arcilla y < 70% de arena) a gruesa (<15% de arcilla y >70 de arena) (Anexo 2).

Con respecto a PT5, PT6 y PT7, las características morfopedológicas que los distinguen son: (a) ausencia de horizonte A debido a una intensa erosión; (b) formación de horizontes E Álbicos producto de los procesos de eluviación y leucinización; (c)

desarrollo de horizontes Árgicos formados principalmente por los procesos de eluviación e iluviación y (d) presencia de rasgos reductomórficos generados por el proceso de stanogleyización.

Según Mizota y van Reeuwijk (1989) la combinación de estas características, genera a través de procesos pedogenéticos algunas de las propiedades más distintivas de los suelos formados a partir de materiales volcánicos. Con base en estas características y propiedades es posible proponer en el área de estudio, la presencia de cuatro grupos diferentes de paleosuelos.

Grupo 1. Paleosuelos que están limitados en su desarrollo por factores topográficos que generaron un escaso espesor del suelo (v.g., PT0).

Grupo 2. Paleosuelos que muestran un perfil de tipo A Úmbrico-Húmico/B Vítico y/o A Úmbrico/B Ándico, en los cuales la dinámica química del hierro y/o del aluminio determinó su tipogénesis (v.g., PT2, PT3 y PT4).

Grupo 3. Paleosuelos con horizonte B Cámbico y un desarrollo pedogenético moderado (v.g., PT1).

Grupo 4. Los paleosuelos PT5, PT6 y PT7 constituyen el cuarto grupo, el cual está diagnosticado por la presencia de un subsuelo que muestra un enriquecimiento en arcilla (B Árgico).

Es importante destacar que las diferencias morfológicas y de procesos entre los cuatro grupos de los paleosuelos estudiados, resultan indicativas tanto de diferencias en las condiciones de estabilidad como en las características del ambiente en el que se formaron éstos.

VI.3.2 CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

VI.3.2.1 Carbono Orgánico Total (C.O.).

Como se muestra en el Anexo 2 , los porcentajes más altos de C.O. en los paleosuelos, siempre se registraron en los horizontes A, indicando así, la presencia de propiedades húmicas. También se observa en los resultados obtenidos, una tendencia clara a disminuir el porcentaje de C.O. conforme se incrementa la edad de los paleosuelos. Por ejemplo, el porcentaje de C.O. determinado en el suelo moderno (S.M.2) fue de 8% en tanto que para los paleosuelos más antiguos (v.g., PT6) su valor máximo es de 0.05% (Anexo 2). Es probable que fluctuaciones en el clima, principalmente en la humedad y temperatura (Coleman, 1989) la lixiviación ocurrida a través del tiempo, la erosión que se presentó reiteradamente en el área (Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002 y Arce *et al.*, 2003) así como la diagénesis, fueron mecanismos trascendentales en los contenidos y pérdida de C.O. en estos paleosuelos. También, de acuerdo con Miehlich (1991) un contenido bajo de carbono, puede atribuirse al hecho de que los suelos que se encuentran bajo un régimen ústico, normalmente contienen pequeñas cantidades de alofano. Consecuentemente, sólo una porción mínima de la materia orgánica es fijada en compuestos organo-minerales y la acumulación de materia orgánica es concentrada en el suelo superficial.

Es importante destacar que el porcentaje de C.O. que presenta PT4, resulta muy similar con los valores que muestra el horizonte B de PT1 y de PT5 (Anexo 2). Aunque se requiere realizar más análisis al respecto, esta información sugiere que el grado absoluto de confiabilidad para utilizar el C.O. como un elemento perdurable de la memoria de los paleosuelos, está restringido en zonas templadas, a menos de 40,000 años.

VI.3.2.2 pH en NaF.

Con excepción del horizonte A₁₂, que muestra PT4, los horizontes presentes en los demás paleosuelos, tuvieron reacciones de pH menores a 9.5. Estas lecturas fueron muy bajas en PT5, PT6 y PT7 (Anexo 2). Con base en WRB (1999) estos valores son indicativos de que los paleosuelos del área de estudio, carecen de complejos órgano-alumínicos y/o productos alofánicos en cantidad suficiente para diagnosticar la presencia de propiedades ándicas y/o horizontes Ándicos. De acuerdo con Shoji *et al.* (1993) la ausencia de este horizonte, corrobora una juventud evolutiva en los suelos. Esta, puede resultar tanto de una interrupción en la pedogénesis, debida a la inestabilidad ambiental, como a una deficiencia en el régimen de humedad del suelo, que limita el intemperismo del material parental.

VI.3.2.3 Contenidos de Hierro, Aluminio y Sílice libres y amorfos (Oxidos libres).

- **Hierro libre (Fe_d).** En el Anexo 2 se observa, que el porcentaje de este tipo de hierro tiende a ser similar en los suelos modernos, así como en la mayoría de los paleosuelos. Sin embargo, se pueden reconocer algunas diferencias en su comportamiento. Entre las principales destacan:
 1. Los valores analíticos más bajos, (<1) que se obtuvieron en los paleosuelos muestreados se presentaron en la localidad de Zacango (v.g., PT2, PT3, PT4 y en algunos horizontes de PT6 y PT7) [(Anexo 2)]. Esos valores, coinciden en su mayoría, con los horizontes menos desarrollados como son AC, C, y E, aunque eventualmente, también se presentan en los horizontes Bt (Bt₂ y Bt₃ de PT6 y Bt₁ de PT7).
 2. Los contenidos más altos de hierro libre (1.48-2.04 [Anexo 2]) se registraron en PT1 y PT2 de A.C.1 y A.C.2. Con respecto a PT3, éste muestra valores que se consideran intermedios (Anexo 2) en tanto que PT6 y PT7 se caracterizan por no mostrar un patrón en la distribución del hierro libre.
- **Hierro amorfo (Fe_o).** De acuerdo con Parfitt (1989) se consideran suelos ricos en amorfos de hierro más aluminio, aquellos que presentan un porcentaje >5%. En este análisis, la mayor concentración de hierro amorfo, se encontró en los suelos modernos, (particularmente en S.M.2) y en PT2-A.C.2 (Anexo 2). En contraste, PT5, PT6 y PT7 muestran los menores porcentajes.

En los otros paleosuelos analizados, principalmente, en los que constituyen pedocomplejos, se determinó que el porcentaje de hierro amorfo varía a través del perfil. En ocasiones, estos valores mostraron un incremento que coincidió, generalmente con la presencia de horizontes A (v.g., PT2-A.C.1 y A.C.2). En

otros casos, estos porcentajes se presentan en horizontes AB y B. Por ejemplo, esto se observa claramente en el segundo ciclo de PT3-Z.1 (Anexo 2).

- **Aluminio (Al_d).** Como se observa en el Anexo 2, todos los paleosuelos analizados, presentan bajos contenidos de aluminio, los cuales oscilan de 0.05-0.41% alcanzando un valor ligeramente mayor a la unidad en PT3-A.C3 (Anexo 2). Solamente en S.M.2 se observan valores de concentración altos (21.80%).
- **Aluminio (Al_o).** El contenido de este tipo de aluminio es con excepción de PT3-A.C.3, ligeramente mayor que el determinado por ditionito (Anexo 2). Los porcentajes de aluminio amorfo en general, fluctúan en cada uno de los perfiles como también, entre los diferentes paleosuelos.

Los valores más altos (0.96-5.94%) se registraron en los suelos modernos y en PT2-A.C.1 y A.C.2. A partir de PT4 el contenido de aluminio amorfo, tiende a disminuir, presentando los horizontes E y Bt_2 de PT6 y E de PT7, los valores más bajos. Se considera que PT1 y PT3 muestran valores intermedios (Anexo 2).

- **Silicio (Si_o).** Los datos analíticos que están contenidos en el Anexo 2, indican que los valores más altos de la concentración de sílice amorfo, oscilan de 0.68-4.18 y se presentan tanto en los suelos modernos como en algunos pocos paleosuelos (PT2 y PT3). A nivel de algunos ciclos pedogénicos se identificaron fluctuaciones en los porcentajes. Por ejemplo, en el primer ciclo de PT2-A.C.1 (60-176 cm de profundidad) el porcentaje de sílice amorfo, es ligeramente más bajo que el del ciclo pedológico que lo sobreyace (0-60 cm de profundidad). En el caso de PT3-A.C.3, esta situación se invierte (Anexo 2).

Por otra parte, PT1 muestra bajas concentraciones de silicio, aunque éstas son ligeramente mayores que las que presenta PT4. Los porcentajes más bajos se registraron en PT5, PT6 y PT7. Es importante mencionar que el contenido de sílice amorfa en los suelos y paleosuelos estudiados, se distingue por presentar una correlación significativa con el porcentaje de aluminio amorfo. Los porcentajes altos de Al_o coinciden con porcentajes altos de Si_o . Esto confirma que el alofano es el principal contribuyente de aluminio amorfo en estos suelos.

VI.3.4 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN ARENA FINA

Se observa en el Cuadro 8, que la composición y porcentaje de los minerales en el perfil de todos los paleosuelos, se caracterizan por su homogeneidad. Esto indica, que no existe ninguna discontinuidad mineral en los perfiles de todos los paleosuelos estudiados. Asimismo, estos minerales muestran una distribución y porcentaje que está correlacionado con la naturaleza del material parental y con el grado de alteración de cada suelo o paleosuelo. Por ejemplo, los materiales menos estables como el vidrio volcánico, se presentan en mayor porcentaje en los suelos más jóvenes y en los paleosuelos menos intemperizados (v.g. suelos modernos y PT1).

Por otra parte, las plagioclasas resultaron ser los minerales dominantes en todos los perfiles (Cuadro 8). Sin embargo, su incremento es solo relativo, ya que está en función

Paleosuelo	Horizonte	Plagioclasas	Vidrio vol.	Pirox+Anf.	Otros	Cuarzo	Fitolitos
S.M.2	A	41.7	29.5	16.3	8.6	3.9	29.0
N.T.1	AC	47.7	29.4	15.1	4.9	2.9	30.0
	C	41.3	33.1	16.6	7.6	1.5	
S.M.1	A	42.9	31.9	17.6	7.6		9.2
A.C.1	BCw	42.6	35.6	16.2	4.0	1.6	3.0
PT1	Bw	43.1	33.4	15.5	6.5	1.5	0.1
A.C.1	BCw	28.9	48.3	14.7	6.7	1.4	0.6
	C	27.8	53.3	15.0	2.9	1.0	0.0
	Ceniza	28.0	48.7	16.6	3.9	2.8	
PT2	A₁₁	48.4	23.7	19.2	6.4	2.3	0.4
A.C.2	A₁₂	55.6	22.7	14.3	4.2	3.2	0.0
	AB	45.1	24.7	19.6	6.2	4.4	0.3
	A	46.3	23.7	17.1	8.2	4.7	0.0
	AB	49.0	30.8	8.1	7.4	4.7	0.1
	A	49.1	28.5	14.2	4.9	3.3	1.1
	Bw	47.4	21.7	20.2	7.2	3.5	0.4
	BCg	41.2	34.4	19.1	2.5	2.8	0.0
PT3	A	53.5	16.1	18.7	4.7	7.0	
A.C.3	AC	47.0	21.6	17.9	7.2	6.3	4.0
	A	48.6	18.1	21.4	5.3	6.6	
	AB	49.6	12.7	26.5	6.0	5.2	
	(B)	51.2	11.6	21.1	7.9	8.2	27.0
	BC	48.0	13.5	21.5	9.6	7.4	
PT4	A₁₁	50.6	15.2	21.8	7.9	4.4	0.7
Z.1	A₁₂	54.3	19.7	14.3	6.7	5.0	
	B1	56.5	15.5	14.0	9.1	4.9	0.7
	B2	53.7	15.4	14.2	13.0	3.7	0.7
	BC	50.3	24.4	10.2	10.8	4.3	1.2
	C	50.1	21.8	11.8	12.4	3.8	0.3
PT5	Bt	58.2	6.8	16.1	8.0	10.9	2.5
Z.2	BC	45.1	17.5	8.9	15.9	12.7	0.8
PT6	E	60.6	4.4	10.7	14.1	10.2	2.3
Z.2	Bt₁	54.3	10.5	9.3	14.5	11.4	33.0
	Bt₂	59.6	15.5	7.4	10.7	6.8	2.6
	Bt₃	63.1	9.0	9.3	11.4	7.2	6.1
	BC	59.9	11.0	14.5	9.9	4.7	2.8
	C	63.0	8.0	15.1	8.0	5.9	4.1
PT7	E	52.3	14.6	15.5	13.4	4.2	0.3
Z.2	Bt₁	55.3	16.0	11.2	11.8	5.7	39.0
	Bt₂	50.8	16.5	14.0	12.1	6.7	3.2
	BC	56.8	16.1	62	11.7	10.1	0.8
	C	49.4	6.3	11.0	28.6	4.7	0.6

de los porcentajes de vidrio volcánico y piroxenos que han sido alterados. En contraste, PT5, PT6 y PT7 se caracterizan por presentar en su fracción de arena fina los porcentajes más altos de plagioclasas y con excepción de PT7, cuarzo, siendo pobres en vidrio y piroxenos (Cuadro 8).

VI.3.4.1 Nivel de intemperismo de la fracción arena fina

Sobre los minerales antes mencionados, se identificaron a través del microscopio petrográfico, los siguientes rasgos de intemperismo: (1) algunos granos tienen señales de alteración hidrotermal: sericitización de plagioclasas y sustitución de piroxenos; (2) muchos minerales cristalinos presentan recubrimientos de vidrio volcánico y (3) fueron identificadas aberturas sobre plagioclasas y en silicatos de Fe-Mg. Según Hodson, *et al.* (1999) la dinámica de alteración de estas aberturas determina que con el tiempo se favorezca una estabilidad en el intemperismo, o bien el inicio de una trayectoria de alteración diferente. Esto debido a que el removimiento de iones disueltos cambia de movimientos de fluidos relativamente rápidos a una difusión relativamente lenta bajo condiciones estágnicas. Por lo tanto, se asume que los recubrimientos de vidrio, los precipitados secundarios de Fe y Al sobre las superficies de los granos y este tipo de aberturas, son rasgos en los minerales de estos paleosuelos, que contribuyeron a proteger a los granos de la alteración y consecuentemente, a reportar un intemperismo moderado (Figura 12).

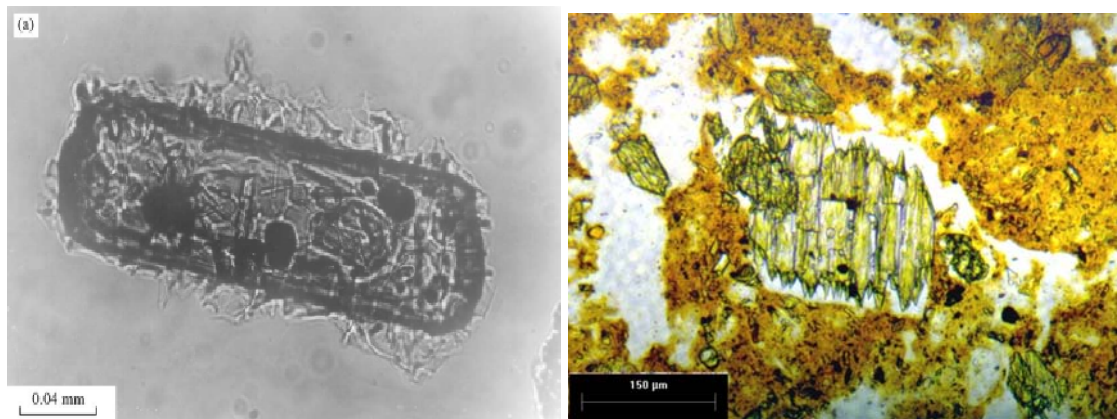


Figura 12. Intemperismo en minerales. En la imagen izquierda se ilustra un piroxeno recubierto por películas de vidrio volcánico derivadas del intemperismo. La imagen a la derecha muestra un piroxeno con alteración de tipo pelicular en la periferia.

VI.3.5 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN DE ARCILLA CRISTALINA

La mineralogía de arcilla permite distinguir la intensidad del intemperismo al que estuvieron expuestos los diferentes paleosuelos.

En los suelos modernos dominan los materiales amorfos, los patrones de difracción de rayos X son muy débiles y contienen cantidades altas de alofano (Cuadro 9).

Cuadro 9. Mineralogía de la fracción arcilla

Suelos	Horizonte	haloisita (7Å)	haloisita (10 Å)	caolinita	esmectita	tridimita	feldespatos	
PT1 A.C.1	Bw	X	XX		X			
	BCw	XX	X		X			
	C	XX						
Z.1	Bw	X						
	A	XX					X	
	C						X	
E.R.1	A	X					X	
	AC	X					X	
	A	X					X	
	C						X	
PT2 A.C.2	A ₁₁	XX	X					
	A ₁₂	XX	XX		X			
	AB	X	X	X				
	A	XX	X	X	X			
	AB	XX		X	X			
	A	XX	XX		X			
	Bw	XX			X			
	BCg	XX						
	A.C.5	A/AC	XX					
		A	XX	X				
AC		X	XX					
A		X	XX					
A.C.6	A	X						
	AC	X	XX			X	X	
PT3 A.C.3	A	XX		X				
	AC	XX	X	X				
	A	XX	X	X	X			
	AB	-						
	Bw	XX			X			
	BC	XX			X			
A.C.7	A	XX				X		
	AC	XX						
	C	XX						
PT4 Z.1	A ₁₁	X	XX	XX				
	A ₁₂	X	XX	XX	X			
	B1		XX	X				
	B2	XX	XX					
	BC	XX	X		X			
	C	XX			XX			
	B.T.1	Ag	X					
A		X						
AB		X					X	
B		X						
C		X				X	X	
PT5 Z.2	Bt	X		XX				
	BC	X		XX				
PT6 Z.2	E			XX				
	Bt ₁	X		XX				
	Bt ₂	X		XX				
	Bt ₃	X		XX				
	BC	XX		XX				
C	XX		XX	X				
PT7 Z.2	E	XX		XX	X			
	Bt ₁	XX		XX	X			
	Bt ₂	XX		XX				
	BC	XX		XX				
	C	XX	XX		X			

Con base en los resultados publicados por Sedov *et al.* (2000a) y los obtenidos en esta investigación, en los paleosuelos PT1, PT2, PT3 y PT4, la haloisita 7 Å y la haloisita 10 Å están presentes en cantidades significativas, aunque asociadas con porcentajes pequeños de caolinita y en ocasiones, con cantidades pequeñas de esmectita (Cuadro 9). Este tipo de asociaciones de arcillas resulta común en los suelos que tuvieron su origen a partir de materiales volcánicos (Shoji *et al.*, 1993).

En PT2 de A.C.5 y A.C.6 como en PT1 de E.R.1 y PT4 de B.T.1, no se identificó caolinita ni tampoco esmectita. En lugar de estas arcillas, fue detectada la presencia de tridimita (Cuadro 9).

Se estima que debido a condiciones particulares de sitio (v.g., contenido de humedad del suelo, estabilidad de la pendiente, edad y grado de intemperismo del suelo) así como a los efectos intempéricos a través del tiempo, dicha coexistencia de estos minerales no se presenta en todas las localidades estudiadas.

Por otra parte, la coexistencia de los minerales arcillosos puede tener lugar si hubo cambios significativos en el clima y en el drenaje a través del tiempo los cuales pueden favorecer un tiempo cero que determina a su vez, el inicio de una nueva fase de pedogénesis (Nieuwenhuyse *et al.*, 2000).

En PT5, PT6 y PT7, la caolinita se encuentra entre los principales minerales arcillosos junto con la haloisita 10 Å. Sin embargo, también presentaron porcentajes pequeños de esmectita (Cuadro 9).

Algunos avances de microscopía de transmisión hasta el momento (Solleiro-Rebolledo Comunicación personal, 2006) han reportado que la caolinita se caracteriza por ser poco cristalizada, o sea se trata de una arcilla neoformada. Esta misma fase caolinítica ha sido reportada en paleosuelos italianos (Terhorst *et al.*, 2003) y su presencia la han atribuido a valores altos de precipitación y periodos de intemperismo muy intenso que no son comparables con la pedogénesis interglacial más joven. Las condiciones paleoambientales descritas para estos suelos fueron cálido-húmedas bajo la influencia de un clima subtropical.

VI.3.6 ELEMENTOS PALEOBOTÁNICOS

VI.3.6.1 Contenido de Fitólitos en Suelos y Paleosuelos.

Los suelos modernos presentaron el mayor contenido de fitólitos en la fracción de limo del horizonte A. Los suelos modernos, actualmente cultivados, tuvieron un porcentaje de 11.1 y los suelos forestales de 9.2%. Los horizontes A de PT1-PT4 mostraron porcentajes que oscilaron entre 1.2 y 4 (Cuadro 8).

De modo atípico, en los horizontes Bt de los paleosuelos PT5, PT6 y PT7 se encontró un contenido alto de fitolitos, mayor a 3.2% (Cuadro 8). La mayoría de estos fitolitos a diferencia de los que se cuantificaron en los paleosuelos más jóvenes, tienen numerosos rasgos de disolución en su superficie (Figura 13) provocadas por efecto del intemperismo (Alexandre *et al.*, 1994).

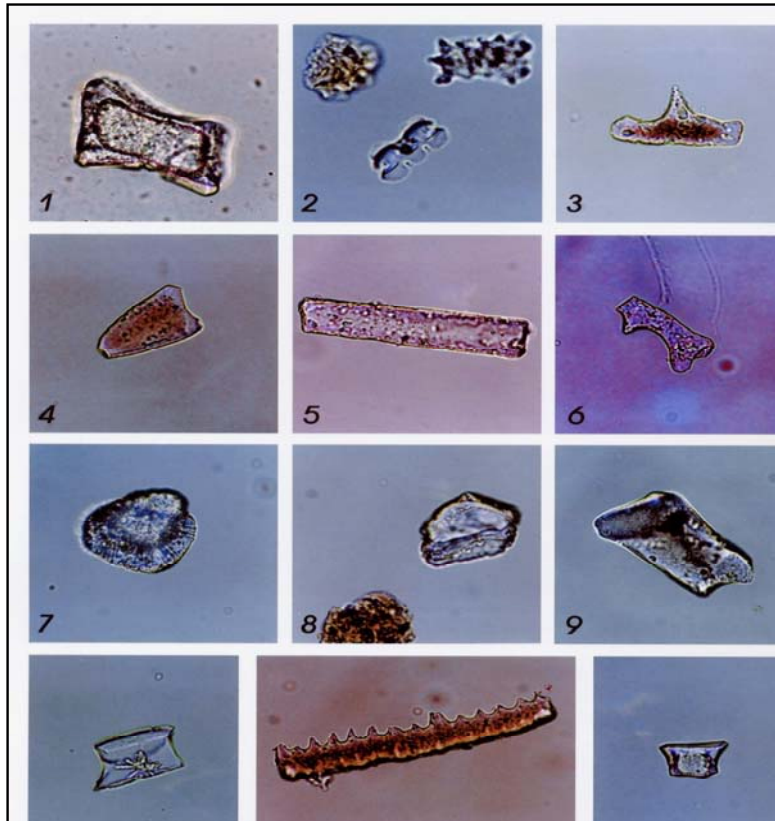


Figura 13. Principales morfotipos de fitolitos observados en los suelos modernos y paleosuelos estudiados publicados por Vallejo (2002).

De acuerdo con Sedov *et al.* (2003a) la morfología que muestran los fitolitos presentes en los suelos modernos y paleosuelos permitió establecer que éstos corresponden en más del 50%, a pastos de tipo C3 indicativos de condiciones húmedas. En contraste, en PT1 y PT4 se observaron cantidades ligeramente mayores de fitolitos de plantas C4 lo que sugiere la presencia de periodos de sequía durante su ciclo pedológico de formación.

VI.3.6.2 Composición isotópica del humus.

La relación de isótopos estables del carbono contenido en el humus de los horizontes A, mostró una considerable diferencia entre los suelos modernos y los paleosuelos sepultados (Cuadro 10). Los suelos modernos presentaron valores bajos que oscilaron de -22.84 a -24.51‰ mientras que los valores en los paleosuelos se caracterizaron por ser más altos ya que oscilan entre -19.00 a -22.00‰ . En el caso de PT4, éste se distinguió por mostrar el valor más alto, estimado en -17.70‰ lo que permitió

interpretar que este paleosuelo se formó en condiciones más secas que las que predominaron en la pedogénesis de los otros paleosuelos.

Cuadro 10. Isótopos de Carbono estable de suelos y paleosuelos

Suelo	Material/Horizonte	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	Sección estratigráfica
S.M.1	A	-22.84	A.C.1
S.M.2	A	-24.51	N.T.
PT2	A superior	-20.69	A.C.1
	A inferior	-21.30	
PT2	Fragm. Carbón	-22.00	A.C.2
	A superior	-20.84	
	A medio	-21.09	
	A inferior	-19.91	
PT2	A superior	-19.09	Z.1
PT3	Ceniza	-24.00	A.C.3
	A superior	-20.50	
	A inferior	-20.69	
PT3	A superior	-19.48	Z.1
	A inferior	-20.52	
PT4	A	-17.70	Z.1

Observación: No se determinó en PT1, PT5, PT6 y PT7 por que carecen de horizonte A.

VI.3.7 PROPIEDADES MICROMORFOLÓGICAS

VI.3.7.1 Horizontes A.

El análisis micromorfológico realizado a los horizontes A evidenció que en la mayoría de los epipedones, se desarrolló una estructura granular fina o migajosa ultrafina muy estable. Estos agregados, según señala Sedov *et al.* (2003a) muestran una distribución espacial en la matriz del horizonte, similar a la que presentan los Andosoles modernos que se localizan en el área de estudio (Figura 14).

Se estima que este arreglo estructural, le confirió a los horizontes A, una densidad aparente baja, gran porosidad y una buena permeabilidad, lo cual facilitó el crecimiento radicular. Otra característica evidente es que en estos horizontes, el material orgánico que aún se conserva, está ampliamente distribuido en la matriz, proporcionándole una coloración uniforme.

También se observó que todos los horizontes A, con excepción del que está presente en PT4, carecen de rasgos de iluviación de arcillas. De acuerdo con USDA (1988) esta carencia se debe a que en la zona de actividad radicular, la formación, transformación y destrucción de los agregados, requiere de menos tiempo para llevarse a cabo que el proceso de iluviación.

