



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA
Ciencias Ambientales

**“RECONSTRUCCIÓN DE LA CUBIERTA EDÁFICA EN EL CUATERNARIO
TARDÍO EN LA PORCIÓN SUR DE LA CUENCA DE MÉXICO Y SU
AFECTACIÓN POR LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA DEL XITLE”**

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA:

GEORGINA IBARRA ARZAVE

JURADO EXAMINADOR

Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Instituto de Geología
Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Instituto de Geografía
Dr. Jose Luis Arce Saldaña, Instituto de Geología
Dr. Gilberto Vela Correa, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
Dr. Felipe Ramírez Sánchez, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

MÉXICO, D.F. JUNIO, 2015



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.

DEDICATORIA

A mi querida Chavis, con todo mi amor.

A Yoyis, gran compañero de vida, simplemente Gracias.

A mi familia, por su eterno e incondicional apoyo.

A la Chantorris, por todo el cariño y aprendizaje.

AGRADECIMIENTOS

Expreso no sólo mi agradecimiento a las instituciones que permitieron hacer de este anhelo una realidad, sino que también agradezco a las personas quienes confiaron, apoyaron y me mostraron una nueva forma de observar y cuestionar.

Agradezco de manera sincera a CONACYT, así como el Instituto de Geología de la UNAM por haberme brindado una beca para la realización de estos estudios de posgrado.

A los proyectos PAPIIT IN108914 y CONACYT 129688 por el financiamiento otorgado. Al Instituto de Geología por las facilidades y el apoyo económico para la realización de este documento.

A la Coordinación de Estudios de Posgrado por todo el apoyo recibido.

A la Coordinación de Posgrado en Ciencias de la Tierra por todo su apoyo y dedicación.

Agradezco a mi tutora, la Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo por creer en mi, por su constante apoyo, paciencia y dirección. Por su compromiso y dedicación en cada una de las etapas de esta investigación. Por el tiempo dedicado dentro y fuera del Instituto, por las buenas charlas en esas tardes bohemias de convivio con el grupo Paleosuelos yeaahhh. Gracias Liz.

Al jurado para examen de grado: Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dr. José Luis Arce Saldaña, Dr. Gilberto Vela Correa y Dr. Felipe Ramírez Sánchez por sus consejos y sugerencias para la culminación de la presente tesis.

A los Proyectos INAH - “Copilco: un sitio arqueológico del Pedregal de San Ángel”; “Proyecto Arqueológico Cuicuilco” y al “Programa de Supervisión Arqueológica en el Predio ubicado en Miguel Ángel de Quevedo n° 227”, gracias por el apoyo y hacer permisible la entrada a cada uno de los sitios; además de las facilidades proporcionadas en el muestreo de los perfiles estudiados.

A los Arqlogos. Jorge Cabrera Torres y Denia María Sandoval González por el apoyo y cooperación en cada una de las visitas realizadas al sitio Cuicuilco.

A la Escuela Nacional de Antropología e Historia (ENAH) por el acceso a sus instalaciones para el muestreo de la presente investigación.

Al Dr. Sergey Sedov por ser parte importante de mi formación y por contribuir y enriquecer con su conocimiento este trabajo de tesis.

Al Dr. Jorge Gama Castro por su cordialidad y aprendizaje dentro y fuera del aula.

A la Dra. Carolina Jasso por su amistad y enseñanza.

A la M. en C. Kumiko Shimada por el apoyo en los análisis de carbono orgánico total.

Al M. en C. Pedro Morales Puente y a la M. en C. Edith Cienfuegos Alvarado y al Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geología por la elaboración de los análisis de isotopía estable del carbono.

Al Mtro. Jorge René Alcalá por su apoyo en la fase de los análisis de textura; además del apoyo académico en todo momento.

Al M. en C. Jaime Díaz Ortega por su invaluable ayuda en la fase de muestreo y análisis de suelos; además de la realización e interpretación de láminas delgadas.

A la Mtra. Yazmín Rivera Uria por el apoyo brindado durante los análisis químicos de extracción de Fe.

A Hermenegildo Barceñas Cruz por la orientación y asistencia en los análisis de susceptibilidad magnética.

A Maricela Coronado, por las sonrisas y la buena vibra de cada mañana. Gracias Mari!!!

A María Luisa Reyes Ochoa y Gloria Benitez Alba por el apoyo y seguimiento en los trámites para esta tesis.

A toda la banda del Instituto: Devis, eres la onda; Carlos, gracias amigo; Diana, un ejemplo de fortaleza, te quiero mucho amiga; Oney, sin claudicar, con todo; Sara, siempre a 1000 por hora, eres única; Sera, profe y compañero; Jaimix, gracias por el apoyo y reflexiones de vida, siempre con el comentario preciso yeeaaahhhh; Yaz, gracias por tu amistad; Héctor, gracias por compartir tu conocimiento; Gil, gracias por tu paciencia y enseñanza, infinitamente agradecida; Bere, mi querida y adorada amiga, gracias por brindarme tu amistad, sinceridad y aprendizaje, por tu asesoría en todo momento del día, por compartir las buenas y malas jugadas de la vida, te quiero amiga. A todos ustedes, gracias infinitas por hacer de esta etapa un excelente viaje de vida!!!!

A mi querido Yoyis, por acompañarme en cada momento, por tu confianza y amor, porque seguimos en el camino escribiendo una historia en común, a la cual aún no le hemos puesto el punto final. Porque sigamos aprendiendo y enriqueciéndonos el alma. Te amo con todo mi corazón.

A mi familia por todo su apoyo, porque pa'tras ni para tomar vuelo. Gracias por las porras y la buena vibra, por enseñarme a vivir, compartir y agradecer cada momento de mi vida. Gracias!!!!

A ti UNAM por esta maravillosa experiencia 1, 2, 3...
México, Pumas, Universidad, Goya, Goya, Cachún Cachún ra ra, Goya,
UNIVERSIDAD!!!!!!

ÍNDICE

	Pág
AGRADECIMIENTOS	
RESUMEN	1
ABSTRACT	3
INTRODUCCIÓN	5
Planteamiento del problema	7
Justificación	8
Hipótesis	9
Objetivos generales	9
Objetivos particulares	9
Capítulo 1 - MARCO TEÓRICO	10
1.1 - Los suelos sepultados como un riesgo paleoambiental	10
1.2 - Relación suelo y paisaje	11
1.3 - Memoria edáfica	12
1.4 - Afectación del fuego en la memoria edáfica	13
1.4.1 - El fuego y la hidrofobicidad	14
1.4.2 - El fuego y la materia orgánica del suelo	15
1.4.3 - Efecto del fuego en la fracción lípida del suelo	15
1.4.4 - Efecto del fuego sobre las propiedades físicas del suelo	16
1.4.4.1 - Textura	16
1.4.4.2 - Estructura	17
1.4.4.3 - Porosidad	17
1.4.4.4 - Retención del agua	18
1.4.4.5 - Color	18
1.4.5 - Efectos del fuego sobre las propiedades químicas del suelo	19
1.4.5.1 - pH	19
Capítulo 2 - ANTECEDENTES	20
2.1 - Primeros asentamientos en la cuenca de México	20
2.2 - Hallazgos arqueológicos	20
2.3 - Transición al sedentarismo agrícola	22
2.4 - El periodo Formativo en el centro de México	23
2.4.1 - Copilco	26
2.4.2 - Cuicuilco “lugar donde se hacen cantos y danza”	27

Capítulo 3 – ÁREA DE ESTUDIO	29
3.1 - Localización del área de estudio	29
3.2 - Geología	30
3.3 - El Xitle	31
3.4 - Paleoformas del Pedregal	33
3.5 - Clima	35
3.6 - Suelos	35
3.7 - Vegetación	35
3.8 - Registro paeoambiental y esquema ambiental para la cuenca de México	36
Capítulo 4 – METODOLOGÍA	38
4.1 - Trabajo en campo	38
4.1.1 - Reconocimiento preliminar del área de estudio	38
4.1.2 - Planeación del trabajo de campo	38
4.1.3 - Descripción general de las áreas de estudio	38
4.1.3.1 - Paleosuelos	40
4.1.3.1.1 - Perfiles Copilco	40
4.1.3.1.2 - Perfil ENAH	42
4.1.3.1.3 - Perfil Avón	43
4.1.3.2 - Relleno	44
4.1.3.2.1 - Altar – Cuiculco	44
4.1.4 - Caracterización pedomorfológica y clasificación	45
4.1.5 - Muestreo de los suelos y paleosuelos y preparación de las muestras para su análisis	45
4.2 - Análisis en laboratorio	46
4.2.1 - Análisis micromorfológicos	46
4.2.2 - Análisis físicos	47
4.2.2.1 - Color	47
4.2.2.2 - Cuantificación de las fracciones arena, limo y arcilla	47
4.2.2.3 - Susceptibilidad magnética	49
4.2.3 - Análisis químicos	50
4.2.3.1 - Determinación de Carbono orgánico total	50
4.2.3.2 - Isótopos estables de Carbono en la MO	50
4.2.3.3 - Extracción de Fed	50
4.2.3.4 - Extracción de Alo, Sio y Feo	51
4.3 - Fechamientos	52

Capítulo 5 – RESULTADOS	53
5.1 – Sitio Copilco	53
5.1.1 – Co. túnel 2-3	53
5.1.1.1 – Descripción morfológica en campo	54
5.1.1.2 - Propiedades micromorfológicas	55
5.1.1.3 - Análisis físicos	57
5.1.1.3.1 – Fracciones granulométricas	57
5.1.1.3.2 - Susceptibilidad magnética	57
5.1.1.4 - Análisis químicos	59
5.1.1.4.1 – Carbono orgánico total	59
5.1.1.4.2 - Isótopos estables de Carbono	59
5.1.1.4.3 – Extracción de Alo, Sio y Feo	60
5.1.1.4.4 – Extracción de Fed	61
5.1.2 – Co. túnel 5	62
5.1.2.1 – Descripción morfológica en campo	63
5.1.2.2 - Propiedades micromorfológicas	64
5.1.2.3 - Análisis físicos	66
5.1.2.3.1 – Fracciones granulométricas	66
5.1.2.3.2 - Susceptibilidad magnéticas	66
5.1.2.4 - Análisis químicos	67
5.1.2.4.1 – Carbono orgánico total	67
5.1.2.4.2 - Isótopos estables de Carbono	67
5.1.2.4.3 – Extracción de Alo, Sio y Feo	68
5.1.2.4.4 – Extracción de Fed	68
5.1.3 – Co. túnel 6	70
5.1.3.1 – Descripción morfológica en campo	71
5.1.3.2 - Propiedades micromorfológicas	72
5.1.3.3 - Análisis físicos	74
5.1.3.3.1 – Fracciones granulométricas	74
5.1.3.3.2 - Susceptibilidad magnética	74
5.1.3.4 - Análisis químicos	75
5.1.3.4.1 – Carbono orgánico total	75
5.1.3.4.2 - Isótopos estables de Carbono	76
5.1.3.4.3 – Extracción de Alo, Sio y Feo	76
5.1.3.4.4 – Extracción de Fed	77
5.2 Perfil ENAH	78
5.2.1 – Descripción morfológica en campo	79
5.2.2 - Propiedades micromorfológicas	80
5.2.3 - Análisis físicos	82

5.2.3.1 – Fracciones granulométricas	82
5.2.3.2 - Susceptibilidad magnética	82
5.2.4 - Análisis químicos	83
5.2.4.1 – Carbono orgánico total	83
5.2.4.2 - Isótopos estables de Carbono	84
5.2.4.3 – Extracción de Al, Si y Fe amorfo	84
5.2.4.4 – Extracción de Fe cristalino	85
5.3 Perfil Avón	86
5.3.1 – Descripción morfológica en campo	87
5.3.2 - Propiedades micromorfológicas	88
5.3.3 - Análisis físicos	90
5.3.3.1 – Fracciones granulométricas	90
5.3.3.2 - Susceptibilidad magnética	90
5.3.4 - Análisis químicos	91
5.3.4.1 – Carbono orgánico total	91
5.3.4.2 - Isótopos estables de Carbono	92
5.3.4.3 – Extracción de Al, Si y Fe amorfo	92
5.3.4.4 – Extracción de Fe cristalino	94
5.4 Perfil Altar – Cuiculco	95
5.4.1 – Descripción morfológica en campo	96
5.4.2 - Propiedades micromorfológicas	97
5.4.3 - Análisis físicos	101
5.4.3.1 – Fracciones granulométricas	101
5.4.3.2 - Susceptibilidad magnética	101
5.4.4 - Análisis químicos	102
5.4.4.1 – Carbono orgánico total	102
5.4.4.2 - Isótopos estables de Carbono	103
5.4.4.3 – Extracción de Al, Si y Fe amorfo	104
5.4.4.4 – Extracción de Fe cristalino	105
5.5 Fechamientos por radiocarbono	105
Capítulo 6 – DISCUSIÓN	107
6.1. Modificación de las propiedades en los paleosuelos por el contacto de las altas temperaturas de la lava	107
6.1.1. Color	109
6.1.2. Textura	110
6.1.3. Propiedades magnéticas	111

6.1.4. Carbono orgánico	112
6.1.5. Óxidos de Fe	113
6.2. Tipos de pedogénesis y correlación entre perfiles	113
6.3. Paleoambiente	117
6.4. Impacto humano	118
Capítulo 7 – CONSIDERACIONES FINALES	121
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123

LISTA DE FIGURAS

Figura	Título	Página
1	Ejemplos de cráneos fósiles de localidades en el centro de México (González <i>et. al.</i> 2003).	20
2	Aldea lacustre de Terremote, Distrito Federeal. Periodo Formativo (dibujo reestructivo de Fernando Botas Vera).	24
3	Aldeas fundadas durante el periodo Formativo (Sánchez, 2013)	25
4	Canteras de Copilco y plano de la excavación de Kroeber en 1925	27
5	El núcleo urbano de Cuicuilco hacia el 400 aC. Reconstrucción desde perspectiva aérea y acuarela digital, 1999. Ilustración de Alejandro Villalobos.	28
6	Localización de la zona de estudio en la cuenca de México	29
7	Geología de la cuenca de México	30
8	Trayectoria y límites de la lava proveniente del volcán Xitle, localización de los sitios de Copilco y Cuicuilco.	32
9	Superficie Pre - Xitle y el curso de los distintos ríos. Reconstrucción de la superficie del sitio de Cuicuilco (Córdova, <i>et al.</i> , 1994)	34
10	Localización de los sitios trabajados al Sur de la cuenca de México	39
11	Localización de los perfiles de Copilco en el plano de la excavación de Kroeber 1925.	40
12	Paleosuelo localizado por debajo de las lavas en el sitio de Copilco	41
13	Localización perfil ENAH	42
14	Estructura de las lavas del Pedregal de San Ángel	42
15	Localización del predio y del perfil Avón	43
16	Coloraciones rojizas acompañadas de tubos de explosión	43
17	Plano de Cuicuilco. Área de los altares.	44
18	Perfil sur del relleno del Gran Basamento circular dentro del quinto cuerpo superpuesto.	45
19	Perfil Co. túnel 2-3 (Straubinger, 2014).	54

20	Micromorfología	56
21	Granulometría	57
22	Susceptibilidad magnética ($m^3/kg \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%	58
23	Carbono orgánico total (COT)	59
24	Extracción de Sio, Alo y Feo	60
25	Extracción Fed	61
26	Perfil Co. túnel 5. (Straubinger, 2014)	63
27	Micromorfología	65
28	Granulometría	66
29	Susceptibilidad magnética ($m^3/kg \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%	67
30	Extracción de Sio, Alo y Feo	68
31	Extracción Fed	69
32	Perfil Co. túnel 6.	71
33	Micromorfología	73
34	Granulometría	74
35	Susceptibilidad magnética ($m^3/kg \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%	75
36	Carbono orgánico total (COT)	75
37	Extracción de Sio, Alo y Feo	76
38	Extracción de Fed	77
39	Perfil ENAH. (Straubinger, 2014)	79
40	Micromorfología	81
41	Granulometría	82
42	Susceptibilidad magnética ($m^3/kg \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%	83

43	Carbono orgánico total (COT)	84
44	Extracción de Sio, Alo y Feo	85
45	Extracción de Fed	85
46	Perfil Avón.	87
47	Micromorfología	89
48	Granulometría	90
49	Susceptibilidad magnética ($m^3/kg \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%	91
50	Carbono orgánico total (COT)	92
51	Extracción de Sio, Alo y Feo	93
52	Extracción de Fed	94
53	Perfil Altar Cuicuilco.	96
54	Micromorfología	100
55	Granulometría	101
56	Susceptibilidad magnética ($m^3/kg \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%	102
57	Carbono orgánico total (COT)	103
58	Extracción de Sio, Alo y Feo	104
59	Extracción de Fed	105
60	Efecto del aumento de la temperatura en el color. La evaluación de color se realiza en las muestras secas al aire, y después de calentar a 550 °C y 750 °C (Straubinger, 2013 y Solleiro – Rebolledo, 2014).	109
61	Agregación de partículas de un horizonte Ab y Bt	111
62	Probables evidencias de paleocanales del sitio de Copilco	116
63	Esquemas de los perfiles analizados, se muestran los perfiles de Cuicuilco, Copilco túnel 6 y Avón. Se indican las fechas obtenidas con ^{14}C .	117
64	Detalle de las coloraciones rojizas en el perfil Avón	119

LISTA DE TABLAS

Tabla	Título	Página
1	Localización de los perfiles, coordenadas y horizontes identificados dentro de cada uno de los sitios trabajados al sur de la cuenca de México	40
2	Isótopos de carbono del perfil Co. túnel 2-3	59
3	Isótopos de carbono del perfil Co. túnel 5	67
4	Isótopos de carbono del perfil Co. túnel 6	76
5	Isótopos de carbono del perfil ENAH	84
6	Isótopos de carbono del perfil Avón	92
7	Isótopos de carbono del perfil Altar Cuiculco	103
8	Edades obtenidas por radiocarbono	106

RESUMEN**Reconstrucción de la cubierta edáfica en el Cuaternario tardío en la porción sur de la Cuenca de México, y su afectación por la actividad volcánica del Xitle.**

La presente investigación comprende la reconstrucción de los paleoambientes de la porción sur de la cuenca de México, basado en el estudio de los paleosuelos sepultados por las lavas del Xitle, cuya erupción ocurrió hace 1670 años. La investigación se llevó a cabo en los sitios arqueológicos de Copilco y Cuiculco, y en un predio ubicado en Miguel Angel de Quevedo. Los sitios arqueológicos están fechados, dentro de la cronología Mesoamericana, para el periodo Formativo (1500 aC – 200 dC).

Debido a que los paleosuelos estudiados están sepultados por las lavas, sus propiedades mostraron alteraciones como consecuencia del intenso calor de la corriente lávica, lo que afectó la interpretación de la memoria edáfica. A pesar de ello, se evaluaron las siguientes características: macro y micromorfología, color, distribución del tamaño de grano, susceptibilidad magnética, carbono orgánico, extracciones selectivas de Fe, Al y Si con oxalato ácido y ditionito-citrato-bicarbonato e isótopos estables de carbono. Adicionalmente se hicieron dos fechamientos por AMS (Accelerator Mass Spectrometry), de materia orgánica y de carbonatos encontrados en uno de los paleosuelos.

El grado de transformación encontrado por el efecto de la lava, se dio principalmente en el horizonte en contacto directo con la misma. No todos los paleosuelos tuvieron contacto directo con la lava, pues entre ambos, se encontró una ceniza de diferente espesor. El sitio más afectado fue Copilco, en donde la capa de ceniza tuvo solo 2 cm, en tanto que en Cuiculco (perfil ENAH) y Avón fue de hasta 15 cm. La ceniza produjo un efecto amortiguante al calor.

Los paleosuelos estudiados en los tres sitios muestran características morfológicas similares, físicas y químicas similares, a pesar de la alteración que se presenta en el horizonte en contacto con la lava. Todos los paleosuelos registran tres fases de formación de suelo, que reflejan diferencias en su tipo de pedogénesis. La primera fase y más antigua muestra una pedogénesis tipo Luvisol, con iluviación de arcilla, que refleja un ambiente húmedo. Las siguientes dos fases muestran una

pedogénesis tipo Andosol, lo que se asocia también con climas húmedos. La diferencia entre los dos tipos se debe al tiempo de desarrollo, que es más prolongado para permitir la formación de los Luvisoles. De hecho, la fase intermedia muestra un fuerte grado de coluviación, con el re-trabajamiento de los materiales y de los suelos, integrando un pedosedimento, con una alta concentración de artefactos.

A pesar de la interpretación mencionada, el paleosuelo más antiguo, contiene carbonatos secundarios que se fecharon, dando una edad de 19425 - 19055 cal AP, que evidencian una fase seca en la formación de este paleosuelo tipo Luvisol. La edad de la materia orgánica del paleosuelo más joven fue de 2995 - 2855 cal AP, lo que sitúa a este ciclo pedogenético en el Formativo medio.

Una de las cuestiones largamente discutidas en la arqueología se refiere al abandono de los sitios formativos en esta porción de la cuenca de México. Una de las hipótesis se refiere a la influencia de la actividad volcánica que produjo modificaciones profundas en los paisajes. Con esto en mente, se trató de discriminar el grado de afectación de las propiedades de los paleosuelos debido a las actividades humanas. Lo que quedó claro, en el perfil de la ENAH es que la mayor parte de los materiales arqueológicos se encontraron en el pedosedimento (segundo ciclo de formación de suelos), en tanto que el paleosuelo superior no tuvo artefactos. Esto puede indicar que el sitio ya había sido abandonado antes de la erupción del Xitle. En Copilco, en donde se tienen evidencias de ocupación más prolongada, se encontraron horizontes tipo Eb y AEb que quizá se formaron por una degradación del horizonte A, por las actividades agrícolas. En este sitio se observó la presencia de canales que pudieron ser utilizados para el riego.

Por último, se hizo el estudio pedológico dentro del quinto cuerpo del Gran Basamento (sitio Cuicuilco), en el perfil Altar Cuicuilco, el cual nos permitió conocer el origen y procedencia del material utilizado como relleno de dicha estructura. Se detectó que la estructura fue hecha con los mismos suelos de los alrededores del sitio, dada la similitud de propiedades encontradas.

Reconstruction of the soil cover in the Late Quaternary in the southern Basin of Mexico, and its involvement by volcanic activity of Xitle volcano

ABSTRACT

This research consists on the reconstruction of the paleoenvironments in the south Mexico Basin, based on the study of the paleosols buried by the Xitle lava flows, which eruption occurred 1670 yrs. ago. The research was made in the archaeological sites of Copilco and Cuiculco, and in a place located in Miguel Angel de Quevedo Street. The archaeological sites corresponds to the Formative period of the Mesoamerican chronology (1500 DC to AC 20).

Due to the fact that paleosols are buried beneath the lava flow, their properties show alterations because of the high temperatures. These alterations make more difficult the interpretation of the soil memory. However, the following properties were evaluated: macro and micromorphology, color, grain size distribution, magnetic susceptibility, organic carbon, selective extractions of Fe, Al, and Si, with acid oxalate and dithionite- citrate-bicarbonate and carbon stable isotopes. Additionally two AMS dating were made, one from the organic matter and the second one from carbonates of one of the studied paleosol.

The transformation degree by the lava effect was found mainly in the buried horizon beneath it. Not all the paleosol were in direct contact to the lava. In between an ash layer was shown. The site with higher affection was Copilco, where the ash layer has less than 2 cm. In contrast in Cuiculco (ENAH profile) and in Avon, this layer was more than 10 cm. In consequence, the ash layer had a buffer effect.

Despite the observed modifications, it was possible to establish three cycles of soil formation in the paleolandscape. The first, and the oldest, related to the development of a Luvisol type soil, indicates a longer time of landscape stability under humid conditions. During the second cycle, a pedosediment with a high concentration of artifacts was formed. The last and the youngest cycle includes the Ab and the AEb horizons (present only in Copilco site). They form by an Andosol type pedogenesis, which reflects a shorter time of soil development.

Although this interpretation, the oldest paleosol has secondary carbonates dated to 19425 – 19055 cal BP showing a dryer stage in the pedogenesis of this Luvisol. The age of the organic matter of the youngest paleosol is 2995-2855 cal BP, thus it corresponds to the middle Formative.

One of very controversial idea in archaeology refers to the abandonment of the Formative sites in the south Mexico Basin. One of the hypothesis is due to the volcanic activity which deeply altered the paleolandscape. We tried discriminating the affection degree of the paleosol properties due the human activities. It is clear in the ENAH profile (Cuicuilco) that the majority of artifacts are concentrated in the pedosediment (second cycle of pedogenesis). The upper paleosol has no artifacts. In Cuicuilco, the human occupation was for longer. Here the upper paleosol has Eb and AEb horizons, which were interpreted as a probable result of the degradation of the A horizon because of the irrigation. Water channels were observable in the site.

Finally, a pedological study was made inside the fifth body of the Great Basement in Cuicuilco, the Altar profile. This study allowed to know the origin and the provenance material used to construct the structure. The results showed that the Altar was made using the paleosols of the surrounding areas.

INTRODUCCIÓN

Durante un evento catastrófico, como el caso de una erupción volcánica, el relieve, suelo y vegetación son los indicadores ecológicos que reaccionan de forma inmediata a los nuevos flujos de materia y energía (Seymour *et al.*, 1989). Dichos cambios siempre alteran, en menor o mayor grado, la morfodinámica y evolución de los suelos, llegando en ocasiones a destruirlos total o parcialmente (García, 2001).

Desde el punto de vista edafológico, dichos eventos, serán potencialmente el punto de partida de la formación de un nuevo suelo, o al menos, de nuevos horizontes de suelo dentro de una columna pedoestratigráfica (Miehlich, 1991). Estos suelos se forman entre cada periodo de estabilidad volcánica, la cual puede ser de duración variable. Entonces, la periodicidad y variabilidad de los eventos volcánicos genera en el paisaje una sucesión estratigráfica de suelos con diferentes grados de desarrollo (Jasso *et al.*, 2002).

A partir de lo anterior, podemos observar que el vulcanismo afecta el entorno a escalas macro, meso y micro; a macroescala, la afectación se observa en el cambio de configuración del paisaje; a nivel meso, se registra una modificación en las propiedades del suelo; y por último, a escala micro, las partículas que conforman el suelo sufren cambios en sus propiedades físicas y químicas.

Específicamente, el área de la cuenca de México, se caracteriza por una alta actividad de procesos tectónicos y volcánicos regionales. En particular, por la existencia de varios estratovolcanes de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) los cuales manifestaron erupciones violentas durante el Holoceno (Macías, 2005; Siebe *et al.*, 2005) e impactaron fuertemente el ambiente, de tal manera que también quedaron marcadas en los registros paleoecológicos. De hecho, se reconoce que el régimen de los sistemas lacustres del centro de México depende en gran medida del clima, y de la actividad volcánica y tectónica, por su influencia directa en las características de los sedimentos límnicos (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998).

Es precisamente por esta alta variabilidad temporal y espacial, la cual no sólo está controlada por las fuerzas inherentes al clima sino también por factores múltiples como la actividad volcánica, los cambios altitudinales y del relieve y los procesos

tectónicos entre otros, que se vuelve muy complicada la interpretación de los registros paleoclimáticos del Cuaternario en México.

Esto hace patente la necesidad de contar con una mayor variedad de registros que permitan establecer no sólo las tendencias generales de cambio ambiental, sino las particularidades regionales, lo cual está bien logrado por el registro paleopedológico (Solleiro *et al.*, 2004; Sedov *et al.*, 2009).

En el caso específico del área de estudio –el sur de la cuenca de México- se sabe que la erupción del volcán Xitle cambió el entorno físico y cultural, ya que los flujos de lava sepultaron aldeas y propiciaron una corriente migratoria de la población local (Siebe, 2000). De aquí, que la tarea a lo largo de esta investigación, se centró en decodificar las modificaciones sufridas en los suelos a partir del vulcanismo, la cual radicó en la separación de los cambios en las propiedades de los suelos por el efecto de quema y del ambiente.

Para explicar lo anterior, la presente investigación se compone de siete capítulos: *Capítulo 1* desarrolla el marco teórico desde el punto de vista conceptual, donde se explica la relación suelo – paisaje, la importancia de la memoria edáfica, y las diferentes afectaciones -tanto en las propiedades físicas como químicas- del fuego hacia la memoria edáfica.

En el segundo capítulo de esta investigación, se encuentran los antecedentes, en donde se describen los primeros asentamientos en la cuenca de México hasta el surgimiento de las primeras sociedades agrícolas del periodo Formativo: Copilco y Cuicuilco.

En el *Capítulo 3* se desarrolla la información referente al área de estudio, partiendo de la localización, geología, geomorfología y ambiente físico del sur de la Cuenca de México.

Para el *Capítulo 4* se plantea la metodología en donde se describe el trabajo en campo, el reconocimiento y selección de las unidades edáficas para su estudio, la caracterización morfológica y clasificación de paleosuelos. Dentro del rubro análisis

se describe el conjunto de estudios hechos para identificar las propiedades y sus cambios.

Los resultados, inmersos dentro del *Capítulo 5*, se desglosan para cada una de las secciones paleopedológicas consideradas para esta investigación tomando en cuenta los siguientes aspectos: a) caracterización morfológica (macro y micro), b) propiedades físicas (textura y susceptibilidad magnética) y c) propiedades químicas (determinación de carbono orgánico total, isótopos de carbono en materia orgánica, extracción de hierro en amorfos y cristalinos) y d) fechamientos.

Mediante la caracterización de las propiedades de los paleosuelos de estas secciones del Periodo Formativo en el centro de México, propiedades obtenidas por medio del estudio de sus rasgos y procesos pedogenéticos, se pueden inferir no solamente su tipo de formación y denominación sino el grado de desarrollo alcanzado bajo determinadas condiciones ambientales (Sedov *et al.*, 2009 y 2010). Los análisis macro y micromorfológicos, apoyados en los datos de laboratorio, nos muestran tipos contrastantes de pedogénesis dentro de las unidades de paleosuelos.

Dentro del Capítulo 6, se plantean las modificaciones de las propiedades de los paleosuelos y su utilidad como fuente de información para la reconstrucción paleoambiental, asimismo se plantea el impacto humano en los suelos y su entorno. Las conclusiones se presentan en el último capítulo.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La erupción del Xitle dentro de la cuenca de México fue hace 1670 +/- 35 años AP (Siebe, 2000), y está representada por el derrame de composición basáltica conocido como el Pedregal de San Ángel. Dicho derrame cubrió una superficie de 70km² y provocó la desaparición de las comunidades vegetales y los terrenos agrícolas, además de la evacuación de la población faunística.

A consecuencia del contacto con las altas temperaturas (>1000° C) de los flujos lávicos, los suelos sufrieron modificaciones permanentes, enmascarando las propiedades originales de éstos. Sin embargo, su sepultamiento y la actividad antrópica, como en el caso de Copilco, también son factores que influenciaron en la alteración de los suelos.

Es así entonces, como a partir de este estudio, pretendemos decodificar la información, diferenciando los factores y las consecuencias que éstos tuvieron en los suelos sepultados por las lavas del Xitle.

JUSTIFICACIÓN

El sur de la cuenca de México es un área que sigue siendo idónea para la investigación, ya que en la actualidad todavía se observan asentamientos de la época prehispánica, a pesar de la rápida desaparición de diversos sitios por el alcance de la mancha urbana.

Con los recorridos realizados por el Dr. Sanders en los años 70's se logró conocer los patrones y sistemas de asentamiento a lo largo de 3000 años de historia. Con su proyecto se obtuvieron los primeros mapas en donde se ubicaron asentamientos, además de establecer las áreas ecológicas explotadas por los habitantes del lugar en distintos periodos. Es así como resultó evidente que el sur de la Cuenca fue una de las áreas más ricas en alimentos de origen lacustre, madera y animales para la caza (Serra *et al.*, 2009).

A pesar de que hoy en día se tiene conocimiento de la Cuenca, se considera interesante realizar una investigación en donde se pudieran complementar los trabajos arqueológicos ya realizados, con el estudio de los paleosuelos localizados en lugares estratégicos al sur, con el fin de entender un área específica en un momento determinado.

Así es como la importancia de esta investigación radicó primeramente en conocer las propiedades alteradas de los paleosuelos afectados por el vulcanismo, para así decodificar el paleoambiente y diferenciar los efectos ambientales de los antrópicos. A partir de lo anterior, se realizó la reconstrucción de las condiciones ambientales, además de la localización de la superficie de ocupación para el periodo Formativo. Con la información resultante se logró tener un mejor entendimiento de los rasgos que caracterizaron la zona desde el punto de vista paleopedológico y paleoambiental.

HIPÓTESIS

Si la memoria del suelo registra tanto el cambio en las condiciones ambientales como las actividades humanas durante los periodos de estabilidad en el paisaje, entonces, aún cuando los paleosuelos sepultados por las lavas del Xitle sufrieron modificaciones causadas por la quema, se considera que se pueden reconocer sus principales rasgos pedológicos e interpretarlos.

OBJETIVOS

Objetivo general

Reconstruir las características paleoambientales que condicionaron los procesos de formación de los suelos localizados en los perfiles de ENAH/Cuicuilco, Copilco y Miguel A. de Quevedo; todos ellos sepultados por la lava del Xitle.

Objetivos particulares

- Identificar los paleosuelos presentes en cada uno de los perfiles muestreados, conocer características físicas, químicas y micromorfológicas.
- Reconocer y diferenciar las propiedades modificadas por los efectos de las lavas, de las propiedades modificadas por el efecto del ambiente.
- Reconocer los principales procesos pedogénéticos presentes en dichos paleosuelos.
- Conocer el tipo de suelo que se formó y que fue habitado por la cultura prehispánica del periodo Formativo.
- Conocer la influencia antrópica de los sitios (ENAH/Cuicuilco y Copilco).

CAPÍTULO 1. MARCO TEÓRICO

1.1. Los suelos sepultados como un registro paleoambiental

El estudio científico del suelo se originó en la escuela rusa, teniendo como precedente al llamado “padre de la geografía rusa”, Mijaíl Lomonósov (1711- 1765), quien escribió y enseñó sobre el suelo, entendiéndolo como un cuerpo en evolución más que como un cuerpo estático. Sin embargo, fue el geógrafo ruso Vasily Dokuchaev (1846 – 1903), quien desarrolló el esquema de la clasificación de suelos, además de la descripción de los cinco factores formadores del suelo; fue considerado “el padre de la ciencia del suelo”.

Referente al estudio de los suelos del pasado, se encuentra la paleopedología (Bronger y Catt, 1998), la cual se apoya en diferentes disciplinas como la geología, sedimentología, geoquímica, pero cuyas bases teóricas fundamentalmente provienen de la ciencia del suelo (Retallack, 1990; 1998; Catt, 1990). En cuanto a la diversidad de la paleopedología, esta es amplia, ya que los paleosuelos –su objetivo de estudio- son considerados como: a) un límite natural de las secuencias estratigráficas complejas en la geología (Retallack 1990); b) relictos fósiles de los ecosistemas antiguos en la paleoecología (Cerling *et al.*, 1989) y c) evidencia de un pasado climático para la paleoclimatología (Ruhe,1975).

El término paleosuelo se aplica a un suelo que se ha formado en un paisaje del pasado, bajo condiciones, principalmente climáticas distintas, con el consiguiente cambio de vegetación (Ruhe, 1956, 1965; Yaalon, 1971; Catt, 1991). Esta definición incluye no sólo a los suelos enterrados o fósiles, sino también a los suelos relictos que comenzaron su desarrollo bajo condiciones distintas a las actuales, pero que hoy en día, continúan evolucionando.

Para la formación de los suelos es necesario un período de estabilidad geomorfológica, de no sepultamiento, ni erosión, al menos de una manera significativa. En el caso de los paleosuelos, éstos son excelentes indicadores de los cambios climáticos del pasado, especialmente de datos sobre temperaturas y precipitación, y consecuentemente de la vegetación y las condiciones de drenaje que existían en el momento de formación (Morrison, 1978).

Asimismo, estratigráficamente un paleosuelo puede ser usado para: 1) discriminar entre depósitos de diferentes edades, 2) correlacionar depósitos a través del paisaje y 3) proporcionar información sobre los hiatus de sedimentos litogénicos, dependiendo del ambiente del depósito (Sedov *et al.*, 2001).

En cuanto a la interpretación del pasado climático o los patrones de vegetación a través de la morfología de los paleosuelos tenemos que éstos dependen de dos conceptos: zonalidad, en donde las propiedades particulares de los suelos corresponden a un ambiente particular y el uniformitarismo, donde los suelos pasados y presentes son resultado de procesos similares (Valentine y Dalrymple, 1976).

Es así como en México, los paleosuelos, de la misma forma que los sedimentos marinos y lacustres, han sido considerados una herramienta para la reconstrucción ambiental (Sedov *et al.*, 2001).

1.2. Relación suelo y paisaje

El paisaje (Birkeland, 1984; Pedraza, 1996; Thomas, 2001 y García 2001) es un sistema natural constituido a su vez por subsistemas de naturaleza geológica, geomorfológica, climática, edáfica y por organismos. La interacción entre estos subsistemas a través del tiempo normalmente tiende a mantener en el paisaje una dinámica de equilibrio metaestable mediante el intercambio de materia y energía.

Sin embargo, dicho equilibrio puede ser roto por la eventual acción de fenómenos naturales; por ejemplo, durante un evento catastrófico, como el caso de una erupción volcánica (Seymour *et al.*, 1989), en donde los materiales emitidos, al adicionarse al paisaje, pueden influir en diferentes grados sobre el equilibrio dinámico de sus subsistemas. Esto, según Thomas (2001) provoca la ruptura de su esquema de funcionamiento termodinámico, lo cual, en consecuencia, aumenta la probabilidad de inestabilidad de todo el ecosistema.

A partir de este momento, los procesos exógenos, como la erosión y la acumulación, también experimentan cambios dinámicos; lo anterior debido a la formación de nuevas pendientes, drenajes y geoformas, así como diferencias en la consolidación de los materiales recientemente acumulados (Ruhe, 1969).

El relieve, suelo y vegetación son los indicadores ecológicos que reaccionan de forma inmediata a estos nuevos cambios en flujos de materia y energía. Sin embargo, desde un punto de vista edafológico, estos eventos catastróficos, en particular el vulcanismo, también son potencialmente el punto de partida de la formación de un nuevo suelo, o al menos de nuevos horizontes de suelo dentro de una columna pedoestratigráfica (Miehlich, 1991). Estos suelos y horizontes se forman entre cada período de estabilidad volcánica, de duración variable; esa periodicidad y variabilidad de los eventos volcánicos genera en el paisaje una sucesión estratigráfica de suelos con diferentes grados de desarrollo.

1.3. Memoria edáfica

El suelo es un cuerpo natural que evoluciona *in situ* a partir de la incidencia de los factores formadores: material parental, clima, relieve, organismos y tiempo; tales factores promueven la intensidad y duración de los diversos procesos pedogenéticos que le confieren al suelo características morfológicas específicas. Al evaluar dichas características, es posible realizar inferencias sobre sus ambientes de formación (Targulian *et al.*, 1996 y 2004; Foth, 1997; Bronger *et al.*, 1998). Durante su evolución, los suelos almacenan información sobre los factores ambientales, temperatura, precipitación y procesos que han estado actuando durante un periodo de pedogénesis.

Los principales mecanismos de la memoria del suelo y formación de registro son los procesos pedogenéticos que quedan impresos en su fase sólida. Cuando se lee el registro de un suelo desarrollado bajo un tipo de clima, es importante considerar la diversidad de los suelos producida por los factores formadores, que son los que condicionan los tipos de procesos y su duración. Los procesos pedogenéticos pueden clasificarse con base en sus propiedades cronológicas específicas, como son duración, velocidad y tiempo característico. El tiempo característico de un proceso pedogenético determinado se refiere al periodo en el que alcanza un estado estático o de cuasi – equilibrio con el ambiente, de tal forma que produce propiedades pedogénicas perdurables en el tiempo (Arnold *et al.*, 1990; Targulian *et al.*, 1996). Sin embargo, se va a producir nueva información cada vez que los procesos pedogenéticos cambien como consecuencia de variaciones en el ambiente o como resultado del grado de evolución alcanzado por el suelo (Targulian *et al.*, 1996 y 2004).

Los suelos se desarrollan sobre la superficie, por lo que cuando algún proceso ocasiona su sepultamiento, los diversos procesos de pedogénesis se interrumpen, pero los rasgos que imprimieron al suelo quedan registrados, conformando la memoria edáfica. Al cabo de mucho tiempo, este suelo formado bajo condiciones diferentes a las actuales se transforma en paleosuelo y sus características perdurables pueden tipificarse y, a partir de ellas, inferir los factores ambientales que condicionaron su desarrollo, lo que permite considerarlos como indicadores paleoambientales (Morrison, 1978). Es así como 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 (Lowe *et al.*, 1984).

1.4. Afectación el fuego en la memoria edáfica

Los efectos del fuego sobre el suelo producen importantes impactos ecológicos y ambientales que derivan en efectos a corto y mediano plazo sobre las propiedades físicas, químicas y en la composición, propiedades y dinámica de la materia orgánica (MO) de los suelos.

El suelo contiene la mayor parte del carbono orgánico de la superficie de la Tierra (2157 - 2293 Pg). Sólo el 30 % del carbono (C) del suelo está en forma de carbonatos, el 70 % restante es C orgánico (Batjes, 1996).

La estabilización del C en los suelos no se debe sólo a modificaciones de los materiales orgánicos por la actividad microbiana sino que además intervienen factores físicos y químicos externos incluido el fuego (Hatcher y Spiker, 1988). De esta manera, como consecuencia de las altas temperaturas los incendios producen formas nuevas de C en el suelo y modifican las ya existentes, conduciendo a una disminución de sus propiedades coloidales y a cambios en su resistencia a la alteración química y biológica (González - Pérez *et al.*, 2004). Pasado cierto tiempo, los suelos afectados por el fuego, vuelven a recuperar sus propiedades iniciales, su erodabilidad se reduce y su funcionalidad se recupera de forma natural (Cerdá, 2004; Jordán *et al.*, 2010).

1.4.1. El fuego y la hidrofobicidad

El fuego provoca cambios en las propiedades coloidales de los suelos que se traducen, principalmente, en un aumento de la hidrofobicidad o repelencia al agua (Doerr *et al.*, 1996, 2000).

La destrucción de materia orgánica, la pérdida de nutrientes o la acumulación de sustancias hidrofóbicas afectan la capacidad de infiltración de los suelos (Badía y Martí, 2003 a, b). Además, el impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo descubierto, aumentan la escorrentía superficial y la erosión (Badía *et al.*, 2008). Las pérdidas del suelo tras un incendio están condicionadas por la rapidez con que se produce la recolonización vegetal, que está a su vez controlada por factores climáticos, topográficos y edáficos, y por las características de los eventos pluviométricos post – incendio. También se ha observado que la intensidad del fuego puede afectar sus propiedades físicas y químicas (Badía y Martí, 2003 a, b), es importante también, tomar en cuenta la pendiente, ya que afecta el crecimiento vegetal, la generación de escorrentía y la evapotranspiración.

La hidrofobicidad, entendida como la resistencia de un suelo a humectarse, es una de sus características naturales y se agudiza cuando el suelo se seca. Entre los agentes naturales generadores de sustancias orgánicas responsables de la repelencia al agua cabe mencionar a las plantas superiores y a los hongos, entre ellos, los formadores de asociaciones micorrícicas con las raíces (Almendros *et al.*, 1984 a; Mataix – Solera *et al.*, 2007). Cuando un suelo se somete a temperaturas elevadas se generan sustancias orgánicas de origen pirolítico. Se ha constatado que a temperaturas inferiores a 175° C apenas se registran variaciones en el comportamiento hidrofóbico de los suelos, intensificándose la hidrofobicidad a partir de los 200° C hasta un umbral máximo de temperatura, en que la hidrofobicidad cae y entonces se da la destrucción total de la MO. El valor de este umbral térmico oscila entre los 280° C y los 400° C (Almendros *et al.*, 1990; Salgado *et al.*, 1995; Fernández *et al.*, 1997; Robichaud *et al.*, 2000; Doerr *et al.*, 2000).

Se ha constatado que la repelencia al agua es una característica discontinua en el espacio, tanto en sentido horizontal como vertical, lo cual suele ser especialmente (aunque no exclusivamente) válido en suelos afectados por el fuego (Jordán *et al.*, 2008). La variabilidad espacial de determinados tipos de suelo, así como su

comportamiento en suelos quemados, también sigue un patrón irregular, el cual está relacionado con la tipología del suelo y con la influencia del binomio clima-vegetación. La variabilidad de la repelencia al agua es también temporal, ya que el comportamiento hidrofóbico de un suelo desaparece cuando el suelo se humecta (DeBano, 2000; Shakesby *et al.*, 2000).

