



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO**



**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA
MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

**INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL Y TAFONOMÍA EN
YACIMIENTOS FOSILÍFEROS PALEÓGENOS DEL NOROESTE
DE OAXACA, MÉXICO**

TESIS

COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA

BIÓL. MAR. NADIA WENDOLINE RODRÍGUEZ CABALLERO

ASESORES:

DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA

DR. EDUARDO JIMENEZ HIDALGO

DRA. MARÍA LOURDES GONZÁLEZ ARQUEROS

Morelia Michoacán. 25 Febrero de 2019.



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA
MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO



INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL Y TAFONOMÍA EN YACIMIENTOS
FOSILÍFERO PALEÓGENOS DEL NOROESTE DE OAXACA, MÉXICO

COMITÉ ASESOR

DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA

Directora de Tesis

DR. EDUARDO JIMÉNEZ HIDALGO

Co-Director de Tesis

DRA. MA. LOURDES GONZÁLEZ ARQUEROS

Asesor interno

COMITÉ REVISOR

DRA. MA. LOURDES GONZÁLEZ ARQUEROS

DR. MIKHAIL OSTROUMOV

DRA. ERNA LOPEZ GRANADOS

DR. ANGEL FIGUEROA SOTO

DR. GABRIEL VÁZQUEZ CASTRO

A mi familia

Por quererme siempre y motivarme en lograr mis objetivos.

A Félix

Por el amor, paciencia y el gran apoyo que eres para mí. Te amo.

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Isabel Israde y el Dr. Eduardo Jiménez Hidalgo, por la confianza y el apoyo otorgados durante este proyecto, por todo lo compartido, sus enseñanzas y cariño.

A la Dra. Rosalía Guerrero, por el apoyo en campo.

A la Dra. Lourdes González Arqueros por todo el apoyo y consejos.

Al Dr. Gabriel Vázquez por permitirme la realización de susceptibilidad magnética.

A los revisores, Dra. Erna López Granados, Dr. Angel Figueroa Soto, Dr. Mikhail Ostroumov.

Gracias a todos por el tiempo y los comentarios que mejoraron sustancialmente este trabajo.

A Mariana Mondini por recibirme cariñosamente e instruirme durante la estancia en Córdoba.

A la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo a través de su Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, y al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra. A todo el personal de laboratorio, Química Remedios, Señora Vicky, Alejandro Casillas, por apoyarme en la utilización de los laboratorios. Al Dr. Pedro Corona por permitirme la utilización del microscopio petrográfico.

A la M en C. Fabiola Mendiola y Dr. Felipe García Tenorio, ambos de la UNAM Camus Morelia, por el apoyo para la realización de granulometría, obtención de zircones y elaboración de láminas delgadas.

A mis compañeros de laboratorio Luis, Rosita, Dulce, Sonia, Perla, por compartir sus saberes y buen humor ☺.

A los compañeros de cohorte de la maestría, Yoselin, Amalia, Yoloxóchitl, Pedro, Eli, Luis, Israel, y a mis compañeros de campo, Balbina, Perla, Lalo, Abigail, Ismael, por todas las aventuras y el apoyo en la realización y obtención de muestras en campo, sin su ayuda no hubiera sido posible tomar tanta muestra.

FINANCIAMIENTO

Este trabajo se realizó gracias al apoyo aportado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) a través de la beca maestría 2016-2018.

El financiamiento para las salidas de campo y la realización de algunos estudios de laboratorio contó con el apoyo económico del proyecto "Asociaciones faunísticas y

ambientes de depósito de las localidades fosilíferas continentales del Eoceno tardío de la Mixteca alta oaxaqueña” (CONACYT Ciencia Básica 2015, N° 255883).

CONTENIDO

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
ÍNDICE DE TABLAS	x
I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Justificación	3
1.3 Hipótesis	3
1.4 Objetivos	4
II. ANTECEDENTES	5
2.1 Faunas Paleógenas en México	5
2.2 Paleontología en el área de interés	6
2.3 Geología y Paleoambientes	7
III. ÁREA DE ESTUDIO	
3.1 Localización	11
3.2 Fisiografía	11
3.3 Hidrografía	12
3.4 Clima y vegetación	12
3.5 Edafología	13
IV. MARCO GEOLÓGICO	
4.1 Geología regional	15
4.2 Estratigrafía	16
V. MARCO TEÓRICO	21
5.1 Estratigrafía	21
5.2 Paleosuelos	22
5.2 Tafonomía	23
VI. MATERIALES Y MÉTODO	
6.1 Prospección y colecta de muestras	27
6.2 Fase de gabinete	29
6.3 Actividades de laboratorio	30
VII. RESULTADOS	
7.1 Estratigrafía	34
7.2 Mineralogía	47
7.3 Geoquímica	49
7.4 Facies	53

7.5 Paleosuelos	57
7.6 Tafonomía	71
VIII. DISCUSIÓN	81
IX. CONCLUSIONES	94
X. REFERENCIAS	96
Anexo 1. Sitios de muestreo	102

RESUMEN

Las unidades fosilíferas de interés contienen fragmentos de vertebrados, incluyendo mamíferos pequeños y medianos, así como reptiles e icnofósiles. Afloran al noroeste de Oaxaca y corresponden a secuencias intercaladas de limolitas, arenisca y carbonatos, entre los que se tienen registros de paleosuelos a distintos niveles. Se obtuvieron columnas estratigráficas en cinco sitios, realizando una descripción estratigráfica, estudios mineralógicos y de petrología, con el fin de inferir características del paleoambiente. Se describieron las características tafonómicas de los fragmentos fósiles para inferir como se formó el yacimiento. La secuencia presenta intercalación de sedimentos detríticos y carbonáticos, estos últimos diferenciados en dos tipos: hacia la base calizas tipo mudstone, hacia el centro y cima caliches y costras con rasgos de meteorización. La mineralogía es similar en limoarcillas y carbonatos, con una composición de illita, montmorillonita, saponita, calcita y zeolitas. Con base al análisis de facies la secuencia se interpreta inicialmente como un ambiente lacustre alcalino, con periodos de disminución del nivel de agua, bajo un ambiente árido a semiárido, alta tasa de evaporación, baja sedimentación y desarrollo de suelos. Hacia la cima se presentan niveles detríticos de mayor energía, con un ambiente más fluvial.

Esta secuencia está subyacida por niveles de limoarcillas y calizas laminadas y silicificadas, asignadas a la Formación Chilapa, por lo que se considera que su depósito fue posterior a ella. Con base en la biocronología de nuevos registros de taxones en Yolomécatl y una edad máxima de depósito sedimentario de 30.6 Ma en zircones detríticos, se propone que Yolomécatl puede formar parte del desarrollo de la misma cuenca de la Formación Chilapa representando las facies proximales de la misma.

Palabras clave: paleoambiente, paleosuelos, Paleógeno, Oaxaca, Oligoceno, estratigrafía.

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.	
Figura 1	Cronología y localidades con faunas Paleógenas en E.U.A y México.	5
Figura 2	Estratigrafía de la región de estudio, propuesta por Santamaría-Díaz <i>et al.</i> , 2008.	8
Figura 3	Mapa de localización y vías de acceso a Santiago Yolomécatl, Oaxaca.	11
Figura 4	Mapa fisiográfico e hidrográfico de Santiago Yolomécatl.	12
Figura 5	Vista panorámica de Yolomécatl, con zonas de intensa erosión y pérdida de cubierta vegetal.	13
Figura 6	Mapa edafológico del municipio Santiago Yolomécatl.	14
Figura 7	Ubicación de Yolomécatl en referencia a los terrenos estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur.	15
Figura 8	Estratigrafía comparativa de las secuencias Cenozoicas.	19
Figura 9	Mapa geológico de Yolomécatl y áreas aledañas.	20
Figura 10	Mapa de sitios de muestreo.	27
Figura 11	Área de estudio y sitios aledaños con litología semejante.	28
Figura 12	Bloque de paleosuelo para extracción de muestra inalterada.	29
Figura 13	Caracteres tafonómicos a describir en la fauna fósil.	33
Figura 14	Mapa del área de estudio, localización de puntos de muestreo.	34
Figura 15	Columna estratigráfica y afloramiento del sitio Arcillas Verdes.	35
Figura 16	Columna estratigráfica y vista panorámica del sitio Secundaria.	37
Figura 17	Detalles localidad Secundaria.	37
Figura 18	Columna estratigráfica y afloramiento del sitio CBTa.	39
Figura 19	Detalles del sitio CBTa.	40
Figura 20	Imagen panorámica del sitio La Cruda.	42
Figura 21	Columna estratigráfica del sitio La Cruda.	43
Figura 22	Detalles de Sitio La Cruda.	44
Figura 23	Columna estratigráfica y afloramiento del sitio CBTa.	46
Figura 24	Calizas laminadas que subyacen la secuencia.	46
Figura 25	Elementos mayores (superior) y traza (inferior) en muestras de Yolomécatl.	51
Figura 26	Elementos mayores (superior) y traza (inferior) en muestras aledañas.	52

Figura 27	Limoarcillas masiva en muestra de mano.	53
Figura 28	Petrografía de niveles carbonatados.	54
Figura 29	Caliche con marcas de raíces.	55
Figura 30	Limoarenas en muestra de mano.	55
Figura 31	Limo con rizolitos.	56
Figura 32	Facies arenosa masiva, contacto erosivo con limo masivo.	56
Figura 33	Conglomerado matriz soportado en asociación con una arenisca.	57
Figura 34	Inicio del afloramiento fosilífero La Cruda.	58
Figura 35	Características micromorfológicas de la muestra LC-N2.	61
Figura 36	Iconofósil en paleosuelo.	64
Figura 37	Micromorfología de LC-5.	65
Figura 38	Vista panorámica del nivel N-24.	66
Figura 39	Microestructura del nivel N-24.	66
Figura 40	Vista panorámica del paleosuelo en CBTa.	67
Figura 41	Micromorfología del paleosuelo CBTa.	70
Figura 42	Proporción de especímenes por grupo taxonómico.	72
Figura 43	Especímenes con evidencia de abrasión.	74
Figura 44	Grados de intemperismo en fósiles de La Cruda.	75
Figura 45	Evidencias de pisoteo.	76
Figura 46	Fragmentos con marcas por mordidas de roedor.	77
Figura 47	Marcas de raíces.	78
Figura 48	Manchas arborescentes por el depósito de óxido de manganeso.	79
Figura 49	Alteraciones tafonómicas en mandíbulas de roedor.	80
Figura 50	Correlación estratigráfica entre los sitios estudiados.	81
Figura 51	Asociaciones de facies reconocidas en la Formación Yolomécatl.	84
Figura 52	Relación entre las concentraciones de Ca y Sr.	91
Figura 53	Mapa geológico de la zona.	93

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	Localidades fosilíferas en la región Mixteca.	Pág. 6
Tabla 2	Caracterización mineralógica en el sitio Arcillas Verdes.	47
Tabla 3	Caracterización mineralógica en el sitio Secundaria.	47
Tabla 4	Caracterización mineralógica en el sitio La Cruda.	48
Tabla 5	Caracterización mineralógica en el sitio Equisetos.	48
Tabla 6	Caracterización mineralógica en unidades aledañas a Yolomécatl.	49
Tabla 7	Concentración de elementos mayores en las muestras de Yolomécatl.	49
Tabla 8	Concentración de elementos traza en las muestras de Yolomécatl.	50
Tabla 9	Concentración de elementos mayores en las muestras aledañas.	50
Tabla 10	Concentración de elementos traza en las muestras aledañas.	50
Tabla 11	Abundancia de elementos esqueléticos identificados anatómicamente.	73
Tabla 12	Composición taxonómica de mamíferos pequeños en la muestra.	79
Tabla 13	Composición taxonómica de mamíferos medianos en la muestra.	80

I. INTRODUCCIÓN

La era Cenozoica comenzó hace 66 millones de años (Ma) y se extiende hasta la actualidad. Tradicionalmente se subdividía en los periodos Terciario y Cuaternario, pero el primer término fue excluido de la Carta Estratigráfica Internacional y se sustituyó por las divisiones, de Paleógeno y Neógeno (Riccardi, 2007) cuya duración va de 66-23.3 Ma y de 23.3-2.58 Ma, respectivamente (StratChart, 2018). El Paleógeno incluye las épocas Paleoceno, Eoceno y Oligoceno, y el Neógeno incluye las épocas Mioceno y Plioceno.

La manera habitual de referirnos al Cenozoico es como la “edad de los mamíferos” ya que este grupo presenta una gran radiación, alcanzando su máxima diversidad durante el Paleoceno-Eoceno (Ruiz-Colmenares, 2003). Se calcula que los mamíferos Cenozoicos suman alrededor de 4,500 géneros, incluidos los 1,051 géneros vivos (Webb y Opdyke, 1995).

El registro de mamíferos fósiles es amplio, y se tienen sistemas temporales basados en asociaciones de faunas mamíferas, denominadas “Edades mamífero terrestre” (*NALMA - North American Land Mammal Ages*), que permiten la comparación de depósitos terrestres e idealmente se complementa con dataciones radiométricas para mejorar su precisión (Prothero, 1998).

En México los registros de mamíferos fósiles son abundantes, predominantemente los de edad Pleistoceno, que suman alrededor de 770 sitios, y en menor número localidades con fósiles del Eoceno (3), Oligoceno (1), Mioceno (9), y Mioceno-Plioceno (~20) (Arroyo-Cabrales *et al.*, 2008; Montellano-Ballester y Jiménez-Hidalgo, 2006; Robles-Rivera, 2015).

Recientemente se identificó una localidad fosilífera rica en vertebrados en el noroeste de Oaxaca. El conjunto incluye fragmentos de roedores (*Gregorymys*), artiodáctilos (*Nanotragulus*); reptiles (*Hadrianus* sp., *Stylemys* sp. y *Rhineura*), además de los icnofósiles *Celliforma* y *Fictovichnus*, estos dos últimos considerados los registros más antiguos para México (Guerrero-Arenas *et al.*, 2017). La edad definida para esta fauna fue Chadroniano, por la presencia de équido primitivo *Miohippus assiniboiensis* (Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2015), pero recientemente se recalibró al Arikareano temprano (Oligoceno temprano) con base en la biocronología de nuevos registros de taxones y una edad

máxima de depósito sedimentario de 30.6 Ma en zircones detríticos (Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2018).

Las secuencias sedimentarias que albergan esta fauna han sido caracterizadas como Formación Yolomécatl y ha sido asociada a depósitos de un sistema fluviolacustre, en la que se reconoció la presencia de paleosuelos a distintos niveles (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016; Guerrero-Arenas *et al.*, 2017). Los paleosuelos son considerados una excelente fuente de información ambiental, porque en su génesis participan condiciones de geomorfología, vegetación, material parental y clima (Retallack, 2001; Tabor y Myers, 2015), por ello han sido descritos para una amplia variedad de ambientes continentales, incluyendo ambientes eólicos, palustres y deltaicos (Kraus, 1999).

El estudio de localidades fósiles inicialmente comprende un interés en el contenido faunístico, y las dudas respecto a los procesos que originaron esas acumulaciones, o su contexto ambiental pueden ser resueltas a través de estudios geológicos que utilizan indicadores para inferir el paleoambiente. Los estudios paleoambientales brindan un contexto físico a los registros paleontológicos, al mismo tiempo que son fundamentales en el entendimiento de los procesos y sistemas ecológicos del pasado.

En esta investigación se realizaron descripciones estratigráficas en los sitios fosilíferos de Yolomécatl, y en algunos sitios aledaños, para inferir el ambiente deposicional en el que se formó el yacimiento. Se incorporó además la descripción de los paleosuelos, sus características macro y microscópicas, que permitieron inferir el entorno y los procesos que en ellos se desarrollaron (Kraus, 1999; Tovar *et al.*, 2012).

1.1 Justificación

En México existe una amplia distribución de sedimentos Paleógenos, los cuales pueden abarcar alrededor del 30% de la superficie nacional. A pesar de esta frecuencia, las localidades con fósiles de esa edad son pocas, lo que resalta el gran valor biológico de la fauna local de Yolomécatl (Priego-Vargas *et al.*, 2016).

El estudio de localidades fósiles comprende un interés en la diversidad taxonómica del sitio, su origen, su formación y los procesos que originaron esas acumulaciones. La zona de interés ha sido incorporada en estudios estratigráficos regionales y recientemente ha sido objeto de descripciones geológicas y estratigráficas más detalladas, las cuales reconocen la presencia de paleosuelos, pero hasta ahora no hay descripción de los mismos, por lo que en este trabajo se incorporan con el fin de enriquecer las descripciones paleoambientales y aportar en su entendimiento.

Este trabajo se enmarca dentro del proyecto Conacyt-Ciencia básica 2015 (N° 255883) titulado “Asociaciones faunísticas y ambientes de depósito de las localidades fosilíferas continentales del Eoceno tardío de la Mixteca alta oaxaqueña”, y tiene como meta responder los siguientes cuestionamientos: ¿Cuál fue el ambiente sedimentario de la secuencia fosilífera?, ¿Cuáles fueron las condiciones ambientales que prevalecieron durante el depósito de la secuencia sedimentaria?, ¿bajo qué condiciones se formaron los paleosuelos?, ¿cómo se formó el yacimiento?, ¿qué información ambiental pueden aportarnos esas asociaciones?

1.2 Hipótesis de trabajo

El estudio de los restos fósiles colectados en los alrededores de Santiago Yolomécatl y del material que los contiene permitirá determinar algunas variables ambientales, identificando las facies sedimentarias en las que convivieron los organismos, además de inferir el origen del yacimiento.

1.3 Objetivos

General

Describir el paleoambiente para el área fosilífera de Santiago Yolomécatl, e identificar la historia tafonómica del yacimiento.

Específicos

- ❖ Elaborar columnas estratigráficas de las secuencias fosilíferas, puntos aledaños y correlacionarlas para inferir el ambiente deposicional.
- ❖ Realizar análisis mineralógicos y petrológicos para caracterizar la composición de los sedimentos.
- ❖ Identificar y describir las características micro y macroscópicas de los paleosuelos, para inferir características del paleoambiente.
- ❖ Realizar un análisis tafonómico para determinar la autoctonía de los restos fósiles e inferir cómo se formó el yacimiento.

II. ANTECEDENTES

2.1 Faunas Paleógenas en México

En Norteamérica las faunas más antiguas del Cenozoico se han identificado en la parte norte y centro de las Grandes Planicies, en E.U, con más de diez sitios (Janis, 1998), y en México, en los estados de Baja California, Chihuahua, Guanajuato, y recientemente en Oaxaca (Ferrusquía-Villafranca, 2006; Montellano-Ballester y Jiménez-Hidalgo, 2006; Jiménez-Hidalgo *et al.* 2002; Jiménez-Hidalgo *et al.* 2015) (Figura 1).

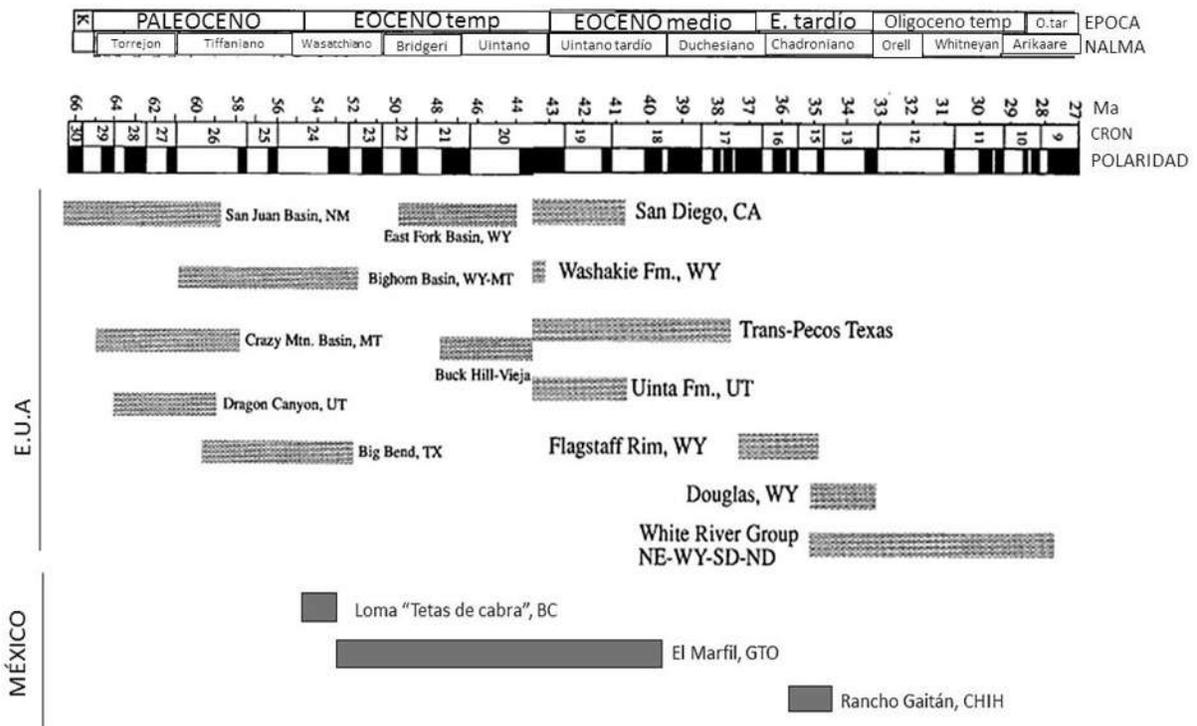


Figura 1. Cronología y localidades con faunas Paleógenas en E.U.A y México (Tomado y modificado de Janis, 1998).

En Baja California, la fauna de "Loma Las Tetas de Cabra" es una asociación compuesta por 11 órdenes y 15 familias, entre ellas Equidae (*Hyracotherium seekinsi*), Hyaenodontidae (*Prollimnocyon* sp.) y Didelphidae (*Estelestes ensis*) (Montellano-Ballester y Jiménez-Hidalgo, 2006). La edad de esta asociación es de 55 Ma (Wasatchiano- Eoceno temprano), y el material en el que se encontraron está conformado por limolitas intercaladas con conglomerados, pertenecientes a un ambiente fluvioacustre (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2002).

La fauna de El Marfil Guanajuato está conformada por 5 órdenes, 7 familias y 7 géneros; la mayoría es de tamaño pequeño; el grupo más diverso es el de roedores, con los taxa endémicos *Floresomys guanajuatoensis* y *Guanajuatomys hibbardi*, así como otros de gran parecido a taxones sudamericanos (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2002). Esta fauna tiene una edad Bridgeriano-Uintano (39-51 Ma-Eoceno medio).

Rancho Gaitán en Chihuahua, es asignada al Chadroniano (Eoceno tardío), su fauna incluye 4 órdenes, 11 familias y 15 géneros, en la que predominan herbívoros > 5Kg como *Mesohippus texanus*, *Hypertragulus heikini*, y una nueva especie de Hyaenodontidae.

2.2 Paleontología en el área de interés

Oaxaca es uno de los estados con gran cantidad de localidades fosilíferas y ha recibido la atención de investigadores desde finales del siglo XIX tras el hallazgo de fósiles de invertebrados en el Istmo de Tehuantepec (Böse, 1906), y restos de proboscídeos y peces en los alrededores de Tlaxiaco (Pérez-Crespo *et al.*, 2008).

Las faunas con vertebrados pre-Cuaternarios sólo se habían identificado, hasta este estudio, en Suchiquiltongo, Matatlán y Nejapa, (Mioceno), ubicadas en la región Valles Centrales (Pérez y Santos, 2009; Ferrusquía-Villafranca y Ruiz-González, 2015), mientras para la región Mixteca se tenía registro de peces y reptiles de edad Jurásica y Cretácica, además de mamíferos Cuaternarios, estos últimos en al menos diez sitios (Tabla 1).

Tabla 1. Localidades fosilíferas en la región Mixteca (fuente Pérez-Crespo *et al.*, 2008 y Pérez-Crespo y Santos-Moreno, 2009).

Localidad	Fauna (ejemplos)	Edad
Chinango	<i>Cuvieronius tropicus</i>	Cuaternario
Coixtlahuaca	<i>Mammuthus columbi</i> <i>Equus mexicanus</i>	Cuaternario
Chazumba	<i>Mammuthus columbi</i> <i>Netoma</i> sp. <i>Gopherus</i> sp.	Cuaternario
Cosoltepec	<i>Cuverionius tropicus</i> <i>Puma concolor</i>	Cuaternario
Sayultepec	<i>Mammuthus columbi</i>	Cuaternario
Soyaltepec	<i>Mammuthus columbi</i>	Cuaternario
Tamazulapam	<i>Mammuthus columbi</i>	Cuaternario
Teposcolula	<i>Bison</i> sp. <i>Equus mexicanus</i>	Cuaternario
Tlaxiaco	<i>Otomitla speciosa</i> , <i>Belonostomus ornatus</i> <i>Plesiosaurus mexicanus</i>	Cretácico

Huajuapán	Coelurosauria Allosauroidea	Jurásico
	Ictiosauridae Plesiauridae Crocodylia	Cretácico
	<i>Rhynchotherium praecursor</i>	Cuaternario

Las primeras menciones de Yolomécatl se hicieron tras los hallazgos paleontológicos de Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2012 quienes la reportan como la primera localidad con fósiles del Paleógeno en América neotropical y le asigna una edad Eoceno tardío (por contener fauna Chadroniana). Hasta ese momento se habían identificado 20 especies, 3 de reptiles y 17 de mamíferos, destacando roedores geomorfos, un tapiroideo, un rinoceróntido, un calicotérido, y un camélido, entre otros.

En 2015 Jiménez-Hidalgo y colaboradores realizan la descripción sistemática del conjunto, a la que denominan fauna local *Iniyoo* (nombre de la localidad en lengua mixteca) reconociendo 17 taxa de mamíferos, tres de reptiles y 2 icnotaxa. Los mamíferos identificados fueron: Sciuridae indet., Aff. *Jimomys* nov., Geomyinae indet, *Gregorymys* sp., *Leptochoerus* sp., *Perchoerus probus*, *Merycoidodon* sp., Protoceratidae indet, *Poebrotherium* sp., *Nanotragulus* sp., *Miohippus assinoboensis*, Chalicotheriidae indet., Tapiroid indet., cf. *Amyndontopsis* sp., *Trigonias* sp., además de los caniforme 1 y caniforme 2.

Los icnofósiles identificados en un primer momento fueron *Fictovichnus sciuttoi* y *Celliforma curvata* (Guerrero-Arenas y Jiménez-Hidalgo, 2014; Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2015) y un trabajo posterior amplía el registro e incluye a *Celliforma germanica*, *Celliforma rosellii* y *Celliforma* ispp, atribuidos a la actividad de abejas, y *Fictovichnus gobiensis*, correspondiente a la cámara pupal de un coleóptero (Guerrero-Arenas *et al.*, 2017).

2.3 Geología y paleoambientes

En el sur de México se han realizado investigaciones desde finales del siglo XVIII, por lo que existe una amplia bibliografía, con trabajos enfocados en geología general (Flores, 1909) y paleontología jurásica (Burckhardt, 1927), así como investigaciones recientes de carácter geológico (Carrasco-Ramírez, 1981; Centeno-García, 1988), morfoestructural (Campa y Coney, 1983; Hernández-Santana *et al.*, 1996) y geocronológico (Morán-Zenteno, 1999; Martiny *et al.*, 2000; Morán-Zenteno *et al.*, 2018). Específicamente las secuencias sedimentarias del noroeste de Oaxaca han recibido menor atención, por lo que presentan delimitaciones poco precisas.

Durante los años 70's se realizaron exploraciones que permitieron diferenciar unidades Jurásicas, Cretácicas y Terciarias en el área entre Tamazulapam, Teposcolula y Yanhuitlán (Ferrusquía-Villafranca, 1970), al norte de Yolomécatl, pero sin incluir esta zona. Posteriormente Santamaría y colaboradores (2008) describieron la geología de la región de Tamazulapam y proponen una columna estratigráfica de los Terrenos Mixteco y Oaxaca, ambos separados por la Falla Tamazulapam. El basamento del Terreno Mixteco está formado por rocas metamórficas a las que les sobreyacen rocas sedimentarias marinas del Jurásico y Cretácico temprano. La cubierta Cenozoica está constituida en su parte más inferior, por conglomerados calcáreos con caliza inmersa en una matriz arenosa de color rojizo (Conglomerado Tamazulapam), a los que les sobreyacen areniscas y limolitas de la Formación Yanhuitlán. Posterior a ella se depositaron los niveles volcánicos correspondientes a la Andesita Cañada María, fechada en 35.7 ± 1.0 Ma; esta unidad se interdigita con depósitos lacustres compuestos por calizas silicificadas, areniscas y limolitas, pertenecientes a la Formación Chilapa, depositada entre 35.6 y 29 Ma (Figura 2).

Una descripción geológica de la cuenca Yolomécatl-Tlaxiaco la realizaron Ferrusquía Villafranca *et al.* (2016), quienes reconocieron la presencia de siete unidades Cenozoicas, cuatro de origen sedimentario y tres de tipo volcánico. Los depósitos de Yolomécatl los describen como depósitos finos de coloración rojiza (areniscas, lutitas arcillosas, arcillas limosas), intercalados con tobas y conglomerados volcareníticos clastosoportados, y los clasifica como una nueva unidad, la Formación Yolomécatl, ubicando su localidad tipo al sureste del poblado. Esta unidad presenta un espesor aproximado de 650 m, y se propone que presenta límites tectónicos que la separan de unidades sedimentarias al norte (Fm. Chilapa) y unidades volcánicas al este, sur y oeste (unidad Nduayaco y Nicanandua) inferidos a partir del contraste litológico (para mayor detalle ver Marco geológico).

Recientemente se describió la estratigrafía de la Fm. Yolomécatl, proponiendo una columna en la que se distinguen facies lacustres y fluviales, intercaladas con depósitos piroclásticos, y con paleosuelos. El sistema fluvial incluye abanicos aluviales, depósitos de relleno de canales y de planicies de inundación, mientras el ambiente lacustre presenta facies profundas y de margen litoral (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2018).

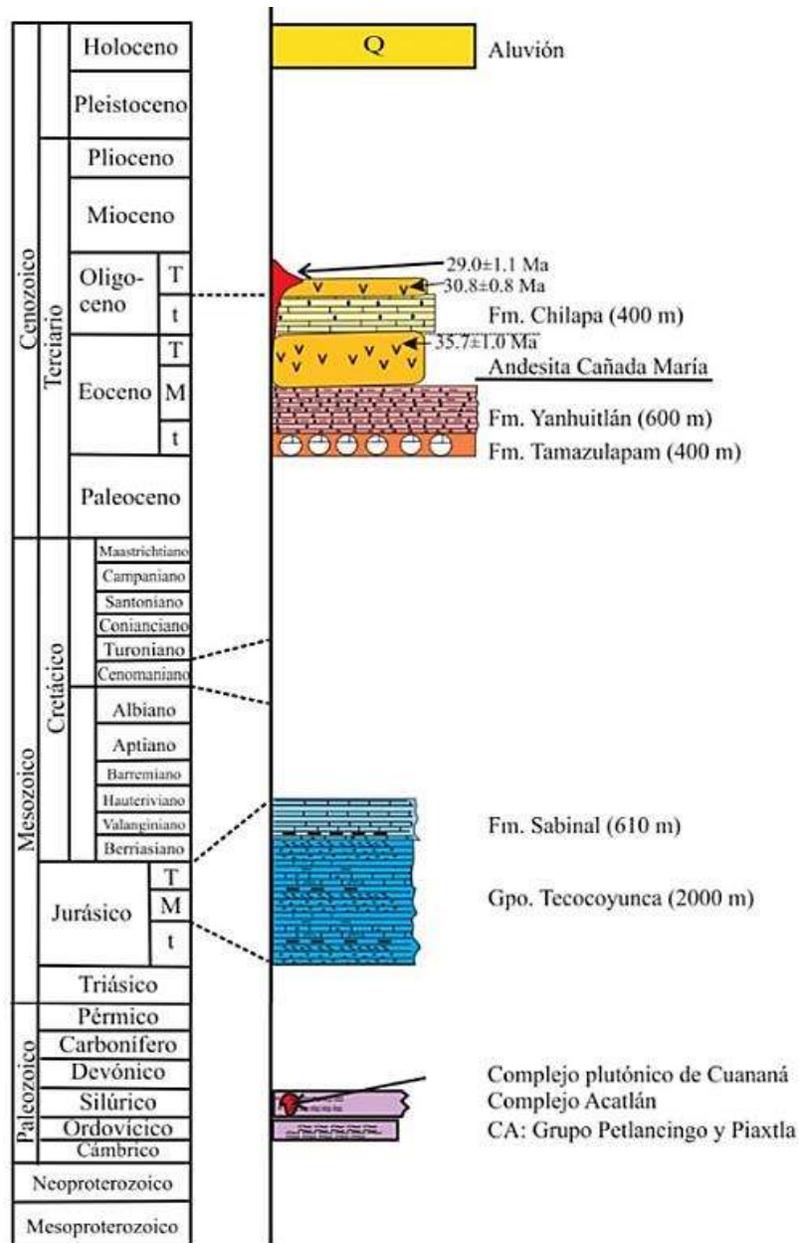


Figura 2. Estratigrafía de la región de estudio, se observa la edad de las unidades (Tomada de Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

Los estudios paleoambientales realizados en la Mixteca son diversos, y por su amplia litología son de índole local, aplicados tanto en facies marinas como continentales (por ejemplo González-Mora y Sour-Tovar, 2014; Campos-Madrigal *et al.*, 2013, respectivamente). Pocos se han llevado a cabo en localidades con vertebrados fósiles entre ellos Beraldi-Campesi 2003 y Villegas-Chapa, 2017, ambos utilizando sedimentología y estratigrafía.