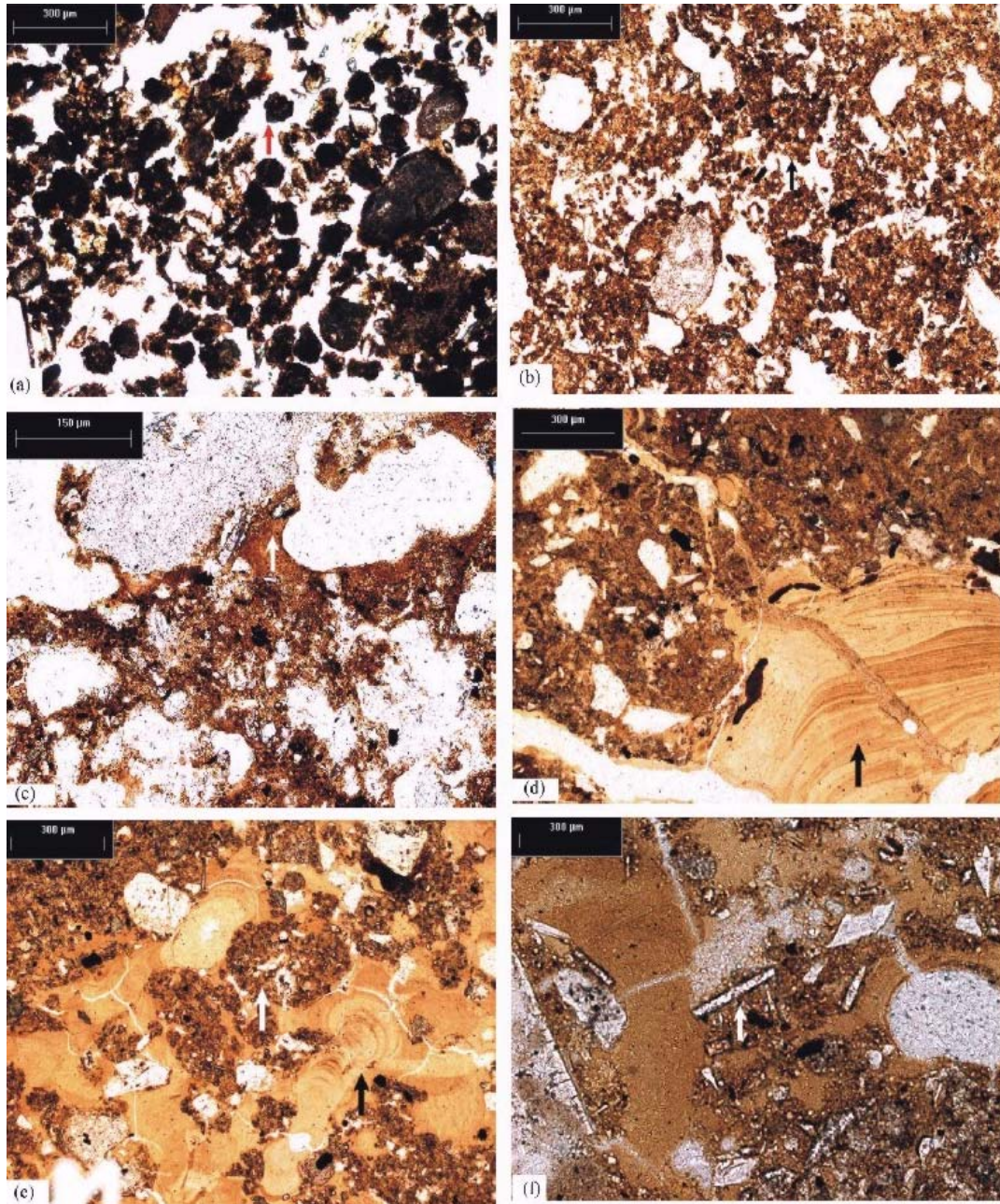


Figura 14. Microfotografías que evidencian rasgos de la memoria de un suelo moderno y paleosuelos: (a) estructura granular en el horizonte A de un suelo moderno; (b) estructura compuesta de bloques subangulares y granulares desarrollada en el horizonte A de PT2; (c) revestimientos isotrópicos delgados en el horizonte A de PT2; (d) revestimientos anisotrópicos gruesos en el horizonte argílico de PT6 (e) estructura granular delimitada por revestimientos en el horizonte argílico de PT7 y (f) fitolitos presentes en el horizonte argílico de PT7.

De modo particular, el horizonte A de PT2 (profundidad 0-15 cm) así como el horizonte A de PT3 (profundidad 20-40 cm), muestran la coexistencia de dos tipos de agregados caracterizados por sus formas granulares y subangulares (Figura 14b). Se estima que aproximadamente el 50% del material edáfico presente en estos horizontes, desarrolló una estructura en bloques subangulares y el resto, una estructura granular. Las áreas que muestran estructura subangular presentan compactación y menor porosidad (Figura 14b). Al respecto, USDA (1988) señala que las estructuras granulares están relacionadas muy directamente con las transformaciones simples y complejas que experimenta la materia orgánica durante su biociclaje, en tanto que las estructuras que tienden a ser angulares, están más vinculadas con el complejo de alteración del suelo, principalmente con las arcillas.

Los horizontes A de PT2 y PT3 se caracterizan además, porque en ambos casos, su matriz muestra un evidente empobrecimiento de humus el cual, se acumula preferentemente cerca de los poros. También reportan Sedov *et al.* (2001 y 2003b) que es común observar en PT2 y PT3, revestimientos arcillosos delgados, en su mayoría no laminados, isotrópicos y de color amarillento pardo sobre algunos canales (Figura 14 c). Como se mencionó anteriormente, en PT4, se reconocieron algunos revestimientos de arcilla tanto en el horizonte A como en el horizonte B. Se estima que estos revestimientos son producto de translocación.

VI.3.7.2 Horizontes B y C.

Respecto a las características micromorfológicas que presentan los horizontes B de los paleosuelos estudiados, destacan las siguientes:

La microestructura que caracteriza al horizonte Bw de PT1, es compleja en su arreglo, debido a la presencia de agregados granulares, con diferentes grados de desarrollo y de tamaño, asociados con bloques subangulares. El material fino que ocupa el espacio entre estos agregados es isotrópico, de color pardo claro y consiste de arcilla y óxidos de hierro. En este horizonte, los revestimientos de arcilla iluvial son muy escasos (<1%) delgados y sólo se localizaron en poros.

En los horizontes BC y C, fueron observados numerosos fragmentos de andesitas con textura porfirítica, constituidos principalmente por plagioclasas, hornblendas, piroxenos y vidrio volcánico. Además, se identificaron en ellos evidencias claras de intemperismo como son el agrietamiento en la superficie de los minerales primarios, su relleno con arcilla y con óxidos de hierro.

Con respecto a los horizontes Bt, presentes en PT5, PT6 y PT7 resulta muy distintiva la abundancia que muestran de revestimientos gruesos de arcilla iluvial (>10% del área de la lámina) y rellenos, muchos de ellos microlaminados (Figura 15d). Estos revestimientos microlaminados, son indicativos de múltiples eventos de iluviación de arcilla, la cual consiste principalmente de minerales cristalinos 1:1. Esto último, fue evidenciado por el anisotropismo que presentan bajo polarizadores cruzados.

También son frecuentes los revestimientos arcillosos fragmentados, lo cual según señala Wilding *et al.* (1983) es típico en un horizonte paleo-argílico sometido a efectos de pedoturbación. Cabe destacar que en estos horizontes, son abundantes los moteados pardo rojizos, los cuales se concentran sobre la superficie de los agregados, poros y

canales de raíces. Asimismo, se presentan moteados de manganeso, en la superficie de los agregados. De modo particular se observó que en el horizonte Bt de PT7, la masa basal del suelo forma agregados granulares delimitados por revestimientos arcillosos (Figura 15e) y además presenta numerosos fitolitos, en los que de acuerdo con Vallejo (2002) son pertenecientes a especies forestales, principalmente pinos (Figura 14f).

VI.3.8 ÍNDICES PEDOLÓGICOS

Los índices pedológicos utilizados permitieron evaluar de modo cuantitativo, los siguientes aspectos: (i) el grado de intemperismo que alcanzaron los paleosuelos; (ii) las características de su complejo de alteración; (iii) los diferentes procesos tipogenéticos a que estuvieron sujetos y (iv) la diferenciación entre capas y horizontes.

Como se observa en el Cuadro 11, el rango de variabilidad que existe entre los diferentes valores de intemperismo es moderado y carece de fuertes contrastes. Las diferencias evolutivas entre los horizontes de los paleosuelos son poco significativas debido a que los paleosuelos presentan entre sí procesos de intergradación. Los cambios son graduales. Esta dinámica es la que hace más complejo el entendimiento del comportamiento de los suelos del área.

VI.3.8.1 Índice utilizado para expresar diferencias significativas entre materiales y horizontes

Índice de Harrassowitz (1926) (relación kr: sesquióxidos). Este índice es muy utilizado para expresar diferencias entre capas y horizontes (Birkeland, 1999). Sin embargo, está limitado en su sensibilidad cuando se trata de establecer discontinuidades en algunos pedocomplejos. Esto es debido a la fuerte interacción química y pedológica que muestran los diferentes horizontes que integran el pedocomplejo.

Los valores de este índice disminuyen a medida que aumenta el intemperismo. A través del perfil de un paleosuelo se observó que los horizontes Bw y Bt se caracterizaron por presentar los valores más bajos (Cuadro 11). Los horizontes de menor alteración como los C, tienen los valores más altos.

Cuando está presente una discontinuidad en un perfil, se observó que los valores de este índice pierden la tendencia a distribuirse homogéneamente y se presentan contrastes que oscilan de ligeros a moderados (Cuadro 11).

VI.3.8.2 Índices para evaluar el grado de intemperismo en suelos

Grado de cristalización del hierro (Feo/Fed). Los paleosuelos PT1, PT2, PT3 y PT4, en general se caracterizaron por mostrar valores medios (>0.40) para esta relación (Cuadro 11). Los valores más altos de este índice fueron identificados, en general, para los horizontes A, Bw y BCg. Este grado de cristalinidad del hierro, también está relacionado con las condiciones de sitio que predominaron en el paisaje donde se desarrollaron los paleosuelos, así como con sus propiedades pedológicas indicando lo siguiente: (1) presencia de ecosistemas forestales con vegetación acidificante (Caballero-Miranda *et al.*, 2001); (2) porcentajes altos de materia orgánica en el epipedón de los paleosuelos, los cuales estabilizaron a los amorfos de hierro a través de su actividad electrostática (Sedov *et al.*, 2001); (3) condiciones óxido-reductoras que

aún son evidentes en algunos paleosuelos (v.g. PT2 y PT3) y (4) un clima pedológico suficientemente húmedo para impedir su cristalización (Shoji *et al.*, 1993).

Con respecto a los paleosuelos PT5, PT6 y PT7, los resultados obtenidos para la relación Feo/Fed muestran valores que tienden a ser bajos (Cuadro 11) indicando una mayor cristalización del hierro. Para que este proceso ocurra en zonas templadas, generalmente se requiere de una evolución pedogenética muy prolongada, así como de condiciones de alta estabilidad del paisaje (Fischer y Schertmann, 1975).

Contenido de ferrihidrita (Fe, x 1.7). De acuerdo con Shoji *et al.* (1993) la formación de oxihidróxidos no cristalinos o pobremente cristalinos de hierro (Ferrihidrita amorfa), es favorecida en suelos jóvenes derivados de cenizas volcánicas. En general, los compuestos amorfos de hierro tienden a disminuir e incluso, a desaparecer de los suelos a través de una secuencia de intemperismo, evolución y edad crecientes. Esto es debido a que los amorfos, principalmente del tipo de la ferrihidrita, adquieren diferentes niveles de cristalización (Bohn, 1993). Sin embargo, también pueden llegar a estar ausentes cuando se presentan condiciones del medio, diferentes a las que favorecieron su formación (Schwertmann, 1988).

Los valores más altos de ferrihidrita se presentaron en PT2 y PT3 (Cuadro 11). En contraste, los valores más bajos correspondieron a los paleosuelos más evolucionados, como es el caso de PT1, PT4, PT5, PT6 y PT7.

La ferrihidrita puede actuar como un agente cementante y contribuye a la estabilidad de agregados y de la estructura del suelo (McFadden y Hendricks, 1985).

Relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Sa). En esta relación los valores oscilaron de 3.42 a 6.58 (Cuadro 11). Los valores más altos obtenidos, los cuales denotan un menor grado de intemperismo químico, se presentaron en los suelos modernos y en PT1 de E.R.1. También están presentes en las capas que sepultaron a diferentes paleosuelos, las cuales en varios casos constituyeron horizontes A (v.g., PT2-Z.1, PT3-Z.1 y PT4-Z.1).

Relación limo/arcilla.

En PT1, PT2, PT3 (con excepción de A.C.5 y A.C.7) y PT4, la relación limo/arcilla es generalmente mayor a la unidad, presentándose el valor más alto (4.97) en BC de PT2 Z.1 (Cuadro 11). De acuerdo con Young (1976), los valores encontrados para estos pedocomplejos, representan un valor de intemperismo moderado de los minerales del suelo. Normalmente, esto sucede en un medio estable donde los factores ambientales que predominan también son moderadamente agresivos en su dinámica intempérica, como es común en zonas templadas (Wilding, 1983).

En PT5, PT6 y PT7, las relaciones limo/arcilla son en la mayoría de los horizontes, menores a la unidad (Cuadro 11). Esto indica un mayor grado de intemperismo con respecto a los otros paleosuelos. Sin embargo, existe la posibilidad de que esta mayor alteración, no se deba principalmente a la presencia de factores ambientales más intempéricos, si no a periodos de estabilidad del paisaje más prolongados. Dichos periodos, permitirían que los factores de intemperismo actuaran por un mayor tiempo.

VI.3.8.3 Índices para evaluar el complejo de alteración.

Índice de alteración química (IAQ). Los valores reportados por este índice disminuyen con la profundidad y oscilaron entre 50.47 y 79.18 Cuadro 11. Los suelos modernos presentaron los valores más bajos, los cuales fluctúan de 50.58 a 57.71. Sin embargo, valores similares también se encontraron en algunos paleosuelos, de modo principal en los horizontes menos intemperizados como el C (v.g., PT1 de A.C.1, Z1 y E.R.1), BC (v.g., PT2-A.C.1 y PT2-A.C.2) y A (v.g., PT2-Z1 y PT3-Z1). Los valores más altos fueron principalmente identificados en los horizontes Bt que son los más evolucionados (v.g., PT6).

Los datos obtenidos a través de este tipo de índices fue corroborado por los resultados obtenidos a través del Índice de Parker y del de Si/bases (Anexo 3). Por ejemplo, los tres índices señalan que los suelos modernos son los menos intemperizados, coincidiendo en señalar al horizonte Bt de PT6 como el más alterado y desbasificado (Cuadro 11).

VI.3.8.4 Índices para evaluar la presencia de procesos tipogenéticos

Índice de Parfitt y Henmi (1982). Contenido de alofano ($Si_0 \times 7.14$). Como se muestra en el Cuadro 11, el contenido mayor de alofano, siempre se presentó en los suelos modernos y en orden decreciente, en PT2, PT3, PT1 y PT4. En el caso de los paleosuelos PT5, PT6 y PT7, los contenidos de alofano, son mínimos. Esto es debido a que el alofano presente en estos suelos, se cristalizó gradualmente hacia arcillas, principalmente de tipo 1:1. De acuerdo con Shoji (1993) el alofano es una fase mineralógica meta-estable. Esto significa que un cambio en las condiciones del ambiente o del suelo (v.g., humedad, contenido de materia orgánica, pH) que sobrepase sus umbrales termodinámicos, propicia su reorganización atómica hacia estructuras cristalinas (arcillas).

Propiedades ándicas ($Al_0 + 1/2 Fe_0 > 2\%$). De acuerdo con lo establecido por USDA (1998) los resultados obtenidos indican que con excepción de PT2 de A.C.1 (Cuadro 11), ninguno de los otros paleosuelos muestra horizontes con propiedades ándicas. Esto significa, que en el resto de los paleosuelos, el intemperismo no propició la presencia de amorfos de alofano o de complejos humus-aluminio en cantidades significativas o bien que cristalizaron hacia arcillas (Shoji *et al.*, 1993).

La carencia de propiedades ándicas de acuerdo con Shoji *et al.*, 1993 también pudo deberse a las siguientes tres causas:

1. Las condiciones ambientales no fueron suficientemente agresivas para generar un intemperismo alto, el cual es prerrequisito para generar esas propiedades. Dicho intemperismo, según USDA (1996) debe tener la capacidad potencial de alterar completamente, 25 g de vidrio volcánico ácido por cada 100 g de suelo.
2. La composición química y mineralógica del material parental, fue dominada por la presencia de vidrio volcánico (“no coloreado”) de composición dacítica o andesítica, lo cual dificulta su intemperización.

3. Que el material parental fuera una mezcla de materiales volcánicos y no volcánicos con diferentes índices de alteración (Aluvión volcanogénico [WRB, 1994]).

Porcentajes de vidrio volcánico (Carácter vítrico). El vidrio volcánico a pesar de que es un material fácilmente intemperizable se presentó en cantidades moderadas y en ocasiones altas (>45%) tanto en el suelo moderno, como en PT1 de A.C.1 y PT2 de A.C.2. No obstante se observó un decremento en PT3 y PT4, el cual es más significativo en PT5, PT6 y PT7 (Cuadro 8). Debido a que el vidrio volcánico de naturaleza básica o intermedia, como es el dominante en la zona de estudio, resulta muy lábil al intemperismo, se puede inferir que su concentración alta en los suelos antes referidos, indica la presencia de un intemperismo pedológico limitado en su intensidad y duración, el cual, sólo permitió la formación de horizontes vítricos.

Cuadro 11. Índices de Intemperismo

	Horiz.	Feo/Fed	Feox1.7	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	SiO ₂ 7.14	Al ₂ O ₃ +1/2FeO	Sa	IP	Kr	IAQ	Limo/arcilla
S.M.1	A	0.72	0.95	1.17	11.14	2.04	5.67	0.41	5.45	54.28	1.78
A.C.1	BCw	0.38	0.70	0.78	10.42	1.30	5.11	0.39	4.94	56.94	1.41
S.M.2	A	0.33	1.02	2.25	6.10	2.15	5.16	0.38	4.97	57.71	1.93
N.T.1	AC	2.25	3.42	1.48	29.81	6.95	5.15	0.41	4.92	56.54	1
	C	0.35	0.65	1.14	9.50	1.65	5.47	0.45	5.22	51.63	1.14
S.M.3	A	no determinado					5.47	0.41	5.21	55.06	1.34
N.T.2	BC						6.01	0.44	5.66	51.69	0.7
	C						6.08	0.45	5.73	50.58	0.47
PT1	Bw	0.30	0.95	1.77	2.46	0.87	4.46	0.31	4.33	65.41	0.39
A.C.1	BCw	0.47	1.17	1.50	3.18	0.99	4.82	0.33	4.65	62.78	1.22
	C	0.56	0.43	1.41	2.11	0.53	6.06	0.43	5.70	52.40	1.13
	Ceniza	1.60	0.83	1.60	1.18	0.50	6.34	0.44	5.93	50.96	
PT1	Bw	no determinado					5.93	0.36	5.69	57.54	1.7
Z.1	A						5.44	0.34	5.23	59.57	1.62
	C						5.98	0.44	5.64	51.50	0.72
PT1	A	no determinado					6.04	0.39	5.76	54.95	2.42
E.R.1.	AC						5.59	0.36	5.38	57.68	2.93
	A						5.52	0.38	5.29	56.78	3.11
	C						6.58	0.44	6.12	50.47	0.26
PT2	A ₁₁	0.62	2.03	1.11	7.57	1.73	4.39	0.25	4.28	71.08	0.92
A.C.1	A ₁₂	1.02	3.52	0.95	9.42	2.24	4.25	0.22	4.15	74.44	1.26
	Bw	0.95	2.87	1.16	8.21	2.13	3.99	0.24	3.89	74.44	0.88
	A	1.09	3.37	0.87	8.43	1.98	4.18	0.23	4.06	73.74	1.89
	AB	0.57	1.66	1.10	6.50	1.45	4.20	0.24	4.08	73.75	0.72
	B	0.45	1.28	1.38	6.89	1.66	4.12	0.26	4.02	71.20	1.15
	BC	0.29	0.46	1.27	7.18	1.37	5.13	0.41	4.96	55.88	1.32
PT2	A ₁₁	0.56	1.48	1.60	4.07	1.31	4.72	0.28	4.59	67.18	1.73
A.C.2	A ₁₂	0.95	3.26	1.21	6.39	2.00	4.75	0.23	4.63	71.15	1.88
	AB	0.87	1.95	1.28	5.32	1.49	4.43	0.25	4.31	70.65	1.09
	Ah	0.79	2.09	0.96	6.78	1.50	4.51	0.26	4.38	70.06	1.15
	AB	0.64	1.71	1.32	4.07	1.23	4.51	0.27	4.38	69.24	1.59
	A	0.47	1.56	1.00	4.82	1.11	4.50	0.29	4.36	67.07	1.31
	Bw	0.79	2.14	1.09	7.68	1.76	no determinado				1.61
	BCg	0.97	1.28	1.21	2.21	0.74	5.05	0.40	4.87	56.34	1.39
PT2	A ₁₁	1.18	2.14	1.16	4.57	1.35	6.48	0.44	6.07	50.67	1.3
Z.1	A ₁₂	1.53	1.67	3.10	1.61	1.17	4.24	0.36	4.13	61.67	0.57
	Bw	0.80	1.27	1.14	2.68	0.79	5.24	0.33	5.01	61.61	0.83
	BC	0.94	0.74	1.78	2.50	0.82	5.81	0.39	5.52	55.59	4.97
	C	2.91	0.97	1.73	1.04	0.53	4.96	0.25	4.81	68.47	3.03
PT2	A/AC	no determinado					3.75	0.26	3.66	72.74	2.53
A.C.5	A						3.88	0.26	3.78	72.71	0.77
	AC						3.85	0.23	3.74	76.13	0.74
	A						3.49	0.22	3.41	76.54	0.53
	AC						3.42	0.25	3.33	75.41	1.81
PT2	A	no determinado					4.16	0.26	4.04	72.05	1.27
A.C.6	AC						4.23	0.28	4.11	69.17	1.37

Cuadro 11. Indices de Intemperismo *Continuación*

Horizonte		Feo/Fed	Feox1.7	AlO/Sio	Siox7.14	AlO+1/2Feo	Sa	IP	Kr	IAQ	limo/arcilla	
PT3	A	0.63	1.34	1.13	3.28	0.90	4.55	0.34	4.43	62.28	1.18	
A.C.3	AC	0.37	0.69	1.49	2.64	0.73	4.52	0.37	4.40	60.37	1.52	
	A	0.58	1.67	1.06	5.50	1.28	4.42	0.28	4.31	67.30	1.44	
	AB	0.51	1.16	1.34	4.82	1.22	4.04	0.29	3.95	68.44	1.36	
	(B)	0.25	0.91	1.45	3.46	0.94	3.94	0.27	3.86	70.42	1.07	
	BC	0.19	0.63	1.62	1.89	0.60	4.39	0.38	4.28	59.80	0.71	
PT3	A ₁₁	0.69	0.65	1.64	2.53	0.75	5.34	0.38	5.11	57.60	1.32	
Z.1	A ₁₂	0.87	1.56	1.20	4.28	1.16	4.37	0.28	4.24	67.95	1.37	
	AB	1.63	3.00	1.08	5.11	1.63	4.40	0.31	4.26	65.57	1	
	(B)	1.19	2.44	0.44	3.36	0.92	4.66	0.35	4.49	61.65	1.04	
	B2	0.92	1.25	1.12	2.28	0.72	5.17	0.36	4.95	59.12	1.55	
	BC	0.79	0.90	1.35	1.68	0.57	4.86	0.37	4.66	59.74	1.41	
	C	2.13	1.27	1.37	1.25	0.60	6.58	0.43	6.15	51.10	1.35	
	PT3	A						3.45	0.24	3.38	75.76	0.38
A.C.7	AC	no determinado						3.54	0.24	3.46	75.43	0.45
	C						3.72	0.27	3.63	72.09	0.57	
PT4	A ₁₁	0.75	1.04	1.30	2.18	0.69	4.44	0.33	4.31	63.26	1.09	
Z.1	A ₁₂	0.63	0.73	1.14	2.00	0.52	4.22	0.32	4.10	65.40	0.93	
	B1	0.60	0.85	1.50	1.75	0.61	4.36	0.34	4.23	62.84	1.09	
	B2	0.60	0.89	1.09	2.11	0.57	4.43	0.35	4.30	61.71	1.45	
	BC	0.68	0.78	1.50	1.64	0.56	5.27	0.37	5.05	58.30	2.08	
	C	0.41	0.35	1.21	1.07	0.28	5.02	0.40	4.82	56.59	1.56	
	PT4	Ag						3.78	0.24	3.69	74.64	0.94
B.T.1	A						3.72	0.27	3.64	72.06	0.51	
	AB	no determinado						4.15	0.35	4.04	63.54	2.12
	B						4.50	0.38	4.37	59.64	1.06	
	C						5.10	0.43	4.91	54.38	0.43	
	PT5	Bt	0.23	0.43	1.12	1.18	0.30	4.34	0.25	4.22	71.25	0.9
Z.2	BC	0.21	0.41	1.69	1.07	0.36	3.81	0.21	3.70	77.72	1.07	
PT6	E	0.25	0.34	0.97	0.82	0.21	4.54	0.27	4.43	67.79	0.32	
Z.2	Bt1	0.18	0.36	1.17	1.21	0.30	3.53	0.23	3.46	75.76	0.53	
	Bt2	0.29	0.43	1.22	0.93	0.28	3.46	0.19	3.40	79.18	0.69	
	Bt3	0.29	0.44	1.02	1.46	0.33	3.53	0.19	3.46	79.05	0.55	
	BC	0.23	0.39	1.09	1.29	0.30	3.46	0.22	3.40	77.02	0.36	
	C	0.32	0.43	1.03	1.18	0.29	4.08	0.27	3.98	69.26	1.07	
PT7	E	0.29	0.39	0.74	1.07	0.22	4.13	0.33	4.03	63.90	0.43	
Z.2	Bt1	0.40	0.61	1.11	1.75	0.44	3.76	0.25	3.67	72.91	0.76	
	BT2	0.31	0.69	1.35	1.57	0.49	3.67	0.25	3.59	72.40	0.75	
	BC	0.23	0.34	1.16	1.14	0.28	4.03	0.34	3.92	63.49	1.33	
	C	0.15	0.28	1.43	0.75	0.23	4.03	0.38	3.94	60.01	1.08	

Feo/Fed grado de cristalinidad del hierro determinado por la relación Fe extractable por oxalato de amonio y ditionito
 Feox1.7 contenido de ferrihidrita determinada por el Fe extractable por oxalato de amonio multiplicado por una constante
 AlO/Sio diagnóstico de la presencia de alofano de acuerdo con la relación de aluminio/sílice extractables por oxalato de amonio
 Siox 7.14 contenido de alofano determinado por el porcentaje de sílice amorfa extractable por oxalato de amonio, multiplicado por una constante.
 AlO+1/2Feo >2% propiedad ándica
 Sa relación SiO₂/Al₂O₃
 IP Índice de Parker [(Na/0.35) + (Mg/0.9) + (K/0.25 + Ca/0.7)] 100
 Kr Relación de sesquióxidos SiO₂/(Al₂O₃ + Fe₂O₃)
 IAQ Índice de Alteración Química 100 x Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)

VI.4 CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS ESTUDIADOS.