Por otro lado, la quema del suelo produce una disminución de la estabilidad del suelo (Giovannini y Lucchesi, 1983; Jordán *et al.*, 2011) como consecuencia de la pérdida de MO por combustión (Badía y Martí, 2003 a, b), o de otros factores claves en su estabilidad, como son la cubierta vegetal, la mesofauna o los microorganismos. Sin embargo, la estabilidad de los agregados que consigan superar la acción del fuego, puede ser mayor gracias al incremento en la proporción de óxidos, que actúan como elementos cementantes (Giovannini y Lucchesi, 1983). Aunque, en el caso de incendios de baja intensidad o de copas (Ibáñez *et al.*, 1983; Mataix – Solera y Doerr, 2004), la estabilidad del suelo puede aumentar debido a la formación de una capa hidrofóbica en la superficie externa de los agregados, que contribuyen a su resistencia frente a la disgregación (Mataix – Solera y Doerr, 2004), o como consecuencia del aporte de material vegetal fresco que no ha sufrido una combustión completa (Ibáñez *et al.*, 1983; Almendros *et al.*, 1990).

1.4.2. El fuego y la materia orgánica del suelo

Durante los incendios, la vegetación produce modificaciones más o menos importantes de las formas de C y N existentes además de crearse de nuevo moléculas orgánicas resistentes a la oxidación (Schulze, *et al.*, 2000; González – Pérez *et al.*, 2004; Knicker *et al.*, 2005). En general, estos cambios provocan la aparición de una forma nueva de sustancia húmica o humus piromórfico. Se trata de un humus con estructuras moleculares modificadas y propiedades coloidales disminuidas y, más resistentes a la degradación (Almendros *et al.*, 1984 b; González – Vila y Almendros, 2003).

1.4.3. Efecto del fuego en la fracción lipídica del suelo

La fracción lipídica del suelo constituye un grupo heterogéneo de sustancias orgánicas hidrófobas que van desde ácidos grasos a sustancias más complejas como esteroides, terpenos, clorofilas, grasas, ceras y resinas. A pesar de su pequeña proporción (2 – 6 % del humus), tiene una gran importancia por tratarse de

sustancias fisiológicamente activas (Daniel *et al.*, 1990; Stevenson, 1994). Es así, como se observa que después de un incendio existe un incremento de hasta 6 veces del contenido lipídico (Almendros *et al.*, 1988) debido a sustancias orgánicas liberadas durante la combustión de la biomasa (DeBano *et al.*, 1970, 1976, 2000) y que son, en gran medida, responsables de los fenómenos de repelencia al agua y el aumento de la erodabilidad observados en suelos afectados por incendios (Savage, 1947; Giovannini y Luchessi, 1983; Daniel *et al.*, 1990; Stevenson, 1994).

1.4.4. Efectos del fuego sobre las propiedades físicas del suelo

1.4.4.1. Textura

Los componentes minerales de las distintas fracciones texturales (arena, limo, arcilla) no suelen ser afectados por el fuego a menos que sean sometidos a altas temperaturas. La fracción textural más sensible es la arcilla, que comienza a verse afectada cuando la temperatura del suelo ronda los 400° C, momento en que su hidratante disminuye y el valor de la plasticidad decrece hasta anularse. Su estructura cristalina comienza a colapsar. La destrucción completa de la estructura de las arcillas ocurre a temperaturas entre 700° C y 800° C. Los otros componentes (arena y limo), formados mayoritariamente por partículas de silicoaluminatos, poseen temperaturas de fusión en torno a 1400° C (Lide, 2001). De este modo, cuando ocurre la fusión bajo temperaturas extremas, la textura del suelo se vuelve más gruesa, aumentando el riesgo de erosión (Granged, 2011).

Durante un incendio, las temperaturas alcanzadas en el suelo muy raramente son lo suficientemente altas como para alterar las arcillas más allá de un par de centímetros bajo la superficie. El efecto del incremento de la temperatura en el suelo sobre la estabilidad de las arcillas, se ve mitigado por la concentración de arcilla en el horizonte B. Bajo la acción del fuego, rara vez este horizonte se ve afectado por cambios térmicos significativos, aunque puede ocurrir cuando se producen procesos de combustión lenta de biomasa subterránea, como las raíces (Granged, 2011).

Aún cuando la textura del suelo no se vea significativamente afectada por la acción de las elevadas temperaturas, la pérdida selectiva de la fracción fina como consecuencia de los procesos de desprendimiento y erosión inducidos tras la pérdida de cobertura vegetal, pueden dar lugar a un incremento de la fracción gruesa (Mermut *et al.*, 1997).

1.4.4.2. Estructura

La estructura del suelo consiste en la agregación de las partículas minerales a través de la materia orgánica. En la parte superior del suelo mineral, horizonte A, la materia orgánica asume un papel preponderante en la estructura del medio edáfico (García – Chevesich, 2012).

La estructura del suelo es el resultado de su composición granulométrica, la actividad biológica y una serie de condiciones físico-químicas que permiten la aglomeración de las partículas. El predominio de unos u otros procesos originan los distintos tipos de estructura. En la formación de la estructura es muy importante la acción de los coloides (arcilla y materia orgánica) y las sustancias cementantes del suelo (carbonatos y sesquióxidos, etc), que forman recubrimientos alrededor de las partículas más gruesas. Si no hay una proporción de coloides o sustancias cementantes suficiente, las partículas del suelo permanecen dispersas.

La estabilidad de la estructura puede aumentar tras un fuego de severidad baja o moderada debido a la formación de una película hidrofóbica en la superficie externa de los agregados (Mataix – Solera y Doerr, 2004), pero también puede disminuir drásticamente cuando decrece el contenido en materia orgánica tras la combustión a altas temperaturas y la desaparición de cementos orgánicos (Badía y Martí, 2003). En este último caso, los agregados supervivientes pueden mostrar una mayor estabilidad que los originales debido a la formación de óxidos con capacidad de cementación (Giovannini y Lucchesi, 1997; Ketterings *et al.*, 2000).

1.4.4.3. Porosidad

Un suelo bien agregado presenta un balance equilibrado entre macroporos y microporos (Singer y Munns, 1996). Este equilibrio permite el transporte de agua y aire a través de los macroporos y la retención de agua por capilaridad en los microporos. Debido a lo anterior, los macroporos ubicados en los primeros centímetros del suelo son cruciales para la infiltración del agua hacia los horizontes más profundos de éste.

El fuego y sus altas temperaturas pueden destruir la estructura, afectando a su porosidad total y a la proporción entre macroporos y microporos. En general, el fuego disminuye la cantidad de macroporos y aumenta la cantidad de microporos, lo cual

acarrea consecuencias directas en la infiltración, produciendo más escorrentía superficial, lo que da lugar a ciertos procesos de erosión hídrica (DeBano *et al.*, 1998).

1.4.4.4. Retención del agua

El agua es retenida en los poros del suelo por acción capilar. Cuanto más pequeño sea el poro, mayor será el espacio disponible para almacenar agua, pues más amplio resulta el espacio microporal. Los suelos arcillosos, con reducidos tamaños de poros, poseen una mayor capacidad de almacenamiento de agua para ser utilizada por las plantas. La materia orgánica también une las partículas de suelo en agregados, lo cual aumenta la capacidad de retención de agua del suelo. Por lo tanto, la pérdida de materia orgánica, debido a altas temperaturas, tiene un afecto adverso en la capacidad de retención de agua de un suelo (DeBano *et al.*, 1998). Así, al perder su capacidad de retención de agua, también pierde su capacidad de mantener plantas, lo que se traduce en mayores tasas de erosión.

1.4.4.5. Color

El color del suelo es una propiedad física que permite inferir características importantes del suelo, como su composición mineralógica, su edad o los procesos edáficos que tienen lugar, como la rubefacción, la acumulación de carbonatos, la presencia de materia orgánica humificada, etc.

Del mismo modo, permite diferenciar entre distintos tipos de horizontes de un mismo perfil o entre perfiles de distintos suelos. Los cambios inducidos en el color del suelo son probablemente los más apreciables de manera inmediata y puede deberse a la acumulación de cenizas, al enrojecimiento producido por la alteración de óxidos de hierro o a la desaparición de la materia orgánica. Como regla general, se ha observado bajo condiciones de laboratorio que el enrojecimiento se incrementa con la temperatura, principalmente en el rango de 300° C a 500° C, por efecto de la transformación de óxidos de hierro en maghemita y hematita (Terefe *et al.*, 2008).

Debido a su refractariedad, los materiales carbonizados pueden afectar el color durante mucho tiempo (Schmidt *et al.*, 1999). Por estas razones, los cambios en el color pueden ser utilizados como un indicador en su severidad.

1.4.5. Efectos del fuego sobre las propiedades químicas del suelo

1.4.5.1 pH

Normalmente la acidez del suelo disminuye tras el fuego como resultado de la desnaturalización de los ácidos orgánicos (Certini, 2005). Sin embargo, los aumentos más significativos se producen como resultado de la exposición a altas temperaturas (más de 450° C - 500° C), tras la combustión completa del combustible y la consiguiente liberación de bases (Kutiel y Shaviv, 1992; Ulery *et al.*, 1995; Arocena y Opio, 2003).

La permanencia de estos cambios en el suelo es corta, pero puede variar entre 1 y 3 años (Arocena y Opio, 2003; Úbeda *et al.*, 2005). La mayor o menor duración de los cambios está relacionada con el nivel de acidez previo al incendio, la cantidad de cenizas producidas, la composición química de las cenizas y la humedad del clima (Gil *et al.*, 2010). Si la modificación es debida exclusivamente a la presencia de cenizas, el tiempo de recuperación es relativamente corto, ya que pueden sufrir movilización por erosión eólica (Mataix - Solera, 1999), pero en algunos casos se han necesitado períodos muy largos (50 años) para recuperar el pH inicial (Viro, 1974; Knanna y Raison, 1986).

Como se observa, las modificaciones físicas, químicas y biológicas que se pueden llegar a producir de manera directa por el efecto del fuego sobre los suelos, van a depender, esencialmente, del tipo de incendio y de las condiciones biológicas y climáticas del suelo. Respecto a los factores que condicionan el gradiente de temperatura que se registre en el suelo, son principalmente: la humedad del suelo, la cantidad de biomasa vegetal y su humedad, la velocidad de propagación del fuego y, por tanto, la duración del mismo.

En lo que se refiere a los efectos indirectos provocados por la pérdida de la cubierta vegetal y por el aporte de cenizas, éstos serán más o menos duraderos dependiendo, principalmente, de la cantidad de cenizas aportadas, así como de los efectos erosivos que se producen tras el incendio forestal.

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

2.1. Primeros asentamientos en la cuenca de México

En América, particularmente en México, los hallazgos de ocupación humana más antiguos hoy en día datan de hace 12,700 años y su importancia radica en conocer las migraciones, el parentesco y la evolución cultural, a través de los restos óseos y de un grupo humano conocido como “precerámicos” (del Olmo, 2011).

Los primeros pobladores se distinguen por tener una cultura rudimentaria donde su principal actividad radicaba en la obtención de alimentos mediante la recolección de frutos silvestres y la caza de animales; es así, como estos primeros pobladores de América eran cazadores - recolectores. Se caracterizaban por tener un trabajo rudimentario en piedra y sus artefactos eran elaborados por percusión a base de núcleos y lascas; poseían algunas herramientas de nódulos o cantos rodados y ocasionalmente algunos artefactos de hueso. Las armas que utilizaban eran puntas de lanza talladas en piedra de distintos tipos, como el pedernal, basalto y obsidiana, las cuales eran sujetadas a carrizos o varas.

2.2. Hallazgos arqueológicos

Durante el siglo XIX e inicios del siglo XX, en diversos sitios del centro de México se registraron restos fósiles de mega fauna y restos humanos, entre ellos, el Hombre del Peñón (Fig. 1), el cual corresponde a un esqueleto adulto muy mineralizado encontrado en 1844; el Sacro de Tequixquiac localizado en 1870, perteneció a un camélido extinto, el cual mostraba fracturas y dos perforaciones aparentemente hechas por humanos, fue hallado durante las excavaciones para las obra de desagüe de la Ciudad (Urrutia, 2011).

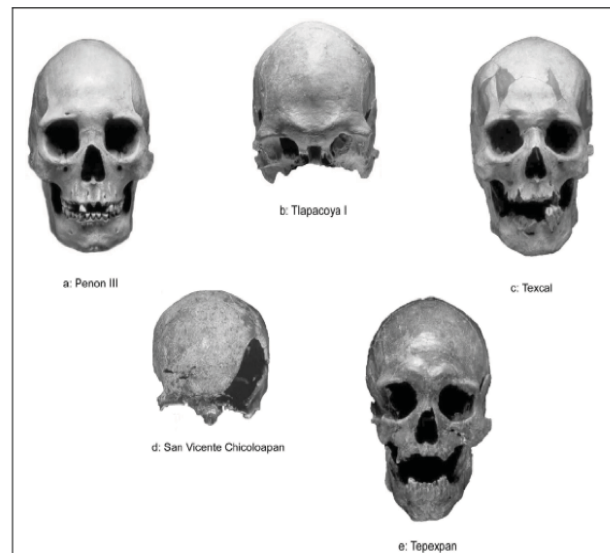


Fig. 1. Ejemplos de cráneos fósiles de localidades en el centro de México (González *et al.*, 2003).

A mediados del siglo XX se realizaron varios estudios dentro de programas más sistemáticos de excavación y documentación, ante ellos destaca el estudio que condujo al hallazgo del denominado Hombre de Tepexpan, que incluyó la aplicación por vez primera de un método de exploración geofísica y la excavación en las anomalías detectadas. El Hombre de Tepexpan o Cráneo de Tepexpan, fue descubierto en el municipio mexiquense de Acolman el 22 de febrero de 1947 y fue recuperado en los limos lacustres del Pleistoceno superior del lago de Texcoco y se refiere a un esqueleto humano incompleto (del Olmo, 2011). A dicho material se le han practicado un sin número de análisis; sin embargo, hasta la actualidad ha sido uno de los hallazgos más polémicos, debido a que se han cuestionado los resultados de la edad biológica, el sexo y la temporalidad. En investigaciones realizadas sobre su morfología se obtuvieron como resultados una edad, a su muerte, de entre 30 y 35 años. En otro análisis reciente, mediante la extracción del ADN de restos óseos, se determinó que pertenecía al sexo femenino. Un examen más dató, por medio del método de carbono 14, al esqueleto con 2,200 años; sin embargo se concluyó que estos resultados eran erróneos debido al alto grado de contaminación de los restos. Es así como en el 2009, se realizó un nuevo estudio por el método de uranio donde se concluye que los restos óseos de Tepexpan pertenecen a un hombre adulto con una edad a su muerte de entre 25 y 30 años y con 5 mil años de antigüedad (Cordero y González, 2009).

Otro importante hallazgo de mediados del siglo XX, fue la mujer del Peñón III, a la cual se le asignaron 12,700 años de antigüedad, fechamiento que la ubicó como el ser humano más antiguo en México (del Olmo, 2011).

Para 1968, durante las excavaciones de la Línea 1 del Sistema de Transporte Colectivo Metro, fue encontrado el Hombre de Balderas. Éste correspondió a un cráneo humano de un individuo masculino, al que se le dató, de forma indirecta, con 10,500 años de antigüedad. Durante el mismo año, fue descubierto en el cerro de Tlapacoya, el cráneo de un individuo de sexo masculino, con una edad de 30 a 35 años; la antigüedad obtenida, por el método carbono 14, fue de 12 mil años (del Olmo, 2011).

Para la década de los 80's, se descubrió el hombre de Chimalhuacán, éste correspondía a un cráneo carente de colágeno; la temporalidad fue determinada de manera indirecta, con base en el análisis de los sedimentos lacustres impregnados en

la parte interna de este resto óseo, su datación radicó en los 10,500 años (del Olmo, 2011).

Parte del interés sobre la presencia de humanos durante las etapas finales del Pleistoceno tardío se basa en asociaciones con restos fósiles de mega fauna extinta. Entre la mega fauna asociada a la presencia de grupos humanos destacan los mamutes, cuyos restos han sido reportados para gran parte de Norteamérica hasta el norte de Centroamérica. En este contexto, en México se encuentra el sitio “El Fin del Mundo”, Sonora, en donde se registraron grupos Clovis los cuales cazaron y destazaron mastodontes americanos y otros animales del Pleistoceno. Relacionado a dichos vestigios, se tiene un yacimiento de cristal de cuarzo el cual fue explotado para hacer puntas de proyectil y otros artefactos (Sánchez, 2009).

2.3. Transición al sedentarismo agrícola

Por causas que aún nos cuesta determinar, la vida de algunos recolectores-cazadores comenzó a transformarse con lentitud. Gradualmente cambiaron las relaciones entre el hombre y su entorno vegetal. Este proceso tiene una doble importancia en nuestra historia, ya que constituye uno de los grandes acontecimientos de la evolución humana y gesta la diferenciación de las tres superáreas culturales del México antiguo –Aridoamérica, Oasisamérica y Mesoamérica-. Mientras algunas sociedades siguieron desarrollándose dentro de una economía de caza – recolección, otras fueron modificando sus actividades de subsistencia, su organización social y, es de suponerse, su concepción del universo (López, 2011).

Es José Luis Lorenzo, quien llamó Protoneolítico a esta transición, la cual comienza hacia 5000 aC y tiene su fin en 2500 aC, edad aproximada para el nacimiento de Mesoamérica.

Para entender el horizonte Protoneolítico es necesario tomar en cuenta el paso del simple cultivo a la agricultura. El cultivo implica la intervención deliberada del hombre en el ciclo vegetativo con el fin de producir alimentos. Esta acción, puede desembocar en la domesticación de las plantas; es decir, en una modificación genética que beneficia al hombre y crea una dependencia en los vegetales. Por lo que, las sociedades podrán definirse como agrícolas cuando adquieran un patrón de

subsistencia en el que predomine la producción y el consumo de alimentos cultivados, lo que significa que la agricultura no es solamente una técnica, sino una nueva forma de vivir y de pensar.

En el proceso al sedentarismo va aumentando la importancia de las plantas domesticadas respecto a las silvestres. En un principio tienen lugar cambios genéticos en la flora, posiblemente relacionados con las conductas selectivas del hombre. Tiempo después, y a un ritmo más lento se acrecenta el número de vegetales domésticos. Al parecer hay un proceso paralelo con los animales, aunque a una escala mucho menor, limitada al perro, guajolote, perico, guacamaya y abeja (López, 2011).

Los restos botánicos que documentan la transición son escasos y fueron descubiertos en unas cuantas áreas del territorio mexicano. En su mayoría, se trata de materiales conservados en cavernas secas o gracias a que sufrieron un proceso de carbonización en el subsuelo. Las especies encontradas permiten suponer que no existió un foco único de domesticación, sino procesos regionales independientes.

Los restos descubiertos en México permiten afirmar que el guaje y la calabaza son dos de los cultígenos más antiguos del Nuevo Mundo. Le seguirán en el tiempo diversas especies de frijol, maíz, maguey, nopal, coyol, yuca, tomate, aguacate, amaranto, chile, zapote negro, zapote blanco, ciruela y algodón. En lo que toca al maíz, el principal cultivo de nuestra historia, se ha estimado su domesticación entre 5000 y 4000 aC (López, 2011).

2.4. El Periodo Formativo en el centro de México

El centro de México es un territorio compuesto fundamentalmente por cuatro unidades geográficas: el Valle de Morelos al sur; el Valle de Puebla – Tlaxcala al oriente; la cuenca de México al centro y el Valle de Toluca al occidente. De éstos, sólo el valle de Morelos se encuentra en tierra caliente; en cambio las tres unidades restantes se encuentran rodeadas de altas montañas y a más de 2000 msnm. Dichas áreas corresponden a grandes extensiones de tierras fértiles las cuales durante la época prehispánica contaron con importantes sistemas fluviales y lacustres.

En el caso específico de la cuenca de México, sabemos que desempeñó un papel protagónico en la historia mesoamericana debido a su privilegiada posición

geográfica, la cual se caracterizó por una importante extensión, riqueza y diversidad de ecosistemas; ya que la séptima parte de su superficie fue ocupada por lagos y pantanos. Además de contar con una temperatura benigna, densos bosques y una buena calidad en sus suelos aluviales (Fig. 2).

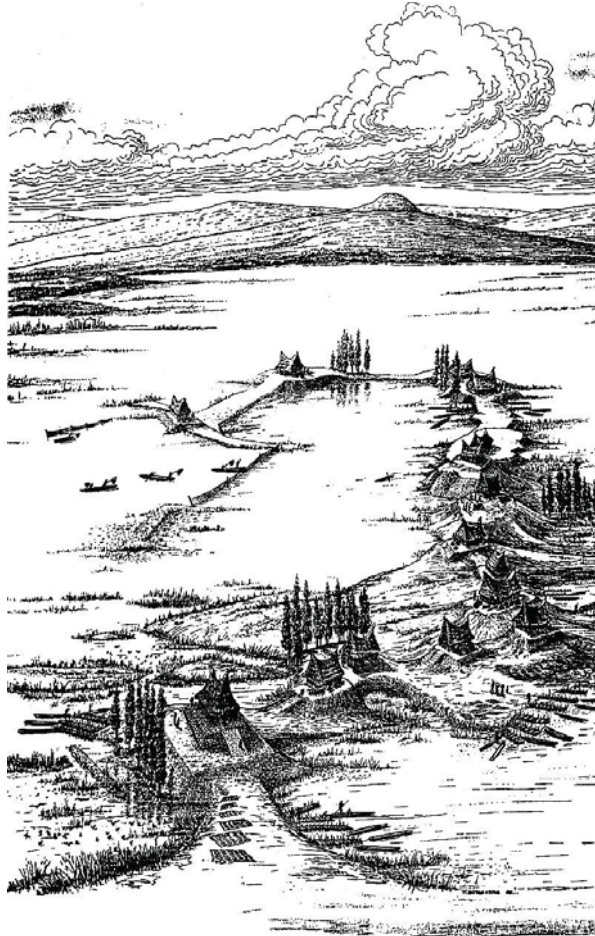


Fig. 2. Aldea lacustre de Terremote, Distrito Federal. Periodo Formativo (dibujo reconstructivo de Fernando Botas Vera) (Serra, 1995).

Durante el periodo Formativo el desarrollo económico de la Cuenca compartió una relación estrecha con los recursos lacustres de los lagos de Xochimilco y de Chalco, las riberas y las zonas montañosas. Dicho periodo para el centro de México se divide en tres grandes momentos: el temprano (1500 – 900 aC); el medio (900 – 400 aC); y el tardío (400 aC – 200 dC) (Pastrana, 2012).

En el Formativo Temprano la Cuenca se encontraba habitada por una población distribuida en 19 sitios, entre ellos Coapexco, Tlapacoya y Tlatilco (Fig. 3). En las mesetas aluviales, a 2600 m aproximadamente de Coapexco, residía casi la mitad de la población, muy cerca al desfiladero de la Sierra del Ajusco (Sanders *et al.*, 1979).

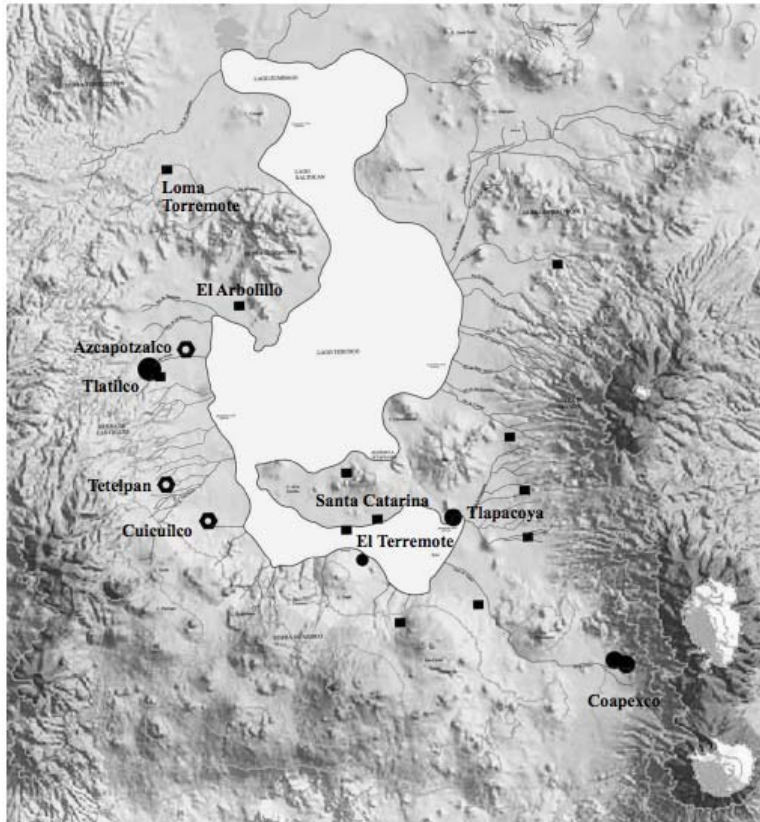


Fig. 3. Aldeas fundadas durante el periodo Formativo (Sánchez, 2013)

Para el Formativo medio se dió una importante explosión demográfica, reflejada en el aumento de tamaño y densidad de aldeas, lo que produjo que la distancia entre una aldea y otra se acortara (Sanders *et al.*, 1979).

En el Formativo tardío la población de la Cuenca creció tres veces más que en el periodo anterior, mostrando por primera vez una arquitectura de carácter cívico-ceremonial sencilla pero bien definida. Además se estableció una jerarquización por sitios, desde caseríos y aldeas grandes hasta centros regionales (Sanders *et al.*, 1979). Para el final del Formativo la población de la Cuenca experimentó el cambio más drástico, ya que Teotihuacan se erigió como un centro de grandes dimensiones y

numerosa población, provocando el abandono casi total en el sur de la Cuenca (Serra, 1989).

Es así como el fenómeno más notable para el Formativo fue la generalización del sedentarismo agrícola, en donde la agricultura se convirtió en el principal proveedor de alimentos de los pobladores de la Cuenca, lo que provocó una serie de cambios, como la sedentarización y el crecimiento demográfico, factores que establecieron las bases para el desarrollo de las sociedades que en los siglos siguientes hicieran de la región una de las más influyentes del México antiguo.

2.4.1. Copilco

El sitio arqueológico de Copilco se ubica en el extremo norte de “El Pedregal de San Ángel”; su entorno muestra los efectos de la lava proveniente del Xitle, la cual cubrió la parte sur de la cuenca de México; y formó una capa de roca volcánica con un espesor que va de los 4 a 8 m, desapareciendo en una suave llanura bañada por las corrientes de agua que bajaban de la serranía del Ajusco, así como toda evidencia de actividad humana (Sánchez, 2012).

Los pobladores de Copilco junto con otros grupos establecidos en diversas áreas de la Cuenca compartieron rasgos culturales que correspondieron a la etapa denominada Formativo Medio. Dichos grupos se asentaron principalmente en las riberas de los ríos y lagos, lo que les permitió tener una economía mixta, basada en la pesca, caza, agricultura y comercio.

A finales del siglo XIX, investigadores como Bárcena, Herrera y Villada, hallaron durante la exploración de las canteras del pedregal, la existencia de restos humanos y tiestos, demostrando que antes de la erupción habían existido habitantes dentro de esa región (Bernal 1992). Para 1902, Zelia Nutall, descubrió material cerámico junto con restos humanos calcinados, dicho material no tenía relación a lo teotihuacano, ni a lo azteca, lo que les hizo inferir que la zona de Copilco estaba ocupada antes de ser cubierta por la lava (Navarrete, 1991; Abundis, 2007).

Para principios del siglo XX, Gamio realizó un reconocimiento sistemático en las canteras del Pedregal (Fig. 4), como consecuencia de dicha exploración, descubrió entierros en fosas, hileras de rocas, materiales cerámicos y líticos, datos que

confirmaron la hipótesis de Nutall. Es así como la explotación de la cantera en Copilco, a inicios del siglo XX, puso en evidencia una ocupación prehispánica sepultada bajo la lava.

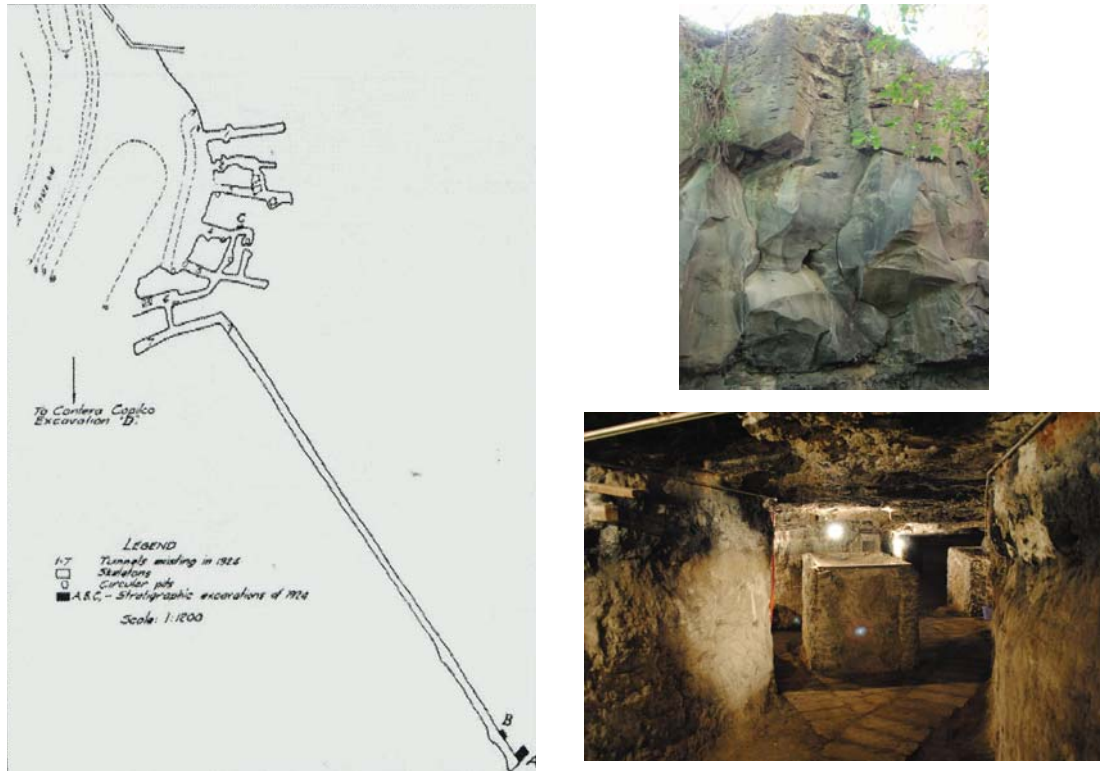


Fig. 4. Canteras de Copilco, interior de la Cantera y plano de la excavación de Kroeber en 1925

2.4.2. Cuicuilco "lugar donde se hacen cantos y danzas"

El sitio de Cuicuilco fue descubierto hacia 1922, y corresponde a uno de los sitios más importantes del Formativo; actualmente experimenta el proceso de destrucción debido a la mancha urbana de la Ciudad de México.

En cuanto a la traza urbana de Cuicuilco, sabemos se delimitada al sur y poniente por las estribaciones del Ajusco, al oriente por una cañada que recogía las aguas del cañón de Contreras y que bajaba por lo que ahora es el Periférico, y al oriente disponía de la ribera del lago de Xochimilco.

Contó con la fuerza económica y política suficiente para erigir un majestuoso complejo de edificios públicos entorno a un templo con basamento en forma de cono truncado que llegó a medir 110 m de diámetro y 25 m de altura.

La atracción que ejerció Cuicuilco sobre las aldeas de la region fue muy grande; según Sanders *et al.*, (1979) del 650 al 300 aC. la Cuenca tenía 80,000 habitantes, de los cuales entre 5,000 y 10,000 ocupaban Cuicuilco (Fig. 5).

Respecto a la etapa final de Cuicuilco, autores como Cordova (1994) sostienen que el sitio desapareció probablemente antes de la erupción del Xitle, provocando un desequilibrio poblacional y económico que favoreció la consolidación de Teotihuacan como principal centro de poder dentro de la Cuenca. Felipe Ramírez (2012) a su vez, plantea que el inicio de las actividades eruptivas del Xitle propiciaron el abandono temporal del sitio debido a la transformación que el ecosistema sufrió. No obstante, estas circunstancias no impidieron que el sitio siguiera siendo visitado, pues dentro de las excavaciones realizadas por Müller, se registró evidencia de la presencia de una secuencia cultural desde el Preclásico hasta el Posclásico (Ramírez, 2012).



Fig. 5. El núcleo urbano de Cuicuilco hacia el 400 aC. Reconstrucción desde perspectiva aérea y acuarela digital, 1999. Ilustración de Alejandro Villalobos.

CAPÍTULO 3. ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Localización del área de estudio

La cuenca de México (Fig. 6) una unidad geográfica de más de 9,600 km² de superficie que se localiza en la parte meridional de la Faja Volcánica Transmexicana y mide en dirección norte - sur unos 110 km y en dirección este - oeste 80 km. Se trata de una cuenca endorreica limitada por cadenas de altas montañas en forma de anfiteatro, en donde al sur se observa, la Sierra de Chichinautzin; al oriente, la Sierra Nevada; al norte, las bajas serranías de Pachuca y Tezontlalpan; y al poniente, la Sierra de las Cruces (Mooser *et al.*, 1975).



Fig. 6. Localización de la zona de estudio en la cuenca de México. RANGEL Juan Carlos. La cuenca de México. *Barrio de Tultenco* [en línea]. 15 enero 2011. [fecha de consulta: 26 mayo 2015]. Disponible en: <<http://barriodetultenco.blogspot.mx/2011/01/el-embrujo-del-lago.html>>

3.2. Geología

La cuenca de México, de acuerdo con Mooser (1975), se formó en los últimos 50 millones de años, a lo largo de siete fases, producto de intensa actividad volcánica asociada a numerosos y extensos hundimientos tectónicos.

Durante la séptima fase, que abarca los últimos 700 mil años, la actividad volcánica se manifestó en el sur, con erupciones lávicas del Chichinautzin (Fig. 7) que obstruyeron el drenaje, represando las aguas que corrían hacia el Río Balsas, con lo que los valles se transformaron en cuenca cerrada. Los depósitos de las laderas por arrastre pluvial y fluvial así como la deposición eólica se acumularon en las barrancas, regularizando el abrupto paisaje a través de procesos alternos de hundimiento y erosión, que sepultaron la compleja topografía (Carballal, 1997).

Topográficamente, la Cuenca, en sus partes altas está conformada por una amplia variedad de rocas volcánicas y de emplazamientos lávicos de tipo fisural; mientras que en sus partes bajas y planicie, está constituida principalmente por depósitos clásticos, volcanoclásticos y lacustres.

El área a estudiar se localiza dentro de los *Depósitos de Lomas*, zona formada por las sierras que limitan la cuenca al Poniente y al Norte, además de los derrames del Xitle al suroeste, predominando en su composición las tobas compactas de cementación variable y depósitos de origen glacial y aluviones con excepción del pedregal del Xitle, donde sobreyacen basaltos originados de la erupción de ese volcán (Mooser, 1986).

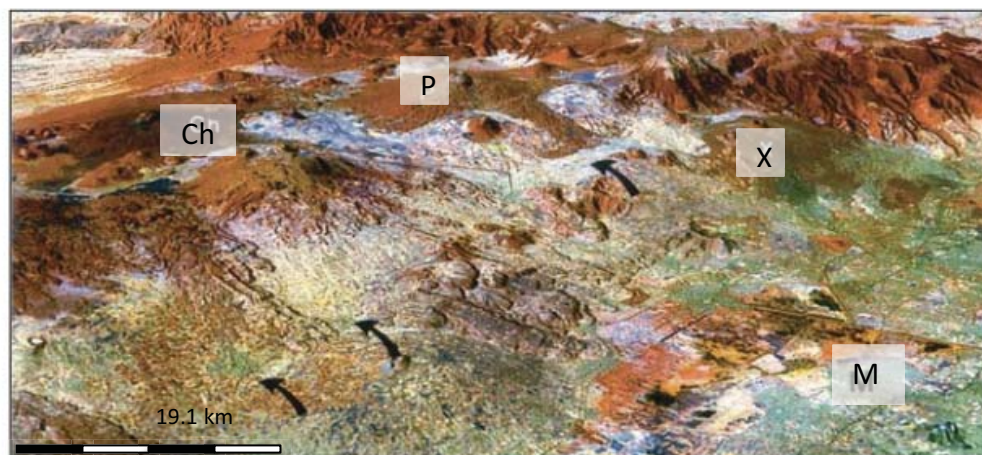


Fig. 7. Imagen satélite LANDSAT con perspectiva hacia el SW que muestra el volcán Xitle (X) y la extensión de El Pedregal así como parte de la Sierra Chichinautzin. M=Ciudad de México, Ch=Volcán Chichinautzin, P=Volcán Pelado. Las flechas indican la traza de una gran falla normal con dirección E - W (Imagen tomada de Siebe, 2009).

3.3. El Xitle

La erupción del Xitle está datada en 1670 +/- 35 años AP (Siebe, 2000) y está representada por el derrame de composición basáltica que cubre el área conocida con el nombre de Pedregal de San Ángel. Dichas lavas fueron emitidas por un cono de escorias y cenizas localizado en las laderas del extinto volcán Ajusco, éstas lavas avanzaron por lo que ahora conocemos como pedregales de San Ángel, San Francisco, Santa Úrsula, Carrasco y Padierna (Minor, 2014), cubriendo un área de 70 km² (Siebe, 2009).

La erupción inició de manera estromboliana cuando el magma basáltico rico en gases, desde profundidades mayores a 50 km, llegó a la superficie (Cevantes y Wallace, 2003 a, b). La despresurización del magma y consecuente expansión rápida de los gases produjo un estilo eruptivo moderadamente explosivo que fragmentó al magma y dio lugar al emplazamiento de capas de cenizas volcánicas a partir de una columna eruptiva. Los fragmentos de escoria que cayeron cerca del conducto, dieron lugar a la formación del cono del Xitle; mientras que las partículas más finas como las cenizas, fueron arrastradas por el viento a grandes distancias; conforme transcurrió la erupción, el contenido de los gases disminuyó, volviéndose más efusivo, dando lugar al emplazamiento consecutivo de flujos de lava (Siebe, 2009).

La velocidad y dirección del avance de las lavas estuvieron controladas por la topografía, de ahí que se dirigieran hacia el N y NE, descendiendo una distancia de 12 km por las laderas del Ajusco hasta llegar a las planicies del Valle de México donde cubrieron vastas áreas (Fig. 8). La baja viscosidad y alta temperatura de las lavas (>1000° C) debió producir varios incendios forestales que destruyeron la vegetación (Siebe, 2009).

El Xitle, corresponde a un volcán monogenético, el cual forma parte de un conjunto de más de 200 pequeños volcanes que conforman el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin, Sierra que separa el Valle de México de los valles de Cuernavaca y Cuautla. La abundancia de pequeños conos jóvenes indica que esta región, la cual forma parte del Cinturón Volcánico Mexicano, debe considerarse potencialmente activa. El nombre de esta sierra *Chichinautzin* deriva del pequeño volcán del mismo nombre y significa en náhuatl "Señor que quema" (Siebe, 2009).

Algunos de los fechamientos realizados para determinar la edad de la erupción del volcán Xitle, aceptados antes de los propuestos por Siebe, fueron los de W.F. Libby (1955) quien desarrolló el método por radiocarbono y arrojó una primer edad de 22, 422 +/- 250 años AP (Arnold y Libby, 1951). Desde entonces se han obtenido más de 30 fechamientos por radiocarbono de muestras recolectadas en su mayoría del paleosuelo que subyace directamente a las cenizas y las lavas. Estas muestras han arrojado edades que en su mayoría fluctúan alrededor de los 2000 años AP. Sin embargo, la muestra de carbón obtenida directamente de las cenizas del Xitle arrojó la edad más joven de 1670 +/- 35 años AP (Siebe, 2000).

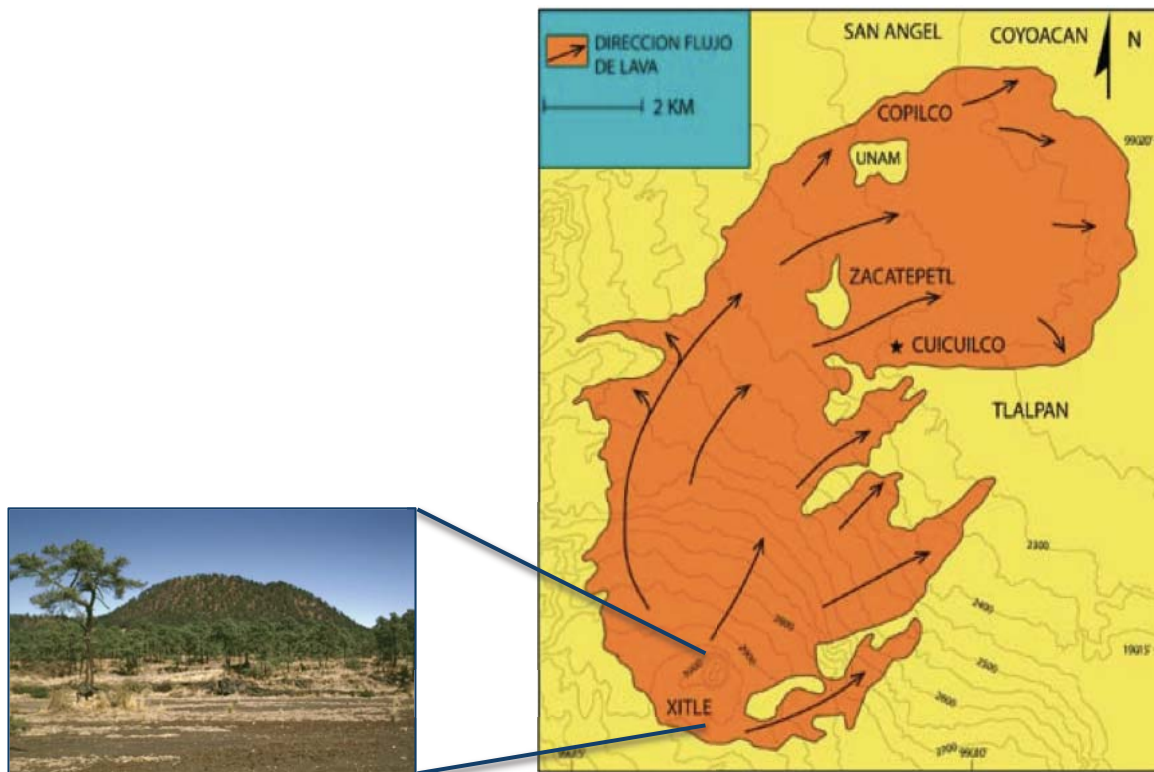


Fig. 8. Trayectoria y límites de la lava proveniente del volcán Xitle, localización de los sitios de Copilco y Cuicuilco (Siebe, 2009).

3.4. Paleoformas del Pedregal

Respecto a las paleoformas del área del Pedregal, Córdova *et al.* (1994) describen cinco unidades:

- Lavas del Chichinautzin: se refiere a un campo volcánico basáltico compuesto por domos, conos volcánicos y apilamientos subhorizontales de derrames de lava emplazados entre los 38,500 y 2,260 años; de composición andesítica – basáltica.
- Alto piedemonte: compuesto, por lo menos, por tres tipos de litologías de diferente edad. *Cerro Zacatepetl* – constituido por una lava andesítica que se localiza, aproximadamente, a los 2 km al noroeste de Cuicuilco, por encima de las superficies de los alrededores de los depósitos más jóvenes. *Cerro Tarango* – se ubican en la parte inferior del alto piedemonte. La mayoría de las estructuras del sitio de Cuicuilco fueron construidas sobre esta formación, excepto los montículos de Cuicuilco B. *Cerro Tacubaya* – localizada en la parte oeste y baja del piedemonte, donde la pómez, proveniente de la formación Tacubaya cubre los flujos de andesita Zacatepetl de mayor edad. Se encuentra totalmente dividida por corrientes aluviales.
- Bajo piedemonte: cuenta con una suave pendiente (1 – 2°) originado por los antiguos abanicos aluviales, los cuales son representados por la formación Becerra.
- Planicie lacustre: la cual sigue la dirección de los flujos de lava. Los principales ríos identificados dentro del área del Pedregal fueron: El Rosal, Antiguo Magdalena y Cuicuilco. *El río el Rosal* estaba formado de diversos afluentes y fluía hacia el noreste, pasaba por el sitio de Copilco y finalmente dirigía sus aguas hacia el estrecho que conectaba los lagos de Xochimilco y Texcoco. El antiguo *río Magdalena* recogía las aguas del Puente Volado, Xocotitla y Chicauhtitla y fluía hacia el noreste de la llanura aluvial, creando un delta en el lago de Xochimilco. *El río Cuicuilco* parece haber descendido desde el Volcán Ajusco, al sur del Xitle, trayendo las aguas en la llanura y formando una barranca entre el Cerro Zacatepetl y el sitio de Cuicuilco. Otros valles menores fueron Peña Pobre y Fuentes Brotantes, identificados como corrientes menores

que descendían de la Sierra del Chichinautzin y cortaban a la formación Tarango.