Los estudios de paleosuelos también son escasos y están enfocados principalmente a secuencias del Pleistoceno y Holoceno. Holdridge y Leige (2018) examinan $\delta^{13}C$ en materia orgánica de paleosuelos del Pleistoceno terminal al presente, localizados en Coixtlahuaca, identificando amplias variaciones y sugiriendo que las actividades humanas como la agricultura afectaron el paleoambiente y paleovegetación de la zona. Esta influencia antrópica también ha sido evidenciada en secuencias del Holoceno en Yanhuitlán (Solís *et al.*, 2018). Hasta ahora no hay descripciones de paleosuelos pre-Cuaternarios.

Con respecto a descripciones tafonómicas, esta ha sido aplicada a sitios fosilíferos para abordar dos cuestiones, la primera enfocada en la descripción taxonómica, y en un segundo aspecto los estudios tafonómicos se utilizan para realizar inferencias relativas al ambiente de deposición y la formación del nivel fosilífero. Numerosas investigaciones pertenecen a localidades recientes, enfocados principalmente al análisis de microvertebrados en contextos arqueológicos (Fernández *et al.*, 2009; Quintana, 2016); y en las localidades de mayor antigüedad, se han aplicado a sitios con fósiles de dinosaurios (Cincotta *et al.*, 2015). En Oaxaca el único trabajo en localidades con vertebrados se realizó en sitios del Pleistoceno (Villegas-Chapa, 2017), donde se determinó a través que los fósiles no habían sido acarreados y fueron considerados autóctonos.

III. ÁREA DE ESTUDIO

3.1 Localización

La zona de interés se localiza en el municipio de Santiago Yolomécatl, en un área ubicada entre las coordenadas 17° 25' y 17° 30' al Norte, 97° 32' y 97° 36' al Oeste, dentro del distrito de Teposcolula, en la región Mixteca Alta (Figura 3).

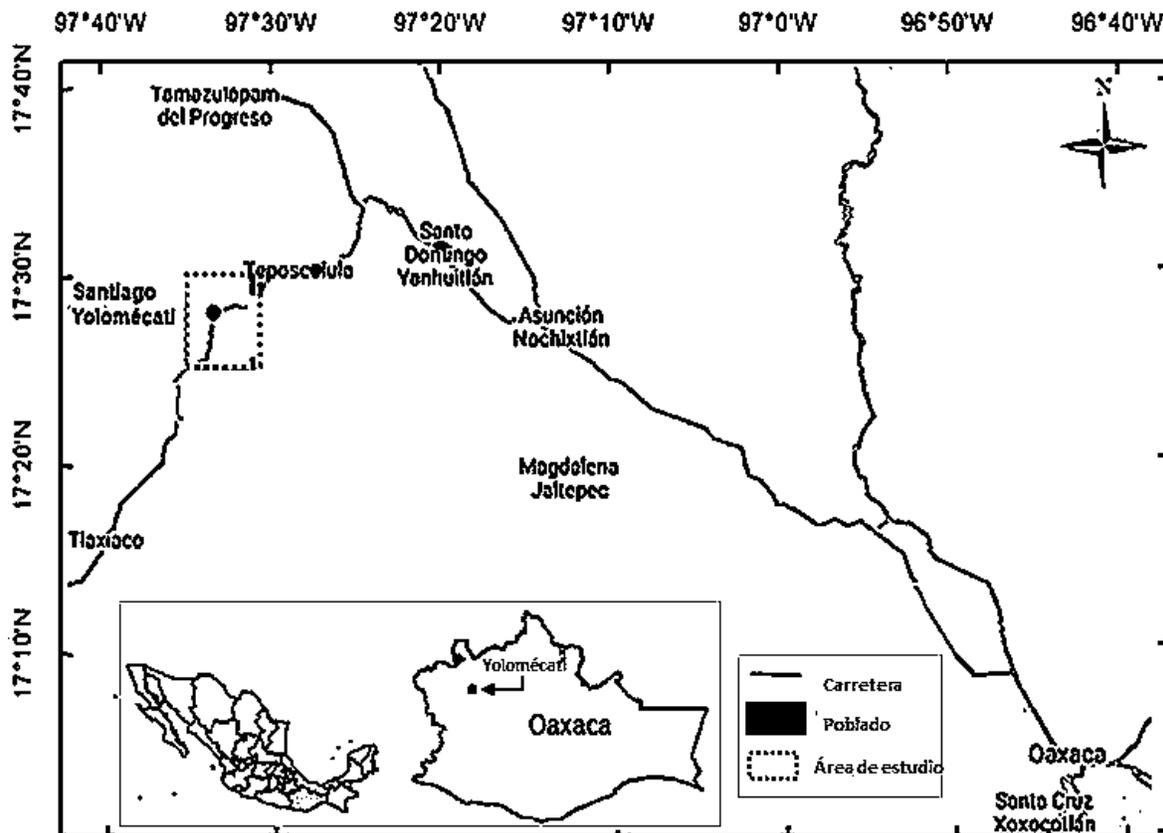


Figura 3. Localización y vías de acceso al área de Santiago Yolomécatl, Oaxaca.

3.2 Fisiografía

Yolomécatl pertenece a la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur (SMS), subprovincia Mixteca (INEGI, 2008), región que se localiza entre el sur de Puebla, este de Guerrero y oeste de Oaxaca; su extensión es de casi 40,000 km² aproximadamente y comprende 217 municipios, 194 de Oaxaca, 16 de Guerrero y siete de Puebla (Guerrero-Arenas *et al.*, 2010; Mindek, 2003). Su relieve es abrupto, por lo que se forman variados microclimas y ecosistemas. Tomando como criterio la altura sobre el nivel del mar, el área se divide en la Mixteca Alta, la Mixteca Baja y la Mixteca de la Costa.

La Mixteca Alta es la zona más seca y fría; sus terrenos montañosos se elevan por encima de los 1,700 msnm (Mindek, 2003); específicamente en Yolomécatl la altitud oscila entre 1900 y 2500 msnm (García, 2008), presentando lomeríos con cañadas (55%) y valles de laderas tendidas (45%) (Prontuario de información geográfica municipal, INEGI 2008).

3.3 Hidrografía

En el poblado se encuentran cuatro ríos cuyo caudal es perene: río Sabino, río Mixteco, río Poblano y río Del Llano (Figura 4). El río Mixteco resulta ser el más importante ya que recoge aguas de los estados de Oaxaca, Puebla y Guerrero, y es afluente del río Balsas que desembocan en el Océano Pacífico.

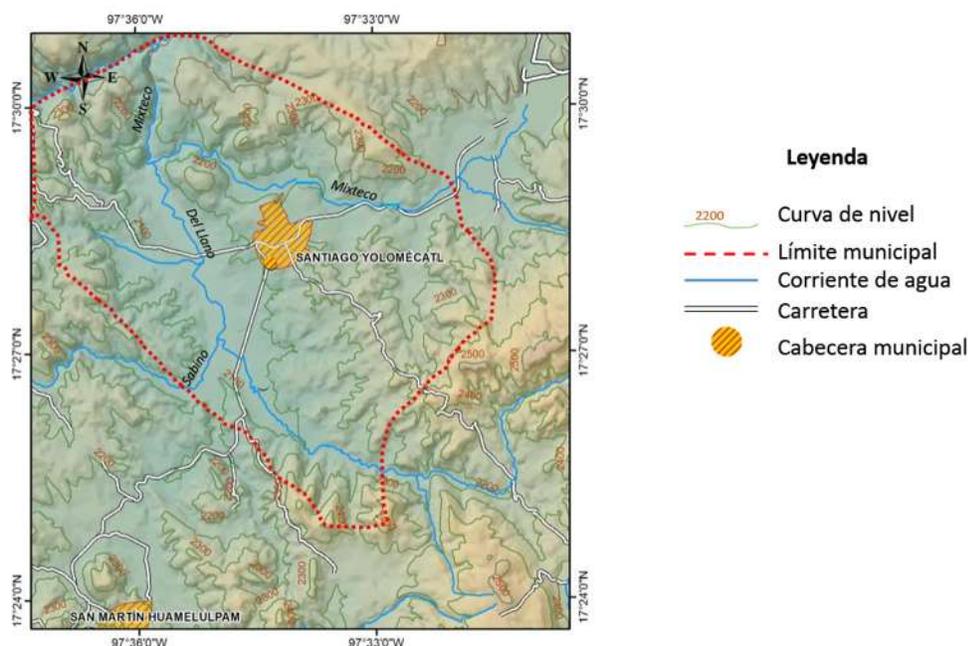


Figura 4. Mapa fisiográfico e hidrográfico de Yolomécatl. (Referencias en INEGI, 2008).

3.4 Clima y vegetación

El rango de temperatura está entre 14 y 18°C, la precipitación oscila entre 700 a 900 mm. El clima es templado subhúmedo con lluvias en verano. La vegetación es principalmente pastizal inducido (62%), pero también se registra bosque en menor proporción (20.89%).

En Yolomécatl, al igual que en otras partes de la Mixteca, se observa una intensa degradación y pérdida de la cubierta vegetal, lo que ha generado erosión y desarrollo de cárcavas prácticamente alrededor del poblado (Figura 5).



Figura 5. Vista panorámica de la parte norte de Yolomécatl, con zonas de intensa erosión y pérdida de cubierta vegetal.

3.5 Edafología

En la Mixteca ha habido una larga tradición de uso de recursos; la ocupación humana inició en su parte alta, aproximadamente 7,000 años antes de la era cristiana. Los primeros pobladores eran nómadas recolectores y cazadores; se tiene registro de aldeas agrícolas tanto en la Mixteca Alta y Baja, que datan de 1400 años a.C. La llegada de los españoles al valle de Oaxaca en 1520 provoca cambios en el uso de suelo, introduciendo nuevos cultivos (el trigo y la cebada), la cría de algunos animales en la región (gusano de seda, ganado caprino y ovino, grana cochinilla), así como la explotación forestal. Estos cambios, que incorporaron a la Mixteca en la economía internacional, así como su explotación intensiva, contribuyeron a la erosión de los suelos, empobrecimiento y posterior migración (Mindek, 2003)

Los suelos en el municipio de Yolomécatl son de cuatro tipos, predominando Luvisoles (47.81%) y Leptosoles (45.74%), y en menor proporción se encuentran Vertisoles (3.95%) y Fluvisoles (1.72%).

Los Luvisoles son suelos arcillosos y están distribuidos al sur del poblado. Los Leptosoles son suelos delgados y se localizan al norte y noroeste. Los Vertisoles son suelos fértiles, con agrietamiento por cambios de humedad, mientras los Fluvisoles están asociados a cursos de agua. Los dos últimos tipos se encuentran aledaños al río Mixteco (Figura 6) (INEGI, 2015).

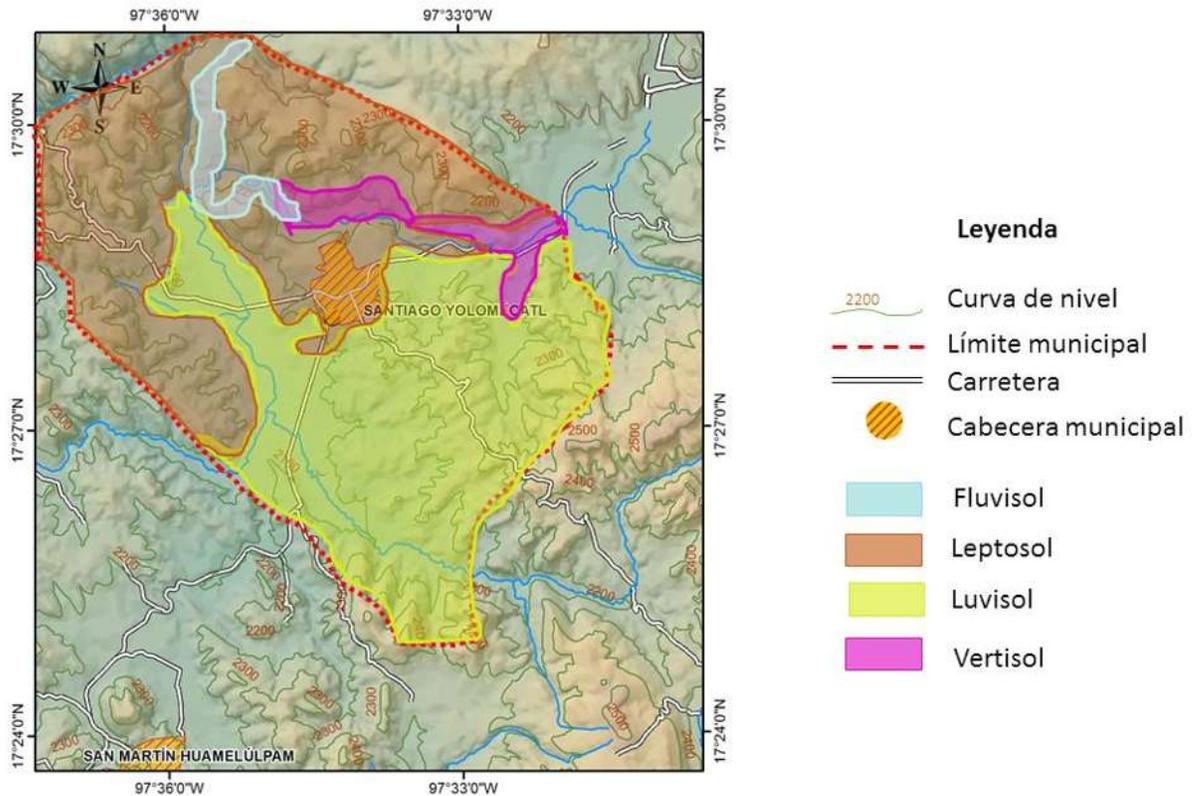


Figura 6. Mapa edafológico del municipio Santiago Yolomécatl (realizado a partir de información tomada de INEGI 2008).

IV. MARCO GEOLÓGICO

4.1 Geología Regional

La Sierra Madre del Sur presenta una historia geológica compleja. En ella se distinguen bloques con importantes diferencias petrológicas y afinidades tectónicas, denominados terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983; Martiny *et al.*, 2000; Santamaría-Díaz *et al.*, 2008). En esta provincia hay un amplio registro de eventos magmáticos que cubren al mosaico de basamentos.

Durante el Paleoceno al Mioceno hubo una constante actividad magmática, generando dos cinturones paralelos a la costa Pacífica, uno plutónico, localizado cerca del margen continental, y otro volcánico, ambos con una tendencia decreciente en edad, de occidente a oriente, con las rocas más antiguas en los estados de Jalisco y Michoacán (Martiny *et al.*, 2000; Martiny 2008; Morán-Zenteno *et al.*, 2005). En esta zona el vulcanismo y la actividad tectónica originaron productos de erosión y transporte que fueron acumulados en amplias cuencas de depositación.

La zona de interés se encuentra dentro de la terreno Mixteco, en las inmediaciones de su contacto con el terreno Oaxaca, ambos bloques están separados por la Falla Caltepec, de tipo lateral derecha (Santamaría-Díaz, 2009; Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016) (Figura 7).



Figura 7. Ubicación de Yolomécatl (triángulo verde), en referencia a los terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur (Tomado y modificado de Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

Dentro del terreno Mixteco, Martiny y col. (2000) distinguen depósitos volcánicos Terciarios en Huajuapán, y Zapotitlán, donde dominan las secuencias de andesitas, así como en Tlaxiaco, donde dominan depósitos volcanoclásticos de composición ácida a intermedia.

En lo que refiere a las secuencias sedimentarias, estas presentan una amplia distribución pero han recibido menor atención, hasta investigaciones recientes, por lo que sus relaciones y delimitaciones han cambiado (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008; Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

4.2 Estratigrafía

Las rocas que afloran en la zona de interés, corresponden a rocas sedimentarias e ígneas, de edades Jurásica, Cretácica y Cenozoica (Eoceno, Oligoceno y Cuaternario).

MESOZOICO

JURÁSICO

Este sistema se cartografía al sur de Yolomécatl; lo constituyen rocas sedimentarias correspondientes al límite oriental de la cuenca de Tlaxiaco y se diferencia en dos unidades: el Grupo Tecocoyunca, y la Formación Sabinal, ésta última no se encuentra en el área de interés.

Grupo Tecocoyunca

Este grupo está conformado por una secuencia de areniscas, limolitas, lutitas carbonosas y calizas, que aflora ampliamente en la región Mixteca, con un espesor de 800 m (cerca del río Ñumi); se le asigna una edad de Jurásico medio (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008) y está constituido por cinco Formaciones: Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera, y Yucuñuti (Carrasco-Ramírez *et al.*, 1981), representa ambientes transicionales entre continental palustre y lagunar a marino.

Estos depósitos fueron nominados como Caliza San Juan por Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016).

CRETÁCICO

Los depósitos sedimentarios de esta edad no se encuentran en el terreno Mixteco, pero sí en el terreno Oaxaca, ubicados al este de Yolomécatl. Este depósito conforma la Formación Teposcolula, un anticlinal fuertemente plegado, dirección norte-sur, constituido

por calizas de plataforma marina carbonatada (wackestone-packstone y mudstone, con foraminíferos bentónicos y rudistas) (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008) y además presenta intercalaciones de dolomías y calizas arcillosas. Su límite inferior no aflora; su contacto superior es discordante con la Fm. Tamazulapam (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

CENOZOICO

Las rocas Cenozoicas en la zona incluyen rocas volcánicas y sedimentarias, con modificaciones cartográficas recientes realizadas por Santamaría-Díaz *et al.*, 2008 y Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016 (Figuras 8 y 9).

PALEÓGENO

Formación Tamazulapam y Grupo Nduayaco

Esta unidad aflora en el borde noroccidental del anticlinorio de Teposcolula y sobre la Formación Teposcolula; fue descrita por Ferrusquía-Villafranca (1976) como un conglomerado compuesto por fragmentos de caliza incluidos en una matriz arenosa de color rojizo. Su edad, con base en sus relaciones estratigráficas es Paleoceno-Eoceno. (Santamaría-Díaz, 2009).

Otro depósito Paleógeno es el recientemente reconocido Grupo Nduayaco, cuyos depósitos comprenden una unidad de andesita basáltica, brechas y depósitos de avalancha, de edad Paleoceno-Eoceno que rodean Yolomécatl. En trabajos previos esta unidad formaba parte de la unidad Andesita Cañada María asignada al Eoceno-Mioceno (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008 y Santamaría-Díaz, 2009), pero recientemente se diferenció en dos, el Grupo Nduayaco y Grupo Nicananduta (ver más adelante), asignados a diferentes edades. (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016),

Estas dos unidades, Tamazulapam y Nduayaco, conforman los depósitos Cenozoicos más antiguos.

Formación Yanhuatlán – Piroepiclásticos Tayata - Fm. Yolomécatl

En algunos trabajos se identifica a la Fm. Yanhuatlán al suroeste del área de estudio (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008); esta se conforma por areniscas y limolitas rojas, con espesores entre 300 y 600 m.

Ferrusquía-Villafranca *et al.*, (2016) refieren que estos depósitos corresponden a una nueva unidad informal, denominada depósitos piroepiclásticos Tayata, conformados por

secuencias rítmicas color rojo ladrillo y de grano fino, que afloran en los alrededores de la localidad del mismo nombre. Están constituidas por arcillas tobáceas, limos arcillosos, tobas vítreas alteradas, arenisca de grano fino y lentes de conglomerados de afinidad al grupo Nduayaco; su espesor es de 250 m y se formó en un entorno lacustre en el que se incorporaron los productos de erupciones piroclásticas.

Este mismo autor establece que los depósitos de Yolomécatl son contemporáneos de Tayata, y corresponden a una nueva formación. La Formación Yolomécatl es caracterizada como areniscas, limolitas arcillosas y arcillas limosas dispuestas en estratos muy delgados de hasta de 5 m de espesor; estos niveles se intercalan con capas de tobas color marrón pálido, conglomerados volcareníticos clastosoportado, formando lenguas, lentes y capas continuas, además de niveles de paleosuelos. La datación de una lámina de toba, que no fue encontrada en las coordenadas que refieren Ferrusquía-Villafranca y colaboradores (2016) proporcionó una edad de 40.3 Ma, Eoceno tardío temprano.

Grupo Nicananduta - Andesita Cañada María

Esta unidad también fue recientemente reconocida por Ferrusquía-Villafranca *et al.*, (2016), pero previamente había sido referida como Andesita San Marcos (Ferrusquía-Villafranca, 1976); se trata de una sucesión volcánica de flujos de lava y brechas de composición andesítica-basáltica a alcalina-traquítica, con un espesor de 1000 m. Se localizada al norte y noroeste del área. Se obtuvo una fecha para esta andesita, de 27.7 ± 0.7 Ma.

En trabajos previos estos depósitos fueron reconocidos como parte de la andesita Cañada María ampliamente distribuida, conformando una sierra alargada con orientación N-S, con un espesor de 400 m; en Yolomécatl se localiza al occidente, sur y sureste de la localidad. Esta unidad se ha fechado, en su base, en 35.7 Ma. (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008) y se correlaciona con la secuencia volcánica del Oligoceno superior (Martiny *et al.*, 2000).

Formación Chilapa

Se compone por areniscas de grano fino y limolitas, intercaladas con calizas silicificadas (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008), reportándose también limolitas tobáceas (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016), depositadas en un ambiente lacustre. Se encuentra distribuida en el área, pero su discriminación cartográfica es distinta entre autores.

Para Santamaría-Díaz *et al.*, (2008) esta unidad sobreyace de manera discordante a las Formaciones Tamazulapam y Yanhuatlán, y se interdigita con la andesita Cañada María; este autor identifica la Fm. Chilapa dentro del área de Santiago Yolomécatl. Un cuerpo que intrusión esta unidad proporcionó una edad isotópica K-Ar en roca total de 35.7 ± 1.0 Ma.

Por su parte Ferrusquía-Villafranca *et al.*, (2016) mencionan que su presencia en Yolomécatl es cuestionable por las diferencias litológicas que presentan los depósitos comparados con la típica Chilapa, cuya sección tipo se localiza en el poblado del mismo nombre. Este autor considera que la Fm. Chilapa se distribuye al norte, presentando un límite por contacto tectónico con la Fm. Yolomécatl (Figura 9), este contacto correspondiente al río Mixteco.

CUATERNARIO

Son depósitos poco consolidados que se ubican en las inmediaciones de llanuras, canales y ríos; corresponden a depósitos aluviales.

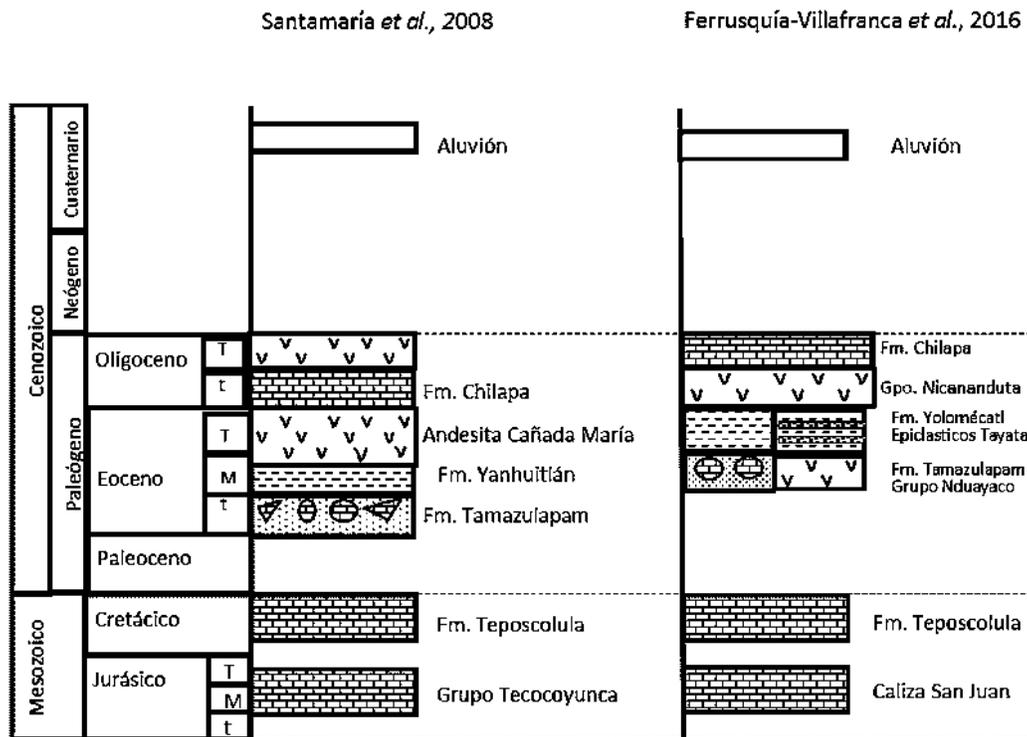


Figura 8. Estratigrafía comparativa de secuencias Cenozoicas en Yolomécatl (elaborado a partir de Santamaría-Díaz *et al.*, 2008 y Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

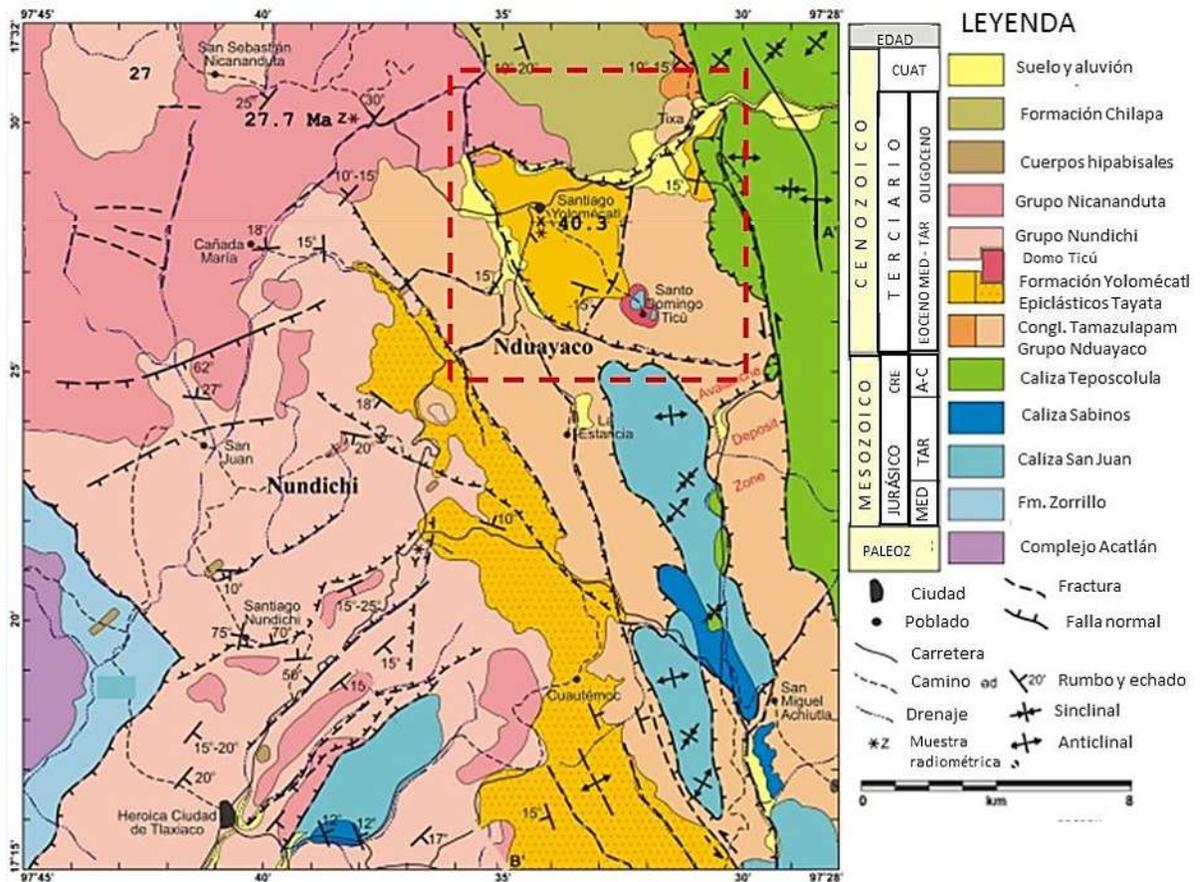


Figura 9. Mapa geológico del área Yolomécatl-Tlaxiaco (modificado de Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016). El recuadro rojo marca el área de estudio en este trabajo; **Los números hacen referencia a las edades asignadas en Ma.**

V. MARCO TEÓRICO

El estudio de los ambientes antiguos se sirve de archivos geológicos para inferir las características de los mismos, entre los que destacan los de orden estratigráfico, edáfico, isotópico y biológico, como los más utilizados.

La característica común de las rocas sedimentarias es la estratificación, conformando secuencias en las que se distinguen niveles o capas originados durante un mismo proceso deposicional en un lapso de tiempo dado, y separado de otros niveles o estratos, a través de superficies de estratificación.

El registro estratigráfico se basa en diferenciar las características litológicas (textura, estructuras sedimentarias, color y morfología de los cuerpos sedimentarios) o paleontológicas de las rocas sedimentarias, y el reconocimiento de “facies” como una herramienta fundamental para el análisis estratigráfico. El término Facies fue introducido a la literatura geológica por Nicolás Steno en 1669 para designar al aspecto global de una parte de la superficie de la tierra durante un cierto intervalo de tiempo geológico, considerando que los periodos y zonas de denudación expresan cambios en el ambiente y deben ser incluidos en las interpretaciones (Barba, 1999). Posteriormente fue definido por Gressly, en 1838, como el conjunto de características litológicas y faunísticas de una unidad estratigráfica que permite distinguirla de las unidades adyacentes (Arche, 2010).

La expresión moderna de “facies” se utiliza tanto en términos descriptivos (por ejemplo facies arenosa, facies química), como en términos genéticos, considerando a las facies como los materiales depositados bajo un mismo proceso de sedimentación y en un ambiente específico, con la aclaración de que una facies no es un ambiente si no que cierto ambiente produce determinados tipos de facies.