Con base a la WRB (1998), los suelos modernos (S.M.) reúnen los requisitos taxonómicos para ser considerados como Andosoles Víttricos. Desafortunadamente en el caso de los paleosuelos (PT0 a PT7), varios de los criterios taxonómicos propuestos por la WRB (1998) no se pueden aplicar, debido a que la erosión y la diagénesis afectaron varias propiedades que son necesarias para su clasificación.

Según Retallack (1990) algunas de las propiedades más vulnerables de ser afectadas son: densidad aparente, retención de fósforo, capacidad de intercambio catiónico y saturación de bases. Sin embargo, los paleosuelos estudiados, todavía muestran características que permiten establecer la presencia de algunos horizontes de diagnóstico.

suma del $Al^{+1}/2Fe^{+2}$ mayor al 0.4%. Los paleosuelos PT2, PT3 y PT4 muestran características similares a los Andosoles Víttricos. De acuerdo con Keys to Soil Taxonomy (1998) sólo PT2 presenta además, propiedades ándicas muy evidentes (Cuadro 11).

Con respecto a PT1, éste se caracteriza por presentar un horizonte B que muestra: *a*) contenido alto de arcilla haloisítica (Cuadro 9); *b*) porcentajes altos de minerales intemperizables, principalmente vidrio volcánico (Cuadro 8); *c*) porcentajes bajos de productos alofánicos y/o complejos aluminio-orgánicos evidenciados por un $pH_{NaF} = 9.1$ (Anexo 2) y *d*) presencia escasa de rasgos de iluviación de arcilla. De acuerdo con WRB (1999) la característica *a* impide considerar a este horizonte B, como un vítrico, en tanto que las características *b* y *c* limitan totalmente la posibilidad de clasificarlo como un horizonte ándico.

Por otra parte, la escasa iluviación de arcillas que muestra el horizonte B (característica *d*) sugiere que desde un punto de vista tipogenético, no debe incluirse dentro de los árgicos. En consecuencia, se optó por considerarlo como un B cámbico. Sin embargo, la ausencia de un horizonte A en este paleosuelo localizado en A.C.1, impide una clasificación definitiva. Es importante destacar para este perfil, que de acuerdo con Velde (1995) la ausencia de amorfos alofánicos, en un suelo de origen volcánico, así como la presencia de arcillas haloisíticas en cantidad significativa, pueden en muchos casos representar una condición de baja humedad que coadyuva a la cristalización de los amorfos.

En el caso de PT5, PT6 y PT7 sus horizontes B se caracterizan por sus altos contenidos de arcilla así como por la presencia de abundantes películas arcillosas de iluviación tanto en poros como en la matriz del suelo. Estas características sugieren la presencia de un horizonte B árgico iluvial y con base en él, éstos paleosuelos podrían corresponder a suelos similares a un Luvisol.

VII. DISCUSIÓN

Como se mencionó anteriormente, los objetivos más importantes de esta investigación son reconocer y establecer, a través de la memoria de los diferentes suelos y paleosuelos, los periodos de estabilidad del paisaje, el grado del intemperismo pedogenético, así como las condiciones ambientales que prevalecieron en la región del Nevado de Toluca durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Para ello, se analizaron varias propiedades que constituyen la memoria del suelo como son: textura, tipo de arcilla, presencia de algunos horizontes de diagnóstico, rasgos micromorfológicos, contenido de carbono orgánico, amorfos y fitolitos, así como de ^{13}C isotópico del humus. También fueron utilizados índices químicos y físicos para establecer el grado de intemperismo que alcanzaron los paleosuelos estudiados.

Teóricamente, la presencia de cada una de las propiedades consideradas en este estudio, implica el desarrollo de procesos pedogenéticos que sólo pudieron manifestarse bajo condiciones ambientales específicas. Sin embargo, es necesario mencionar que no obstante la validez y utilidad que caracterizan a estas propiedades pedogenéticas, se presentaron algunos problemas con relación a la interpretación paleopedológica.

Algunos de los cuestionamientos que se generaron con base en los resultados obtenidos, fueron los siguientes:

¿El desarrollo moderado de una característica y/o de una propiedad pedológica en los paleosuelos estudiados es atribuible a un periodo prolongado de estabilidad (paisaje y/o pendiente)? o ¿es el resultado de un ambiente con mayor agresividad climática (v.g., mayor humedad, mayor temperatura)?

Una característica pedológica que muestra un escaso desarrollo, ¿se formó en un periodo corto de estabilidad? o bien, ¿su morfogénesis estuvo limitada debido a que el ambiente intempérico fue frío y/o seco?

Con la finalidad de dar, con mayor precisión, respuestas a esta problemática, la discusión en este documento, fue organizada en dos incisos denominados respectivamente: “Estabilidad de paisaje” e “Intemperismo y Cambio ambiental”. Las propiedades que reportaron tanto información de la estabilidad del paisaje, como de las condiciones ambientales e intempéricas, fueron discutidas con base en esos dos enfoques.

VII.1. ESTABILIDAD DEL PAISAJE

Es necesario mencionar que todos los resultados obtenidos durante esta investigación, no son independientes de los procesos geológicos y geomórficos que tuvieron lugar en el área de estudio durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Por lo tanto, para lograr una aproximación más cercana a la realidad ambiental, también se interpretó el contexto dinámico del paisaje del área de estudio con base en lo señalado por Macías *et al.*, 1997; Caballero-Miranda *et al.*, 2001; Capra *et al.*, 2002; García-Palomo *et al.*, 2002 y Arce *et al.*, 2003).

VII.1.1 DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

A través del análisis estratigráfico de la zona, resultó evidente que los eventos volcánicos, erosivos y constructivos que ocurrieron durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, removieron con diferente intensidad y frecuencia, materiales de un sitio hacia otro (Macías *et al.*, 1997). La distribución de los materiales fue amplia y actualmente, se les encuentra depositados en las Cuencas de México y Lerma Alta (Macías *et al.*, 1997; Caballero-Miranda *et al.*, 2001; Capra *et al.*, 2002; García-Palomo *et al.*, 2002 y Arce *et al.*, 2003). Este transporte de materiales, también influyó a través del tiempo, en diferentes aspectos de la morfogénesis y dinámica del paisaje.

Las observaciones realizadas en campo permitieron establecer que la dinámica volcano-sedimentaria de los materiales a través de su distribución lateral y vertical (espacial/temporal) tuvo en el área diferentes comportamientos geodinámicos. Éstos, pueden sintetizarse de la siguiente manera: (1) forman parte de sedimentos de lagos, depósitos de cauce, materiales retrabajados y paleosuelos; (2) constituyen discordancias volcano-sedimentarias irregulares en el espacio geográfico; (3) determinan la presencia de ciclos sedimentarios, con frecuencia incompletos, a través del paisaje y emplazados de modo variable en el espacio y en el tiempo y (4) presentan evidencias de evolución poligenética (los materiales volcánicos, fluviales y lacustres tuvieron diversas trayectorias evolutivas a través del tiempo). De igual forma, es probable que ciertos materiales provenientes de la erosión de algunos paleosuelos, constituyeron pedosedimentos, los cuales, en algunos casos sirvieron como material parental de nuevos suelos. Por ejemplo, PT2 A.C.5-A.C.6 y PT3 de A.C.7.

Por otra parte, también es probable que en la zona investigada, la erosión no sólo se presentó durante las fases eruptivas, sino también, frecuentemente después de que los diferentes materiales se depositaron en el paisaje. En la actualidad, el impacto que tuvieron estos eventos erosivos, se puede observar a través de la estratigrafía y remodelaje del paleorelieve.

Los materiales volcánicos, una vez depositados en el paisaje, de modo particular en las laderas del volcán, resultaron ser inestables (Macías *et al.*, 1997; Cervantes, 2001; García-Palomo *et al.*, 2002; Capra *et al.*, 2002 y Arce *et al.*, 2003). Teóricamente, esta inestabilidad fue debida a la presencia y combinación de dos o más de los siguientes factores:

(1) Presencia de materiales fácilmente deleznable; (2) diferencias en la consolidación entre contactos litológicos; (3) grado de fracturamiento y buzamiento; (4) presencia de discordancias (Córdova, 1992); (5) tasas de infiltración (Bocco, 1992); (6) diferencia en la intensidad del intemperismo en los distintos segmentos del perfil de la pendiente; (7) diferencias en las propiedades mecánicas como son la capacidad de carga, erodabilidad, límite líquido y límite plástico (Yokota *et al.*, 1999); (8) inestabilidad de pendientes por acreción de materiales (Pedraza, 1996); (9) relación entre el ángulo de la pendiente y los materiales (Kirkby, *et al.*, 1984); (10) corte de los materiales por efecto del drenaje (Macías *et al.*, 1997; Capra *et al.*, 2002; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003); (11) quema de la vegetación durante las erupciones (Cervantes, 2001; Arce *et al.*, 2003 y Caballero-Miranda *et al.*, 2001) y consecuentemente una baja retención de los materiales en pendientes abruptas (Lugo-Hubp, 1991) y (12) posibles cambios frecuentes en la temperatura y precipitación los cuales pueden desestabilizar a los materiales e incrementar el flujo de sedimentos (Thomas, 2003).

La combinación dinámica de estos factores y la violencia de las erupciones ocurridas favorecieron reiteradamente, la transformación del paisaje y en consecuencia del mosaico edáfico.

VII.1.2 FRECUENCIA Y DURACIÓN DE LOS PERIODOS DE ESTABILIDAD-INESTABILIDAD DEL PAISAJE

A nivel geológico, Capra *et al.* (*en prensa*) han reconocido que a través de la historia del volcán Nevado de Toluca, existieron fases eruptivas que de acuerdo con sus fechamientos, muestran una cierta periodicidad. Algunos eventos reportan una frecuencia aproximada de 2 ka (v.g., entre la Pómez Toluca Superior fechada en 10,445±95 años A.P. y la Pómez Toluca Media fechada en 12,040±90 años A.P.) y otros de ~9 ka (v.g., entre la Pómez Toluca Inferior fechada en 21,760±220 años A.P. y el depósito del Flujo de Bloques y Cenizas fechado en 13,870±445/-420 años A.P.). Los periodos recurrentes de actividad volcánica pliniana comprendidos entre ~11-14 ka son los más importantes debido a la magnitud de impacto que tuvieron sobre el paisaje (v.g., la Pómez Ocre fechada en 36,000 años, la PTI en 21,760±220 años y la PTS en 10,445±95 años). Estas interpretaciones constituyen una base teórico-práctica para evaluar los peligros potenciales de futuras erupciones.

Por otra parte, desde un punto de vista pedológico también se puede reconocer una cierta periodicidad en la pedogénesis de los paleosuelos que se formaron durante los últimos 50,000 años. El perfil de los paleosuelos estudiados muestra que hubo interrupciones, de duración variable en su pedogénesis (Figuras 10, 11 y 12). El conjunto de propiedades de los paleosuelos, la estratigrafía y los fechamientos realizados a los paleosuelos apoyan esta periodicidad. Así, cada vez que se depositó un material sobre el relieve constituyó un ciclo que interrumpió la pedogénesis. Cada ciclo, representa un episodio de estabilidad ambiental cuya historia genética se puede sintetizar de la siguiente manera: depósito + pedogénesis + depósito (Sedov *et al.*, 2001; Jasso *et al.*, 2002).

El estudio morfogenético (Anexo 2) y los fechamientos de los paleosuelos (Cuadro 5) mostraron que la periodicidad de las interrupciones se manifestó tanto en ciclos pedológicos cortos (~2,000 años: PT0, PT1 de E.R.1 y algunos ciclos de PT2) como moderados (>5,000 >7,000 años: segundo ciclo de PT2 en A.C.1 y de PT3 en A.C.3) y de duración considerable (>10,000 años: PT5, PT6 y PT7).

La duración de las etapas de estabilidad, también pudo ser inferida por el grado de horizontalización que alcanzaron los paleosuelos. Por ejemplo, el desarrollo de perfiles de tipo A/C (PT1 E.R.1) es indicativo de ciclos cortos. En contraste la presencia de horizontes AB, Bw y BC en un perfil (PT2, PT3 y PT4 [Anexo 2]) representa un ciclo de estabilidad más prolongado, el cual llega a su máximo cuando el suelo constituye horizontes Bt (PT5, PT6 y PT7) (Soil Survey Staff, 1998).

Es necesario mencionar que posterior al desarrollo de los paleosuelos, eventualmente se presentaron periodos de inestabilidad. Estos fueron causados por agentes exógenos (v.g. erosión) cuya magnitud osciló de ligera a fuerte. Ejemplo de ello son los paleosuelos que carecen de un horizonte A como resultado de un evento erosivo de baja intensidad (v.g., PT1 A.C.1; PT6 y PT7 Z.2). En contraste, PT5 estuvo sujeto a una erosión de alto impacto que decapitó no sólo al horizonte A sino gran parte del horizonte B (Anexo 2).

También la ausencia de ciertas unidades lito o pedoestratigráficas en las secciones (Figuras 10, 11 y 12) puede explicarse por una dinámica de erosión- acumulación. Con respecto a ésta última, Bloomfield y Valastro (1974) y Macías *et al.* (1997) señalan que dicha dinámica estuvo condicionada principalmente, por los patrones de dispersión de los materiales como son la dirección del viento, la escorrentía (flujos de materiales) y el perfil topográfico.

Por otra parte, en ocasiones la pedogénesis fue interrumpida temporalmente por depósitos de materiales volcánicos de escaso espesor que sepultaron a los suelos preexistentes constituyendo al alterarse, un pedocomplejo. Como se observa en el Anexo 2, los pedocomplejos se caracterizan por la ausencia de un horizonte C. De acuerdo con Hole (1961) la ausencia de este horizonte, probablemente ocurre debido a la acción de diferentes procesos de pedoturbación (v.g., bioturbación, crioturbación) los cuales, físicamente mezclan los depósitos con los horizontes supra y subyacentes y evolucionan conjuntamente, de tal forma que su historia genética se superpone.

Con respecto a los pedocomplejos (v.g., PT2 A.C.1) su formación es una evidencia de que en varias ocasiones, el impacto causado por los eventos erosivos sobre los suelos preexistentes, no fue de una magnitud ni duración suficiente como para destruirlos aunque sí, para modificarlos en su morfología (Jasso *et al.*, 2002).

VII.1.3 CICLOS PEDOGENÉTICOS Y DISCONTINUIDADES

Los resultados obtenidos permitieron establecer que la mayoría de los paleosuelos, así como algunos suelos modernos, se caracterizan por presentar una pedogénesis policíclica (Cuadro 12). Ésta, según Shoji *et al.* (1993) resulta común en los suelos de origen volcánico, donde los depósitos de materiales (téfricos, aluviones vulcanogénicos) son intermitentes. De acuerdo con Duchaufour (1984) un suelo policíclico experimenta durante su formación, al menos dos ciclos de evolución sucesiva. Dichos ciclos, no necesariamente corresponden con materiales parentales o fases climáticas diferentes. En los paleosuelos del área de estudio, cada ciclo pedológico, tuvo una duración variable a través del paisaje y siempre representó una interrupción en la evolución tipogenética del suelo. Ésta, quedó registrada en su memoria como una discontinuidad pedoevolutiva, la cual en suelos muy desarrollados (PT6 y PT7), es difícil de distinguir morfológicamente debido a los procesos de pedoturbación que le preceden.

Según USDA (1998), las discontinuidades (ciclos) pueden ser reconocidas en los suelos, por cambios texturales o mineralógicos muy contrastantes que se presentan entre los diferentes horizontes del perfil. Empero, este concepto sólo es aplicable a los suelos derivados de diferentes materiales parentales o a los suelos sepultados que muestran diferencias notables en su edad. En el caso de los suelos y paleosuelos presentes en el Nevado de Toluca, esta acepción resulta limitante. Esto se debe a que muchos de ellos, que muestran claras discontinuidades morfológicas en su perfil, no cumplen con los requisitos diagnósticos establecidos por USDA (1998). Sin embargo, las observaciones realizadas en campo, así como los resultados obtenidos en laboratorio, permitieron proponer otros criterios analíticos que potencialmente evidencian la presencia de discontinuidades, entre ellos destacan:

Morfología del Perfil. Su descripción y análisis, representaron una de las formas más sencillas y seguras para establecer en campo, la presencia de discontinuidades en los

paleosuelos. El Anexo 2 muestra que el perfil de los paleosuelos, PT1-ER1, PT2-AC1, AC2 y AC5 y PT3-AC3 está constituido por una secuencia alternada de horizontes A. La presencia reiterada de este horizonte en el perfil, se considera diagnóstica de la existencia de discontinuidades ocasionadas por el policiclismo (Duchafour, 1984). Éste, como ha sido mencionado, se asocia con cambios en la estabilidad del paisaje, generados por diferentes eventos naturales, algunos de magnitud severa (v.g., vulcanismo, erosión).

Por otra parte, el grado de desarrollo relativo alcanzado por los horizontes A (v.g., horizonte A vítrico vs horizonte A húmico), así como por las capas que le subyacen, se consideró, de acuerdo con Birkeland (1999) indicativo de: (1) duración del ciclo pedológico; (2) grado de intemperismo que prevaleció y (3) periodo de permanencia de estabilidad ambiental. Por ejemplo, el perfil de PT1-ER1, está constituido por tres ciclos pedológicos pobremente evolucionados de tipo A/AC y A y C. Su presencia sugiere que cada ciclo se formó durante un periodo de estabilidad breve, lo cual limitó la acción del intemperismo. En contraste, PT2-A.C.1 muestra un perfil conformado por cuatro ciclos, pero a diferencia de PT1-ER1 los ciclos se caracterizan por una evolución pedogenética moderada que permitió la formación de horizontes Bw. Cada ciclo de PT2, además, es indicativo de un periodo de intemperismo y estabilidad cuya duración también fue moderada (Cuadro 12).

Porcentaje de Arcilla e índice limo/arcilla. Los cambios claros, en ocasiones abruptos, en el porcentaje de arcilla y en la relación limo/arcilla de los diferentes horizontes del perfil, también fueron utilizados como un criterio para establecer discontinuidades (Cuadro 12). Estos cambios, se presentan tanto en los suelos modernos como en varios paleosuelos. A modo de ejemplo baste citar los siguientes casos: S.M.2 (horizonte A vs horizonte AC), PT1-AC1 (horizonte BCw vs horizonte C) y PT2-AC5 (horizonte A/AC vs horizonte A y horizonte A vs AC) [Cuadro 12].

En el caso de PT2-AC5, se observa un incremento notable de arcilla en el horizonte A que subyace al horizonte A/C. Este incremento, según se estimó en campo, se encuentra dentro de un rango limitado de profundidad. De acuerdo con la WRB (1999) estas diferencias tan notables en el porcentaje de arcilla, cumplen con los requisitos necesarios para establecer una discontinuidad representada por un cambio textural abrupto.

Carbono Orgánico (C.O). De acuerdo con la WRB (1994) la distribución caótica de los porcentajes de C.O en un perfil de suelo, es indicativa de discontinuidades entre los horizontes o capas. Por ejemplo, PT2-AC1, PT2-AC2 y PT3-AC3 muestran porcentajes de C.O. en los horizontes A que los diferencian de los horizontes que los sepultan (Cuadro12). Estas diferencias en porcentaje, establecen claramente la presencia de discontinuidades.

En otros casos, como el de los horizontes C presentes en PT1-A.C.1, PT2-Z1 y PT3-Z1; horizonte AC de S.M.2 y horizontes BC de PT2-AC1 y AC2, PT2-Z1, PT3-AC3, PT3-Z1 y PT4-Z1, los cambios en los porcentajes de C.O. también son evidentes y denotan discontinuidades.

También, el uso de los índices de intemperismo permitió corroborar y proponer la presencia de discontinuidades.

En el Cuadro 12 se especifican algunas de las discontinuidades encontradas en los pedocomplejos.

Por otra parte a través del trabajo de campo, los análisis de laboratorio y el cálculo de los índices de intemperismo, también se pudieron identificar algunos comportamientos relacionados con la interrupción de la pedogénesis:

1. Los materiales que interrumpieron la pedogénesis se caracterizaron por presentar en algunos casos (horizonte Ag de PT4 de B.T.1) un grado de intemperismo mayor al paleosuelo que sepultaron. Pero también en otros casos, los materiales son poco alterados como PT2 de A.C.1.
2. Existieron materiales parentales retrabajados que presentaban en el momento de su depósito, un grado de intemperismo. En consecuencia, es probable que la pedogénesis de los suelos que se formaron a partir de esos materiales se desarrollara más rápido.
3. En general, después de que un paleosuelo fue sepultado, la tendencia evolutiva del material depositado y del horizonte sepultado, fue la formación de horizontes de transición a partir de los cuales se inició un nuevo ciclo pedogénico (Cuadro 12).
4. Por otra parte, a los paleosuelos PT2 (A.C.1, A.C.2 y Z.1); PT3 (Z.1) y PT4 (Z.1 y B.T.1) les sobreyace un horizonte A indicando fases pedogénicas diferentes. Ésta situación es un comportamiento común en los suelos derivados de cenizas volcánicas.

Cuadro 12. Discontinuidades en suelos modernos y paleosuelos

Suelo/ Pedocomplejo	Discontinuidad * ¹	Índices que diagnostican la discontinuidad
S.M.2	A vs 2AC/C	Arcilla (%), limo/arcilla, Fe _o /Fe _d , Fe _o x1.7, Si _o x 7.14
PT1 A.C.1	Ceniza vs C/2Bw/BCw/	Limo/arcilla, C.O (%), Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7
PT1 Z.1	Bw vs 2A/C	Sa, Kr, IAQ, *
PT2 A.C.1	4BC vs 3A/AB/Bw	C.O. (%), Sa, IAQ, *
	3A/AB/Bw vs 2A/Bw	C.O. (%), Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, 4. Si _o x 7.14, Sa, Kr, *
	2A/Bw vs A	limo/arcilla, Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, Si _o x 7.14, Sa, Kr, IAQ, *
PT2 A.C.2	4A/Bw/BCg vs 3A/AB	C.O. (%), Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, Si _o x 7.14, Sa, Kr, *
	3A/AB vs 2A/AB	C.O. (%), Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, Si _o x 7.14, Sa, Kr, *
	2A/AB vs A	Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, Si _o x 7.14, Kr, IAQ, limo/arcilla, *
PT2 Z.1	3C vs 2A/Bw/BC	Fe _o /Fe _d , Sa, Kr, IAQ, limo/arcilla, *
	2A/Bw/BC vs A	Arcilla (%), C.O. (%), Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, Si _o x 7.14, Sa, Kr, IAQ, limo/arcilla, *
PT3 A.C.1	2A/AC vs A/AB/Bw/BC	C.O. (%), Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, Si _o x 7.14, Sa, Kr, IAQ, *
PT3 Z.1	3A/AB/Bw ₁ /Bw ₂ vs 2BC/CA ₁₁ vs 2BC/CA vs A/AB/Bw ₁ /Bw ₂	Sa, Kr, IAQ C.O. (%), Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, Si _o x 7.14, Sa, Kr, IAQ, *
PT4 Z.1	3C vs 2A/B ₁ /B ₂ /BC	Limo/arcilla, Kr
	2A/B ₁ /B ₂ /BC vs A	Limo/arcilla, Fe _o /Fe _d , Fe _o x 1.7, Si _o x 7.14, Sa, Kr, IAQ, *

* La presencia de esta discontinuidad también se ve evidenciada por el índice Sílice/Bases y por el índice de Parker que se reportan en el Anexo 2. *¹ La designación de los horizontes que constituyen discontinuidades en los perfiles estudiados se presenta en este cuadro, formalizada de acuerdo a los lineamientos establecidos por USDA (1999).

VII.1.4 PEDOESTRATIGRAFÍA LOCAL

Con base en los fechamientos realizados, la descripción morfológica y analítica, así como la correlación estratigráfica relativa a los emplazamientos de materiales y de los diferentes paleosuelos presentes, se propuso una secuencia pedoestratigráfica.

La pedoestratigrafía del área de estudio comprende unidades taxonómicas de paleosuelos cronológicamente jóvenes que están representadas por suelos similares a Umbrisoles, Andosoles y Cambisoles. Estos suelos de acuerdo a el criterio del Soil Survey Staff (1998) se consideran moderadamente evolucionados. También incluye unidades de suelo más antiguas representadas por paleosuelos similares a Luvisoles. Estos se consideran suelos evolucionados que se formaron en periodos más prolongados, bajo condiciones de mayor estabilidad de paisaje (Soil Survey Staff, 1998).

La columna compuesta resultante subyace a un suelo moderno (S.M.) y está constituida por ocho paleosuelos, denominados y numerados como PT0 a PT7 (Figura 15).