- Planicie: planicie cubierta por depósitos aluviales, deltaicos y lacustres, los cuales formaron una amplia franja de tierra entre el piedemonte y la orilla del lago. Las planicies probablemente sufrieron inundaciones. Existió una planicie lacustre en el extremo distal del flujo de lava; sin embargo, no es posible fijar sus límites debido a la estacionalidad de los antiguos niveles de los lagos en la Cuenca de México.

Durante la explosión del volcán Xitle, las barrancas y ríos fueron rellenos con los flujos de lava (Fig. 9).

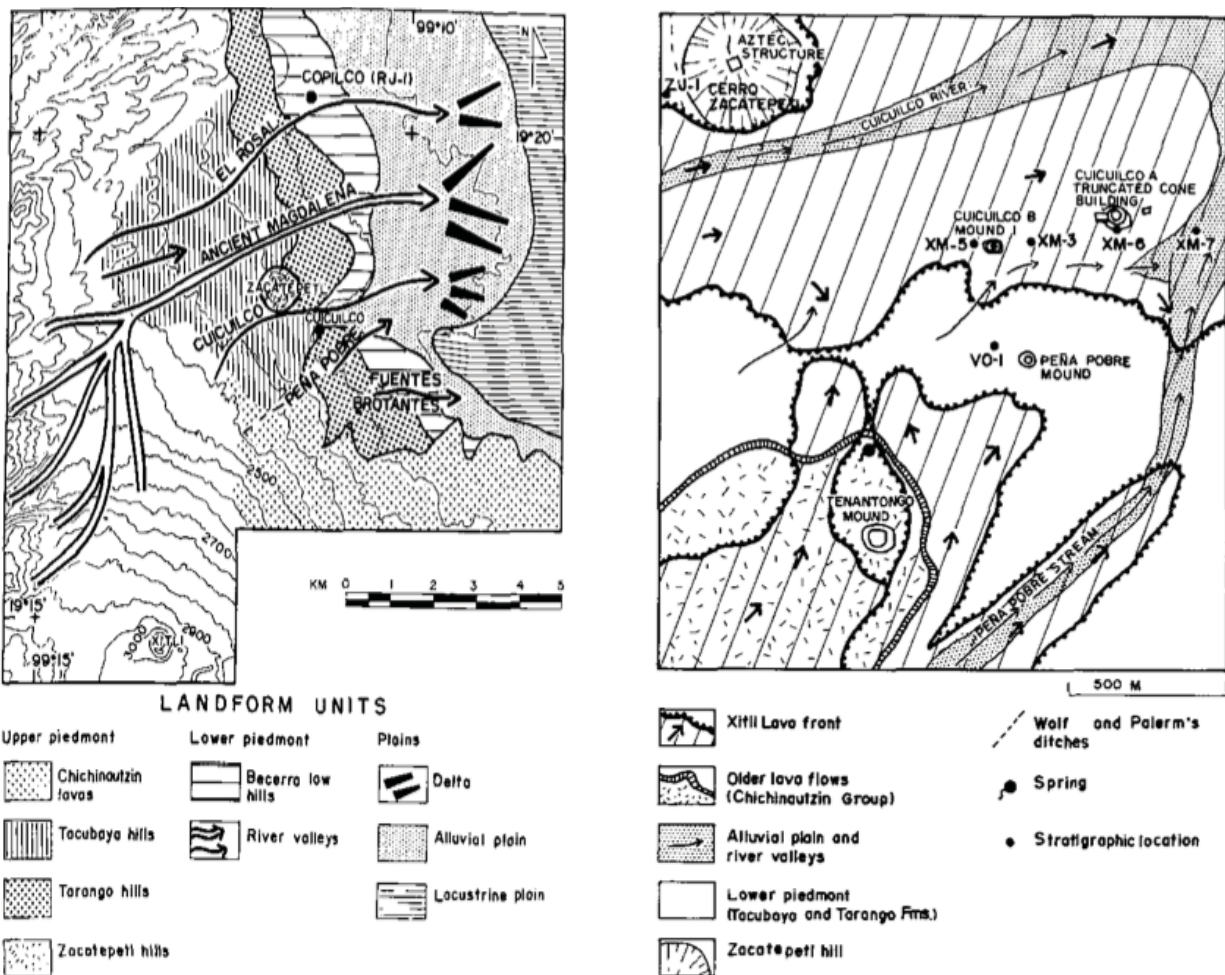


Fig. 9. Superficie Pre - Xitle y el curso de los distintos ríos. Reconstrucción de la superficie del sitio de Cuicuilco (Córdova et al., 1994)

3.5. Clima

El ecosistema de El Pedregal puede funcionar como un importante regulador microclimático, ya que es un disipador de calor y fuente de humedad en la estación de lluvias cuando el clima es cálido, y viceversa en la estación seca cuando el clima es frío. Presenta un clima templado subhúmedo con régimen de lluvias en verano, con una temperatura media anual de 15.5° C y una precipitación promedio anual de 870 mm (Valiente-Banuet y De Luna, 1990). Tiene una estacionalidad marcada con una temporada de lluvia de junio a octubre y una de sequía de noviembre a mayo (Soberón *et al.*,1991).

3.6. Suelos

Generalmente, los glaciares dan como consecuencia suelos de tipo eólico. En el Valle de México, durante los glaciares Illinois y Wisconsin se presentaron vientos extremadamente fuertes que acarrearón grandes volúmenes de partículas finas de polvo volcánico llamado loess, que fueron depositados al centro del valle. Este polvo se hidrató con las aguas alcalinas de los lagos y alteró su composición creando así las arcillas compresibles del subsuelo de la Ciudad de México (Mooser, 1986).

Al tiempo que se situaban los depósitos aluviales en el lago, ocurrieron también grandes erupciones volcánicas en el valle. Cuando estas erupciones eran violentas, grandes capas de ceniza se depositaban en la superficie de los lagos alternándose con los depósitos aluviales creando capas de estratos con diferentes características. Así, durante periodos de intensa sequía, el nivel de los lagos bajaba y se crearon costras endurecidas por deshidratación. Esto es posible corroborarlo en un corte típico del subsuelo en el que se observa que existe una serie estratificada de arcilla con lentes duros de limos y arcillas cuyo espesor es mayor en las orillas y disminuye al centro de los lagos. Se deduce pues, que el nivel de los lagos era variable, que el centro de los lagos mantenía sus condiciones húmedas y la acción solar deshidrató los suelos de las orillas creando capas duras (Mooser, 1986).

3.7. Vegetación

La REPSA (Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel) cuenta con una vegetación tipo pedregal o malpaís, es decir, extensiones de terreno rodeados por roca con periodos muy cortos de intemperización por lo que existe muy poco suelo que cubra el sustrato rocoso (Rzedowski, 2001). Los pedregales presentan una estructura

biológica particular, con una riqueza vegetal y animal muy especial y diversa, determinada por la heterogeneidad topográfica (Camacho, 1999; Rzedowski, 2001; Santibáñez, 2005).

Presenta nueve tipos de vegetación, de los cuales dominan el matorral de palo loco (*Senecio praecox*) y el bosque de encino (*Quercus spp*). Estas diferencias en la vegetación son originadas principalmente por el gradiente altitudinal producto del derrame, reflejando climas secos y calurosos en las partes bajas, y húmedos y fríos en las partes altas (Cano-Santana *et al.*, 2006).

3.8. Registro paleoambiental y esquema ambiental para la cuenca de México

La mayor parte de la información paleoambiental del centro–occidente de México procede de las cuencas lacustres; sitios ideales para estudiar los cambios ambientales; en donde cada capa de sedimento que se deposita en el fondo de un lago va a ser producto de una combinación de eventos climático – geomorfológicos, los cuales van almacenar parte de la historia ambiental de la zona circundante (Vázquez, 2003).

A partir de los estudios realizados en los lagos de la cuenca de México, se ha logrado tener una visión más o menos detallada de la historia ambiental durante los últimos 30 mil años (Israde – Alcantara *et al.*, 2002; Bradbury, 2000). De ahí que se desprenda la siguiente información.

Hace más de 22,000 años se registró un periodo con niveles lacustres altos, bajo climas relativamente fríos y húmedos, lo cual cambió notoriamente durante el Último Máximo Glacial (22,000 a 15,000 años). Durante este periodo toda la región en torno al Golfo de México y el Caribe, desde el centro de México hasta Colombia y Venezuela, pasando por Centroamérica y las Antillas, presentó climas bastante más fríos y más secos que los actuales (Farrera *et al.*, 1999). Consecuentemente los niveles de los lagos del centro de México eran bajos (Metcalf *et al.*, 2000). Al parecer en ese lapso penetraba mucho menos humedad al interior del continente debido a la menor evaporación en los mares adyacentes, a su vez causada por las temperaturas más reducidas de las aguas oceánicas superficiales. Una estimación para el centro de México basada en las características de los depósitos aluviales del centro de

Guanajuato, indica que la precipitación era aproximadamente 40% menos que la actual (Frederick, 1995).

Hacia el final del Pleistoceno (15,000 a 10,000 años AP) las condiciones en el centro de México se tornaron ligeramente más húmedas, con algunos periodos secos intercalados. En general, este lapso se caracterizó por un clima en el que aumentaron gradualmente las temperaturas, mientras las condiciones de humedad eran más bien secas. En varias zonas del centro de México, este periodo se caracterizó por una gran actividad volcánica que ocasionó importantes cambios ambientales locales asociados a la devastación del paisaje y la depositación de grandes volúmenes de sedimentos volcanoclásticos (Vázquez, 2003).

La transición Pleistoceno-Holoceno (10,000 años AP) se caracteriza a nivel planetario por una reorganización de la circulación general de la atmósfera y del clima resultante, que desde entonces tienden hacia las condiciones actuales. En el centro de México, entre los 11,000 a 8,000 años AP, las temperaturas aumentaron, pero prevalecieron las condiciones secas y niveles lacustres bajos (Vázquez, 2003).

En varios sitios del centro - occidente se presentaron condiciones húmedas y lagos relativamente altos alrededor de los 3,000 años AP, para el periodo Formativo, aproximadamente entre los 3,000 y 2,000 años AP, las condiciones fueron más secas, aunque en su parte final, probablemente, aumentó la humedad (O'Hara *et al.*, 1994; Bradbury, 2000; Caballero *et al.*, 2002). Esto fue seguido por un periodo de creciente sequía que alcanzó su clímax entre 1,400 años y 1,000 años AP, es decir, al final del periodo Clásico e inicios del Postclásico (Vázquez, 2003).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

La estrategia utilizada en esta investigación comprendió las siguientes etapas metodológicas:

4.1. Trabajo de campo

4.1.1. Reconocimiento preliminar del área de estudio

Para la selección y muestreo de perfiles, primero se realizó un recorrido dentro de las zonas arqueológicas de Copilco -hoy oficinas de la Dirección de Registro Público de Monumentos y Zonas Arqueológicas del INAH-; y Cuicuilco/ENAH -actual zona arqueológica del INAH-; por último se hizo una visita más, en un predio localizado en Miguel Ángel de Quevedo, el cual estaba siendo inspeccionado por el Arqlgo. Miguel Medina Jaen de la Dirección de Salvamento Arqueológico del INAH.

En el sitio de Copilco se tomaron muestras de 3 perfiles, denominados como Co. túnel 2-3, Co. túnel 5 y Co. túnel 6. En Cuicuilco se muestrearon 2 perfiles, uno localizado en la ENAH, y el otro dentro de la zona de los altares del Gran Basamento; finalmente, en el predio Avón, se trabajó un perfil.

La mayoría de los muestreos se decidieron a partir de la identificación de paleosuelos o de la presencia de horizontes diagnósticos (relación con algún elemento cultural como entierros, arquitectura, o material cerámico y lítico).

4.1.2. Planeación del trabajo de campo

Se muestrearon y estudiaron seis perfiles sepultados por las lavas del Xitle, registrándose cinco de ellos dentro de los sitios arqueológicos de Copilco y Cuicuilco, lugares representativos para el periodo Formativo; algunos de ellos mostraron una mayor perturbación antrópica ya que se encontraron relacionados a elementos arqueológicos.

4.1.3. Descripción general de las áreas de estudio

Los perfiles muestreados podrían dividirse en dos categorías: *Paleosuelos*, referentes a los perfiles sepultados por las lavas del Xitle (ENAH, Copilco, Avón) y *Relleno*, perfil muestreado dentro del quinto cuerpo del cono truncado en el sitio de Cuicuilco y que no corresponde a un suelo.

Localización de los perfiles trabajados al sur de la cuenca de México (Fig. 10 y Tabla 1).

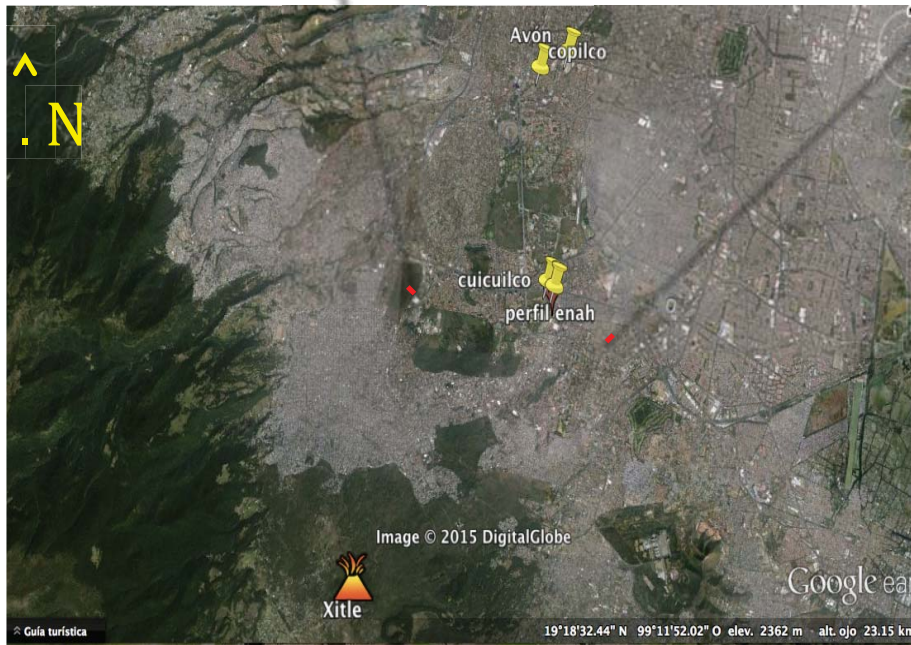
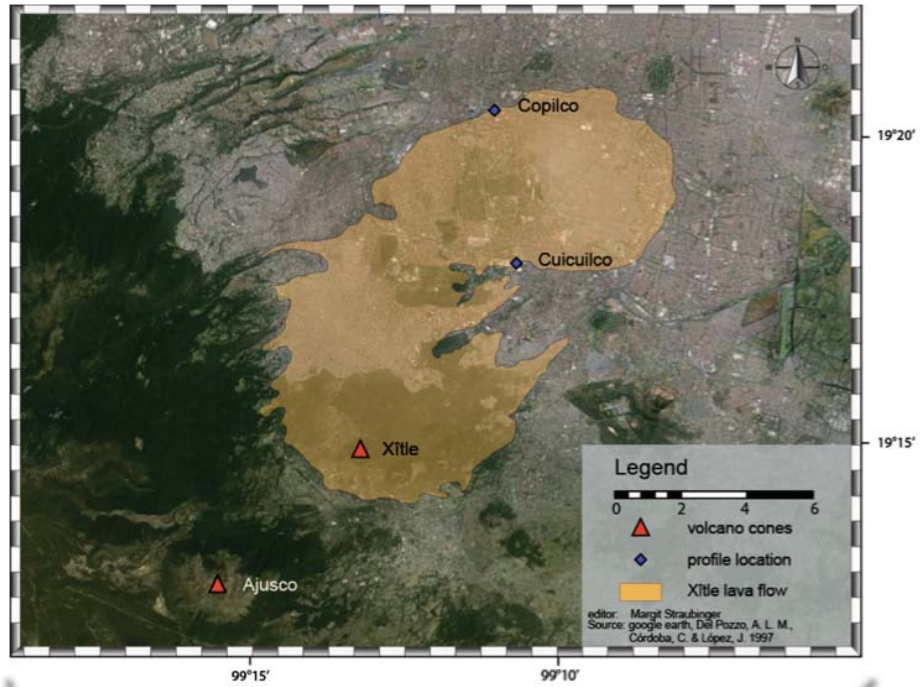


Fig. 10. Localización de los sitios trabajados al sur de la cuenca de México (Solleiro *et al.*, 2014)

Sitio	Coordenadas geográficas	Altitud (msnm)	Nombre del perfil	Ubicación Geomorfológica	Horizontes y/o capas
ENAH	19° 18' 02.95''N 99° 10' 47.53''W	2290	ENAH	Planicie Aluvial. Antiguo Abanico aluvial	Ab, 2AB, 3BA, 3Bt, 3BC
Avón	19° 20' 40.57''N 99° 10' 47.79''W	2275	Avón	Piedemonte	Ab, 2Ah, 2AB, 2BA, 3Bt, 3C
Copilco	19° 20' 27.86''N 99° 11' 11.79''W	2281	Túnel 2-3	Piedemonte	AEB, Ab, 2BA, 3Bt, 3BC, 3C
			Túnel 5	Piedemonte	rojo, pardo y negro
			Túnel 6	Piedemonte	Eb, AEB, Ab, 2AB, 3Bt, 3BC
Cuicuilco	19° 18' 5.78''N 99° 10' 53.73''W	2296	Altar Cuicuilco	Dentro del cono truncado	Capa 1,2,3,5,6, y 7

Tabla 1. Localización de los perfiles, coordenadas y horizontes identificados dentro de cada uno de los sitios trabajados al sur de la cuenca de México

4.1.3.1. Paleosuelos

4.1.3.1.1. Perfiles Copilco

Se estudiaron tres perfiles localizados debajo de las hoy oficinas de la Dirección de Registro Público de Monumentos y Zonas Arqueológicas del INAH. Dicho espacio corresponde al sitio arqueológico de Copilco (Fig.11).

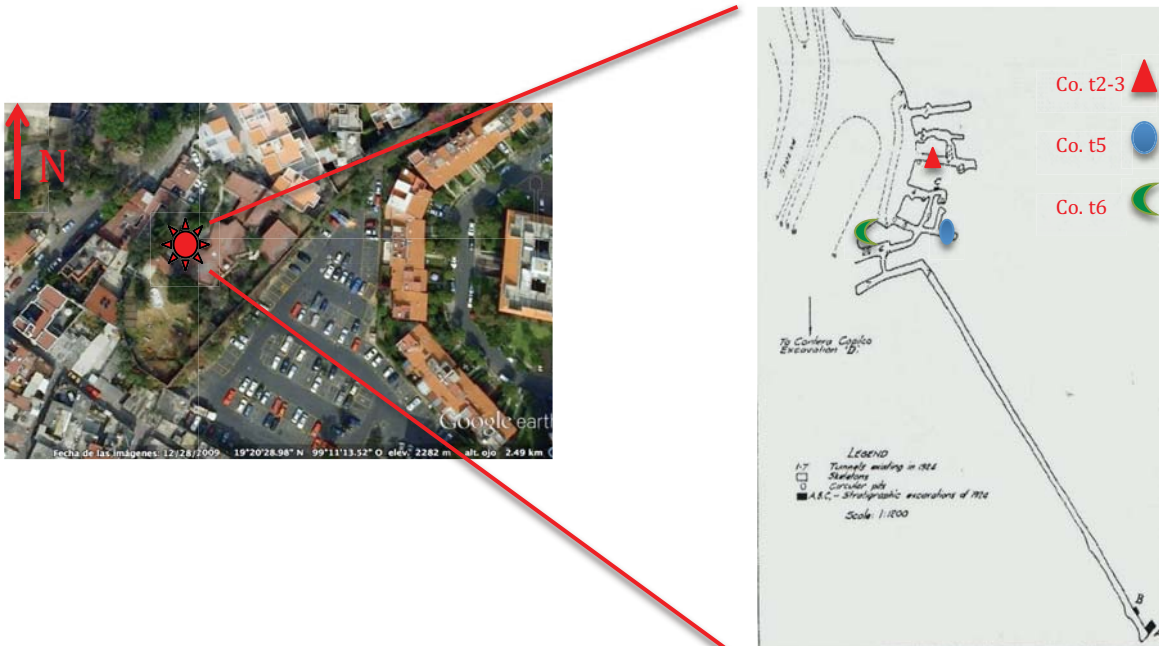


Fig. 11. Localización de los perfiles de Copilco en el plano de la excavación de Kroeber 1925

Se describieron tres cortes de terreno de hasta 1.60 m, registrados por debajo de la cantera la cual tiene un espesor aproximado de 4 m. Dichos cortes se localizaron dentro de los túneles realizados por Manuel Gamio en 1917.

Estos perfiles fueron denominados con la siguiente nomenclatura: Co. túnel 2-3, Co. túnel 5 y Co. túnel 6. El túnel 2-3 se localizó en la unión de los túneles 2 y 3; y se caracterizó por tener una importante influencia antrópica, observándose en el perfil restos de materiales culturales como lítica, cerámica, cantos de roca (probables restos arquitectónicos), además de evidencia de una cista excavada a principios del siglo XX. El túnel 5 registró en el perfil una silueta simétrica de forma cóncava con tres diferentes coloraciones: rojo, pardo y negro; la posición de estas tonalidades fueron de forma radial, ubicándose el horizonte rojo inmediatamente por debajo de la lava y directamente relacionada a los tubos de explosión, los cuales evidencian la presencia de cuerpos de agua. Dicha silueta tuvo un diámetro de 1 m por 0.5 m de profundidad. Se observó material cultural; sin embargo fue de menor densidad con respecto al perfil 2-3. Respecto a los nombre de las capas (rojo, pardo, negro) se deben únicamente a las coloraciones que éstos mostraron. Por último, el perfil del túnel 6, localizado al fondo de los túneles explorados, tuvo una menor influencia antrópica (Fig. 11). Muestra una delgada capa de ceniza entre el paleosuelo y la lava y una mínima densidad de cerámica.

En cuanto a la estructura de la lava, ésta es heterogénea, se muestra en bloques de mayor espesor, con escasas y pequeñas vesículas, de una coloración que va del gris al negro (Fig. 12).



Fig. 12. Paleosuelo localizado por debajo de las lavas en el sitio de Copilco

4.1.3.1.2. Perfil ENAH

Se localiza al sur de la Cuenca de México dentro del predio de la Escuela Nacional de Antropología e Historia (ENAH) (Fig. 13).



Fig. 13. Localización del perfil ENAH

Se describió un corte del terreno hasta la profundidad de 1.60 m (Fig. 14); corresponde a un suelo relacionado con la ocupación de Cuicuilco, el cual fue sepultado por las lavas del Xitle. Este derrame fue del tipo pahoehoe, con una superficie relativamente lisa, ornamentada por filamentos y arrugas (Badilla, 1977); su estructura no es homogénea, ya que en algunas áreas muestra bloques de mayor espesor con escasas y pequeñas vesículas, su coloración va del gris al negro. El grosor de este derrame tiene aproximadamente 6 m.



Fig. 14. Estructura de las lavas del Pedregal de San Angel

Respecto a la petrografía de la roca del derrame lávico del Pedregal de San Angel, ésta corresponde a un basalto de olivino y piroxeno, el cual presenta cerca de la superficie una textura porfídica con una matriz afanítica, los fenocristales

principalmente corresponden a plagioclasas y olivinos (Badilla, 1977).

4.1.3.1.3. Perfil Avón

Este perfil se localizó dentro de un predio ubicado cerca del metro Miguel A. de Quevedo, donde se hacían excavaciones profundas para la construcción de un nuevo centro comercial. Debido a que Coyoacán corresponde a un área potencial para el hallazgo de materiales arqueológicos, fue inspeccionado por el Arqlgo. Miguel Medina Jaen de la Dirección de Salvamento Arqueológico del INAH, quien junto con la compañía encargada, nos permitió hacer un muestreo de los suelos sepultados por las lavas (Fig. 15).



Fig. 15. Localización del predio y del perfil Avón

Se describió un corte del terreno hasta 1 m, no se observó material cultural en ninguno de sus horizontes; muestra una fuerte compactación, y en algunas áreas se observan coloraciones rojizas relacionadas al tubo de explosión. Dicha coloración no tuvo un límite simétrico (Fig. 16).

Los tubos de explosión se caracterizan por tener una gran concentración de vesículas muy pequeñas que le dan a la superficie un aspecto áspero. El desarrollo de esta estructura se debe a que la lava fluyó por una superficie húmeda que al

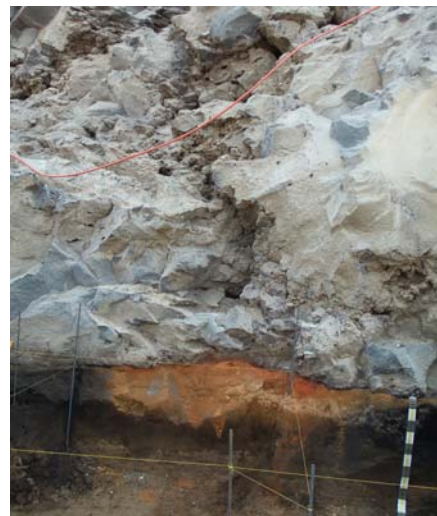


Fig. 16. Paleosuelo con coloraciones rojizas relacionado a tubo de explosión (Badilla, 1977)

ponerse en contacto con la lava caliente formó una gran cantidad de vapor de agua, la cual trató de escapar rápidamente a través de la lava fluída y formó el tubo de explosión (Badilla, 1977).

4.1.3.2. Relleno

Se tomaron seis muestras del perfil este, en el área de los Altares, dentro del quinto cuerpo superpuesto del Gran Basamento (Fig. 17), con el fin de hacer una comparativa entre los suelos sepultados por las lavas y los suelos no alterados por las altas temperaturas de las mismas.

Respecto al Gran Basamento sabemos que fue erigido con piedra y relleno con tierra, formando así un núcleo comprimido. Aunque nuestro muestreo se hizo en un relleno, consideramos que para la construcción del basamento circular se utilizó tierra del mismo entorno, lo que nos puede dar una idea de los suelos originales del sitio de Cuicuilco para el Formativo.

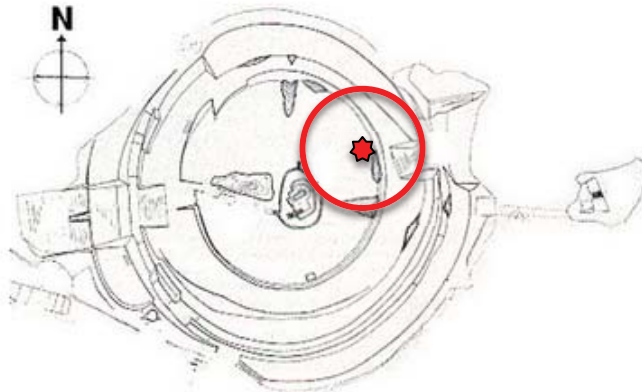


Fig. 17. Gran Basamento. Área de los Altares. Localización del perfil

4.1.3.2.1. Altar Cuicuilco

Descripción del corte de terreno de 160 cm de profundidad, localizado en la cara este del relleno del quinto cuerpo superpuesto del Basamento circular; se muestrearon seis de las siete capas. En la parte superior del corte se observó una acumulación de rocas modernas. Dicho perfil mostró una serie de "T", con coloraciones oscuras a lo largo del muro; el resto del perfil mostró una coloración parda. En general, dichas capas tuvieron una

textura areno limosa, friable y porosa, con presencia de líticos, materia orgánica y pequeños carbones (Fig. 18).



Fig. 18. Perfil sur del relleno del Gran Basamento circular, dentro del quinto cuerpo superpuesto

4.1.4. Caracterización pedomorfológica y clasificación

La descripción detallada en campo de las características morfológicas de cada uno de los perfiles se realizó con base en los criterios de la WRB (2006) y los propuestos por Retallack (1990). La clasificación se realizó a nivel de campo, para lo cual se hizo referencia a la World Reference for Soil Resources (WRB, 2006); en el caso de los paleosuelos su clasificación fue sólo aproximada.

4.1.5. Muestreo de los suelos y paleosuelos y preparación de las muestras para su análisis

Se utilizaron los criterios establecidos por los criterios de la WRB (2006) y los propuestos por Retallack (1990). Las muestras obtenidas de los suelos y paleosuelos, fueron seleccionadas en tres categorías:

- a) Muestras para análisis generales y análisis selectos. Se colectó aproximadamente 1 kg de muestra de cada horizonte, para posteriormente determinar sus propiedades físicas, químicas y mineralógicas.
- b) Muestras para fechamiento. Se realizaron dos, uno a partir de la MO del horizonte húmico y la otra de las concreciones de carbonatos. Este muestreo se realizó en perfiles selectos y se tomaron 10 g de muestra.
- c) Muestras para análisis micromorfológico. Se obtuvieron bloques inalterados de suelo, orientados de acuerdo a su posición en el perfil, posteriormente fueron

protegidos con papel aluminio para evitar su disgregación y colocados en cajas protegiéndolos de movimientos bruscos durante su traslado.

4.2. Análisis en laboratorio

Las muestras seleccionadas para los análisis de rutina y selectos, fueron secadas a temperatura ambiente y posteriormente tamizadas (malla de 2 mm).

4.2.1. Análisis micromorfológicos

El bloque colectado en campo fue secado a temperatura ambiente, posteriormente se impregnó con resina poliéster con índice de refracción de 1.65, al vacío, con una presión de 22 atmosferas durante 1 hr 40 min, tiempo calculado para la impregnación completa del suelo, con el fin de conservar su estructura original (Bullock *et al.*, 1985).

El endurecimiento de la muestra tiene una duración de dos semanas a temperatura ambiente; una vez en estado sólido se realizó el corte de secciones con una sierra circular de diamante, los cuales se adhirieron a un portaobjetos. Posteriormente, fueron desbastados y pulidos (en una pulidora Puehler Metacer 2000 y con una secuencia de lijas 80, 120, 400) hasta alcanzar los 40 - 50 μm , después se bruñeron manualmente (con abrasivos de alúmina del 600 y 1000); y finalmente, se les adhirió un cubreobjetos para su protección.

Las secciones delgadas se observaron con un microscopio petrográfico *Olympus América BX50*, utilizando luz transmitida (LN), luz reflejada (LR) y nicoles cruzados (NX), para identificar y describir los siguientes rasgos, de acuerdo a los criterios de la WRB.

a) Tipo de matriz

b) Rasgos pedogenéticos:

- MO fresca y/o degradada
- MO humificada
- Cutanes de arcilla, Mn
- Manchas, nódulos y/o concreciones de Fe y Mn
- Carbonatos primarios y secundarios
- Intemperismo (figuras de ataque en minerales, lixiviación, entre otros)

4.2.2. Análisis físicos

Antes de comenzar cualquier tratamiento, las muestras fueron secadas a temperatura ambiente, posteriormente fueron tamizadas permitiendo separar la fracción menor de 2 mm para utilizar el material tamizado en los análisis físicos y químicos.

4.2.2.1. Color

La determinación de color de cada horizonte, tanto en húmedo como en seco, se hizo con la Munsell Soil Color Charts (2000) y con base en los criterios establecidos por la WRB (2006). Recordemos, que el color del suelo es un rasgo propenso a variar -inclusive, de modo muy significativo- dependiendo de la intensidad con que interactúen sus componentes. En el caso de los paleosuelos, además, pueden verse afectados por procesos diagenéticos.

4.2.2.2. Cuantificación de las fracciones arena, limo y arcilla

Posterior al sepultamiento de un suelo, el porcentaje, distribución y composición de los diferentes fracciones texturales son características que se conservan (Retallack, 1990). La cuantificación y distribución de partículas según su tamaño permite determinar o inferir otros rasgos, propiedades y/o procesos tales como: a) grado y tipo de horizontalización del perfil; b) discontinuidades texturales ocasionadas por eventos de erosión-depositación o por diferentes ciclos pedogenéticos; c) grado de intemperismo y desarrollo relativo del perfil; d) índices de iluviación de arcillas (Fanning y Fanning, 1989; Birkeland, 1990).

Procesamiento de la muestra – Se realizaron dos tipos de tratamientos, uno, con base en la utilización de carbonato de sodio, usado para las muestras sepultadas por los flujos de lava, los cuales mostraron una fuerte agregación debido al contacto con las altas temperaturas. Este tipo de muestras (Copilco, ENAH, predio Avón) no respondieron al calgón (hexametafosfato de sodio), es decir, no funcionó para la separación de las fracciones. Por otro lado, las muestras que no fueron alteradas por las altas temperaturas de las lavas (Altar Cuicuilco) se les aplicó el método convencional para la separación de fracciones. A continuación la descripción de cada uno de los procedimientos.

Muestras no afectadas por el calor - La primera etapa consistió en tomar 15 g de muestra por cada horizonte y destruir los agentes cementantes tales como: carbonatos, materia orgánica y óxidos de hierro, cuya función es aglomerar las diversas partículas del suelo.

En este caso destruimos la materia orgánica con peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 10 % y calentando en baño maría para acelerar el proceso. Esta etapa puede tardar días, dependiendo que tan orgánico sea el horizonte; la técnica finaliza al lavar la muestra agregando agua destilada y centrifugando tantas veces sea necesario. El procedimiento para eliminar los carbonatos consistió en agregar ácido clorhídrico (HCl) al 10 %. Por último, los óxidos de hierro libre se extrajeron, al agregar ditionito–citrato–bicarbonato culminado con el lavado de la muestra (Mehra y Jackson, 1960).

Separación y cuantificación de las fracciones arena limo y arcilla - Una vez libre de óxidos y materia orgánica, la muestra se depositó en un tamiz de 0.05 mm lavándola con agua destilada y separando así la fracción arena. Las fracciones de limo y arcilla pasan por la malla y se colocan en un vaso para agitación, agregando 5 ml de solución Calgon (agente dispersante de hexametáfosfato de sodio 0.4 N) agitando por 5 min. El siguiente paso fue vaciar la muestra en probetas de 1000 ml y aforarla con agua destilada. Después de 24 hrs, se extrajeron los primeros 300 ml superficiales de la probeta, aforando de nuevo a 1000 ml. Se agitó por 3 min, dejando reposar durante 24 hrs. Este procedimiento se repitió, hasta que los primeros 300 ml no tuvieran muestra suspendida. Los 300 ml que se fueron separando cada 24 hrs contienen la fracción arcilla, debido a que ésta permanece en suspensión, mientras que los limos precipitan.

Ya teniendo separada cada fracción, se secaron en un horno a 40° C. Finalmente y en una balanza analítica se obtuvo su peso. Con el peso de cada fracción, se determinaron los porcentajes de arena, limo y arcilla, de cada unos de los horizontes.

Muestras afectadas por el calor – Una vez sometidas las muestras a los pre- tratamientos, y observando que dichos análisis no las disgregaron, se agregó la solución de carbonato de sodio (Na_2CO_3) al 2 %, posteriormente se calentó hasta que la solución hirviera. Este procedimiento se repitió hasta observar las arenas limpias. Las arenas fueron lavadas, y puestas en crisoles y colocadas dentro del horno a una temperatura de 105° C por 24 hrs. El material extraído con el carbonato se centrifugó para su decantación final, para así comenzar la separación de las fracciones limos y arcillas, metodología ya descrita.

Análisis de la muestra – la cuantificación consiste en pesar cada una de las fracciones y calcular la proporción con respecto al peso inicial de toda la muestra. Con los datos obtenidos se elaboran gráficas para visualizar la distribución en el perfil.

4.2.2.3. Susceptibilidad magnética

Las muestras de susceptibilidad magnética fueron medidas en baja frecuencia (χ_l) y se presentan en las unidades $\mu\text{m}^3/\text{kg}$ del Sistema Internacional (SI).

Procesamiento de la muestra – la técnica consiste en llenar cubos de 8 cm^3 con las muestras de suelo de cada tipo de horizonte para medir la susceptibilidad de baja y alta frecuencia, para ello se empleó un susceptibilímetro Bartington modelo MS2 y un sensor dual tipo MS2B del laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica – UNAM.

Análisis de la muestra – Los datos resultantes de las mediciones de la susceptibilidad se dividieron entre la masa total de la muestra; con ello se prepararon gráficas para comprender su comportamiento a lo largo del perfil.

En los estudios de magnetismo ambiental se emplean frecuentemente parámetros útiles para cuantificar algunas propiedades magnéticas y extraer rápidamente la información necesaria para abordar el fenómeno a estudiar. Para calcular estos parámetros se usan diferentes tipos de susceptibilidades medidas en el laboratorio, así como magnetizaciones remanentes y parámetros de las curvas de histéresis. Dentro de los parámetros de susceptibilidad se puede obtener la susceptibilidad a baja frecuencia χ_{lf} y a alta frecuencia χ_{hf} , y calcular la diferencia porcentual entre ellas; a lo cual se le llama la susceptibilidad dependiente de frecuencia χ_{fd} .

$$\text{Es decir: } \chi_{fd} = (1 - \chi_{hf} / \chi_{lf}) \times 100 \%$$

Debido a que las partículas SP no responden a campos de alta frecuencia y dejan de contribuir a la susceptibilidad, χ_{fd} es un buen indicador de la presencia de estas.

En el estudio del magnetismo ambiental, las partículas finas se pueden asociar a procesos diagenéticos en los sedimentos y pedogenéticos en los suelos. De hecho, la presencia de partículas SP se atribuye a la actividad biológica de algunas bacterias que metabolizan los minerales de hierro y los convierten en partículas finas y ultra-finas de magnetita (óxido de hierro fuertemente magnético) (Evans and Heller, 2003).

4.2.3. Análisis Químicos

4.2.3.1. Determinación del carbono Orgánico Total (COT)

La cantidad de carbono presente en el suelo es muy propensa a variar debido a cambios en el régimen climático y a la diagénesis; sin embargo, su determinación es importante en la interpretación de paleosuelos pues ayuda a recrear sus procesos y características morfogénicas.

Procesamiento de la muestra – Las extracciones y cálculos del COT se realizaron en un analizador elemental CNHS/O Perkin Elmer 2400 series II, en el modo CHN bajo las siguientes condiciones analíticas:

Gas acarreador:

Temperatura de combustión: 980° C
Temperatura de reducción: 640° C
Detector: Conductividad térmica
Compuesto de calibración: Acetanilida
material de referencia: LECO soil calibration sample for CNS part 502 - 309

4.2.3.2. Isótopos estables del carbono en la materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}$)

Los isótopos estables de carbono en la materia orgánica del suelo son un registro complementario que muestra evidencias de la paleovegetación y el paleoclima. Los resultados permiten adquirir más piezas en la reconstrucción del ambiente basándonos en que las firmas isotópicas son heredadas al humus formado por la descomposición de restos vegetales; tampoco presentan cambios significativos posteriores al sepultamiento del suelo (Retallack, 1990).

La aplicación de la técnica se realizó en horizontes con un mayor contenido de materia orgánica y su cuantificación fue determinada en el Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables del IG-UNAM. Se tomaron los lineamientos de O'Leary (1988) para definir vegetación C3/C4 y para el centro de México, en específico, los establecidos por Lounejeva *et al.*, (2006).

4.2.3.3. Extracción de Fe utilizando ditionito de sodio (Fed)

Los óxidos de Fe pueden ser heredados del material parental o pueden deberse a procesos pedogénicos como el intemperismo y la neoformación de minerales, por lo que

su determinación permite evaluar rasgos pedogenéticos predominantes, los cuales pueden asociarse con condiciones ambientales que promuevan el intemperismo y la formación de óxidos de Fe.

Procesamiento de la muestra - Se muele la muestra en mortero de ágata hasta lograr un polvo fino, después se pone 1 g de suelo por cada muestra en tubos de ensaye de 100 ml, se les agrega solución de citrato y bicarbonato de sodio, se coloca en baño maría hasta los 75° C y se adiciona 0.4 g de ditionito de sodio, se deja reaccionar por 15 min en el baño maría y posteriormente se centrifuga por 5 min, decantándose el sobrenadante a un matraz aforado de 100 ml. Se repite la operación hasta extraer todo el Fe. Por último, se aforaron los matraces, y filtraron con papel Whatman no. 4 en envases de polietileno de 125 ml.

Para la determinación de Fe cristalino en las muestras, se utilizó un espectrofotómetro de Absorción atómica (Perkin Elmer modelo 3110). Los cálculos se hicieron a partir de la fórmula:

$$\text{Fe cristalino mg/g} = \frac{(\text{mg/L de Felectura} - B) \times F \times 100}{\text{Peso del suelo g} \times 1000}$$

Donde:

B mg sobre L obtenidos en el blanco

F factor de dilución

4.2.3.4. Extracción de Fe, Si y Al utilizando oxalato de amonio (Feo, Sio, Alo)

Durante el intemperismo de minerales primarios en suelos se forman minerales secundarios que contienen Fe, Al, Si en diferentes formas, ya sean óxidos cristalinos, óxidos amorfos, imogolita, alofano, compuestos parecidos al alofano, y complejos orgánicos. Para la caracterización de los diferentes compuestos existen varios métodos siendo uno de ellos el método de disolución selectiva. En la disolución selectiva se emplean diferentes soluciones extractoras las cuales –en un caso ideal- disuelven únicamente un compuesto en específico.

Procesamiento de la muestra - Se muele la muestra en mortero de ágata hasta lograr un polvo fino, después se pone 1 g de suelo por cada muestra en envases de polietileno de

125 ml. Bajo la campana y con una cortina cerrada (en oscuridad), ya que la reacción es muy sensible a la luz UV, agregar 50 ml de la solución de oxalato, tapar los frascos y agitar por 4 horas tapando los envases con una caja o bolsa negra. Otra vez en la campana a oscuras, filtrar de inmediato a los envases de polietileno de 50 ml. Desechar los primeros 5 ml del filtrado. Es importante mantener tiempos constantes en todas las tandas.

Las determinaciones de Fe, Al y Si amorfo de las muestras, se realizaron en un espectrofotómetro de absorción atómica (Perkin Elmer modelo 3110). La determinación de Si se hizo inmediatamente después de la extracción, ya que éste precipita rápidamente y podría tapar el capilar del aparato.

Los cálculos se reportaron en mg/ g de suelo seco, utilizando la siguiente fórmula:

$$\text{Fe, Al, Si amorfo mg/g} = \frac{(\text{mg/L lectura} - B) \times F \times 50}{\text{Peso del suelo g} \times 1000}$$

Donde:

B mg por L obtenidos en el blanco

F factor de dilución

4.3 Fechamientos

Para el fechamiento por ^{14}C de la MO del suelo, se seleccionaron dos muestras del perfil Co. túnel 6, las cuales fueron secadas evitando la contaminación externa. Para el horizonte AEb se fechó la MO y para el 3BC se fecharon los carbonatos; éstas fueron procesadas por espectrometría de aceleración de masas (AMS) en los laboratorios de Beta Analytic de Miami, Florida, E.U.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

Para cada uno de los perfiles de suelo estudiados, los resultados se organizaron de la siguiente forma: a) caracterización morfológica (obtenida de las observaciones en campo), b) propiedades físicas (granulometría y susceptibilidad magnética), c) propiedades químicas (carbono orgánico total, extracción de Fe cristalino y amorfo, e isótopos estables de carbono), y d) fechamientos.

5.1 – Sitio Copilco

5.1.1. Co. túnel 2-3

Este perfil se conforma por tres paleosuelos, constituido, de la cima a la base, por los siguientes horizontes: AEb, Ab, 2BA, 3Bt, 3BC, 3C, sepultados por la lava del Xitle. Están cubiertos por una delgada capa de ceniza de aproximadamente 2 cm de espesor que los separa de la lava.

El primer paleosuelo, formado por los horizontes AEb y Ab, muestra una estructura prismática, muy dura con coloraciones grisáceas y negras, respectivamente.

El segundo paleosuelo se conforma únicamente por el horizonte 2BA, de estructura en bloques subangulares.

El último paleosuelo se compone por los horizontes 3Bt/ 3BC/ 3C. El primero (3Bt), se caracterizó por tener una textura arcillosa. El horizonte 3BC mostró una estructura en bloques subangulares de fuerte compactación. Mientras que el horizonte 3C tuvo una estructura poco desarrollada y una textura limosa.