Las facies individuales son el punto de partida de toda interpretación sedimentológica y se agrupan en asociaciones de facies, que hace referencia a su origen común, es decir son producto de un proceso sedimentario concreto, aunque actualmente es más frecuente hablar de secuencia de facies (Dabrio y Hernando, 2003).

Una vez que se identificó un número finito de facies en las sucesiones de roca, Walter (1884), analizó este hecho y comparó las sucesiones de rocas antiguas con las sucesiones de medios sedimentarios actuales que se presentan en la superficie de la Tierra, por lo que postula tres enunciados: (1) existe un número finito de ambientes

sedimentarios, (2) existe un número finito de facies sedimentarias recurrentes en el tiempo y espacio a través del tiempo geológico, y (3) hay, y siempre hubo un número finito de ambientes sedimentarios, los que depositan facies sedimentarias características, que pueden ser clasificadas en varios modelos ideales (Einsele, 2000).

Walther propuso también que una sucesión vertical y continua de facies se formaron en medio adyacentes lateralmente, lo que se denomina Ley de Walther, principio que se debe aplicar a sucesiones sin rupturas importantes. Los tipos de contacto entre facies pueden aportar información referente al medio, por ejemplo un contacto gradual denota que una facies ocurrió posterior a otra por migración de medios sedimentarios, un contacto erosivo supone una ruptura temporal del registro, mientras un contacto neto, más difícil de interpretar, puede significar amplios periodos de interrupción en la sedimentación (Arche, 2010).

Una vez que se establecen las características de las facies y de las asociaciones o sucesiones de facies que integran una sección determinada, se busca conocer las características de otras secciones y correlacionar unas con otras, ello con el objeto de conocer las dimensiones espaciales de los dominios de cada uno de los factores que determinaban la distribución de las facies (Dabrio y Hernando, 2003). Dicho de otra manera, se trata de proceder a identificar los ambientes locales en que la cuenca sedimentaria estaba compartimentada (Barba, 1999).

Cuando el proceso de sedimentación se interrumpe y los materiales quedan expuestos a intemperismo subaéreo, ocurren cambios físicos o químicos en los mismos, con desarrollo de suelos que también sirven como niveles para correlacionar las secuencias.

5.2 Paleosuelos

El suelo se considera como un sistema formado por la interacción entre litósfera, hidrósfera, atmósfera, biósfera, a través del tiempo en la superficie de la Tierra, lo que ocasiona alteraciones físicas y químicas del material sobre el que se desarrolla (ya sea roca, sedimento o suelo previo) (Jenny, 1941). Cuando este suelo es enterrado se fosiliza (litifica) y pasa a formar parte del registro geológico, denominándose *paleosuelo*, en cuya constitución intervinieron condiciones ambientales distintas a las actuales (Kraus, 1999; Retallack, 1988). Los mecanismos de desarrollo de los suelos, conocidos como procesos pedogenéticos, son los que los construyen y los diferencian de otros materiales geológicos, además de que son dependientes de los factores formadores.

Los suelos y paleosuelos son entidades diferentes fundamentalmente porque los suelos son mezclas dinámicas actuales, mientras los paleosuelos son estratos sedimentarios inertes, en los que pueden identificarse características de suelo, pero en donde actualmente no hay procesos pedogenéticos activos (usualmente se le ejemplifica como un fotograma del suelo antiguo) (Kraus, 1999).

Inicialmente los estudios de paleosuelos los identificaban y utilizaban para definir correlaciones estratigráficas, principalmente en depósitos Cuaternarios tanto en América como en Europa. Una vez que se reconoció la presencia de estos “hiatus sedimentarios” en rocas pre-cuaternarias, resultaron ser una herramienta útil para la reconstrucción paleoambiental y estudios de paleoclima, lo que ha impulsado fuertemente la paleopedología (Tabor y Myers, 2015).

Los paleosuelos se formaron en distintos ambientes sedimentarios, pero los de mayor desarrollo y preservación son aquellos presentes en materiales aluviales, fluviales, deltaico, o de origen volcánico, en los que el aporte de material de texturas finas permite cambios químicos, físicos, químicos o biológicos de manera temprana (Kraus, 1999).

Para su formación, los paleosuelos requirieron de un periodo de estabilidad geomorfológica, en que el aporte y erosión de material no variaba significativamente, en una escala de cientos a miles de años. Por lo anterior, los paleosuelos representan un registro del bioma en el que se desarrollaron (clima y geología), así como de la vegetación y las condiciones de drenaje que tuvieron.

La identificación de paleosuelos es una interpretación de cómo se encuentran organizados los sedimentos clásticos, químicos u orgánicos en la sucesión estratigráfica, y a menudo se refiere a la presencia de nódulos, concreciones y rizolitos, o pueden reconocerse procesos de pedogénesis que pueden ser evidentes macro y/o microscópicamente (Tabor y Myers, 2015).

Los sistemas clasificatorios aplicados en paleosuelos están basados en adaptaciones de los sistemas modernos que son fácilmente aplicables a paleosuelos recientes, pero que en los más antiguos (pre-Cuaternarios) resulta complejo utilizar, porque los procesos de diagénesis modifican y alteran características como color, contenido de carbono, desarrollo de horizontes, entre otros (Retallack, 1988). Mack *et al.* (1993) propusieron el primer sistema clasificatorio para paleosuelos pre-Cuaternarios, basado en observaciones de campo y petrografía.

En este trabajo no se utiliza ningún sistema clasificatorio, sino sólo la identificación de características que nos permitan inferir procesos de desarrollo en los paleosuelos descritos, mismas que se observaron en lámina delgada y se describen a mayor detalle en la siguiente sección (Materiales y Métodos).

Los procesos pedogenéticos pueden ser clasificados en adiciones, pérdidas, transformaciones y translocaciones, que incluyen cambios en el contenido de materia orgánica, arcillas, nutrientes, sales solubles, modificación en el tamaño de las partículas o formación de estructura, entre otros cambios, todos ellos actuando sobre un material homogéneo y provocando diferenciación en el mismo, con la consecuente formación de horizontes (Stoops, 2010).

Entre las características pedogenéticas que se pueden observar a nivel micromorfológico están la distinción de microbloques o microagregados, la forma de los mismos, desde regulares a irregulares, el grado de pedalidad, así como los contactos entre los agregados. Los restos de materia orgánica suelen presentar un color oscuro a negro, mientras los rizolitos suelen tener formas redondeadas, acanaladas o forman microfracturas que pueden estar rellenas. La orientación preferencial de recubrimientos argílicos alrededor de los clastos, y las arcillas de alta luminiscencia cerca de los poros, forman microslickensides, que denotan expansión-contracción de las arcillas. También se observa la presencia de compuestos de óxido de hierro y manganeso, que pueden formar microcostras o agregaciones, y su presencia denota suelos hidromórficos (Stoops, 2010; Retallack, 2001).

5.3 Tafonomía

La tafonomía es un subsistema utilizado en Paleontología para identificar cómo se producen los fósiles y las modificaciones que pueden afectar su registro (Fernández-López, 2000).

Aunque el término “tafonomía” fue enunciado en la década de los cincuenta del siglo XX, por Efremov, el pleno desarrollo de esta rama se alcanza desde mediados de los años 80. Fernández-López (2000), define la Tafonomía como: la disciplina paleontológica, que estudia los procesos de formación de los fósiles (entidades conservadas), desde la muerte o realización de la entidad paleobiológica (organismo, sus partes y huellas), hasta el enterramiento y la diagénesis. En ella se distinguen tres fases en la historia de los fósiles: muerte, enterramiento y descubrimiento, y los sucesos que ocurren entre la

muerte y el enterramiento se denominan procesos bioestratinómicos, mientras todo lo que ocurra posterior al enterramiento es parte de los procesos fosildiagenéticos.

Los restos fósiles de pequeños vertebrados son una fuente de información valiosa en la construcción del conocimiento paleontológico, principalmente, porque su estudio tafonómico y taxonómico permite reconocer los procesos y/o agentes implicados en la formación de los conjuntos, reconstruir los contextos ecológicos en los que vivían y comprender las diversas formas de relación entre ellos (y en el caso de investigaciones arqueológicas, se puede discernir la relación de los grupos humanos con el entorno animal) (Mengoni, 1988).

El método utilizado en Tafonomía parte de la observación directa e interpretación de los ejemplares individuales colectados e identificados, y en las asociaciones de estos. Se debe tomar en cuenta que las características en las entidades estudiadas, reflejan los procesos como pueden ser desgaste de partes anatómicas, superficies pulidas, coloración, relleno, textura, disolución, etc., con los que se infieren los agentes o procesos tanto acumuladores como aquellos que modificaron el conjunto, es decir, son indicadores de la ocurrencia de procesos secundarios o adquiridos durante la fosilización (Fernández-López, 2000).

Sin embargo, las investigaciones tafonómicas presentan desafíos entre los que se incluye la dificultad para realizar una identificación taxonómica, así como la existencia de una amplia variedad de agentes y procesos que pueden formar los conjuntos óseos y dentarios. Por ello se requiere consultar colecciones de referencias adecuadas y/o especialistas en taxonomía de restos fósiles, además de conocer y generar información actualística sobre las características tafonómicas de los conjuntos fósiles, discriminando los distintos agentes, procesos y modificadores de los mismos, siendo mucha la información que debe integrarse para interpretar las distintas marcas, tratando de realizar el análisis de todos los fragmentos fósiles posibles.

Los análisis estadísticos resultan necesarios cuando se proponen hipótesis respecto al sesgo anatómico observado, o cuando se quieren diferenciar aspectos tafonómicos entre sitios o entre distintos niveles estratigráficos en un mismo sitio, pero no siempre se cumple con el rigor estadístico, por lo que muchas interpretaciones suelen ser más sugestivas que concluyentes (Gabucio y Martín, 2009). Además, la conservación diferencial de origen natural y el tratamiento diferencial de datos, de origen antrópico,

resultan factores que incrementan los sesgos, y como han señalado distintos autores “asignar significados más complejos y generales a las trazas y restos en los conjuntos zooarqueológicos o paleontológicos, plantea nuevas fuentes de incertidumbre inferencial, tanto metodológica como teórica” (Mondini y Muñoz, 2011). Por ello se prefiere siempre interpretar con cautela los rasgos tafonómicos, siendo lo más conservador posible, para que las inferencias reflejen lo más fielmente los distintos procesos.

VI. MATERIALES Y MÉTODO

En la realización de esta investigación se consideraron tres fases de trabajo: campo, gabinete y laboratorio.

6.1 Prospección y colecta de muestras

Las actividades de campo se realizaron en tres campañas, septiembre 2016, febrero y septiembre de 2017, en las que se efectuó el reconocimiento geológico del área. Se realizó el levantamiento de cinco columnas estratigráficas en las que se describió la secuencia sedimentaria, identificando para cada estrato su espesor, textura, presencia de estructuras sedimentarias, los tipos de contacto entre ellos, así como sus relaciones estratigráficas. Se obtuvieron muestras de todos los estratos para realizar análisis granulométricos, y mineralógicos de algunos niveles carbonatados y clásticos representativos (ver Anexo 1). Las muestras se almacenaron por separado en bolsas plásticas con su respectiva ficha de identificación. Los sitios fueron: Arcillas verdes, Equisetos, Secundaria, CBTa, La Cruda (Figura 10).

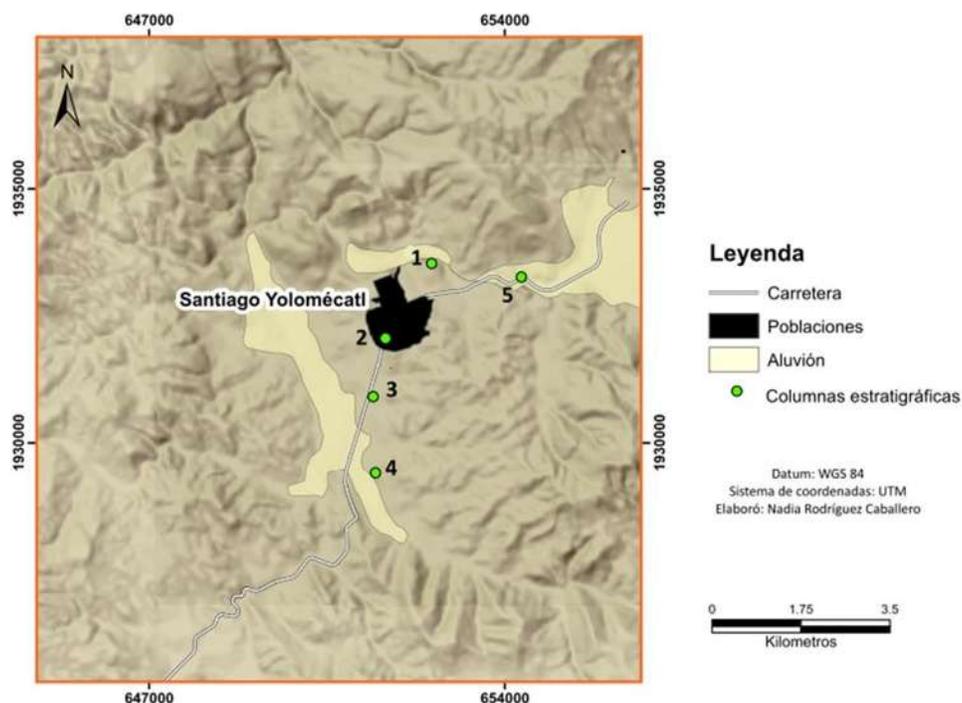


Figura 10. Mapa del área de estudio, mostrando los sitios de muestreo.

Durante los recorridos se identificaron similitudes litológicas entre las secuencias de Yolomécatl y algunas de poblados cercanos, como Ixtapa, Cañadaltepec y Chilapa, por lo

que se obtuvieron muestras de esos puntos para su caracterización mineralógica (Figura 11).

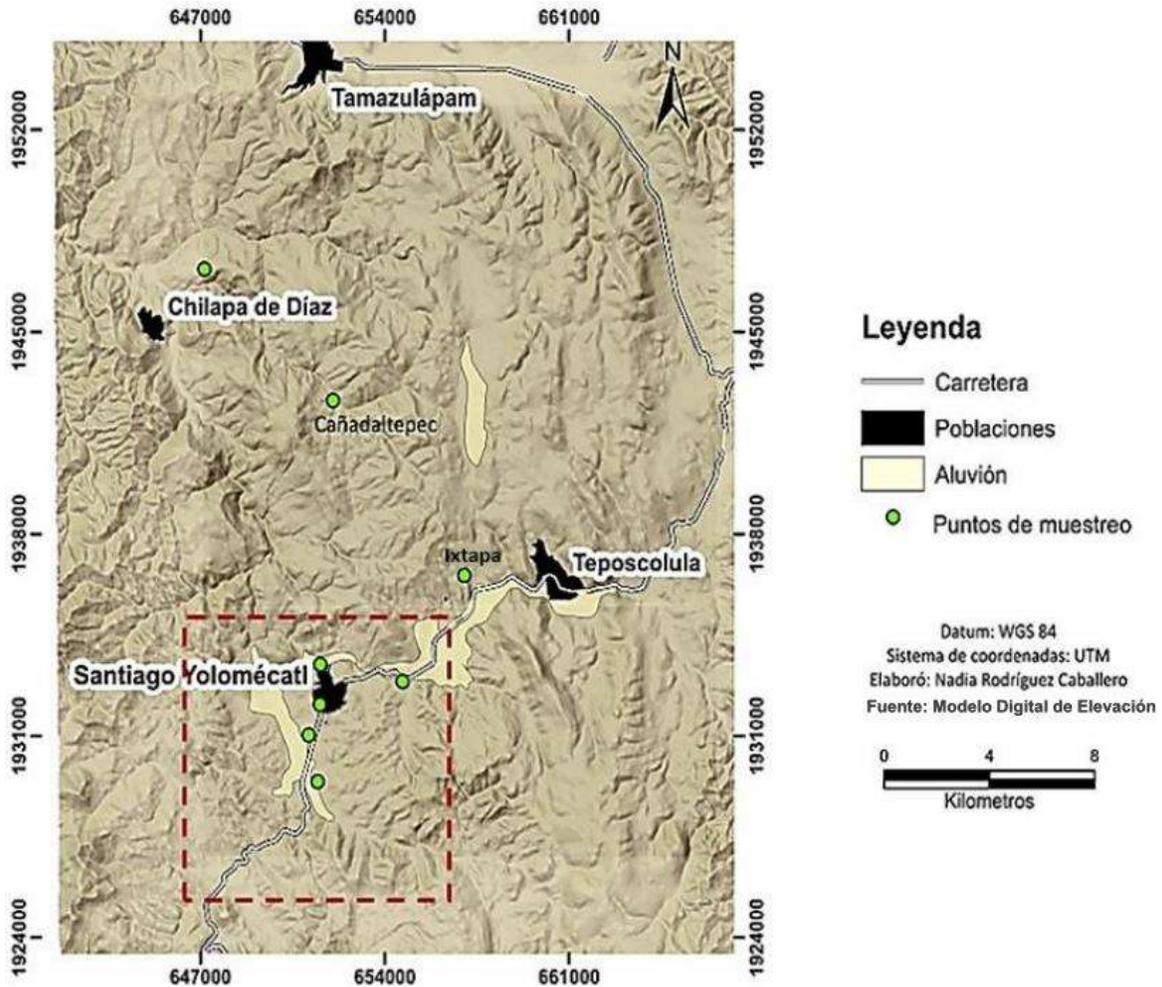


Figura 11. Área de estudio (cuadro rojo) y puntos cercanos con similitud litológica.

Paleosuelos

Se realizaron perfiles de paleosuelos, uno en el sitio CBTa y tres en La Cruda, en los que se hizo una descripción macromorfológica de los mismos. El color fue determinado en los trabajos de campo en roca húmeda, utilizando la carta de colores de suelo de Munsell (Munsell® Soil Color Chart, 2000). La determinación del color se realizó tanto en la matriz del suelo como en los moteados, nódulos, concreciones o rizolitos.

La textura se identificó con la prueba en campo, humedeciendo una muestra (Siebe *et al.*, 2006); de algunos estratos ya se contaba con información granulométrica y de tamaño de partícula, por lo que se utilizó el porcentaje de arenas, limos y arcillas.

Se obtuvieron cuatro muestras inalteradas (bloque de 10x10x10 cm), una del sitio CBTa y tres de La Cruda, extraídas lo más completas posible (Figura 12), que fueron envueltas en papel, identificando la cara superior e inferior de la misma. Estas se enviaron al laboratorio de edafología del Colpos (Colegio de Posgraduados) ubicado en Texcoco, Estado de México, donde elaboraron las láminas delgadas.



Figura 12. Bloque de paleosuelo para extracción de muestra inalterada.

Fósiles

En Yolomécatl se han encontrado fósiles desde las primeras exploraciones realizadas en 2009, por ello en cada visita se procedió a continuar la búsqueda y colecta, llevando un riguroso control estratigráfico de los hallazgos. Los ejemplares se guardan en contenedores plásticos, con los datos de la localidad, fecha, colector, nivel estratigráfico. En caso de que se encontrasen fósiles completos o de tamaño mayor, se realizó una férula de yeso o “jacket” para protegerlos.

Los fósiles de vertebrados han sido identificados en las secuencias de CBTa y La Cruda y están resguardados en la Colección científica del Laboratorio de Paleobiología de la Universidad del Mar (UMPE).

6.2 Fase de gabinete

Se realizó una revisión y recopilación bibliográfica abarcando aspectos geológicos, paleontológicos, paleo edafológicos y tafonómicos.

Con apoyo de las cartas topográficas E14D25 (Villa de Tamazulapam) y E14D35 (Santiago Yolomécatl), ambas a escala 1:50 000, se identificó el relieve e hidrología de la zona, así como algunas estructuras tectónicas.

Las columnas estratigráficas y datos de campo se digitalizaron mediante Corel Draw X4 y ArcMap 10.2.

6.3 Actividades de laboratorio

a) Muestras de roca

Se procesaron para determinar su granulometría, mineralogía (Difracción de rayos X e Infrarrojo).

La granulometría se realizó utilizando tamices metálicos del número $1/1/4$ ($\phi -5$) al >230 (>4). Las muestras se molieron en un mortero de ágata, y las que resultaban difíciles de triturar fueron humedecidas con agua destilada y secadas en el horno a $40-50^{\circ}\text{C}$, moviéndolas regularmente para que el secado fuese homogéneo. Una vez secas o molidas, se procedió a pesar 200 g de muestra y pasarla a través de las distintas mallas, realizando nuevamente el pesado del material contenido en cada tamiz, calculando así el porcentaje en peso para cada tamaño de malla.

Para determinar el porcentaje de material fino se utilizó un láser granulométrico SPECTREX; contador de partículas, en el que se hace incidir un haz de láser a través de la muestra y de acuerdo al tamaño de las partículas el láser se dispersa a distintos ángulos, las partículas grandes dispersan la luz en ángulos pequeños y las partículas pequeñas la dispersan en ángulos grandes; los resultados se registran a través del software LS32 Software DTP, el cual proporciona una curva de porcentaje en volumen de partículas menores a $63\ \mu$.

Para la identificación de minerales se utilizó la técnica de Difracción de rayos X, la cual consiste en tomar 0.5 g de sedimento y molerlo con ayuda de un mortero de ágata, hasta obtener un polvo fino y homogéneo; posteriormente se colocan en una cápsula plástica y de esa manera se introducen en el Difractómetro de rayos X modelo Siemens D5000 el cual arroja las curvas de difracción para cada muestra. Con los resultados de las curvas se utiliza el software Eva que ayuda a identificar las distintas fases minerales de cada muestra.

El análisis de Infrarrojo se realizó para complementar la identificación de las fases minerales. Primeramente se trituran los sedimentos hasta obtener un polvo fino, del cual se toman 0.03 g y se mezclan con 0.1 g de Bromuro de Potasio; esta mezcla se introduce en un dado metálico al que se le coloca en una prensa hidráulica que lo compacta a una presión de 20 ton, obteniendo así una pastilla traslúcida que es introducida en el Espectrómetro de Infrarrojo, y que proporciona los espectrogramas. Posteriormente a través del software OPUS se leen e identifican los espectros.

El estudio de FRX (Fluorescencia de Rayos X) consistió en irradiar una muestra con rayos X y analizar las longitudes de onda del haz secundario que se genera, ya que son características para cada elemento. La preparación de las muestras se realizó moliendo ~3g de muestra en un mortero de ágata y guardar cada una en bolsas plásticas para su envío al laboratorio de Petrología, Geoquímica y Petrofísica de la Universidad de Liège, en donde se realizó su análisis.

Se realizaron láminas delgadas de los estratos consolidados identificados en Arcillas Verdes, Secundaria y La Cruda. El procedimiento fue el siguiente: primero se cortó la roca con una cortadora eléctrica, se pulió la cara cortada con papel lija de textura cada vez más fina (400, 600, 800 y 1000) y posteriormente se adhirió a un portaobjetos de cristal utilizando un pegamento sensible a la luz ultravioleta, por lo que el secado se hizo exponiendo la muestra al sol directo. Una vez seca, se cortó el resto de muestra y se realizó el desgaste con limadura metálica de textura fina (600, 800, 1000,) revisando con regularidad la muestra al microscopio petrográfico hasta lograr el grosor necesario (40 μ). Una vez obtenidas las láminas delgadas, se realizó su revisión utilizando microscopio petrográfico (marca Zeiss) observando las siguientes características: fábrica, presencia de matriz, cemento, microfósiles.

Se realizó la búsqueda de zircones en la unidad volcánica identificada en el sitio Secundaria. La obtención de zircones se realiza siguiendo procedimientos estándar, que incluyen molienda 5 Kg de muestra y tamizado a través del tamiz 230, concentración de zircones utilizando la batea, para obtener los minerales más pesados acumulados al fondo de la misma. Con apoyo de microscopio óptico, los zircones son separados y montados a mano, en una cinta doble contacto, y almacenados en una cada de Petri para su posterior envío al laboratorio, este se ubica en la unidad de Geocronología en UNAM Juriquilla. Aquí son extraídos de la cinta y cubiertos por una resina de protección, para realizar el pulido y lograr la máxima superficie de exposición. Posteriormente se

fotografían e identifican inclusiones, y antes de realizar el análisis se someten a un baño ultrasónico para eliminar cualquier impureza.

b) Descripción de micromorfología de paleosuelos

Una vez obtenidas las láminas delgadas, se revisaron utilizando microscopio petrográfico (marca Zeiss) y se describieron las siguientes características (Bullock *et al.*, 1985; Stoops *et al.*, 2010):

- textura
- minerales identificables e intemperismo
- presencia/ausencia de agregados
- tipos de agregados (granular, bloques subangulares, bloques angulares, laminar, primas)
- grado de agregación (débil, moderada o fuertemente desarrollada)
- tamaño de los agregados
- poros, tipos de poros
- revestimientos (arcilla, hierro, manganeso o calcita)
- forma de los revestimientos

c) Ejemplares fósiles

Todos los fragmentos o huesos fósiles completos encontrados en el yacimiento son denominados *especímenes*.

La identificación es un paso fundamental y de ella dependieron los análisis posteriores. La identificación anatómica se realizó refiriendo los especímenes a alguna unidad anatómica (ya sea un hueso o zona esquelética); la *identificación taxonómica* se realizó posteriormente, con apoyo de material de referencia, tratando de llegar al taxón más inferior posible. De lo anterior se obtuvo el número de especímenes totales, identificados y no identificados.

También se obtuvo el MNI (número mínimo de individuos), a partir de contar todos los huesos identificados para un taxón determinado. Este número corresponde al valor del hueso (por ejemplo axis) o parte anatómica (por ejemplo fémur distal) más abundante en la muestra (Lyman, 1994; Mengoni, 1988).

Los métodos para calcular la abundancia taxonómica se basan en conjuntar la información del NISP (número de especímenes identificados por taxón) y el MNI (número mínimo de individuos).

La caracterización tafonómica de los especímenes se realizó a través de la observación directa de los mismos y con apoyo de una lupa de mano (7x) o microscopio estereoscópico (marca Motic). Se describió el grado de conservación y la presencia de alteraciones superficiales a partir de los trabajos de Fernández-López, 1999 y Fernández-Jalvo y Andrews, 2016; obteniendo imágenes de los especímenes más representativos.

Toda la información se integró en una base de datos. En la Figura 13 se muestran las características tafonómicas evaluadas.



Figura 13. Caracteres tafonómicos descritos en los ejemplares fósiles.

VII. RESULTADOS

7.1 Estratigrafía

Se realizaron cinco columnas estratigráficas (Figura 14), en las que se identificaron facies detríticas y carbonáticas. Se realizó una correlación entre secuencias y se construyó una columna compuesta.

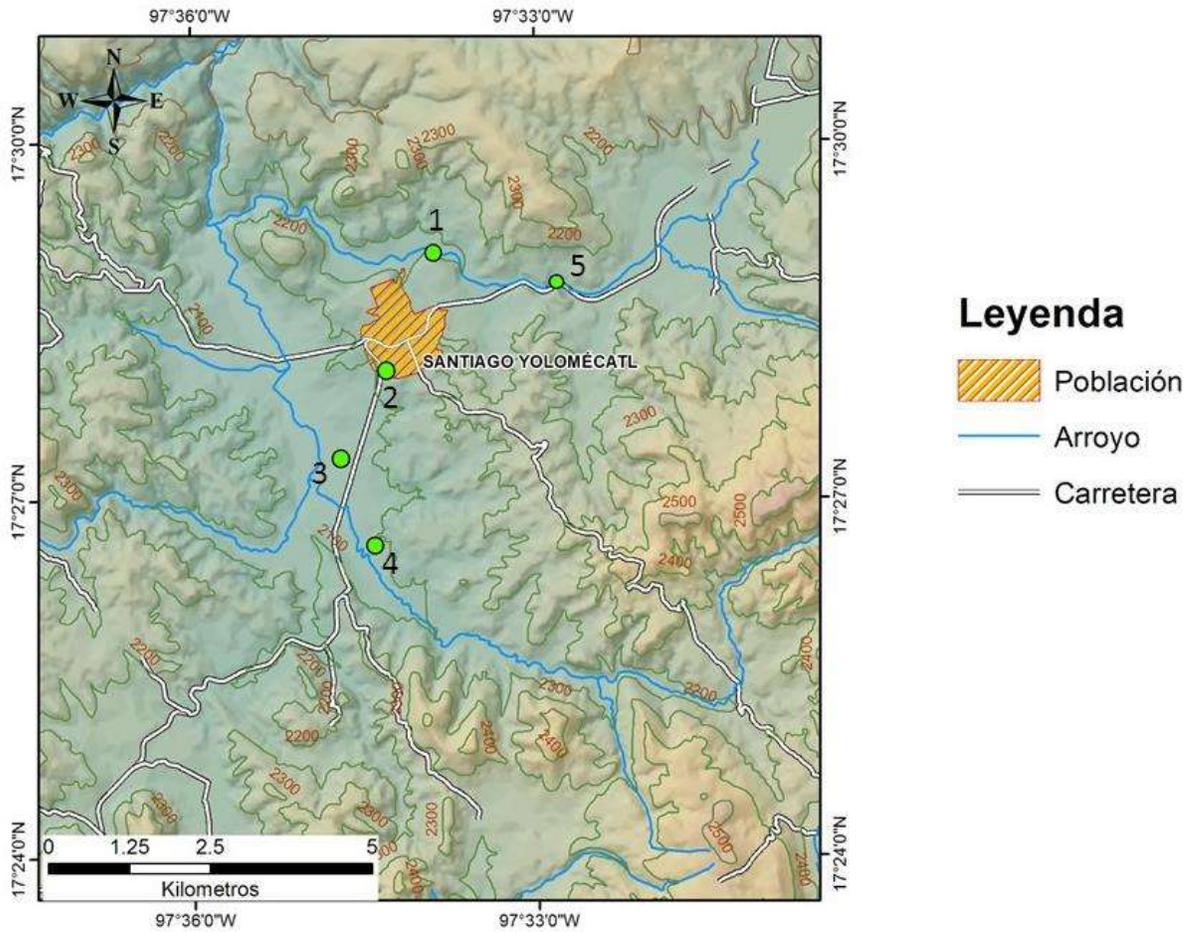


Figura 14. Mapa del área de estudio: 1 Arcillas Verdes, 2 Secundaria, 3 CBTa, 4 La Cruda, 5 Equisetos.

7.1.1 Arcillas verdes

La columna de este sitio mide ~5 m de espesor y presenta un buzamiento de 2 a 3 grados al sureste. Se diferenci3 en tres unidades (Figura15).

La primera presenta un espesor de ~2 m y est3 formada por limoarcillas de tono verde claro, que hacia la base presentan m3s influencia de arena fina. Este nivel present3 una reacci3n fuerte al HCl.

Le sobreyace en contacto erosivo un estrato de 50 cm, uniforme, altamente consolidado y conformado por una caliza masiva, de matriz color beige, en la que se observan clastos de pedernal gris oscuro.

Hacia la cima sobreyace en contacto erosivo la tercera unidad, que corresponden a dos metros de limo masivo carbonatado, de tono rojizo, que en la parte central es de tono m3s oscuro. Coronando el dep3sito se presenta el suelo, color negro, con un gran desarrollo de ra3ces.