Asimismo, esta columna muestra, intercalados, seis materiales volcaniclásticos, los cuales varían en su edad, espesor y extensión. Estos materiales son evidencias de diferentes eventos erosivos que ocurrieron en el área de estudio. Su importancia radica en que establecen cronológicamente, tanto las interrupciones en la pedogénesis de los paleosuelos, como los periodos de inestabilidad del paisaje. En algunas áreas, por ejemplo, la Barranca Tepehuisco, existen de manera muy localizada, también depósitos de materiales fluviales, orgánicos y capas de ceniza. Así, estas capas geológicas muestran que la zona, durante el Pleistoceno tardío no sólo estuvo expuesta al vulcanismo, sino también a una dinámica que comprendió ciclos de erosión, transporte y acumulación de materiales de diferente origen. Además, es común encontrar que a través del paisaje los materiales que subyacen a los paleosuelos pueden variar, esto debido a la orientación que tuvieron los diferentes depósitos de materiales o bien a condiciones particulares de sitio.

La pedostratigrafía de la zona está constituida a partir de su superficie y en orden cronológico, por las siguientes fases paleopedológicas y geológicas (Figura 15):

Suelos modernos (S.M.) están representados por Andosoles y de manera general su desarrollo actual en el área de estudio, lo han alcanzado en los últimos $10,445 \pm 90$ años A.P. con excepción de los localizados en Arroyo la Ciervita que se han formado durante un periodo de $3,435 \pm 50$ años de acuerdo con el fechamiento de la ceniza subyacente realizado por Macías, *et al.* (1997).

Los suelos modernos sobreyacen a la Pómez Toluca Superior (PTS) la cual representa el límite entre los suelos modernos y los paleosuelos.

Los ocho paleosuelos que subyacen a PTS reflejan morfológica y evolutivamente, de forma diversa, el impacto de los siguientes factores: (1) el espesor y textura de los depósitos; (2) la frecuencia y magnitud de los eventos geológicos y geomorfológicos; (3) la posición en el relieve y (4) los cambios en el clima y mesoclima.

Así, el PT0 es un intergrado entre Regosoles Téfricos y Umbrisoles Háplicos que se formó de acuerdo con el fechamiento de Arce *et al.* (2003) hace aproximadamente $11,595 \pm 180$ años A.P. sin embargo, su edad evolutiva fue muy corta como se infiere por su grado de horizontalización alcanzada. Se encuentra situado estratigráficamente entre la PTS ($10,445 \pm 90$ años, Arce *et al.*, 2003) y el Flujo de la Pómez Toluca Media ($12,040 \pm 90$ años, García-Palomo *et al.*, 2002). Entre estos dos eventos erosivo-acumulativos, hubo un periodo de estabilidad de paisaje, aproximado, de 1,595 años, durante el cual tuvo lugar la pedogénesis de este paleosuelo.

PT1 es una unidad pedogenética que tuvo ligeras interrupciones en su formación. Está representada por pedocomplejos que incluyen tanto Andosoles de poco grado de desarrollo (El Refugio) como también suelos de mayor evolución del tipo de Cambisoles (Zacango y Arroyo la Ciervita). Las condiciones particulares de sitio tuvieron un papel fundamental en estas diferencias pedogénicas de PT1.

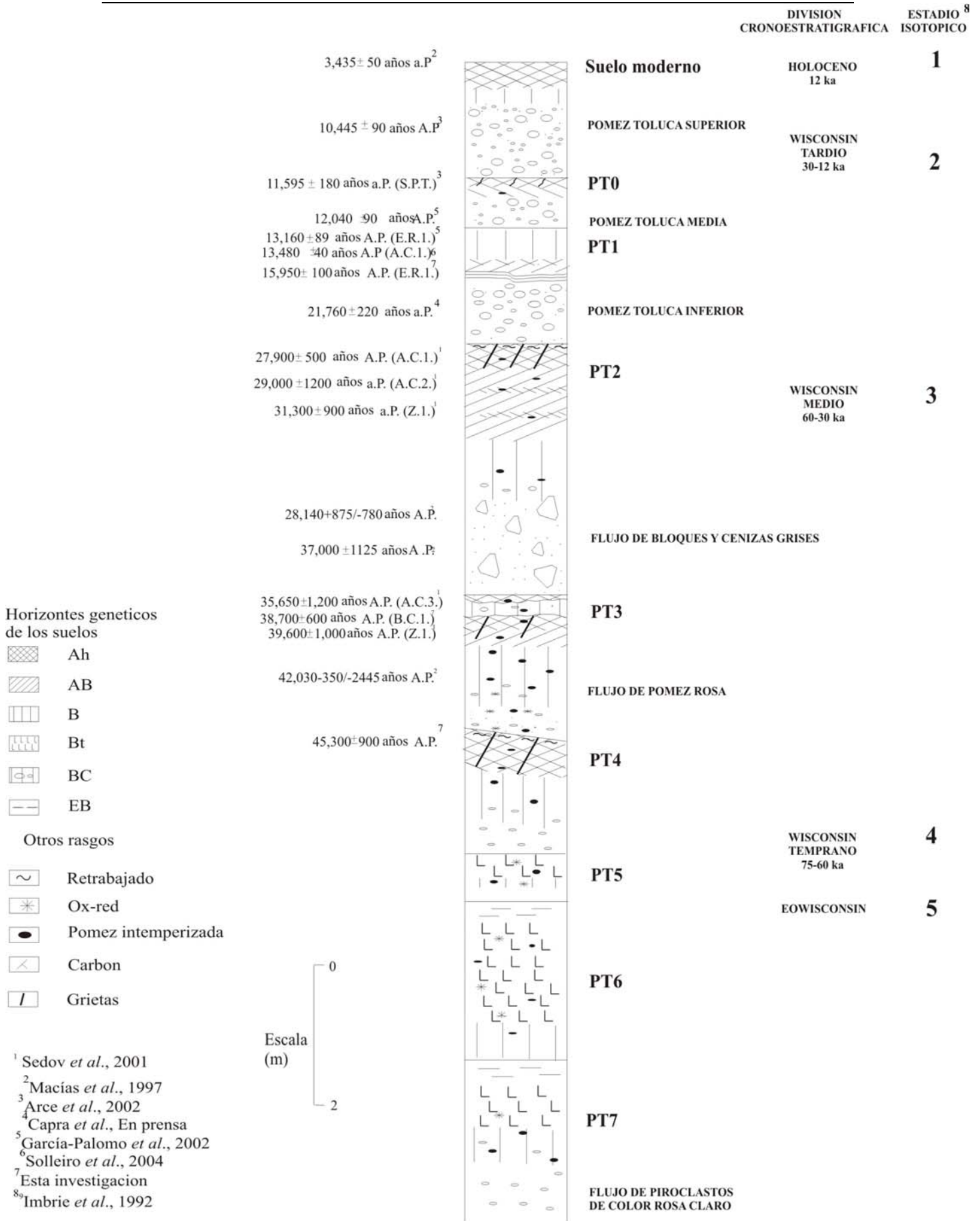


Figura 15. Columna Pedoestratigrafica Compuesta. A través de esta columna se interpreta que la mayor actividad volcanica se presento durante los ultimos 40 ka.

Sin embargo, se puede interpretar que el esquema evolutivo que presentó consistentemente este paleosuelo, conservó una tendencia hacia la pedogénesis de un Cambisol como es observado en Arroyo la Ciervita y en Zacango.

La posición estratigráfica de PT1 se basó en los siguientes criterios: (1) este paleosuelo se formó en Arroyo la Ciervita hace $13,480 \pm 40$ años A.P. (Solleiro *et al.*, 2004) por lo que fue situado en la columna compuesta, subyaciendo al Flujo de Pómez Toluca Media de $12,040 \pm 90$ años A.P, no obstante que este paleosuelo en San Pedro Tlanisco, donde está representada esta pómez, no coexiste con este flujo; (2) en el Refugio, la pedogénesis de este paleosuelo tuvo lugar hace $15,950 \pm 100$ años y tiene una posición intermedia entre el Flujo de bloques y cenizas de $13,870 +445/-420$ años A.P. (García-Palomo *et al.*, 2002) y la Pómez Toluca Inferior de $21,760 \pm 220$ años A.P (Macías *et al.*, 1997, Arce, 2003 y Capra *et al.*, *en prensa*) y (3) en Zacango, PT1 es un pedocomplejo que se formó hace $20,000 \pm 130$ años A.P. y representa un periodo de estabilidad entre la PTS y la Pómez Toluca Inferior.

De acuerdo con los fechamientos de los materiales que sobreyacen y subyacen a PT1, se interpretó que este paleosuelo a través del paisaje se formó durante un periodo de estabilidad que osciló entre 7,890 y 24,045 años aproximadamente (Cuadro 13). Sin embargo, a pesar de ser un lapso tan prolongado, sólo se constituyó un suelo con horizonte B Cámbico.

Cuadro 13 . Periodos de estabilidad

	Arroyo la Ciervita	Zacango	El Refugio	Barranca Tepehuisco	San Pedro Tlanisco	Barranca Cieneguilla
S.M.	3,435	10,445	10,445	10,445		
PT0					1,595	
PT1	24,045	11,315	7,890			
PT2	6,380	15,240				
PT3	13,890	5,030				31,760

Teóricamente los Cambisoles pueden estar presentes en formaciones geológicas antiguas como resultado de reacciones lentas de intemperismo (por ejemplo, por efecto de baja precipitación o temperatura); tasas fuertes de erosión entre otras (Wilding *et al.*, 1983).

De acuerdo con Sedov *et al.* (2001) la pedogénesis de este paleosuelo, formado durante el Máximo Glacial Tardío, no fue favorecida en su tendencia evolutiva debido, probablemente, a condiciones climáticas más secas con respecto a las que predominaron durante la génesis de otros paleosuelos (v.g., PT5, PT6 y PT7, [Figura 4]).

PT2 es un pedocomplejo que incluye a una serie de Andosoles con diferente desarrollo. De acuerdo con los fechamientos obtenidos para estos paleosuelos (que oscilan de $27,900 \pm 500$ a $31,300 \pm 900$ años A.P.) se le colocó cronoestratigráficamente a esta unidad pedogenética entre la Pómez Toluca Inferior y los Flujos de Bloques y Cenizas Grises (FBCG) fechados en $28,140 \pm 875/-780$ años y $37,000 \pm 1,125$ años (Macías *et al.*,

1997). Estos materiales definen a su vez, que hubo un periodo de estabilidad que osciló entre 6,380 y 15,240 años durante el cual tuvo lugar la pedogénesis de PT2 (Cuadro 13). Este intervalo pedogenético representa un periodo prolongado de aparente estabilidad. Sin embargo, la presencia de los tres horizontes A que constituyen el perfil de este paleosuelo y varias discontinuidades que se identificaron en laboratorio (Cuadro 12) demuestran que durante su pedogénesis, en los sitios estudiados, hubo fenómenos volcánicos que propiciaron adiciones al suelo. En este caso, la actividad volcánica no provocó la destrucción del suelo preexistente pero sí determinó la formación de nuevos ciclos pedológicos (Jasso *et al.*, 2002).

Es importante mencionar que aunque la pedogénesis de este paleosuelo fue interrumpida en varias ocasiones, el grado evolutivo y de intemperismo que alcanzó (Cuadro 11) supera al de los pedocomplejos anteriormente descritos (PT0 y PT1). Esta situación sugiere que durante la formación de PT2 predominó un ambiente con mayor humedad.

PT3 es un paleosuelo similar a un Andosol que se formó a partir de diferentes materiales parentales (Figura 11). En Arroyo la Ciervita, este paleosuelo estratigráficamente se formó hace $35,650 \pm 1,200$ años A.P., subyace al FBCG de $28,140 \pm 875/-780$ años y sobreyace al flujo de pómez de color rosa (FPR) fechado en $42,030-350/-2445$ años A.P (Macías *et al.*, 1997). El intervalo entre estos dos eventos volcánicos fue de aproximadamente 13,890 años (Cuadro 13) durante el cual tuvo lugar el desarrollo de este paleosuelo. Fue un periodo prolongado sin embargo, la estabilidad de paisaje fue aparente porque de modo similar a PT2, la pedogénesis de este paleosuelo también fue interrumpida por adiciones de materiales volcánicos.

En Barranca Cieneguilla este paleosuelo se formó hace $38,700 \pm 600$ años A.P. lo cual corrobora la posición estratigráfica que presenta en la columna compuesta. Sin embargo, en esta localidad los materiales que subyacen y sobreyacen a PT3 (Figura 11) definen un periodo muy prolongado durante el cual se formó este paleosuelo (Cuadro 13).

De modo general, es necesario recalcar que la pedogénesis de este paleosuelo se llevó a cabo solamente en un lapso de ese periodo de aparente estabilidad. La pedogénesis pudo tener lugar de acuerdo con varias situaciones: (1) iniciar desde que se acumuló el depósito hasta el emplazamiento de un nuevo depósito; (2) iniciar desde que se acumuló el depósito y estar expuesto a la erosión continua que limitó el desarrollo del suelo y evitó que alcanzara una evolución significativa y (3) transcurrió tiempo en el que no hubo formación de suelo sino hasta el momento en que la erosión y el gradiente de la pendiente fueron favorables. El periodo de estabilidad sólo indica un lapso probable de formación del suelo no es la edad absoluta del suelo.

PT4 fue situado en la columna pedoestratigráfica subyaciendo al flujo de Pómez de color rosa, con base en su fechamiento ($45,300 \pm 900$ años A.P.). Las observaciones de campo indicaron que el límite superior de esta unidad pedológica puede ser tanto el Flujo de Pómez de color Rosa fechado en $42,030-350/-2445$ años (Macías *et al.*, 1997) en Arroyo la Ciervita como también un depósito de material orgánico fechado en $>47,760$ años A.P. (Barranca Tepehuisco). El material que subyace a PT4 (Barranca Tepehuisco) es el Flujo de Piroclastos de color Rosa Claro. Sin embargo, este depósito no es el material parental de esta unidad ya que en Zacango subyace a PT5, PT6 y PT7

(Figura 11). En campo se observó que en la Barranca Tepehuisco, existió una dinámica de emplazamientos de flujos de bloques y cenizas, los cuales casi de manera constante fueron sepultados por oleadas y capas de ceniza. Esta dinámica sugiere que el probable material parental de PT4 correspondió con una capa de ceniza volcánica.

PT4 es un pedocomplejo que tuvo varias interrupciones en su pedogénesis y en algunas de sus fases pedológicas hubo el tiempo suficiente para la génesis de un horizonte B Cámbico. Estos hechos proponen que el periodo aproximado de pedogénesis de este pedocomplejo debió haber sido similar al tiempo de formación de PT1, PT2 y PT3, o sea más de 10,000 años.

PT5, PT6 y PT7 constituyen un bloque de Luvisoles que subyace a PT4 y sobreyace al Flujo de Piroclastos de Color Rosa. Actualmente algunos de estos Luvisoles se les puede encontrar en la superficie debido a procesos erosivos y tectónicos. Por otro lado, sus propiedades sugieren un ciclo de estabilidad del paisaje muy prolongado y ambientes húmedos.

VII.1.5 POSICIÓN DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS EN EL PERFIL DE LA PENDIENTE

Como ha sido mencionado, el área de estudio se caracteriza por ser un toposistema volcánico, en el cual el relieve controla significativamente la distribución, morfología y desarrollo de los suelos y paleosuelos en el paisaje. Muchas de sus variaciones pedológicas, son debidas a una combinación compleja del meso y microclima, la pedogénesis, así como a la dinámica de los procesos geomorfológicos-geológicos superficiales, en particular la diversa distribución de los depósitos piroclásticos de distinta edad.

Para explicar la interacción de estos factores y su incidencia sobre la morfología y desarrollo de los paleosuelos, es necesario recurrir a modelos geomorfológico-pedológicos como los propuestos por Ruhe (1975) (modificado por USDA-NSSC, 1996) y Schoeneberger y Wysocki (1996). Estos modelos tienen como base teórica, los principios establecidos por Butler (1959) en su modelo de ciclos K.

De acuerdo con el modelo de Schoeneberger y Wysocki (1996) la topoforma que caracteriza al volcán Nevado de Toluca es susceptible de ser dividida, en orden ascendente, en tres componentes geomorfológicos denominados: Base (MB) Flanco (MF) y Cumbre (MT). Espacialmente, la Base se localiza a una altitud aproximada entre los 2500 a 3000 m. El Flanco se ubica en el rango de 3000 y 4000 m., y a una altitud de 4000 a 4680 se emplaza la Cumbre. En cada componente prevalece una dinámica de energía cinética y de condiciones de transporte de sedimentos, que son responsables de su forma característica, de sus patrones de sedimentación y del desarrollo de los suelos (USDA-NSSC, 1998)

Actualmente, los paleosuelos sólo han sido localizados en MB, en tanto que los suelos modernos (S.M.1, S.M.2 y S.M.3), representados por Andosoles, se distribuyen preferentemente en MF y en MB, sepultando en este último componente a los paleosuelos. Por su parte MT, se distingue por la ausencia de suelos y la presencia de depósitos de tefra, regolitas, coluviones y depósitos glaciales y periglaciales escasamente alterados.

De acuerdo con Gama *et al.* (2004) esta distribución espacial de los paleosuelos es frecuente de encontrar en varios volcanes del Eje Neovolcánico, haciendo predecible su localización.

Por otra parte, con base en los estudios geológicos y geomorfológicos realizados por Macías *et al.* (1997) y Aceves (1996), así como en las observaciones hechas en campo, se infiere que la Base del volcán (MB), está conformada por la superposición multitemporal de materiales (tefras, depósitos de flujos piroclásticos, aluviones vulcanogénicos, coluviones). A través del tiempo cada depósito constituyó un paleo-relieve primario. De acuerdo con el modelo geomorfológico de Ruhe (1975) modificado por Schoeneberger y Wysocki (1996), el perfil de este paleo-relieve pudo estar conformado por cinco segmentos de pendiente (Figura 16, Anexo 3).

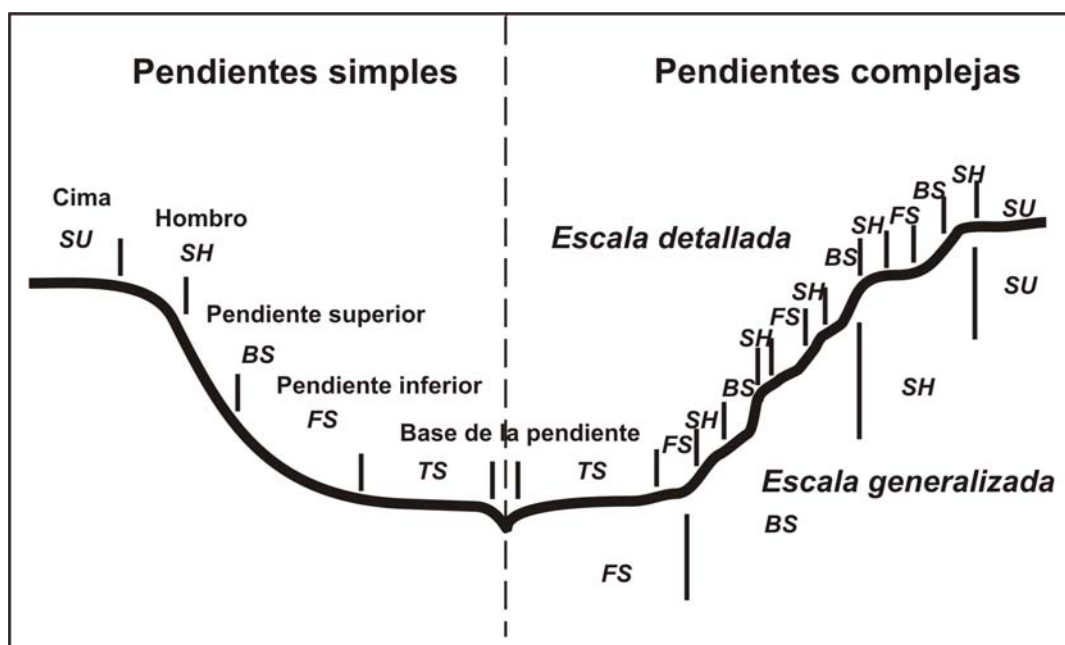


Figura 16. Perfil de la pendiente según el modelo de Ruhe (1975) modificado por Schoeneberger y Wysocki (1996). Cada segmento de la pendiente dependiendo de su orientación, gradiente, forma y tamaño, se caracteriza por presentar condiciones de estación y bioclimáticas específicas, así como por una dinámica constructiva-erosiva particular (Anexo 3).

Teóricamente, cada segmento de la pendiente donde se formó cada paleosuelo a través del tiempo, se caracterizó por condiciones de sitio específicas. Esto implica que durante un determinado periodo de estabilidad ambiental, la morfología y el grado de desarrollo pedogenético que alcanzaba un suelo, difería en cada uno de los segmentos en toda el área de estudio, resultado similar a lo que ocurre en una toposecuencia moderna.

Por ejemplo PT3, se localiza en tres secciones estratigráficas distintas que pudieron corresponder con tres segmentos de relieve diferentes. En cada sección, PT3 muestra un perfil pedológico que se distingue de los otros (Anexo 1). Así, el perfil PT3-AC3, está constituido por dos ciclos pedológicos (A, AC + A, AB, Bw, BC). El perfil PT3-AC7, representa a un suelo débilmente desarrollado, en tanto que PT3-Z.1 muestra un perfil con desarrollo moderado.

Con base en estas diferencias, y de acuerdo con el modelo de Ruhe (1975), es factible suponer que los paleosuelos poco desarrollados (PT3-AC7) debieron localizarse en posiciones inestables como son el Hombro (SH) o la Pendiente Superior (BS). Los suelos cuyo perfil está constituido por dos ó más ciclos pedológicos (PT3-AC3) posiblemente se ubicaban en la Pendiente Inferior (FS). En tanto que los paleosuelos con desarrollo moderado (PT3 Z.1) o fuerte (PT6), debieron ocupar segmentos estables de la pendiente como son la Cima, la Pendiente Inferior o la Base. En el área de estudio, fue posible corroborar que los paleosuelos más desarrollados (PT5, PT6 y PT7) se localizan en la base de la pendiente (Cuadro 14).

Cuadro 14 . Posición de los paleosuelos en el perfil de la pendiente durante su formación

Posición	Perfil	Profundidad (cm)	Paleosuelos
Cima (SU= summit)	A/2A/Bw/BC/3C	210	PT2 Z.1
	A/2A/AB/Bw ₁ /Bw ₂ /BC/3C	200	PT3 Z.1
	A/2A/B ₁ /B ₂ /BC/3C	>120	PT4 Z.1
	Ag/2A/AB/Bw/C	>94	PT4 B.T.1
Hombro (SH= shoulder)	A/C	30	PT0
	A/AC	55	PT2 A.C.6
	A/AC/C	60	PT3 A.C.7
Pendiente Superior (BS= backslope)	A/AC/2A/C	80	PT1 E.R.1
Pendiente Inferior (FS= footslope)	Bw/BCw/C/Ceniza	70	PT1 A.C.1
	Bw/2A/C	105	PT1 Z.1
	A/AC/2A/AC/3A/AC	100	PT2 A.C.5
	A/2A/Bw/3A/AB/Bw/4BC	176	PT2 A.C.1
	A/2A/AB/3A/AB/4A/Bw/BCg	>200	PT2 A.C.2
	A/AC/2A/AB/Bw/BC	182	PT3 A.C.3
Bt/BC	50	PT5	
Base de la pendiente (TS= toeslope)	E/Bt ₁ /Bt ₂ /Bt ₃ /BC/C	255	PT6
	E/Bt ₁ /Bt ₂ /BC/C	195	PT7

El Cuadro 14 muestra que el modelo propuesto Ruhe (1975) modificado por Schoeneberger y Wysocki (1996) puede ser aplicado de modo ideal a la distribución espacial de los paleosuelos estudiados en el perfil de la pendiente del volcán Nevado de Toluca. En el Cuadro 14 se observa que los suelos con mayor espesor y desarrollo se localizan tanto en la cima como en la base. En contraste los suelos más someros y menos desarrollados se ubican en el hombro de la pendiente.

Inferencias análogas, han sido realizadas por Tonkin y Basher (1990) y Tonkin (1994) en suelos y paleosuelos volcánicos de Nueva Zelanda. En ambos casos, las áreas de estudio se caracterizaron por la buena conservación del paleorelieve primario y de los paleosuelos que sobre él se desarrollaron. Esto permitió obtener buenos resultados en sus inferencias. Sin embargo, en el caso del área de estudio, es necesario tomar en cuenta la presencia reiterada de fenómenos catastróficos como la erosión-depositación y

el vulcanismo. Éstos, frecuentemente modificaron el perfil de muchos de los paleorelieves primarios, dando lugar a la formación de paleorelieves secundarios (pendientes complejas). En estos nuevos paleorelieves, varios de los segmentos del perfil paleosuelo original pudieron desaparecer o alterar su forma, tamaño y/o secuencia topográfica. Consecuentemente, la distribución espacial de los paleosuelos, así como la dinámica geomorfológica-pedológica también debió cambiar de modo significativo, en ocasiones caótico.

No obstante que estos cambios están registrados en la memoria de los paleosuelos y del paisaje, su cabal interpretación resulta muy complicada, ya que para ello se requiere de una investigación más detallada sobre la pedostratigrafía de la zona, así como de la dinámica geomorfológico-pedológica que caracterizó al volcán Nevado de Toluca en los últimos 100,000 años.

VII.1.6 EL PERFIL PEDOLÓGICO: RANGOS DE VARIABILIDAD MORFOLÓGICA Y GRADOS DE DESARROLLO.

Las observaciones realizadas en campo, mostraron que los suelos modernos son de origen residual y presentan generalmente, un perfil monocíclico, el cual muestra, entre ellos, una gran homogeneidad morfológica y evolutiva. En contraste, los rasgos morfogenéticos que conservan los paleosuelos, permiten establecer una historia pedogenética compleja. Ésta se caracteriza principalmente por las siguientes propiedades: (a) un origen que pudo ser tanto residual como a partir del intemperismo de aluviones y coluviones *vulcanogénicos*, (b) un desarrollo policíclico de los perfiles, evidenciado por la formación de pedocomplejos y discontinuidades (Cuadro 12) y (c) una variación significativa en el grado de evolución y morfología alcanzado, generado tanto por las condiciones de sitio como del grado de estabilidad-inestabilidad ambiental.