La descripción de campo se presenta en la Fig. 19.

5.1.1.1. Descripción morfológica en campo

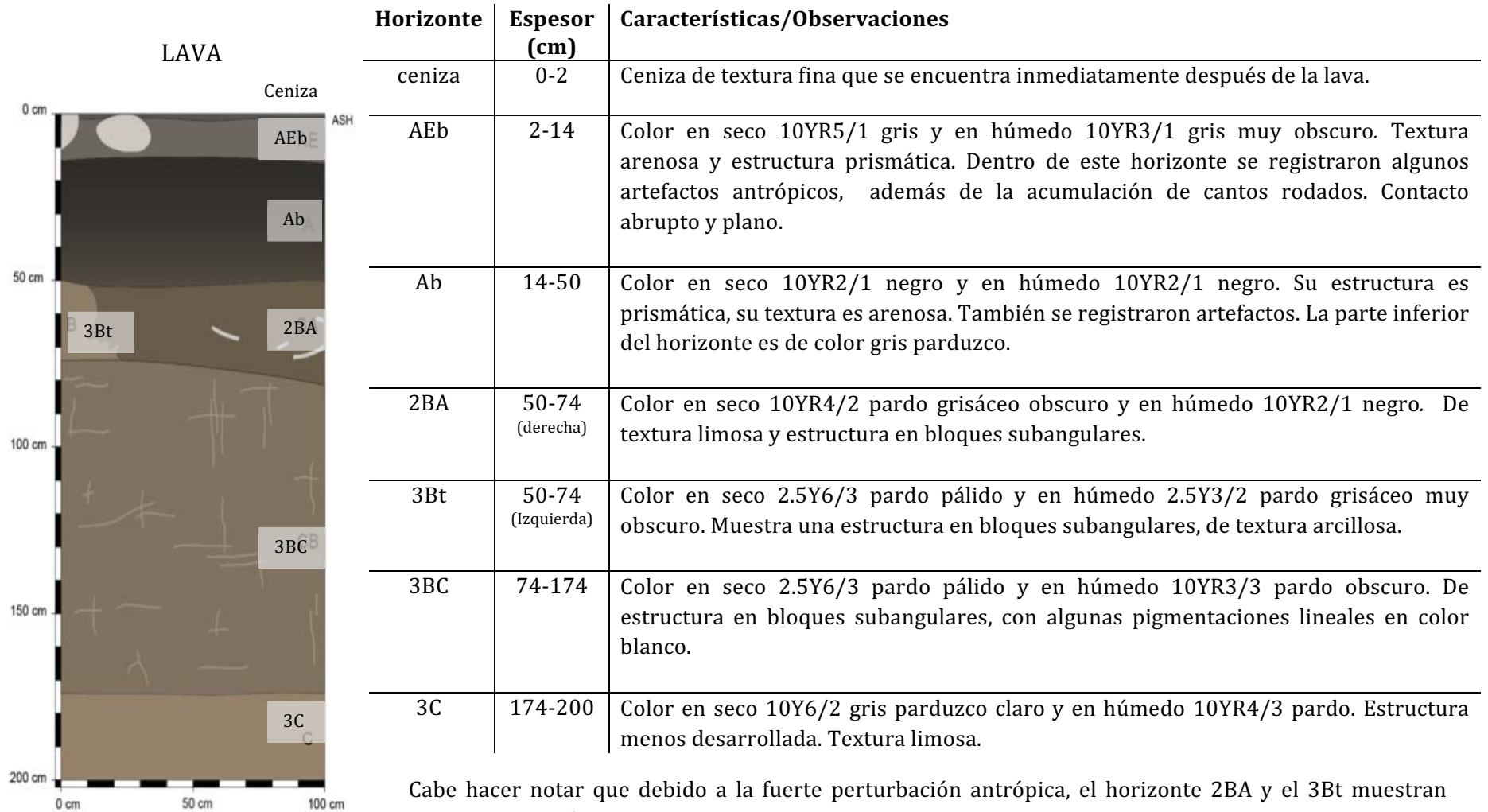


Fig. 19. Perfil Co. túnel 2-3. (Straubinger, 2014)

5.1.1.2. Propiedades micromorfológicas

Para el análisis micromorfológico se tomaron en cuenta los rasgos que distinguen a los tres paleosuelos y que pueden ser relacionados con su pedogénesis.

1. El horizontes Ab muestra, en su parte superior, una estructura en bloques subangulares con tendencia a bloques angulares. Es muy compacta, en donde los poros corresponden principalmente a fracturas. Se muestra enriquecido con humus y carbón. Destaca la presencia de restos de tejido vegetal fresco y una importante presencia de fragmentos medianos y pequeños de vidrio volcánico. Hacia la parte media se presentan grandes fragmentos de plagioclasas y una incipiente acumulación de óxidos de Fe en grietas y alrededor de los materiales. Hacia la parte inferior del horizonte, la estructura es de tipo granular y subangular, en donde podemos ver un suelo bien estructurado y poroso (Fig. 20a). Se nota la presencia de fragmentos medianos y pequeños de vidrio volcánico, además de plagioclasas.
2. El horizonte 2BA se caracteriza por estar menos pigmentado que el horizonte superior; su estructura es granular y en bloques subangulares, ligeramente compactada, con una importante presencia de plagioclasas, ferromagnesianos y vidrio volcánico. También se observan pequeños nódulos de Fe y una acumulación incipiente de arcilla. La MO es escasa. Se registra un mayor intemperismo en los minerales y hay presencia de fragmentos de hueso (Fig. 20b).
3. El horizonte 3Bt se caracteriza por tener una estructura subangular con presencia de nódulos de Fe. Se observan fragmentos de plagioclasas, ferromagnesianos y poco vidrio volcánico. También se registra iluviación de arcilla (Fig. 20c). El horizonte 3BC muestra una estructura subangular (Fig. 20d), donde se observa una fuerte presencia de carbonatos (Fig. 20e) y cutanes de iluviación de arcilla sobre los agregados (Fig. 20f).

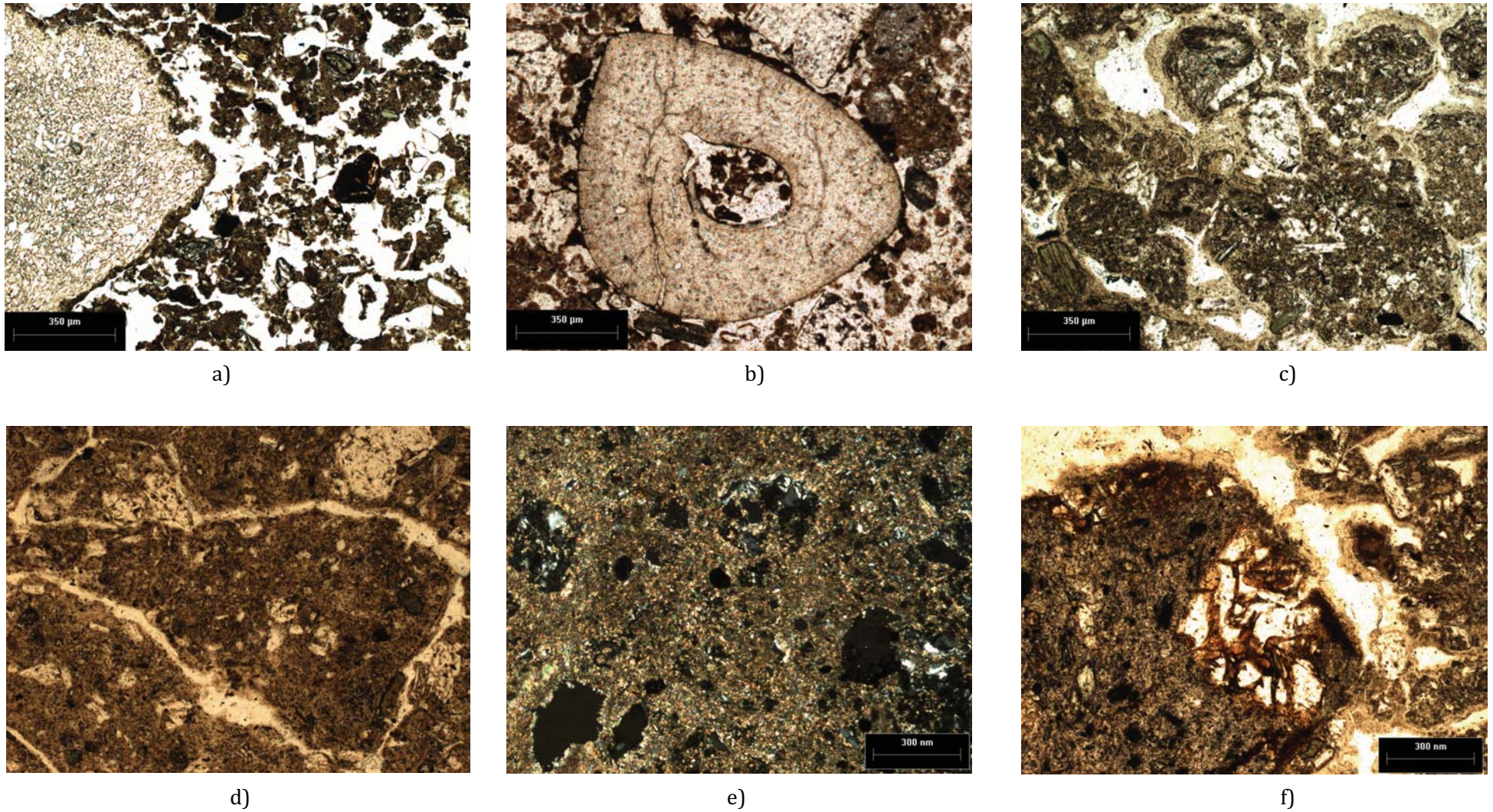


Fig. 20. Micromorfología. Co. túnel 2-3. a) Horizonte Ab. Partículas de pómez fresca y estructura granular del suelo, con alta porosidad; b) Horizonte 2BA. Hueso; c) Horizonte 3Bt. Iluviación de arcilla; d) Horizonte 3BC. Estructura del suelo); e) Horizonte 3BC. Carbonatos - micrita, nicols cruzados (NX) y f) Horizonte 3BC. Matriz intemperizada de la roca e iluviación de arcilla.

5.1.1.3. Análisis físicos

5.1.1.3.1. Fracciones granulométricas

Este perfil muestra importantes contrastes respecto a la granulometría, ya que en los horizontes superiores AEb y Ab predominaron las texturas arenosas con valores que van del 58.13 % a los 42.57 % respectivamente; mientras que en los horizontes 2BA/ 3Bt/ 3BC/ 3C se observa una disminución en la fracción arena y un aumento significativo en la fracción limo, con valores entre el 60.67 % y el 73.70 % (Fig. 21). En cuanto a los valores de la arcilla, dentro de los dos primeros horizontes (AEb y Ab) se obtuvo un porcentaje de 4.80 %; mientras que en los horizontes 2BA/ 3Bt/ 3BC/ 3C, se alcanzaron valores entre los 10.40 % y los 11.46 %, registrándose el más alto en el horizonte 3BC con 11.46 % (Fig. 21). Sin embargo, es importante señalar que los porcentajes obtenidos pueden tener errores, debido al grado de compactación de las muestras, que no permitieron una completa disgregación.

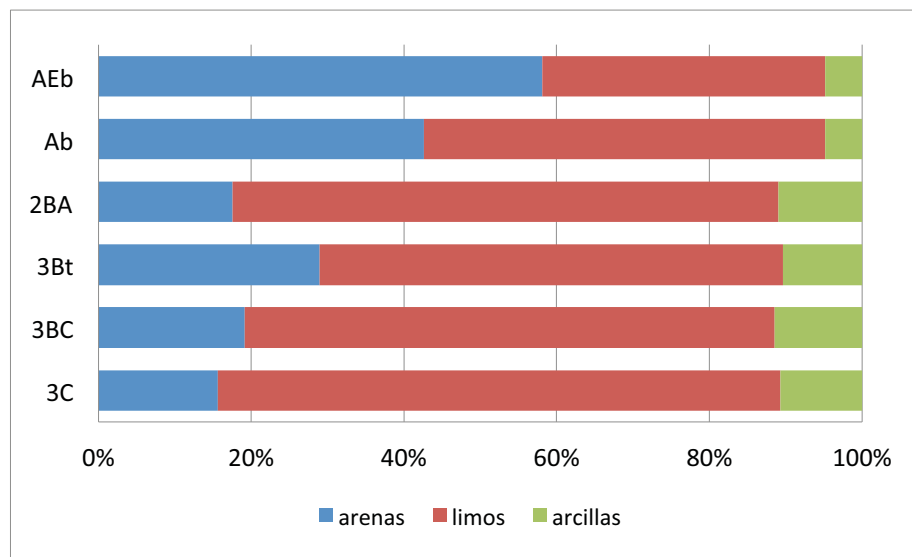


Fig. 21. Granulometría. Co. túnel 2-3.

5.1.1.3.2. Susceptibilidad magnética

Las mediciones se encuentran en un rango que va de los 0.02 a los 0.27×10^{-6} m^3/kg . Los valores más altos se hallaron en los horizontes 2BA y 3Bt con 0.27 y 0.25×10^{-6} m^3/kg respectivamente. Mientras que el valor más bajo se registró en la capa de ceniza con 0.02×10^{-6} m^3/kg . En cuanto a las mediciones de Xfd%, observamos un patrón más heterogéneo con respecto al comportamiento de cada uno de los

horizontes. En el caso de la ceniza se obtuvo un valor de 3.4 % lo que nos revela una baja cantidad de partículas super paramagnéticas (SP); sin embargo, los valores más bajos se tienen en los horizontes AEb y Ab, con valores de 1.7 y 1.2 % respectivamente; mientras que los valores más altos se registraron en los horizontes 2BA y 3Bt, con valores mayores al 6 % (Fig.22).

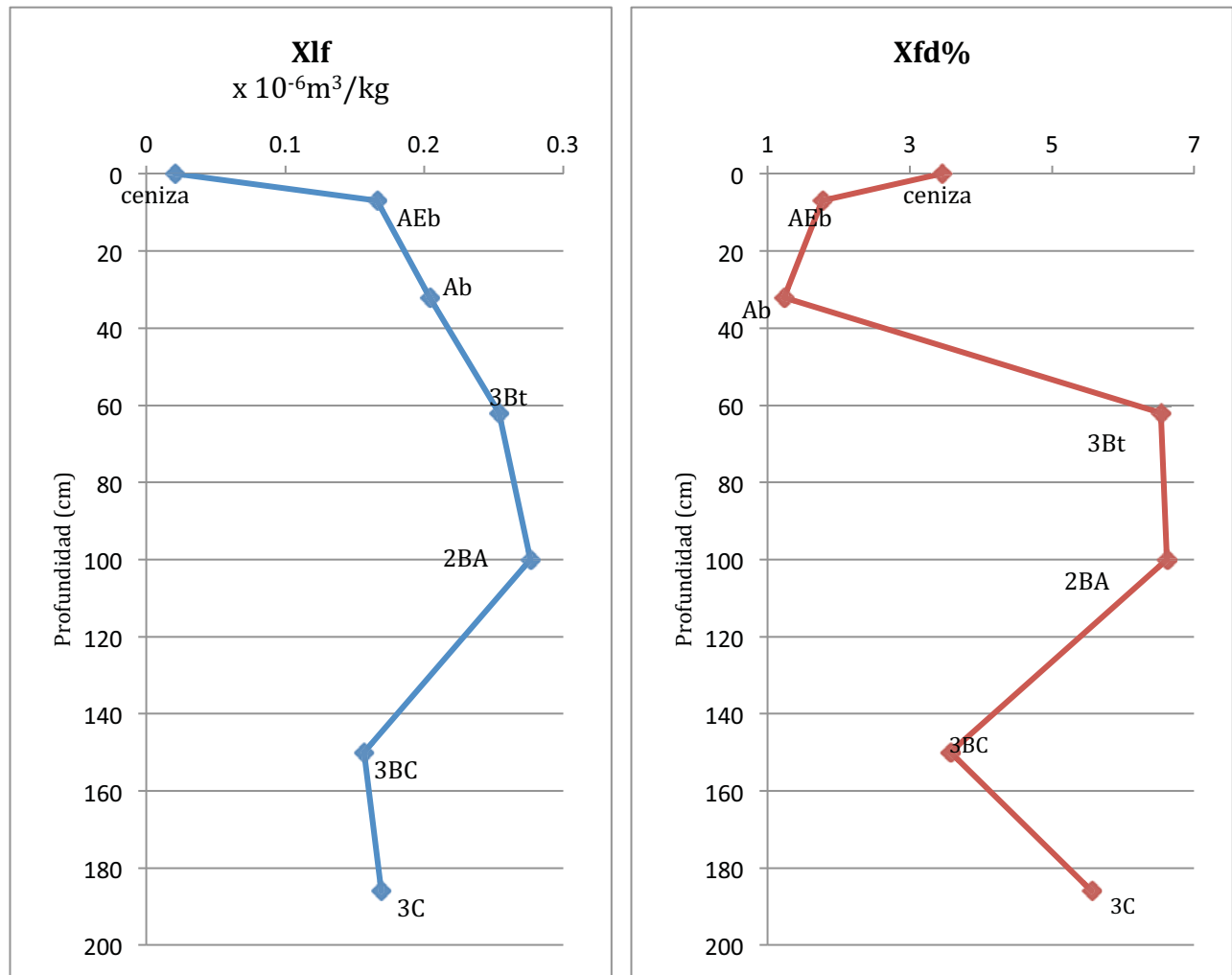


Fig. 22. Susceptibilidad magnética ($\text{m}^3/\text{kg} \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd% en Co. túnel 2-3.

5.1.1.4. Análisis químicos

5.1.1.4.1. Carbono orgánico total COT

Los valores registrados de COT son bajos. El valor más alto de carbono orgánico se registró en el horizonte 2BA con un valor de 0.34 %, a éste le siguió el horizonte Ab con un valor de 0.31 %. Mientras que el valor más bajo se obtuvo en el perfil AEb con 0.03 % (Fig. 23).

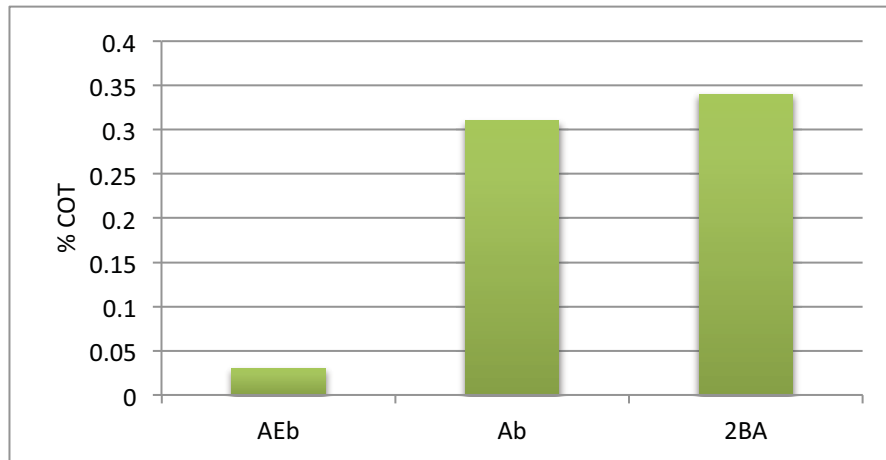


Fig. 23. Carbono orgánico total (COT) en Co. túnel 2-3.

5.1.1.4.2. Isótopos estables de Carbono

Se analizó la composición isotópica de las muestras con mayor contenido de COT, las cuales correspondieron a los horizontes AEb, Ab y 2BA. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaron entre -16.78 y -23.54 ‰, en donde el valor máximo correspondió al horizonte Ab con un valor de -16.78 ‰, mientras que el mínimo se registró en el horizonte AEb con un valor de -23.54 ‰ (Tabla 2).

Perfil	horizonte	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	mg pesar	% C total
Co T 2-3	AEb	-23.54	154.4	0.032
	Ab	-16.78	16.2	0.306
	2BA	-22.50	14.4	0.344

Tabla 2. Isótopos de Carbono. Co. túnel 2-3.

5.1.1.4.3. Extracción de Alo, Sio y Feo

El comportamiento del Alo, Sio y Feo fue muy similar a lo largo de todo el perfil. En la parte superior, en el horizonte Ab, se registraron los valores más altos: 1.98 mg/g para el Sio, 8.42 mg/g para el Alo y 5.79 mg/g para el Feo. A partir del horizonte 2BA los valores disminuyen estableciéndose en un rango de 0.6 y 0.76 mg/g para el Sio, de 1.9 a 2.3 mg/g para el Alo y de 0.50 a 1.36 mg/g para el Feo (Fig. 24).

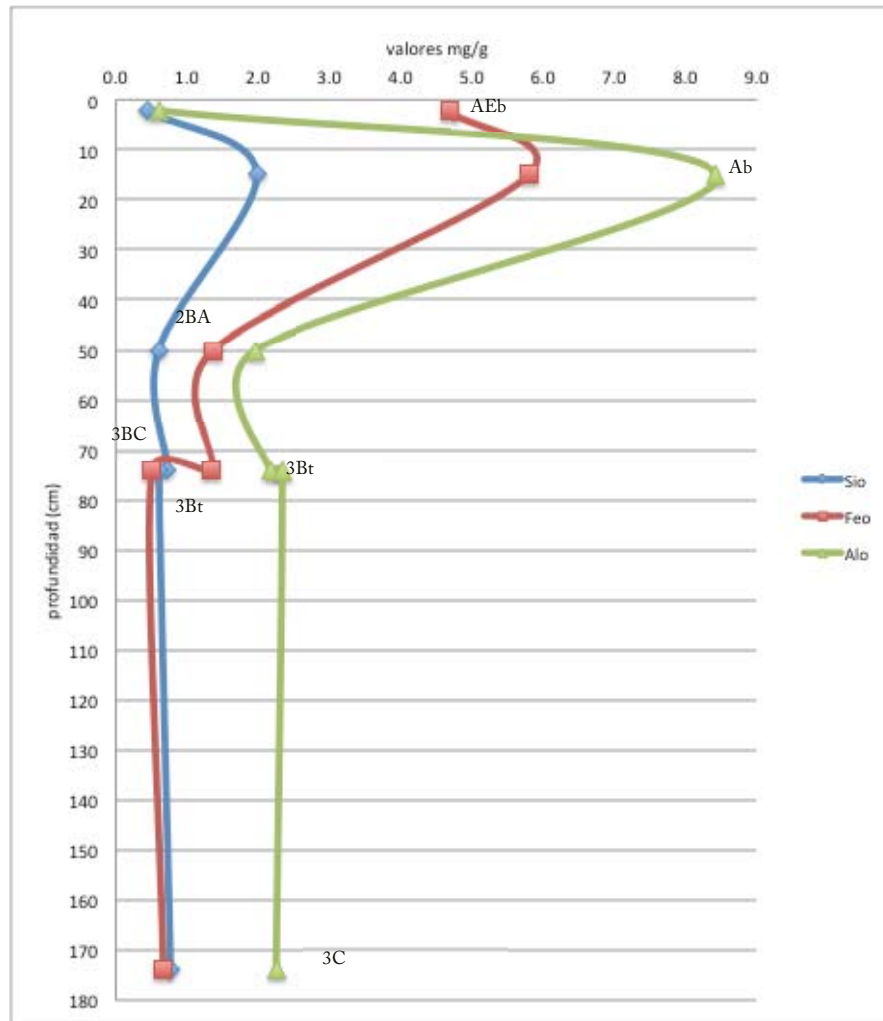


Fig. 24. Extracción de Sio, Alo y Feo en Co. túnel 2-3.

5.1.1.4.4. Extracción de Fed

En los horizontes de Co. túnel 2-3, el contenido de Fe extractable mayor se localiza en el horizontes Ab con un valor de 3.72 mg/g; mientras que los horizontes con menor Fe fueron el AEb y el 3C con valores de 0.9 y 1.02 mg/g respectivamente; en los horizontes intermedios 3Bt y 3BC, los valores fueron de 2.96 y 2.69 mg/g (Fig. 25).

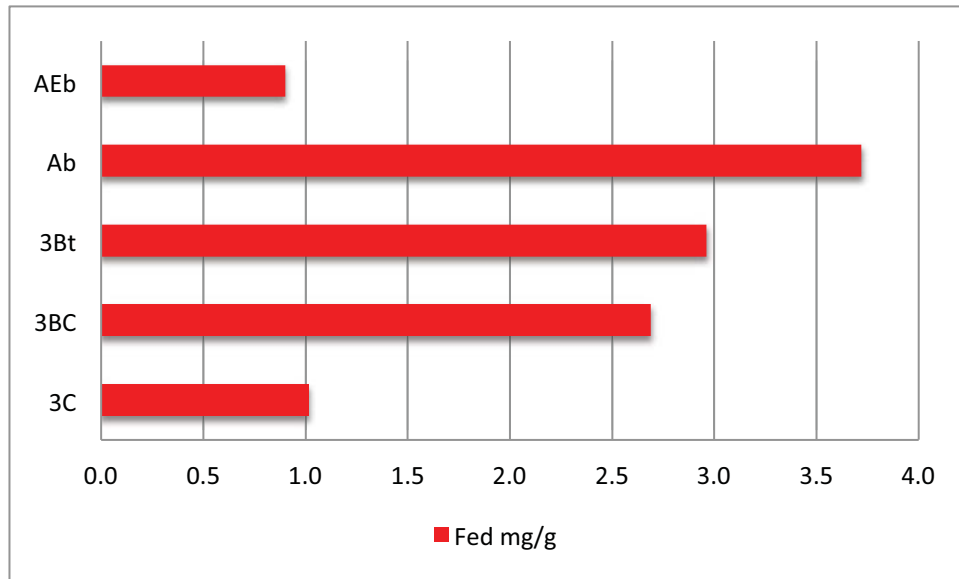


Fig. 25. Extracción de Fed en Co. túnel 2-3

5.1.2. Co. túnel 5

Este perfil forma parte de la trilogía de los materiales trabajados dentro del sitio de Copilco. Se caracterizó por encontrarse relacionado a tubos de explosión y ubicarse directamente bajo la lava, por lo que no se hallaron indicios de ceniza entre ésta y la formación de suelo. Como consecuencia de dicha relación, en la parte superior del perfil, se observó un cambio en la coloración, la cual se caracterizó por la formación de tres capas de diferentes colores: rojo (en la parte superior), pardo (en la parte media) y negro (en la parte inferior). La formación y dirección de las capas fue de forma horizontal, y en medio círculo, delimitadas por una silueta cóncava bastante simétrica. El diámetro de dicha silueta fue de aproximadamente 1 m por 0.5 m de profundidad. Debido a que estas capas no fueron relacionadas directamente a un paleosuelo fueron nombradas por su color.

La capa roja tuvo 15 cm de espesor, con estructura granular y textura arenosa, mostró una menor densidad en comparación a los horizontes muestreados en el perfil Co. túnel 2-3. Posteriormente, se registró una capa de transición de color pardo amarillento, de 15 cm de espesor; ésta, tuvo una mayor agregación, mostró una textura arenosa con una estructura en bloques subangulares. Finalmente, hacia los 30 cm de profundidad, se observó la capa de color negro con 10 cm de espesor; de estructura en bloques subangulares, de textura franco arenosa y una fuerte agregación.

La descripción de campo se presenta en la Fig. 26.

5.1.2.1. Descripción morfológica en campo

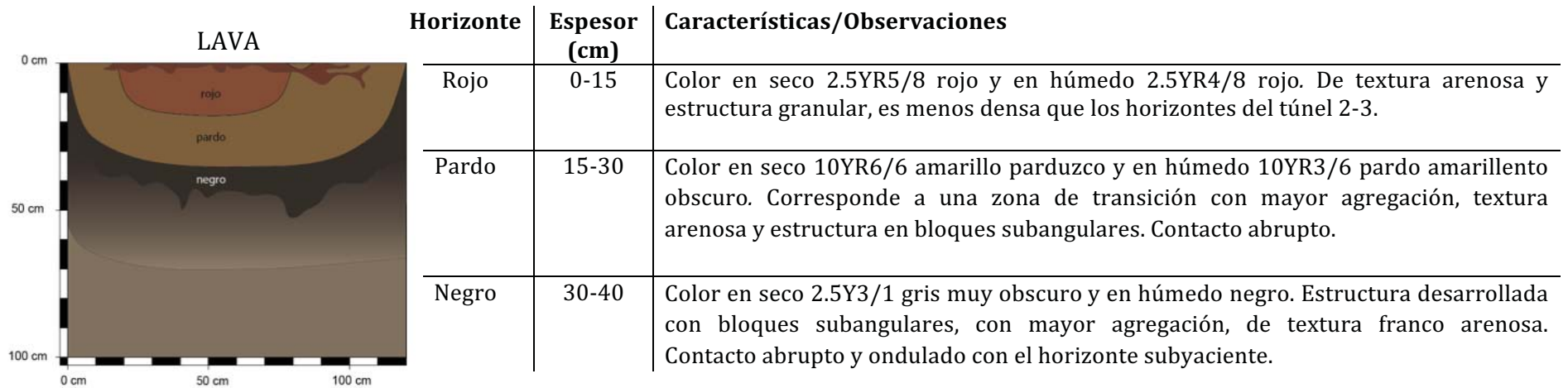
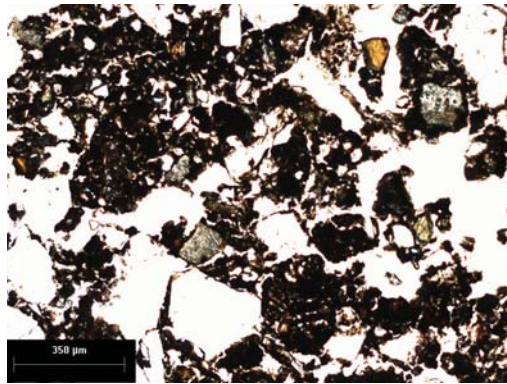


Fig. 26. Perfil Co. túnel 5.
(Straubinger, 2014)

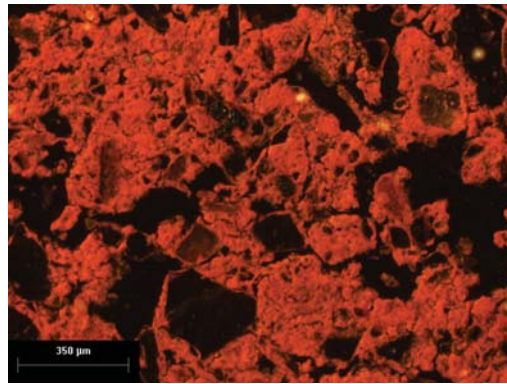
5.1.2.2. Propiedades micromorfológicas

La micromorfología de las tres capas que conforman el perfil Copilco túnel 5 se define de la siguiente forma:

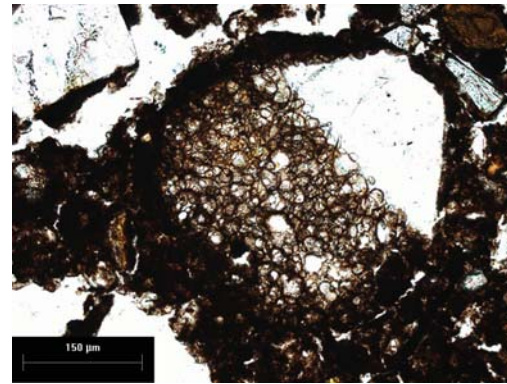
1. Capa roja: se caracteriza por tener una estructura granular (Fig. 27a), con una importante presencia de ferromagnesianos, plagioclasas intemperizadas y vidrio volcánico (27c). También se observan materiales fracturados y minerales con una redondez media. Se registra una fuerte presencia de óxidos de Fe. La coloración de la matriz se torna a color rojo cuando se hace uso de la luz reflejada, esto nos demarca la presencia de óxidos de Fe en el medio (27b y d). Se observaron restos óseos (Fig. 27e). Mínima presencia de restos vegetales fragmentados.
2. Capa parda: se caracteriza por tener una estructura granular (Fig. 27f), con una importante presencia de ferromagnesianos, plagioclasas intemperizadas y vidrio volcánico. También se observan minerales fracturados con una redondez media. Los óxidos de Fe van rellenoando las fracturas (Fig. 27h). La coloración de la matriz se torna a color rojo cuando se hace uso de la luz reflejada, aunque tiene una menor intensidad respecto a la capa roja. Mínima presencia de restos vegetales fragmentados (Fig. 27g) y quemados.
3. Capa negra: se caracteriza por tener una estructura granular (Fig. 27i), con una importante presencia de restos vegetales (Fig. 27j) y carbón, su matriz se muestra pigmentada por el humus (Fig. 27i).



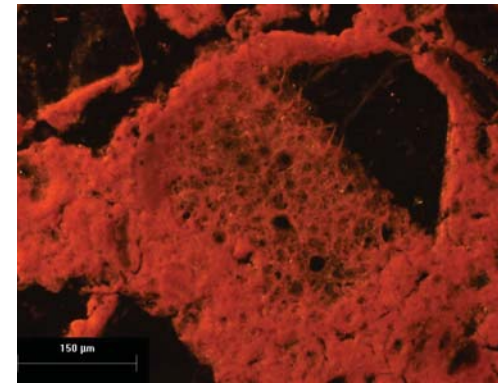
a)



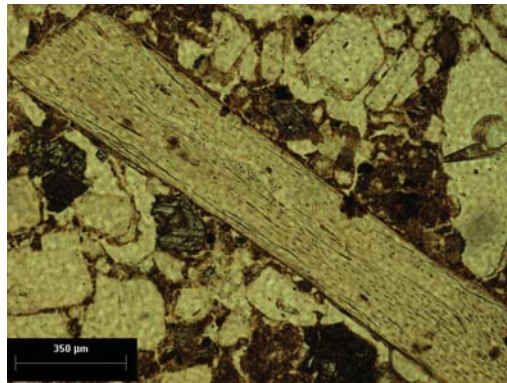
b)



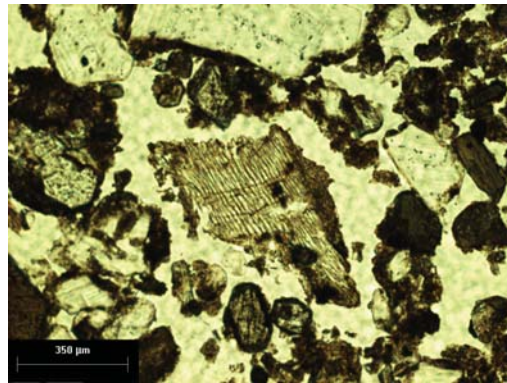
c)



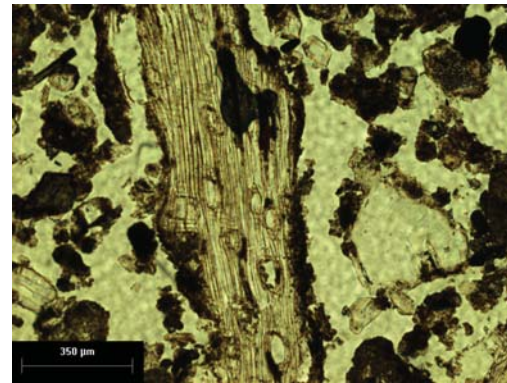
d)



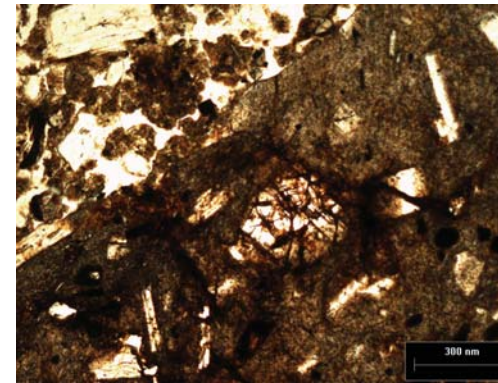
e)



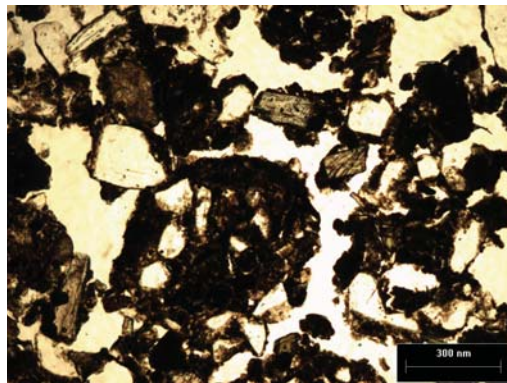
f)



g)

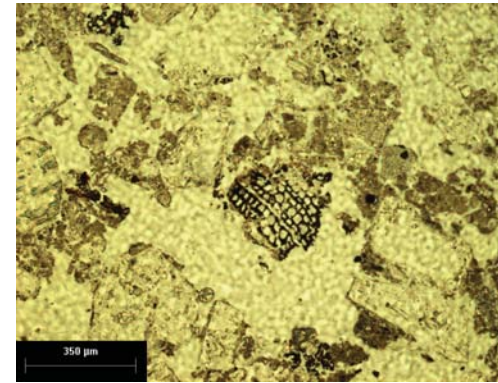


h)



i)

Fig. 27. Micromorfología, Co. túnel 5. a) Capa Roja. Estructura, capa localizada directamente por debajo de la lava; b) Capa Roja. Estructura vista con luz reflejada (se observa una fuerte pigmentación de color rojo en el material fino); c) Capa Roja. Material volcánico (pómez); d) Capa Roja. Pómez vista bajo luz reflejada; e) Capa Roja. Fragmento óseo; f) Capa Parda. Estructura y fragmento de tejido vegetal; g) Capa Parda. Tejido vegetal; h) Capa Parda. Concreciones de hierro; i) Capa Negra. Estructura; j) Capa Negra. Tejido vegetal.



j)

5.1.2.3. Análisis físicos

5.1.2.3.1. Fracciones granulométricas

Este perfil muestra una predominancia de arenas en las capas superiores: roja y parda con valores que van del 60 % a los 59.66 % respectivamente. En cuanto a la fracción limo, se tiene el mayor porcentaje en la capa negra con un 48.38 %. Respecto a los valores de la arcilla, las capas roja, parda y negra mostraron porcentajes bajos: 1.60 %, 2.40 % y 4.27 %, respectivamente; sin embargo, dichos resultados pueden estar subestimados ya que pudo haber pérdida de muestra al realizarse los pre-tratamientos necesarios para destruir los agregados, debido a la fuerte compactación de la muestra (Fig 28).

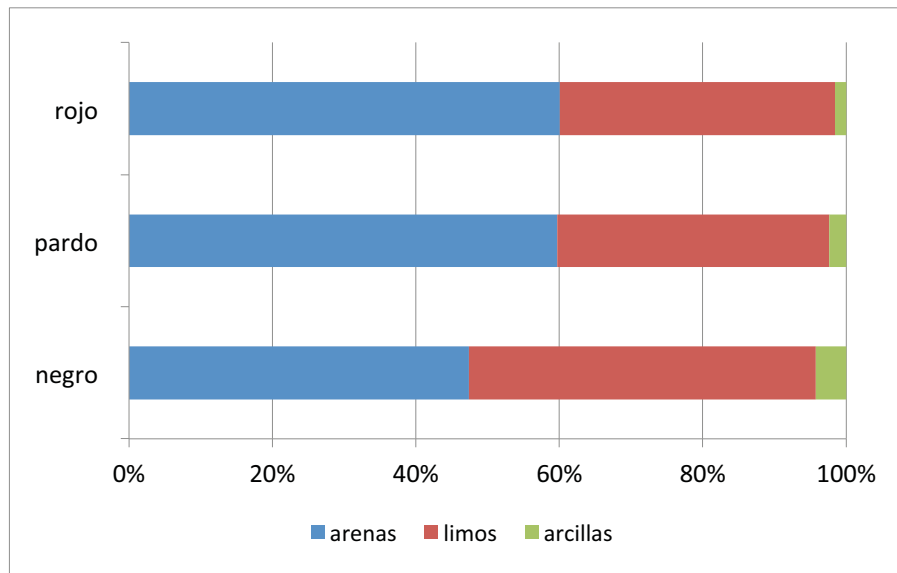


Fig. 28. Granulometría. Co. túnel 5

5.1.2.3.2. Susceptibilidad magnética

Las valores de X_{lf} se encuentran en un rango que va de los 0.15 a los $0.21 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. El valor más alto se halló en la capa roja con $0.21 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. Mientras que el valor más bajo se registró en la capa parda con $0.15 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. En cuanto a las mediciones de $X_{fd}\%$, observamos un patrón más heterogéneo en las capas roja y parda, ya que sus valores fueron de 7.7% y 7.3% respectivamente, lo que indica un alto valor de partículas SP; mientras que, en la capa negra se registró un valor de 3.9% , lo que mostró una disminución en el valor de partículas SP (Fig. 29).

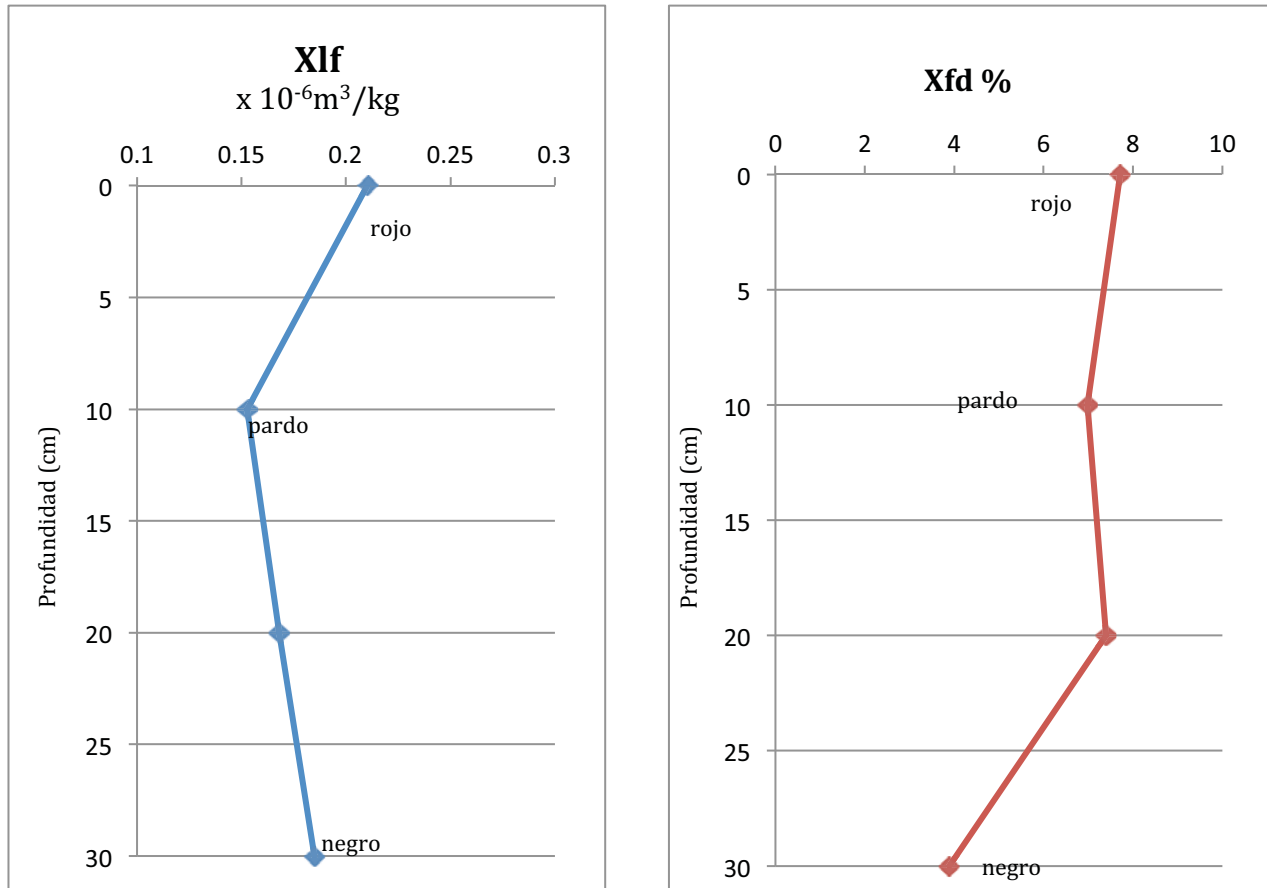


Fig. 29. Susceptibilidad magnética ($m^3/kg \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%. Co. túnel 5.