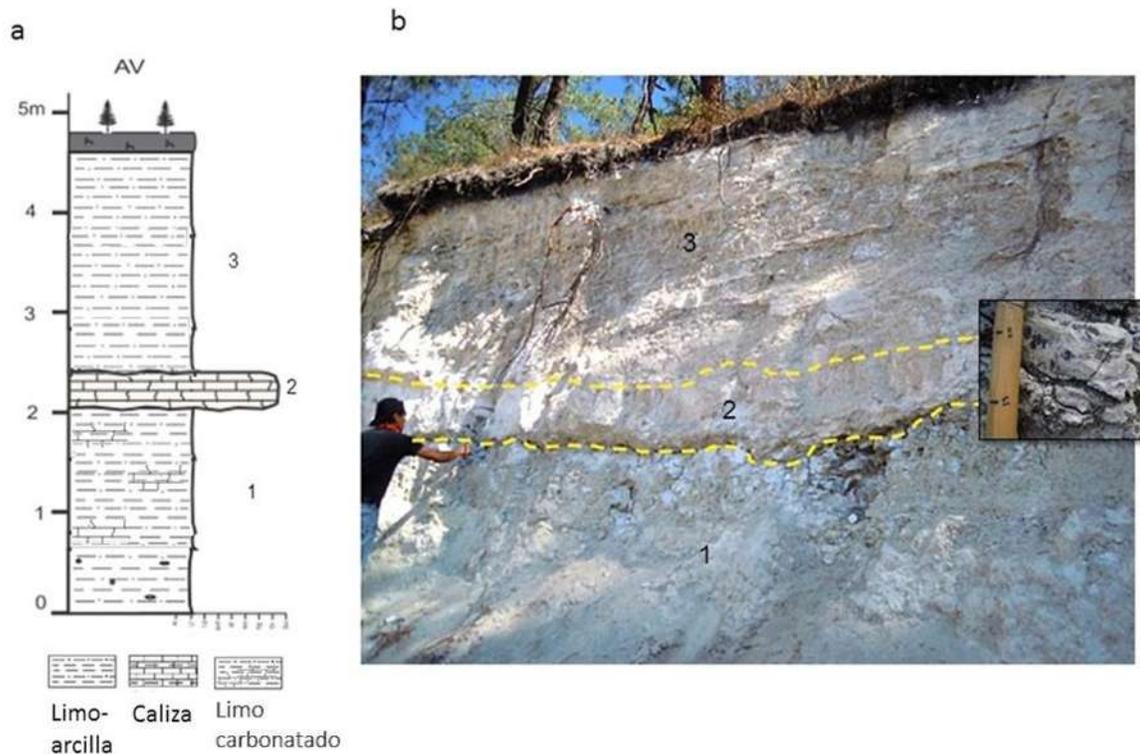


Figura 15. Columna estratigr3fica (a) y afloramiento (b) del sitio Arcillas verdes.

7.1.2 Secundaria

Esta secuencia presenta niveles limoarcillosos de color pardo claro y beige, intercalados con limos silicificados y niveles carbonatados con icnofósiles. La secuencia es monótona, los espesores se mantienen y todos los contactos son horizontales.

En la base presenta un nivel de carbonatado silicificado con abundantes icnofósiles, muchos de ellos ya desprendidos de la matriz. En el límite superior de este nivel (techo) se observan trazas de raíces y los canales que intercomunican las celdillas (Figura 16) (Figura 17a y b). Le sobreyace en contacto horizontal, un potente nivel limoso masivo (4.5 m) de color pardo, que hacia la parte central presenta un estrato color verde olivo, de 20 cm de espesor, de limos compactos, con icnofósiles.

Sobreyaciendo lo anterior se presenta un estrato de carbonato altamente silicificado, de 50 cm (Figura 17 c), al que le sobreyacen cuatro metros limoarcillosos masivos, color rojizo, y en contacto horizontal se sobrepone un nivel con mayor contenido de arcilla, color verde olivo, de 20 cm.

Lo anterior está sobreyacido por un nivel carbonatado silicificado de 45 cm de espesor, al que le cubren en contacto horizontal dos metros de limoarcilla masiva color rojizo, y un nivel carbonatado consolidado, de 50 cm. Hacia la cima continúan tres metros de limoarcillas, seguidos 30 cm de suelo, que corona la secuencia.

Aledaña a este sitio aflora una unidad volcánica (andesita) de poca extensión, cuya relación estratigráfica con el sitio no es clara, por estar cubierta con aluvión, pero se consideró subyacente a las limoarcillas (Figura 16). El fechamiento de esta lava fue realizado en el laboratorio de Geocronología (UNAM Juriquilla), arrojando una edad Pérmica (~290 Ma).

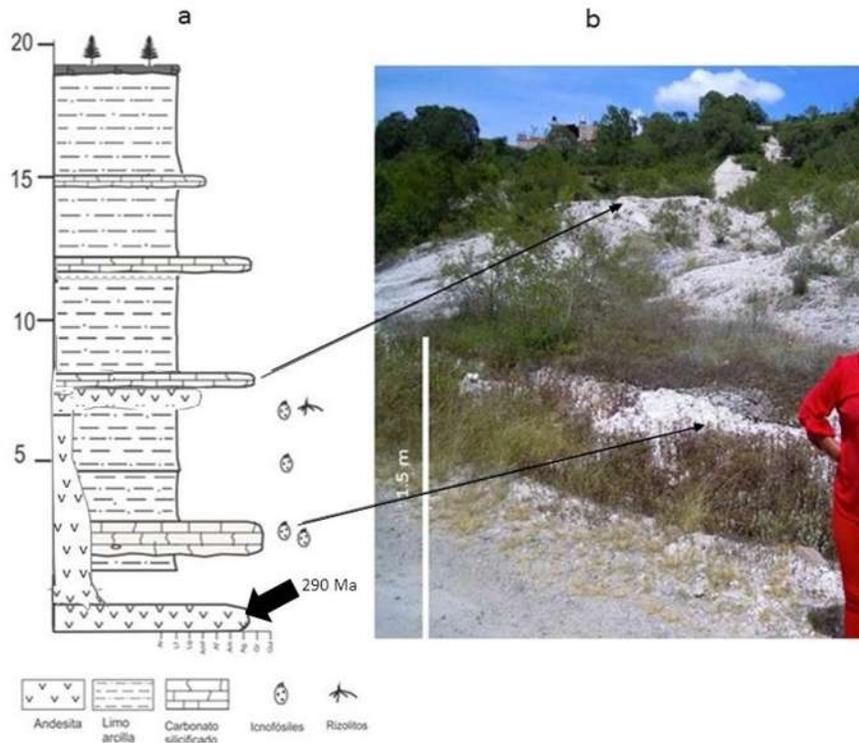


Figura 16. a) Columna estratigráfica y b) vista panorámica del sitio Secundaria; las flechas delgadas relacionan los estratos y la flecha gruesa es el nivel volcánico que se dató.



Figura 17. Detalles en la localidad Secundaria: (a) nivel carbonatado en la base de la secuencia, con abundantes icnofósiles; (b); ídem, vista superior; (c) nivel de carbonato silicificado que sobresale.

7.1.3 CBTa (Jesus Bones)

Este sitio está conformado por una secuencia de sedimentos limo-arcillosos de coloración rojiza, con alternancia de conglomerados y limos arenosos; en ellos se han encontrado abundantes fósiles (Figura 18)

La base está formada por un nivel de 30 cm de espesor de conglomerado con matriz arenosa y clastos volcánicos redondeados a subredondeados, cuyo diámetro va de 1 mm a 4 cm; resalta la presencia de icnofósiles en forma de galerías que cortan todo el estrato.

Al conglomerado le sobreyace, en contacto erosivo, un nivel masivo limoarcilloso de dos metros de espesor, que hacia la cima se vuelve más compacto y presenta rizolitos. Le sobreyace un delgado estrato de arena fina, de coloración verde claro (10YR 7/2), que presenta límites erosivos.

Continúa un nivel limoarcilloso masivo de ~3.5 m de espesor, distintivo por la presencia de abundantes galerías interconectadas, evidenciando lo complejo de esta red subterránea (Figura 19 a y b); en algunas de ellas se observa que el relleno es conglomerático, pudiendo encontrarse algunos fragmentos de vertebrados fósiles (Figura 19 c y d). Cubriendo lo anterior, en discordancia erosiva, se encuentra un nivel de un metro de espesor, constituido por conglomerado cuya matriz limoarenosa soporta clastos subredondeados de hasta 5 cm de diámetro, este es el conglomerado que rellena las galerías.

Continúa en contacto horizontal un nivel limoarcilloso masivo de 3 m, con abundantes galerías, fósiles de vertebrados e icnofósiles, principalmente en la base del mismo. Sobreyaciéndole en contacto erosivo, se presenta un nivel de arenisca conglomerática de 25-30 cm de espesor, con clastos volcánicos subredondeados de características similares a los anteriores.

La secuencia está coronada por un estrato limoarcilloso masivo de 20 m de espesor, en el que sobresalen tres delgados niveles de carbonato muy consolidado, de 50 cm de espesor, color verde claro y amarillo, con zonas silicificadas (Figura 19 e); en estos niveles también se han encontrado fósiles y rizolitos (Figura 19 f).

Es importante destacar que algunos de los estratos donde se encontraron fósiles e icnofósiles (galerías y rizolitos), fueron considerados como paleosuelos, sin embargo no pudieron reconocerse horizontes.

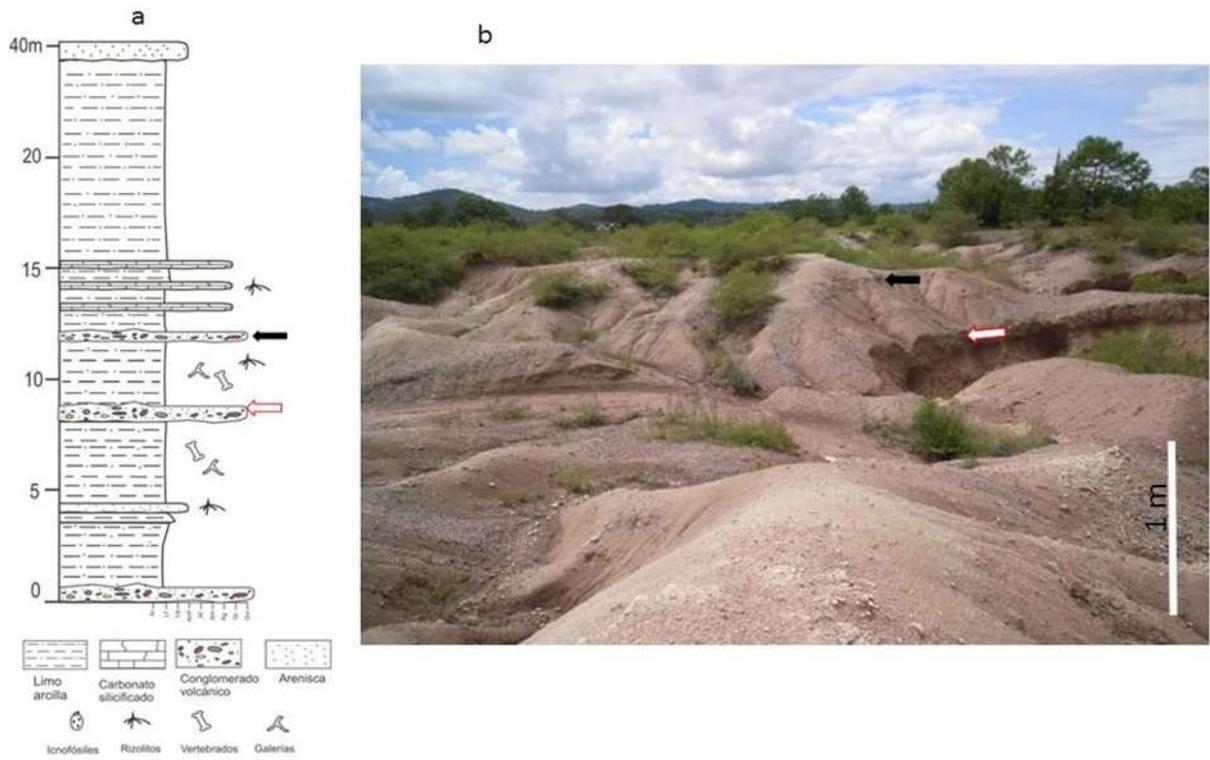


Figura 18. Columna estratigráfica (a) y afloramiento (b) del sitio CBTa; se distinguen los niveles de conglomerado (flechas roja y negra).

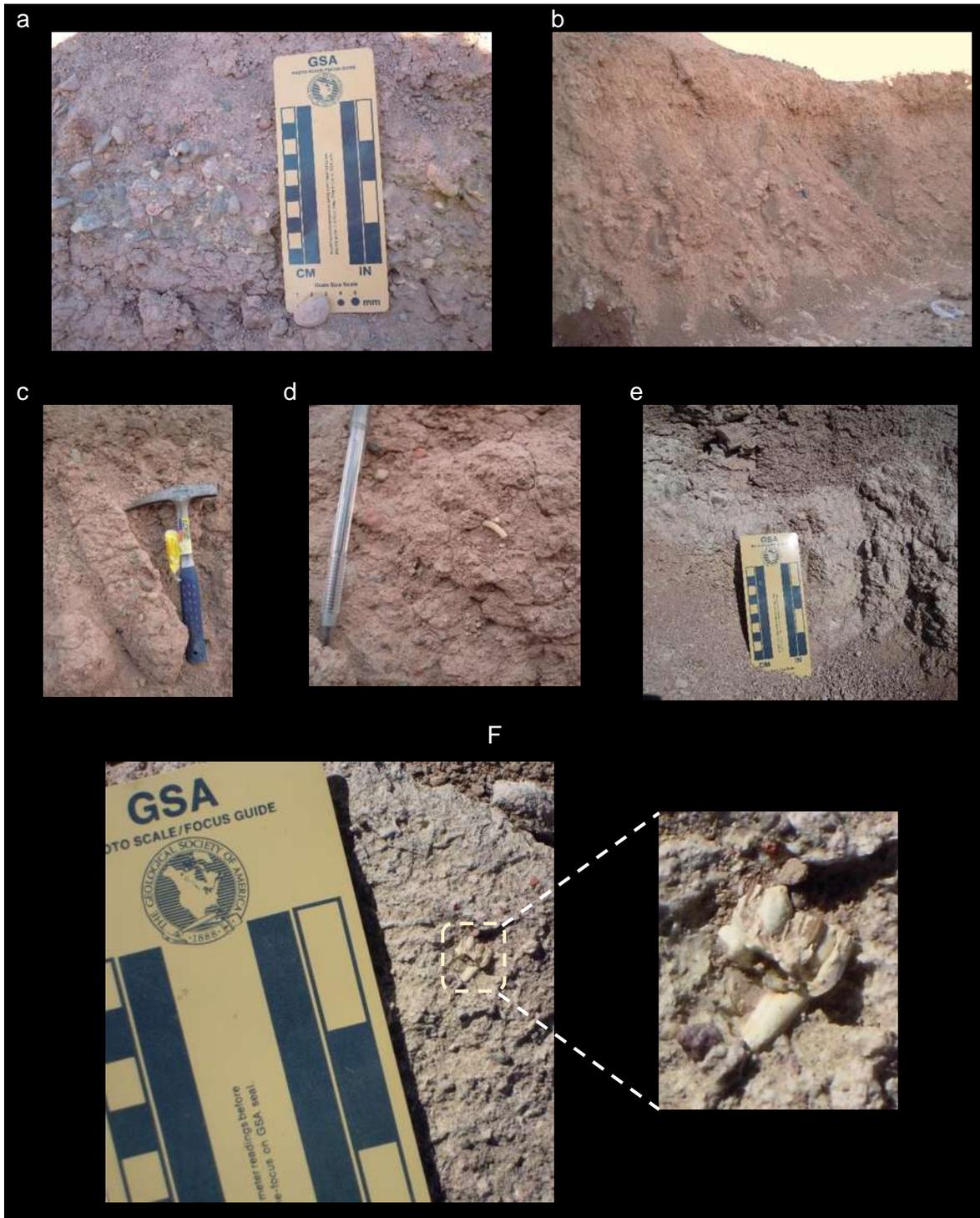


Figura 19. Detalles del sitio CBTa: (a) niveles de conglomerado; (b) nivel de abundantes galerías; (c) detalle de galerías con relleno conglomerático; (d) incisivo de roedor; (e) niveles silicificados hacia la cima; (f) nivel carbonatados con trazas de rizolitos y fósiles.

7.1.4 La Cruda

La columna litológica de este sitio mide aproximadamente 70 m, está conformada por una secuencia de estratos limo-arcillosos y limoarenosos de color rojizo y verde olivo, poco consolidados, intercalados con niveles consolidados que sobresalen (Figura 20). Se reconocen dos partes marcadamente diferenciadas, una con intercalación de estratos carbonatados, algunos muy silicificados, y la segunda, en la que se presentan conglomerados de afinidad volcánica (Figura 21).

La primera parte inicia con un nivel de 50 cm de caliza masiva color beige, en la que se observan clastos de pedernal gris oscuro, de hasta 3 cm de diámetro (Figura 22 a y b); le sobreyacen ~7 m de un nivel limoarcilloso, la mayor parte del mismo presenta zonas cubiertas por aluvión. Continúa en contacto horizontal un estrato de color gris a verde claro que presenta rizolitos (Figura 22 c), manchas color amarillo, y silicificación en algunas zonas, considerado como paleosuelo. Le sobreyacen en contacto plano ~6 m de limoarcillas en los que sobresalen dos niveles de limo, uno en el tercio inferior y otro en el tercio superior. El primero mide 10 cm de espesor, y el segundo entre 10 y 30 cm, este último presenta abundantes rizolitos y motas de color amarillo, siendo considerado como paleosuelo. Los contactos entre todos son horizontales.

A partir de aquí se observa que la secuencia es constante, con niveles carbonatados de espesores similares (~60 cm), intercalados con niveles limoarenosos o limoarcillosos, cuyos espesores tienden a disminuir hacia la cima.

A la secuencia previamente descrita de limoarcillas les sobreyace un estrato silicificado de 60 cm, que presenta rizolitos e icnofósiles, sobre el que continúan en contacto horizontal 5.5 m de limo-arenas, diferenciadas en dos estratos, el inferior con arenas más finas, de color rojizo claro, y el superior, de tono rojizo oscuro, con mayor contenido de arenas finas a medias y en el que se encontraron fósiles de vertebrados.

Se sobreponen en contacto horizontal, 20 cm de silcreta y 2 m de limo arcilloso. Sobreyaciendo lo anterior y en contacto horizontal se encuentran un nivel de 50 cm de silcreta al que le sobreyacen 2 m limoarcillosos, con abundantes rizolitos e icnofósiles (Figura 22 d y e), un nivel de silcreta de 50 cm y sobre él un estrato masivo limoso con icnofósiles, a los que les sobreyace en contacto erosivo cinco estratos: 50 cm de silcreta, con icnofósiles y rizolitos, en contacto horizontal continúa un estrato limoso con abundantes fósiles (y galerías), sobreyacidos por un estrato de 15 cm color verde olivo,

sobre el que se sobreponen 2.8 m de limo rojizo, y un estrato limoso, de color verde claro, todos en contacto horizontal. Hacia la cima continúa un estrato de silcreta de 50 cm y 3 m de limo rojizo, con presencia de rizolitos y galerías de roedor. Le sobreyacen 50 cm de silcreta y le sobreyace en contacto plano un estrato de 4 m limoarcilloso.

La segunda parte del depósito presenta dos unidades, la primera se conforma de cuatro estratos tabulares conglomeráticos de entre 20 y 70 cm, con clastos volcánicos de redondeados a subredondeados (de hasta 10 cm), y una matriz arenosa; estos se encuentran intercalados por niveles de limo color rojizo de 1.5 a 2 m de espesor, en los que se encontraron rizolitos e icnofósiles. El contacto entre conglomerados y limos es de tipo erosivo.

La segunda unidad se sobrepone a la anterior en contacto horizontal, e inicia con un estrato limoso diferenciado en dos niveles, el primero de 1.7 m, con presencia de fósiles de vertebrados, y el segundo con 3 m de espesor, masivo, sobre el que continúa una serie de 4 estratos de limo compacto y carbonatado, de 10 cm cada uno, todos en contacto horizontal. Sobreyaciendo lo anterior y en contacto horizontal, continúan 5 m de limoarcilla, con un estrato intermedio más limoso y compacto.

Coronando la secuencia se tienen 60 cm del suelo actual.

A lo largo de la secuencia se identificaron paleosuelos, con rizolitos, galerías, icnofósiles de insectos y fragmentos óseos; sin embargo sus características macromorfológicas eran poco diferenciadas.



Figura 20. Imagen panorámica del sitio 4 La Cruda (Jiménez-Hidalgo, 2017), las flechas marcan los dos niveles de paleosuelo al inicio de la sección.

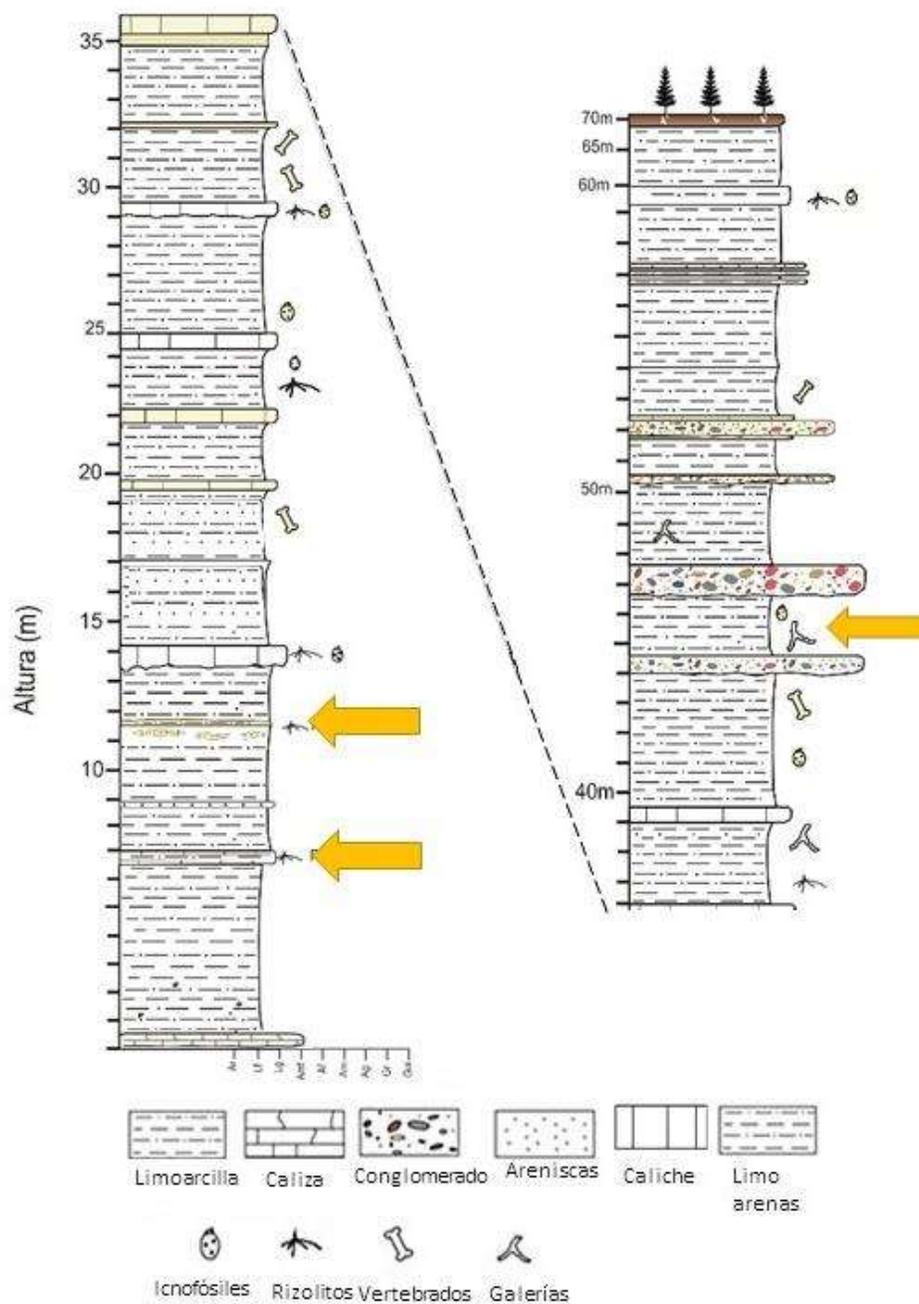


Figura 21. Columna estratigráfica del sitio La Cruda, en la que se distinguen los paleosuelos muestreados (flechas amarillas). Para mayor detalle de los niveles ver Anexo 1.



Figura 22. Sitio 4 La Cruda: a) punto de inicio de columna estratigráfica, con un estrato fuertemente silicificado en la base; b) detalle del nivel base; c) limo con abundantes rizolitos; d) icnofósiles (*Fictovichnus* sp.); e) niveles consolidados con rizolitos e icnofósiles; f) detalle del conglomerado matriz soportado hacia la cima de la secuencia.

7.1.5 Equisetos

Este afloramiento es una secuencia que alcanza los 10 metros de espesor; de base a techo pueden reconocerse cinco unidades (Figura 23).

La primera unidad mide 3.5 metros de espesor, está compuesta por material limoarcilloso rojizo claro. Se distinguen tres estratos, el primero conformado por dos metros de ceniza volcánica, sobre el que se encuentra un metro de limo masivo, al que le sobreyacen 50 cm de caliza, con laminación y diferenciada en estratos de entre 7 a 10 cm; el contacto entre cada nivel es horizontal y entre esta y la segunda unidad es erosivo.

La segunda unidad presenta un espesor de 90 cm y mayor influencia arenosa. Se diferencia en dos estratos, el primero de 40 cm de arena fina en la que se observaron lentes de arena media, con un diámetro de 6 cm. El segundo nivel le sobreyace en contacto erosivo y es limoarenoso masivo, de 50 cm de espesor.

La tercer unidad le sobreyace en contacto erosivo; presenta un nivel de 50 cm de limoarcilla, seguido de 70 cm de arcilla limosa, de color rojizo oscuro, de textura más arcillosa.

La unidad cuatro está compuesta por tres niveles; 50 cm de un estrato limoarenoso color rojizo (5YR 7/2), con clastos del mismo material, muy consolidados; en contacto horizontal continúa un nivel limoso de 1 m de espesor, con lentes de arena fina de hasta 6 cm de diámetro; a este nivel le sobreyace en contacto erosivo, un estrato de 1.3 m de arena fina con lentes de arena media.

La quinta unidad sobreyace en un contacto erosivo y corresponde a un nivel de limo carbonatado de un metro de espesor, de color oscuro, al que le sobreyace un nivel de suelo con abundantes raíces.

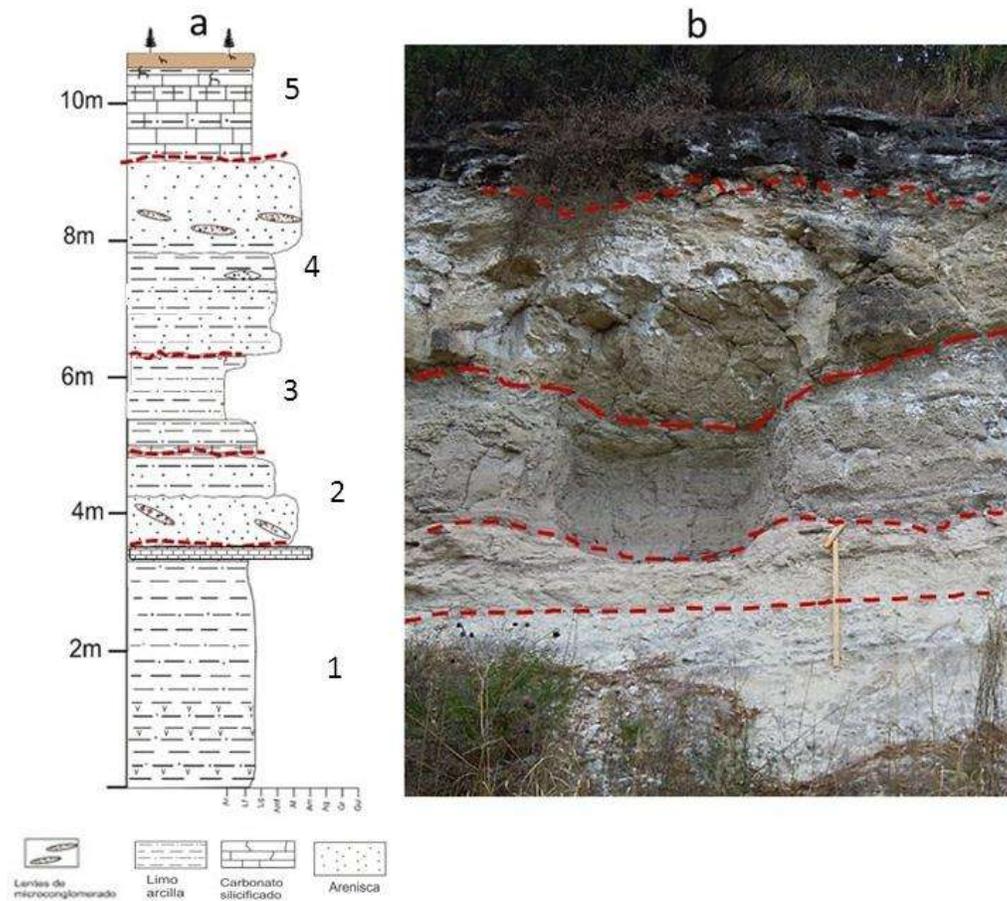


Figura 23. Columna estratigráfica (a) y afloramiento (b) del sitio 5 (la escala corresponde a 1.5 m); las líneas rojas corresponden a los límites entre las unidades reconocidas.

Subyaciendo esta secuencia se observaron niveles de caliza laminada, similares a los que se habían registrado en el afloramiento de Arcillas verdes (Figura 24).



Figura 24. Calizas laminadas se intercalan con limoarcillas y subyacen la secuencia

7.2 Mineralogía

Se realizó difracción de rayos X (DRx) para la identificación de las fases minerales en muestras de cuatro sitios, a excepción de CBTa, por su parecido litológico con La Cruda. Con el objetivo de verificar e identificar detalladamente las fases minerales de las arcillas, se realizó la espectroscopía de infrarrojo (IR) en algunas de ellas.

En el sitio Arcillas Verdes, los limos están conformados por filosilicatos del tipo montmorillonita e illita, presentando también sílice cristalino en forma de cuarzo y cristobalita; prácticamente todos los niveles presentaron espectros para los carbonatos (1435 cm^{-1}) (Tabla 2).

Tabla 2. Caracterización mineralógica en el sitio Arcillas Verdes.

Nivel	DRx	Infrarrojo
AV-8	calcita, saponita, cristobalita	calcita, montmorillonita, cuarzo,
AV-6	calcita, saponita, cristobalita, anortita	
AV-5		critobalita, cuarzo, calcita
AV-4	montmorillonita, saponita, cristobalita, cuarzo	montmorillonita, calcita, cristobalita, heulandita, illita
AV-2	Saponita, cristobalita	

En el sitio Secundaria, los limos se constituyen por montmorillonita e illita, presentando también clinoptilonita, heulandita y erionita, del grupo de las zeolitas. Los niveles consolidados se componen de calcita, cuarzo, cristobalita y tridimita (Tabla 3)

Tabla 3. Caracterización mineralógica en el sitio Secundaria

Nivel	DRx	Infrarrojo
Sec-1	calcita, saponita, cristobalita, cuarzo	
Sec-A	calcita, saponita, cristobalita,	
Sec-2.1	Saponita, cristobalita, calcita, montmorillonita	montmorillonita, illita, heulandita, atapulgita, muscovita
Sec-B	Saponita, cristobalita, heulandita, cuarzo	
Sec-3.1	Saponita, cristobalita, cuarzo, tridimita, andesita	montmorillonita, heulandita
Sec-C	cuarzo, cristobalita, tridimita	heulandita, erionita, cuarzo, cristobalita
Sec-D	calcita, clinoptilonita, saponita, cristobalita	cuarzo, montmorillonita, heulandita
Sec-E	cuarzo, calcita, cristobalita	

En el sitio La Cruda, los limos rojos se conforman principalmente por los filosilicatos illita, montmorillonita, así como las plagioclasas andesina y anortita. En estratos de la parte media de la secuencia se detectó dolomita. Las zeolitas que se encontraron corresponden a clinoptilonita, heulandita y mordenita (Tabla 4).

Tabla 4. Caracterización mineralógica en el sitio La Cruda.