Las investigaciones realizadas por Jasso *et al.* (2002), Solleiro *et al.* (2004) y Sedov *et al.* (2003b) permiten establecer que los paleosuelos presentes en el Nevado de Toluca, constituyen un conjunto de intergradaciones pedogenéticas (etapas sucesivas de evolución de un suelo). Éstas son congruentes con la línea tipogenética que determina un clima templado, la transición evolutiva de Andosoles a Luvisoles (Sedov *et al.*, 2003b). Sin embargo, los paleosuelos también se caracterizaron por mostrar entre ellos, una relativa heterogeneidad en algunas de sus propiedades físicas y evolutivas (Cuadro 4, Figura 13). Dicha extragradación, constituye un elemento de la memoria de los paleosuelos, el cual fue resultado de una dinámica paleoambiental particular que prevaleció en un determinado tiempo y espacio.

La primera disparidad, de orden físico, se hace evidente en varios rasgos morfológicos (Anexo 2) como son: (a) profundidad de los perfiles (v.g. PT2-A.C.1 vs PT2-A.C.6), (b) espesor de los horizontes, (c) número y distribución de los horizontes (v.g. PT2-A.C.1 vs PT2-Z.1), (d) color de los horizontes (v.g. PT3-A.C.3 vs PT3-Z.1) y (e) porcentaje de apartados texturales en los horizontes (v.g. PT2-A.C.1 vs PT2-A.C.5).

Por otra parte, los intervalos de variación en su grado de desarrollo, quedan evidenciados por el tipo de horizontes diagnósticos que presentan o bien, por su ausencia. Por ejemplo: PT2-A.C.6, PT2-A.C.1 y PT6 representan tres etapas distintas de desarrollo pedológico, donde PT2-A.C.6, muestra un perfil débilmente evolucionado (Anexo 2) el cual carece de un horizonte Bw. En contraste, PT2-A.C.1 y PT6 exhiben, respectivamente un desarrollo moderado y un desarrollo alto debido a que el primero presenta un horizonte Bw y el segundo un horizonte Bt. Birkeland (1999) estima que en

zonas templadas se requiere al menos 3000 años de evolución pedológica bajo condiciones muy estables, para que un horizonte Bw desarrolle los rasgos diagnósticos que distinguen a un horizonte Bt.

Otros casos que también ilustran diferencias evolutivas y morfológicas, son el de PT1-A.C.1 vs PT1-E.R.1 ó PT5-Z.2 vs PT6-Z.2. Con base en Ruhe (1975), Fanning y Fanning (1989), Birkeland (1999) entre otros, es posible interpretar que tales diferencias en morfología y desarrollo, son resultado de la interacción de varios factores ambientales y procesos derivados de ellos, entre los que destacan: (1) posición de los paleosuelos en el perfil de la pendiente (paleo-relieve); (2) duración y frecuencia de los periodos de estabilidad-inestabilidad del paisaje y (3) variación espacial y temporal en el nivel de intemperismo climático, meso-climático y microclimático (condiciones de sitio).

VII.2. INTEMPERISMO PEDOLÓGICO Y CAMBIO EN EL AMBIENTE

A través de los resultados obtenidos para cada paleosuelo, se identificaron cambios en el grado de intemperismo pedológico alcanzado. Estos cambios a nivel de todas las propiedades estudiadas, oscilan del orden de ligero a moderado. No obstante, en esta investigación, fue necesario considerar a estas fluctuaciones que, aún cuando son ligeras, no pueden ser omitidas, porque de lo contrario se hubiera interpretado de una manera incorrecta la información y por consiguiente se habría subestimado la realidad. En lugar de eso, se alcanzó una mayor precisión en la interpretación. Esta estrategia metodológica se tuvo que asumir debido a que el tipo de paleosuelos, que se estudiaron en esta investigación, son en la actualidad, poco conocidos. No son los paleosuelos que típicamente se han estudiado, como los que se formaron a partir de loess de zonas más estables y homogéneas, de los cuales ya existe una gran cantidad de información derivada de investigaciones y se conocen por lo tanto sus patrones pedogenéticos con mayor aproximación.

VII.2.1 INTEMPERISMO PEDOGENÉTICO

Probablemente la información más confiable, contenida en la memoria de los suelos y paleosuelos, es la relativa a los factores ambientales y procesos pedogenéticos que los formaron. Estos factores condicionan el tipo, intensidad y duración del intemperismo, y éste a su vez, el índice de desarrollo evolutivo del suelo.

Esta investigación permitió establecer que los suelos y paleosuelos estudiados, se desarrollaron bajo condiciones de estación y bioclimáticas adecuadas para generar un intemperismo de intensidad ligera a moderada (Anexo 2, Cuadros 8, 9 y 11). Sin embargo, se infirió que debido a la gran inestabilidad geodinámica (vulcanismo, erosión, depositación) que caracterizó a la zona durante el Pleistoceno tardío y gran parte del Holoceno (Macías *et al.*, 1997; Capra *et al.*, 2002; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003 y Caballero *et al.*, 2001) el intemperismo actuó con una intensidad y duración variables. Esto, a su vez, propició diferentes índices morfogenéticos y evolutivos en los paleosuelos del área (Anexo 2, Cuadros 8, 9 y 11).

VII.2.1.1. Intensidad del intemperismo en el área de estudio.

Esta característica se estimó con base en la interpretación de los siguientes análisis:

Análisis mineralógico y micromorfológico. Las observaciones micromorfológicas permitieron identificar que el intemperismo no alcanzó la disolución completa de los granos minerales, sólo consistió en la alteración de éstos, en forma de diferentes rasgos, como son: pelicular, aberturas de disolución y grietas (Figura 12).

Esta alteración se distingue porque aumenta gradualmente a partir de los suelos modernos, hasta mostrar su máxima expresión en PT6-PT7. Sin embargo, aún en estos últimos, la fracción de arena fina está compuesta principalmente de minerales volcánicos inestables como son las plagioclasas, piroxenos y vidrio volcánico. De acuerdo con Hodson *et al.* (1999) y Sedov *et al.* (2003a y b) se ha considerado que los recubrimientos de vidrio, materia orgánica y precipitados secundarios de hierro y aluminio que se depositan sobre las superficies de los granos, así como las aberturas de disolución, son rasgos en los minerales de estos paleosuelos, que han contribuido a proteger a los granos de la alteración y como una consecuencia de esta dinámica, todos los paleosuelos reportan un intemperismo moderado en su estructura mineralógica.

Análisis mineralógico de la fracción de arcilla amorfa y cristalina. En los suelos modernos, dominan los amorfos (alofano y ferrihidrita), esto es indicativo de un intemperismo que fluctúa de ligero a moderado. En algunos horizontes de PT1, PT2, PT3 y PT4 todavía muestran contenidos moderados de alofano, sin embargo es evidente la abundancia de arcillas de tipo haloisítico y en menor cantidad de tipo caolinítico (Cuadro 9). Esto se puede interpretar como un grado de intemperismo moderado. Finalmente, las fracciones de arcilla de PT5, PT6 y PT7 presentan una escasa proporción de material amorfo, caracterizándose por la dominancia de arcillas haloisíticas y caoliníticas. Esta coexistencia se considera como un producto frecuente de un intemperismo moderado.

Análisis químico. La prueba de Fieldes y Perrott (1966) de pH en NaF que se utiliza para denotar la presencia de horizontes Andicos y en consecuencia, un grado de intemperismo y evolución moderados, resultó positiva en los suelos modernos y sólo en un paleosuelo (PT4, Anexo 1). De acuerdo con Shoji *et al.* (1993) la ausencia de este horizonte, corrobora una juventud evolutiva en los suelos y un grado de intemperismo que fluctúa de ligero a moderado. Esta carencia puede resultar tanto de una interrupción en su pedogénesis, debida a la inestabilidad ambiental, como también a una deficiencia en el régimen de humedad del suelo, que limitó el intemperismo del material parental.

Índice de sílice/alúmina (Sa). Valores menores a 4 (Cuadro 11) se presentan en los horizontes Bt que se distinguen por mayor intemperismo y mayor evolución (PT6 y PT7). También se encontraron en los horizontes superficiales de PT4 de B.T.1 al igual que en PT2 de AC.5 y PT3 de A.C.7.

Los valores bajos de estos últimos paleosuelos proponen que probablemente se formaron de materiales transportados previamente intemperizados.

Es importante mencionar que los valores obtenidos a partir de esta relación varían para un mismo tipo de suelo o paleosuelo, en función de su distribución espacial en el paisaje, así como de las condiciones bioclimáticas y de estación (v.g., tipo de litología, características del relieve, erosión, drenaje, etc.) que caractericen al sitio donde se desarrollaron (“condiciones de sitio”). Por ejemplo, de acuerdo con los valores obtenidos al aplicar esta relación (Cuadro 11) PT1, muestra un grado de intemperismo mayor en el sitio A.C.1, o bien refleja una mayor estabilidad del paisaje considerando

que los periodos de transporte y acumulación de piroclastos fueron cronológicamente diferentes a través del paisaje. De modo congruente, es posible suponer *a priori*, que A.C.1, fue la primera localidad donde el material volcánico (material parental) se depositó, o bien, el relieve de este sitio fue más estable que en Z.1 y E.R.1, lo cual favoreció el intemperismo del suelo por más tiempo.

Índice de alteración química (IAQ). Al comparar los valores de este índice reportados para los horizontes Bw de los diferentes paleosuelos se puede proponer la siguiente tendencia intempérica: PT2 > PT3 > PT1 > PT4. El grado de desbasificación que presentan los horizontes Bw sugiere que PT4 representa el ciclo pedogénico en el cual hubo menor humedad. Con respecto a PT2, éste se caracterizó por presentar una desbasificación semejante a la de PT7 lo que propone que durante los dos periodos de pedogénesis hubo condiciones de humedad análogas.

VII. 3. LOS PALEOSUELOS COMO UN REGISTRO DE CAMBIO AMBIENTAL DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO

VII. 3. PALEOSUELOS Y CAMBIO AMBIENTAL

Con el fin de analizar y discutir las evidencias que existen sobre los cambios ambientales que se sucedieron en el área de estudio, durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, en este capítulo sólo se seleccionaron las características, índices y horizontes de los paleosuelos que reportaron el mayor número de datos confiables a ese respecto. A continuación se interpreta para cada uno de los paleosuelos seleccionados y en orden cronológico, del más antiguo al más reciente, la diversa información contenida en su memoria, la cual es resultado de las diferentes condiciones ambientales que se presentaron en esta área.

SANGAMON –EOWISCONSIN >50,000 años

PT5, PT6, PT7. De acuerdo con la columna pedoestratigráfica propuesta para la zona de estudio (Figura 15) el registro paleopedológico más antiguo que hasta el momento se ha encontrado en el área, está representado por la sucesión de tres paleosuelos (PT5, PT6 y PT7) que son similares a Luvisoles. Para este periodo pedogenético no existen fechamientos y tampoco investigaciones que reporten información sobre los cambios ambientales que ocurrieron durante él. Sin embargo, a partir del desarrollo alcanzado por esta secuencia de paleosuelos se puede inferir parte del ambiente que prevaleció durante su formación.

PT5, PT6 y PT7 se caracterizan porque presentan una combinación de propiedades donde se incluyen algunas que resultan atípicas a la pedogénesis de Luvisoles.

Como se observa en el Anexo 2 los paleosuelos PT5, PT6 y PT7 se caracterizan por presentar horizontes árgicos (Bt) que en el caso de PT6 y PT7 subyacen a un horizonte albico (E). Los primeros horizontes se forman por el proceso tipogenético de

argilización en tanto que los segundos son resultado de una eluviación intensa (Fanning y Fanning, 1989).

El Departamento de Agricultura de los Estados Unidos USDA (1999) establece que la génesis de un horizonte argílico implica procesos de eluviación-iluviación de arcilla. Sin embargo, para que esta arcilla sea transportada de un horizonte a otro, o de un punto a otro dentro de un mismo horizonte, deben tener lugar como pre-requisitos, procesos de lixiviación de floculantes como son los carbonatos de la zona de desarrollo del solum y un proceso al menos parcial de pardificación. Este último proceso debe contribuir a la remoción del hierro, que también actúa como un floculante.

De acuerdo con Birkeland (1999), para que todos estos procesos ocurran, se requiere de un periodo de pedogénesis y estabilidad de más de 10,000 años (ciclos largos). Otras condiciones requeridas para su formación son la presencia de una cantidad suficiente de agua, pedológicamente activa (lluvia), que lixivie las arcillas, así como de un periodo de sequía que permita su acumulación (USDA, 1999).

Con respecto al horizonte álbico, su génesis, en la mayoría de los casos, implica un proceso general de eluviación de coloides (óxidos de Fe, Al y humus) acompañado por un proceso parcial de eluviación de arcillas y de lixiviación de sustancias solubles. La eluviación química en algunos de los suelos en que se presenta un horizonte álbico, generalmente implica, además, un proceso de reducción del hierro seguido de un proceso de translocación generado por efecto de la acción de agentes quelatantes, o de compuestos orgánicos entre los cuales suelen citarse los polifenoles (USDA, 1988).

De modo similar a la génesis de los horizontes árgicos, el horizonte álbico también requiere de una cantidad suficiente de agua pedológicamente activa, que lo lixivie, así como de una vegetación acidificante, casi siempre de tipo forestal (coníferas) que permita la formación significativa de quelatos. La presencia de fitolitos de plantas C3 que fueron encontrados en los horizontes árgicos estudiados, apoya esta teoría.

Otras propiedades que confirman la presencia de un ambiente húmedo en el área de estudio, durante este periodo, son los nódulos de hierro y manganeso (carácter redox) que se localizaron a través del análisis micromorfológico, en los horizontes álbicos y árgicos. Ambos, son indicativos de condiciones estacionales de sobresaturación con agua en los suelos. También, otros rasgos importantes que denotan la alternancia de fases húmedas y fases secas, es la presencia de abundantes revestimientos anisotrópicos y rellenos laminados, que en ocasiones están fragmentados y superpuestos.

Desde el punto de vista pedológico y considerando los análisis realizados, es posible establecer, que el clima dominante en el suelo, durante la formación de los horizontes árgicos y álbicos correspondió con un clima transicional entre údico* y ústico*. Este tipo de clima generalmente promueve una alteración moderada de los minerales primarios (USDA, 1999). Existen evidencias que refuerzan esta idea, entre ellas destacan:

1. La presencia de vidrio volcánico y piroxenos en los horizontes árgicos (Cuadro 8). Los cuales, en los suelos con un intemperismo alto no se presentan en proporciones mayores al 5% (USDA, 1999). Así mismo, la abundancia de plagioclasas (Cuadro 8).

2. la presencia dominante de caolinita asociada con haloisita y esmectita (Cuadro 9) son típicas de suelos de origen volcánico, moderadamente intemperizados (Shoji *et al.*, 1993). La dominancia de caolinita en los horizontes árgicos de PT5, PT6 y PT7 (Cuadro 9) es atribuible según USDA (1988) a un intemperismo que oscila de moderado a alto, bajo un ambiente húmedo pero con un periodo de sequía y un lapso considerable de estabilidad del paisaje.

Por otra parte la formación de haloisita a partir de cenizas volcánicas, bajo un clima húmedo frío, necesita más de 2,500 años. Con respecto a la presencia de esmectita en estos horizontes, ésta puede ser considerada como un mineral accesorio el cual normalmente es formado según Shoji (1993) y Jongmans *et al.* (1994) por intemperismo del vidrio volcánico en condiciones templadas, con periodos de humedad-sequía o bien por alteración hidrotermal.

Todo este conjunto de propiedades permite asumir paleoclimas húmedos que persistieron por periodos prolongados durante la formación de PT5, PT6 y PT7. Sin embargo, también se registraron algunas diferencias morfológicas y evolutivas entre ellos, particularmente en PT7, lo cual propone que su pedogénesis tuvo lugar bajo ambientes distintos y a través de periodos de diferente duración.

PT7 muestra menor intemperismo y desarrollo que PT6 y PT5 (Anexo 2, Cuadro 11). Además, PT7 es un paleosuelo que se caracteriza porque presenta una microestructura compuesta y abundancia de fitolitos (Figura 14), lo que determina una intergradación evolutiva entre Andosoles y Luvisoles. Esta situación establece que hubo cambios en el ambiente durante su formación.

De manera general, se puede considerar que un suelo se encuentra en un equilibrio metaestable con su ambiente. Si éste no cambia, el suelo mantiene su tipogénesis. Pero si las condiciones ambientales cambian, entonces el suelo pierde esa integración y su evolución toma otra trayectoria. Nuevamente, la tendencia es alcanzar el equilibrio con el ambiente presente.

Por lo tanto, de forma análoga a los Andosoles modernos, es probable que el inicio de la pedogénesis de PT7 se haya llevado a cabo bajo ambientes similares a los actuales, con un clima templado-húmedo, donde prevalecía una vegetación de tipo forestal. Este esquema ecológico podría corresponder con uno de los periodos interestadiales (5e o 5c) que tuvieron lugar durante la etapa isotópica 5.

De acuerdo con Dawson (1992), se reconoce que estos interestadiales fueron interrumpidos por periodos más fríos y secos (estadiales). Es probable que estas fluctuaciones en el ambiente determinaron cambios en la composición de la fracción arcilla amorfa lo cual tuvo serias repercusiones en la formación de arcillas cristalinas, en su estructura y limitando el grado de intemperismo. Sin embargo, debido a que la memoria conserva rasgos redoximórficos y procesos de iluviación, es evidente que estas fases más secas, desde el punto de vista pedológico, fueron de corta duración prevaleciendo un ambiente húmedo durante la pedogénesis de PT7. No obstante, este paleosuelo no alcanzó el desarrollo que muestra PT6. Esto es indicativo de que la pedogénesis de PT7 se llevó a cabo durante un periodo de duración moderado. Su desarrollo y evolución fue interrumpido por inestabilidad del paisaje en una etapa de transición y adaptación a cambios en el ambiente.

WISCONSIN MEDIO (60-30 Ka A.P.) - Etapa isotópica 3

Como se mencionó en los antecedentes, a partir de los últimos 37,000 años A.P. se tienen algunas evidencias paleoecológicas que están preservadas en la cuenca del Alto Lerma. También existen registros para el centro de México que reportan un contexto ambiental fluctuante que osciló de frío-húmedo a templado seco y que esas modificaciones que presentó el clima determinaron que hubiera periodos de intensa erosión (Heine 1994a).

En el área de estudio, los paleosuelos PT4 y PT3 así como la capa orgánica (fase inúndica) se formaron durante esta etapa isotópica. Estos registros paleopedológicos, así como el sedimento orgánico encontrado, complementan a través de la información contenida en su memoria, el esquema paleoambiental que ocurrió a nivel regional.

PT4. La señal climática que conserva PT4 en su memoria, lo hace análogo a un Andosol, que se caracteriza por presentar un desarrollo moderado, un perfil de tipo A/Bw/C, pocos amorfos, formación de arcilla haloisita, un porcentaje mayor de fitolitos correspondientes a plantas C4 y un valor alto del $\delta^{13}\text{C}$, -17.70 (Anexo 1, Cuadros 8, 9 y 10). Todo este esquema pedogénico es diagnóstico de condiciones más secas que las actuales, de una vegetación representada por pastos y periodos prolongados de estabilidad. Sin embargo, la presencia de un horizonte Bw poco intemperizado (Cuadro 11), así como la presencia de arcillas caoliníticas (Cuadro 9), sugieren un periodo de estabilidad prolongado bajo un clima con humedad deficiente. En este caso, la formación de caolinita más que indicativa de condiciones de humedad, denota condiciones de estabilidad ambiental prolongada, que permitieron su formación. Sin embargo, en este paleosuelo también es posible reconocer periodos de inestabilidad del paisaje los cuales, generaron discontinuidades pedológicas en el perfil (Cuadro 12).

Sedimento orgánico (Fase inúndica: $43,800 \pm 1100 > 47,800$ años A.P.).

En B.T.1 y B.C.1 existe un depósito orgánico que en la primera localidad subyace a una oleada de ceniza y sobreyace a PT4 y en el segundo sitio, subyace a PT3. Con base en la presencia de este material, se infiere que su formación es resultado de condiciones locales (v.g., temperatura, pH, geoforma) que permitieron una gran acumulación de materiales orgánicos. Éstos alcanzaron una transformación avanzada pero sin llegar a formar suelo, debido probablemente a la presencia de condiciones óxido-reductoras y anaeróbicas severas (Coleman, 1989).

PT3. Se estima que hace aproximadamente 36,000 años A.P. el clima era más húmedo. Esta suposición la apoyan diferentes propiedades analizadas para PT3. Por ejemplo, el valor isotópico del carbono del humus que oscila de -20.69 a -20.50% (Cuadro 10), reporta que el ambiente era menos húmedo que el actual y que se mantuvo constante a través de los dos ciclos pedogénicos de PT3 en A.C.3. Esto mismo se ve sustentado por otros índices como son porcentaje de arcilla, índice de alteración química y sílice/alúmina entre otros (Cuadro 11).

Sin embargo, durante este periodo se presentaron también algunas fases secas. Esta aseveración se basa en un grupo de propiedades que presenta PT3 A.C.3 en su ciclo pedológico más antiguo (20-182 cm Anexo 1, Cuadros 9 y 11). Este se distingue por la

presencia de una estructura compleja, grietas, un horizonte cámbico y minerales del tipo de haloisita y caolinita. Estas propiedades en conjunto revelan que hubo fases alternantes de humedad y de sequía durante la pedogénesis de este paleosuelo.

Con respecto al segundo ciclo de PT3, la tendencia a la andosolización prevaleció, indicando un incremento en la humedad lo que provocó un mayor intemperismo y la formación de caolinita. Sin embargo, su pedogénesis fue interrumpida en un corto tiempo por efecto de la inestabilidad del paisaje (Cuadro 12).

Por otra parte, en un carbón de la capa de ceniza que sobreyace a PT3 de A.C.3 se obtuvo el valor de carbono isotópico más bajo (-24.00‰) similar al que presentan los suelos modernos desarrollados bajo una vegetación forestal. Este valor permite sugerir que en las etapas finales de formación de PT3 aumentó la humedad.

En el caso del PT3 que se localiza en Zacango, su primer ciclo presentó valores de $\delta^{13}\text{C}$ que oscilaron de -20.16 a -20.52‰ los cuales son similares a los reportados en A.C.3. Sin embargo, en el segundo ciclo pedológico (horizonte A₁₁) la humedad disminuyó, ya que la relación isotópica aumentó a -19.48‰ (Cuadro 10). Esta situación se puede atribuir a condiciones de sitio más que a un evento de naturaleza climática.

FINALES DE WISCONSIN MEDIO (60-30 Ka A.P.) Y PRINCIPIOS DE WISCONSIN TARDÍO (30-12 KA. A.P.) .

Etapas isotópicas 3-2

PT2. De acuerdo con los registros paleoecológicos sustentados por Heine (1994a) el ambiente predominante en México central en este periodo, se caracterizaba por fluctuaciones en un clima frío-húmedo. Dichas condiciones favorecieron el desarrollo de Andosoles (fBo1) similares a PT2. Este paleosuelo es representativo de las condiciones previas al Máximo Glacial Global.

Considerando la información disponible acerca de las etapas isotópicas 3-2 (cálido-frío), es posible suponer que PT2 se formó bajo un ambiente caracterizado por sus fluctuaciones en temperatura y en el porcentaje de humedad pedogenéticamente activa. Sin embargo, con respecto a la información almacenada en la memoria de PT2, se observa que se formaron durante la pedogénesis de este paleosuelo un conjunto de propiedades derivadas tanto de fases secas como de húmedas. Por ejemplo, una estructura compleja constituida por bloques subangulares moderadamente desarrollados que en algunas microáreas, son granulares; así como poros planos y de tipo de canales. Los pigmentos orgánicos están distribuidos en la matriz, en forma desigual. Se observa además, la coexistencia de haloisita y caolinita, revestimientos isotrópicos aunque en cantidad escasa, así como nódulos ferruginosos y un incremento en el contenido de fítolitos de plantas C3.

Dados los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que oscilan de -19 a -22 se sugiere un esquema ambiental caracterizado por fases alternantes de humedad y sequía. Esta alternancia de fases propició, a su vez, una pedogénesis policíclica.

Anteriormente se había mencionado que durante la pedogénesis de PT2, las condiciones ambientales prevalecientes fueron similares a las actuales. Esta hipótesis se basó en que las características y propiedades del primer ciclo de PT2 son comparables a las que presentan los suelos modernos. Sin embargo, si se compara a PT2 con el grado de

intemperismo (y desarrollo alcanzado por los suelos modernos, se puede visualizar que las condiciones intempéricas que prevalecieron durante la pedogénesis de PT2 fueron más agresivas que las actuales (Cuadro 11). Al respecto se puede citar que los suelos modernos han tenido un tiempo aproximado de intemperismo de 10,000 años en tanto que los ciclos pedogénicos de PT2 fueron interrumpidos en varias ocasiones, aproximadamente cada 2,000 años.

WISCONSIN TARDÍO (30-12 KA. A.P.)

Etapa isotópica 2

PT1. Aproximadamente hace 25,000 años, los registros paleoecológicos reportan que predominó un ambiente de bosque abierto, abundancia de pastizales, avance de glaciares, fluctuación en los niveles del lago Chignahuapan oscilando de profundo a somero, debido principalmente al incremento de sedimentos. Predominaba un ambiente seco y erosivo. Bajo este contexto ambiental tuvo la pedogénesis de PT1.

Aparentemente la pedogénesis de PT1 ($21,760 \pm 220$ - $12,040 \pm 90$ años A.P.) se efectuó bajo un panorama de estabilidad moderada en el paisaje, la cual según los registros paleoecológicos, estuvo asociada con condiciones ambientales frías y secas (Cuadro 2).

A través de la columna pedostratigráfica se puede observar un fuerte contraste en la morfología de este paleosuelo con respecto a los que le precedieron. Este esquema pedológico se puede fundamentar con base en que la evolución alcanzada por PT1 no estuvo determinada por las condiciones climáticas que predominaban, sino que se debió principalmente a condiciones ambientales de estabilidad del paisaje.