5.1.2.4. Análisis químicos

5.1.2.4.1. Carbono orgánico total COT

Únicamente se obtuvo el valor de la capa negra, registrándose 0.64 %.

5.1.2.4.2. Isótopos estables de Carbono

Se analizó la composición isotópica en la capa negra en donde el valor de $\delta^{13}C$ fue de -19.77 ‰ (Tabla 3).

Perfil	capa	$\delta^{13}C_{VPDB}$ (‰)	mg pesar	% C total
Co T5	negro	-19.77	7.7	0.642

Tabla 3. Isótopos de Carbono. Co. túnel 5.

5.1.2.4.3. Extracción de Alo, Sio y Feo

En la parte superior, dentro de la capa roja, se obtuvieron valores muy similares para el Alo y Feo, siendo estos 0.69 y 0.72 mg/g respectivamente; mientras que el Sio registró un valor de 1.7 mg/g, correspondiendo a más de la mitad de los valores registrados para el Alo y Feo. Respecto a la capa parda, el valor más alto se obtuvo en la extracción de Alo y fue de 7.6 mg/g; mientras que el Sio extrajo 2 mg/g y el Feo 1.07 mg/g. Finalmente, la capa negra, obtuvo su valor más alto en la extracción del Alo con 3.1 mg/g; mientras que el Feo con 2.9 mg/g y el Sio 1.3 mg/g (Fig. 30).

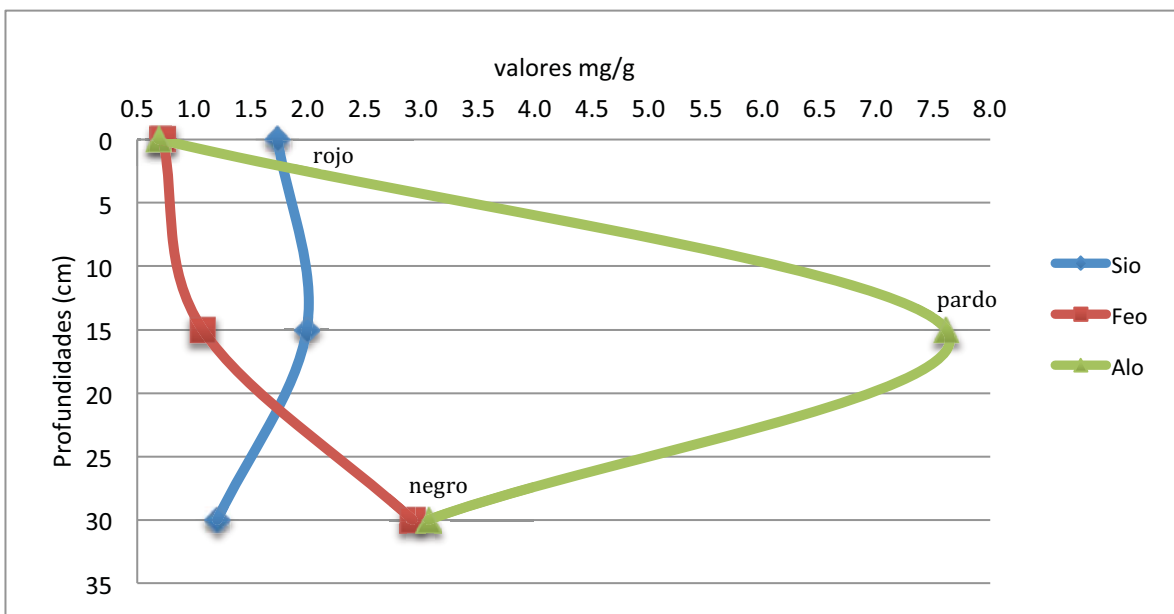


Fig. 30. Extracción de Sio, Alo y Feo. Co. túnel 5

5.1.2.4.4. Extracción de Fed

Dentro del perfil Co. túnel 5, el mayor contenido de Fe extractable se localizó en la capa roja con un valor de 3.68 mg/g; mientras que en la capa parda se obtuvo un valor de 3.25 mg/g. Finalmente, la capa negra registró un valor de 2.94 mg/g (Fig. 31).

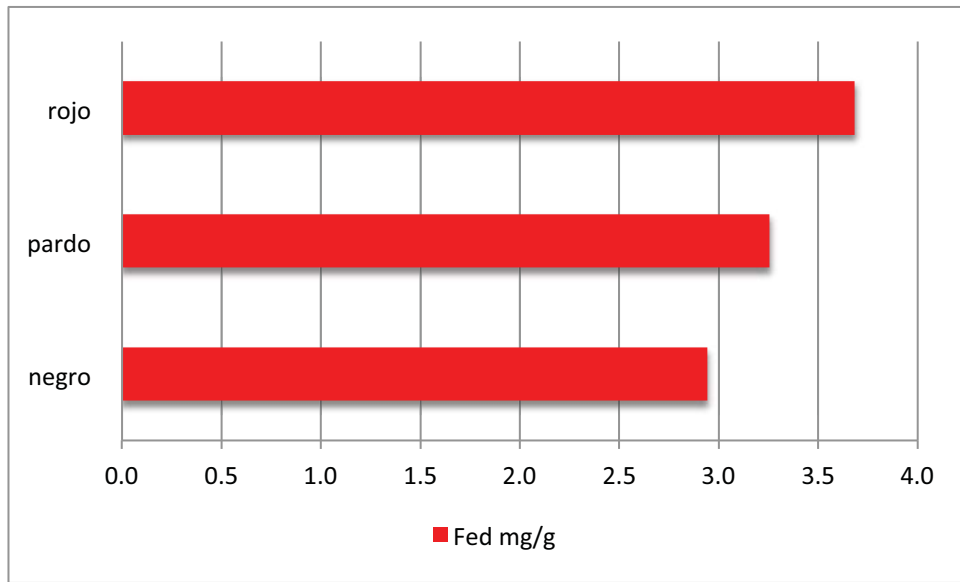


Fig. 31. Extracción Fed en Co. túnel 5

5.1.3. Co. túnel 6

Se caracteriza por mostrar una mínima influencia antrópica, y ser, de alguna manera, el perfil antagónico del túnel 2-3. Dicho perfil se conforma por tres paleosuelos, con los siguientes horizontes: Eb, AEb, Ab, 2AB, 3Bt, 3BC. Estos tres paleosuelos se encuentran cubiertos por una delgada capa de ceniza de aproximadamente 2cm de espesor.

El horizonte Eb muestra una estructura muy débil y es de textura limo arenosa. En cuanto al horizonte AEb, se caracteriza por tener una mejor estructura y ser el más compacto de los tres horizontes que conforman a este primer paleosuelo. Finalmente, el horizonte Ab, muestra una textura limo - arenosa, con poca presencia de materiales antrópicos (tiestos prehispánicos).

El segundo paleosuelo se conforma únicamente por el horizonte 2AB, el cual se caracteriza por estar menos pigmentado que el horizonte superior, posee una estructura en bloques subangulares y presencia de krotovinas.

El paleosuelo más antiguo se compone por los horizontes 3Bt/ 3BC. El primero (3Bt), se caracterizó por tener una textura limosa y una estructura en bloques angulares. El horizonte 3BC mostró una textura y una estructura similar al horizonte 3Bt; sin embargo, se observó una importante presencia de carbonatos.

La descripción de campo se presenta en la Fig. 32.

5.1.3.1. Descripción morfológica en campo

LAVA		Horizonte	Espesor (cm)	Características/Observaciones
	ceniza	ceniza	0-2	Capa de ceniza de color oscuro, discontinua (cambia su espesor lateralmente), es arenosa y tiene un límite abrupto con el horizonte subyacente.
0 cm	Eb	Eb	2-18	Color en seco 2.5Y5/1 gris y en húmedo 2.5Y3/1 gris muy oscuro. Textura limo arenosa, friable, poco estructurado (o por lo menos, los agregados son débiles).
	AEb	AEb	18-30	Color en seco Gley 1 2.5 N negro y en húmedo 10YR2/1 negro. Muestra mayor compactación con respecto al horizonte anterior. De textura limo arenosa y muestra una estructura prismática que rompe a bloques angulares.
	Ab	Ab	30-45	Color en seco 10YR2/1 negro y en húmedo 10YR2/1 negro. Textura limo - arenosa, con estructura en bloques angulares duros. Se observa presencia de material cerámico. Se presenta una menor compactación con respecto al horizonte superior.
50 cm	2AB	2AB	45-90	Color en seco 10YR5/2 pardo grisáceo y en húmedo 10YR2/2 pardo muy oscuro. De textura limosa y estructura en bloques subangulares. Es compacto, sin embargo llama la atención la presencia de krotovinas (madrigueras de roedores) rellenos con MO.
	3Bt	3Bt	90-130	Color en seco 10YR6/2 gris parduzco claro y en húmedo 10YR3/2 pardo grisáceo muy oscuro. Mostró una moderada compactación, presenta una textura limosa. Se tiene una serie de líneas negras a causa de la iluviación (bioturbación intensa). Se desprende en bloques angulares.
100 cm	3BC	3BC	130-160	Color en seco 10Y7/2 gris pálido y en húmedo 10YR4/2 pardo grisáceo oscuro. De textura limosa, con una estructura en bloques angulares de tamaño mediano extremadamente compacta. Es notoria la presencia de carbonatos, los cuales se encuentran tanto en las caras verticales y horizontales de los agregados.
150 cm	3BC	3BC		

Fig. 32. Perfil Copilco túnel 6

5.1.3.2. Propiedades micromorfológicas

La micromorfología de los tres paleosuelos que conforman el perfil Co. túnel 6 se define de la siguiente forma:

1. El paleosuelo integrado por el horizonte Eb se refiere a un suelo de estructura granular, poroso (Fig. 33a), con poco intemperismo, en donde predominan las plagioclasas y ferromagnesianos. Se muestra enriquecido con humus. El horizonte AEb, se caracteriza por ser un suelo bien estructurado, con mucha presencia de material fino. Muestra una estructura en bloques subangular, poroso, con presencia de grietas, carbón, tejidos orgánicos, y vidrio volcánico. El horizonte Ab tiene una estructura granular, esponjosa y porosa; presencia de restos vegetales (Fig. 33b), con una importante presencia de vidrio volcánico (Fig. 33c), plagioclasas y ferromagnesianos.
2. El segundo paleosuelo se conforma por el horizonte 2AB, el cual se destaca por la presencia de materiales intemperizados como la pómez (Fig. 33e y f), también se observa una importante presencia de arcilla iluviada (Fig. 33d).
3. En el horizonte 3Bt se tiene una importante presencia de gránulos cubiertos de cutanes de arcilla y carbonatos (Fig. 33h, i, j y k). Disminuye la densidad y tamaño del vidrio volcánico.

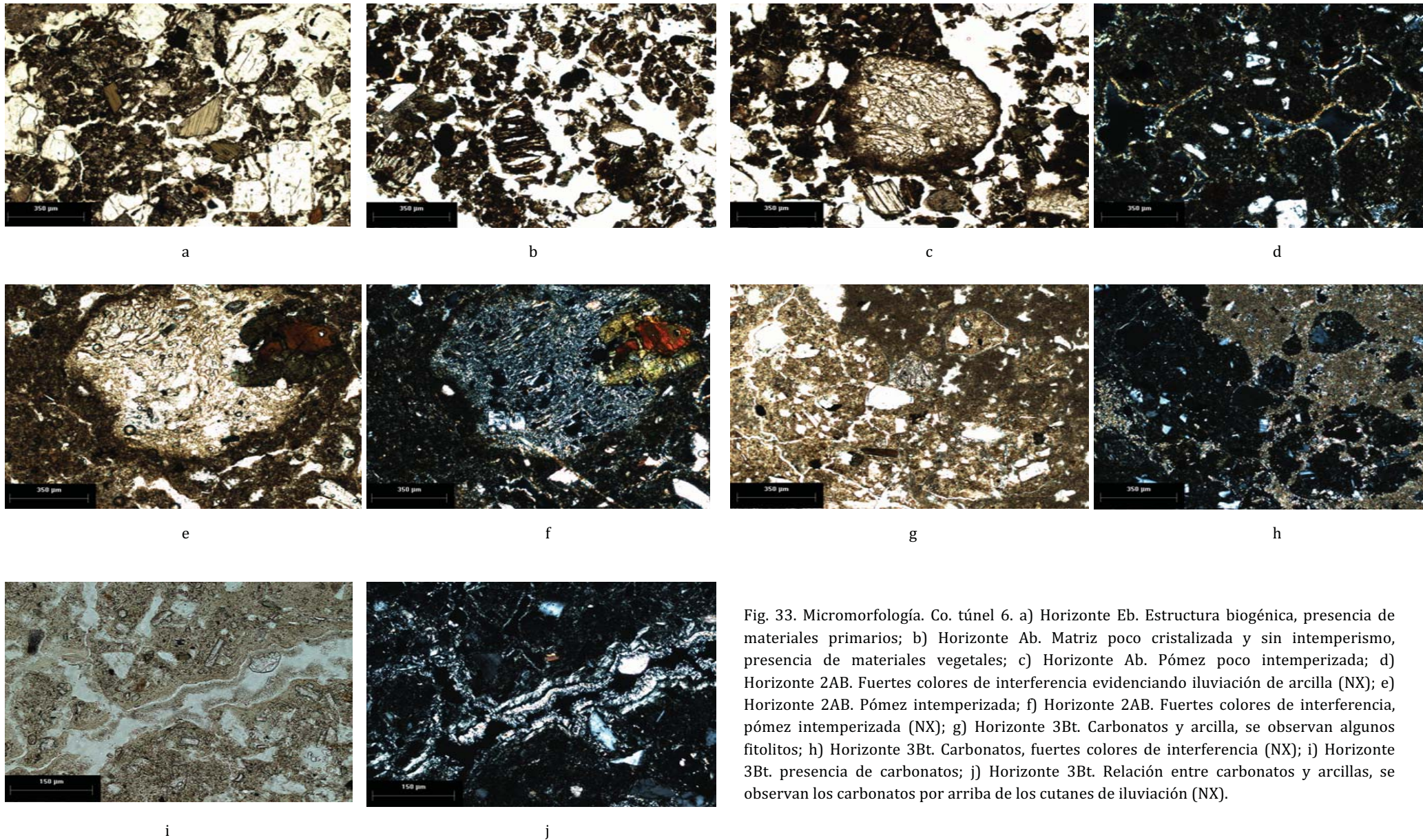


Fig. 33. Micromorfología. Co. túnel 6. a) Horizonte Eb. Estructura biogénica, presencia de materiales primarios; b) Horizonte Ab. Matriz poco cristalizada y sin intemperismo, presencia de materiales vegetales; c) Horizonte Ab. Pómez poco intemperizada; d) Horizonte 2AB. Fuertes colores de interferencia evidenciando iluviación de arcilla (NX); e) Horizonte 2AB. Pómez intemperizada; f) Horizonte 2AB. Fuertes colores de interferencia, pómez intemperizada (NX); g) Horizonte 3Bt. Carbonatos y arcilla, se observan algunos fitolitos; h) Horizonte 3Bt. Carbonatos, fuertes colores de interferencia (NX); i) Horizonte 3Bt. presencia de carbonatos; j) Horizonte 3Bt. Relación entre carbonatos y arcillas, se observan los carbonatos por arriba de los cutanes de iluviación (NX).

5.1.3.3. Análisis físicos

5.1.3.3.1. Fracciones granulométricas

El tamaño de partícula dentro de los tres primeros horizontes, Eb, AEb y Ab es similar, ya que predominaron las texturas arenosas con valores que van del 47.62 % a los 72.43 %; en los horizontes 2AB, 3Bt y 3BC la textura predominante fue la limosa con valores entre el 71.33 % y el 79.47 %. En cuanto a la arcilla, ésta tuvo su valor máximo dentro del horizonte Ab con un valor de 21.59 %, el resto de los horizontes mostró valores entre los 3.47 % y los 10.66 % (Fig. 34).

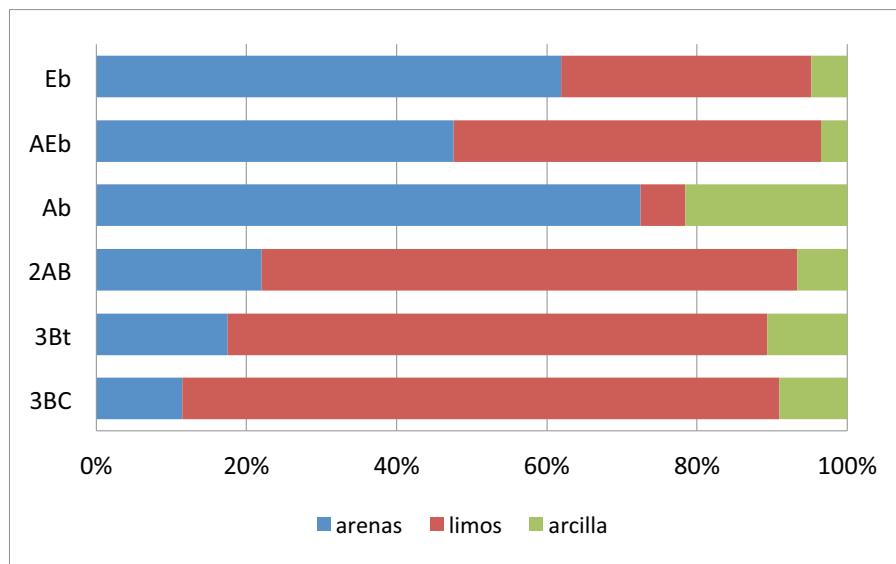


Fig. 34. Granulometría. Co. túnel 6

5.1.3.3.2. Susceptibilidad magnética

Las mediciones se encuentran en un rango que va de los 0.09 a los $0.22 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. El valor más alto se registró en el horizonte Ab con $0.22 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. Mientras que el valor más bajo se registró en la capa de ceniza con $0.02 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ y en el horizonte 2AB con $0.1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. En cuanto a las mediciones de Xfd%, tenemos que la ceniza obtuvo un valor de 3.4 % lo que nos revela una baja cantidad de partículas super paramagnéticas (SP); sin embargo, por debajo del valor de la ceniza, el horizonte AEb registró 0.9 %; mientras que los valores más altos se obtuvieron en los horizontes 2AB con 6.2 % y en el 3Bt con 5.4 % (Fig. 35).

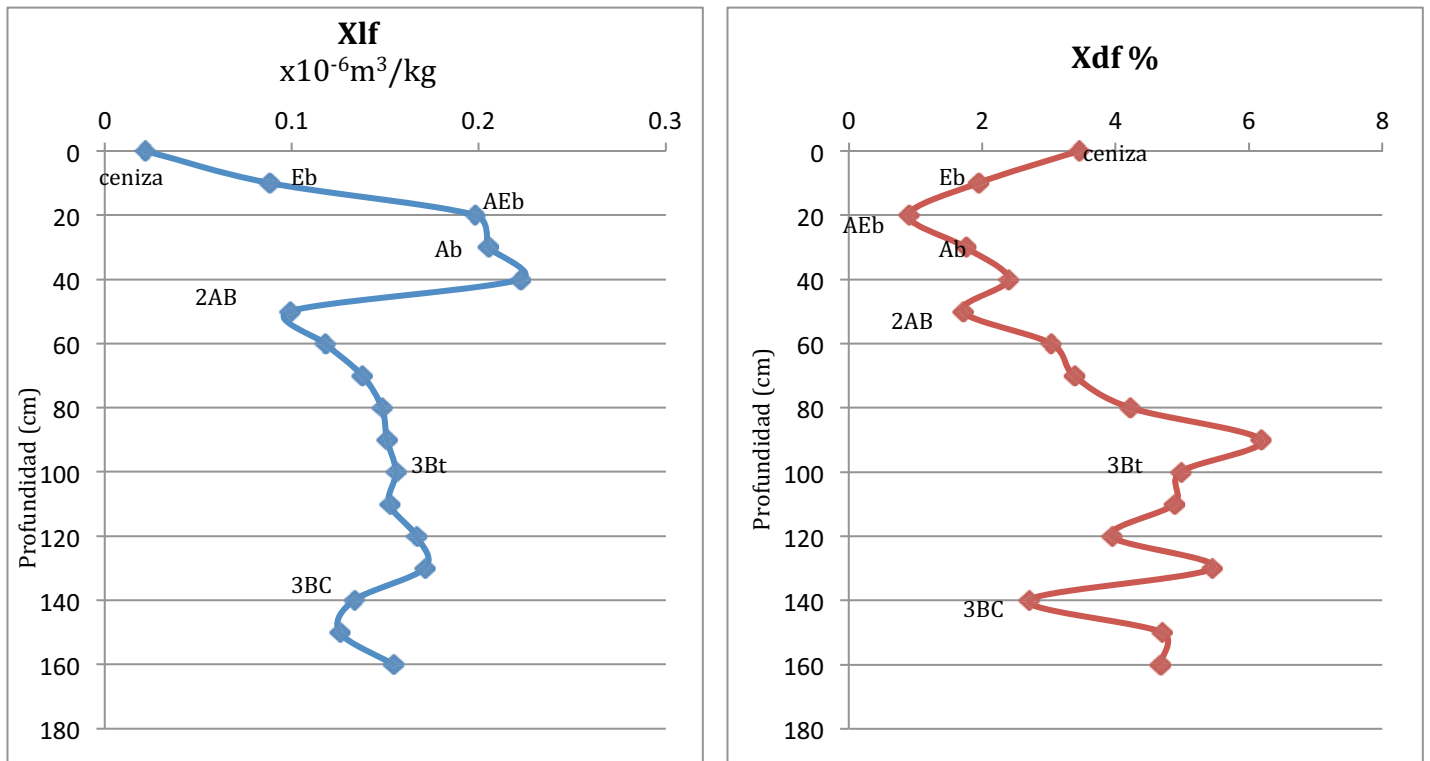


Fig. 35. Susceptibilidad magnética(m³/kg x 10⁻⁶) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xdf%. Co. túnel 6.

5.1.3.4. Análisis químicos

5.1.3.4.1. Carbono orgánico total COT

Los valores registrados de COT son muy bajos. El valor más alto de carbono orgánico se tuvo en el horizonte Ab con 0.43 %, mientras que el más bajo se registró en el horizonte 2AB, con un valor de 0.09 % (Fig. 36).

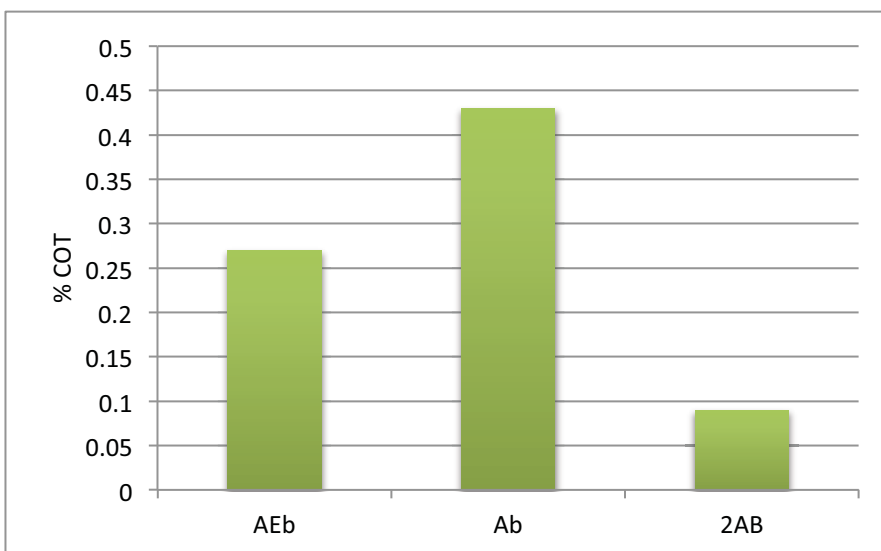


Fig. 36. Carbono orgánico (COT). Co. túnel 6

5.1.3.4.2. Isótopos estables de Carbono

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en los horizontes AEb, Ab y 2AB oscilaron entre -17.69 y -21.83 ‰, en donde el valor máximo correspondió al horizonte Ab con -17.69 ‰, mientras que el mínimo se registró en el horizonte 2AB con un valor de -21.83 ‰ (Tabla 4).

Perfil	horizonte	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	mg pesar	% C total
Co T6	AEb	-18.59	18.5	0.267
	Ab	-17.69	11.4	0.434
	2AB	-21.83	52.8	0.094

Tabla. 4. Isótopos de Carbono del Co. túnel 6

5.1.3.4.3. Extracción de Alo, Sio y Feo

El comportamiento del Alo, Sio y Feo fue muy similar a lo largo de todo el perfil. En la parte superior, excepto en el horizonte AEb, en donde se registraron los valores más altos: 2.33 mg/g para el Sio, 9.53 mg/g para el Alo y 6.31 mg/g para el Feo. A partir del horizonte Ab los valores disminuyen estableciéndose en un rango de 0.69 a 1.58 mg/g para el Sio, de 2.42 a 5.95 mg/g para el Alo y de 0.60 a 3.11 mg/g para el Feo. A partir del horizonte 2AB el Feo disminuyó drásticamente hasta tener un valor de 0.6 mg/g (Fig. 37).

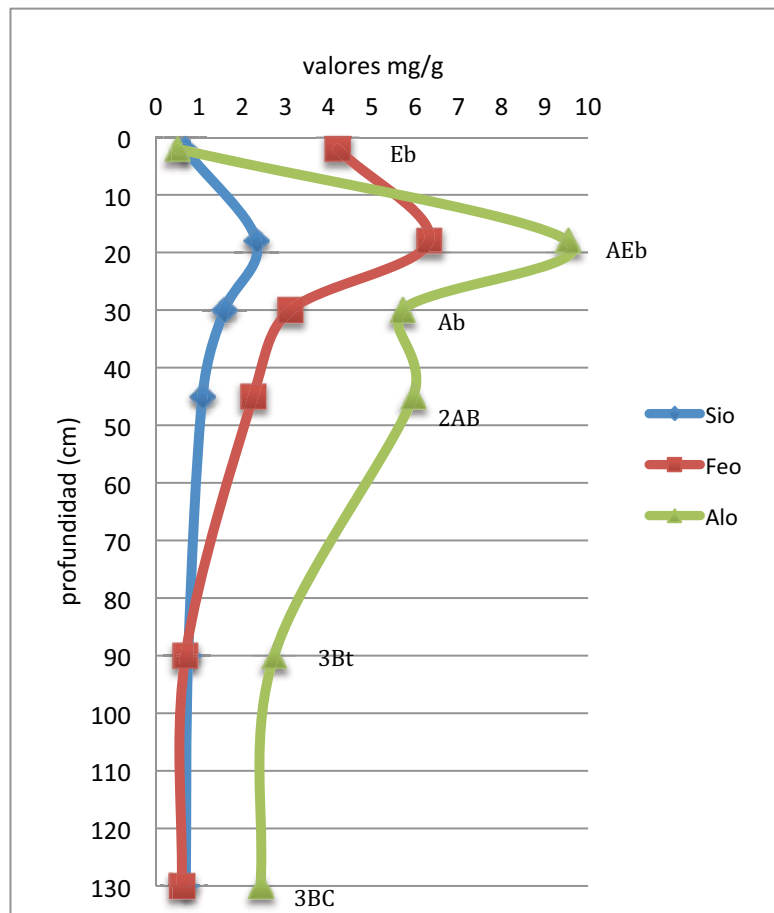


Fig. 37. Extracción de Sio, Alo y Feo. Co. túnel 6

5.1.3.4.4. Extracción de Fed

En los horizontes de Co. túnel 6, el contenido de Fe extractable fue mayor en el horizonte Eb con un valor de 1.16 mg/g; mientras que en los horizontes AEb, Ab y 2AB los valores fueron de 3.18, 3.21 y 3.24 mg/g respectivamente (Fig. 38).

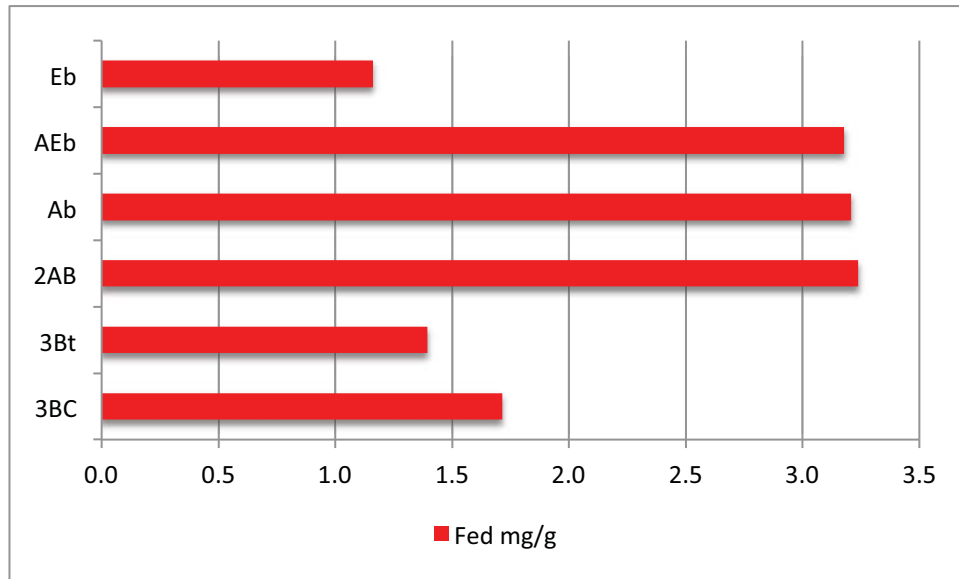


Fig. 38. Extracción de Fed. Co. túnel 6

5.2 – Perfil ENAH

Se conforma por los siguientes horizontes: Ab, 2AB, 3BA, 3Bt, 3BC, constituyendo tres paleosuelos, los cuales se encuentran cubiertos por una capa de ceniza de aproximadamente 10 cm de espesor. El primer paleosuelo conformado por el horizonte Ab, tiene una estructura en bloques subangulares y granulares.

El segundo paleosuelo sólo se conforma por el horizonte 2AB, el cual se caracteriza por estar menos pigmentado que el horizonte superior, tiene una estructura en bloques subangulares a granulares más desarrollada que el paleosuelo superior.

El último paleosuelo tiene los horizontes 3BA/3Bt/3BC. El primero (3BA) presenta una estructura en bloques subangulares, de textura arcillosa, presenta pequeños fragmentos de carbón y material cerámico. El horizonte 3Bt se caracteriza por tener una estructura en bloques subangulares en donde la compactación se hace más fuerte. Por último, se tiene el horizonte 3BC con una estructura en bloques subangulares, con presencia de pequeños fragmentos de roca.

La descripción de campo se presenta en la Fig. 39.

5.2.1. Descripción morfológica en campo

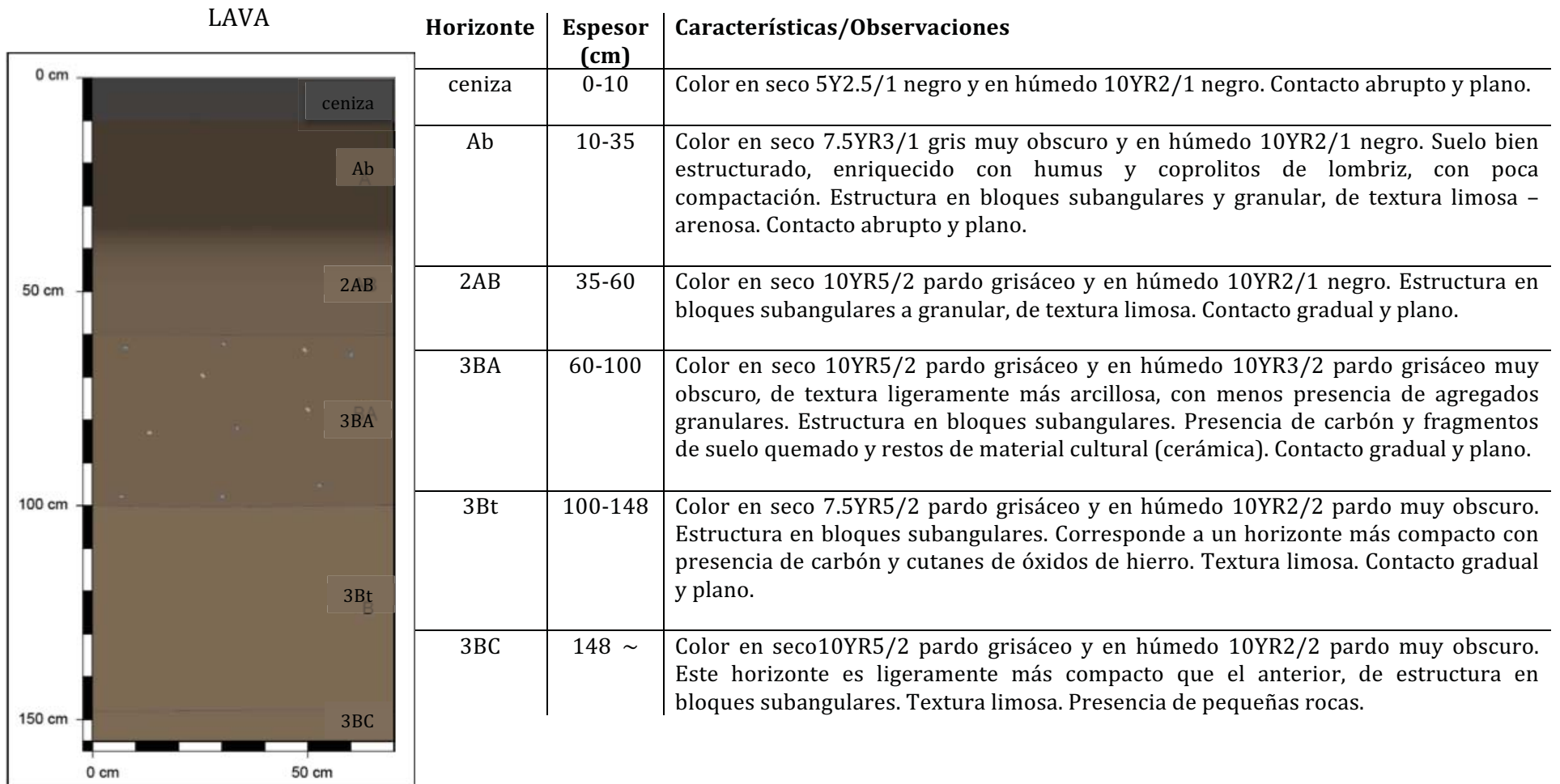


Fig. 39. Perfil ENAH (Straubinger, 2014)

5.2.2. *Propiedades micromorfológicas*

La micromorfología de los tres paleosuelos que conforman el perfil ENAH se define de la siguiente forma:

1. El horizonte Ab se refiere a un suelo bien estructurado, enriquecido con humus, carbón y partículas excretales producto de la actividad biológica (coprolitos). Destaca la presencia de restos de tejido vegetal fresco (Fig. 40a); la estructura biogénica es estable, su estructura es mayormente en bloques subangulares aunque también se comporta de forma granular (Fig. 40b). Importante presencia de material primario como el vidrio volcánico, poco intemperismo en los minerales primarios.
2. Dentro del segundo paleosuelo, el horizonte 2AB, el cual se caracteriza por estar menos pigmentado que el horizonte superior. Tiene una buena estructura, presencia de humus, carbón y restos de tejido vegetal, aunque en poca cantidad. Estructura de tipo granular, aunque también se observan algunos bloques subangulares. Disminución en la densidad de fragmentos grandes y medianos de vidrio volcánico, aumento en la densidad e intemperismo de los pequeños fragmentos minerales como el vidrio volcánico (Fig. 40c y d); acumulación de arcilla en la parte periférica de los granos (Fig. 40d). Presencia de fragmentos de hueso.
3. El paleosuelo más antiguo se compone por tres horizontes 3BA/ 3Bt/ 3BC, en donde el horizonte 3BA se destaca por la concentración de Fe, producto de la matriz intemperizada de la roca (Fig. 40e y f). La cantidad de fragmentos de roca, MO, y vidrio volcánico disminuye. Destaca el intemperismo en los materiales primarios. Estructura en bloques subangulares. En el horizonte 3Bt predominan los cutanes de arcilla, los cuales recubren los peds y se observan laminados en los poros (Fig. 40h). Disminuye la densidad y tamaño del vidrio volcánico. Estructura en bloques subangulares.

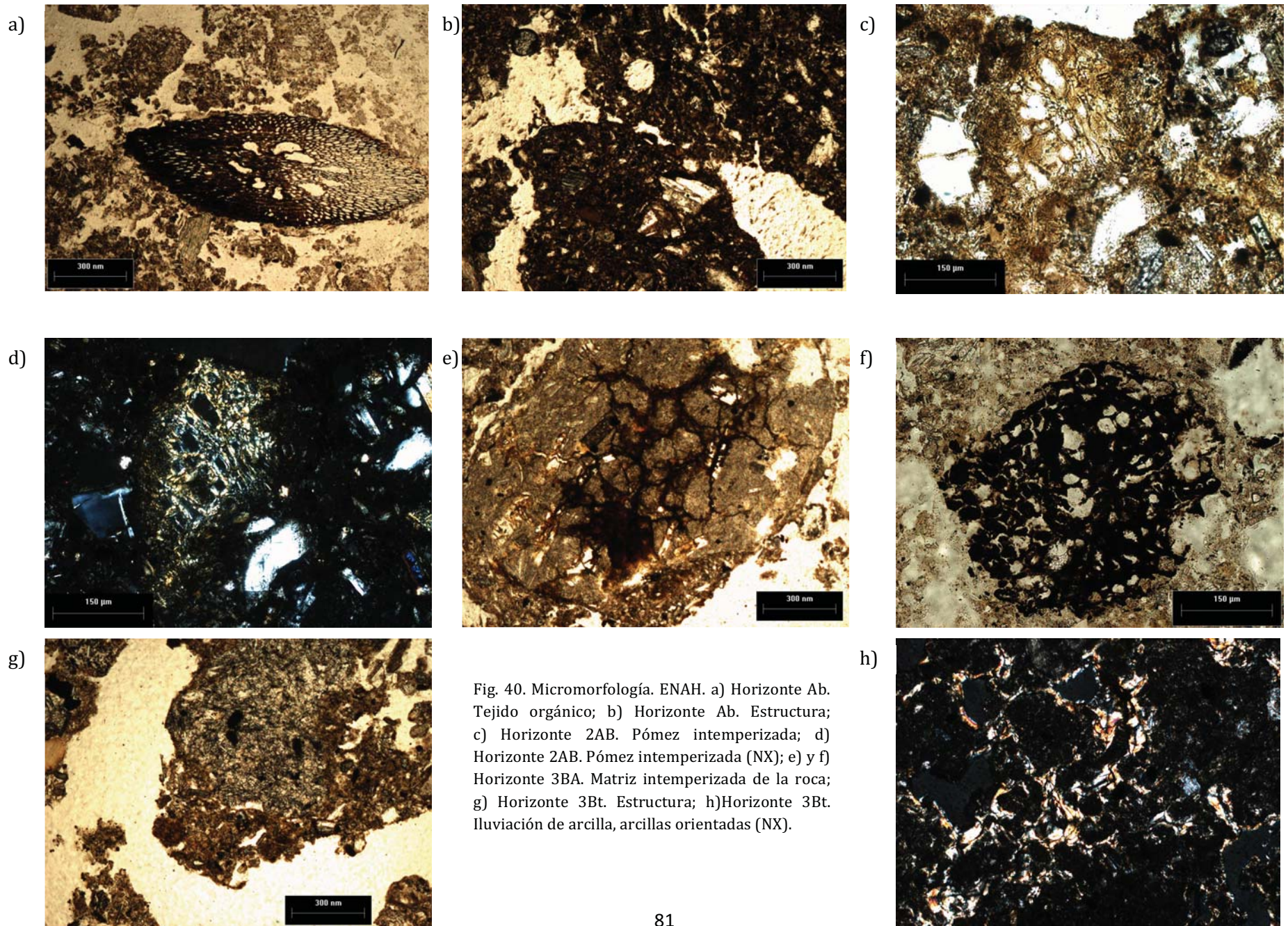


Fig. 40. Micromorfología. ENAH. a) Horizonte Ab. Tejido orgánico; b) Horizonte Ab. Estructura; c) Horizonte 2AB. Pómez intemperizada; d) Horizonte 2AB. Pómez intemperizada (NX); e) y f) Horizonte 3BA. Matriz intemperizada de la roca; g) Horizonte 3Bt. Estructura; h) Horizonte 3Bt. Iluviación de arcilla, arcillas orientadas (NX).

5.2.3. Análisis físicos

5.2.3.1. Fracciones granulométricas

El tamaño de las partículas dentro de los horizontes de este perfil se comportó de manera semejante, predominando las texturas arenosas con valores que van del 34.24 % a los 47.26 % y limosas con valores entre el 38.34 % y el 57.50 %. En cuanto a la arcilla mostró valores entre los 8.26 % y 22.40 %, registrándose el valor más alto en el horizonte 3BA (Fig. 41).

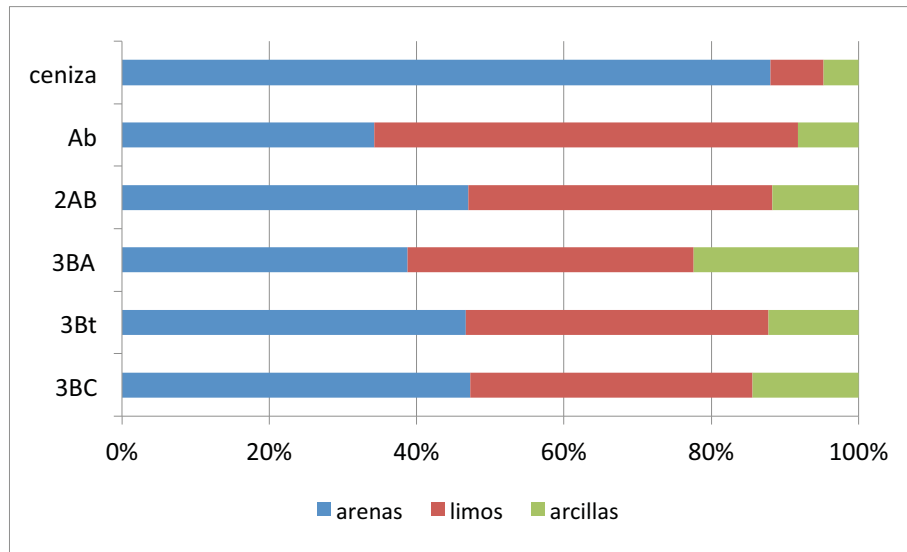


Fig. 41. Granulometría. ENAH

5.2.3.2. Susceptibilidad magnética

Las mediciones se encuentran en un rango que va de los 0.09 a los 0.25×10^{-6} m^3/kg . Los valores más altos se hallaron en los horizontes Ab y 2AB con 0.22 y 0.25×10^{-6} m^3/kg respectivamente. Mientras que el valor más bajo se registró en la capa de ceniza con 0.09×10^{-6} m^3/kg . En cuanto a las mediciones de Xfd%, tenemos que el valor más alto se registró en la ceniza, con un valor de 6.15 %; como siguiente valor más alto está el horizonte 3BA con 5.93 %; mientras que el valor más bajo se registró en el horizonte 3BC con 3.17 % (Fig. 42).