Nivel	Difracción de Rx	Infrarrojo
LC-31	calcita, cuarzo, saponita, cristobalita, anortita	
LC-25	calcita, anortita, cristobalita, andesina, saponita	
LC-24		Illita, montmorillonita, muscovita
LC-20	saponita, tridimita, cuarzo	
LC-19	saponita, cristobalita, calcita	
LC-17	calcita, cuarzo, cristobalita, saponita	
LC-13	cuarzo, cristobalita, tridimita, saponita	calcita, travertino, dolomita,
LC-11a	calcita, saponita, cristobalita, vermiculita	calcita, travertino, illita, montmorillonita, heulandita, dolomita
LC-10a	saponita, clinoptilonita, cuarzo, cristobalita, calcita	
LC-10	cuarzo, cristobalita, vermiculita, saponita, zeolita	Illita, montmorillonita, heulandita, muscovita, cuarzo, clinoptilonita
LC-8	calcita, cuarzo, cristobalita, andesina, saponita	calcita, travertino, montmorillonita, illita, esmectita, dolomita, atapulgita
LC-5c		Illita, montmorillonita, heulandita
LC-2	calcita, cristobalita, saponita, andesina, cuarzo	
LC-1	saponita, illita	Illita, montmorillonita
LC-Base	calcita, cuarzo, cristobalita, tridimita	clinoptilonita, heulandita, saponita, muscovita

En el sitio 5 se presentan las arcillas montmorillonita y saponita, sílice en sus formas de cuarzo y cristobalita, las plagioclasas albita y anortita, además de andesina (Tabla 5).

Tabla 5. Caracterización mineralógica en el sitio Equisetos

Nivel	DRx	Infrarrojo
Eq-12	saponita, calcita, cuarzo, cristobalita, albita	montmorillonita, illita, clinoptilonita, muscovita, calcita
Eq-11	saponita, calcita, cristobalita, cuarzo, albita	
Eq-7	calcita, saponita, cristobalita, cuarzo, andesina	montmorillonita, heulandita, illita, muscovita
Eq-5	Saponita, cristobalita, cuarzo, anortita	
Eq-3	saponita, cristobalita, cuarzo, anortita	Montmorillonita, heulandita, atapulgita
Eq-1	saponita, sanidino, cristobalita, cuarzo,	Montmorillonita, atapulgita

Se tomaron muestras en tres localidades cercanas a Yolomécatl: en Ixtapa y Cañadaltepec, la litología es muy semejante, con limoarcillas rojizas. El otro sitio estuvo cercano al poblado de Chilapa, donde se reconoce la Formación del mismo nombre conformada por calizas laminadas, areniscas y limoarcillas.

En Ixtapa y Cañadaltepec se identificaron arcillas del tipo saponita, calcita, cuarzo y cristobalita, además de zeolitas. Por su parte Chilapa presentó arcillas, cuarzo y dolomita, sin zeolitas.

Tabla 6. Caracterización mineralógica en unidades aledañas a Yolomécatl.

Sitio	DRx	Infrarrojo
Ixtapa	tridimita, anortita, saponita	heulandita, montmorillonita, clinoptilonita, hornblenda
Cañad	calcita, saponita, cuarzo	Illita, clinoptilonita, calcita, heulandita
Chilap	calcita, dolomita, cuarzo, saponita, ferrhidrita	

7.3 Geoquímica

La composición química de las muestras se obtuvo a través de Fluorescencia de Rayos X, con lo que se determinaron los elementos mayores y elementos traza en muestras representativas de Yolomécatl. Entre los elementos mayores que dominan la secuencia se identificaron al calcio, magnesio, fierro, sílice y aluminio (Tabla 7 y 9) elementos abundantes en sedimentos lacustres, que llegan a la cuenca producto de meteorización y lixiviación.

El contenido de estos elementos fue parecido entre las muestras: sílice resultó ser el más abundante en todas ellas, con un rango entre 200,000 y 400,000 ppm (partes por millón), siendo más alto en el nivel LC-base. El Mg, Al y Fe presentaron una concentración más homogénea entre muestras, con un contenido menor a 50 000 ppm. El calcio fue el elemento que más varió, siendo más alto en las muestras del sitio Secundaria.

Tabla 7. Concentración de elementos mayores en las muestras de la secuencia de Yolomécatl.

Elemento/ muestra	Mg	Al	Si	Ca	Fe	K	Ti
AV-4	8881.0	39213.6	245139.3	19525.6	20698.1	4563.5	2257.4
Sec-2.1	9127.7	25121.6	214542.6	148219.6	10262.3	1522.9	1049.7
Sec-D	4364.5	27728.0	276368.0	95551.1	5608.9	3682.5	648.6
LC-20	10497.4	42738.9	203384.6	33144.3	40555.7	12909.3	4498.0
LC-10A	7216.8	38109.5	271674.5	40703.7	14057.5	5356.4	2050.8
LC- base	3414.0	6015.7	403693.8	15898.7	1811.0	332.2	472.4

Con respecto a los elementos traza, se identificaron once distintos elementos, siendo los más abundantes Sr, Zr, Ba, W y Rb, mientras los demás presentaron una concentración menor a 20 ppm. Estos resultados y los de elementos mayores se presentan más adelante a través de gráficos que permiten identificar mejor las diferencias (Figura 25).

Tabla 8. Concentración de elementos traza en muestras de Yolomécatl.

Elemento/ Muestra	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Pd	Ag	Cd	Sn	Ba	W
AV-4	41.0	137.7	193.2	15.0	4.2	6.9	6.1	16.3	15.7	72.5	154.7
Sec-2.1	18.6	105.0	86.9	8.6	0.0	8.7	6.6	15.5	20.2	0.0	225.4
Sec-D	30.7	1108	52.2	13.2	6.3	7.0	5.6	14.9	0.0	224.6	220.7
LC-20	61.2	284.4	137.4	10.2	0.0	6.7	6.7	13.6	20.0	83.2	216.3
LC-10A	39.6	507.8	142.5	10.4	4.2	6.9	8.7	16.3	15.8	388.6	213.7
LC- Base	9.6	37.2	10.7	3.8	3.1	0.0	7.8	15.7	17.9	0.0	161.9

La composición de las muestras en Ixtapa, Cañadaltepec y Chilapa también presentaron predominio de los elementos Si, Ca, Mg, Al y K (Tabla 9); en estas muestras hay mayor cantidad de calcio y magnesio, y bajo contenido de sílice (Figura 26).

Tabla 9. Concentración de elementos mayores para muestras de unidades cercanas a Yolomécatl.

Elemento/ Muestra	Mg	Al	Si	Ca	Fe	K	Ti
Chilapa limo	58794.8	5528.4	240355.7	10827.7	4003.8	0.0	523.1
Chilapa carb	51550.6	6016.4	97024.3	164476.6	3197.3	2040.3	0.0
Cañadalt	8609.8	29711.8	155216.2	128538.5	22635.5	11754.9	2454.1
IXTAPA	5760.6	41968.9	255882.2	39323.0	28686.9	25770.7	3038.7

Los elementos traza más abundantes fueron Sr, Rb, Zr, Ba y W, con cantidades muy bajas o ausentes en los demás elementos (Tabla 10).

Tabla 10. Concentración de elementos traza en muestras de sitios cercanos a Yolomécatl.

Elemento/ muestra	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Pd	Ag	Cd	Sn	Ba	W
Chilapa limo	5.9	59.7	24.6	6.6	4.9	10.2	9.3	15.0	0.0	0.0	212.4
Chilapa carb.	9.7	279.4	13.8	3.4	4.0	0.0	0.0	11.0	16.6	0.0	171.8
CAÑADALT	62.4	287.4	110.1	7.4	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	206.3	178.1
IXTAPA	101.3	477.8	93.5	8.2	3.8	0.0	6.0	0.0	0.0	263.5	225.9

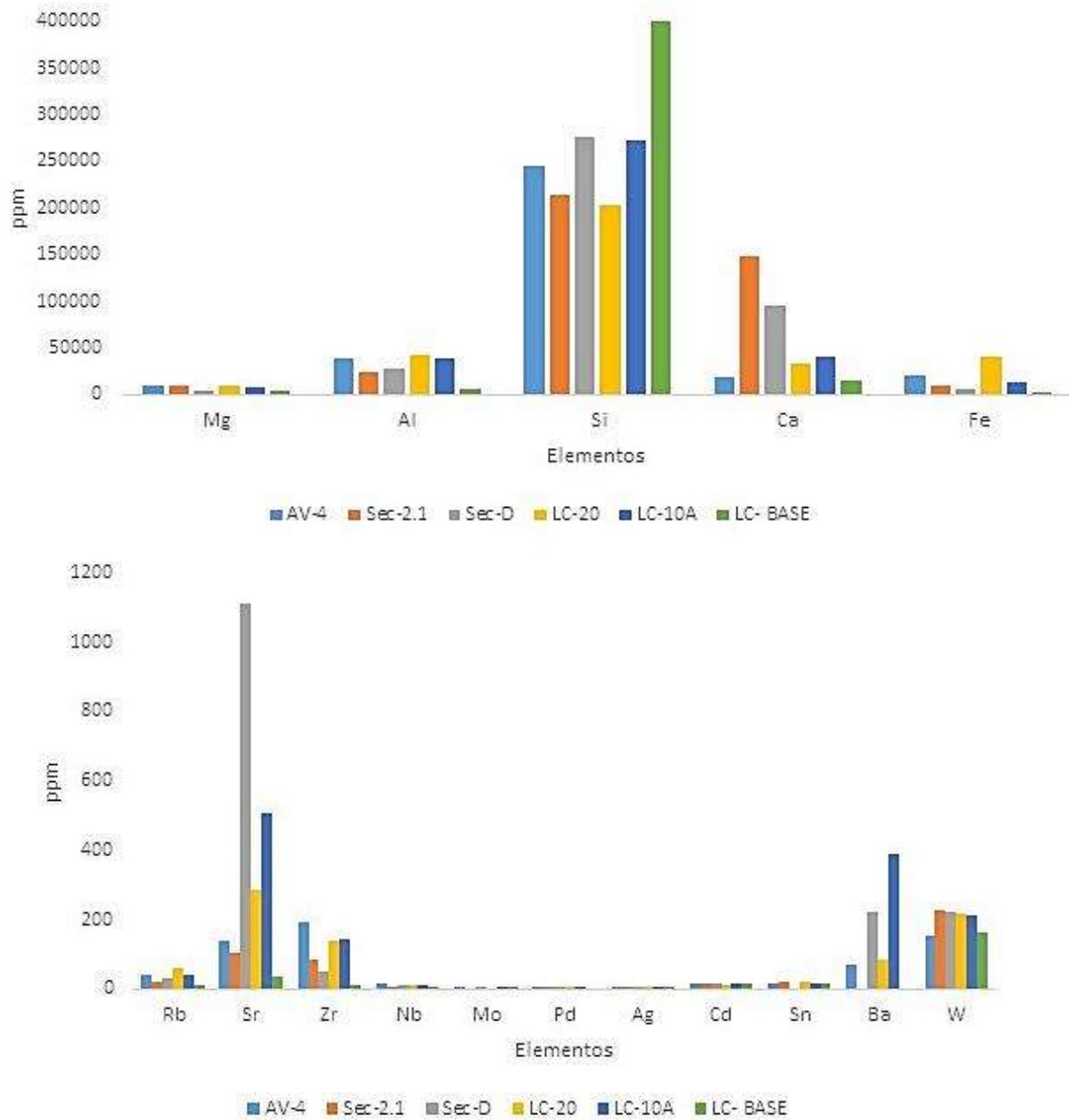


Figura 25. Elementos mayores (superior) y traza (inferior) en muestras de Yolomécatl.

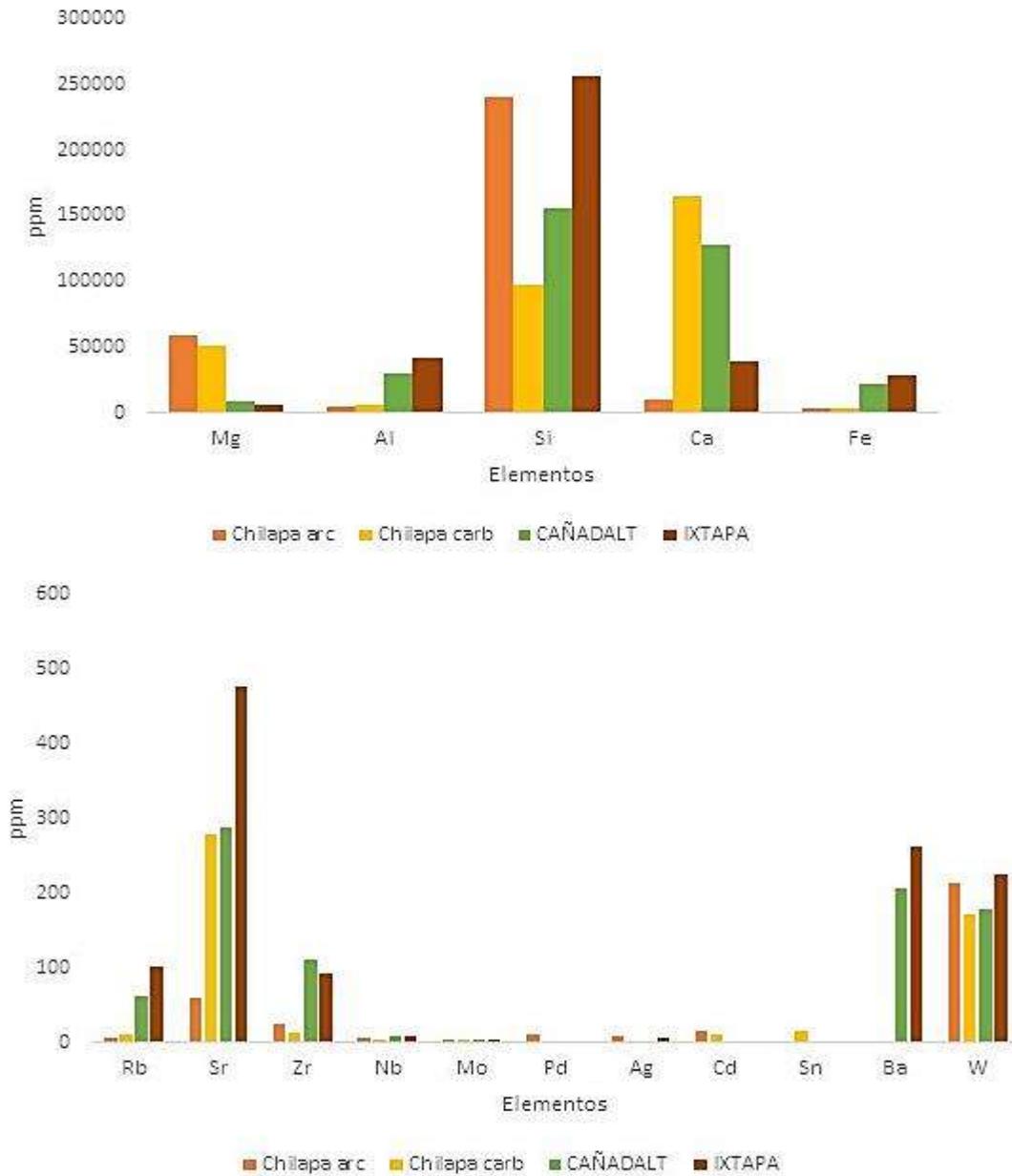


Figura 26. Elementos mayores (superior) y traza (inferior) en muestras de unidades aledañas a Yolomécatl.

7.4 Sedimentología (facies)

Se identificaron seis facies características: limoarcillas masivas, calizas micríticas, limoarenas, paleosuelos, caliches (calizas edafizadas), areniscas y conglomerados. A continuación se describe cada una:

Limoarcillas masivas

Son las facies más comunes, y están presentes en todos los sitios. Son niveles con espesores de decímetros a varios metros, de un color verde olivo a marrón-rojizo (Figura 27), las primeras con mayor carbonatación. Están compuestas por los minerales arcillosos illita y montmorillonita, además de cuarzo, anortita y las zeolitas heulandita y clinoptilonita.

Estas facies son más carbonatadas en Arcillas Verdes y Secundaria, y con mayor oxidación en los demás sitios.



Figura 27. Limoarcillas masivas en muestra de mano.

Calizas micríticas

Las calizas micríticas forman niveles que se intercalan con lutitas masivas, se observaron en los sitios 1, 2 y 4, donde sobresalían conformando niveles tabulares (fig 28a). En muestras de mano son de color blanco a beige y su textura incluye intraclastos de sílice gris claro y oscuro (chert) inmersos en una matriz homogénea carbonática.

A nivel petrográfico presentan una matriz constituida por micrita, en la que se distinguen granos muy pequeños de formas redondeadas, algunos con reemplazamiento de cuarzo microcristalino, preservando las estructuras primarias como los micropellets. Se observaron estructuras biogénicas como fitolitos y lo que parecieran espículas de esponjas (Figura 28b, c y d).

La composición mineralógica de estos niveles presenta calcita, sílice cristalina en forma de cuarzo y cristobalita, además de las zeolitas heulandita y clinoptilonita.



Figura 28. Petrografía de niveles carbonatados. a) Vista en planta de caliza micrítica; petrografía de niveles de caliza en los sitios Arcillas verdes (b), Secundaria (c) y La Cruda (d).

Calcreta o caliche

Son niveles de acumulación de carbonato, con un aspecto masivo, forma planar y de espesor entre 10 a 60 cm; algunos de estos niveles presentan marcas de rizolitos (Figura 29 a) e icnofósiles (Figura 19 d).

En lámina delgada se observa una matriz microcristalina, con fragmentos de cuarzo, irregulares, pocos pellets y formas globulares que pueden corresponder a raíces, en un corte transversal, observando recristalización de carbonatos en el interior de estos túbulos (Figura 29b y c).

Su mineralogía es similar a las lutitas, constituida por los minerales illita, montmorillonita, calcita, cristobalita, heulandita, además de dolomita.

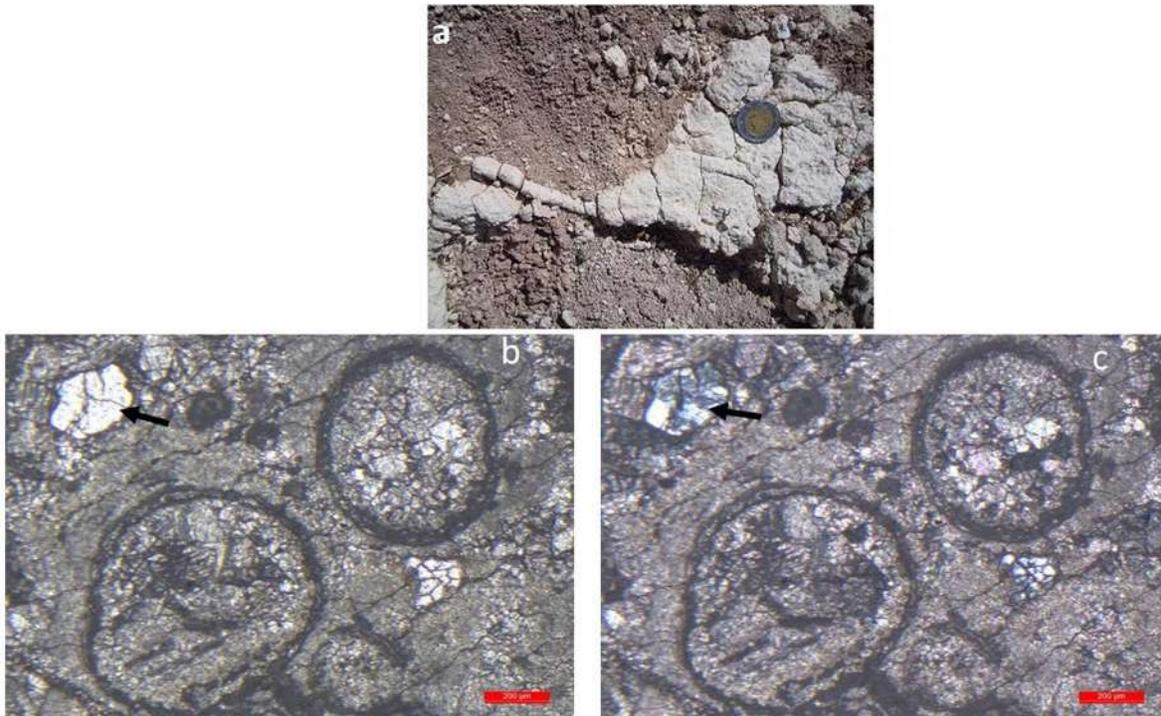


Figura 29. a) Caliche en el que se observan rizolitos; b) lámina delgada con matriz microcristalina, cuarzo (flecha) y formas globulares; c) igual que la anterior pero con nícoles cruzados. Escala en b y c 200 micras.

Limoarenas

Se encuentran en la parte central de la columna La Cruda; forman cuerpos tabulares de hasta 2m de espesor, de color rojizo claro a gris claro; presentan una matriz fina con detríticos de tamaño arena fina y media (Figura 30). Su fracción arcillosa se compone de illita y montmorillonita, presentando además cuarzo y andesina.



Figura 30. Limo arenoso en muestra de mano (escala 2.5 cm)

Paleosuelos

Son niveles de lutitas rojizas y compactas que sobresalen de los otros niveles; presentan abundantes rizolitos, redes de galerías e icnofósiles *in situ* (Figura 31). Su mineralogía es similar a los demás niveles de lutitas, con predominancia de arcillas esmectitas (illita, montmorillonita) además de zeolitas (heulandita). En estos niveles también se han encontrado fragmentos de vertebrados fósiles.



Figura 31. A) Nivel de limo con abundantes rizolitos, b) vista en afloramiento, (escala 50 cm).

Areniscas

Areniscas de finas a medias, sin estructuras sedimentarias, se hallan en sucesiones de algunos centímetros pudiendo alcanzar los dos metros de espesor (Figura 32); son de coloración rojiza, sus superficies de contacto son ligeramente erosivas. Estas facies se observan en los sitios CBTa y La Cruda.



Figura 32. Facies arenosa masiva, contacto erosivo con lutita masiva.

Conglomerado matriz soportado

Son conglomerados matriz soportados, que forman niveles de hasta 2 m de espesor. Presenta cantos subangulosos y subredondeados, de rocas volcánicas (andesita), con una longitud máxima de 14 cm; tienen fábrica desordenada, con moderada a buena selección y generalmente son masivos y con límites irregulares (Figura 33a y b). Los minerales predominantes son caliza, anortita, andesita y cuarzo. Esta facies forma la parte superior de las columnas La cruda y CBTa.



Figura 33. A) Conglomerado matriz soportado en asociación con una arenisca; B) detalle de clastos subredondeados, en una matriz arenosa.

7.5 Paleosuelos

Como se dijo previamente, el suelo se forma a partir de la actividad biótica y abiótica sobre un material base. Los procesos de formación del suelo producen características macro y microscópicas, las primeras reconocibles en campo. Retallack (1988) refiere que las tres características que nos permiten reconocer un paleosuelo son: trazas de raíces, formación de horizontes y estructura del suelo. Sin embargo es habitual que durante el enterramiento los procesos de diagénesis causen modificaciones de esas características originales, sobre todo en el color y la estructura del mismo, provocando mayor complejidad para identificar los horizontes y los límites entre ellos. En estos casos las características micromorfológicas permiten diferenciar material con rasgos pedogenéticos.

En este trabajo la identificación de paleosuelos se realizó a partir del reconocimiento de cambios en las características morfológicas de algunos niveles; las secuencias estudiadas son horizontes de textura limosa, y los paleosuelos presentaban rizolitos o fragmentos

fósiles *in situ*. Estas observaciones se observaron en las localidades CBTa y La Cruda, donde se muestrearon uno y tres paleosuelos respectivamente (Figura 34)



Figura 34. Inicio del afloramiento fosilífero La Cruda, las flechas marcan dos de los paleosuelos analizados.

7.5.1 Paleosuelo LC-N2

Este horizonte presenta un espesor de 60 cm aproximadamente, una coloración rojiza homogénea.

I. Información de la localidad

- a. Número del perfil: LC-N2
- b. Nombre del sitio: La Cruda
- c. Fecha de la descripción: Feb/2018
- d. Localización: UTMx: 651228.26 , UTM y: 1929639.65
- e. Altitud: 2088 msnm
- f. Forma del terreno: cárcava
Posición fisiográfica: ladera baja
- g. Pendiente: suave (7°), exposición al suroeste
- h. Uso del suelo o vegetación: Ninguna, suelo desnudo en las cárcavas, y alrededor de ellas manchones de bosque de pino.
- i. Clima: Cwb templado con inviernos secos (Köppen y Geiger). La temperatura promedio anual es 16.3 ° C. La precipitación promedio anual es 786 mm.

II. Información general acerca del suelo

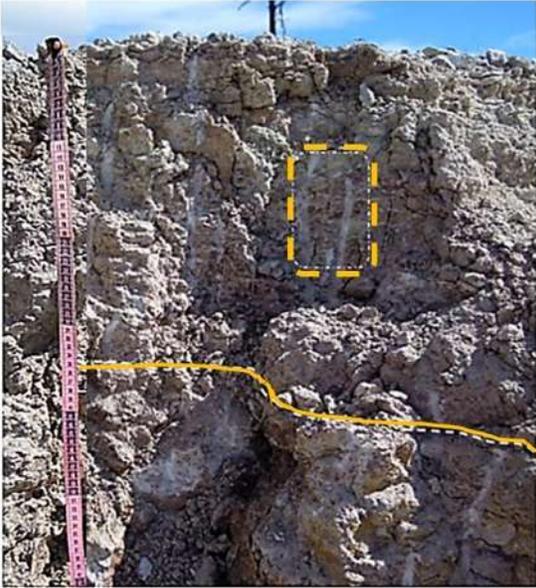
- j. Material parental: depósitos fluvio-lacustres, rocas sedimentarias lutitas.
- k. Drenaje natural: bien drenado
- l. Condiciones de humedad: seco
- m. Profundidad del manto freático: desconocida
- n. Presencia de rocas superficiales: no
- o. Evidencia de erosión: la zona de cárcavas presenta pérdida total de cubierta (Clase 5)
- p. Presencia de sales: No

q. Influencia humana: Sí

III. Descripción breve del perfil

Perfil poco profundo, de coloración rojiza-marrón, textura franco limosa y pH de 7.5. Presenta un color rojizo, con moteados amarillos y algunos rizolitos de color blanco. El material que lo subyace es lutita y presenta zonas silicificadas.

IV. Descripción del perfil

N-2	Profundidad	Características
	0 – 40/45 cm 	Textura limosa, color marrón rojizo (2.5YR 6/3), con algunas manchas amarillas (2.5Y 7/6), moteados verde claro (2.5 Y 7/2) y puntos negros dispersos. Presenta rizolitos abundantes, de color blanquecino; su límite es ondulado y transicional
	> 45 cm	Material color marrón rojizo textura limosa, y con zonas silicificadas.
Recuadro amarillo – sitio de muestra para petrografía		

V. Interpretación de las características del suelo

Procesos pedogenéticos dominantes

El paleosuelo se formó a partir de depósitos fluvio-lacustres; los procesos pedogenéticos son aluvionamiento, expansión y contracción, neoformación de óxidos de hierro, así como carbonatación. Es posible que los moteados correspondan a características de hidromorfismo.

VI. Características ecológicas

Actualmente la zona de afloramiento de estos paleosuelos presenta un proceso de intensa erosión; en las zonas cercanas a las cárcavas los pobladores colocan barreras para atrapar el sedimento y utilizarlo en actividades agrícolas; sin embargo la morfología accidentada y gran compactación del material durante los periodos húmedos, limitan su uso agrícola. Estas características son similares en todos los afloramientos.

Micromorfología

A través del análisis de láminas delgadas se reconoce una matriz compuesta de material de grano fino, bien clasificado; presenta fragmentos de rocas volcánicas compuestos principalmente por plagioclasas, afectadas por intemperismo de clase 0 a 1 (<25% de afectación) (Figura 35a y b) (Catt, 1990). Estos minerales presentaron bordes bien definidos y con arcillas formando un halo de intemperismo. No se observaron compuestos orgánicos.

La microestructura es en bloques angulares y subangulares menores de 1 mm (ultrafinos) con desarrollo de moderada a fuertemente desarrollada; la estructura no es homogénea y presenta zonas masivas. Los agregados presentan forma de cuña, lo que está relacionado con la presencia de arcillas 2:1 que favorecen la expansión y contracción del material.

Se distinguieron poros de empaquetamiento y algunas fisuras que rompen la estructura. Los carbonatos son abundantes, principalmente como relleno en los poros, pero también se presentan en la matriz. Se identificaron escasos depósitos de óxidos de hierro, de coloración rojiza, algunos con forma bien redondeada; también se encontraron manchas arborescentes alrededor de los poros, correspondientes a óxido de manganeso (Figura 35c y d). Se identificaron alineamientos de arcillas, dispersos y sin relación con algún canal (estriación) por lo que se infiere que su formación fue consecuencia de procesos de compresión (Figura 35e).

Se observaron agregados de bloques angulares en forma de cuña, lo que significa un horizonte con tipo de arcillas 2:1 y propiedades vérticas que provocan expansión-contracción, además de la estriación por compresión.

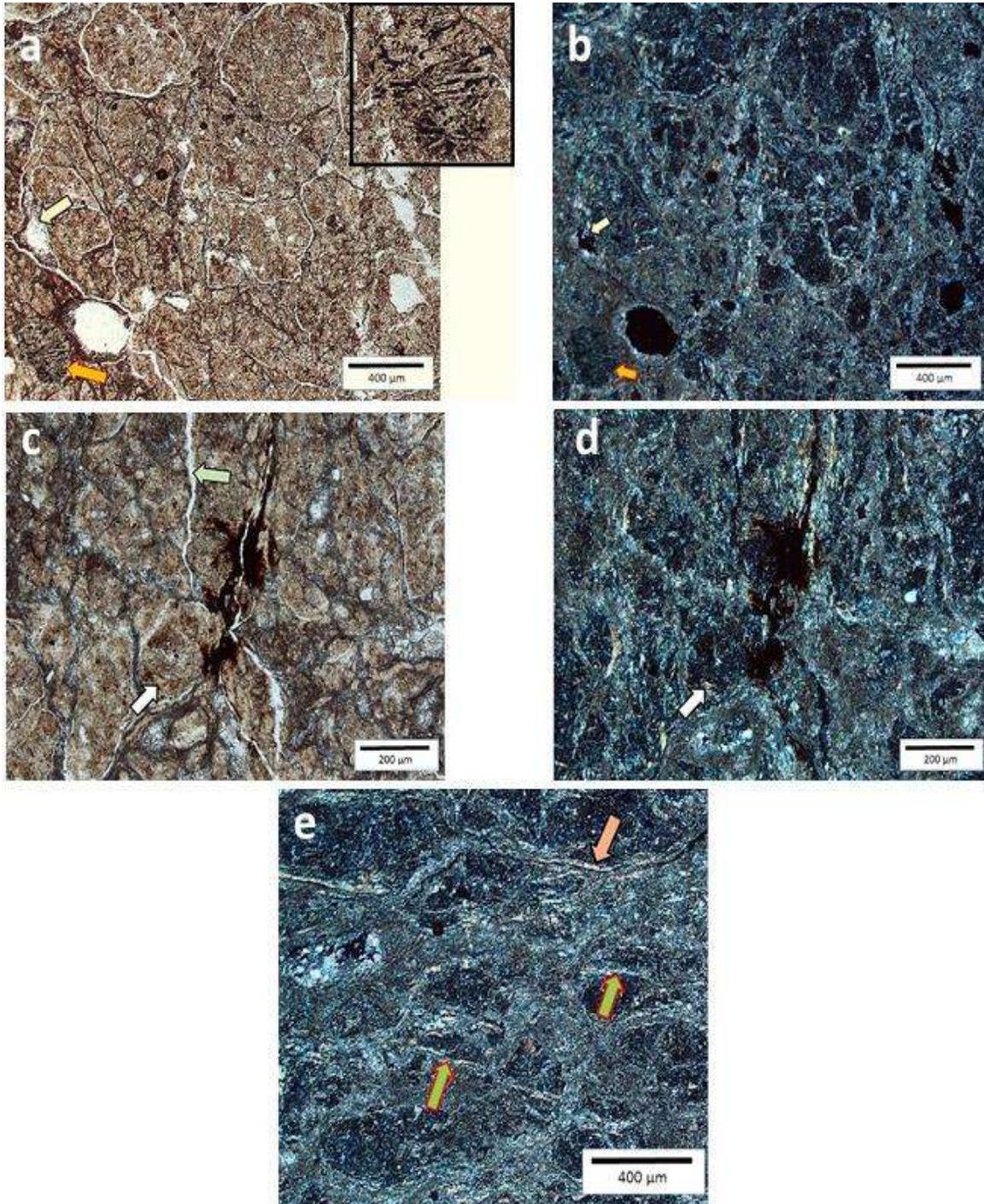


Figura 35. Características micromorfológicas de la muestra LC-N2: a) microestructura en bloques angulares y subangulares, fragmento de roca volcánica con plagioclasas (flecha amarilla y recuadro) y poros con carbonatos (flecha blanca) (LPNA¹); b) ídem con LPA²; c) presencia de óxidos de hierro y manganeso (flecha verde), así como pápula (flecha blanca); d) ídem con LPA²; e) estriación (todas las flechas), con LPA².