HOLOCENO (12 KA A.P.)

Etapa isotópica 1

PT0. De acuerdo con los registros paleoecológicos (Cuadro 2) el ambiente que prevalecía durante la formación de PT0 se caracterizaba por la presencia de bosques abiertos, retroceso de los glaciares, disminución de la erosión y los lagos adquieren nuevamente profundidad.

Sin embargo, PT0 no es un perfil representativo de este periodo ya que su pedogénesis estuvo completamente controlada por efecto de la pendiente (30°) en donde se desarrolló. Morfológicamente, este perfil es similar a los antiguos suelos denominados inicialmente como Rankers y ahora como Umbrisoles lépticos. Estos suelos en general se desarrollan en condiciones frías y requieren de humedad para su pedogénesis.

Suelos Modernos. Los estudios de sedimentos lacustres confirman la existencia de un clima relativamente seco que se presentó durante el Holoceno temprano. Sin embargo, los suelos holocénicos que se localizan en el área evidencian una pedogénesis bajo un clima húmedo, similar al actual.

VII. 4. TENDENCIA EVOLUTIVA DE LOS PALEOSUELOS

A través de la pedostratigrafía de la zona se observó que la tendencia ambiental y pedogenética durante los últimos 50,000 años, con excepción de PT1, fue la formación de suelos similares a Andosoles (Sedov, *et al.*, 2001; Jasso *et al.*, 2002 y Jasso *et al.*, 2006). Para este periodo, la humedad ambiental y el material parental, el cual siempre fue de naturaleza volcánica, favorecieron principalmente procesos de andosolización. Sin embargo, la coexistencia de propiedades como lo son la estructura compleja constituida por gránulos y bloques en PT2 y PT3 así como la arcilla iluviada en PT4, son indicativas de que su evolución pedogenética tuvo más de una trayectoria bajo ambientes fluctuantes.

De acuerdo con (Sedov *et al.*, 2003b) la dinámica que probablemente dio origen a este esquema, debió considerar la siguiente sucesión de etapas pedogenéticas:

- A. Formación de Andosoles normales que consideraron los siguientes procesos: (1) intemperismo del material volcánico en ambientes húmedos; (2) formación de alofano; (3) de complejos humus-Al y (4) de estructura granular.
- B. Formación de Andosoles intergradados que incluyeron los siguientes procesos: (1) la cristalización del alofano; (2) formación de haloisita, lo que debió ocurrir en un ambiente menos húmedo y que provocó a su vez la pérdida de la materia orgánica, por efecto de desestabilización y mineralización por no formar parte de complejos; (3) formación de revestimientos isotrópicos en horizontes A; (4) cambio de estructura granular a bloques lo que redujo la porosidad e impidió el drenaje por lo menos en algunas áreas de la masa del suelo, favoreciendo procesos redoximórficos.
- C. Desarrollo de Luvisoles. Los Andosoles intergradados expuestos a una nueva fase húmeda durante un periodo prolongado de estabilidad de paisaje, tuvieron los siguientes procesos: (1) dispersión e iluviación de las arcillas previamente formadas; (2) formación de horizontes argílicos, procesos redoximórficos y desarrollo de revestimientos y rellenos de arcilla.

En los paleosuelos que presentaron mayor desarrollo pedogenético como PT5, PT6 y PT7 también fueron identificados algunos rasgos relictos, de orden micromorfológico, que los relacionan evolutivamente con los paleosuelos que fueron clasificados como Andosoles (PT0, PT2, PT3 y PT4). Estos rasgos principalmente, son la estructura granular que fue reconocida en algunas áreas de los horizontes Bt (PT6-PT7), así como el alto contenido de fitolitos (PT7, Figura 13f). Estos fitolitos, corresponden a plantas C3 (formas crenadas, de quilla, piramidales y cónicos) indicadoras de pedogénesis húmeda (Vallejo, 2002). Esto último no es común encontrarlo en una zona iluvial de un horizonte argílico. Normalmente, el ópalo biogénico decrece por abajo del horizonte eluvial.

Estas evidencias proponen que los paleosuelos del área de estudio son representantes de una secuencia evolutiva de tipo Andosoles- Andosoles intergradados-suelos con horizonte B argílico.

CONCLUSIONES

1. El área de estudio se caracterizó durante el Pleistoceno tardío-Holoceno por una dinámica que comprendió fluctuaciones en el régimen de humedad edáfica y ambiental y también, por periodos de inestabilidad-estabilidad del paisaje. Todos estos eventos se registran físicamente como propiedades y rasgos edáficos en los paleosuelos, constituyendo en conjunto la memoria del suelo. Tal sofisticación conduce, en el caso de la evolución ambiental en el tiempo, a menor resolución temporal de la memoria del suelo comparada con la memoria sedimentaria.
2. Los paleosuelos localizados en el volcán Nevado de Toluca, de modo similar a los sedimentos marinos y lacustres, fueron utilizados como herramientas eficientes que coadyuvaron a desarrollar un modelo regional para la reconstrucción paleoambiental y la evaluación de los periodos de estabilidad e inestabilidad del paisaje. Además permitieron inferir información con respecto a los cambios climáticos, principalmente en el régimen de humedad, ocurridos durante el Pleistoceno tardío en México.
3. Todos los paleosuelos estudiados tuvieron condicionada su pedogénesis por los factores clima, material parental y relieve. Este último actuó, sobre su morfogénesis y edad evolutiva, en función de su posición espacial en el perfil de la pendiente. Los cambios en el clima, principalmente en el régimen de humedad, determinaron la poligénesis de estos suelos y el grado de intemperismo alcanzado. Los pedocomplejos PT2, PT3 y PT7 son un ejemplo de ello.
4. Los paleosuelos, en general, mostraron una tendencia evolutiva que incluye la formación de intergrados genéticos entre Regosoles téfricos - Andosoles - Cambisoles - Luvisoles. Esta tendencia, resulta análoga a la que se presenta durante el Holoceno en todas las zonas volcánicas con clima templado- húmedo que existen en México central.
5. Los diferentes grados de horizontalización alcanzados por los pedocomplejos resulta una evidencia de que la estabilidad del paisaje estuvo perturbada en reiteradas ocasiones. Esto ocurrió principalmente, por la acción de eventos volcánicos, erosivos y, en algún grado, por cambios en los regímenes de humedad del suelo y medioambientales.
6. Cada paleosuelo representa un ciclo dinámico de estabilidad de paisaje y pedogénesis, en tanto que cada capa geológica que lo sepulta o subyace atestigua un periodo de inestabilidad. Estos periodos fueron susceptibles de ser identificados en cada uno de los paleosuelos a través del uso de índices pedológicos.
7. El conjunto de paleosuelos presentes en las columnas pedostratigráficas conserva una memoria multitemporal de estos eventos. De acuerdo con la memoria de estos paleosuelos los ciclos de estabilidad cortos están caracterizados por la formación de pedocomplejos con horizontes vítricos, los de duración moderada por horizontes Bw cámbico en tanto que la presencia de horizontes árgicos es indicativa de ciclos largos de estabilidad de paisaje.

8. La presencia de horizontes árgicos, así como de propiedades oximórficas en varios de los paleosuelos estudiados denota periodos con mayor humedad que el actual, ya que en ningún suelo moderno se presentan estos horizontes ni estas características.
9. La unidad PT4 establece el límite entre los ciclos largos y húmedos que le anteceden cronológicamente y los ciclos de duración corta o moderada, menos húmedos, que le preceden.
10. PT3 caracteriza la presencia de un ambiente moderadamente húmedo, interrumpido con frecuencia por fases de sequía.
11. El paleosuelo PT2 como representativo de las condiciones previas al Máximo Glacial Global, reportó un grado de intemperismo ambiental más agresivo que el que se presenta en los suelos modernos y con excepción de PT6, en todos los paleosuelos. Esto sugiere que durante la formación de PT2 las condiciones de humedad fueron mayores a las que actualmente prevalecen.
12. En el caso de PT1, éste representa una de las fases finales del Último Máximo Glacial y también uno de los periodos más secos de los ciclos estudiados, pero en el cual se conservó un ambiente forestal, según el estudio de fitolitos. Esta deficiencia de humedad permitió la cristalización de los amorfos alofánicos y la formación en cantidad significativa de arcillas cristalinas 1:1 con excepción de la caolinita.

IX. BIBLIOGRAFÍA

- Aceves, Q. J.F., 1996. *Geología y Geomorfología del Volcán Nevado de Toluca*, tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, UNAM, México, 116 p.
- Aceves, Q.J.E., 2006. *Elaboración de mapas de riesgo volcánico basados en sistemas de información geográfica: Caso volcán Nevado de Toluca*. Tesis de Doctorado. Instituto de Geofísica. UNAM, 220 p.
- Alexandre, A., Colin, F., Meunier, J.D., 1994. *Les phytolithes, indicateurs du cycle biogéochimique du silicium en forêt équatoriale*. Comptes Rendues Academie des Sciences de Paris 319 (II), 453-458.
- Arce, J. L., J. L., Macías, L., Vázquez, S., 2003. *The 10.5 Ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: stratigraphy and hazard implications*. Geological Society of America Bulletin 115: 230-248.
- Arellano, R.V., 1953. *Estratigrafía de la Cuenca de México*. Memorias del Congreso Científico Mexicano, Comisión IV 3: 172 - 186.
- Barboni, D., Bonnefille, R., Alexandre, A., Meunier, J.D., 1999. *Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 152, 87-100.
- Bender, M., 1971. *Variation in the $^{13}C/^{12}C$ ratios of plants in relation to the pathways of photosynthetic carbon dioxide fixation*. Phytochemistry 10: 1239-1244.
- Birkeland, P.W., 1999. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press. 429 pp.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1974. *Late Quaternary tephrochronology of the Nevado de Toluca, Central Mexico*. Institute of Geological Sciences: Overseas Geology and Mineral Resources 46, 15 pp.
- Bloomfield, K., S. Jr. Valastro, 1974. *Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central México*. Geol. Soc. of Amer. Bull. 85:901-906.
- Bloomfield, K., Valastro, 1977. *Late de Quaternary tephrochronology of Nevado Toluca volcano, central Mexico*. Overseas Geology and Mineral Resources. Number 46. Institute of Geology Sciences. Natural Environment Research Council.

-
- Bocco, G., 1992. *Algunos comentarios sobre geomorfología volcánica y procesos de erosión antrópica*. En: Geomorfología. Escuela Nac. de Antropología e Historia, 147-170 p.
 - Bradley, R. S. 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, 2a. ed., San Diego, Academic Press, 613 p.
 - Bronger, A., J.A. Catt, 1989. *Paleopedology. Nature and Application of Paleosols*. In Bronger and Catt (ed.). *Paleosols: Problems of definition, recognition and interpretation*. Catena Supplement 16., p. 1 –7
 - Bronger, A., T. Heinkele, 1990. *Mineralogical and clay mineralogical aspects of loess research*. Quaternary International 7/8, 37-51
 - Bronger A., Winter, R., Sedov, S.N., 1998. *Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia*. Catena 34:19-34.
 - Brown, G., 1961. *The X-Ray identification and cristal structure of clay minerals*. Mineralogical Society, London, 544 p.
 - Bryant, E., 1997. *Climate, process & change*. Published by the Press Syndicate of the University of Cambridge. 210 p
 - Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U., 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications: Wolverhampton, U.K
 - Buol, S.W., Hole, F.D., McCracken, R.J., 1986. *Génesis y Clasificación de Suelos*. Trillas S.A. de C.V. México 417 p.
 - Buhke, V.E., Jenkins, R., Smith, D.K., 1998. *A practical guide for the preparation of specimens for X-ray fluorescence and X-ray diffraction analysis*. John Wiley & Sons, Inc. U.S.A. 187-195 p.
 - Buurman, P., García, R. E., Martínez, C.A., van Doesburg, J.D.J., 2004. *Stratification of parent material in European volcanic and related soils studied by laser-diffraction grain-sizing and chemical analysis*. Catena 56, 127-144.
 - Caballero-Miranda, M., B. Ortega-Guerrero., 1998. *Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City*. Quaternary Research 50: 69-79 p.
 - Caballero-Miranda, M., J.L. Macías, S. Lozano-García, J. Urrutia-Fucugauchi, R. Castañeda-Bernal, 2001. *Late Pleistocene-Holocene volcanic stratigraphy and paleoenvironments of the upper Lerma basin, Mexico*. Spec. Publs int. Sediment. 30:247-261.

- Caballero-Miranda, M., B. Ortega-Guerrero, F. Valadez, S. Metcalfe, J.L. Macías, Y. Sugiura, 2002. *Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central México*. Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 186: 217-235.
- Campbell, B.I., 1986. *Recognition of paleosols in Quaternary periglacial and volcanic environments in New Zealand*. In Paleosols: Their recognition and interpretation., (ed.) Paul Wright., Princeton University Press. Princeton New York. pp. 208 - 241.
- Campa, M.F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, E., 1974. *La secuencia mesozoica volcanosedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal, Mex-Teloloapan, Gro.* Bol. Soc. Geol. Mex. XXXV, 7-28.
- Cantagrel, J.M., Rubio, C.E., Vincent, P., 1981. *Les grandes étapes d'un volcan andésitique composite: exemple du Nevado de Toluca (Mexique)*. Bull Volcanol., 44 :177-186.
- Capra, L., J.L. Macías, 2000. *Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102: 149-168 p.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V.H., 2002. *Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico – behavior, and implications for hazard assessment*. Journal Volcanology and Geothermal Research 2362: 1-30
- Capra, L., Carreras, L., Arce L., J.L. Macías. *The Lower Toluca Pumice: A ~ 21,700 yr B.P. plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico*. Enviado a GSA Special Paper “Neogene-Quaternary continental arc magmatism” (*en prensa*).
- Cerling, T.E., Quade, J., Wang, Y., Bowman, J.R., 1989. *Carbon isotopes in soils and paleosols as ecology and paleoecology indicators*. Nature 341, 138-139.
- Cervantes-Borja, J.F., Meza-Sánchez, M., Alfaro-Sánchez, G., 1997. *Sedimentological characterization of paleo-soils in the northern part of the Basin of Mexico*. Quaternary International 43/44: 75 - 86.
- Cervantes, de la Cruz, K.E., 2001. *La Pómez Blanca Intermedia: depósito producido por una erupción pliniana –subpliniana del volcán Nevado de Toluca hace 12,100 años*. Tesis de Maestría ene Ciencias (Vulcanología). Instituto de Geofísica. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. UNAM. 84 p.
- Chernyakhovsky, A.G., Gradusov, B.P., Chizhikova, N.P., 1976. *Types of recent weathering crusts and their global distribution*. Geoderma 16, 235-255.

-
- Chesworth, W., 1992. Weathering systems. In: Martini, I.P., Chesworth, W. (Eds), *Weathering, Soils and Paleosols*. Developments in Earth Surface Processes 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 19-40.
 - 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-
 - Coleman, D.C., Oades, J.M., Uehara, G., 1989. *Dynamics of Soil Organic Matter in Tropical Ecosystems*. NifTAL. Hawaii. 249 p.
 - Colman, S.M., 1982. *Chemical weathering of basalts and andesites : evidence from weathering rinds*. US Geol. Surv. Prof. Pap. 1246.
 - Córdova, C., 1992. *Geomorfología*. Escuela Nacional de Antropología e Historia. 178 p.
 - Craig, H., 1953. *The geochemistry of the stable carbon isotopes*. Geochimica et Cosmochimica Acta 12, 133-149.
 - Dawson, A.G., 1992. *Ice Age Earth. Late Quaternary geology and climate*. Routledge. London. 293 p.
 - Duchaufour, P., 1982. *Pedology, pedogenesis and classification*. (trans. T.R. Patton) Allen and Unwin, London., 325 pp.
 - Duchaufour, PH., 1984. *Edafología. I. Edafogénesis y clasificación*. Masson, S.A. España. 493 p.
 - Duzgoren-Aydin, N.S., Aydin, A., Malpas, J., 2002. *Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong*. Engineering Geology 63: 99-119
 - Easterbrook, D.J., 1993. *Surface Processes and Landforms*. Macmillan Publishing Company. USA. 520 p.
 - Fanning, D. S., M. C. B. Fanning, 1989. *Soil: morphology, genesis, and classification*. John Wiley & Sons. N. Y. 395 p.
 - FAO, ISRIC, 1994. *World Reference Base for Soil Resources*. FAO. Roma. 161 p.
 - FAO, ISRIC, 1998. *World Reference Base for Soil Resources*. FAO. Roma. 161 p.
 - Fieldes M. and Perrott K.W., 1966. *The nature of allophane soils: 3. Rapid field and laboratory test for allophane*. New Zeal. J. Sci. 9: 623-629.

- Fries, C., 1960. *Bosquejo geológico del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México*. Bol. Inst. Geol., UNAM, 60, 256 pp.
- Gama-Castro, J.E., Flores-Román, D., Solleiro-Rebolledo, E., Jasso-Castañeda, C., Vallejo-Gómez, E., Rocha-Torralladona, A.M., Villalpando-González, J.E., 2004, *Neosols, relict paleosols and alterites characterization and spatial distribution in the Transmexican Volcanic Belt (TMVB), Morelos state: a regional approximation.*,
- Gama, C. J.E., E. Solleiro R., E. McClung, J.L. Villalpando, S. Sedov, C. Jasso, C., S. Palacios, M., D. Hernández. 2005. *Contribuciones de la Ciencia del suelo a la investigación arqueológica: El caso de Teotihuacan*. Terra Latinoamericana 23: 1-11.
- García, E. 1988. *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köpen*. Instituto de Geografía. UNAM. 252 p.
- García-Palomo, A., J.L. Macías, J.L. Arce, L. Capra, V.H. Garduño, J.M. Espíndola, 2002. *Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, central Mexico*. Geological Society of America Map Series, MCH098, pp. 1-48.
- García, R.A., J.J. Muñoz, 2002. *El paisaje en el ámbito de la Geografía III.2*. Temas Selectos de Geografía de México. Instituto de Geografía, UNAM. 140 p.
- Gutiérrez, E. M., 2001. *Geomorfología Climática*. Ediciones Omega. Barcelona, S.A. 757 p.
- Hanawalt, J.D., Rinn, H.W., Frevel, L.K. 1938. *Chemical analysis by X-ray diffraction*. Ind. Eng. Chem. Anal. Ed., 10: 457-512.
- Harrassowitz, 1926: in Rocha F.P., Antuenes, F.S., Falcao, M.F.G. 1985, *Quantitative influence of the weathering upon the mechanical properties of a young gneiss residual soil*. First Int. Conf. Geomech. Trop. Lateritic Saprolitic Soils Brasilia 1, 281-294.
- Heine, K., E. Shonhals, 1973. *Entstehung und Alter der "toba_Sedimente in Mexiko*. Eiszeitalter und Gegenwart 23/24: 201 - 215
- Heine, K., 1994a. *Present and Past Geocryogenic Processes in Mexico*. Permafrost and Periglacial Processes, John Wiley & Sons, Ltd. Vol. 5: 1-12 pp.

- Heine, K., 1994b. *The late-glacial moraine sequences in Mexico: is there evidence for the Younger Dryas event?* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 112, Elsevier. 113-123 pp.
- Heine, K., 2003. *Paleopedological evidence of human-induced environmental change in the Puebla - Tlaxcala area (Mexico) during the last 3,500 years.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 20, num. 3. Instituto de Geología, UNAM. pp. 235 – 244.
- Hole, F.D. 1961, *A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism.* Soil Sci. 91: 375-377.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, N.J. Shackleton, 1984, *The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record.* In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds), Milankovitch and Climate, Part 1. Plenum Reidel, Dordrecht, pp. 269-303.
- Jackson, M.L., L.D. Whiting and A.S. Pennington. 1950. *Segregation procedure for the mineralogical analysis of soil.* Soil Science Society of America Proceedings. 14: 77-81.
- Jasso, C.C., S. Sedov, E. Solleiro, R. J.E. Gama C., 2002. *El desarrollo de los paleosuelos como índice de la estabilidad del paisaje. Un ejemplo del centro de México.* Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM 47: 20-35.
- Jasso, C.C., S. Sedov, J.E. Gama C., E. Solleiro R., 2006. *Los paleosuelos: índices del paleoambiente y de la estabilidad del paisaje del Nevado de Toluca.* Terra Latinoamericana .24: 151-161.
- Jongerius, A., Heintzberger, G., 1963. *The preparation of Mammoth-sized thin section.* Soil Survey Papers No. 1, Netherlands Soil Survey Institute, Wageningen, 270 p.
- Kirkby, M.J., Morgan, R.P. 1984, *Erosión de Suelos.* Limusa, S.A. México. 375 p.
- Kraus, M.J., 1999. *Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications.* Earth-Sciences Reviews Vol. 47, Issues 1-2, 41-70 p.
- Lachniet, M.S. y L Vázquez-Selem, 2005. *Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (México, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela).* Quaternary International 138-139, 129-144 p.

-
- Lowe, J.J., J.J.C. Walker, 1984. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman Scientific & Technical. Copublished in the United States with John Wiley & Sons, Inc., N.Y. 389 p.
 - Lowe, J.J. 2001, *Abrupt climatic changes in Europe during the last glacial-interglacial transition: the potential for testing hypothesis on the synchronicity of climatic events using*. *Global and Planetary Change* 30, 73-84.
 - Lozano-García, S., 1996. *La vegetación del Cuaternario Tardío en el centro de México: Registros palinológicos e implicaciones paleoclimáticas*. *Bol. Soc. Bot. México*. 58: 113-127. Instituto de Geología, UNAM.
 -
 - Lozano-García S., B. Ortega-Guerrero, 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-García, S., S. Sosa-Nájera, Yoko Sugiura, M. Caballero-Miranda, 2005. *23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central México*. *Quaternary Research* 64, 70-82 p.
 - Lugo-Hubp, J., 1981. *La disección del relieve en la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal*. *Bol. Instituto de Geografía, UNAM*, 11.
 - Lugo-Hubp, J., 1991. *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos Cartográficos)*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía. México D.F. 109 p.
 - Macías, J.L., A. García- Palomo, J.L. Arce, C. Siebe, J.M. Espíndola, J.C. Komorowski, K. Scott, 1997. *Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico*. *BYU Geology Studies* 42: 493-528
 - Maher, B.A., and R. Thompson, 1991. *Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols*, *Geology*, 19, 3-6.
 - McClung, E., E. Solleiro R., J. E. Gama C., J. S. Villalpando, S. Sedov, 2003. *Paleosols in the Teotihuacan valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, num. 3. Instituto de Geología, UNAM. pp. 270 - 282.
 - McClung, E., Domínguez, R.I., Gama, C.J., Solleiro, E., Sedov, S. 2005. *Radiocarbon dates from soil profiles in the Teotihuacan Valley, México: Indicators of geomorphological processes*. *Radiocarbon*, Vol 47, Nr 1, p. 159-175.

-
- Malucelli, F., F. Terribile, C. Colombo, 1999. *Mineralogy, micromorphology and chemical analysis of andosols on the Island of Sao Miguel (Azores)*, Number 88 Geoderma, Elsevier, The Netherlands, pp. 73-98.
 - McKeague, J.A., J.H. Day. 1966. *Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils*. Can. J. Soil Sci. 46: 13-22
 - Mehra, O.P., M.L. Jackson. 1960. *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*. Clays Clay Minerals. 7: 317-327.
 - Miehlich, G., 1991. *Chronosequences of volcanic ash soils*, Hamburger Bodenkundliche Arbeiten 15, 210 p
 - Miranda, J. A. Oliver, G. Vilaclara, R. Rico-Montiel, V.M. Macías, 1994. *Análisis of diatomite sediments from a paleolake in central México using PIXE, X-ray tomography and X-ray diffraction*. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 85, 886-889.
 - Mizota C., L.P. van Reeuwijk. 1989. *Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions*. Soil Monograph 2, ISRIC, Wageningen. 186 p.
 - Mook, W.G., Jongsma, J., 1987. *Measurement of the N₂O corrections for ¹³C/¹²C ratios of atmospheric CO₂ by removal of N₂O*. Tellus 39B, 96-99.
 - Munsell Soil Color Charts. 1975. Macbeth Division of Kollmorgen Corporation: Baltimore, Maryland.
 - Newton, A.J., Metcalfe, S.E., 1999. *Tephrochronology of the Toluca Basin, central Mexico*. Quaternary Science Reviews 18, p. 1039-1059.
 - Nieuwenhuysse, A., Verburg, P.S.J., Jongmans, A.G., 2000. *Mineralogy of a soil chronosequence on andesitic lava in humid tropical Costa Rica*. Geoderma 98: 61-82.
 - Parfitt, R.L., T. Henmi. 1982. *Comparison of an oxalate-extraction method and a infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays*. Soil Sci. Plant Nutr. 28: 183-190
 - Parfitt, R.L. 1989. *Optimum conditions for extraction of Al, Fe, and Si from soils with acid oxalate*. Commun. Soil Sci. Plant Anal. 20: 801-816.
 - Pedraza, G.J., 1996, *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Ed. Rueda. Alarcón, Madrid. 414 p.

-
- Piperno, D.R., 1988. *Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective*. Academic Press, San Diego, CA. 280 pp.
 - Poetsch, T., 2004. *Forms and dynamics of silica gel in a tuff-dominated soil complex: Results of micromorphological studies in the Central Highlands of Mexico*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, num. 1. Instituto de Geología, UNAM. pp. 195 - 201.
 - Retallack, J.G., 1986. *The fossil record of soils*. In *Paleosols, their recognition and interpretation*. (e d.) Paul Wright, Princeton University Press. Princeton New York. pp. 1 -57
 - Retallack, G.J., 1990. *Soils of the past. An introduction to paleopedology*. Unwin-Hyman, Inc., London, 520 p.
 - Retallack, G.J., 1992, *Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation*. An. Rev. Earth Planet. Sci. 19: 183-206.
 - Ruhe, R.V., 1956. *Geomorphic surfaces and the nature of soils.*, Soil Science 82, 441-455p.
 - Ruhe, R.V., 1975. *Geomorphology, geomorphic processes and surficial Geology*. Houghton Mifflin, Boston, MA.
 - Rzedowsky, J., 1978, *Vegetación de México*, Limusa, México.
 - 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 Filosofía y Letras. UNAM.
 - Schlichting, E., H.P. Blume. 1966. *Bodenkundliches Praktikum*, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
 - Schwertmann, U. 1964. *The differentiation of iron oxides in soil by extraction with ammonium oxalate solution*. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 105: 194-202.
 - Sedov, S., E. Solleiro R., J.E. Gama C., E. Vallejo G., A. González V., 2001. *Buried palaeosols of the Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in central Mexico*, Number 16 (4) Journal of Quaternary Science, John Wiley & Sons, Ltd, London, pp. 375-389.
 - Sedov, S., E. Solleiro R., P. Morales P., A. Arias H., E. Vallejo G., and C. Jasso C., 2003a. *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.