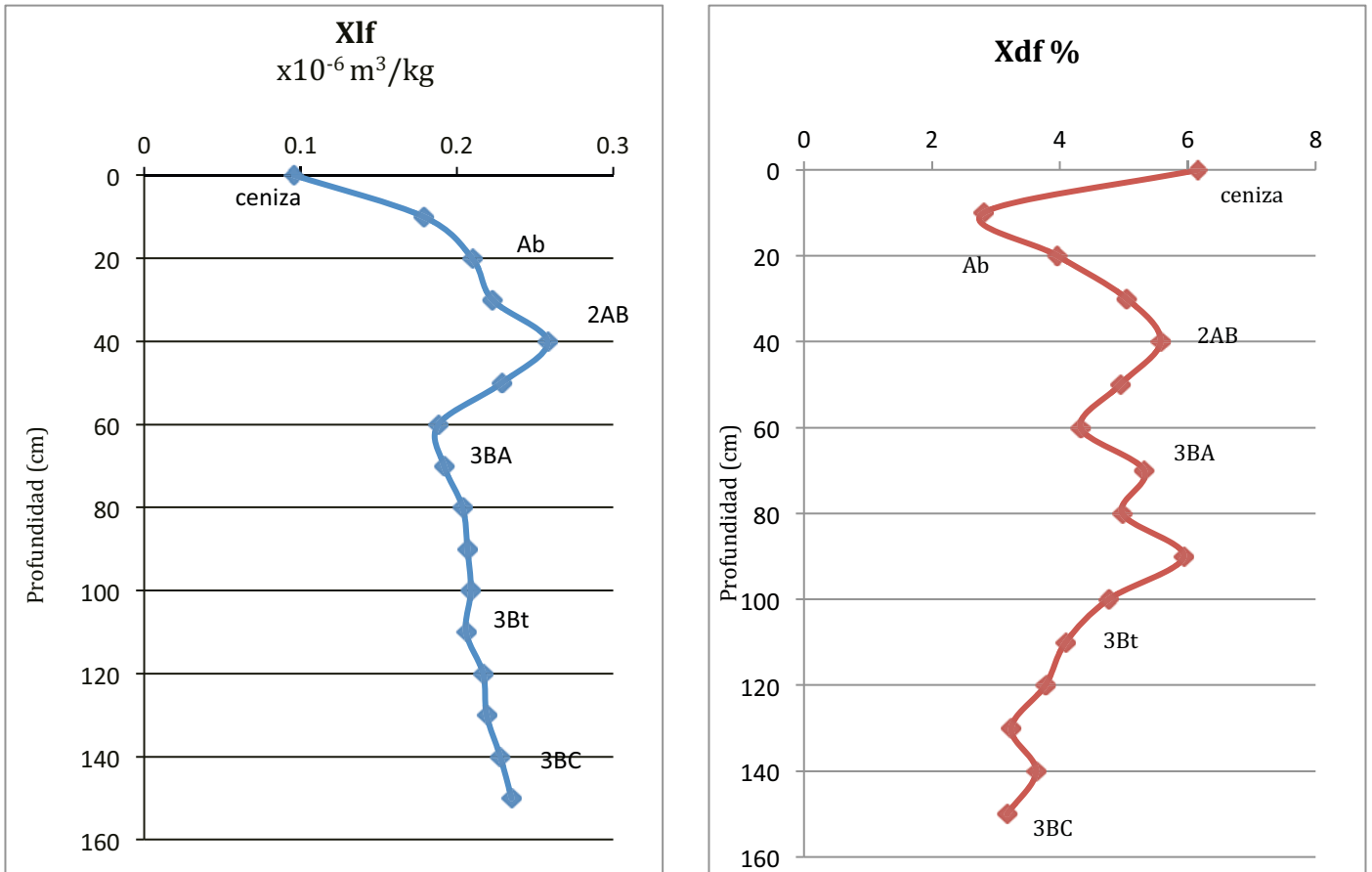


Fig. 42. Susceptibilidad magnética ($\text{m}^3/\text{kg} \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad $X_{df}\%$. ENAH

5.2.4. Análisis químicos

5.2.4.1. Carbono orgánico total COT

El valor más alto de COT se registró en el horizonte Ab con un valor de 1.71 %. Mientras que los valores más bajos se obtuvieron en los horizontes 3BA y 2AB siendo sus valores de 0.74 % y 0.62 % respectivamente (Fig. 43).

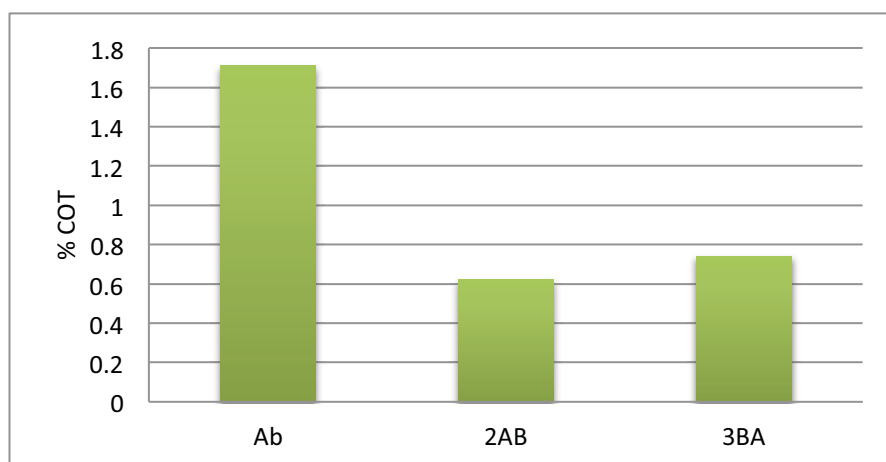


Fig. 43. Carbono orgánico total (COT). ENAH

5.2.4.2. Isótopos estables de Carbono

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaron entre -19.88 y -21.51 ‰, en donde el valor máximo correspondió al horizonte 2AB con -19.88 ‰, mientras que el mínimo se registró en el horizonte 3BA con un valor de -21.51 ‰ (Tabla 5).

Perfil	horizonte	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	mg pesar	% C total
ENAH	Ab	-20.62	2.9	1.710
	2AB	-19.88	8.0	0.620
	3BA	-21.51	6.7	0.735

Tabla. 5. Isótopos de Carbono del perfil ENAH

5.2.4.3. Extracción de Alo, Sio y Feo

El comportamiento del Alo, Sio y Feo fue muy similar a lo largo de todo el perfil. En la parte superior, dentro del horizonte Ab, se registraron los valores más altos: 3.18 mg/g para el Sio, 7.68 mg/g para el Alo y 5.80 mg/g para el Feo. A partir del horizonte 2AB los valores disminuyen estableciéndose en un rango de 0.6 y 0.7 mg/g para el Sio, de 2 a 2.2 mg/g para el Alo y de 2.1 mg/g para el Feo. A partir del horizonte 3Bt el Feo disminuyó drásticamente llegando a tener valores de 0.11 mg/g (Fig. 44).

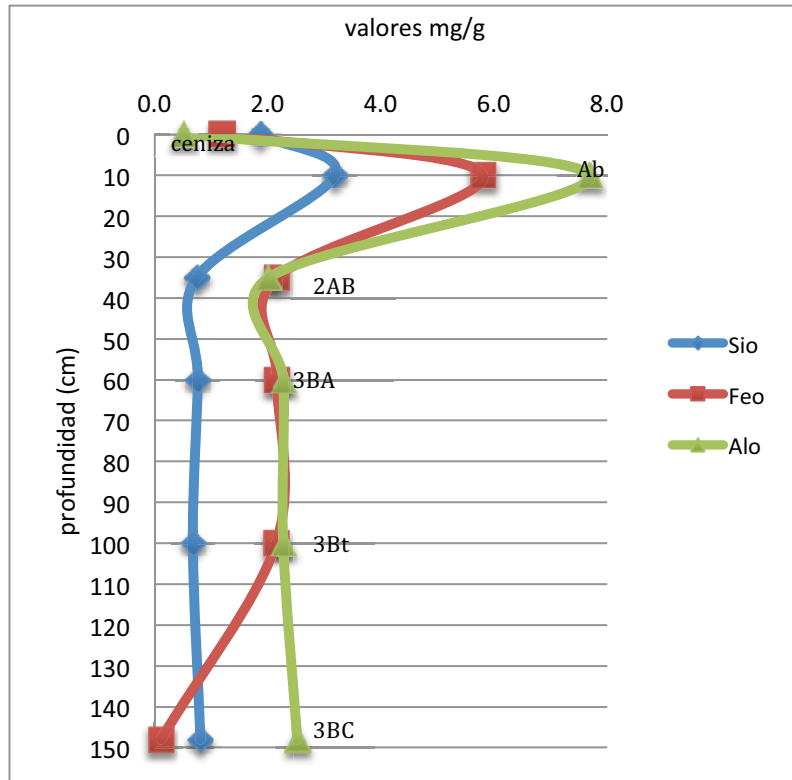


Fig. 44. Extracción de Al, Si y Feo. ENAH

5.2.4.4. Extracción de Fed

En los horizontes de la ENAH, el contenido de Fe extractable es mayor en los horizontes Ab y 3BC con valores 5.68 y 7.16 mg/g respectivamente; mientras que en los horizontes intermedios 2AB, 3BA y 3Bt los valores van de los 3.56 a los 4.91 mg/g (Fig. 45).

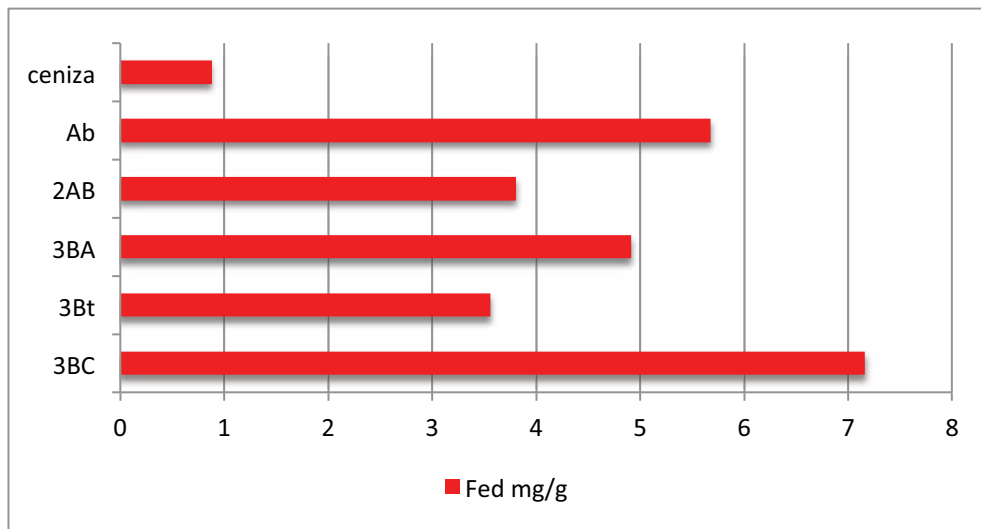


Fig. 45. Extracción de Fed. ENAH

5.3 - Perfil Avón

Se conforma por los siguientes horizontes: Ab, 2Ah, 2AB, 2BC, 3Bt, 3C, que integran tres paleosuelos cubiertos por una capa de ceniza de aproximadamente 15 cm de espesor. Respecto al primer paleosuelo, únicamente se compone por el horizonte Ab el cual muestra una estructura en bloques angulares.

El segundo paleosuelo se conforma por los horizontes 2Ah/ 2AB/ 2BA, en donde el 2Ah se muestra menos pigmentado que el horizonte superior, con una estructura en bloques angulares, de textura arenosa. Respecto al horizonte 2AB presenta una estructura en bloques subangulares; sin embargo la textura es la misma. En el 2BA, la estructura es en bloques angulares y la textura se vuelve limosa.

Al último paleosuelo lo forman los horizontes 3Bt/3C. El primero (3Bt) presenta una estructura en bloques angulares a subangulares, de textura arcillosa; mientras que el último horizonte se compone de bloques angulares, con presencia de carbonatos laminados.

La descripción de campo se presenta en la Fig. 46.

5.3.1. Descripción morfológica en campo

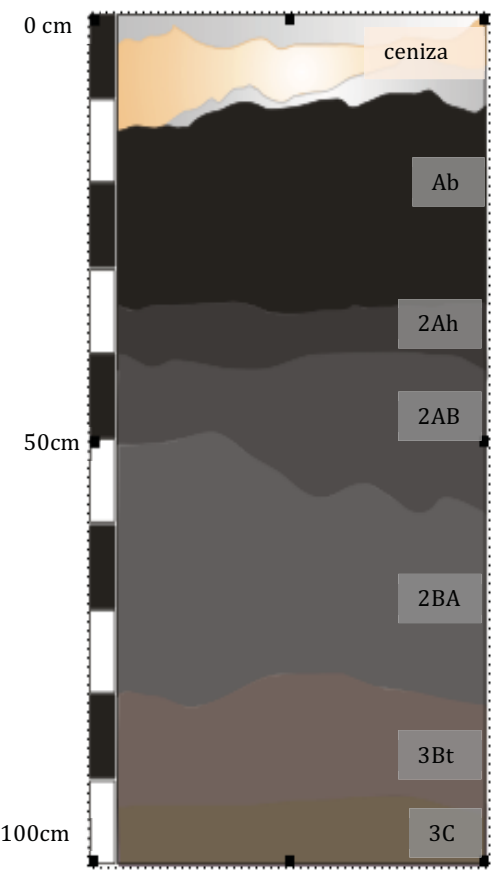
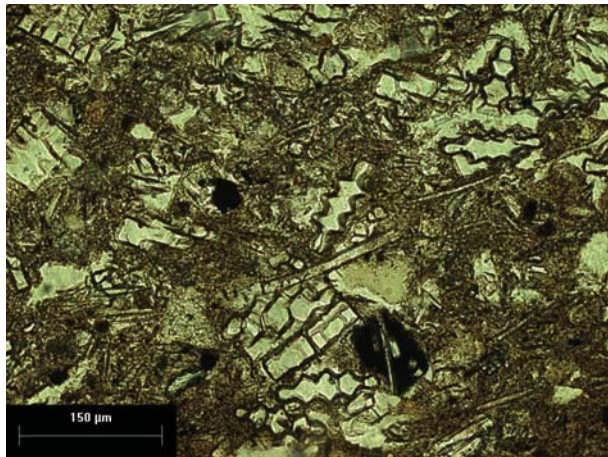
LAVA		Horizonte	Espesor (cm)	Características/Observaciones
0 cm		ceniza	0-15	Presenta varias coloraciones. La primera es muy delgada, 2 cm, y de color gris. Posteriormente le sigue una capa de mayor espesor, 13cm, de color ocre.
		Ab	15-34	Color en seco negro y en húmedo negro. Suelo con estructura en bloques angulares, de textura arenosa, muy compacta. Sin presencia de raíces. Contacto abrupto y plano.
		2Ah	34-40	Color en seco 2.5Y3/1 gris muy oscuro y en húmedo 10YR2/1 negro. Estructura en bloques angulares medianos a pequeños, que rompen a granular, de textura arenosa fina, friable, aunque hay presencia de bloques compactos, presencia de algunas gravas redondeadas. Contacto gradual y plano.
50cm		2AB	40-50	Color en seco 10YR4/1 gris oscuro y en húmedo 10YR2/1 negro. De textura arenosa fina a limosa. Estructura en bloques subangulares medianos y finos. Friable. Contacto gradual y plano.
		2BA	50-79	Color en seco 10YR6/2 gris parduzco claro y en húmedo 10YR3/1 gris muy oscuro. De estructura en bloques angulares y textura limosa. Friable. Presencia de algunas gravas pequeñas. Contacto gradual y plano.
		3Bt	79-93	Color en seco 10YR7/2 gris pálido y en húmedo 10YR4/2 pardo grisáceo oscuro. Estructura en bloques angulares a subangulares, columnar (columnas pequeñas), de textura arcillosa, muy compacta, agregados muy duros y firmes. Contacto claro.
100cm		3C	93~	Color en seco 10YR7/2 gris pálido y en húmedo 10YR4/2 pardo grisáceo oscuro. Estructura en bloques angulares, presencia de carbonatos laminados y manganesos, muy compacto. Textura arenosa.

Fig. 46. Perfil Avón

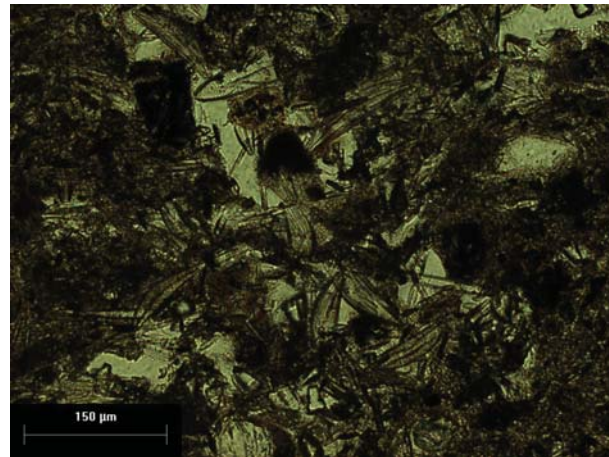
5.3.2. *Propiedades micromorfológicas*

La micromorfología de los tres paleosuelos que conforman el perfil Avón se define de la siguiente forma:

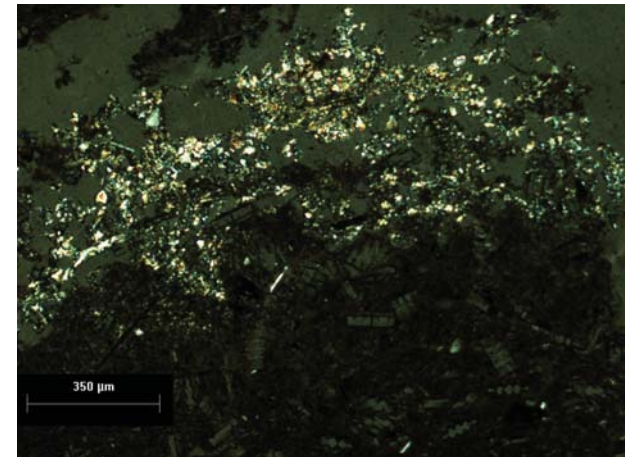
1. El horizonte Ab se caracteriza por mostrar en la parte superior, una estructura granular con una baja densidad y mucho espacio poroso; a mayor profundidad, la estructura se muestra en bloques subangulares. Los minerales primarios tienen un incipiente grado de meteorización, y algunos están “frescos” como el vidrio volcánico. Se registra materia orgánica incorporada a la matriz. Se tienen minerales fracturados, entre las fisuras se observan materiales meteorizados.
2. El horizonte 2BA se caracterizó por tener una estructura granular, con presencia de minerales primarios redondeados, los cuales muestran un aumento en su grado de intemperismo, como es el caso de la pómez. Presencia de pequeños nódulos de Fe. A mayor profundidad, se observa un sedimento en capas laminares bien clasificado y alineado de forma horizontal con capas formadas principalmente por fitolitos (Fig. 47a) y diatomeas (Fig. 47b); en el caso de las diatomeas, observamos que se encuentran en muy buen estado de conservación, ya que no están fracturadas. Se encuentran carbonatos secundarios en canales de migración, cuyos cristales tienen una alta birrefringencia (Fig. 47c).
3. El horizonte 3Bt tiene una estructura subangular; predominan los cutanes de arcilla que recubren los peds y están laminados en los poros (Fig. 47d). Al interior de los minerales fracturados se tiene material intemperizado. La coloración de la matriz es rojiza, con moteados de material de hierro tanto goethita como hematita. Aumenta el intemperismo de los minerales y fragmentos de roca. Disminuye la densidad y tamaño del vidrio volcánico. El horizonte 3C muestra una estructura subangular y con mayor compactación, iluviación de arcilla orientada la cual va rellenando poros y canales (Fig. 47e y f). Matriz de coloración rojiza con presencia de nódulos de Fe.



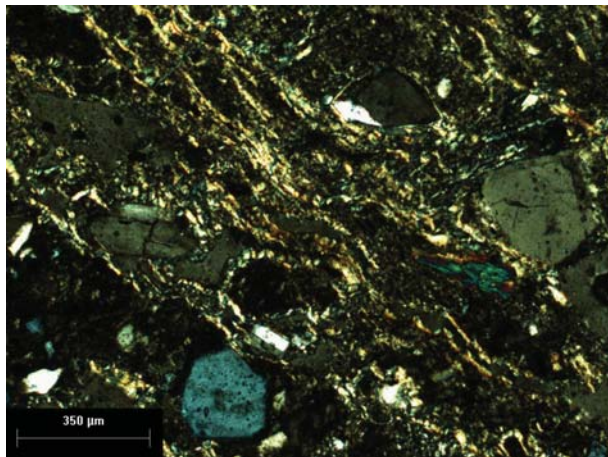
a)



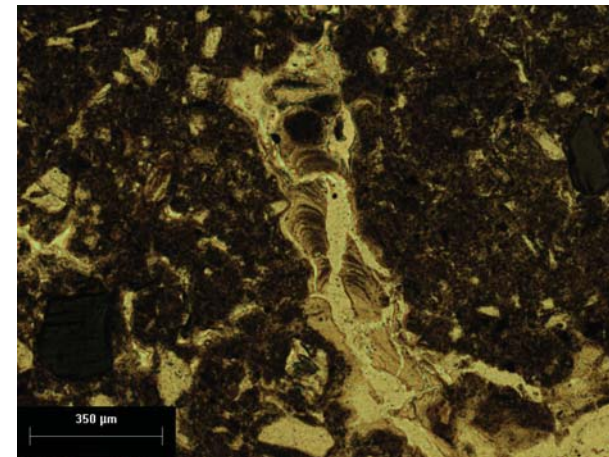
b)



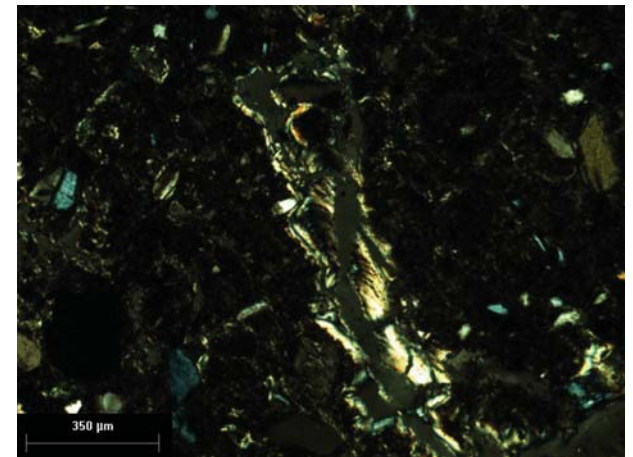
c)



d)



e)



f)

Fig. 47. Micromorfología. Avón a)Horizonte 2BA. Fitolitos, b) Horizonte 2BA. Diatomeas, c)Horizonte 2BA. Calcita secundaria, micrita (NX), d) Horizonte 3Bt. Iluviación de arcilla (NX), e) Horizonte 3C. Iluviación de arcilla, f) Horizonte 3C. Iluviación de arcilla (NX).

5.3.3. Análisis físicos

5.3.3.1. Fracciones granulométricas

Dentro de los primeros cuatro horizontes predominaron las texturas arenosas con valores que van del 52.99 % a los 79.11 %; le siguieron las fracciones limosas con valores entre el 16.36 % y el 39.27 %; y finalmente las arcillosas con valores entre los 4.53 % y 9.32 %. Los horizontes 3Bt y 3C mostraron un incremento en las texturas limosas con valores entre el 38 % y 63.29 %, también se observó un aumento en el porcentaje de la arcilla con valores del 14.93 % al 23.46 % (Fig. 48).

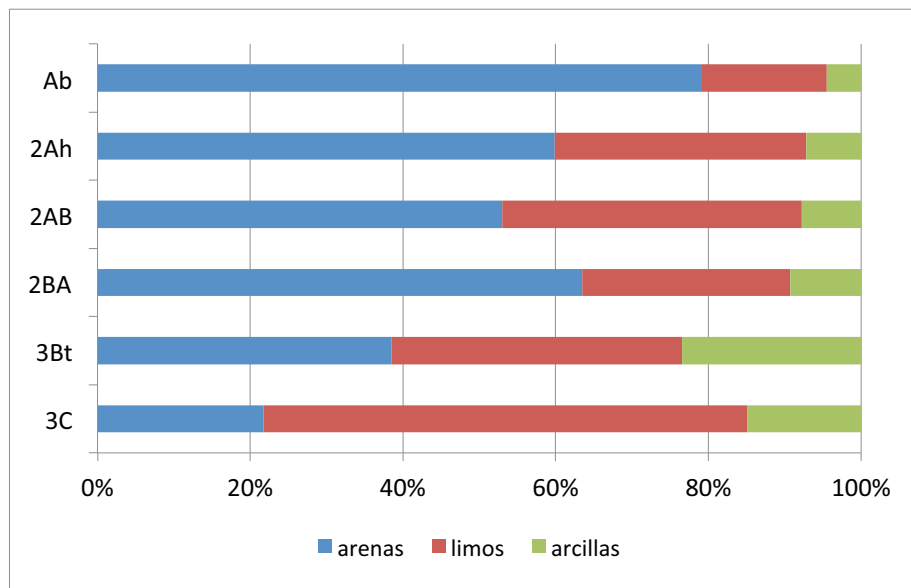


Fig. 48. Granulometría. Avón

5.3.3.2. Susceptibilidad magnética

Las mediciones se encuentran en un rango que va de los 0.16 a los $0.25 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. El valor más alto se halló en el horizonte 2BA con $0.25 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. Mientras que el valor más bajo se registró en el horizonte 3C con $0.16 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, valor por debajo de la ceniza, quien registró $0.18 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. En cuanto a las mediciones de Xfd%, tenemos que el valor más bajo se registró en la ceniza, con un valor de 1.3 %; el valor más bajo se tuvo en el horizonte Ab con 2.6 %; mientras que el más alto fue el horizonte 2BA con un valor de 5.3 % (Fig. 49).

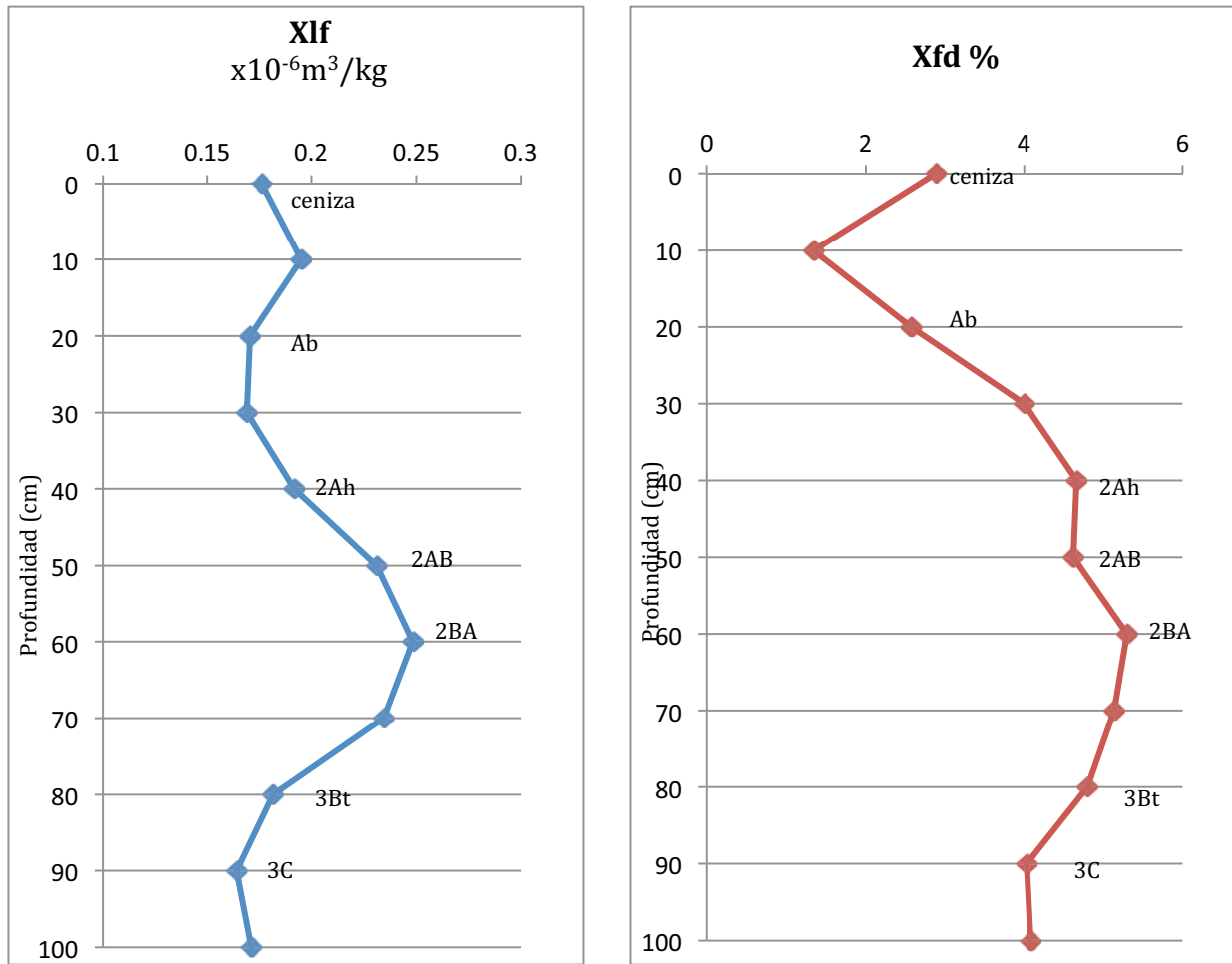


Fig. 49. Susceptibilidad magnética ($\text{m}^3/\text{kg} \times 10^{-6}$) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%. Avón

5.3.4. Análisis químicos

5.3.4.1. Carbono orgánico total COT

Los valores registrados de COT son significativamente bajos. El mayor se registró en el horizonte Ab con un 0.61 %. Mientras que el menor se obtuvo en el horizonte 2BA con 0.16 %. Los horizontes 2Ah y 2AB registraron valores muy semejantes, siendo de 0.58 % y 0.50 %, respectivamente (Fig. 50).

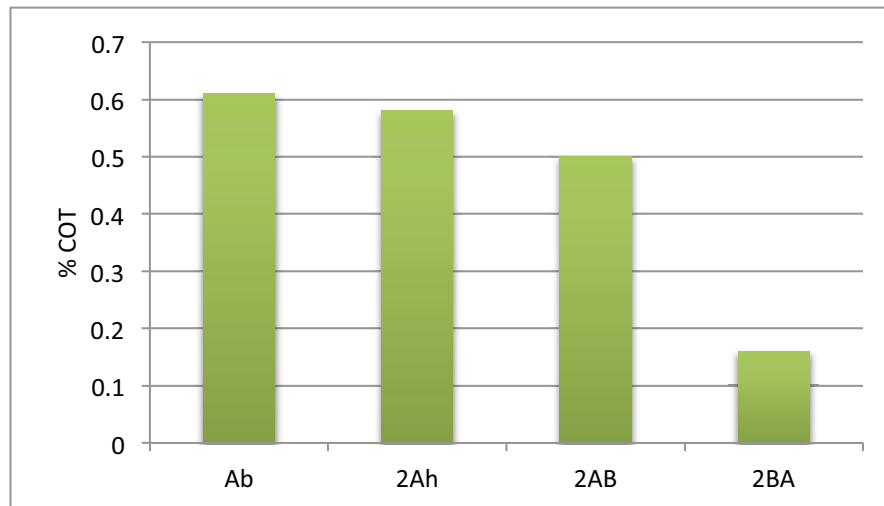


Fig. 50. Carbono orgánico total (COT). Avón

5.3.4.2. Isótopos estables de Carbono

Se analizó la composición isotópica de las muestras con mayor contenido de COT, las cuales correspondieron a los horizontes Ab, 2Ah, 2AB y 2BA. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaron entre -15.22 y -19 ‰, en donde el valor máximo correspondió al horizonte 2AB con -15.22 ‰, mientras que el mínimo se registró en el horizonte 2BA con un valor de -19 ‰ (Tabla 6).

Perfil	horizonte	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	mg pesar	% C total
Av	Ab	-15.83	8.1	0.610
	2Ah	-15.77	8.5	0.582
	2AB	-15.22	10.0	0.496
	2BA	-19.00	31.7	0.156

Tabla. 6. Resultados de los isótopos de Carbono del perfil Avón

5.3.4.3. Extracción de Alo, Sio y Feo

Los resultados del Alo, Sio y Feo se comportaron de forma diferente con respecto a los registrados en los perfiles anteriores; ya que a mayor profundidad fueron perdiendo su homogeneidad. Dentro del horizonte Ab se registró el valor más alto para el Alo con 7.79 mg/g. A partir del horizonte 2Ah, y hasta el 2BA, los valores se comportaron de forma homogénea, sin mostrar importantes variaciones, manteniendo un rango de 0.65 a 0.90 mg/g para el Sio; de 1.73 a 2.61 mg/g para el Alo y 0.66 a 1.05 mg/g para el Feo. Sin embargo, a partir de los horizontes, 3Bt y 3C, se registraron variaciones para cada una de

las lecturas. El valor de Sio aumentó en el horizonte 3Bt, con un registro de 4.8 mg/g; mientras que las lecturas para el Alo y Feo disminuyeron. En el horizonte 3C el Alo y Feo aumentaron drásticamente con lecturas de 4.1 y 3.1 mg/g respectivamente; mientras que el Sio disminuyó considerablemente (Fig. 51).

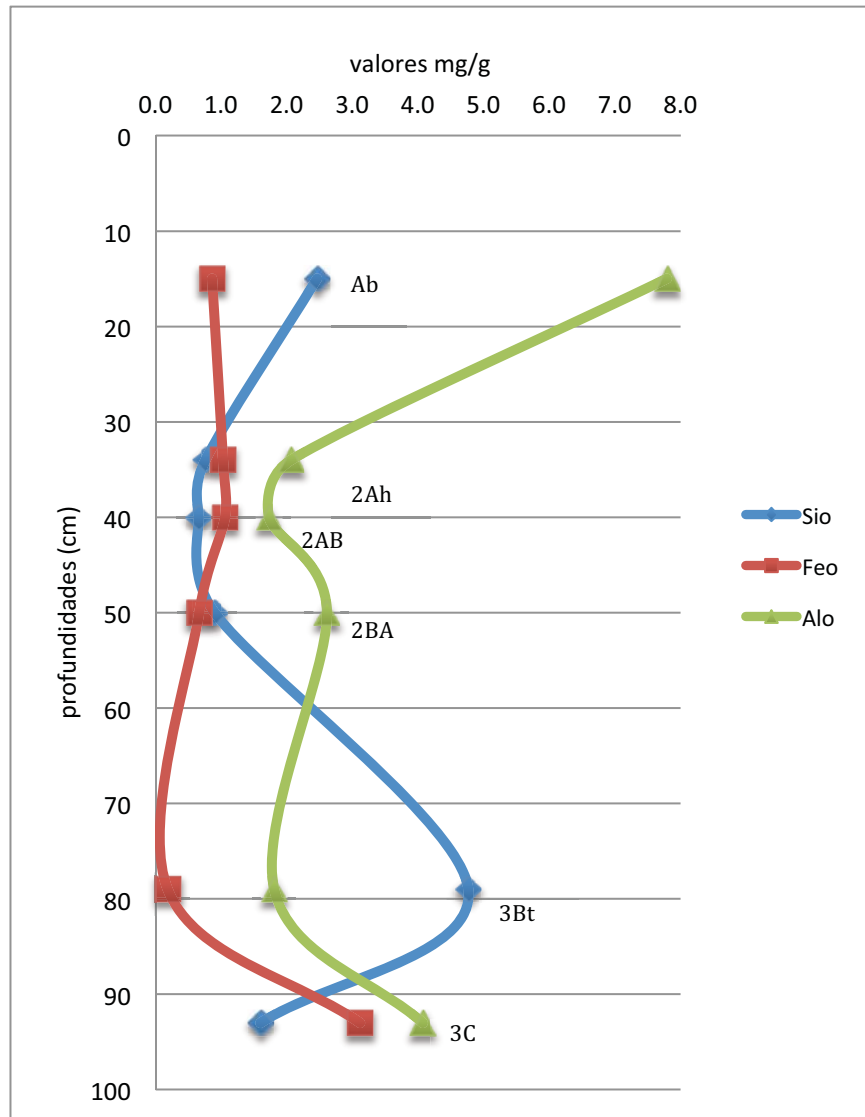


Fig. 51. Extracción de Alo, Sio y Feo. Avón

5.3.4.4. Extracción de Fed

En los horizontes de Avón, el contenido de Fe extractable fue decreciendo a mayor profundidad, es así como observamos que el valor más alto se registró en el horizonte Ab con un valor de 5.15 mg/g; para los horizontes intermedios los valores se ubicaron en un rango de 4.20 a 2 mg/g; el valor mínimo se registró en el perfil 3C con 1.59 mg/g (Fig. 52).

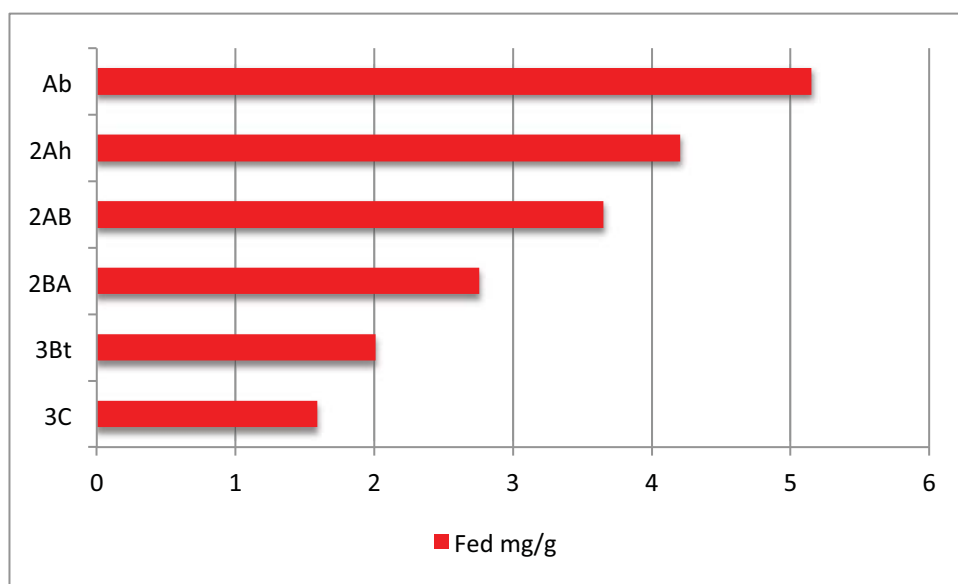


Fig. 52. Extracción Fed. Avón

5.4 – Perfil Altar Cuiculco

Este perfil fue muestreado dentro del quinto cuerpo del cono truncado. Se conforma por siete capas, las cuales enumeramos de forma consecutiva de la capa superior a la inferior: capa 1, capa 2, y así sucesivamente. En el caso de la capa 4, se hizo su descripción morfológica en campo; sin embargo, no se tomaron muestras debido al parecido con la capa 2. Una característica importante para este perfil es que no se encuentra sepultado por las lavas.

La capa 1 se localiza por debajo de un relleno de rocas, muestra pequeños líticos blancos y fragmentos de carbón, de textura areno – limosa, y estructura subangular. La capa 2 muestra una mayor pigmentación con respecto al horizonte superior, de estructura masiva y compacta, tiene una estructura limosa y aún se hacen presentes algunos líticos y pequeños fragmentos de carbón. La capa 3 es de textura limo – arcillosa, de estructura subangular, compacta. La capa 4 muestra una estructura masiva y compacta, de textura limosa con presencia de líticos y carbón. La capa 5 se caracteriza por la presencia de fragmentos redondeados, mayor compactación con respecto a la capa superior, aumento en los fragmentos de carbón, y disminución en los líticos. En la capa 6, el tamaño de los fragmentos aumentó, continúa la presencia de líticos redondeados, con algunas concreciones de Fe en la base de la capa. La capa 7 corresponde a la capa más compacta de todo el perfil, de textura limo – arenosa.

La descripción de campo se presenta en la Fig. 53.

5.4.1. Descripción morfológica en campo

	Capa	Espesor (cm)	Características/Observaciones
	1	0-27	Color en seco 10YR6/4 pardo claro amarillento y en húmedo 10YR3/2 pardo grisáceo muy oscuro. Se compone de fragmentos redondeados, con presencia de líticos blancos y carbón. Poros medios y grandes; textura areno - limosa, mínima cantidad de raíces, friable, de estructura en bloques subangulares. La capa muestra una forma irregular, la cual registra una profundidad mínima de 8cm y máxima de 27 cm. Contacto abrupto.
	2	8-27	Color en seco 10YR4/2 pardo grisáceo oscuro y en húmedo 10YR3/1 gris muy oscuro. Estructura masiva y compacta que rompe en estructura en bloques angulares; textura limosa, se observan pequeños fragmentos de carbón, líticos blancos y material cerámico.
	3	27-48	Color en seco 10YR5/1 gris y en húmedo 10YR3/2 pardo grisáceo muy oscuro. Fragmentos redondeados que rompen en bloques subangulares, friable. Presencia de líticos redondeados, se observan abundantes raíces finas. Textura limosa arcillosa. No corresponde a una capa simétrica, ya que se acuña hacia el oeste. Muestra mayor compactación con respecto al horizonte anterior. De textura limo arenosa y muestra una estructura prismática que rompe a bloques angulares.
	4	48-56	Color en seco 10YR4/2 pardo grisáceo oscuro y en húmedo 10YR3/1 gris muy oscuro. Estructura masiva y compacta que rompe en estructura angular; textura limosa, se observan pequeños fragmentos de carbón y líticos blancos.
	5	56-113	Color en seco 10YR6/4 pardo claro amarillento y en húmedo 10YR3/2 pardo grisáceo muy oscuro. Fragmentos redondeados, con mayor compactación con respecto a la capa superior, abundante presencia de carbón, menor cantidad de líticos. Estructura masiva que rompe en bloques subangulares, hay áreas con estructura más friable que rompe a bloques subangulares pequeños. Presencia de raíces finas. No hay porosidad evidente. Contacto difuso.

Fig. 53. Perfil Altar Cuicuico

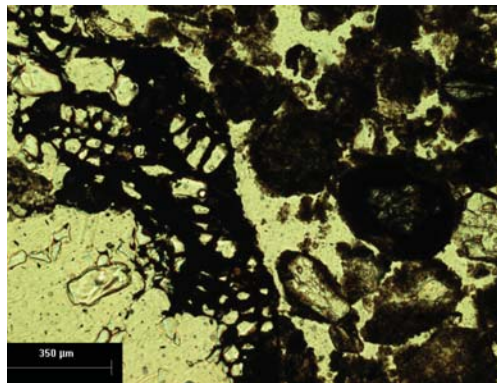
6	113-126	Color en seco 10YR5/4 pardo pálido y en húmedo 10YR3/2 pardo grisáceo muy oscuro. El tamaño de los fragmentos es mayor, con una mayor compactación que la capa anterior. Presencia de líticos redondeados. Se observan pequeñas concreciones de Fe en la base; textura más arenosa.
7	126-160	Color en seco 10YR5/3 pardo y en húmedo 10YR2/2 pardo muy oscuro. Fragmentos redondeados, presencia de pequeños líticos, capa más compacta que la anterior, textura limo - arenosa.

5.4.2. *Propiedades micromorfológicas*

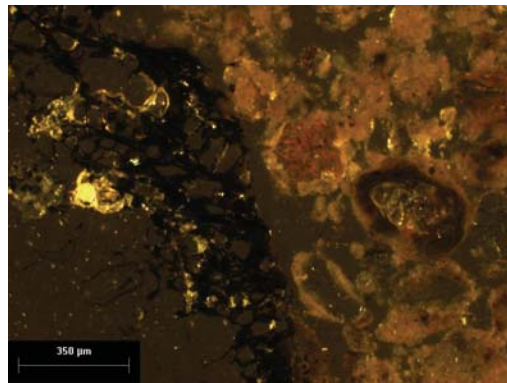
La micromorfología de las siete capas que conforman el perfil Altar Cuicuilco se define de la siguiente forma:

1. Capa 1, estructura granular y en bloques subangulares, abundancia de vidrio volcánico. Enriquecida en MO (Fig. 54a). La matriz torna a naranja cuando se hace uso de la LR (Fig. 54b). Importante presencia de material volcánico fresco: pómez, se observa arcilla y humus alrededor. Sin embargo, también se observan minerales con un incipiente intemperismo alrededor. Entre las fisuras se tienen rellenos de materiales poco intemperizados. Materiales redondeados.
2. Capa 2, estructura granular, abundante presencia de vidrio volcánico, fresco e intemperizado. Importante presencia de humus. Compactación de gránulos debido a la MO. La coloración de la matriz es más rojiza, y con mayor cantidad de moteados de material de hierro (Fig. 54c). Presencia de goetita fibrosa, dentro de los poros (Fig. 54d).
3. Capa 5, estructura granular a bloques subangulares (Fig. 54e), coloración de color pardo. Se observan fracturas dentro de la estructura. Abundancia en vidrio volcánico, plagioclasas y ferromagnesianos, mayor grado de intemperismo en minerales (Fig. 54f). La coloración de la matriz es rojiza con moteados de material de hierro. Alrededor y entre las fisuras se tienen rellenos de materiales poco intemperizados. Fragmentos grandes de tejido orgánico, en buen estado de conservación.
4. Capa 6, estructura granular y en bloques subangulares, abundante presencia de vidrio volcánico, además de plagioclasas y ferromagnesianos, algunos de éstos presentan bordes redondeados. La coloración de la matriz es rojiza, y con una disminución en los moteados de material de hierro, alrededor y entre las fisuras se tienen rellenos de materiales poco intemperizados. Presencia de cután continuo de arcilla (Fig. 54g y h). Fragmentos de tejido orgánico, en buen estado de conservación.