¹ LPNA: Luz paralela no analizada. ² LPA: Luz paralela con analizador (nícoles cruzados).

7.5.2 Paleosuelo LC-N5

Este paleosuelo presenta un espesor de 45 cm aproximadamente, textura limosa, abundantes rizolitos; coloración rojiza con motas verde olivo.

I. Información de la localidad

- a. Número del perfil: LC-N5
- b. Nombre del sitio: La Cruda
- c. Fecha de la descripción: Feb/2018
- d. Altitud: 2089 msnm
- e. Posición fisiográfica: ladera baja
- f. Pendiente: suave, exposición al suroeste
- g. Uso del suelo o vegetación: suelo desnudo en las cárcavas, y alrededor de ellas manchones de bosque de pino.
- h. Clima: Cwb templado con inviernos secos (Köppen y Geiger) con temperatura anual promedio 16.3 ° C, precipitación anual promedio 786 mm.

II. Información general acerca del suelo

- i. Material parental: se formó a partir de depósitos fluvio-lacustres, rocas sedimentarias de grano fino.
- j. Drenaje natural: bien drenado
- k. Condiciones de humedad: seco en superficie y en todos los horizontes subsuperficiales.
- l. Profundidad del manto freático: desconocida
- m. Presencia de rocas superficiales: no
- n. Evidencia de erosión: la zona de cárcavas presenta pérdida total de cubierta (Clase 5)
- o. Presencia de sales: No
- p. Influencia humana: No

III. Descripción breve del perfil

Perfil poco profundo, de coloración rojiza-marrón, su textura es limosa; su pH ligeramente alcalino (7.5). El horizonte superior presenta algunas raíces de vegetación actual.

IV. Descripción del perfil

N- 5	Profundidad (cm)	Características
	1-20	Color marrón rojizo en muestra húmeda (5YR 6/3), textura limosa, sin pedregosidad. No es apreciable una estructura definida, pero sí se observan raíces carbonatadas; su límite es abrupto y ondulado.
	21 – 42/45	 Color marrón rojizo en húmedo (5YR 6/2), y con manchas de color verde olivo (Gley1 8/10Y); textura limosa, sin pedregosidad, ligeramente alcalino (pH 7.9). Se observan abundantes raíces blanquecinas (10R 8/1). Su límite es gradual y ondulado (muestra petrografía).
	+45	Color rojizo en muestra húmeda (10R 5/3), textura franca limosa fina, sin pedregosidad. Material parental

V. Interpretación de las características del suelo

Procesos pedogenéticos dominantes

El paleosuelo se formó a partir de los depósitos en una zona de sedimentación fluvial-lacustre; los materiales de grano fino quedaban al descubierto cuando el tirante agua descendía y sobre ellos se presentaban procesos pedogenéticos. No se observa estructura aparente, pero hay rizolitos e icnofósiles *in situ* (Figura 36). Los procesos pedogenéticos fueron aluvionamiento, acumulación de óxidos e hidróxidos de Fe y Al, depósito de manganeso, carbonatación, así como expansión y contracción al contener arcillas tipo 2:1.



Figura 36. Icnofósil en paleosuelo.

Micromorfología

Dentro de la matriz del paleosuelo se encuentran fragmentos de rocas volcánicas constituidas por plagioclasas, con distintos grados de intemperismo, de bajo a moderado, y hasta con el hasta el 75% de afectación mineral (Catt, 1990).

La microestructura no es homogénea, en algunas zonas se observan agregados subangulares (Figura 37a), principalmente limitados por poros rellenos de carbonatos, mientras en otras resultan poco definidos y con una textura principalmente masiva (Figura 37b).

Presentó una gran cantidad de óxidos de manganeso alrededor de los poros, con una alta concentración en la matriz, tomando formas irregulares, de redondeadas a más aguzadas, (Figura 37c); se observaron carbonatos en la matriz y como relleno denso incompleto en los canales. En algunos agregados se identificaron fisuras alterando su estructura, y rellenos carbonatados que rompen estas fisuras (Figura 37d), esto indica una primera ruptura de agregados, lo que puede indicar transporte y posteriormente recristalización o cementación y relleno. En esta lámina los revestimientos de arcilla son escasos.

Este paleosuelo se formó en un ambiente con mayor humedad, lo que generó sus características de hidromorfismo, ya sea porque el suelo se encontraba inundado durante más tiempo o porque pudo haber correspondido a un horizonte más profundo, cercano al nivel de agua subterránea.

El nivel de desarrollo que presenta se considerar bueno, por lo que el tiempo en el que se formó fue prolongado.

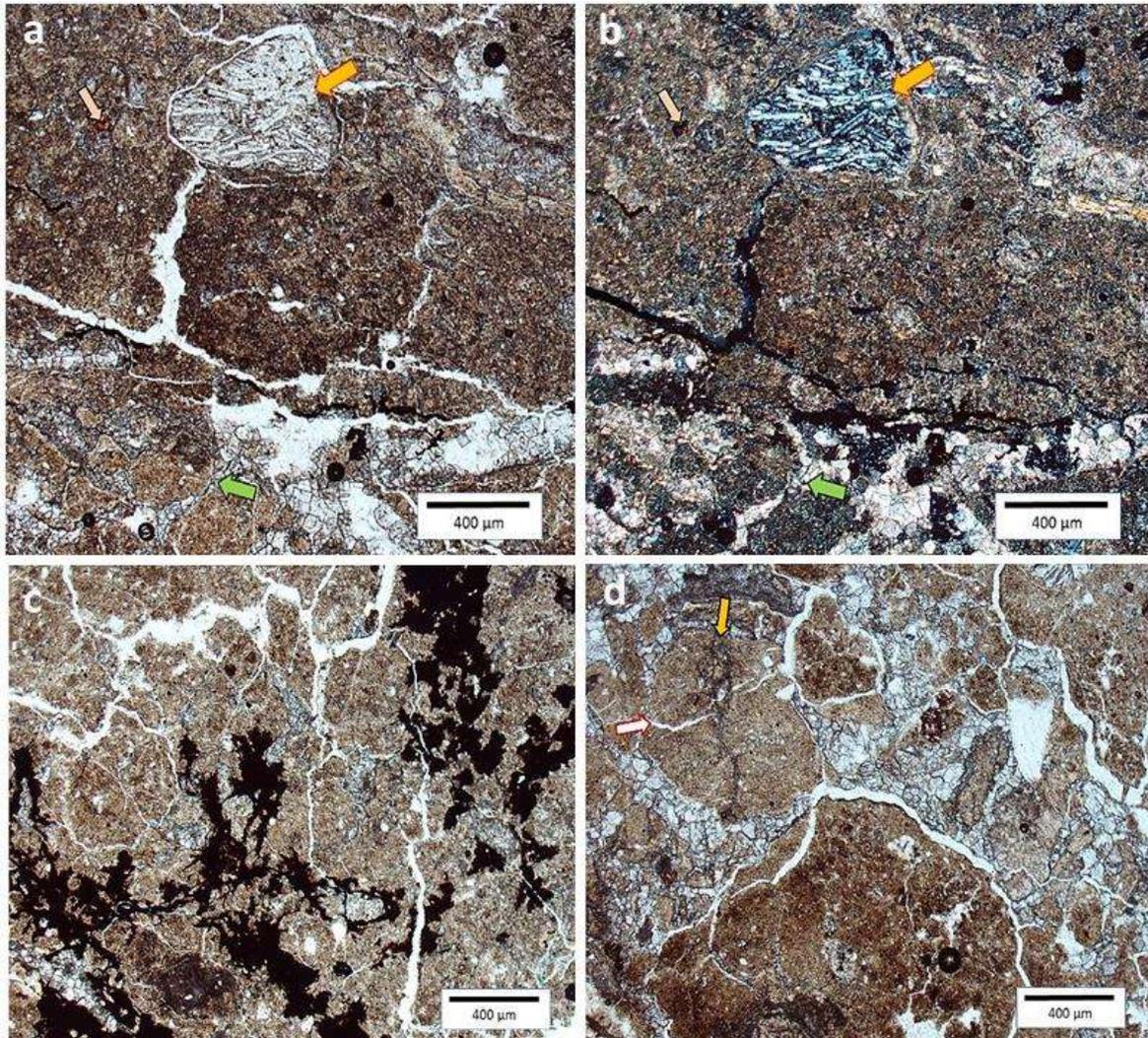


Figura 37. Micromorfología de LC-5: a) microestructura en bloques angulares a subangulares con zonas masivas, y fragmentos de rocas volcánicas compuestas por plagioclasas (flecha naranja), partículas de FeO (flecha beige) y carbonatos (flecha verde); b) ídem con LPA²; (c) el óxido de manganeso es abundante en toda la matriz; d) algunos agregados presentan fragmentación (flecha blanca) y relleno con carbonato microcristalino.

a, c y d: con LPNA, Luz paralela no analizada b con LPA: Luz paralela con analizador (nícoles cruzados).

7.5.3 Nivel LC-N24

Este nivel se ubica en la cima de la secuencia, en una ladera media; mide 50 cm, presenta textura francolimosa, de coloración rojiza; presenta estructura masiva, que resalta en el paisaje por el nivel de compactación (Figura 38).



Figura 38. a) Vista panorámica del nivel N-24; b) detalle para observar la compactación.

El nivel 24 fue considerado como paleosuelo ya que presenta abundantes icnofósiles del género *Celliforma*, sin embargo en la micromorfología presenta estructura principalmente masiva en la que se observan fragmentos de roca constituidas por plagioclasas y cuarzo como minerales dominantes, sin cambios pedogenéticos (Figura 39), por lo que no se consideró un paleosuelo.

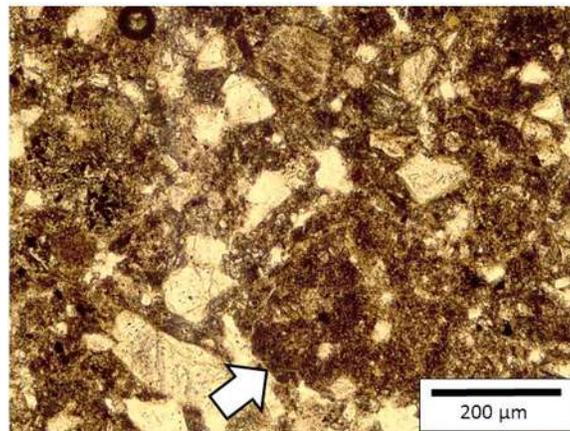


Figura 39. Microestructura del nivel N-24, con estructura masiva.

7.5.4 Paleosuelo CBTa

Este paleosuelo presenta coloración rojiza, de apariencia masiva; cuenta con abundantes madrigueras con relleno limoarenoso (Figura 40).



Figura 40. Vista panorámica del paleosuelo en CBTa. A) vista superior, la flecha marca el nivel de galerías de donde se obtuvo la muestra petrográfica; B) vista en planta.

I. Información de la localidad

- a. Número del perfil: CBTa
- b. Nombre del sitio: Jesus Bones
- c. Fecha de la descripción: Feb/2018
- d. Altitud: 2070 msnm
- e. Forma del terreno: cárcava
- f. Posición fisiográfica: ladera baja
- g. Pendiente: suave, 5°, con exposición al suroeste
- h. Uso del suelo o vegetación: Ninguna, suelo desnudo en las cárcavas, y alrededor de ellas manchones de bosque de pino.
- i. Clima: Cwb templado con inviernos secos (Köppen y Geiger). La temperatura promedio anual es 16.3 ° C. La precipitación promedio anual es 786 mm.
- j. Uso del suelo o vegetación: Ninguna.
- k. Clima: está clasificada como Cwb por Köppen y Geiger (templado con inviernos secos). La temperatura aquí es en promedio 16.3 ° C. La precipitación es de 786 mm.

II. Información general acerca del suelo

- l. Material parental: se formó a partir de depósitos aluviales.
- m. Drenaje natural: bien drenado
- n. Condiciones de humedad: principalmente seco en superficie pero con algunas zonas de humedad superficial.
- o. Profundidad del manto freático: desconocida.
- p. Presencia de rocas superficiales: no
- q. Evidencia de erosión: la zona de cárcavas presenta pérdida total de cubierta (Clase 5)
- r. Presencia de sales: No
- s. Influencia humana: No

III. Descripción breve del perfil

Perfil de coloración marrón, su textura es limosa; su pH ligeramente alcalino (7.5).
Presenta un espesor de dos metros.

IV. Descripción del perfil

Todo el perfil es homogéneo, su color es marrón rojizo en muestra húmeda (5YR 6/3). Destaca la presencia de una gran red de madrigueras, de diámetro aproximado de 20 cm, cuyo relleno es el conglomerado matriz soportado que sobreyace al paleosuelo; en ellas se han encontrado fragmentos fósiles de incisivos de roedores. No se identificó diferenciación por horizontes.

CBTa	Profundidad	Características
	2 m 	El perfil es muy homogéneo; color marrón rojizo en muestra húmeda (5YR 6/3), textura limosa; la estructura no es homogénea pero principalmente se ve masiva, con límite difuso. El interior de las madrigueras presenta pedregosidad y fragmentos fósiles. 

V. Interpretación de las características del suelo

Procesos pedogenéticos dominantes

Este paleosuelo se formó a partir de material de sedimentación fluvial-lacustre con etapas de poco aporte. Los procesos pedogenéticos incluyeron aluvionamiento, acumulación de óxidos e hidróxidos de Fe y Al, depósito de manganeso, carbonatación. Se observaron pápulas de arcilla, lo que significa iluviación de arcilla y posterior transporte.

Micromorfología

Este sitio fue muestreado para verificar si presentaba alguna característica de pedogénesis, pues a nivel macroscópico se observaba bioturbación con madrigueras que contenían fósiles.

La matriz es de grano fino, con abundantes fragmentos de rocas volcánicas, cuya composición principalmente es de plagioclasas, con bajo intemperismo. Presenta microestructura heterogénea, con zonas masivas y áreas con agregados bien definidos, de morfología angular a subangular y con límites ondulados. Resalta la presencia de carbonatos rodeando los agregados (Figura 41 a)

Se reconocieron pequeños fragmentos de materia orgánica, en tonalidades oscuras y dispersos en toda la matriz. También se identificó materia orgánica de mayor tamaño, una raíz de la que se observaron celdillas en su periferia, que posiblemente correspondan a las células de la epidermis (Figura 41 b y c). El óxido de manganeso fue apenas distinguible, encontrándose como una delgada película alrededor de algunos agregados. Se identificaron pápulas de arcilla, bien redondeadas, lo que denota su transporte y origen a partir de otro suelo (Figura 41 d y e).

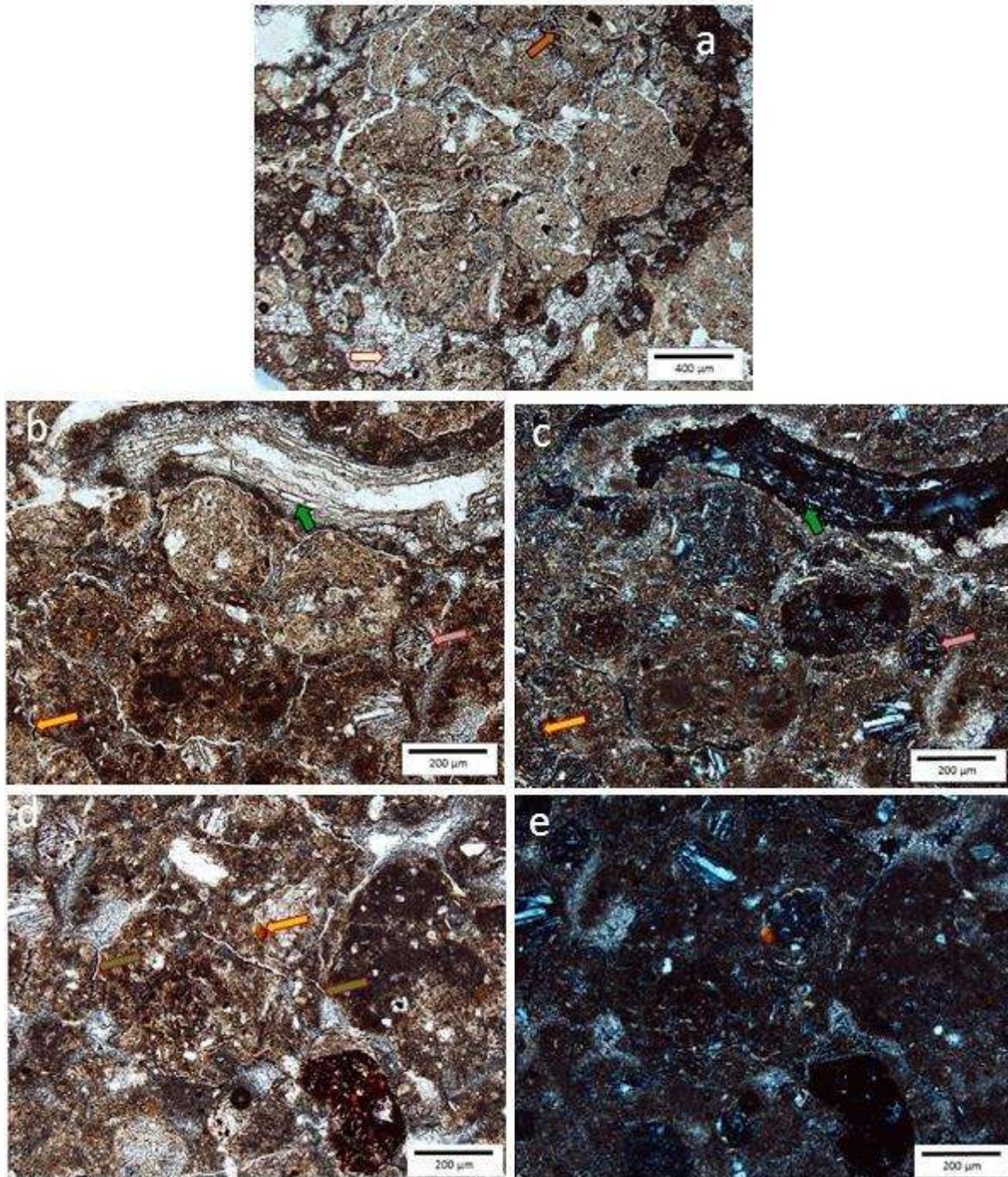


Figura 41. Micromorfología de CBTa: a) Microestructura en bloques angulares a subangulares (flecha roja) con carbonatos (flecha blanca) y fragmentos de rocas volcánicas; b) materia orgánica bien conservada (flecha verde) y MnO rodeando los agregados (flecha amarilla); c) ídem con LPA; d) pápula de arcilla, redondeada (flecha amarilla) y escaso MnO (flecha verde) adyacente a poro; e) ídem con LPA (a, b y d: con LPNA, Luz paralela no analizada; c y e con LPA: Luz paralela con analizador - nícoles cruzados).

7.6 Tafonomía

La tafonomía de vertebrados tiene como objetivo el estudio de los procesos que ocurren en los restos óseos, desde el momento de la muerte, entierro y fosilización, hasta que son recuperados y estudiados (Fernández-López, 1999). A través de este análisis se identifican los efectos o marcas superficiales en los fósiles, para inferir posibles agentes y procesos según las condiciones a las que estuvieron expuestos (Mengoni, 1988; Fernández-Jalvo y Andrews, 2016).

En la localidad estudiada (La Cruda), los fragmentos fósiles consisten de numerosos restos aislados de vertebrados, entre reptiles, mamíferos pequeños y medianos. Los mamíferos pequeños son aquellos menores de 100 g, los medianos van de 101 g a 5 Kg, y los grandes son mayores a 5 Kg (Ceballos y Oliva, 2005; Sánchez-Cordero *et al.*, 2014), clasificación que también se aplicará en este trabajo.

Los taxones reconocidos en la localidad La Cruda fueron:

- Clase Reptilia Laurenti, 1768.
 - Orden Testudines Linnaeus, 1758.
 - Familia Testudinidae Gray, 1825.
 - Stylemys* sp.
- Clase Mammalia Linnaeus, 1758.
 - Order Carnivora Bowdich, 1821.
 - Familia Amphicyonidae Haeckel, 1866.
 - Género *Mammacyon* Loomis, 1936.
 - Orden Rodentia Bowdich, 1821.
 - Familia Sciuridae
 - Sciuridae* indet.
 - Familia Geomyidae Bonaparte, 1845.
 - Género *Gregorymys* Wood, 1936.
 - Gregorymys veloxikua*
 - Gregorymys* sp.
 - Orden Artiodactyla Owen, 1848.
 - Suborden Ruminantia Scopoli, 1777.
 - Familia Hypertragulidae Cope, 1879.
 - Género *Nanotragulus* Lull, 1922.
 - Familia Camelidae Gray, 1821.
 - Género *Nothokemas* White, 1940.
 - Orden Perisodactyla
 - Suborden Ceratomorpha
 - Family Rhinocerotidae Gray, 1821.

Se recuperaron un total de 303 especímenes de una longitud entre 0.1 cm a 22 cm (media de 2.1 cm); 13% de ellos (39) correspondieron a fragmentos pequeños o esquirlas que no pudieron ser asignados a un taxón, por lo que no se les incluyó en el análisis tafonómico.

De todo el conjunto el NEIT (número de especímenes óseos (huesos enteros o fragmentos) identificados por taxón) fue de 263, conformando un total de 153 elementos óseos. Las placas de tortuga (*Styemys* sp.) fueron los más abundantes, contribuyendo con un tercio de los especímenes, sin embargo no se logró identificar ninguna placa completa. Con respecto a los taxones mejor representados en primer lugar estuvieron los roedores (47%), seguidos de reptiles (30%), artiodáctilos (21%) (Figura 42)

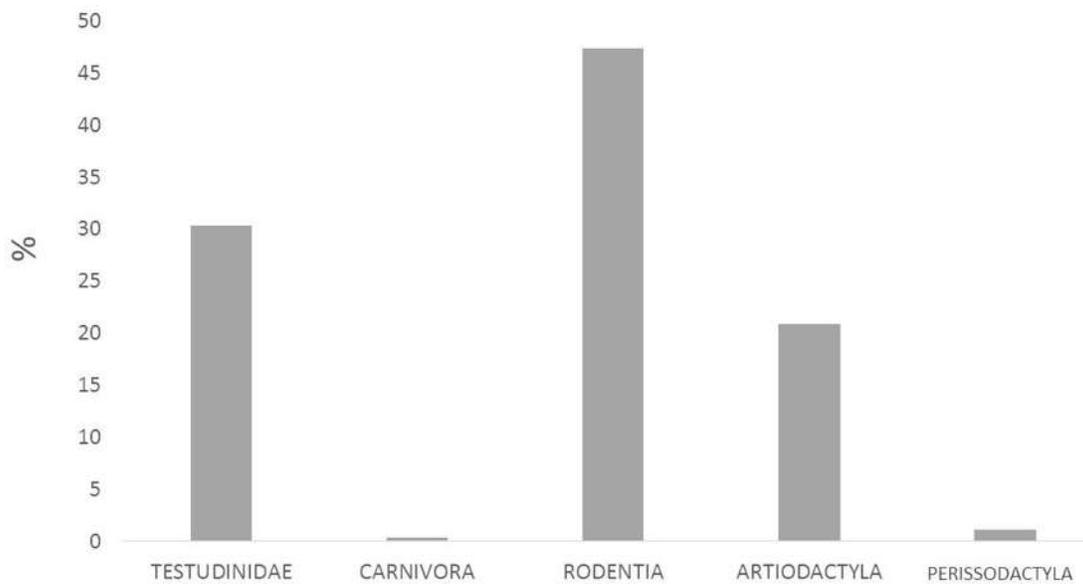


Figura 42. Proporción de especímenes por grupo taxonómico.

El elemento anatómico más abundante de los mamíferos fueron las mandíbulas y algunos molares aislados, dada la alta resistencia que les otorga el esmalte; el segundo lugar lo ocuparon los huesos tarsales cuya densidad, forma pequeña y robusta les otorgan propiedades mecánicas de gran resistencia (Tabla 11).

Tabla 11. Abundancia de elementos esqueléticos identificados anatómicamente.

	NME	% Abundancia relativa
Fragmentos cráneo	7	4.6
Incisivos	9	5.9
Molares	24	15.7
Mandíbula	42	27.5
Maxilar	3	2.0
Vértebras	4	2.6
Húmero	4	2.6
Radio	3	2.0
Ulna	3	2.0
Metapodial	12	7.8
Pelvis	2	1.3
Fémur	11	7.2
Tibia	4	2.6
Tarsales	23	15.0
Falange	2	1.3
Total	153	

7.6.1 Alteraciones causadas por medios físicos

Fragmentación

En general al analizar el grado de rotura se identificó que la fragmentación fue alta; solamente el 3.8% de los especímenes se encontraron completos, mientras la gran mayoría (89%) presentaba menos de la mitad del hueso original. Las principales fracturas fueron transversas, con superficies irregulares.

Los huesos mejor preservados fueron los del tarso (astrágalo, calcáneo, **centrotarsal**), así como las vértebras, conservándose casi completos; 70% de ellos pertenecían a artiodáctilos y 30% a roedores. Los huesos largos predominantes fueron fémur, tibia, húmero y radio, presentando fracciones entre el 25 al 50%. No se encontró ningún elemento articulado.

Abrasión

En pocos especímenes (seis) se identificó la presencia de bordes lisos, principalmente en un solo lado (Figura 43), pero ninguno mostró suficiente desgaste como para indicar un transporte fluvial significativo. De acuerdo a la clasificación de Fernández-Jalvo y Andrews (2016) corresponderían a grado leve a moderado.

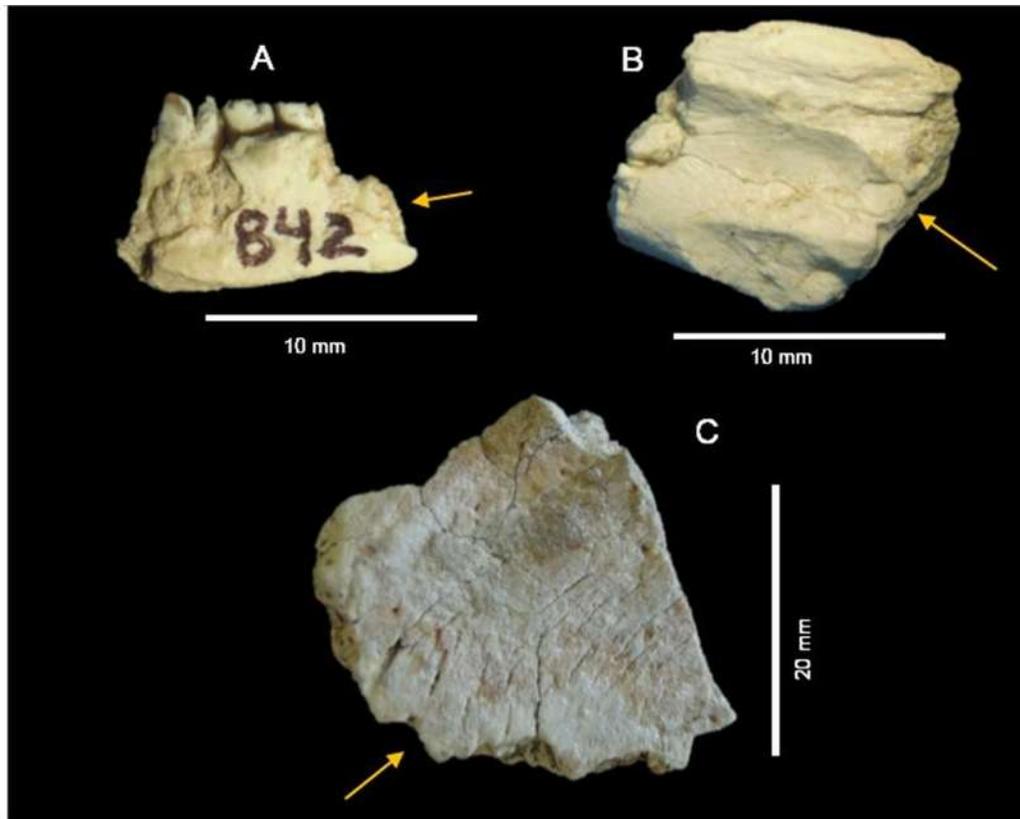


Figura 43. Especímenes con evidencia de abrasión: A, dentario de *Gregorymys veloxikua*; (UMPE 842); B, fragmento de calcáneo de artiodáctilo (UMPE 108); C, placa de tortuga (*Stylemys* sp.) (UMPE 102). Las flechas marcan el borde con más redondeo.

Intemperismo

Buena parte de los especímenes (33.8%) se encontraron en un excelente estado de conservación, sin fisuras ni marcas de golpeteo en la superficie, correspondiendo a un grado 0 de intemperismo (acorde a Behrensmeyer, 1978). Los fósiles afectados apenas presentaban fisuras superficiales y paralelas a la estructura fibrosa del hueso (grado 1-63.9%), mientras en unos pocos se observó la pérdida de capas externas (grado 2-2.3%) (Figura 44).