-
- Sedov, S., E. Solleiro R., J.E. Gama C., 2003b. *Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting*. Catena 54:495-513.
 - Semmel, A., 1989. *Paleopedology and geomorphology: Examples from the weastern part of Central Europe*. In. Bronger, A. and Catt, J.A. (eds) *Paleopedology: Nature and application of paleosols*. Catena Supplement 16 pp. 143-163.
 - Shoji, S., M. Nanzyo y R. Dahlgren. 1993. *Volcanic ash soils. Genesis properties and utilization*, Elsevier, Science Publishers, B.V Netherlands.
 - Smolikova, L. 1967. *Polygenese der fossilen Lossboden der Tschechoslowakei mi Lichte mikromorphologischer Untersuchungen*. Geoderma 1: 315-324.
 - Sofer, Z., 1980. *Preparation of carbon dioxide for stable carbon isotope análisis of petroleum*. Anal. Chem. 52: 1389-1391.
 - Solleiro, R. E., J. E. Gama C., M. S. Palacios, 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., J. E. Gama C., S. Palacios, M., S. Sedov, S.A. Shoba, 1999. *Late Pleitocene Paleosols in Central Mexico. Genesis and Paleogeographic Interpretation*. Eurasian Soil Science, vol. 32. pp. 1077 - 1083.
 - 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., J.L. Macías, J.E. Gama C., S. Sedov, 2004. *Quaternary pedostratigraphy of the Nevado de Toluca volcano*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 21:101-109.
 - Targulian, V.O., and T.A. Sokolova, 1996. *Soil as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions*. Eureasian Soil Science 29: 30 –38
 - Targulian, O.V., Goryachkin, S.V., 2004. *Soil Memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 21: 1-8.
 - Terhorst, B., Ottner, F., 2003. *Polycyclic luvisols in Northern Italy: palaeopedological and clay mineralogical characteristics*. Quaternary International 106-107, 215-231.

-
- Thomas, M.F., 2001. *Landscape sensitivity in time and space_ an introduction*. Catena 42: 83-98
 - Thomas, M.F., 2004. *Landscape sensitivity to rapid environmental change_ a Quaternary perspective with examples from tropical areas*. Catena 55: 107-124
 - USDA (United States Department of Agriculture). 1988. *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Soil Conservation Service. Washington, D.C.
 - USDA (United States Department of Agriculture). 1990. *Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Investigations Report 42. National Resources Conservation Services, Natural Soil Survey Center. Washington, D.C.
 - USDA (United States Department of Agriculture). 1993. *Soil Survey Manual. Agriculture Handbook 18*. Soil Survey División Staff. Washington, D.C.
 - USDA-SSS, 1992. *Keys to Soil Taxonomy*. SMSS., Technical Monograph No 6.-, Third Printing. Agency for International Development. US. Department of Agriculture. Cornell University. 280 pp.
 - USDA (United States Department of Agriculture). 1998. *Keys to Soil Taxonomy*. Soil Survey Staff. Natural Resources Conservation Service. Washington, D.C.
 - Valentine, K.W.G. and J.B. Dalrymple, 1976. *Quaternary buried paleosols: a critical review*. Quaternary Research 6: 209 –220
 - Vallejo, G. E., 2002. *Morfología e intemperismo de fitolitos, en suelos modernos y paleosuelos de la parte Central del Eje Neovolcánico*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. UNAM.
 - Van Wambeke, A., 1992. *Soils of the Tropics. Properties and Appraisal*. McGraw-Hill, Inc. U.S.A. 343 p.
 - Vázquez-Selem, L., 2000, *Late Quaternary glacial chronology of Iztaccihuatl volcano, central Mexico. A record of environmental change in the border of the tropics*. Arizona State University, 210 p.
 - Vázquez-Selem, L., K. Heine, 2004. *Late Quaternary Glaciation of México*. Quaternary Glaciations- Extent and Chronology, Part III. Elsevier, Amsterdam.
 - Vázquez-Selem, L., 2005. *Glaciaciones de México*. Cambios ambientales recientes y pasados del Estado de Tlaxcala. Symposium Interdisciplinario. Libro de resúmenes y guías de excursiones. 9-11 noviembre, p. 5

- Velde, B. 1995. *Origin and mineralogy of clays*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 334p.
- Vera, T. J.A., 1994. *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Ed. Rueda. Madrid. 806 p.
- Watanabe, M., H. Tanaka, K. Sakagami, K. Aoki and S. Sugiyama, 1996. *Evaluation of Pg absorption strength of humic acids as a paleoenvironmental indicator in buried paleosols on tephra beds, Japan*. In D.J. Lowe (ed.) *Tephra, loess, and paleosols - An integration*. Quaternary International, 34-36:197-203.
- Wilding, L.P., N.E. Smeck, G.F. Hall. 1983. *Pedogenesis and soil Taxonomy. II. The Soil Orders*. Elsevier Science Publishers B.V. Netherlands. 410 p.
- Williams, M., D. Dunkerley, P. de Deckker, P. Kershaw, J. Chappell, 1998, *Quaternary Environments*: London, Arnold (2nd ed.), 329 p.
- WRB. 1998. *Base Referencial Mundial del Recurso Suelo*. SICS, ISRIC y FAO. Boletín 84, Roma. 90 p.
- Yaalon, D.H., 1971. *Soil forming processes-in time and space*. In: D.H. Yaalon (Editor), *Paleopedology, Origin, Nature and Dating Paleosols*. Int. Soc. Sci. and Israel Universities Press, Jerusalem, pp. 29-39.
- Yokota, S., Iwamatsu, A., 1999, ***Weathering distribution in a steep slope of soft pyroclastic rocks as an indicator of slope instability***. *Engineering Geology* 55 : 57-68
- Young, A., 1976. *Tropical soils and soil survey*. Cambridge University Press. London. 468 p.

X. GLOSARIO

Andosol. Es un suelo formado en deyecciones volcánicas (tales como cenizas volcánicas, pómez, lava) y/o en materiales vulcanoclásticos, en los cuales la fracción coloidal es dominada por minerales de orden de rango corto o complejos de aluminio con humus.

Cambisol. Suelo con desarrollo evolutivo moderado, caracterizado por su juventud y por la presencia de un horizonte Bw.

Características: Parámetros únicos que son observables o mensurables en el campo o laboratorio, o pueden analizarse usando técnicas microscópicas. Incluyen características como color, textura y estructura, rasgos de actividad biológica, porosidad y concentraciones pedogenéticas (moteados, cutanes, nódulos, etc.) así como determinaciones analíticas.

Cutan. Películas constituidas por materiales alterados, que se forman en las paredes de los canales y en las superficies de las partículas del suelo. Existen cutanes de óxidos de hierro, arcilla, carbonatos y sílice.

Discontinuidad. Cualquier fase física, mineralógica o cronológica que no es contemporánea con la génesis y desarrollo del suelo.

Eluviación e iluviación. Ambos procesos están muy relacionados. Eluviación es el proceso de remoción de constituyentes de un horizonte del suelo, capa o zona por solución o lavado, casi siempre con agua. Los horizontes donde la eluviación es dominante, pueden ser referidos como horizontes E eluviales. La iluviación puede ser definida como el proceso que permite recibir o acumular materiales movidos por eluviación. Los horizontes iluviales más comunes son los B.

Horizonte cámbico. Denominado Bw, es un horizonte subsuperficial que, generalmente, subyace al horizonte A. Presenta una textura más fina que la arenosa. En este horizonte, los materiales minerales han sido moderadamente alterados o removidos pero no acumulados. Las evidencias de intemperismo incluyen: (1) eliminación de estratificaciones finas; (2) cambios originados por humedad, tales como colores grisáceos y/o moteado; (3) redistribución de carbonatos y (4) presencia de colores más amarillos y/o rojos, que los de los horizontes supra y subyacentes. Este horizonte de diagnóstico, también suelo presentar: (a) estructura; (b) bajos contenidos de materia orgánica y (c) restos muy alterados de la roca o depósito parental.

Horizonte de suelo. Es un estrato aproximadamente paralelo a la superficie del suelo, que puede distinguirse de los otros horizontes que le sobre o subyacen por presentar un conjunto de propiedades generadas por los procesos de formación del suelo. El conjunto de horizontes constituye el “perfil”.

Horizonte de diagnóstico. Es aquel horizonte del suelo que tiene una serie de propiedades que son utilizadas para la identificación de unidades de suelo.

Intemperismo. Todos los procesos físicos, químicos y biológicos que, inicialmente, originan la desintegración de la roca y que, posteriormente a ello, conducen a la diferenciación genética del suelo formado.

Krotovina. Galería grande hecha por un animal y que está rellena de material de otro horizonte.

Lessivage. Término utilizado para indicar el desplazamiento mecánico de materiales en solución y, en sentido más estricto, el movimiento de arcillas en suspensión (lavado).

Luvisol. Del lat. Luere, lavar, “lessiver”, denota un suelo con acumulación de arcilla.

Paleosuelo. Suelo fósil. Es un suelo formado en un paisaje del pasado bajo condiciones ambientales diferentes a las actuales, principalmente asociadas con cambios en clima y vegetación.

Pedogénesis. Conjunto de procesos mediante los cuales se da origen a un suelo como fenómeno de ocurrencia natural, tomando en cuenta su composición, distribución y factores de formación.

Pedosedimento. Término que se refiere a un material de suelo que fue redepositado o a un solum *in situ* que fue perturbado fuertemente.

Perfil del suelo. Es un corte plano del suelo en dos dimensiones (largo y ancho) que se extiende verticalmente desde la superficie del suelo, de tal manera que se exponen todos los horizontes (o capas superpuestas) presentes en él y parte del material relativamente inalterado.

Propiedades de los suelos. Son combinaciones de características del suelo que se sabe ocurren a través del tiempo. Se consideran indicativas de procesos formadores de suelos presentes o pasados. Por ejemplo, propiedades vérticas, gléyicas, stágnicas, ándicas y cambios texturales abruptos, entre otras.

Régimen de humedad údico. El régimen de humedad údico implica que la sección de control de humedad, en la mayoría de los años, no está seca en alguna parte por un periodo tan largo como 90 días acumulativos.

Régimen de humedad ústico. Es un régimen de humedad limitada. Si la temperatura media anual del suelo es de 22°C o mayor o si la temperatura media del invierno y del verano del suelo difieren por <5°C a la profundidad de 50 cm, la sección de control de la humedad en el régimen ústico está seca, en alguna o en todas partes por 90 días acumulativos o más en la mayoría de los años. Pero la sección de control de humedad, está húmeda en alguna parte por más de 180 días acumulativos o está húmeda en forma continua en alguna parte al menos por 90 días consecutivos.

Regolita. Material no consolidado encima del material parental sólido. Incluye material intemperizado in situ a partir de cualquier clase de material aluvial, glacial, eólico, lacustre y depósitos piroclásticos.

Suelo. Es un material mineral no consolidado, que se localiza en la superficie de la Tierra y que ha estado sujeto e influenciado por factores genéticos y ambientales del material parental, clima, macro y microorganismos y la topografía, todos ellos interactuando a través del tiempo para producir un sustrato que es diferente en sus características y propiedades morfológicas, físicas, químicas y biológicas, del material que lo originó.

Suelo policíclico. Suelo interrumpido en su pedogénesis por más de una ocasión.

Suelo poligenético. Suelos que sufrieron dos ciclos de evolución sucesivos, correspondientes a fases climáticas distintas: en estas condiciones, los caracteres actuales son netamente opuestos a los caracteres antiguos. Se formó este tipo de suelos por dos o más procesos contrastantes, de tal manera que todos sus horizontes no están relacionados genéticamente entre sí.

Suelo sepultado. Se considera que un suelo está sepultado si subyace a un manto de material reciente, inalterado y de más de 50 cm. de espesor, o bien si subyace a una capa inalterada, de 30 a 50 cm. de espesor, cuando la profundidad del suelo es menor a 100 cm. Una capa cuyo espesor es menor de 30 cm. sólo se considera como una fase.

Composición mineralógica de la fracción arcilla

1. *Preparación de la muestra.* Las arcillas separadas por sedimentación y decantación, fueron saturadas con una solución de cloruro de magnesio ($MgCl_2$), durante 24 horas. Posteriormente se lavaron con agua destilada y finalmente con etanol al 80%. La arcilla en agua se sometió a ultrasonido durante cinco minutos para su total disgregación.

2. *Montaje de las muestras.* La fracción de tamaño menor a 2 micras (en solución) se depositó sobre un portaobjetos de vidrio, de forma que al evaporarse el agua, las partículas de arcilla por ser planares, quedaran orientadas. La cantidad de arcilla recomendada para alcanzar un buen espesor de la muestra oscila entre 0.15 y 0.25 g/cm^2 . Teóricamente con esta cantidad de material sedimentado sobre el portaobjeto se evita que los Rayos X atraviesen por completo a la muestra y se tomen registros del material sobre el que está montado el espécimen a estudiar, que en este caso es el vidrio.

3. *Análisis de los minerales arcillosos cristalinos.* Esta fase se realizó a través del método de difracción de rayos X con un difractómetro Philips Modelo 1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro) empleando una radiación $CuK\alpha$. El análisis cubrió el intervalo angular 2θ de 4° a 70° bajo condiciones normales de operación: 30 kV y 20 mA y con un factor de escala de 1×10^3 .

4. *Interpretación de los difractogramas obtenidos.* Las determinaciones angulares de θ y 2θ (grados) obtenidas en los difractogramas, se convirtieron a valores de distancia interplanar (d) en unidades ángstrom (\AA). Para ello, se aplicó la ecuación de Bragg: $d = n\lambda/2 \text{ Sen } \theta$. Donde $\lambda = 1.5405 \text{\AA}$. Una vez obtenidas estas distancias, fueron asignadas y comparadas las intensidades relativas con el catálogo de Hanawalt *et al.*, (1938).

5. *Discriminación de diferentes tipos de arcillas.* En la difracción de los minerales de arcilla existe una sobreposición de reflexiones (Brown, 1961). Como consecuencia de este fenómeno, fue necesario en varios casos, someter las muestras a los siguientes tratamientos químicos y físicos como una medida para discriminar e identificar a las arcillas correspondientes a los picos 7, 10 y 14 \AA que resultan de mayor interés para esta investigación:

- A. Con n-metil formamida se discriminó entre caolinita y haloisita deshidratada a nivel del pico de reflexión de 7 \AA (Churchman *et al.*, 1984).
- B. El etilen-glicol permitió identificar la presencia de esmectita.
- C. Calentar la muestra a 100°C durante 1 hr discriminó entre haloisita 10 \AA y haloisita 7 \AA .
- D. El calentamiento a 550°C por 1:30 hr. descartó la presencia de micas y confirmó la de haloisita en el pico de 10 \AA .
- E. El calentamiento a 550°C también permitió distinguir entre clorita y caolinita en el pico de reflexión de 7 \AA . Esta temperatura destruye a la caolinita y la conservación de un pico de 14 \AA confirma la presencia de clorita (Buhrke *et al.*, 1998).

Estos tratamientos, en general, modifican las estructuras cristalinas de los minerales debido a que provocan “aperturas” o colapsos de las mismas por efecto de deshidratación del material de intercapa (Brown, 1961).

6. *Estimación semicuantitativa de los minerales arcillosos.* Esta fase se realizó en función de la altura de los picos de reflexión de las arcillas.

Composición Química Total

El análisis de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O), se realizó en muestra fundida (perla). Las perlas fueron preparadas mezclando 1 g de muestra en polvo con 9 g de mezcla fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - LiBO_2 (50:50 wt%). La mezcla fue vaciada a un crisol de Pt/5%Au y calentado a ca. 1100°C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultánea de 3 perlas (Fluxy Claisse). Previo al calentamiento se agregaron 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La solución de LiBr actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado.

El análisis de elementos mayores y traza se basó en los principios establecidos por Shapiro y Brannock (1956). Este análisis incluye, de modo fundamental, la fusión de la muestra de suelo a 1000°C . En esta muestra fundida, denominada “perla,” se cuantificaron los elementos mayores y trazas a través del programa cuantitativo RUIZDIL.

El análisis de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb), se realizó en una muestra prensada, la cual fue preparada mezclando 6 g de polvo pasándolo por una malla 200, con 0.6g (10 %) de cera-C (Hoechst) como agente aglutinante. La mezcla fue prensada a 30 toneladas, obteniendo la presión durante 30 segundos. El dispositivo que se utilizó fue una prensa Graseby/Specac y un dado con un diámetro de 4 centímetro. El dado está equipado con un mecanismo para evacuar el gas presente, evitando así irregularidades en la superficie de las tabletas. A través de series de muestras, cada 10 se analiza un duplicado, con el objeto de verificar la repetibilidad en la preparación.

Isótopos de Carbono

Para llevar a cabo esta determinación se empleó el método de combustión propuesto por Sofer (1980) utilizando cobre metálico para eliminar NO_2 (Mook and Jongasma, 1987). La combustión se hizo en una mufla a una temperatura de 900°C durante una hora y posteriormente se realizó una segunda a 650°C .

El CO_2 liberado, se limpió con etanol seco y nitrógeno líquido a través de criogénesis y posteriormente fue analizado en un espectrómetro de masas (MAT 250). Los materiales de referencia que se utilizaron fueron NIST NBS-22: PEF-1 y Sacarosa ANU, considerando una incertidumbre de 0.05‰ y una exactitud para el procedimiento completo de las muestras del suelo, de 0.05‰. El contenido natural de carbono se reportó como $\delta^{13}\text{C}$ en partes por mil (‰), referido a un patrón internacional, el cual es físicamente un carbonato de calcio (CaCO_3) de origen marino proveniente de la Formación Cretácica Pee Dee de Carolina del Sur, conocido como PDB (Pee Dee *Belemnite americana* (Craig, 1953).

MORFOLOGÍA DIAGNÓSTICA DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS PRESENTES EN LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS.

SUELOS MODERNOS

El análisis macromorfológico realizado en campo, mostró que los suelos modernos representativos de la zona de estudio, son tanto monocíclicos como policíclicos. Se caracterizan por presentar perfiles profundos a moderadamente profundos con una horizontalización de tipo A/C y A/BC/C (Figura 1).



Figura 1. La mayoría de los suelos modernos que se localizaron en el área de estudio, muestra propiedades ándicas y vítricas y en ocasiones, un horizonte ándico que los sitúa taxonómicamente dentro del grupo de los Andosoles. Algunos de estos suelos, se formaron a partir del intemperismo de una capa de ceniza holocénica fechada por Macías *et al.* (1997) en $3,435 \pm 50$ años A.P.

Se observó que morfológicamente los suelos modernos muestran un horizonte A cuyo espesor, generalmente, es mayor a 25 cm. Este horizonte en húmedo varía el color de su matriz de pardo a negro. Se caracteriza además, por su textura gruesa, su consistencia suave en seco, la cual es ligeramente plástica y ligeramente adhesiva en húmedo, así como por su estructura granular fina y media bien desarrollada. El horizonte A sobreyace a un horizonte mineral que muestra diferentes grados de alteración, dependiendo de lo cual, reúne características diagnósticas para un horizonte BC o C.

Estos horizontes minerales, siempre presentan tonos más claros que el que le sobreyace, así como una textura más gruesa (Arena migajosa) o gravosa (Arena-esqueletal) y una estructura pobremente desarrollada. No muestran concentraciones pedogenéticas diferenciadoras y se caracterizan por una alta actividad biológica (v.g. bioporos, tubos

de raíces, crotovinas). Según los criterios taxonómicos utilizados en campo, fueron clasificados como Andosoles Vítricos y Eútricos.

PALEOSUELOS

Características Generales.

El análisis macromorfológico realizado a los paleosuelos evidenció las siguientes características diagnósticas para cada Unidad:

Unidad PT0. De acuerdo con las observaciones realizadas en campo, PT0 presenta un perfil somero (30 cm) con una horizontalización de tipo A/C. El horizonte A muestra un espesor de 7 cm. y es rico en humus, lo que le confiere un color negro en húmedo. Su textura al tacto es migajosa, su estructura está constituida por agregados granulares de tamaño fino y desarrollo débil a moderado. Su consistencia en seco es blanda y en húmedo no adhesiva ni plástica. No muestran concentraciones pedogenéticas, ni alta actividad biológica. En campo fue clasificado como un Umbrisol Léptico el cual, está frecuentemente asociado con Regosoles Téfricos.

Unidad PT1. Se caracteriza por tener un perfil moderadamente profundo, que comúnmente presenta un horizonte Bw. Se observó en campo que con frecuencia carece del horizonte A. Cuando este horizonte se presenta (v.g., E.R.1) es de color negro, textura media, estructura granular y en bloques finos, con desarrollo que oscila de débil a moderado.

El horizonte Bw, tiende a mostrar colores amarillentos, texturas finas, estructura subangular, granular y angular fina y media moderadamente desarrolladas. Su consistencia es ligeramente dura en seco y ligeramente adhesiva y plástica. Cabe destacar, que el horizonte Bw, en ningún caso presenta rasgos de iluviación significativa en su matriz. La actividad biológica se evidencia por la presencia de crotovinas en el perfil. En campo fue clasificado como un Cambisol.

Por otra parte, estos paleosuelos, en ocasiones llegan a constituir pedocomplejos, evidenciados por una multisequencia de horizontes A sepultados.

Unidad PT2. Con excepción de la sección A.C.6, el perfil alcanza una profundidad considerable y frecuentemente, presenta un horizonte Bw el cual se estimó moderadamente desarrollado. La textura de PT2 es media, salvo en los casos de A.C.5 y A.C.6, que muestran una textura fina. Los horizontes A tienen colores que oscilan de negro a pardo, estructura granular y en bloques subangulares de tamaño fino y medio, con desarrollo moderado. La consistencia en seco de los agregados es blanda y con excepción de A.C.5 y A.C.6, son ligeramente plásticos y poco adhesivos.

Los horizontes Bw, se caracterizan por presentar un color pardo amarillento, estructura subangular fina y media, moderadamente desarrollada, de consistencia dura en seco y poco plásticos y adhesivos en húmedo. En algunos casos, muestra rasgos reductomórficos y grietas en el perfil. De modo similar a PT1, la presencia de pedocomplejos es común en estos suelos. Este paleosuelo fue clasificado en campo como un Andosol.

Unidades PT3 y PT4. Ambos paleosuelos, muestran características morfológicas muy similares entre sí y con las que presenta P.T.2. Como se observa en el Cuadro 4, PT3 y PT4 tienden a mostrar perfiles profundos. Su textura en general, es media aunque se observó que de modo atípico algunos de ellos (v.g., A.C.7 y B.T.1) presentan texturas finas.

El color de los horizontes A, normalmente oscila de negro a pardo y se caracterizan por presentar una estructura granular y en bloques finos y medios, con desarrollo moderado a fuerte. Su consistencia en seco oscila de suave a ligeramente dura y con excepción de A.C.7 y B.T.1 (se caracterizan por ser adhesivos y plásticos) las demás unidades muestran una consistencia en húmedo ligeramente plástica y ligeramente adhesiva.

Los horizontes Bw, son muy similares a los que se presentan en PT2, con relación a su color, estructura y consistencia. Además, en varios casos sus perfiles están constituidos por pedocomplejos. Estos paleosuelos fueron clasificados en campo como Andosoles.

Unidades PT5, PT6 y PT7. Durante el desarrollo de esta Tesis, sólo fue posible identificarlos en la sección Z.2 (Figura 10). En general todos ellos carecen de un horizonte A. Con excepción de PT5 que exhibe un perfil muy erosionado, estos paleosuelos presentan perfiles profundos, en los cuales se denota la presencia de horizontes E álbicos y Bt árgicos.

El horizonte E álbico, se caracteriza por presentar colores en húmedo pardo amarillento a pardo grisáceo ligeramente más claros que los horizontes que le subyacen y una textura fina. Carecen de estructura, no muestran revestimientos de arcilla y en ocasiones, contienen evidencias de propiedades estagnicas

Con relación al horizonte Bt, éste normalmente se distingue por su gran espesor, colores pardo claros a amarillento-rojizo y textura fina a media. Su estructura oscila de bloques angulares a prismática, bien desarrollados y gruesos. Se presentan sobre los agregados estructurales, revestimientos gruesos de arcilla iluvial así como rasgos reductomórficos. Estas propiedades, de acuerdo con los criterios establecidos por la WRB (1998) permitieron que se les considerara en campo, como suelos análogos a Luvisoles (Sedov *et al.*, 2001).