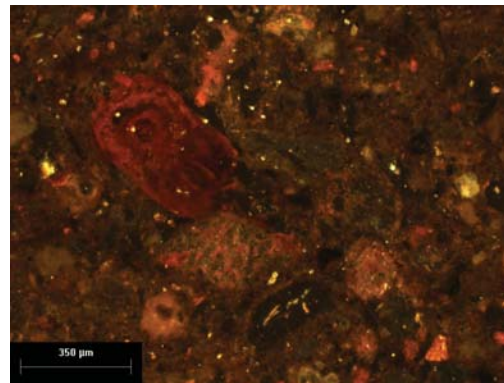
5. Capa 7, estructura granular y en bloques subangulares (Fig. 54i), minerales con fracturas, gran cantidad de vidrio volcánico. La coloración de la matriz es rojiza, con algunas concreciones de Fe (Fig. 54j), alrededor y entre las fisuras se tienen rellenos de materiales poco intemperizados. Pequeños fragmentos de tejido orgánico, en buen estado de conservación.



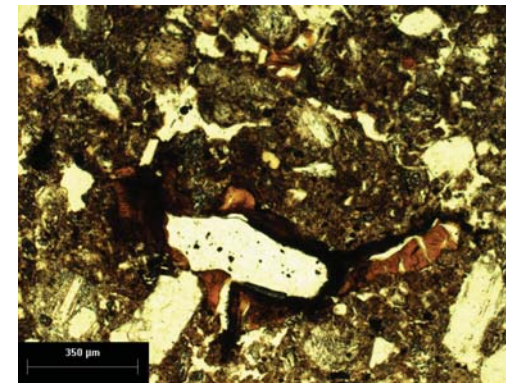
a)



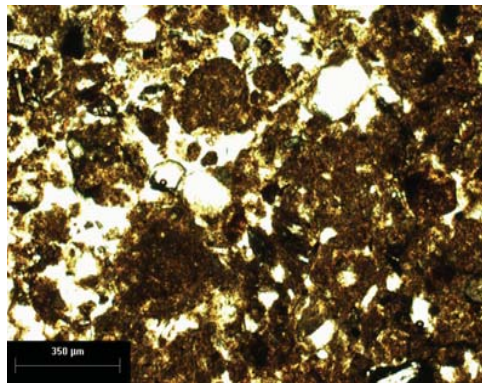
b)



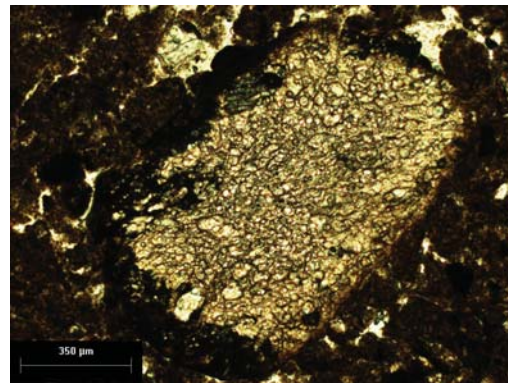
c)



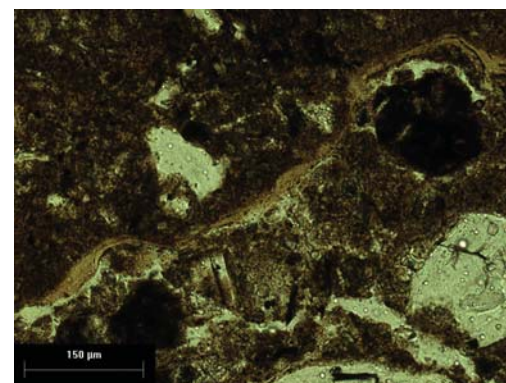
d)



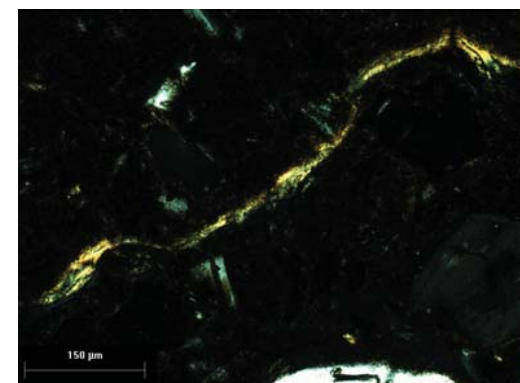
e)



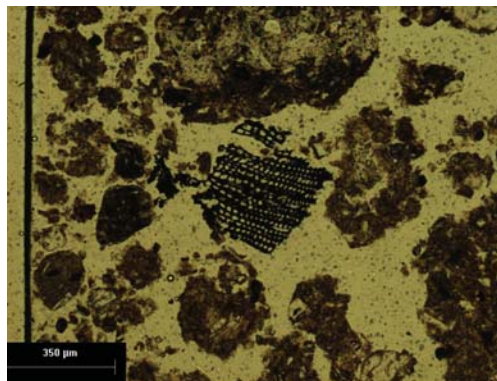
f)



g)

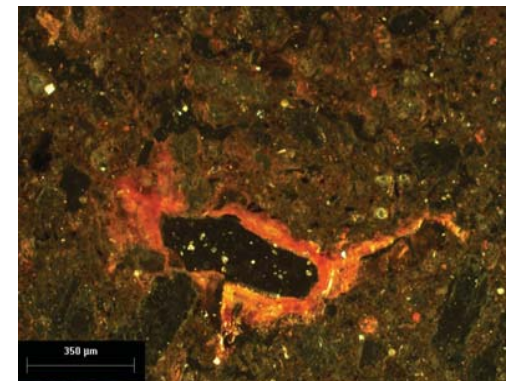


h)



i)

Fig. 54. Micromorfología. Altar Cuicuilco. a) Capa 1. Estructura y MO; b) Capa 1. Tejido vegetal, matriz rojiza (LR); c) Capa 2. Matriz roja, nódulos de Fe (LR); d) Capa 2. Goetita fibrosa; e) Capa 5. Estructura; f) Capa 5. Pómez con intemperismo incipiente alrededor; g) Capa 6. Cután de arcilla continuo; h) Capa 6. Cután de arcillas. Alta birrefringencia (NX); i) Capa 7. Estructura y tejido vegetal; j) Capa 7. Matriz y minerales intemperizados (LR).



j)

5.4.3. Análisis físicos

5.4.3.1. Fracciones granulométricas

El tamaño de partícula dentro de los horizontes de este perfil es homogéneo, predominando las texturas limosas con valores que van del 48.77 % a los 68.50 %, registrándose el valor más alto para la capa 7 y el valor más bajo para la capa 2; en el caso de la textura arenosa, los valores oscilaron entre el 24.30 % y el 44.83 %, alcanzando el valor más alto la capa 7 y menor para la capa 2. En cuanto a la arcilla mostró valores entre los 6.40 % y 9.87 %, registrándose el valor más alto en la capa 3 (Fig. 55).

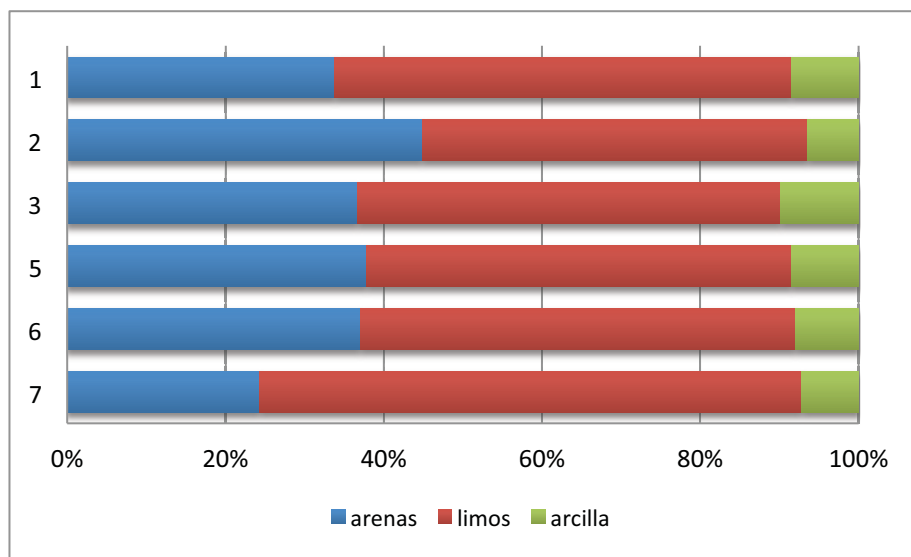


Fig. 55. Granulometría. Altar Cuiculco

5.4.3.2. Susceptibilidad magnética

Las mediciones se encuentran en un rango que va de los 0.18 a los 0.22×10^{-6} m^3/kg . En donde el valor más alto se halló en la capa 2, mientras que el valor más bajo se registró en la capa 1. En cuanto a las mediciones de $X_{fd}\%$, tenemos que el valor más alto se registró en la capa 5, con un valor de 5.75 %; mientras que el valor más bajo se registró en la capa 2 con 3.75 % (Fig. 56).

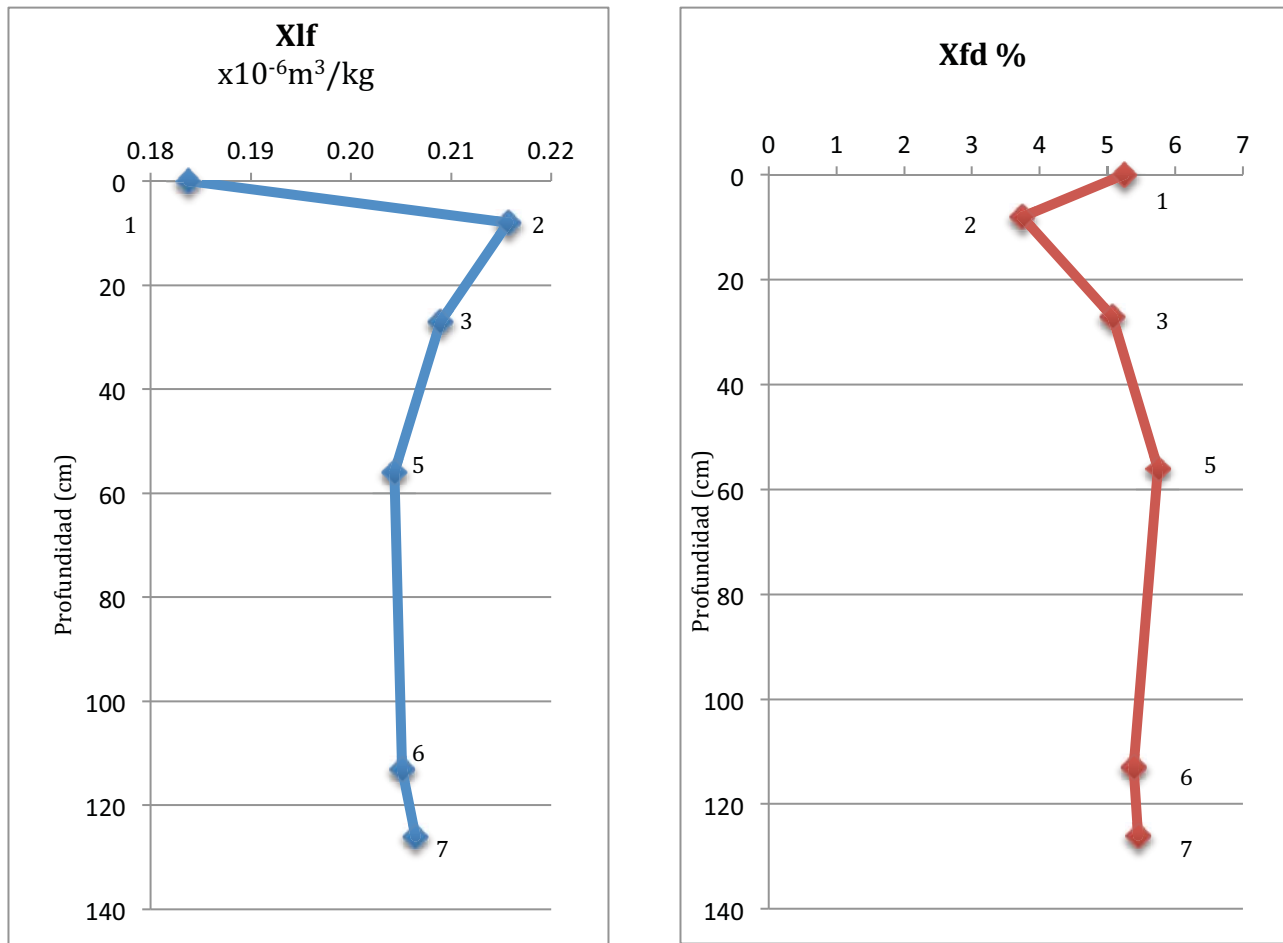


Fig. 56. Susceptibilidad magnética (m³/kg x 10⁻⁶) y dependiente de frecuencia de la susceptibilidad Xfd%. Altar Cuicuilco.

5.4.4. Análisis químicos

5.4.4.1. Carbono orgánico total COT

El valor más alto se registró en la capa 2 con un valor de 0.81 %. Mientras que el valor más bajo se obtuvo en la capa 5 con un valor de 0.28 %. El resto de las capas registraron valores que oscilan entre los 0.31 y 0.41 % (Fig. 57).

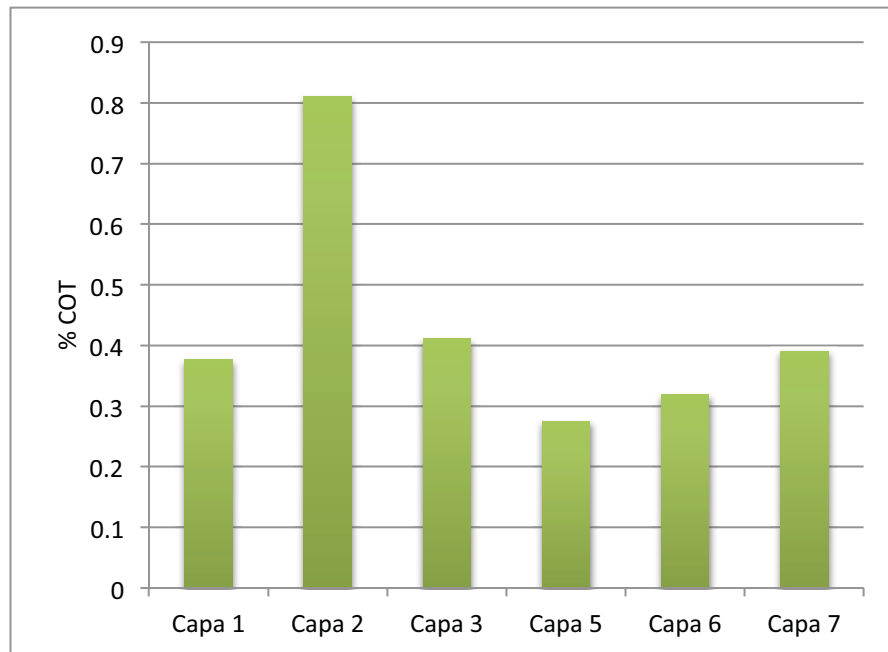


Fig. 57. Carbono orgánico total (COT). Altar Cuicuilco

5.4.4.2. Isótopos estables de Carbono

Se analizó la composición isotópica de las muestras con mayor contenido de COT. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaron entre -17.13 y -22.04 ‰, en donde el valor máximo correspondió a la capa 1 con -17.13 ‰, mientras que el mínimo se registró en la capa 2 con un valor de -22.04 ‰ (Tabla 7).

Perfil	capa	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	mg pesar	% C total
Alt	1	-17.13	13.1	0.377
	2	-22.04	6.1	0.811
	3	-20.73	12.0	0.412
	5	-19.46	18.0	0.275
	6	-20.63	15.5	0.319
	7	-20.27	12.6	0.391

Tabla. 7. Isótopos de Carbono. Altar Cuicuilco

5.4.4.3. Extracción de Alo, Sio y Feo

El comportamiento del Alo, Sio y Feo fue muy similar a lo largo de todo el perfil, excepto para la capa 2, en donde se registraron los valores más altos: 1.44 mg/g para el Sio, 4.10 mg/g para el Alo y 3.89 mg/g para el Feo. A partir de la capa 3 los valores disminuyen estableciéndose en un rango de 1.01 y 1.1 mg/g para el Sio, de 2.7 a 3 mg/g para el Alo y de 1.56 a 1.85 mg/g para el Feo (Fig. 58).

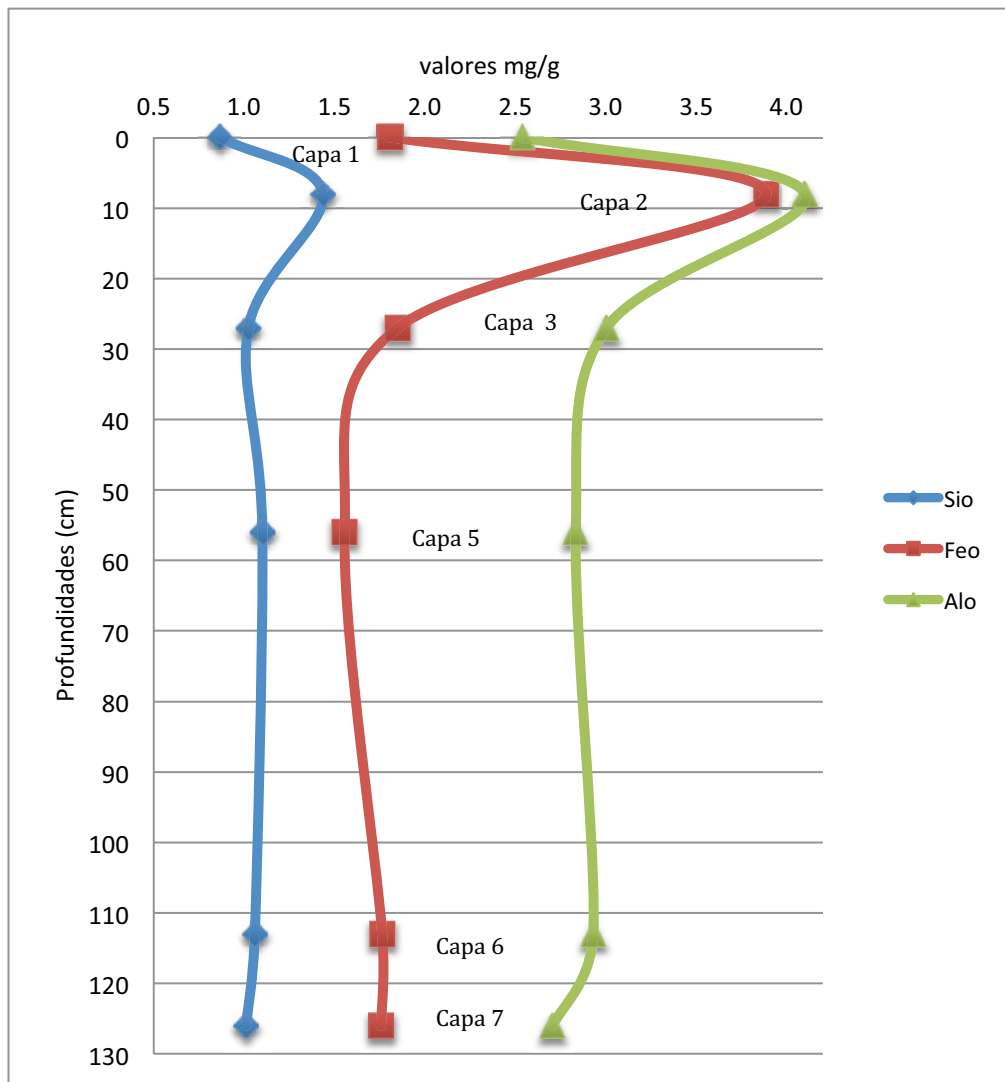


Fig. 58. Extracción de Alo, Sio y Feo. Altar Cuicuilco

5.4.4.4. Extracción de Fe_d

El contenido de Fe extractable es mayor en la capa 2 con un valor de 6.67 mg/g; mientras que la capa con el menor registro fue la 1 con un valor de 4.22 mg/g. Para las capas intermedias 3, 5, 6 y 7; los valores van de los 5.84 a los 6.32 mg/g (Fig. 59).

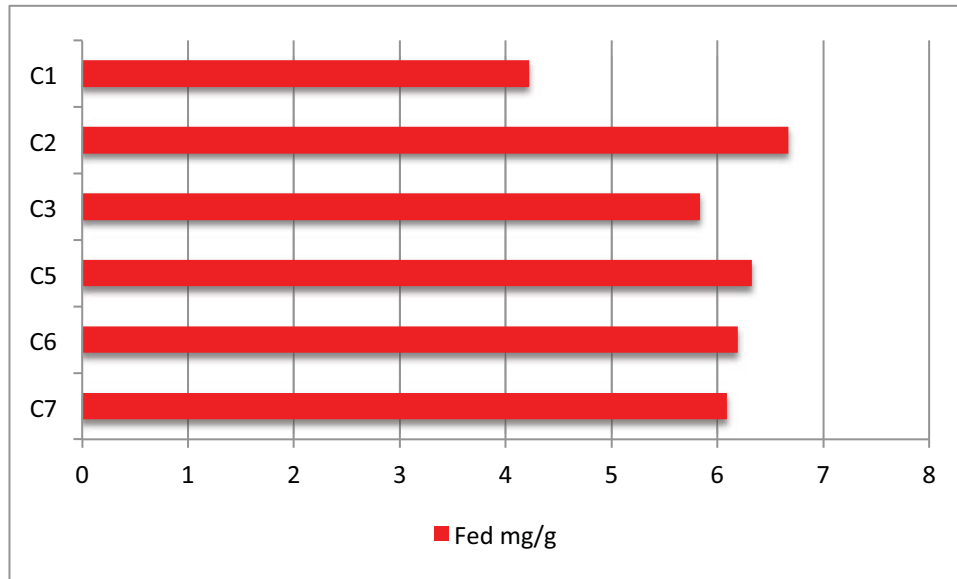


Fig. 59. Extracción de Fe_d. Altar Cuicuilco

5.5 Fechamientos por Radiocarbono

Se fecharon por radiocarbono dos horizontes del perfil Co. túnel 6 (Tabla. 8), el AEb y 3BC. Se seleccionó dicho perfil debido a que muestra el menor contacto y alteración antrópica. En el caso del horizonte AEb se fecharon los ácidos húmicos, los cuales proporcionaron la datación del último periodo de pedogénesis de este horizonte, en donde el proceso de descomposición disminuye drásticamente con el sepultamiento. La edad obtenida es de 2995 - 2855 cal AP, lo que sitúa a este paleosuelo en el horizonte Formativo medio (cronología propuesta para el Centro de México (López, 2011)).

Del paleosuelo más profundo se dataron las concreciones de carbonatos del horizonte 3BC; dichas concreciones de carbonatos se forman por lixiviación de compuestos que son removidos por el agua y precipitados en los poros, por lo que son posteriores a la formación del suelo sobre el cual se depositan. La edad obtenida oscila

entre 19425 – 19055 cal AP, esto señala, que el paleosuelo más antiguo del perfil se formó en el Pleistoceno (Tabla 8).

Perfil	Muestra	Material	Edad convencional	Edad calibrada
Co. túnel 6	AEb	Materia orgánica	2820 +/- 30AP	Cal. a C. 1045 – 905 (Cal. AP 2995 – 2855)
	3BC	Carbonatos (concreciones)	15950 +/- 60 AP	Cal. a C. 17475 – 17105 (Cal. AP 19425 – 19055)

Tabla. 8. Edades obtenidas por radiocarbono

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

6.1. *Modificación de las propiedades en los paleosuelos por el contacto de las altas temperaturas de la lava*

Al observar hoy en día el pedregal formado por las lavas procedentes de la erupción del Xitle, es inevitable pensar en el impacto y la transformación que sufrió el paisaje del sur de la Cuenca de México, en donde los flujos de lava basáltica presumiblemente alcanzaron temperaturas de aproximadamente 1000° a 1200° C (Baumhauer, 2010).

En relación a lo anterior, y en el caso particular de esta investigación, se tuvieron algunas dificultades respecto al análisis de los paleosuelos; debido a la fuerte agregación que presentaron las fracciones de los mismos. A continuación, menciono tres factores responsables de la adherencia entre las partículas. El primero de ellos, corresponde a la alta temperatura de las lavas, la cual afectó las propiedades físicas y químicas de los suelos al entrar en contacto con ellas; sin embargo, dicha afectación no jugó el mismo papel a lo largo de los perfiles, ni mostró los mismos cambios en las diferentes unidades muestreadas. El segundo factor, se refiere al peso de los flujos de lavas, los cuales compactaron al suelo. Por último, y de una manera más puntual, está la influencia antrópica, presente en el sitio de Copilco, en donde algunos perfiles tuvieron una relación directa con restos arqueológicos tales como: cantos rodados, muestras de una incipiente arquitectura; material cerámico, óseo (Fig. 20b, 27e) y lítico. En conjunto, la presencia y combinación de dichos factores complicaron la interpretación estricta de los perfiles de suelos estudiados.

Se tiene registro de algunos trabajos de paleosuelos sepultados por lavas (sumarizados por Sayyed, 2014), quien propone que el estudio de los paleosuelos puede ayudar en la comprensión de la evolución del medio ambiente durante la actividad volcánica; sin embargo, el conocimiento de cómo cambian las propiedades del suelo debido al contacto con las altas temperatura de aquellas, aún es muy limitado. Por otro lado, existen investigaciones que se enfocan en el estudio de los efectos del fuego en el suelo, sus impactos ecológicos y ambientales a partir de los incendios forestales (Almendros *et al.*, 1984, 1990; Mataix-Solera *et al.*, 2007; Badía *et al.*, 2008). Estos estudios, en donde las temperaturas no son de la misma intensidad

que las alcanzadas por las lavas, sirven de referente en la interpretación de los procesos de transformación de las propiedades físicas y químicas.

Se considera que en un incendio forestal, la intensidad dependerá del tipo de vegetación, en donde la temperatura podría llegar, en superficie, hasta 1500° C; sin embargo, el umbral térmico oscila entre los 280 y 400° C (Almendros *et al.*, 1990). A consecuencia de lo anterior, se produce una disminución en la estabilidad y agregación del suelo, a partir de la destrucción de la MO, la pérdida de nutrientes y la acumulación de sustancias hidrofóbicas; factores que en conjunto también afectan la capacidad de infiltración de los suelos (Badía y Martí, 2003). Igualmente, se tienen modificaciones en la relación C / N, ya que, como consecuencia de las altas temperaturas, se producen nuevas formas de C en el suelo, modificando las existentes (González - Pérez *et al.*, 2004); respecto al pH, se tendrá un suelo más alcalino; en cuanto al color, puede ocurrir un cambio en el mismo, aumentando su intensidad en los horizontes a consecuencia de las altas temperaturas (ver Capítulo 1).

Los primeros centímetros del suelo registran la máxima temperatura, debido a que aquí se encuentra la mayor concentración de MO y radiación proveniente de la combustión del material superficial (De Bano *et al.*, 1998). Por lo que, a mayor profundidad, la intensidad del calor y las consecuencias del contacto con él, se reducen.

Las modificaciones de las propiedades encontradas en los paleosuelos estudiados coinciden, de alguna manera, con las observaciones previas. Sin embargo, los cambios detectados no son homogéneos, ya que el perfil ENAH es el que muestra la menor afectación, registrando el contenido más alto de MO y de C/N (Fig. 43). En contraste, Avón y los perfiles de Copilco exhiben cambios notables (Fig. 23, 36, 49). La explicación que encontramos reside en la presencia de un mayor espesor de ceniza (10 cm) entre la lava y el perfil ENAH (Fig. 39), la cual pudo tener un efecto amortiguador de la temperatura. Es así como dicho perfil, resulta ser el menos afectado y con el que se pueden comparar los resultados del resto de los paleosuelos.

Los cambios observados son:

6.1.1. Color

El perfil Co. túnel 5, presentó la máxima transformación, ya que en su parte superficial y en contacto con las lavas, se registró una capa de color rojo, seguida de una parda y finalmente de una negra (Fig. 26). Dada la morfología, estructura y textura, se considera que las tres capas corresponden a un horizonte Ab (Fig. 27); sin embargo, al compararlas micromorfológicamente, observamos que dentro de la capa roja, la coloración tan peculiar y la agregación de partículas se deben a la presencia de los óxidos de Fe formados al contacto de la lava caliente con un cuerpo de agua (Fig. 27b y d). ¿Por qué se hace alusión al cuerpo de agua? Si prestamos atención en la forma específica del perfil -Co. túnel 5- (Fig. 26) se ve una similitud entre la forma cóncava y simétrica, y un paleocanal, el cual, presumiblemente, contenía material húmedo. Así, entonces, la transformación en el color, fue consecuencia de las condiciones redox, las cuales se dieron debido a la precipitación de los óxidos de Fe más solubles.

Straubinger (2013) y Solleiro - Rebolledo *et al* (2014) documentan los cambios en la coloración del suelo al aplicar temperaturas de 550 y 750° C. En ninguna de las muestras se obtuvieron las modificaciones registradas de las capas roja y parda del sitio Co. túnel 5 (Fig. 26), por lo que concluyen que la presencia de agua en los suelos pudo llevar a la formación de formas estables de óxidos de Fe (Fig. 60).

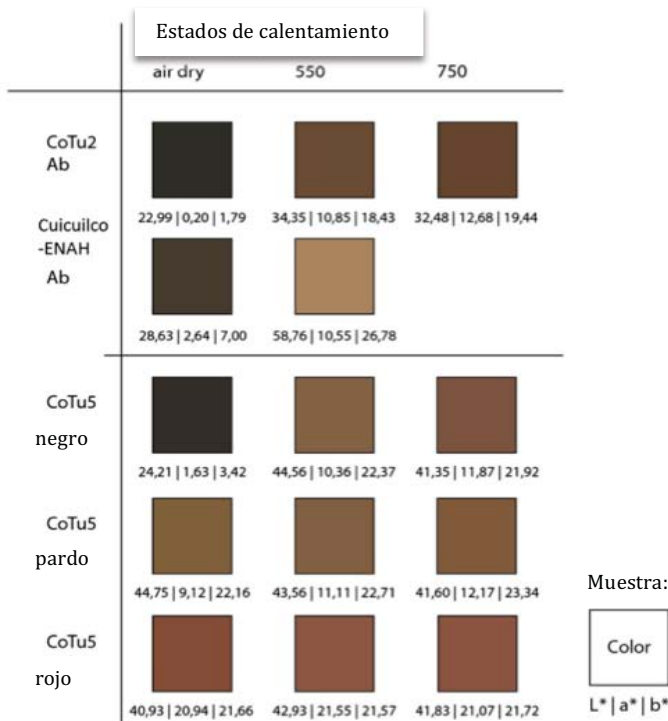


Fig. 60. Efecto del aumento de la temperatura en el color. La evaluación de color se realiza en las muestras secas al aire, y después de calentar a 550° C y 750° C. Los parámetros utilizados son los siguientes: L* (luminosidad, que va desde 0 a 100); a* (enrojecimiento, de verde a rojo) y b* (amarillez, de azul a amarillo) (Straubinger, 2013 y Solleiro - Rebolledo, 2014).

De acuerdo con lo anterior se encontró por encima de las coloraciones tubos de explosión (Fig. 16), los cuales para su formación, requieren de una superficie húmeda, que al entrar en contacto con la lava caliente forman una gran cantidad de vapor de agua, de ahí que los tubos muestren una importante concentración de vesículas (Badilla, 1977).

6.1.2. Textura

Referente a la textura, se registró un aumento de la fracción arena en los horizontes superficiales, tal es el caso de Co. túnel 2-3, horizonte AEb (Fig. 21); Co. túnel 5, capa roja (Fig. 28); Co. túnel 6, horizonte Eb (Fig. 34); Avón, horizonte Ab (Fig. 48); ENAH, horizonte 2AB (Fig. 41); y Altar – Cuiculco, capa 2 (Fig. 55). En un principio se pensó que este aumento se debía a una subestimación de las fracciones más finas ya que las muestras no fueron pre-tratadas y la distribución del tamaño de grano estaba más relacionado con el tamaño de los agregados. A causa de lo anterior, se decidió realizar nuevamente los estudios de granulometría, utilizando en esta ocasión el dispersante de carbonato de sodio (Na_2CO_3), que mostró nuevamente el predominio de la fracción arena (Fig 61). Así entonces, se observa que los primeros centímetros, compuestos por arena y limo, formados en su mayoría por partículas de cuarzo, poseen temperaturas de fusión en torno a 1400°C (Lide, 2001). De este modo, cuando ocurre la fusión bajo temperaturas extremas, la textura del suelo se vuelve más gruesa (ver Capítulo 1). En este sentido, micromorfológicamente observamos que dentro de los primeros horizontes no se tuvo arcilla. Por el contrario observamos un aumento de ésta a partir de la segunda unidad pedoestratigráfica, en donde bajo la acción del fuego, rara vez estos horizontes (B) se ven afectado por cambios térmicos significativos, aunque puede ocurrir cuando se producen procesos de combustión lenta de biomasa subterránea, como las raíces (Granged, 2011).

En cuanto a la agregación de las partículas, se observó que tienen una alta estabilidad. Lo que hace pensar, que al exponerse a las fuertes temperaturas de la lava, éstas se unieron al grado de soldarse, como ocurre en la producción cerámica (Fig. 61). Los agregados supervivientes pueden mostrar una mayor estabilidad que las originales debido a la formación de óxidos con capacidad de cementación (Giovannini y Lucchesi, 1997; Ketterings *et al.*, 2000).

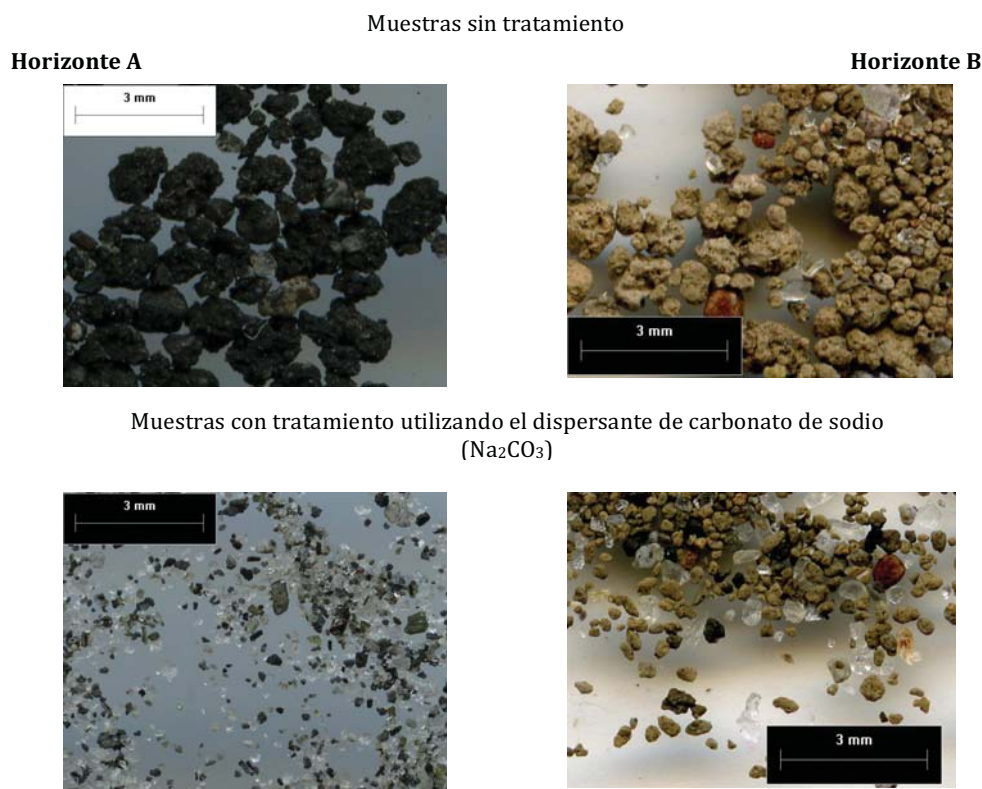


Fig. 61. Agregación de partículas del horizonte Ab y Bt

6.1.3. Propiedades magnéticas

En cuanto a la susceptibilidad magnética, Chaparro (2002) informa que los incendios generan distintos tipos de calentamiento en los suelos, registrándose así, altos valores en las superficies que estuvieron en contacto con el fuego; contrario a aquellas que no lo tuvieron. En consonancia con lo anterior, se cree que los perfiles en donde se presentó la ceniza, mostrarían los niveles más altos de susceptibilidad, debido a su origen volcánico; sin embargo, ésta registró los niveles más bajos, probablemente a consecuencia de su composición diamagnética.

Es así como los valores de susceptibilidad magnética no muestran claramente el efecto de calentamiento, ya que el horizonte 2AB, de los perfiles Co. túnel 2-3, Avón y ENAH, muestra altos valores de susceptibilidad, asociados a la contribución de las partículas super paramagnéticas (SP), las cuales se forman por pedogénesis. Ésto, se corrobora al observar las secciones delgadas, en donde se encontraron horizontes con una mayor presencia de partículas más finas de origen pedogenético.

El perfil Co. túnel 6, tiene la mayor susceptibilidad en el primer ciclo pedogenético, lo que hace pensar en su relación con el efecto del fuego (Fig. 35). Las observaciones micromorfológicas mostraron que los horizontes Ab tienen un gran aporte de minerales volcánicos frescos, lo que se puede reflejar en los altos valores de susceptibilidad magnética (Fig. 33c). Aunado a esto, la $\chi_{fd}\%$ revela que la contribución de partículas SP es menor, por lo tanto, existe una influencia de minerales volcánicos secundarios los cuales están influyendo en los parámetros magnéticos (Fig. 35).

El perfil Co. túnel 5, registra una alta susceptibilidad en consonancia con los valores de $\chi_{fd}\%$, lo que indica, que hay una importante contribución de partículas SP (Fig. 29). En este caso, la formación de dichas partículas puede ser explicada por el efecto de la transformación por quema, lo cual se corrobora al observar, en las láminas delgadas, una notable presencia de minerales de Fe, producto del calentamiento y oxidación (Fig. 27b y d).

6.1.4. Carbono orgánico

Respecto a los porcentajes de COT, los paleosuelos de Copilco mostraron los valores más bajos (Fig. 23, 36); recordemos que es en este sitio donde se localizaron los perfiles con menor espesor de ceniza y en contacto directo con la lava. Lo anterior, hace pensar en dos posibles opciones de pérdida del carbono. La primera de ellas, radica en su disminución al entrar en contacto el suelo con las altas temperaturas (cercanas o superiores a 500° C); y la segunda, basándonos específicamente en los perfiles Co. túnel 2-3 y 6, en donde se podrían relacionar a la presencia humana, en el supuesto de que los horizontes AEb correspondan a superficies degradadas a causa de la práctica del cultivo y el riego. Sin embargo, aún nos hace falta la realización de análisis de tipo paleobotánicos y químicos, como el fósforo, para poder corroborar dicha información.

Por el contrario, el horizonte Ab del perfil ENAH mostró el valor más alto de COT (Fig. 43) . Se considera que dicha conservación se debe a la capa de ceniza, la cual no permitió que el suelo estuviera en contacto directo con el calor de las altas temperaturas de las lavas. Sin embargo, aunque el perfil de la ENAH presentó el valor más alto de COT, sigue siendo bajo, en comparación con el contenido de Carbono orgánico reportado en la cobertura del suelo moderno de la Sierra Chichinautzin, el cual va de 7-32 %, con una relación de C/N de 12 a 19 (Peña *et al.*, 2009). Debemos

considerar que los valores anteriormente citados corresponden a una zona de bosque de pino localizada a 3000 msnm, diferente a los fondos de la Cuenca que van de los 2200 a los 2300 msnm.

6.1.5. Óxidos de Fe

Los perfiles Co. túnel 2-3 y 6, los cuales presentan el horizonte gris (Eb y AEb), muestran la menor cantidad de Fed, mientras que en los horizontes localizados por debajo de éstos el valor aumentó. Esto hace pensar que el material de estos horizontes grises (Eb y AEb) se está lixiviando y acumulando en los niveles inferiores y de ahí que los valores sean más altos (Fig. 25 y 38). El perfil Co. túnel 5, tiene su valor más alto dentro de la capa roja (Fig. 31), esto se debe a la cantidad de óxidos de Fe producto del contacto entre la lava y las superficies húmedas, lo anterior se puede corroborar al observar en las láminas delgadas y con la luz reflejada (LR), la importante concentración de Fe en la matriz (Fig. 26).

En el perfil ENAH, el contenido de Fe extractable es mayor en los horizontes 3BC y Ab (Fig. 45), en el caso del horizonte 3BC podemos considerar que responde al avance de la pedogénesis, que ha intemperizado los minerales del material parental, favoreciendo el desarrollo de horizontes de acumulación de minerales secundarios. Mientras que en el horizonte superior, Ab, el aumento en el valor se debe a la influencia del calor de la lava; éste es el mismo caso para el perfil Avón (Fig. 51).

Referente al Alo, Sio y Feo, observamos que la mayoría de los perfiles mostraron valores altos dentro del primer ciclo pedogenético, esta elevación en los valores se explica a partir de las interacciones con minerales arcillosos amorfos como el alofano, frecuentes en los suelos derivados de cenizas volcánicas (Fig. 24, 30, 37, 44).

6.2. Tipos de pedogénesis y correlación entre perfiles

La evaluación en campo y laboratorio, además de los fechamientos realizados en los perfiles localizados en el sitio de Cuicuilco, Copilco y Avón permitió identificar las características morfológicas de tres paleosuelos, los cuales evidenciaron diferencias sustanciales de procesos pedogenéticos involucrados en su formación (humificación, iluviación de arcilla, carbonatación y oxidación, principalmente (Fig. 63).

La composición de estos tres ciclos pedogenéticos, fue la siguiente: un paleosuelo superior, el cual corresponde al último ciclo pedogenético constituido por el horizonte Ab con una estructura granular, similar a la observada en los Andosoles. Los procesos pedogenéticos principales que promovieron el desarrollo del paleosuelo fueron: el intemperismo incipiente de los minerales (cenizas y materiales volcánicos), y la incorporación de la MO a la fracción mineral con una pedogénesis tipo Andosol. Los dos primeros ocurren durante tiempos característicos de corta duración de entre 10 – 100 años (Targulian y Krasilnikov, 2007). Gracias al fechamiento realizado a la MO del horizonte AEb del perfil Co. túnel 6 sabemos que este ciclo pedogenético se sitúa para el Formativo medio, con 2,995 años AP (Fig. 63). Si bien la acumulación de MO es uno de los rasgos principales, se observa intemperismo y formación de alofanos, evidenciado por los valores de Sio y Alo, lo que marca periodos de centenas de años para su desarrollo.

El segundo paleosuelo o pedosedimento se caracteriza por ser un horizonte alterado, relacionado a material coluvial retrabajado, fragmentos de suelo, con presencia de artefactos y restos óseos, probablemente relacionados a los entierros localizados cerca del perfil. Éstas dos últimas características son específicamente para el perfil Co. túnel 2-3 (Fig 63).

Finalmente y a mayor profundidad, se tiene un tercer paleosuelo, compuesto por los horizontes 3BA, 3Bt y 3BC o 3C, datado a partir de los carbonatos en 19,425 años AP, lo cual lo ubica como un paleosuelo del Pleistoceno; dicho ciclo mostró un mayor grado de desarrollo. Su pedogénesis es tipo Luvisol, en donde se registraron procesos tales como intemperismo, formación de arcillas, iluviación, acumulación de óxidos de Fe y oxidación, y carbonatación. La acumulación de carbonatos secundarios junto con la presencia de iluviación de arcillas, dentro del mismo horizonte, indican la alternancia de condiciones ambientales de mayor humedad con ambientes más secos (Fig. 33j). Es decir, el proceso de iluviación de arcilla requiere condiciones de humedad, necesarias para intemperizar los minerales primarios y movilizar las arcillas formadas. En contraste, la acumulación de carbonatos, si bien necesita humedad para lavar los materiales, ésta debe ser escasa para que se produzca la precipitación. Dado que los carbonatos detectados se encuentran sobre los cutanes de arcilla, se deduce que la fase de iluviación se dio en primer lugar, seguida por la acumulación de carbonatos (Fig. 63).