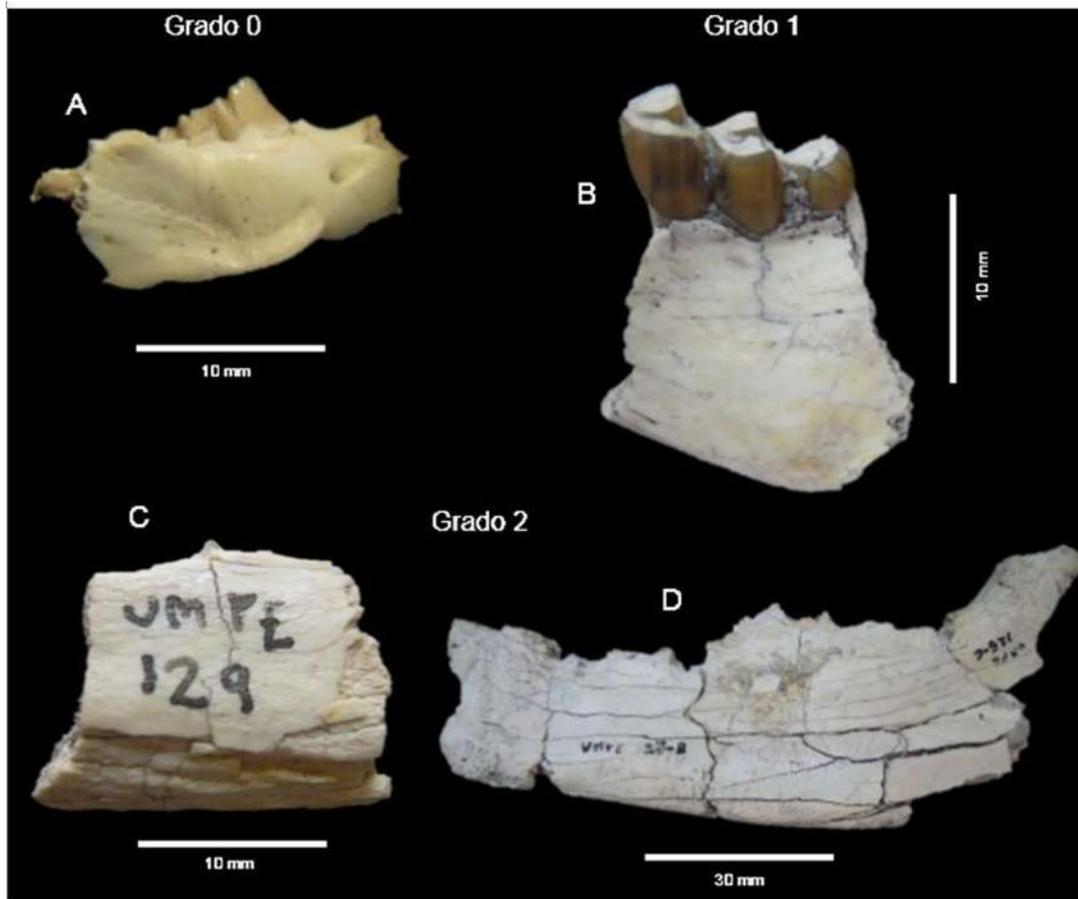


Figura 44. Grados de intemperismo en fósiles de La Cruda: A, dentario de *Gregorymys veloxikua* (UMPE 850); B, dentario de *Nanotragulus* (UMPE 792); C, fragmento mandibular de artiodáctilo (UMPE 129); D, mandíbula del carnívoro *Mammacyon* (UMPE 125).

Pisoteo (trampling)

Solamente once especímenes tenían marcas de pisoteo en su superficie; estas se caracterizan por ser líneas en V con surcos o ranuras en su interior; algunas son muy superficiales. Las marcas tienen una orientación azarosa y principalmente se observaron en el cuerpo de huesos largos, así como en las caras planas de mandíbulas, tarsales y algunos dientes (Figura 45). También se observaron marcas más anchas e irregulares, con una parte más profunda, que se interpretaron como marcas de golpeteo, formadas cuando hay presión del hueso sobre el sustrato.

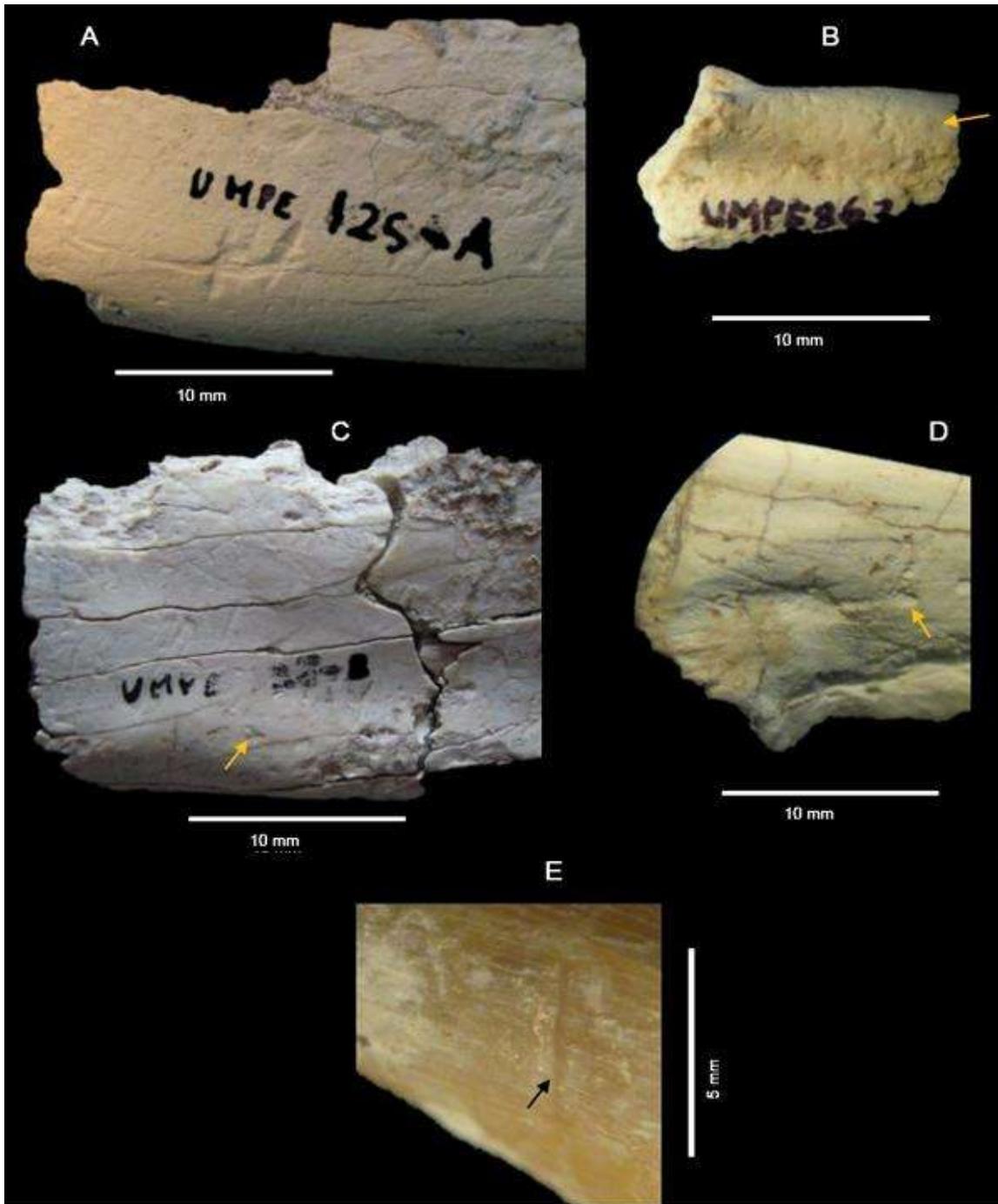


Figura 45. Evidencias de pisoteo: A y C líneas multidireccionales en mandíbula del carnívoro *Mammacyon* (UMPE 125); B, calcáneo de artiodáctilo (UMPE 863); D, fragmento de radio (UMPE 807); E, fragmento de esmalte en el que se observan las líneas estriadas (flecha negra). Las flechas amarillas marcan los puntos de golpes.

7.6.2 Alteración biológica

Marcas de dientes

15 fragmentos (5.6%) presentaron marcas por mordidas de roedor, entre ellos huesos largos (fémur, metapodio), así como mandíbulas y tarsales. Estas marcas son de base ancha, contiguas y poco profundas; principalmente se localizaron en los bordes del hueso, tanto en diáfisis como en superficies articulares (Figura 46) Los fósiles de artiodáctilo presentaron mayor afectación.

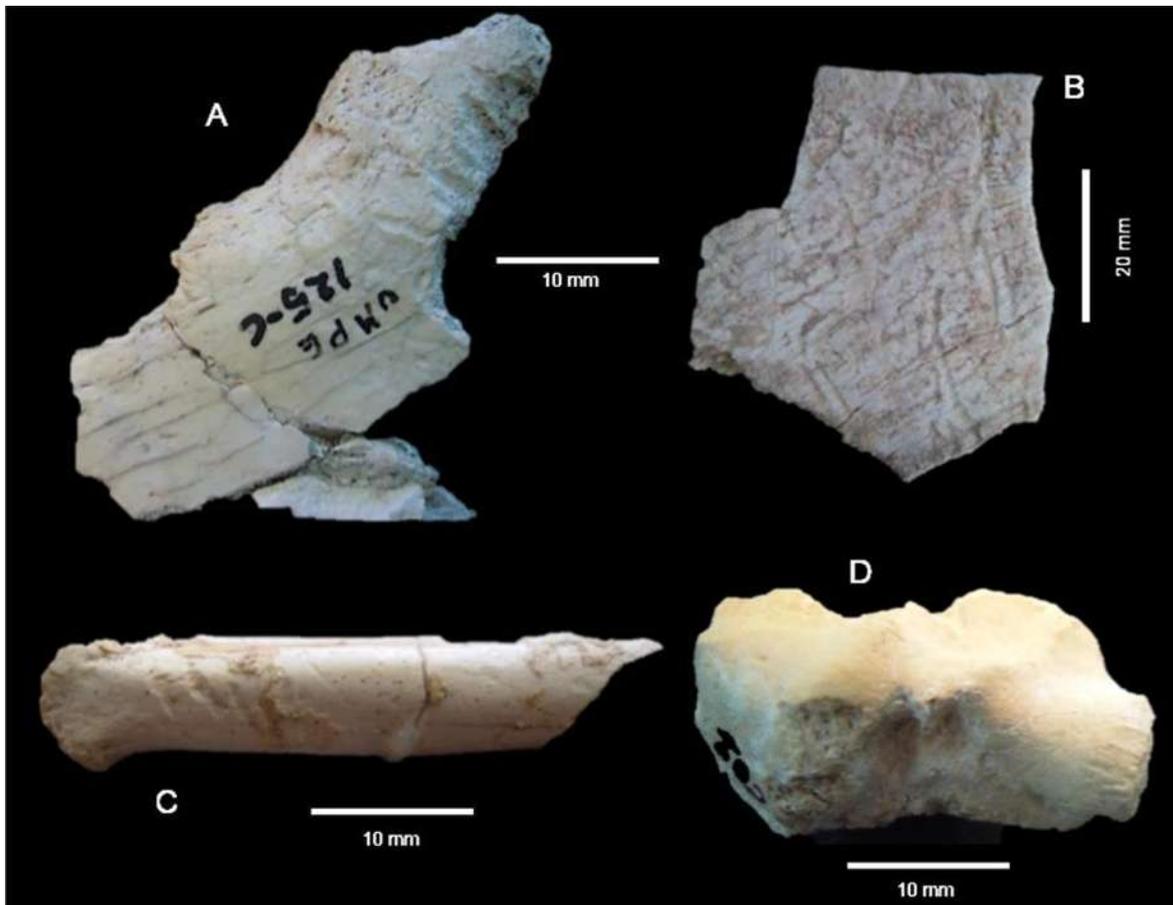


Figura 46. Fragmentos con marcas por mordidas de roedor. A) Fragmento de mandíbula, con presencia de mordidas cerca de la superficie articular (UMPE 125); B) fragmento de placa de tortuga (UMPE 341); C) vista lateral del metapodial de Artiodáctilo (UMPE 893); D) fragmento distal de radio de Artiodáctilo (UMPE 809).

Raíces

Las marcas de raíces se observaron en 39 especímenes, tanto en huesos como en dientes (Figura 47). En los huesos se presentan como marcas de base ancha, con

característico patrón dendrítico y bordes ondulados. En el caso de los dientes, se observaron como líneas bien definidas, ramificadas en distintas direcciones, y de una coloración blanquecina, destacando fácilmente del esmalte; es frecuente que en asociación con raíces se encuentren bacterias, cuya actividad química puede originar modificaciones en el diente, caracterizados como manchas blancas sin la presencia de perforaciones en el esmalte, ya que pueden crecer desde el interior del diente (Fernández-Jalvo y Andrews, 2016).

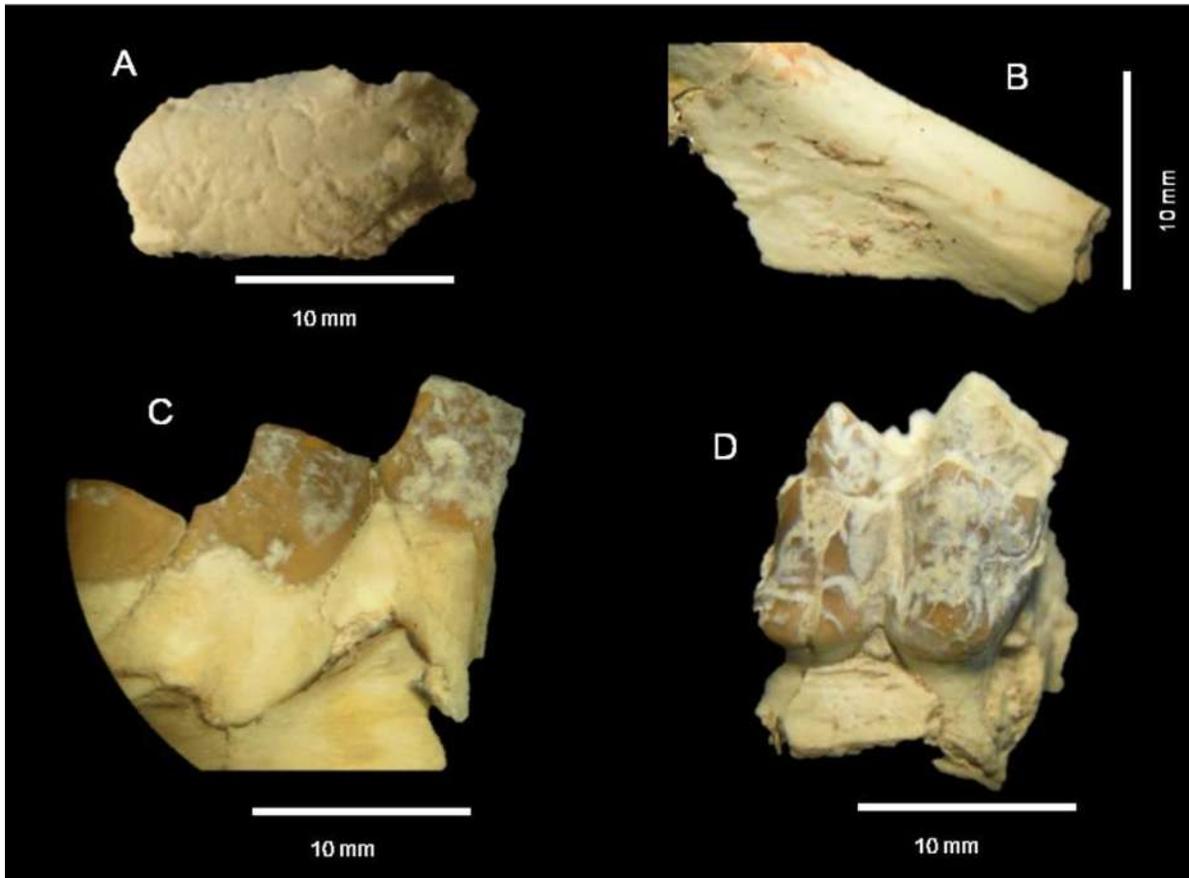


Figura 47. Marcas de raíces: A, falange de artiodáctilo (UMPE 800) con marcas de raíces; B, detalle de fémur de roedor (UMPE 894); C, detalle de mandíbula de *Nanotragulus* (UMPE 792); abundantes marcas de raíces en molar 1 de *Nothokemas* (UMPE 802).

Otras

En pocos fragmentos (nueve), se identificó la presencia de óxido de manganeso, manchas de coloración oscura y con el característico crecimiento dendrítico (Figura 48).

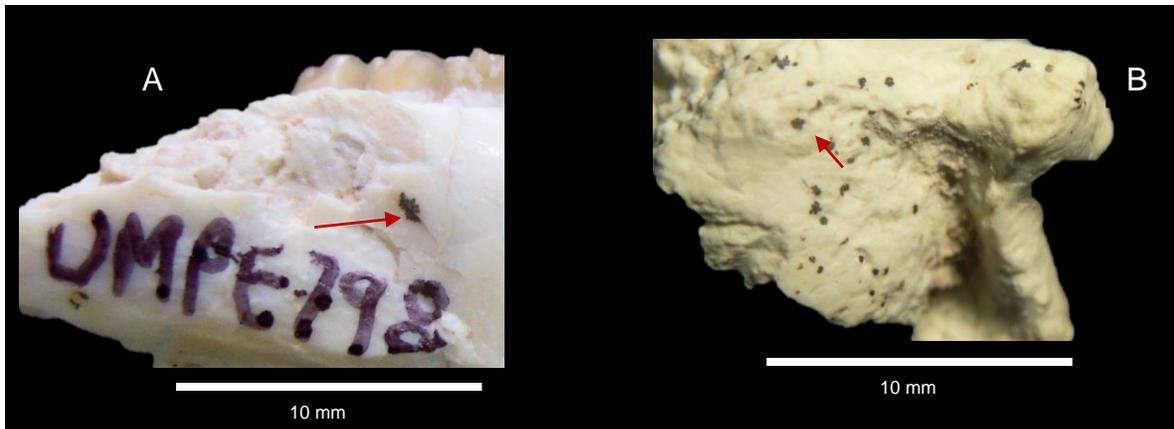


Figura 48. Manchas arborescentes por el depósito de óxido de manganeso (MnO) con un patrón dendrítico. A, mandíbula de *Gregorymys veloxikua* (UMPE 798); B, astrágalo de *Nanotragulus* (UMPE 857).

7.6.3 Principales grupos

Mamíferos pequeños y medianos

Los mamíferos pequeños son los más abundantes e incluye solamente a los roedores. Los mamíferos medianos corresponden al artiodáctilo *Nanotragulus* (43 especímenes), mientras entre los mamíferos grandes se incluye a *Nothokemas*, el carnívoro *Mammacyon* y los fragmentos de perisodáctilos (Fam. Rhinocerotidae) (21 especímenes).

Roedores

Los organismos mejor representados en la muestra fueron los roedores, a los que pertenecían 125 especímenes (Tabla 12), 28 de ellos correspondieron a fragmentos que pudieron ser identificados a nivel de género, pertenecientes a 15 individuos.

Tabla 12. Composición taxonómica de mamíferos pequeños en la muestra.

	NISP	%	MNE	%	MNI	%
Rodentia						
Geomyidae	4	3.2	4	3.8	2	10
<i>Gregorymys</i> sp.	6	4.8	6	5.7	2	10
<i>Gregorymys veloxikua</i>	17	13.6	15	14.2	10	50
Sciuridae	1	0.8	1	0.9	1	5
Taxón 1	9	7.2	9	8.5	1	5
Rodentia indet	88	70.4	71	67.0	4	20
Total	125		106		20	

Se contabilizaron 21 especímenes, 19 mandíbulas y dos fragmentos de maxila, un tercio de ellos en un excelente estado de conservación con al menos cuatro piezas dentarias (p4-m3). El organismo mejor representado fue *Gregorymys veloxikua* al que pertenecían 62% de los especímenes mandibulares. La característica tafonómica más notable fue la presencia de trazas de raíces y bacterias en el esmalte, observado en la mitad de los ejemplares (Figura 49).



Figura 49. Alteraciones tafonómicas en mandíbulas de roedor. A) Sciuridae (UMPE 115); B) *Gregorymys veloxikua* (UMPE 864).

Artiodáctilos

En lo que refiere a Artiodactyla, los especímenes de este grupo ocuparon el tercer lugar en abundancia, con 55 fragmentos (Tabla 9), correspondiendo a cinco individuos. Los fragmentos óseos más frecuentes fueron astrágalos, mandíbulas y calcáneos, principalmente del género *Nanotragulus*.

Tabla 13. Composición taxonómica de mamíferos medianos y grandes en la muestra.

	NISP	%	MNE	%	MNI	%
Artiodactyla						
<i>Nanotragulus</i>	31	56.4	29	63.0	3	60
<i>Nothokemas</i>	7	12.7	7	15.2	1	20
Artiodactyla indet.	17	30.9	10	21.7	1	20
Total	55		46		5	

VIII. DISCUSIÓN

8.1 Estratigrafía, sedimentología y mineralogía

Las columnas litológicas compartieron la presencia de niveles consolidados, que fueron utilizados como marcadores estratigráficos para correlacionar las secuencias. Estos niveles presentaron una misma composición mineralógica y textural, lo que permitió correlacionar los sitios Arcillas Verdes, Secundaria y La Cruda. Las facies de CBTa se corresponden con aquellas observadas en La Cruda, por su litología de mayor aporte detrítico, junto con la presencia de abundantes fragmentos fósiles de vertebrados y desarrollo de paleosuelos. En el sitio Equisetos se observó una litología similar al sitio Arcillas verdes, pero con mayor influencia de arena fina.

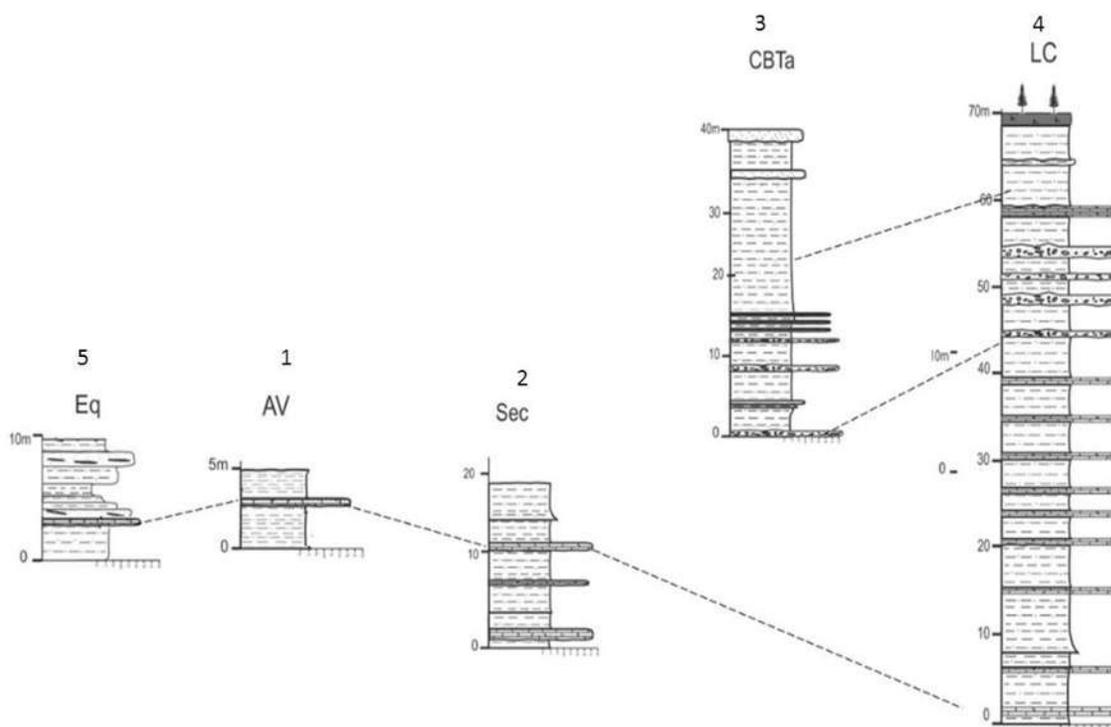


Figura 50. Correlación estratigráfica de los sitios de interés.

De manera general en la columna compuesta (Figura 51) se observó una secuencia con niveles detríticos dominados por limoarcillas e intercalados con niveles carbonatados. Hacia la parte central de la secuencia se identifican rizolitos e icnofósiles, lo que denota periodos de suficiente disminución en el tirante de agua y poco aporte sedimentario que permitió el crecimiento de vegetación, así como el desarrollo de organismos. La presencia de material detrítico más arenoso y de conglomerados hacia la cima, habla de ciclos con incremento en la energía, generados por mayor aporte fluvial. Estos niveles de

conglomerados se observan en las geoformas más altas de Yolomécatl, como previamente se había referido (Ferrusquía Villafranca *et al.*, 2018).

La intercalación de sedimentos detríticos y químicos, de facies subacuáticas con facies subaéreas, se observa comúnmente en ambientes transicionales, marcados por estas facies mixtas. Los niveles carbonatados pueden formarse tanto en ambientes subaéreos como en subacuáticos, por lo que consideramos importante su estudio petrológico.

En la columna compuesta se identificaron dos asociaciones de facies. La primera corresponde al tercio inferior de la secuencia, presenta limoarcillas intercaladas con niveles carbonatados que correspondieron a calizas masivas. Dado que ambas facies corresponden a depósitos finos, esta parte de la secuencia se interpreta como de un ambiente lacustre de aguas tranquilas y está representada en los sitios de Arcillas verdes, Secundaria y base de La Cruda.

La segunda asociación, que conforma el resto de la columna litológica, presenta facies limoarcillosas intercaladas con limoarenas, areniscas y carbonatos. Esta secuencia corresponde a ambientes marginales de lago, lo que se apoya en la observación de niveles con rizolitos e icnofósiles, así como por la presencia de paleosuelos, que revela amplios periodos de exposición subaérea y ausencia de sedimentación. Esta asociación es la que aloja abundantes fragmentos fósiles de vertebrados. Sucesivamente hacia la cima se presentan facies detríticas consistentes en limoarenas, areniscas y conglomerados, cuyas bases son erosivas, por lo que representan pulsos de mayor energía. Los conglomerados presentaron una fábrica desorganizada y por el grado de redondeamiento en los clastos se interpretaron como de origen fluvial, representando periodos de gran aporte y energía hacia la cuenca.

Los minerales dominantes en la secuencia son las arcillas de tipo esmectita (illita, montmorillonita), producto de intemperismo de rocas volcánicas aledañas, que fueron transportados hacia la cuenca y depositados bajo un medio subacuático. Arcillas de este tipo han sido reportadas para cuencas cercanas como Yanhuitlán (Schlaepfer y De Pablo, 1971; Velde, 1977), también de edad Paleógena, lo que habla de condiciones regionales similares.

Los niveles carbonatados en las dos asociaciones presentaron una composición mineralógica similar, con calcita, cuarzo, cristobalita y arcillas, pero las características petrográficas permitieron diferenciar dos tipos. En el tipo 1, hacia la base de la secuencia,

se observaron calizas de tipo mudstone, con <10% de restos biogénicos y con una matriz micrítica, en la que se observaron microfósiles silíceos como espículas de esponja y pellets muy pequeños. Estos niveles se formaron en un ambiente subacuático de aguas muy tranquilas.

Los carbonatados tipo 2, en la parte central de la secuencia, están formados por calcita, cristobalita, y cuarzo, presentando modificaciones por exposición subaérea, con marcas de rizolitos e icnofósiles. En lámina delgada se observó calcita microcristalina, fragmentos de cuarzo y formas redondeadas-globulares de probable origen biogénico (cortes transversales de rizolitos con recristalización de carbonatos) rasgos que permiten caracterizarla como calcretas rizogénicas, que han sido reportadas para ambientes de planicie de inundación, ambiente palustre o márgenes de lagos (Flügel, 2004).

En estos niveles carbonatados de la asociación 2 se identificaron los minerales dolomita y atapulgita (palygorskita), ambos reportados para lagos secos bajo un clima de mayor aridez y con pH alcalino (Álvarez-Estrada y Sánchez Conde, 1967; Tabor y Myers, 2015). En ellos también se reconoció la presencia de zeolitas, que puede originarse por el propio intemperismo de la montmorillonita en climas áridos (Velde, 1977).

Estos niveles de calcretas se formaron durante periodos de sequía en los que se favoreció tanto el depósito de carbonatos como el de sílice disuelto en el agua, provocando una gran consolidación en los mismos (Einsele, 2000). Los carbonatos que se forman en zonas inundables como los márgenes lacustres, están directamente controlados por el clima, siendo preponderantes en los de tipo semiárido a subhúmedo con estaciones bien contrastadas (Alonso-Zarza, 2003).

Los niveles rítmicos de limos cubiertos con caliches o calcretas denotan que el cuerpo de agua mantuvo recurrentes niveles bajos en un clima de alta evaporación, observando rasgos de exposición tanto en niveles carbonatados como en los de tipo limoarcillosos, con cambios pedogenéticos, como marcas de rizolitos que llegan a conformar complejas redes, evidentes en los sitios CBTa y La Cruda.

En las descripciones estratigráficas previas de la zona se había propuesto la presencia de facies fluviales y lacustres intercaladas con depósitos piroclásticos, éstos últimos correspondiendo a los niveles consolidados que se intercalan con las limoarcillas, a los que se describe como tobas félsicas, descritas para el sitio La Cruda (Ferrusquía-Villafranca *et al.* 2016).

De acuerdo a nuestros resultados mineralógicos se identificó que los niveles consolidados están compuestos por calcita, cuarzo, cristobalita, además de las zeolitas heulandita y clinoptilonita, estas últimas generalmente asociadas a ambientes volcánicos (Jiménez-Cedillo, 2004). Sin embargo, estas zeolitas también se identificaron en los niveles limoarcillosos, lo que permite inferir que la actividad volcánica fue constante, con aportes periódicos a la cuenca. A nivel microscópico estos niveles tuvieron una matriz microcristalina, con formas globulares que corresponden a cortes transversales de rizolitos, por lo que se consideran caliches y no tobas como previamente se había descrito (Ferrusquía-Villafranca *et al.* 2016)

La sucesión de facies representa los cambios en la cuenca, con un ambiente inicialmente lacustre, en el que se presentaron frecuentes variaciones en el nivel de agua, con prolongados periodos de sequía, meteorización de los sedimentos, así como posterior aporte fluvial.

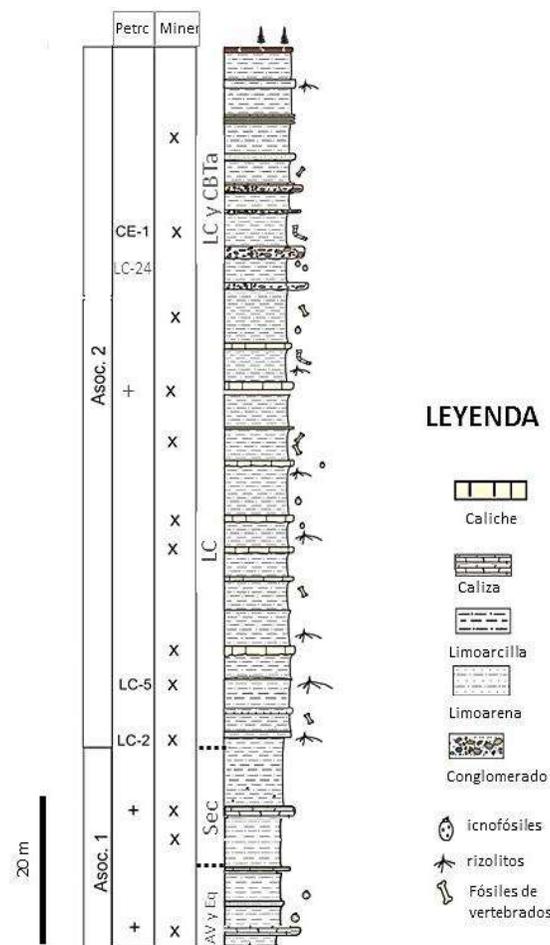


Figura 51. Asociaciones de facies reconocidas en la Formación Yolomécatl. La segunda y tercer columna marca los niveles en los que se realizó petrología y mineralogía respectivamente.

Con respecto a los paleosuelos, este es el primer trabajo en el que estos se describen y estudian, identificándolos en la parte central de la secuencia, como parte del ambiente marginal.

Las características petrológicas de LC-N2 presentan agregados bien diferenciados, con estructura angular a subangular, además de óxidos de Fe y Mn, evidenciando cambios en las condiciones de humedad; durante los períodos húmedos estos compuestos se reducen y movilizan a través del perfil, mientras en periodos secos se oxidan y depositan. La presencia de fábrica-b estriada también denota cambios estacionales de humedad, lo que causa contracción y expansión de las arcillas, provocando su orientación (Stoops, 2010).

En LC-N5 también se observaron agregados definidos, de estructura subangular y rasgos de hidromorfismo más evidentes, con una gran cantidad de óxido de manganeso. Este horizonte se formó en un ambiente de mayor humedad que el horizonte LC-N2, lo que nos habla de largos periodos de inundación.