Cuadro 1. Determinaciones Físicas y Químicas

Suelo Sección	Horiz.	Prof. (cm)	Espesor (cm)	Color en húmedo	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	C.O. (%)	pH NaF (%)	Fed (%)	Ald (%)	Feo (%)	Alo (%)	Sio (%)
S.M.1	A	0-30	30	10YR 3/4	78.80	13.60	7.60	2.05	10.10	0.77	0.63	0.56	1.76	1.56
A.C.1	BCw	30-75	45	10YR 4/4	72.50	16.10	11.40	0.86	10.20	1.10	0.63	0.41	1.09	1.46
S.M.2	A	0-33	33	10YR 2/1	73.30	17.60	9.10	8.19	10.80	1.84	21.80	0.60	1.85	0.86
N.T.1	AC	33-70	37	10YR 2/1	63.40	18.30	18.30	2.97	10.80	0.90	19.45	2.01	5.94	4.18
	C	>70		10YR 6/3, 10YR 6/1, 10YR 8/3	89.50	5.60	4.90	0.22	9.60	1.09	3.58	0.38	1.46	1.33
S.M.3	A	0-45	45	10YR 2/1	68.41	18.09	13.50							
N.T.2	BC	45-68	23	10YR 3/2, 10YR 5/6	58.16	6.14	8.70				no determinado			
	C	>68		10YR 6/8, 10YR 4/2	87.20	4.14	8.66							
PT1	Bw	0-35	35	10YR 3/4	46.60	15.20	38.20	0.24	9.10	1.89	0.28	0.56	0.59	0.35
A.C.1	BCw	35-60	25	10YR 3/4	44.70	30.40	24.90	0.29	9.10	1.48	0.21	0.69	0.64	0.45
	C	60-70	10	10YR 4/1, 10YR 4/3, 10YR 4/6	84.20	8.40	7.40	0.14	8.90	0.45	0.13	0.25	0.40	0.30
	ceniza							0.21	8.90	0.30	0.09	0.49	0.25	0.17
PT1	Bw	0-85	85	10 YR 4/4	38.37	38.81	22.81							
Z.1	Ah	85-105	20	10YR 3/2	32.29	41.85	25.85				no determinado			
	C	-		10YR 5/4, 10YR 4/1	77.49	9.41	13.10							
PT1	A	0-15	15	10YR 2/1	42.54	40.70	16.76							
E.R.1	AC	15-32	17	10YR 3/2	29.98	52.21	17.80				no determinado			
	A	32-45	13	10YR 3/2	36.53	48.03	15.44							
	C	45-80	35	10YR 5/2	71.65	5.95	22.39							
PT2	A ₁₁	0-15	15	10YR 2/2	54.40	21.90	23.70	1.29	9.20	1.915	0.39	1.19	1.13	1.06
A.C.1	A ₁₂	15-30	15	10YR2/1	43.00	31.80	25.20	1.90	9.10	2.04	0.41	2.07	1.20	1.32
	Bw	30-60	30	10YR 2/2	39.50	28.40	32.10	0.52	9.20	1.78	0.30	1.69	1.28	1.15
	A	60-75	15	10YR 2/2	49.40	33.10	17.50	1.44	8.90	1.82	0.31	1.98	0.99	1.18
	AB	75-111	36	10YR 3/2	42.40	24.30	33.30	0.22	9.10	1.72	0.28	0.98	0.96	0.91
	B	111-146	35	10YR 6/2, 10YR 3/4	43.20	30.50	26.30	0.05	9.20	1.66	0.30	0.76	1.28	0.97
	BC	146-176	30	10YR 4/4	62.50	21.40	16.10	0.33	9.30	0.92	0.18	0.27	1.23	1.01
PT2	A ₁₁	0-15	15	10YR 2/2	54.30	29.00	16.70	2.21	9.40	1.54	0.26	0.87	0.88	0.57
A.C.2	A ₁₂	15-45	30	10YR 2/1	53.20	30.60	16.20	2.82	9.40	2.02	0.30	1.92	1.04	0.90
	AB	45-80	35	10YR 3/2	49.10	26.60	24.30	1.75	9.40	1.32	0.17	1.15	0.92	0.75
	A	80-95	15	10YR 2/1	43.60	30.20	26.20	2.67	9.40	1.555	0.26	1.23	0.88	0.95
	AB	95-120	25	10YR 3/2	37.00	38.70	24.30	1.59	9.40	1.58	0.20	1.01	0.72	0.57
	A	120-160	40	10YR 2/2	49.20	28.90	21.90	1.44	9.40	1.94	0.28	0.92	0.65	0.68
	Bw	160-200	40	10YR 3/4	38.00	38.20	23.80	0.88	9.40	1.60	0.27	1.26	1.13	1.08
	BCg	>200		10YR 3/4	68.10	18.60	13.30	0.02	9.30	0.78	0.12	0.76	0.36	0.31

Cuadro 1. Determinaciones Físicas y Químicas (Continuación)

Suelo Sección	Horiz.	Prof. (cm)	Espesor (cm)	Color en húmedo	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	C.O. (%)	pH NaF (%)	Fed (%)	Ald (%)	Feo (%)	Alo (%)	Sio (%)
PT2	A/AC	0/15-35	15-35	10YR 3/2	18.98	58.09	22.92							
A.C.5	A	35-45	10	10YR 2/1	7.29	40.58	52.12							
	AC	45-60	15	10YR 3/2	4.84	40.41	54.73				no determinado			
	A	60-70	10	10YR 2/1	4.18	33.43	62.37							
	AC	70-100	30	10YR 3/2	12.48	56.42	31.09							
PT2	A	0-20	20	10YR 3/2	12.36	49.15	38.48							
A.C.6	AC	20-55	35	10YR 3/2	23.15	44.47	32.37				no determinado			
PT2	A ₁₁	0-20	20	10YR 2/1	53.30	26.40	20.30	2.82	8.60	1.07	0.20	1.26	0.72	0.64
Z.1	A ₁₂	20-45	25	10YR 2/1	54.80	16.50	28.70	2.20	8.50	0.65	0.07	0.99	0.67	0.23
	Bw	45-90	45	10YR 3/2	49.00	23.20	27.80	1.13	8.70	0.93	0.22	0.75	0.41	0.38
	BC	90-110	20	10YR 4/3	56.40	36.30	7.30	0.52	8.60	0.47	0.12	0.44	0.60	0.35
	C	110-210	100	10YR4/2	89.50	7.90	2.60	0.01	8.50	0.20	0.05	0.57	0.24	0.15
PT3	A	0-6/10	6-10	10YR 2/1	56.90	23.40	19.70	1.75	9.30	1.26	1.86	0.79	0.50	0.46
A.C.3	AC	10-15/20	5-10	10YR 4/4, 7.5YR 4/4	67.40	19.70	12.90	1.00	9.40	1.10	1.72	0.40	0.53	0.37
	A	20-40	20	10YR 2/1	72.40	16.30	11.30	2.97	9.40	1.71	3.42	0.99	0.79	0.77
	AB	40-70	30	10YR 2/1	63.80	20.90	15.30	0.98	9.40	1.34	2.42	0.68	0.88	0.68
	Bw	70-110/120	40-50	10YR 3/4	56.00	22.80	21.20	0.83	9.40	2.15	2.10	0.54	0.68	0.49
	BC	120-182	62	10YR 3/2	66.80	13.80	19.40	0.25	9.30	1.95		0.37	0.41	0.27
PT3	A	0-30	30	10YR 3/2	8.15	25.59	66.25							
A.C.7	AC	30-50	20	10YR 3/2	8.42	28.52	63.05				no determinado			
	C	50-60	10	10YR 3/3	14.86	30.95	54.18							
PT3	A ₁₁	0-10	10	10YR 3/2	56.50	24.80	18.70	0.68	8.90	0.56	0.14	0.39	0.56	0.36
Z.1	A ₁₂	10-50	40	10YR 2/1	54.90	26.10	19.00	1.29	8.70	1.06	0.22	0.92	0.70	0.60
	AB	50-66	16	10YR 2/1	51.00	24.50	24.50	1.29	8.60	1.09	0.18	1.77	0.75	0.72
	B1	66-125	59	10YR3/2	51.10	25.00	23.90	1.75	8.80	1.21	0.18	1.44	0.20	0.47
	B2	125-137	12	10YR2/2	57.30	26.00	16.70	1.44	8.50	0.81	0.13	0.74	0.35	0.32
	BC	137-170	33	10YR3/2	57.50	24.90	17.60	0.06	8.50	0.67	0.13	0.53	0.31	0.24
	C	170-200	30	10YR 5/2	64.90	20.20	14.90	0.00	8.40	0.35	0.08	0.75	0.23	0.18
PT4	A ₁₁	0-8	8	10YR 3/4	63.20	19.20	17.60	0.21	8.90	0.82	0.12	0.61	0.38	0.31
Z.1	A ₁₂	8-33	25	10YR 3/2	52.00	23.20	24.80	0.37	9.80	0.68	0.16	0.43	0.31	0.28
	B1	33-60	27	10YR 3/2	48.60	26.90	24.50	0.21	9.10	0.84	0.16	0.50	0.36	0.25
	B2	60-90	30	10YR3/4	56.10	26.00	17.90	0.16	8.70	0.87	0.14	0.53	0.31	0.30
	BC	90-120	30	10YR4/6	59.00	27.70	13.30	0.03	8.60	0.68	0.13	0.46	0.33	0.23
	C	>120		10YR5/6	67.20	20.00	12.80	0.03	8.50	0.50	0.09	0.20	0.18	0.15
PT4	Ag	0-28	28	10YR 3/1 , 10YR 5/4	13.37	42.18	44.44							

Cuadro 1. Determinaciones Físicas y Químicas (Continuación)

Suelo Sección	Horiz.	Prof. (cm)	Espesor (cm)	Color en húmedo	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	C.O. (%)	pH NaF (%)	Fed (%)	Ald (%)	Feo (%)	Alo (%)	Sio (%)
PT4	A	28-58	30	10YR 3/2 , 10YR 5/4	21.10	26.70	52.19							
B.T.1	AB	58-73	15	10YR 3/3, 10YR 5/6	41.40	39.82	18.77				no determinado			
	B	73-94	21	10YR 3/3	45.37	28.11	26.51							
	C	>94		10 YR 6/3	66.23	10.26	23.49							
PT5	Bt	0-30	30	7.5YR 4/4	48.20	24.60	27.20	0.24	8.50	1.10	0.16	0.25	0.18	0.17
Z.2	BC	30-50	20	10YR 4/6	55.70	22.90	21.40	0.24	8.40	1.15	0.16	0.24	0.24	0.15
PT6	E	0-30	30	10YR 4/2	51.60	11.90	36.50	0.02	7.9	0.79	0.10	0.20	0.11	0.12
Z.2	Bt ₁	30-45	15	7.5YR 4/6	47.60	18.30	34.10	0.02	8.3	1.18	0.14	0.21	0.19	0.17
	Bt ₂	45-70	25	7.5YR 4/6	39.10	25.00	35.90	0.02	8.5	0.88	0.12	0.25	0.15	0.13
	Bt ₃	70-180	110	7.5YR 3/4	37.10	22.40	40.50	0.05	8.5	0.89	0.09	0.26	0.20	0.21
	BC	180-220	40	10YR 4/4	34.00	17.80	48.20	0.02	8.6	1.02	0.13	0.23	0.19	0.18
C	220-255	35	10YR 3/4	70.80	15.10	14.10	0.03	8.5	0.80	0.08	0.26	0.16	0.17	
PT7	E	0-15	15	10YR 3/4	60.60	12.00	27.40	0.03	7.9	0.79	0.09	0.23	0.11	0.15
Z.2	Bt ₁	15-45	30	10YR 3/2	43.50	24.40	32.10	0.03	8.1	0.90	0.11	0.36	0.26	0.25
	Bt ₂	45-75	30	10YR 3/4	51.60	20.80	27.60	0.05	8.2	1.29	0.15	0.40	0.29	0.22
	BC	75-135	60	10YR 3/6	50.90	28.10	21.00	0.03	8.1	0.88	0.11	0.20	0.18	0.16
	C	135-195	60	10YR 2/1	75.80	12.60	11.60	0.02	7.9	1.07	0.24	0.16	0.15	0.11

S.M. = Suelo Moderno. Fueron muestreados tres sitios, uno en Arroyo la Ciervita (A.C.) y dos en el Nevado de Toluca.

Observaciones: En las secciones estratigráficas N.T.2, E.R.1, A.C.5, 6, 7 y B.T.1, el porcentaje total de textura es aproximado, debido a que el análisis se realizó con el método de la pipeta de Schlichting y Blume (1966).

Anexo 3. Índice de Parker y de Sílice/bases

	Horizonte	Sb	IP		Horizonte	Sb	IP
S.M.1	A	4.84	40.54	PT3	A	5.65	33.94
A.C.1	BCw	4.87	39.17	A.C.3	AC	5.04	36.92
					A	6.54	28.15
S.M.2	A	5.24	37.72		AB	6.28	29.24
N.T.1	AC	4.96	40.70		Bw	6.81	27.28
	C	4.48	45.45		BC	4.95	37.58
S.M.3	A	4.91	41.46	PT3	A ₁₁	5.69	37.68
N.T.2	BC	4.80	44.40	Z.1	A ₁₂	7.20	28.35
	C	4.69	45.49		AB	6.64	30.88
					Bw ₁	6.03	34.82
PT1	Bw	6.12	31.24		Bw ₂	6.14	35.91
A.C.1	BCw	6.10	33.17		BC	5.91	36.81
	C	5.17	42.70		C	5.42	43.06
	Ceniza	5.07	43.75				
				PT3	A	7.23	24.15
PT1	Bw	5.61	35.88	A.C.7	AC	7.73	24.07
Z.1	A	5.92	34.44		C	6.99	26.88
	C	4.87	44.01				
				PT4	A ₁₁	6.07	33.45
PT1	A	5.13	39.02	Z.1	A ₁₂	6.17	31.93
E.R.1.	AC	5.44	36.26		B1	5.80	34.17
	A	5.19	38.02		B2	5.69	35.44
	C	5.19	43.95		BC	6.11	36.55
					C	5.43	39.61
PT2	A ₁₁	7.49	25.25				
A.C.1	A ₁₂	8.57	21.95	PT4	Ag	7.68	23.66
	Bw	7.95	23.54	B.T.1	A	6.41	27.41
	A	8.36	23.47		AB	5.33	34.93
	AB	8.45	23.65		B	4.98	38.26
	B	7.24	26.30		C	4.55	43.25
	BC	4.84	40.70				
				PT5	Bt	8.20	25.03
PT2	A ₁₁	6.83	28.17	Z.2	BC	9.87	21.28
A.C.2	A ₁₂	8.42	23.35				
	AB	7.61	25.41	PT6	E	7.70	26.84
	Ah	7.78	25.69	Z.2	Bt1	8.59	22.84
	AB	7.56	26.72		Bt2	10.48	19.02
	A	7.03	28.86		Bt3	10.21	19.37
	Bw		no determinado		BC	8.92	21.58
	BCg	5.11	39.94		C	7.24	27.23
PT2	A ₁₁	5.20	43.80	PT7	E	5.80	33.14
Z.1	A ₁₂	5.62	35.78	Z.2	Bt1	7.97	24.81
	Bw	6.87	32.91		Bt2	7.66	25.47
	BC	5.88	38.96		BC	5.79	34.39
	C	8.40	25.05		C	5.00	38.42
PT2	A/AC	6.80	26.23				
A.C.5	A	7.25	25.50				
	AC	8.72	22.52				
	A	8.02	21.99				
	AC	6.81	25.03				
PT2	A	7.79	25.60				
A.C.6	AC	6.86	28.30				

Anexo 4. Composición Química Total (Elementos mayores)

Paleosuelo Sección estratigráfica	Horizonte	SiO2 %	TiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3t %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	P2O5 %	Suma %	PXC %
S.M.1	Ah	62.45	0.93	18.74	5.79	0.10	2.42	4.63	3.70	1.17	0.35	100.28	6.00
A.C.1	BCw	60.98	0.94	20.27	6.07	0.09	2.33	4.54	3.56	1.10	0.33	100.21	4.70
S.M.2	Ah	61.83	0.84	20.36	5.64	0.10	2.01	4.36	3.45	1.21	0.41	100.20	22.83
N.T.1	AC	61.59	0.86	20.34	5.58	0.08	2.15	4.26	3.80	1.49	0.24	100.39	8.56
	C	62.33	0.71	19.37	4.75	0.07	2.16	5.13	4.40	1.44	0.12	100.46	1.97
S.M.3	Ah	62.58	0.85	19.45	5.25	0.08	2.27	4.37	3.84	1.48	0.32	100.50	21.53
N.T.2	BC	64.08	0.73	18.13	4.61	0.07	2.25	4.48	4.20	1.74	0.14	100.42	3.40
	C	64.04	0.70	17.90	4.45	0.07	2.25	4.64	4.35	1.73	0.18	100.30	1.62
PT1	Bw	59.78	1.16	22.77	7.29	0.10	1.79	3.43	2.81	1.07	0.11	100.30	5.74
A.C.1	BCw	61.31	0.99	21.64	6.63	0.08	1.67	3.48	3.14	1.22	0.11	100.27	5.11
	C	64.13	0.73	17.98	4.73	0.08	1.86	4.08	4.23	1.80	0.14	99.75	2.04
PT1	Bw	64.39	0.88	18.47	5.69	0.09	2.31	4.00	3.04	1.24	0.24	100.34	5.63
Z.1	Ah	63.40	0.90	19.82	5.96	0.09	1.86	3.90	3.03	1.27	0.31	100.52	9.68
	C	64.25	0.67	18.25	4.54	0.07	2.05	4.68	4.13	1.73	0.19	100.55	2.55
PT1	Ah	64.25	0.84	18.09	5.36	0.10	2.53	4.39	3.27	1.35	0.24	100.42	5.64
E.R.1	AC	63.05	0.97	19.17	6.05	0.08	2.22	4.21	3.10	1.19	0.30	100.35	6.16
	Ah	62.29	0.93	19.20	5.84	0.08	2.27	4.24	3.33	1.31	0.29	100.31	5.54
	C	65.85	0.68	17.02	4.29	0.07	1.91	4.13	4.27	1.99	0.15	100.34	1.77
PT2	Ah1	60.37	1.19	23.36	7.43	0.14	1.65	2.80	2.02	0.99	0.27	100.21	10.15
A.C.1	Ah2	60.19	1.21	24.06	7.92	0.13	1.44	2.49	1.64	0.95	0.30	100.32	11.87
	Bw	59.40	1.11	25.32	7.29	0.10	1.57	2.51	1.85	1.00	0.29	100.43	9.84
	Ah	60.21	1.12	24.49	7.19	0.11	1.38	2.42	1.89	1.12	0.27	100.19	10.68
	AB	60.49	1.07	24.46	6.95	0.13	1.36	2.30	2.00	1.13	0.28	100.17	9.13
	B	59.46	1.09	24.51	7.09	0.12	1.59	2.78	2.29	1.00	0.28	100.21	8.16
	BC	61.02	0.88	20.24	5.76	0.09	2.13	4.42	4.13	1.06	0.15	99.86	6.15

Anexo 4. Composición Química Total (Elementos mayores)

Paleosuelo Sección estratig.	Horizonte	SiO2 %	TiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3t %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	P2O5 %	Suma %	PXC %
PT2	Ah1	61.53	1.09	22.15	6.92	0.15	1.76	3.24	2.32	1.02	0.29	100.46	9.50
A.C.2	Ah2	62.20	1.09	22.24	7.26	0.14	1.39	2.72	1.84	0.96	0.35	100.19	11.70
	AB	60.98	1.01	23.42	6.78	0.13	1.53	2.86	2.10	0.99	0.35	100.14	9.74
	Ah	61.50	1.00	23.19	6.55	0.12	1.38	2.84	2.16	1.10	0.32	100.15	10.61
	AB	61.20	1.04	23.06	6.74	0.15	1.38	2.81	2.38	1.12	0.36	100.22	8.50
	Ah	61.14	0.97	23.09	6.43	0.13	1.35	3.15	2.64	1.16	0.35	100.40	9.12
	BCg	61.35	0.75	20.66	5.30	0.09	1.72	4.35	4.14	1.17	0.14	99.71	3.41
PT2	Ah1	65.78	0.60	17.24	4.24	0.07	1.85	4.16	4.37	1.85	0.18	100.35	11.44
Z.1	Ah2	59.60	0.86	23.87	5.66	0.10	1.26	4.14	3.73	1.07	0.09	100.38	5.58
	Bw	64.20	0.77	20.84	5.06	0.08	1.14	3.29	3.28	1.46	0.30	100.42	7.12
	BC	65.18	0.61	19.08	4.11	0.07	1.42	3.76	4.07	1.57	0.21	100.07	3.99
	C	63.64	0.97	21.82	6.21	0.13	1.11	2.94	2.15	1.07	0.31	100.35	1.14
PT2	A/AC	57.57	1.22	26.11	7.60	0.10	1.81	2.91	2.06	1.02	0.17	100.55	10.12
A.C.5	A	58.55	1.23	25.63	7.30	0.09	1.61	2.86	1.94	1.13	0.19	100.53	12.38
	AC	59.39	1.10	26.22	6.76	0.09	1.32	2.20	1.76	1.21	0.20	100.23	11.73
	Ah	57.05	1.20	27.77	7.40	0.08	1.41	2.78	1.36	1.11	0.31	100.46	18.10
	AC	55.62	1.30	27.68	7.93	0.11	1.91	2.67	1.83	1.05	0.31	100.41	13.60
PT2	Ah	60.57	1.00	24.77	6.21	0.12	1.42	2.60	2.22	1.13	0.32	100.35	10.69
A.C.6	AC	59.89	1.07	24.09	6.63	0.11	1.61	2.97	2.51	1.10	0.30	100.26	8.84
PT3	Ah	60.30	0.93	22.52	6.27	0.08	1.77	4.06	3.15	0.98	0.16	100.20	8.25
A.C.3	AC	59.71	0.94	22.45	6.23	0.08	2.12	4.48	3.37	0.96	0.15	100.47	6.55
	Ah	60.10	1.01	23.13	7.16	0.07	1.72	3.61	2.23	0.92	0.23	100.17	12.50
	AB	58.94	0.92	24.80	6.52	0.08	1.78	3.48	2.48	0.94	0.30	100.23	11.11
	(B)	59.05	0.92	25.46	6.57	0.09	1.59	3.20	2.36	0.89	0.27	100.40	11.60
	BC	58.92	0.95	22.81	6.32	0.08	1.92	4.63	3.60	0.91	0.16	100.30	5.75

Anexo 4. Composición Química Total (Elementos mayores)

Paleosuelo Sección estratig.	Horizonte	SiO2 %	TiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3t %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	P2O5 %	Suma %	PXC %
PT3 Z.1	Ah	63.43	0.76	20.19	4.89	0.09	1.60	3.98	3.67	1.45	0.23	100.29	5.13
	Ah2	60.90	0.99	23.66	6.18	0.10	1.26	3.10	2.56	1.22	0.30	100.27	9.43
	AB	60.73	0.97	23.44	6.05	0.12	1.27	3.39	2.91	1.25	0.31	100.42	7.69
	(B)	61.33	0.89	22.40	5.55	0.12	1.32	3.71	3.49	1.32	0.23	100.35	5.84
	B2	63.07	0.79	20.74	4.90	0.09	1.23	3.71	3.64	1.48	0.19	99.82	4.36
	BC	61.81	0.79	21.61	5.11	0.12	1.27	3.64	3.85	1.47	0.19	99.86	4.22
	C	66.05	0.69	17.05	4.34	0.09	1.73	3.83	4.42	1.91	0.15	100.25	0.66
PT3 A.C.7	A	56.14	1.26	27.64	7.77	0.16	1.71	2.58	1.86	1.00	0.27	100.37	10.71
	AC	57.58	1.15	27.63	7.13	0.13	1.44	2.51	2.00	1.05	0.29	100.90	10.36
	C	57.89	1.07	26.45	6.71	0.10	1.50	2.86	2.35	1.08	0.29	100.30	8.74
PT4 Z.1	Ahr	60.78	0.89	23.28	5.68	0.09	1.38	3.77	3.31	1.12	0.17	100.45	5.62
	Ah2	59.61	0.95	24.01	5.86	0.11	1.46	3.55	3.07	1.11	0.18	99.88	6.88
	B1	59.92	0.91	23.36	5.62	0.09	1.47	3.90	3.35	1.10	0.17	99.89	5.46
	B2	60.54	0.87	23.23	5.49	0.09	1.44	4.04	3.54	1.14	0.13	100.50	4.83
	BC	63.51	0.78	20.49	5.06	0.08	1.18	3.72	3.86	1.41	0.11	100.20	3.77
	C	62.32	0.77	21.09	4.96	0.08	1.31	4.31	4.16	1.36	0.09	100.45	2.91
PT4 B.T.1	Ag	58.35	1.06	26.24	6.90	0.08	1.57	2.68	1.81	0.97	0.54	100.21	14.59
	Ah	57.69	1.01	26.36	6.51	0.10	2.00	3.10	2.15	0.95	0.43	100.30	13.02
	AB	58.56	0.89	23.98	6.35	0.09	1.93	4.01	3.23	1.05	0.29	100.38	8.09
	B	59.55	0.87	22.50	5.94	0.09	2.00	4.41	3.67	1.07	0.20	100.29	5.64
	C	61.27	0.76	20.44	5.03	0.08	2.26	4.91	4.19	1.21	0.18	100.32	2.26
PT5 Z.2	Bt	61.03	1.20	23.89	6.72	0.14	1.19	2.57	2.30	1.07	0.09	100.20	7.06
	BC	59.62	1.10	26.60	6.93	0.10	1.04	1.75	1.87	1.25	0.13	100.37	8.13

Anexo 4. Composición Química Total (Elementos mayores)

Paleosuelo Sección estratig.	Horizonte	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ t %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	Suma %	PXC %
PT6	E	61.30	1.28	22.94	6.84	0.07	1.04	3.01	2.69	0.91	0.04	100.11	6.55
Z.2	Bt1	57.71	1.04	27.80	6.99	0.10	0.99	2.31	2.28	0.87	0.05	100.14	9.36
	Bt2	57.35	1.21	28.17	7.89	0.15	0.74	1.87	1.88	0.82	0.06	100.15	10.30
	Bt3	57.75	1.21	27.83	7.90	0.17	0.88	1.87	1.85	0.86	0.06	100.36	10.62
	BC	57.30	1.11	28.15	7.53	0.10	0.99	2.24	2.08	0.84	0.06	100.39	10.13
	C	59.08	1.11	24.61	7.14	0.10	1.16	3.03	2.67	0.94	0.06	99.89	7.75
PT7	E	58.47	1.03	24.07	6.59	0.10	1.39	3.89	3.36	0.92	0.04	99.85	6.10
	Bt1	58.26	0.95	26.37	6.97	0.12	1.03	2.62	2.41	0.98	0.08	99.79	9.40
	Bt2	57.60	0.99	26.66	6.94	0.09	1.03	2.75	2.50	0.96	0.08	99.61	8.98
	BC	58.76	0.91	24.79	6.04	0.08	1.17	3.95	3.59	1.06	0.07	100.41	5.65
	C	58.17	0.84	24.51	5.77	0.09	1.35	4.78	4.02	0.93	0.04	100.49	4.56