Con la intención de encontrar información en donde se registren procesos similares a los estudiados en esta investigación, hallamos el trabajo de Sedov *et al.*, (2009) realizado cerca de la ciudad de Tlaxcala, en donde se documentó, a partir del estudio de 11 paleosuelos agrupados en tres unidades: Gris, Parda y Roja, una amplia secuencia tefra-paleosuelos para obtener un proxy paleoclimático del Pleistoceno medio y del Holoceno. Así pues se documentó que los paleosuelos sobreyacentes tuvieron un menor grado de intemperismo, mientras que dentro de la Unidad Parda, en la parte intermedia, las características predominantes fueron la iluviación de arcilla. A mayor profundidad, dentro de la Unidad Roja se tuvo un mayor desarrollo del suelo a través de periodos más largos de estabilidad del paisaje, dicho periodo corresponde a la Transición Climática del Pleistoceno Medio. Esta tendencia se interpretó como un cambio de clima más seco, con fuerte estacionalidad, hacia condiciones húmedas y frías.

De acuerdo a los procesos pedogenéticos registrados, el tiempo característico de formación para este ciclo oscila entre los 1000 – 10,000 años aproximadamente (Targulian y Krasilnikov, 2007). Dado el grado de desarrollo de este paleosuelo, concluimos que su formación se dio en un lapso de varios miles de años, cubriendo la parte final del Pleistoceno, hasta el Holoceno medio.

Aunque es difícil correlacionar los perfiles Copilco, ENAH y Avón, debido a la transformación sufrida en los horizontes superiores a causa de las altas temperaturas de las lavas, existen similitudes y propiedades comparables entre estos tres sitios. Primeramente, y como anteriormente se mencionó, los sitios estudiados muestran estos tres ciclos; sin embargo en los perfiles de Co. túnel 2-3 y 6, existen dos horizontes más, el Eb y el AEb (horizontes grises), los cuales corresponden a horizontes en donde, se piensa, se llevaron a cabo procesos reductomórficos y por lo tanto una pérdida de los componentes de Fe y de humus, debido al desarrollo de prácticas agrícolas (Fig. 19 y 32). Córdova *et al* (1994), describieron que la aldea de Copilco estaba localizada en un bajo piedemonte frente a las planicies aluviales del Río el Rosal donde se debió haber practicado la agricultura por inundación. Referente a las observaciones realizadas en el sitio, tenemos que tales afirmaciones son bastante coherentes al relacionar la información escrita, los resultados encontrados y las características del sitio, ya que a lo largo de sus muros aún se observan las huellas de lo que hemos denominado como “paleocanales”, los cuales pudieron funcionar para

riego (Fig. 62). Una evidencia directa de dichos paleocanales está en Co. túnel 5, en donde la forma semi - circular con cambios de coloración marcan esta estructura (Fig. 26).



Fig. 62. Probables evidencias de paleocanales del sitio de Copilco

En un afán de encontrar información, en donde se registren estos horizontes degradados, hallamos el trabajo de Sánchez *et al* (2013) realizado en el Valle de Teotihuacan. Aquí se ha documentado la presencia del paleosuelo San Pablo, compuesto por un horizonte AE, con un fechamiento de 2130 años AP, y el cual se interpreta como el resultado de la irrigación introducida en el valle por los agricultores de los periodos Formativo y Clásico.

La correlación propuesta entre los tres sitios, se presenta en al Fig. 63.

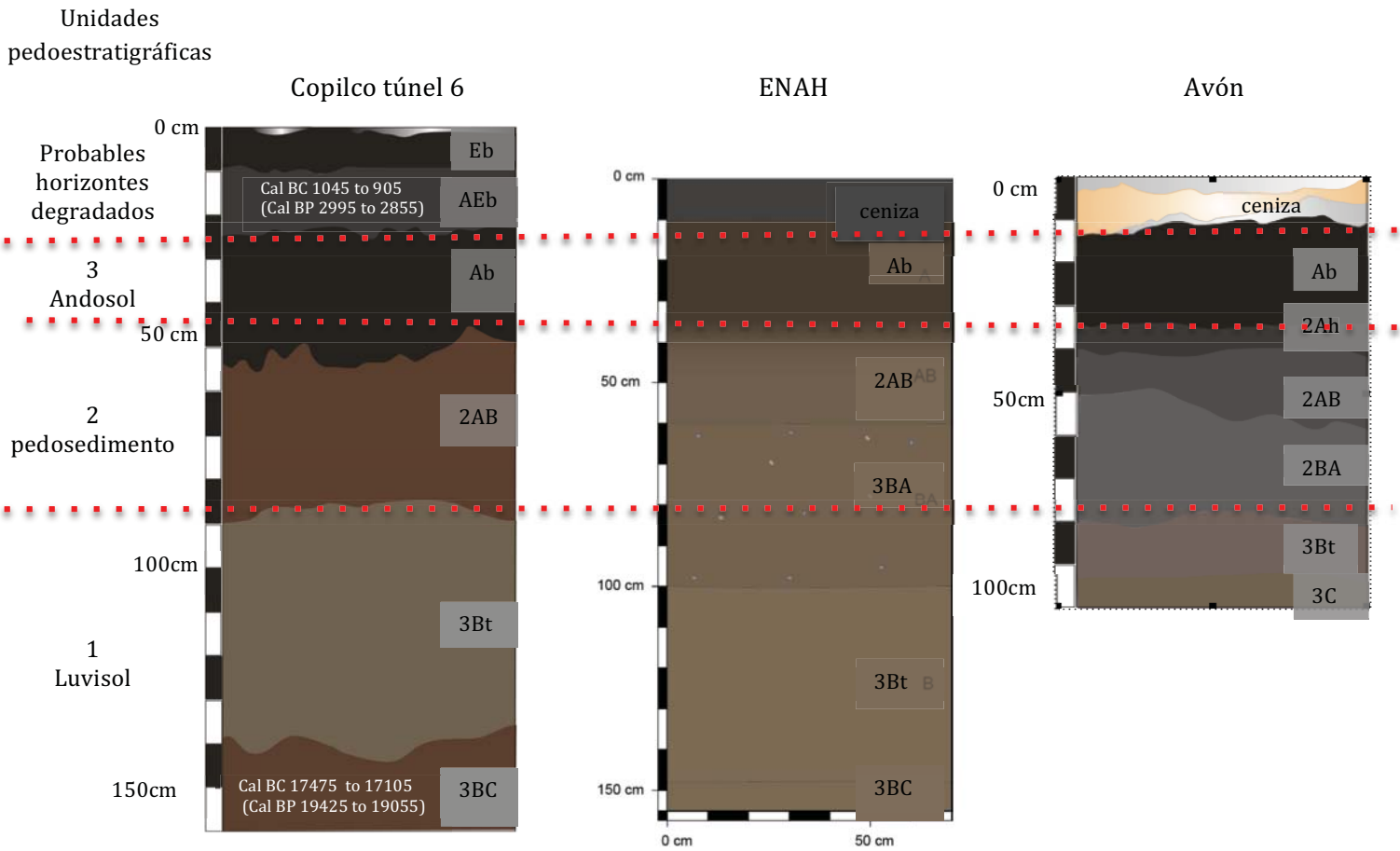


Fig. 63. Esquema de los perfiles analizados, se muestran los perfiles ENAH, Copilco túnel 6 y Avón. Se indican las fechas obtenidas con ¹⁴C.

6.3. Paleoambientes (indicadores isotópicos)

Para el perfil ENAH, los valores de $\delta^{13}\text{C}$, también se encuentran en el rango de la vegetación mixta, sin embargo, parecen mostrar una predominancia de C3 (Tabla 5). Probablemente esto nos señala el paisaje de barrancas, lomas, y terrazas que caracterizaron al sitio. Se sabe que Cuiculco se desarrolló al lado de arroyos, lagunas y bosques de encinos y pinos (Alvarez del Castillo, 1990). Según la reconstrucción de Lugo Hubp *et al.* (2001), el paleorelieve estaba conformado por un lago al sur de la pirámide de Cuiculco, el cual se encontraba alimentado por arroyos de montaña.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para los perfiles Co. túnel 5 y túnel 6 (-19.8 a -21‰), indican que la vegetación predominante durante los periodos de formación de los suelos del Holoceno, se refieren a una vegetación mixta de plantas C3 y C4 (Tabla 3 y 4). El perfil Co. túnel 2-3, dentro de los horizontes AEb y 2BA, registraron un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Tabla 2). Es probable que esta señal esté influenciada por la presencia humana, es decir, debido al cambio en el tipo de materia orgánica relacionada con las actividades humanas. Cabe recordar que precisamente en el túnel 2 se observaron restos de entierros y una gran cantidad de cerámica. Por otro lado, los horizontes Ab de los túneles 2 y 6 registran valores de -16.78 y -17.69‰ que pudieran estar relacionadas con la cultivación de maíz, el cual es típica planta C4 con una composición isotópica de -10‰ (Lounejeva *et al.* 2006).

Referente al segundo ciclo pedogenético, los valores de $\delta^{13}\text{C}$, indican predominancia de vegetación mixta, con una mayor cercanía al rango de las plantas C3 (Tabla 2), lo que aunado a la presencia de procesos de intemperismo, formación de arcillas y óxidos de Fe, procesos observados, principalmente, dentro de las láminas delgadas, nos permite postular, un ambiente con mayor humedad durante la formación del suelo. Sin embargo, es importante señalar que el material de este segundo ciclo es un pedosedimento, que puede contener los restos de suelos formados en el ciclo previo.

Llama la atención que los valores más altos se reportan en Avón. En este paleosuelo resalta la presencia de diatomeas, fitolitos y carbonatos secundarios (Fig. 47 b y 47 c) que se pueden relacionar con fases más secas de formación de suelos, o bien el uso intensivo agrícola, cuestiones que deben ser corroboradas.

6.4. Impacto humano

El sur de la Cuenca de México fue habitado desde el periodo Formativo por casi 1300 años, siendo cuna de dos importantes civilizaciones, Copilco y Cuicuilco, por lo que la perturbación antrópica presupone un importante impacto, ya que el área se caracterizó por la presencia de asentamientos durante este periodo.

Evidencias del impacto antrópico en Copilco para el túnel 2-3, son: dentro de los horizontes AEb, Ab, 2BA presencia de materiales cerámicos, líticos, además de algunos cantos rodados, lo que hace referencia a una incipiente cimentación. En

asociación se registraron entierros humanos; dentro de las descripciones micromorfológicas, hallamos fragmentos de cerámica y restos óseos (Fig. 20b); sin embargo, no podríamos asegurar, que estos últimos, provengan de dichos entierros. También, se puede observar lo que creemos corresponde a un sistema del control de aguas o paleocanales, registrados en el perfil 5 (Fig. 26) y en varios otros frentes que no fueron estudiados (fig. 62), lo que, en conjunto, con los horizontes grises (Eb y AEb) nos hace pensar en la actividad agrícola llevada a cabo por la aldea, localizada frente a la planicie aluvial del Río el Rosal (Cordova, 1994).

Asociados al perfil Avón, se observaron cuerpos de agua, esto se hizo evidente por las coloraciones rojizas relacionadas a los tubos de explosión (Fig. 64), sin embargo no hubo presencia de material cultural de ningún tipo.



Fig. 64. Detalle de coloraciones rojizas en el perfil Avón

El perfil ENAH es el menos impactado por la actividad antrópica, y en un afán de encontrar la relación con un suelo no alterado por las lavas, decidimos compararlo con el perfil Altar Cuicuilco. Aquí, a pesar de las modificaciones que los suelos sufrieron al entrar en contacto con las altas temperaturas y la compactación, logramos encontrar procesos semejantes e identificables entre el paleosuelo y el relleno.

Es así, como el perfil Altar Cuiculco muestra un patrón similar en las características evaluadas al resto de los perfiles. Lo anterior demuestra que el material utilizado en el relleno del cono truncado, provino de los suelos del área circundante. De acuerdo a la micromorfología, observamos la presencia de los mismos minerales predominantes (pómez y plagioclasas), además de procesos tales como iluviación de arcillas, presencia de óxidos de Fe, tanto en la matriz como en los minerales (Fig. 54); tipos de estructura semejantes a los horizontes Ab y Bt, y que se relacionan a los suelos tipo Luvisol y Andosol, como los ya registrados en el paleosuelo.

CAPÍTULO 7. CONSIDERACIONES FINALES

La erupción del volcán Xitle, provocó la desaparición de las comunidades vegetales y los terrenos agrícolas, la evacuación y probable aniquilación de varias de las especies faunísticas, la modificación permanente de los suelos y la alteración del ambiente lacustre; dejando sepultados los suelos del sur de la Cuenca de México bajo imponentes bloques de lava solidificada. A pesar de lo anterior, aún fue posible decodificar la información de los paleosuelos sepultados bajo los flujos de lava. Dichos estudios nos brindaron información paleoambiental y de tipo antrópico, ya que tres de los perfiles muestreados se relacionan a sitios con ocupación humana del periodo Formativo.

Los análisis realizados mostraron que las modificaciones observadas en las propiedades del suelo, a causa del contacto con los flujos de lava, fueron: color; estructura; carbono; susceptibilidad magnética; Fed; Alo, Sio, y Feo. Sin embargo, dichas alteraciones no se dieron de forma homogénea y sólo afectaron los primeros centímetros del suelo. En el caso del perfil ENAH, se presentó el mayor espesor de ceniza, y por consiguiente los cambios en las propiedades fueron menores; por el contrario, en aquellos, en donde no hubo o fue escasa la capa de ceniza, como es el caso de Copilco (túnel 2-3, 5 y 6), se tuvo una mayor afectación de los primeros horizontes.

En cuanto a la interpretación paleoambiental, se distinguieron tres ciclos pedogenéticos; en donde, el primero y más antiguo se relaciona con el desarrollo de un suelo de tipo Luvisol, lo que conlleva a procesos largos de estabilidad del paisaje, necesarios para la migración de arcillas. En él encontramos los horizontes 3BA, 3Bt, 3BC, y 3C. El segundo ciclo, horizonte 2AB, se relaciona con un pedosedimento. El último ciclo, y el más joven, que muestra el horizonte Ab, en ENAH y Avon, y los horizontes Eb y AEb, en Copilco, se asocia a un tipo de pedogénesis de tipo Andosol, el cual refleja un menor tiempo de pedogénesis.

En consecuencia, observamos que hay una mayor evolución de los paleosuelos del Pleistoceno con respecto a los del Holoceno tardío, además de una alternancia de procesos que indican periodos de menor humedad que favorecieron la lixiviación de carbonatos en los suelos y su acumulación en las partes bajas. Esto, representa los cambios en el dinamismo de los procesos de estabilidad e inestabilidad ambiental, que

en el caso del Pleistoceno, se calcula en miles de años mientras que para el Holoceno tardío involucran sólo cientos de años. Lo anterior, permite establecer que los paleosuelos referentes al tercer ciclo pedogenético, es decir, los pertenecientes al Pleistoceno, se formaron en ambientes con cambios estacionales de condiciones de sequía y precipitación. Es así como cada paleosuelo representa un ciclo dinámico de estabilidad de paisaje y pedogénesis. Dichos ciclos fueron identificados en cada uno de los paleosuelos a través del uso de índices pedológicos.

Con base en los resultados obtenidos, puede considerarse que el cambio ambiental entre el Pleistoceno y el Holoceno tardío, fue de un ambiente con precipitación hacia una pérdida de humedad, lo cual promovió el proceso de lixiviación de los carbonatos.

Los valores de isótopos estables de carbono muestran contradicciones con la interpretación hecha, basada en otras propiedades. Resaltan los valores altos en Avón, que pueden indicar actividades agrícolas con la cultivación de maíz e irrigación. Sin embargo, no se han hecho estudios particulares que lo demuestren. En los túneles de Copilco, el horizonte Ab también tiene valores altos, que pudieran asociarse también a la cultivación. En la ENAH los valores son menores, que documentan condiciones de mayor humedad.

Por último, la hipótesis del presente trabajo, donde se plantea que la memoria del suelo registra los cambios de las condiciones ambientales así como las actividades humanas durante los periodos de estabilidad en el paisaje, a pesar de la modificación causada por las altas temperaturas de los flujos de lava del volcán Xitle, es aceptada. Esto se debe a que fue posible detectar el grado de alteración ocasionado por las lavas, discriminándolo de la señal paleoambiental, que imprime características especiales en los suelos, de tal manera que la memoria edáfica pudo ser reestablecida.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABUNDIS Canales, Jaime. (2007). La huella carmelita en San Ángel, 2 vols, INAH, México.

ACOSTA Ochoa Guillermo. (2007). Las ocupaciones precerámicas de la Cuenca de México. Del poblamiento a las primeras sociedades agrícolas, IIA – UNAM.

ACOSTA Ochoa Guillermo. (2008). La Cueva de Santa Marta y los cazadores recolectores de Pleistoceno final – Holoceno temprano en las regiones tropicales de México, Tesis de Doctorado, FFyL – IIA, UNAM, México.

ÁLVAREZ del Castillo Carlos. (1990). Estudios de una muestra quemada procedente del sitio Cuicuilco "C", Mecanográfico, Archivo técnico de la Subdirección de Salvamento Arqueológico, INAH, México.

ALMENDROS, G., González-Vila, F.J., Martín F. (1990). Fire induced transformation of soil organic matter from an oak forest. An experimental approach to the effects of fire on humic substances - *Soil Science* 149.

ALMENDROS, G; Polo A; Ibáñez JJ; Lobo M.C. (1984). Contribución al estudio de la influencia de los incendios forestales en las características de la materia orgánica del suelo. I: Transformaciones del humus en el bosque de *Pinus pinea* del centro de España - *Revue d'Ecologie et Biologie du Sol*, 21.

ARNOLD R. (1990). Pedosphere. In: Arnold R., Szabolcs I. y Targulian V. (Eds.). *Global soil change*. IIASA-ISSS-UNEP, International Institute for Applied Systems Analysis. Laxenburg, Austria.

ARNOLD, J. R., y Libby, W. F., (1951). Radiocarbon dates – *Science* 113.

AROCENA, J.M., Opio, C. (2003). Prescribed fire-induced changes in properties of subboreal forest soils. *Geoderma* 113.

BADÍA-Villas, D; Martí, C. (2003a). Plant ash and heat intensity effects on chemical and physical properties of two contrasting soils - *Arid Land Research and Management*, 17.

BADÍA-Villas, D; Martí, C. (2003b). Effect of simulated fire on organic matter and selected microbiological properties of two contrasting soils - *Arid Land Research and Management*, 17.

BADÍA-Villas, D; Martí, C; Aguirre, J; Echeverría, M.T; Ibarra, P. (2008). Fire and rainfall energy effects on soil erosion and runoff generation in semi – arid forested lands - *Arid Land Research and Management*, 22.

BADILLA Cruz Ramón R. (1977). Estudio petrológico de la lava de la parte noreste del Pedregal de San Ángel, D.F - *Bol. Soc. Geol. Mexicana*. Tomo XXXVIII, no. 1, junio, México.

- BATJES, N.H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur J. - Soil Sci*, 47.
- BAUMHAUER, R. (2010). Wissenschaftliche Buchgesellschaft (WBG). *Physische Geographie*. 2. Darmstadt.
- BERNAL, Ignacio. (1992). *Historia de la Arqueología en México*, Editorial Porrúa, SA. México.
- BIRKELAND, P. W. (1984a). *Soils and geomorphology*. Oxford University Press, New York. USA.
- BIRKELAND, P. W. (1984b). Holocene soil chronofunctions, Southern Alps, New Zealand – *Geoderma*, 34.
- BIRKELAND, P. W. (1990). Soil-geomorphic research - a selective overview - *Geomorphology*, 3. Elsevier Science Publishers, Amsterdam Holland.
- BRADBURY, J.P. (2000). Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48, 000 years: impacts of climate and man – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163.
- BRADBURY, J. P. (2000). Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163.
- BRONGER, A. and J.A. Catt. (1989). *Paleosols: Problems of definition, recognition and interpretation - Catena Supplement*.
- BRONGER, A. and J.A. Catt. (1998). *The Position of Paleopedology in Geosciences and Agricultural Sciences - Quaternary International*.
- BULLOCK P. N. FEDOROFF, A. JONGERIUS, G. STOOPS, T. TURSINA and U. BABEL. (1985). *Hanbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, Wolverhampton, Ukraina.
- 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.
- CAMACHO C., E. (1999). *Demografía de Sphenarium purpurascens. (Orthoptera: Pyrgomorphidae) en la Reserva del Pedregal de San Ángel, D.F.* Tesis profesional. Facultad de Ciencias; UNAM; México.

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.

CANO - SANTANA, Z. I. *et al.* (2006). "Ecología, Conservación restauración y manejo de las áreas naturales y protegidas del pedregal del Xitle" en: Oyama, K. Y A. Castillo (eds.), *Manejo, Conservación y Restauración de Recursos Naturales en México.* UNAM. México.

CARBALLAL Staedtler Margarita y María Flores Hernández. (1997). Tecnología de prevención de inundaciones en la Cuenca de México durante el horizonte Posclásico - Historia y desastres en America Lativa, vol II, LA RED - CIESAS.

CARRERA J. (2000). Balance hidrológico - hidráulico de la Cuenca del Valle de México y perspectivas sobre su evolución futura. Tesis de la Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

CARRILLO Trueba, César. (1995). *El Pedregal de San Ángel*, UNAM, México

CATT, J. A. (1986). Relict properties in soils of the central and north-west european températe región - *Catena Supplement*, 16.

CATT, J. A. (1990). *Paleopedology manual - Quaternary International*, 6.

CERDÁ, A. (2004). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 6.

CERLING, T. E., J. Quade, and Y. Wang. (1989). Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators - *Nature* 341.

CERTINI, G. (2005). Effects of fire on properties of forest soils - a review. *Oecologia* 143.

CERVANTES, P., Molinero, R.J. (1995). *Eventos volcánicos al sur de la ciudad de México.* B.S. Thesis. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

CERVANTES, P., Wallace, P. (2003a). Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of 2000 year BP Xitle volcano in central Mexico - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120.

CERVANTES, P y Wallace P. (2003b). Role of H₂O in subduction zone magmatism. New insights from melt inclusions in high - Mg basalts from central Mexico - *Geology*, 31.

CHAPARRO M. A. E. *et al.* (2002). Preliminary results of magnetic characterisation of different soils in the Tandil region (Argentina) affected by the pollution of metallurgical factory - *European journal of environmental and engineering geophysics (EEGS)*, vol 7.

CHAPARRO M. A. E. (2006). Estudios de parámetros magnéticos de distintos ambientes relativamente contaminados en Argentina y Antártida. Monografías del Instituto de Geofísica, no. 7., UNAM.

CORDERO, Ángela, Silvia González, *et al.* (2009). Tepexpan palaeoindian site, basin of Mexico: multi-proxy evidence for environmental change during the late Pleistocene-late Holocene - Quaternary Science Reviews, 28, United States of America.

CÓRDOVA, C., Martín del Pozzo, A.L., Camacho, J. L. (1994). Palaeolandforms and Volcanic Impact on the Environment of Prehistoric Cuicuilco, Southern Mexico City - Journal of Archaeological Science, 21.

CRUZ y Cruz Tamara. (2011). Paleoambientes del Cuaternario tardío en Sonora a partir del registro paleopedológico. Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM.

CUMMINGS, Byron. (1933). Cuicuilco and the Archaic Culture of Mexico - University of Arizona Social Science Bulletin 4, Tucson, Arizona.

CUMMINGS, Byron. (2006). A Mexican Pompeii. Uncovering the Cuicuilco pyramid, 1922/1925 - Byron Cummings. Dean of Southwest Archaeology, University of Arizona Press.

DANIEL, H; Schinitzer, M. *et al.* (1990). Soil lipids: origin, nature, content, decomposition, and effect on soil physical properties - Soil Biochemistry, vol 6. Marcel Dekker. N. Y.

DEBANO, L. (1969). Observations of water - repellent soils in western United States - DeBano, L & J. Letey (eds.) Proceedings of a conference on water repellent soils, California.

DEBANO, L. (1981). Water repellent soils: a state of the art. USDA Forest Service - General Technical Report PSW, 46.

DEBANO, L. (2000). The role of fire and soil heating on water repellency in wild land environments: a review. J. - Hidrology, 231/232.

DE TERRA, H. (1951). Comments on radiocarbon dates from Mexico. Memoirs of the Society for American Archaeology No.8.

DEL OLMO Calzada Margarita y Argelia del Carmen Montes Villalpando. (2011). El Museo de Tepexpan y el estudio de la Prehistoria en México - La Colmena, 70, abril - junio.

DOERR, S. H; Shakesby R. A. Walsh R. P. D. (2000). Soil water repellency: its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance - Earth Science Reviews, 51.

EVANS, M. E. and Heller, F. (2003). Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. Academic Press.

EZCURRA E. (1996). De las chinampas a la megalópolis. El medio ambiente en la Cuenca de México. FCE, México

FANNING, Delvin S. and Mary C.B. FANNING. (1989). Morphology, genesis, and classification. John Wiley and Sons. New York. USA.

FAO-UNESCO. (1988). Food and Agricultural Organization of the United Nations. Clave de unidades de suelos del mundo, mapa mundial de suelo.

FARRERA, I., *et al.* (1999). Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry - *Climate Dynamics*, 15.

FERNÁNDEZ, I; Cabaneiro, A; Carballas, T. (1997). Organic matter changes immediately after a wildfire in an Atlantic forest soil and comparison with laboratory soil heating - *Soil Biol. Biochem.*, 29.

FLÓREZ María. T, Luis N. Parra S; *et al.* (2013). Paleosuelos del mioceno en el desierto de la tataka - *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 37.

FREDERICK, C. D. (1995). Fluvial response to Late Quaternary climate change and land use in central Mexico. Tesis de Doctorado, The University of Texas at Austin.

FOTH D. Henry. (1997). Fundamentos de la ciencia del suelo. Compañía editorial continental S.A de C.V, México.

GARCÍA – CHEVESICH P. (2012). Procesos y control de la erosión. Outskirts Press. Denver

GARCÍA, E. (1964). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). Offset Larios. Mexico.

GARCÍA Moll Roberto. (2007). La Cuenca de México. Preclásico Temprano y medio (2500 – 400 aC). Las primeras sociedades agrícolas - *Revista Arqueología Mexicana*, vol XV, no. 86, INAH – CNCA.

GARCÍA - ROMERO, A. (2001). Evolution of disturbed oak woodlands, the case of Mexico City's western forest reserve - *The Geographical Journal* 167.

GIOVANNINI, G; Lucchesi, S. (1983). Effect of fire on hydrophobic and cementing substances of soil aggregates - *Soil Science*, 136.

GIOVANNINI, G., Lucchesi, S. (1997). Modifications induced in the soil physico- chemical parameters by experimental fires at different intensities - *Soil Science*, 162.

GONZÁLEZ, S., Pastrana, A., Siebe, C., Duller, G. (2000). Timing of the prehistoric eruption of Xitle Volcano and the abandonment of Cuicuilco Pyramid, Southern Basin of Mexico - Geological Society, London, Special Publications, 171.

GONZÁLEZ – Pérez J.A; González – Vila F. J; Almendros G; Knicker H. (2004). The effect of fire on soil organic matter: a review - *Environ. Int.*, 30 (6).

GONZÁLEZ, S. *et al.* (2003). Earliest humans in the Americas: new evidence from Mexico - *Journal of Human Evolution*, 44.

GONZÁLEZ, S. *et al.* (2014). Paleoindian sites from the Basin of Mexico: Evidence from stratigraphy, tephrochronology and dating - *Quaternary International*. Elsevier.

GRANDED A.J.P. (2011). Efecto a corto y largo plazo del fuego sobre algunas propiedades del suelo. Incendios naturales e incendios experimentales bajo condiciones de campo y laboratorio. Tesis de Doctorado. Departamento de cristalografía, mineralogía y química agrícola. Universidad Sevilla.

GRANGED, A. J. P., Jordán A., Zavala, L. M., Muñoz-Rojas, M., and Mataix-Solera, J. (2011). Short-term effects of experimental fire for a soil under eucalyptus forest (SE Australia), *Geoderma*.

GUTIERREZ, M. T. *et al.* (2005). La Cuenca de México y sus cambios demográfico – espaciales. Temas selectos de geografía. Atlántida Coll – Hurtado, Instituto de Geografía, UNAM, México.

HATCHER, P. G; Spiker, E. C. (1998). *Humic Substances and Their Role in the Environment*. - Wiley, N.Y.

HEIZER, R.F., Bennyhoff, J.F. (1958). Archeological Investigation of Cuicuilco, Valley of Mexico - *Science*, 31.

IBAÑEZ, J. J., Lobo, M.C., Almendros, G. y Polo. (1983). Impacto del fuego sobre algunos ecosistemas edáficos de clima Mediterráneo continental en la zona Centro de España - *Bol. Es.t. Gen-t. Ecol.*, 12.

ISRADE - Alcántara I, Garduño – Monroy, V.H., y Ortega Murillo, R. (2002). Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago Cuitzeo - *Hidrobiológica*, 12.

JASSO, Carolina; Sergey Sedov; Elizabeth Solleiro y Jorge Gama. (2000, 2002). El desarrollo de los paleosuelos como índice de estabilidad del paisaje. Un ejemplo del centro de México - *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, no. 47.

JORDÁN, A; González, F. A; Zavala L. M. (2010). Re – establishment of soil water repellency after destruction by intense burning in a Mediterranean heathland (SW Spain) - *Hydrological Processes*, 24.

KHANNA, P.K. y Raison, R.J. (1986). Effect of fire intensity on solution chemistry of surface soil under a Eucalyptus pauciflora forest. *Australian Journal of Soil Research* 24.

KETTERINGS, Q.M., Bigham, J.M., Laperche, V. (2000). Changes in soil mineralogy and texture caused by slash-and-burn fires in Sumatra, Indonesia - Soil Science Society of American Journal 64.

KNICKER, H; González – Vilá F.J. *et al.* (2005). Distribution of charred organic matter in the humic fractions of a fire affected Xerochrept - Soil Biol. Biochem, 37.

KUTIEL, P., Shaviv, A. (1992). Effects of soil type, plant composition, and leaching on soil nutrients following a simulated forest fire. Forest Ecology and Management 53.

LIBBY, W. F. (1955). Radiocarbon dating. University of Chicago Press, 2nd Edition.

LIDE, D.R. (2001). CRC handbook of chemistry and physics. 82nd Edition. CRC Press. New York.

LÓPEZ Austin Alfredo y Leonardo López Lújan. (2011). El pasado indígena, FCE – CM, México.

LÓPEZ - Camacho, J. (1991). La estratigrafía de la pirámide de Cuicuilco en retrospectiva, Escuela Nacional de Antropología e Historia, México, Cuicuilco, 27.

LOUNEJEVA Baturina, E. *et al.* (2006). Late Pleistocene to Holocene environmental changes from $\delta^{13}\text{C}$ determinations in soils at Teotihuacan, Mexico - Geofísica Internacional, 45 (2).

LOUNEJEVA Baturina, E. *et al.* (2007). Late Quaternary environment in the Teotihuacan Valley, México, inferred from $\delta^{13}\text{C}$ in soils - SAS Bulletin, 30 (1).

LOWE, J.J. and M.J. C. WALKER. (1984). Reconstructing Quaternary Environments. Longman Group Ltd, segunda edición, HongKong.

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.

LUGO-HUBP, J., Inbar, M., Pastrana, A., Flores, A., Zamorano, J.J. (2001). Interpretation of the geomorphic setting of the Cuicuilco basin, Mexico City, affected by the pre-Hispanic eruption of the Xitle volcano - Geomorphology 3.

MACÍAS. J.L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México – Bol. de la Soc. Geol. Mex. Tomo LVII, no. 3.

MATAIX - Solera, J., Doerr, S.H. 2004. Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in southeastern Spain - Geoderma 118.

MATAIX – Solera, J; Arcenogui, V; Guerrero, C; *et al.* (2007). Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment - Hydrological Processes, 21.

- MEHRA, O.P. and M.L. Jackson (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate buffer. *Clays and Clay Minerals*, 7.
- MERMUT, A.R., Luk, S.H., Romkens, M.J.M., Poesen, J.W.A. (1997). Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils - *Geoderma* 75, 203-214
- METCALFE, S. E., O ' Hara, S. L., Caballero, M., y Davies, S. J. (2000). Records of Late Pleistocene - Holocene climatic change in Mexico - a review - *Quaternary Science Reviews*, 19.
- MIEHLICH, G. (1991). Chronosequences of volcanic ash soils, *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten* 15.
- MINOR García Orcar. (2014). Comparación entre dos posibles soluciones al diseño estructural, en 1930 y contemporánea, para el edificio La Nacional primer rascacielos en México. Tesis de licenciatura en Ingeniería civil. Facultad de Ingeniería – UNAM.
- MORRISON, R. (1978). Quaternary Soil Stratigraphy. Concepts, Methods, and Problems - Quaternary soil. Third York Quaternary Symposium. *Geo Abstracts*, Norwich, England.
- MOOSER Federico. (1975). Historia geológica de la Cuenca de México - Memorias de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal, Departamento del Distrito Federal, Tomo I.
- MUNSELL, (1990). Munsell, Soil Color Charts. Macbeth Division of Koll Morgan Corporation Baltimore, Maryland.
- NAVARRETE, Carlos. (1991). Cuicuilco y la arqueología del Pedregal. Crónica de un desperdicio - Arqueología, Revista de la Dirección de Arqueología del INAH. Segunda época, no. 5, México.
- O'HARA, S. L., Metcalfe, S. E., y Street-Perrot, F. A. (1994). On the arid margin: the relationship between climate, humans and the environment. A review of evidence from the highlands of central Mexico - *Chemosphere*, 29.
- PASTRANA Alejandro y Felipe Ramírez. (2012). Reinterpretando Cuicuilco. Ponencia presentada en la *Society for American Archaeology* dentro del Simposio "Paths to Power: Strategies of Highland Mesoamerica's Late Formative and Early Classic Rulers", Memphis, Tennessee, USA.
- PEDRAZA, G.L. (1996). Geomorfología - Principios, Métodos y Aplicaciones. Ed. Rueda. Alarco, Madrid.
- PÉREZ Campa Mario A. (2007). La Cuenca de México. Preclásico tardío (400 aC – 200 dC). Las primeras ciudades - *Revista Arqueología Mexicana*, vol XV, no. 86, INAH – CNCA.

- PEÑA, V.M., Vázquez-Selem, L., Siebe, C. (2009). Soil organic carbon stocks and forest productivity in volcanic ash soils of different age (1835–30,500 years B.P.) in Mexico - *Geoderma* 149.
- PIÑA – Chán, R. (1967). Oficial Guide Cuicuilco – Copilco. Instituto de Antropología e Historia, México.
- RAMÍREZ Sánchez Felipe. (2012). La erupción del Xitle y el fin de Cuicuilco. Artículo enviado a la revista *Arqueología Americana* para ser publicado en el volumen intitulado: “Desastres naturales y cambio climático”. Junio, 2012.
- RETALLACK, J.G. (1990). *Soils of the past. An introduction to paleopedology* - Blackwell Science. U. K.
- RETALLACK, J.G. (1998). Core concepts of paleopedology - *Quaternary International*.
- ROBICHAUD, P.R; Hungerford R.D. (2000). Fire effects on infiltration rates after prescribed fire in Northern Rocky Mountain forests, USA - *Journal of Hydrology* 231.
- ROMANO, Arturo. (1974). Restos óseos precerámicos de México - *Antropología Física, Época prehispánica*, Javier Romero, Alfonso L. de Garay et al., ., México, Secretaría de Educación Pública – INAH, Serie México panorama histórico y cultural.
- RUHE, R. V. (1969). Soil-climate system across the prairies in the midwestern U.S.A - *Geoderma*.
- RUHE, R. V. (1975). Climatic geomorphology and fully developed slopes – *Catena*, 2.
- RZEDOWSKI, J. (1957). Algunas asociaciones vegetales de los terrenos del lago de Texcoco - *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, no. 21, México.
- RZEDOWSKI, J. (1978). *Vegetación de México*. Limusa. Mexico.
- RZEDOWSKI, J. y G.C. Rzedowski. (2001). *La Flora del Pedregal de San Ángel*. Secretaría de medio ambiente y recursos naturale - Instituto Nacional de Ecología, México.
- SALGADO, J; González, M. I; Armada , J. *et al.* (1995). Loss of organic matter in Atlantic forest soils due to wildfires. Calculation of the ignition temperature - *Thermochimica Acta*, 259.
- SÁNCHEZ Alaniz José Ignacio y Emma Marmolejo Morales. (2012). Proyecto - Copilco: un sitio arqueológico del Pedregal de San Ángel, Dirección de Registro Público de Monumentos y Zonas Arqueológicas - INAH
- SÁNCHEZ Guadalupe. (2009). El Fin del Mundo, Sonora: cazadores Clovis de megafauna del Pleistoceno Terminal – *Arqueología Mexicana* (mayo – junio), no. 97.

SÁNCHEZ Perez Serafín, *et al.* (2013). The Black San Pablo Paleosol of the Teotihuacan Valley, Mexico: Pedogenesis, Fertility, and Use in Ancient Agricultural and Urban Systems - Geoarchaeology - An International Journal 00.

SÁNCHEZ Sánchez Horacio. (2013). Urbanismo en la cuenca de México durante el periodo Formativo, Departamento de Teoría y Análisis, División CyAD Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Xochimilco, México.

SANDERS. W.T., Parsons, J.R. *et al.* (1979). The Basin of Mexico: Ecological Processes in the Evolution of a Civilization - Academic Press.

SANTIBÁÑEZ, G. (2005). Caracterización de la heterogeneidad ambiental en la Reserva del Pedregal de San Ángel. Tesis profesional. Facultad de Ciencias, UNAM; México.

SANTOYO Villa Enrique, *et al.* (2005). Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México, tgc Geotécnica, México.

SAVAGE, S. M. (1974). Mechanism of fire - induced water repellency in soil - Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38.

SAYYED M.R.G. (2014). Flood basalt hosted palaeosols. Potential palaeoclimatic indicators of global change - Geoscience Frontiers, vol. 5 no. 6.

SCHAETZL, Randall and Sharon Anderson (2005). Soils. Genesis and geomorphology. Cambridge University Press. New York. USA.

SCHLICHTING, E. and H.P. Blume (1966). Bodenkundliches Praktikum. Verlag Paul Parey, Hamburg.

SCHMIDT, M.W.I., Skjemstad, J.O., Gehrt, E., Kögel-Knabner, I. (1999). Charred organic carbon in German chernozemic soils - European Journal of Soil Science 50.

SCHOLTES, W. H., R. V. RUHE and RIEKEN, F. F. (1951). Use of morphology of buried soil profiles in the Pleistocene of Iowa - Proceedings of the Iowa Academy of Science, vol. 58.

SCHULZE, E.D; Wirth C; Heimann, M. (2000). Managing forests after Kyoto - Science, 289.

SEDOV, Sergey; Elizabeth Solleiro; *et al.* (2001). Buried paleosols of the Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in central Mexico - Journal of Quaternary Science, no. 16.

SEDOV, Sergey; Elizabeth Solleiro; *et al.* (2003). Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of paleoenvironments and soil evolution - Quaternary International, no. 106.

SEDOV, S., E. Solleiro R., J.E. Gama C. (2003b). Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting. *Catena* 54.

SEDOV, S., E. Solleiro - Rebolledo, B. Terhorst, J. Sole', M.L. Flores - Delgadillo G. Werner and T. Poetsch. (2009). Paleosol sequence in Tlaxcala Basin: a multiscale proxy of the Middle to Late Quaternary environmental change in Central Mexico - *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26.

SEDOV, Sergey; *et al.* (2010). Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico - *Geomorphology* doi:10.1016/j.geomorph.2009.09.003.

SERRA Puche Mari Carmen. (1989). El sur de la Cuenca de México durante el Formativo - El Preclásico o Formativo. *Avances y perspectivas*, Museo Nacional de Antropología, INAH, México.

SERRA Puche Mari Carmen. (1995). Terremote - Tlaltenco una aldea lacustre de la Cuenca que no construyó chinampas, CIESAS, México.

SERRA Puche y Carlos Lazcano Arce. (2009). Arqueología en el sur de la Cuenca de México. Diagnóstico y futuro - In memoriam W.T Sanders, UNAM, México.

SEYMOUR, D.S (1989). *Soil Morphology, genesis, and classification*, John Wiley & Sons, New York.

SHAKESBY, R.A. *et al.* (2000). The erosional impact of soil hydrophobicity: current problems and future research directions - *J. Hydrology*, 231.

SIEBE Claus. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico - *City, Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104.

SIEBE Cristina, Jahn R. y K. Stahr. (2006). *Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo*, UNAM.

SIEBE Claus. (2009). La erupción del volcán Xitle y las lavas del Pedregal hace 1670 +/-35 años AP y sus implicaciones - *Biodiversidad del ecosistema del Pedregal de San Ángel*, UNAM, México.

SINGER M. y D. Munns. (1996). *Soils: an introduction*. Prentice Hall. Upper Saddle River.

SOBERÓN, J., M. Rosas y G. Jiménez. (1991). *Ecología Hipotética de la Reserva del Pedregal de San Ángel*. Ciencia y Desarrollo, 99.

SOLLEIRO, Elizabeth, *et al.* (2004). Quaternary pedostratigraphy of the Nevado de Toluca volcano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21.

SOLLEIRO Elizabeth, *et al.* (2014). Paleosols beneath a lava flow in the southern Basin of Mexico: The effect of heat on the paleopedological record - Elsevier Editorial System for Catena Manuscript Draft. CATENA - 02365 (artículo en prensa)

SOLÍS Castillo, Berenice. (2010). Toposecuencia de paleosuelos volcánicos como herramientas para la reconstrucción paleoambiental en el Cuaternario Tardío en Tlaxcala. Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM.

SOLÍS Castillo, Berenice, *et al.* (2012). Paleosuelos en secuencias coluvio-aluviales del Pleistoceno – Holoceno en Tlaxcala: registros paleoambientales del poblamiento temprano en el centro de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana vol. 64, núm. 1.

STEVENSON, F. J. (1994). Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions. 2nd edition Wiley John & Sons.

STRAUBINGER MARGIT. (2013). Thesis Pedological characteristics of past and recent soils in relation to archeological sites in Mexico City. Julius – Maximilians University Würzburg. Institute of Geography and Geology.

TARGULIAN V. O. y Solokova T. A. (1996). Soils as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions - Eurasian Soil Science, no. 29.

TARGULIAN Víctor y Sergey V. Goryachkin. (2004). Soil memory: Types of record, carries, hierarchy and diversity”, en: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. vol. 21, No. 1.

TARGULIAN V. O. y Krasilnikov P.V. (2007). Soil system and pedogenetic processes: Self – organization, time scales, and environmental significance – Catena, vol. 71, no 31.

TEREFE, T., Mariscal-Sancho, I., Peregrina, F., Espejo, R. (2008). Influence of heating on various properties of six Mediterranean soils. A laboratory study – Geoderma, 143.

THOMAS, M. F. (2001). Landscape sensitivity in time and space an introduction –Catena, 42.

ÚBEDA, X., Lorca, M., Outeiro, L. R., Bernia, S., Castellnou, M. (2005). The effects of prescribed fire on soil quality (Prades Mountains, North East Spain). International Journal of Wildland Fire 14.

ULERY, A.L., Graham, R.C., Bowen, L.H. (1995). Forest fire effects on soil phyllosilicates in California - Soil Science Society of America Journal 60.

URRUTIA Araxi y Jaime Urrutia Fucugauchi. (2011). El poblamiento temprano de América: ¿cómo, cuándo, dónde, quiénes? - Escenarios de cambio climático: Registros del Cuaternario en América Latina I, UNAM.

USDA (1996). Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report no. 42. U.S. Department of Agriculture, National Resources Conservation Services, National Soil Survey Center.

VALENTINE, K. W. G. and J. B. DALRYMPLE. (1976). Quaternary Buried Paleosols: A Critical Review - Quaternary Research, 6.

VALIENTE-BANUET, A. y E. De Luna. (1990). Una lista florística para la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel. Acta Botánica Mexicana. 9.

VAZQUEZ- Sánchez E. Y R. Jaimes Palomera. (1989). Geología de la Cuenca de México - Geofísica Internacional, Revista de la unión geofísica mexicana. auspiciada por el Instituto de Geofísica - UNAM; vol. 28; núm. 2.

VÁZQUEZ Selem, L. (2003). El escenario paleoambiental de la región - Velázquez, A., Torres, A., y Bocco, G., (Coords.), Las enseñanzas de San Juan. Investigación participativa para el manejo de recursos naturales. Instituto Nacional de Ecología-SEMARNAT, México.

VIRÓ, P. J. (1974). Effects of forest on soil. In: Kozlowski, T.T y E. Ahlgren (eds). Fire and Ecosystems. Academic Press. N.Y.

WORLD REFERENCES BASE FOR SOIL RESOURCES (WRB). (2006). World Soil Resource Reports no. 103. FAO, Rome 2007. IUSS Working Group WRB.

YAALON D. H. (1975). ¿Conceptual models in pedogenesis. Can soil-forming functions be solved? - Geoderma, 14.