Las características de los agregados reflejan que hubo amplios periodos de estabilidad, con baja sedimentación, permitiendo la formación de paleosuelos bien desarrollados. El ambiente marginal que ha sido propuesto para la secuencia, se expuso a un clima árido inferido a partir de la mineralogía, y los paleosuelos permiten identificar que había periodos de inundación, posiblemente por lluvias estacionales, así como periodos de sequía durante los que las arcillas tipo 2:1, abundantes en la secuencia, se contrajeron y alinearon; esta característica es más evidente en el LC-N2.

En el paleosuelo LC-N5 se presentaron más rasgos de hidromorfismo, con óxido de manganeso ampliamente distribuido en toda la matriz, de los que se infiere periodos de inundación prolongada. Es de notar que este último además del hidromorfismo, presenta abundantes carbonatos, rellenando poros y grietas en los agregados, lo que puede interpretarse como etapas húmedas seguidas de etapas secas.

Por otro lado LC-N24 no presentó rasgos pedogenéticos en lámina delgada y los minerales estuvieron poco meteorizados; sin embargo, su consideración como paleosuelo fue a partir de la presencia de icnofósiles *in situ*. La presencia de estos rasgos pudo originarse en una etapa temprana cuando los materiales quedaban expuestos, durante sequías temporales, en las que los organismos construían sus sitios de resguardo, pero que no representaban un intervalo suficiente para provocar cambios mayores y desarrollo

de procesos pedogenéticos. Lo anterior es un ejemplo de que la presencia de bioturbación, en forma de rizolitos o icnofósiles, no siempre habla directamente de procesos pedogenéticos, los cuales son necesarios para clasificar un material como suelo o paleosuelo, siendo la micromorfología determinante en su diferenciación.

En el paleosuelo CE-1, también ubicado hacia la cima, se observaron agregados mejor desarrollados así como fragmentos de materia orgánica y pápulas de arcilla bien redondeados, que pertenecían a otro paleosuelo y fueron transportados hacia CE-1. Como se identificó en la estratigrafía, hacia la cima de la secuencia hay un ambiente con pulsos de mayor aporte sedimentario, evidente en los niveles de conglomerado y areniscas intercalados con las limoarcillas, lo que significa una menor estabilidad en la zona, muy común para depósitos marginales (Kraus, 1999). Esto podría explicar el bajo desarrollo de los paleosuelos, por la llegada de material que cubrían los sedimentos expuestos y limitaba su desarrollo.

En México no se cuentan con estudios de paleosuelos Paleógenos, pero se tienen reportes de esa edad en secuencias de E.U, en Dakota, donde los paleosuelos evidencian cambios en el clima, pasando de un ambiente húmedo durante el Eoceno tardío, a semiárido en el Oligoceno tardío, cambio que influyó en la vegetación, con una transición de bosque a amplias sabanas con pastizales (Retallack, 1983). Estos cambios también han sido reconocidos en paleosuelos de Oregon y son representativos del enfriamiento y sequía global en latitudes medias durante la transición Eoceno-Oligoceno, donde las condiciones húmedas del Eoceno pasaron a ser subhúmedas durante el Oligoceno (Bestland *et al.*, 1997).

Los registros isotópicos en el esmalte de rhinos y équidos de Saskatchewan en Canadá, también registran precipitaciones bajas y un clima seco durante la transición Eoceno-Oligoceno (Zanazzi *et al.*, 2015).

Tafonomía

El estudio tafonómico se realizó en el sitio La Cruda, la distribución espacial de los fósiles abarca un área de 5 Km², con *Gregorymys* sp, *Gregorymys veloxikua*, *Nothokemas* y *Nanotragulus* presentes a lo largo de los distintos niveles estratigráficos, lo que denota un aporte constante y una biota persistente en el tiempo.

En general se observa una buena conservación fósil, con alta fragmentación pero pocos datos de transporte. La mayoría de los fósiles presentaron meteorización de bajo grado,

observada en todos los niveles; la mayor meteorización se identificó en los niveles centrales de la secuencia, presentando meteorización grado 2, esto quiere decir que los fragmentos estuvieron expuestos a la intemperie durante más tiempo. Como se ha referido previamente, la secuencia fosilífera se formó en un ambiente transicional (margen lacustre), en el que se presentaban constantes periodos de exposición, que debieron ser prolongados, dado que pudieron formarse paleosuelos. Los caracteres tafonómicos como la presencia de raíces, se observaron en los niveles 3, 5, 9, 11, denotando una exposición subaérea prolongada (Mengoni, 1988).

El redondeo se observó en especímenes de los niveles 5, 11, 12 y 17, mientras la presencia de raíces y marcas de roedor se observó en especímenes de los niveles 1, 3, 5, 9, 11, 15 y 18. Todos estos niveles corresponden a la parte basal y central de la secuencia de La Cruda, y centro de la secuencia completa.

Los fósiles localizados hacia la cima (donde comienzan las facies fluviales-conglomerados), presentaron meteorización de primer grado y en ellos no se encontraron ni marcas de raíces ni redondeo, lo que sugiere que tuvieron un enterramiento más rápido, después de un periodo muy corto de transporte. Esto significa que los organismos morían cerca del sitio donde eran enterrados, por lo que se les considera autóctonos.

La diferenciación entre niveles no pudo realizarse a través de pruebas estadísticas, por el bajo número de especímenes por nivel, pero se presentan algunas observaciones generales.

Los niveles 11 y 33 es donde se han encontrado más especímenes. Del nivel 11 se han obtenido 40% de los hallazgos de todo el yacimiento. En este nivel se han encontrado abundantes fragmentos de tortuga (*Stylemys*), artiodáctilos (*Nanotragulus* y *Nothokemas*), y roedores (*Sciuridae*, *Geomyidae* y *Gregorymys veloxikua*), en los que se observaron caracteres tafonómicos como redondeo, marcas de raíces, marcas de roedor, y meteorización en el 86% de los especímenes.

En el nivel 33, hacia la cima, se identificaron principalmente roedores (92%) y artiodáctilos, con meteorización en 68% de los especímenes.

Entre los elementos esqueléticos más abundantes en todos los niveles, destacan las mandíbulas y dientes aislados, huesos largos como metapodios, húmero, calcáneos y fémures. La mayor parte de estos elementos están incompletos, pero la abrasión y las

marcas de golpeteo se observaron en baja proporción, lo que hace inferir un transporte a corta distancia.

Con la información disponible, y para responder a la pregunta de cómo se acumularon los fósiles en Yolomécatl, se propone que el yacimiento se formó en un ambiente inicialmente subacuático, de muy baja energía, al que llegaban fragmentos de organismos muertos, después de un transporte a corta distancia; este sitio presentaba periodos de sequía durante los cuales los restos óseos se exponían a las condiciones ambientales, bajo un clima árido a semiárido, con alto grado de intemperismo. En este periodo los fragmentos óseos estaban expuestos y fueron roídos por organismos de tallas pequeñas, que dejaron sus marcas de incisivos observadas en la mayoría de los fósiles y a lo largo de toda la secuencia. En ambientes continentales los rasgos de origen orgánico más comunes que alteran la superficie de los huesos son la disolución química provocada por raíces y las marcas provocadas por las mordidas de roedores (Fernández-Jalvo y Andrews, 2016; Lyman, 1994). La falta de marcas de carnívoro evidencia que los restos óseos sólo fueron mordidos por los roedores, para usarlos en afilar sus dientes.

Por las observaciones derivadas de trabajos experimentales realizados en carcasas actuales (Behrensmeyer, 2001), el grado de meteorización de los fósiles podría indicar que el tiempo de exposición de los especímenes a la intemperie no fue mayor a seis años, esta cifra se menciona a sabiendas de que múltiples factores influyen, desde factores como la constitución anatómica, el tipo de hueso, o condiciones externas como temperatura o humedad. Lo que se ha reconocido es que cuando los huesos se exponen a un ambiente muy inestable, hay procesos que aceleran el intemperismo y las modificaciones óseas se presentan más tempranamente (Behrensmeyer 1978).

La acumulación de fragmentos óseos fue constante; hacia la cima de la secuencia los fragmentos que llegaban también presentaron transporte pero en una distancia más corta, y su tiempo de exposición e intemperismo fue menor; la ausencia de marcas de roedor y redondeo denota que estos fragmentos eran cubiertos rápidamente por los aportes sedimentarios. Los restos óseos eran enterrados muy pronto una vez que llegaban a los márgenes del lago.

Geoquímica

El estudio de la composición química tanto del agua como de su señal en los sedimentos lacustres, incluye el análisis de elementos mayores, menores y traza, que pueden ser

utilizados para formular hipótesis sobre la evolución de los cuerpos de agua. Las aguas continentales presentan mayoritariamente los elementos calcio, magnesio, sodio y potasio, así como los aniones carbonato, cloro y azufre (Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010).

En este trabajo los estudios de geoquímica se realizaron en muestras de Yolomécatl y en muestras de sitios como Ixtapa, Cañadaltepec y Chilapa, para realizar comparaciones (Tablas 7 y 9). Todos presentan una tendencia parecida en composición elemental, principalmente las muestras de Yolomécatl, Ixtapa y Cañadaltepec, y se identificaron mayores variaciones entre éstos y Chilapa.

Entre los elementos mayores que dominan en todas las muestras se identificaron al calcio, magnesio, hierro, sílice y aluminio, elementos abundantes en sedimentos lacustres que pueden llegar como producto de meteorización y lixiviación de unidades carbonáticas aledañas.

El silicio presentó un rango entre 12 a 50%. Este elemento tuvo una baja concentración en el sitio Chilapa, media en Cañadaltepec, y valores altos en las muestras de Yolomécatl, variación que puede explicarse por diferencias en el aporte. La fuente de sílice en los lagos puede ser inorgánica, o de origen biogénica por sedimentación de algas silíceas (diatomeas). Las diatomeas son organismos frecuentes en hábitats acuáticos y sobreviven bajo circunstancias muy amplias, con requerimientos especiales en función de la especie, pero en general su crecimiento se limita e inhibe en aguas alcalinas (Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010), característica que pudo haberse presentado durante la sedimentación de la secuencia estudiada ya que no se encontraron diatomeas. Esta ausencia permite inferir que en Yolomécatl el principal aporte de sílice fue inorgánico, posiblemente por depósitos volcanoclásticos, lo que se apoya en la presencia de zeolitas, que han sido asociadas con actividad volcánica, como previamente se había referido.

Durante sequías prolongadas se favorece el depósito de sílice disuelto, lo que pudo causar que este se concentrara en las facies transicionales de Yolomécatl, en donde algunos niveles presentan una fuerte silicificación conformando verdaderas costras (Einsele, 2000).

El calcio fue el segundo elemento en abundancia. El contenido de calcio presentó un comportamiento invertido al de sílice, pues la mayor concentración se observó en la muestra de Chilapa, y el valor más bajo estuvo en Yolomécatl y Tixá, posiblemente por la

mayor afluencia terrígena, esto nos lleva a considerar que estos últimos sitios presentan facies más detríticas o proximales del cuerpo lacustre.

La gran cantidad de carbonato fue posiblemente aportada a la cuenca como producto de disolución de unidades aledañas, pues el sustrato preexistente de la cuenca es una unidad calcárea Cretácica (Formación Teposcolula) que aflora al este, muy cerca de la zona (ver mapa de la zona, Figura 8). El magnesio presentó un comportamiento semejante al calcio, con altos niveles en la muestra de Chilapa y una tendencia de disminución hacia Yolomécatl. El calcio y magnesio presentan concentraciones más altas en Chilapa, menor en Cañadaltepec y con valores más bajos en las rocas de Yolomécatl.

En el caso del Fe, este elemento se encuentra en las rocas carbonatadas por precipitación cuando se presentan condiciones de exposición subaérea. De este elemento se identificó una baja concentración en la muestra de Chilapa, con una tendencia creciente en rocas de Cañadaltepec y más alta en Yolomécatl, lo que apoya la propuesta de que estas zonas son facies proximales del lago, expuestas a condiciones de bajos niveles de agua, representando ambientes más oxidados que en la muestra de Chilapa.

Los elementos traza en los sedimentos son indicadores eficientes de las características y procesos de los diferentes ambientes sedimentarios, siendo sensibles a las condiciones ambientales. Estos elementos están presentes de manera natural y llegan a los lagos por el intemperismo de las rocas, adsorbidos principalmente en partículas de oxi-hidróxidos de Fe y Mn y en la materia orgánica.

El zircón es un elemento traza con alto potencial iónico, inmóvil durante el intemperismo, de modo que es buen indicador de las fuentes silícicas. En las muestras analizadas se identificó Zr en todas, con niveles semejantes en Yolomécatl, Ixtapa y Cañadaltepec, mientras los más bajos valores estuvieron en Chilapa. A partir de esto se infiere que el aporte detrítico o intemperismo fueron mayores en los tres primeros sitios, mientras en Chilapa la baja concentración indicaría un bajo aporte detrítico.

El estroncio en rocas carbonatadas es uno de los elementos traza más importantes, útil en estudios diagenéticos ya que su química es similar a la de calcio. En un sistema cerrado el estroncio se conserva, mientras en un sistema abierto puede escapar, por lo que su contenido es menor. El alto contenido de estroncio también puede indicar periodos de sequía (Flügel, 2004).

En las muestras analizadas se observó un comportamiento antagónico entre calcio y estroncio, sin embargo, el análisis mostró que el nivel de correlación de estos elementos es inverso, pero muy bajo ($r=-0.04$). Los bajos contenidos de estroncio como en Chilapa, pueden indicar estados de dilución del elemento, o su lavado y pérdida por escape. Mientras en las muestras de Ixtapa y Yolomécatl su contenido fue alto, lo que significa que estuvieron expuestos a sequías recurrentes y oxidación, propuesta que es apoyada también por mineralogía.

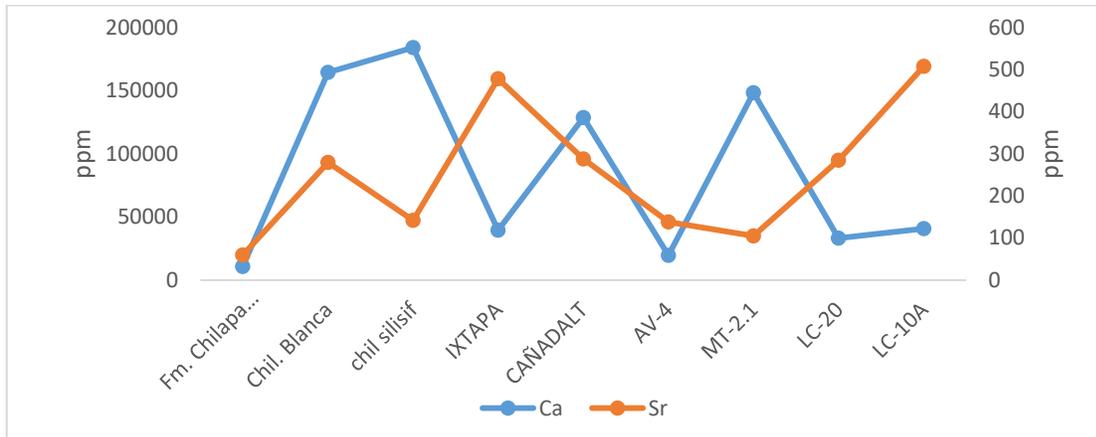


Figura 52. Relación entre las concentraciones de Ca y Sr.

Geocronología

El intervalo de tiempo en el que se depositó la secuencia de Yolomécatl es incierto y sus relaciones estratigráficas han recibido atención reciente, por lo que hay distintas interpretaciones.

Ferrusquía *et al.* (2016), realizaron una descripción reciente de la zona y un fechamiento de niveles de toba en puntos aledaños al sitio CBTa, en los que se obtuvo una edad de 40.3 Ma (FV, 2016), considerando a Yolomécatl como de edad más antigua a la Formación Chilapa, previamente cartografiada en Yolomécatl (Santamaría-Díaz, *et al.* 2008), y de la que se diferenció, reconociendo como límite tectónico entre ellas al río Mixteco, localizado al norte de la cabecera municipal (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

Durante los recorridos en la zona se identificaron calizas laminadas silicificadas subyaciendo la secuencia de Arcillas verdes, de gran parecido litológico con aquellas observadas al cruzar el río Mixteco, y además intercaladas con limolitas y areniscas,

como ha sido descrito para la Formación Chilapa. No se encontró ningún contacto tectónico entre estas dos unidades, más bien se identificó que eran continuas.

Esta relación estratigráfica, la presencia de calizas silicificadas y calizas laminadas subyaciendo la secuencia de interés, su continuación más allá del río Mixteco, así como su continuidad con las secuencias en Yolomécatl, sin observar contactos discordantes, permiten considerar que la llamada Formación Yolomécatl se depositó posterior de los niveles de calizas silicificadas de la Formación Chilapa, apoyando la propuesta de ser parte de la misma unidad, como previamente se había referido (Santamaría-Díaz, *et al.* 2008).

Recientes resultados de geocronología en niveles de areniscas del sitio CBTa proporcionaron una edad de 30.6 Ma (Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2018), esta cifra se encuentra dentro del rango de edad para la Formación Chilapa, el cual es entre 35 y 29 Ma, lo que apoya la idea de que los estratos fosilíferos de Yolomécatl forman parte de la Fm. Chilapa, del Oligoceno, como había sido propuesto (Santamaría-Díaz, *et al.* 2008). Las variaciones geocronológicas en rocas sedimentarias pueden ser explicadas por los distintos materiales de procedencia que conforman estas rocas.

La Formación Chilapa ha sido caracterizada como calizas silicificadas, color crema a gris claro, intercaladas con limolitas rojizas y areniscas rojizas poco consolidadas; en ella se reportan restos biogénicos como algas o gasterópodos. Se infiere que el ambiente de formación es lacustre, con depósitos de orilla y pantanos, recibiendo un gran aporte de sílice, lo que originó la consolidación de las calizas (SGM, 2000). La Formación Chilapa pudo generarse en una cuenca lacustre amplia, con variaciones en los aportes detríticos.

Por el parecido litológico y geoquímico entre Yolomécatl, Tixá y Cañadaltepec se propone que forman parte de la misma unidad, correspondiendo a facies lacustres de menor volumen, con periodos de oxidación constantes.

Las calizas laminadas de Chilapa denotan un ambiente lacustre de mayor profundidad, su bajo contenido de sílice denota menor aporte siliciclástico; en la muestra de este sitio no se identificaron zeolitas, sin embargo, es necesario realizar más estudios de mineralogía para descartar por completo su presencia, además que se requieren descripciones estratigráficas y geoquímicas más detalladas.

En este trabajo se propone que las facies laminadas de Chilapa corresponden a las facies profundas, mientras Ixtapa y Yolomécatl representan facies proximales de la misma unidad lacustre, la Formación Chilapa (Figura 53).

Un hallazgo inesperado de este trabajo fue la edad de la unidad volcánica en el sitio Secundaria, de edad Pérmica, y su presencia sugiere una reinyección de material del basamento que provocó su depósito en posición horizontal hacia la zona intermedia de la sección (Israde, 2019 com. pers).

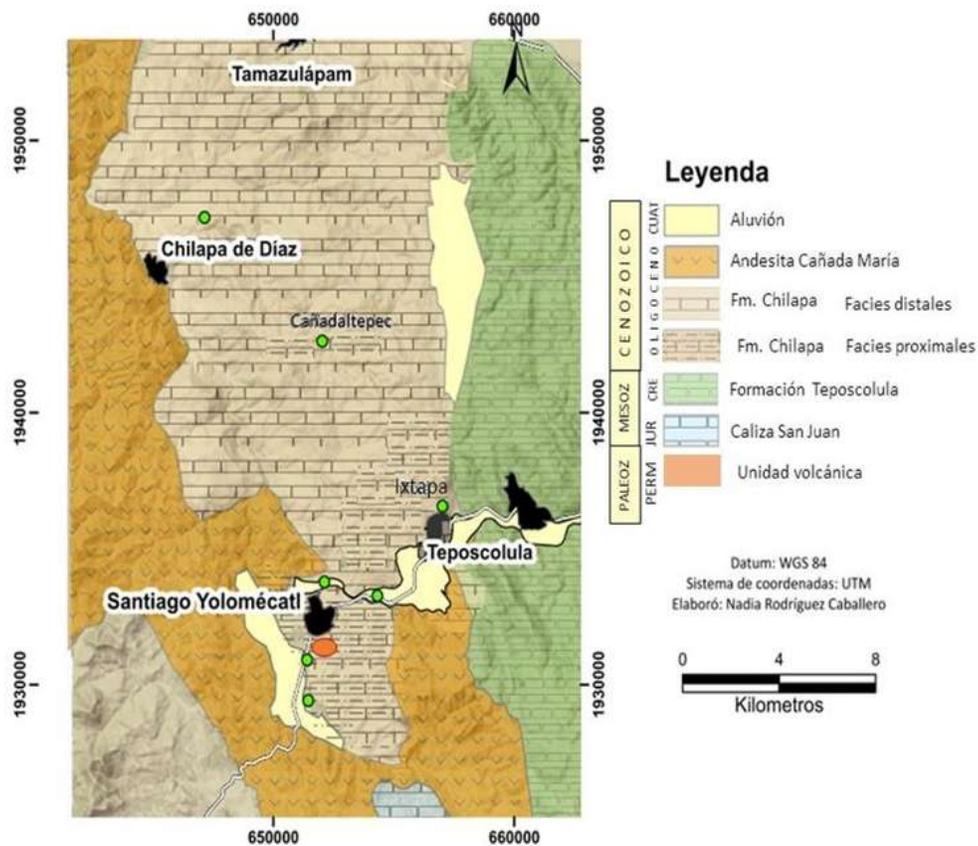


Figura 53. Mapa geológico del área Yolomécatl- Tamazulapam.

IX. CONCLUSIONES

La secuencia estudiada presenta niveles detríticos dominados por limoarcillas e intercalados con niveles carbonatados. Mineralógicamente dominan las limoarcillas del tipo esmectita montmorillonita e illita, que se forman bajo condiciones áridas. Los niveles carbonatados están constituidos por calcita, cristobalita, cuarzo y arcillas, y se diferenciaron en dos tipos a través de petrología: calizas micríticas lacustres, ubicados hacia la base de la secuencia, y carbonatos de ambiente marginal hacia el centro y cima de la secuencia. La presencia de atapulgita y dolomita en el centro de la secuencia apoya que los niveles del lago disminuyeron, pues estos minerales se forman en un ambiente árido a semiárido. La presencia de zeolitas a lo largo de la secuencia permite inferir actividad volcánica constante cerca de la cuenca, y su presencia también puede estar relacionada con el propio intemperismo de la montmorillonita en un medio lacustre de climas áridos.

Se propone que el ambiente sedimentario correspondió primeramente a un cuerpo lacustre, con una tendencia hacia la disminución en el tirante de agua, pasando a ser un ambiente transicional, bajo un clima árido con estaciones húmedas y secas, donde cesaba el aporte sedimentario y se formaron paleosuelos. Los paleosuelos presentaron adecuado desarrollo de agregados, presentando rasgos de hidromorfismo, más evidentes en LC-5, lo que indica periodos de inundación prolongada, o que corresponde a un horizonte más profundo. Por otro lado, LC-N24, considerado como paleosuelo, no presentó rasgos pedogenéticos en lámina delgada.

La presencia de niveles de calizas laminadas subyaciendo la secuencia de interés, su continuación más allá del río Mixteco, así como su continuidad con las secuencias en Yolomécatl, permiten considerar que la llamada Formación Yolomécatl se depositó posterior a los niveles de las calizas silicificadas cartografiadas como Formación Chilapa. Los resultados de geocronología en areniscas del sitio CBTa proporcionaron una edad de 30.6 Ma, que se encuentra dentro del rango de edad asignado a la Formación Chilapa, entre 35 y 29 Ma, lo que apoya la idea de que los estratos fosilíferos de Yolomécatl son parte de la Fm. Chilapa, del Oligoceno, como había sido propuesto previamente.

Los análisis de geoquímica permitieron comparar limoarcillas de los sitios Tixá, Cañadaltepec y Chilapa con los niveles de la secuencia de Yolomécatl. Hay una gran

semejanza geoquímica entre Cañadaltepec, Tixá y Yolomécatl, mientras Chilapa presenta una composición más alta en calcio y magnesio. Se propone que las facies laminadas de Chilapa, con abundante magnesio y calcio, corresponden a un cuerpo de agua de gran profundidad. Las facies observadas en Cañadaltepec e Ixtapa corresponden a niveles de un cuerpo lacustre de menor volumen, con exposición subaérea, mayor oxidación y de mayor parecido a Yolomécatl.

El yacimiento fosilífero de La Cruda se formó en un ambiente inicialmente subacuático, de muy baja energía, al que llegaban fragmentos de organismos muertos, después de un transporte a corta distancia; este sitio presentaba periodos de sequía durante los cuales los restos óseos se exponían a las condiciones ambientales, con alta evaporación e intemperismo, provocando meteorización de primer a segundo grado.

La acumulación de fragmentos óseos fue constante y hacia la cima de la secuencia los fragmentos también presentaron transporte pero en una distancia más corta, con menor tiempo de exposición, siendo cubiertos rápidamente por los aportes sedimentarios. Esto nos hace inferir que los fragmentos fósiles son restos autóctonos.

X. REFERENCIAS

- Alonzo-Zarza, A. 2003. Los carbonatos palustres: petrografía y parámetros geológicos que controlan su formación. Pag 73-98. En: Valero-Garcés B. (ed). Limnogeología en España: un tributo a Kerry Kelts. CSIC. Madrid. 403 p.
- Álvarez-Estrada, D. y C. Sánchez Conde. 1967. Estudio y caracterización de una atapulgita. *Bol. Soc. Esp. Ceram. Vidr.* 6:717-730.
- Arche A. 2010. Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Textos universitarios. Madrid. España. 1290 p.
- Arroyo-Cabrales, J., A.L. Carreño, S. Lozano-García, M. Montellano-Ballesteros et al. 2008. La diversidad en el pasado, en Capital natural de México, vol. I: Conocimiento actual de la biodiversidad. Conabio, México. 227-262.
- Barba F. 1999. Rocas sedimentarias y facies sedimentarias: relaciones conceptuales y genéticas. Aplicaciones didácticas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* (7.1) 29-37.
- Bestland E.A. G.J. Retallack, and C.C. Swisher. 1997. Stepwise Climate Change Recorded in Eocene-Oligocene Paleosol Sequences from Central Oregon. *The Journal of Geology*. 105: 153–172.
- Böse M.F. 1906. Sobre algunas faunas Terciarias de México. *Bol. del Inst. Geol. De México*. 22
- Burckhardt, C., 1927, Cefalópodos del Jurásico Medio de Oaxaca y Guerrero: Instituto de Geología, México, Boletín No. 47, 106 p.
- Campa M.F y Coney P.J 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Science* 20: 1040-1051.
- Carrasco-Ramírez R.S. 1981. Geología jurásica del área de Tlaxiaco, Mixteca Alta, Oaxaca. Tesis de Maestría (Ciencias Geológicas). UNAM. 101 p.
- Catt JA. 1990. Paleopedology manual. London: Pergamon.
- Cincotta A, J. Yans, P. Godefroit, G. García, J. Dejax, M. Benammi, S. Amico y X. Valentin. 2015. Integrated Paleoenvironmental Reconstruction and Taphonomy of a Unique Upper Cretaceous Vertebrate-Bearing Locality (Velaux, Southeastern France). *PLoS ONE* 10(8): 1-20. doi:10.1371/journal.pone.0134231.
- Dabrio, C. y S. Hernando. 2003. Estratigrafía. Ed. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. España. 380 p.
- Einsele G. 2000. Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. 2a ed. 792 pp.

- Fernández-Jalvo Y. y P. Andrews. 2016. Atlas of Taphonomic Identifications. Springer. 355 p.
- Fernández-López S. 1999. Tafonomía y fosilización. En: Tratado de Paleontología, tomo I. Ed. B. Meléndez. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid. P. 51-107.
- Ferrusquía-Villafranca, I. 1970. Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, Excursión geológica México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, p. 97-119.
- Ferrusquía Villafranca I. 2006. The first Paleogene mammal record of Middle America: *Simojovelhyus pocitosense* (Helohyidae, Artiodactyla). *Journal of Vertebrate Paleontology*. 26(4):989-1001.
- Ferrusquía-Villafranca, I y J.E Ruiz-Gonzalez. 2015. Isotope geochronology and vertebrate paleontology in Mexico: Panorama and critical appraisal. *Rev. Mex. Cienc. Geol* 32(2): 323-342.
- Ferrusquía-Villafranca I., J.E Ruíz-González, J.R. Torres-Hernández, T. H. Anderson, J. Urrutia-Fucugauchi, E. Martínez-Hernández y F. García-Villegas. 2016. Cenozoic geology of the Yolomecatl-Tlaxiaco area, Northwestern Oaxaca, Southeastern Mexico: Stratigraphy, structure and regional significance. *Journal of South American Earth Sciences* 72: 191-226.
- Ferrusquía-Villafranca I., J.R. Torres-Hernández, J.E Ruíz-González y E. Martínez-Hernández. 2018. Depositional systems of the late Eocene Yolomécatl Formation, northwestern Oaxaca, southeastern Mexico: a first approach. *Rev. Mex. Cienc. Geol* 35 (2): 142-157.
- Ferrusquía-Villafranca I., E. Jiménez-Hidalgo, J.A Ortiz-Mendieta, V.M. Bravo-Cuevas. 2002. El registro paleogénico de mamíferos de México y su significación geológica-paleontológica. 25- 46 p. En Montellano-Ballesteros y Arroyo-Cabrales. Avances en los estudios mastopaleozoológicos en México. INAH. México.
- Fregenal-Martínez M.A y N. Meléndez. 2010. Lagos y sistemas lacustres. En: Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Textos Universitarios. CSIC. Madrid. 1290 p.
- Flores T. 1909. Datos para geología del Estado de Oaxaca. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 5: 107-128.
- Flügel E. 2004. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. 2ª ed. Springer. 1006 p.
- Gabucio M.J. y P. Martín. 2009. Estadística y tafonomía: hacia una mejor interpretación de la representación esquelética en conjuntos zooarqueológicos. *Actas de las II Jornadas de Jóvenes en Investigación Arqueológica*. Madrid, 6, 7 y 8 de mayo de 2009). JIA. Tomo I.

- García, B. 2008. Las regiones de México: Breviario geográfico e histórico. 1ª ed. El Colegio de México. 329 p.
- Guerrero-Arenas R, Genise JF, Jiménez- Hidalgo E. 2014. Icnofósiles de insectos en Santiago Yolomécatl, Eoceno de Oaxaca, México. En: Memorias del II Simposio de Paleontología en el Sureste de México, Oaxaca, p. 48.
- Guerrero-Arenas R, E. Jiménez- Hidalgo y JF. Genise. 2017. The Oldest Beetle and Bee Ichnofossils from Mexico and their Paleoenvironmental Implications. *Ichnos*. DOI: 10.1080/10420940.2017.1386184.
- Guerrero-Arenas R., E. Jiménez Hidalgo y H. Santiago-Romero. 2010. La transformación de los ecosistemas de la Mixteca Alta oaxaqueña desde el Pleistoceno Tardío hasta el Holoceno. *Ciencia y Mar* XIV (40): 61-68.
- Hernández-Santana J.R, M.A Ortiz-Pérez y JJ. Zamorano-Orozco. 1996. Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. *Investigaciones Geográficas*, Boletín, núm. 31, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 45–67.
- INEGI, 2008. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos Santiago Yolomécatl, Oaxaca; clave geoestadística 20499.
- INEGI. 2015. Anuario estadístico y geográfico de Oaxaca.
- Janis, C. M. (1998). The chronological, climatic, and paleobiogeographic background to North American mammalian evolution. In C. M. Janis, K. M. Scott, & L. L. Jacobs (Eds.), *Evolution of tertiary mammals of North America* (Terrestrial carnivores, ungulates and ungulatelike mammals, Vol. 1, pp. 1–7). Cambridge: Cambridge University Press.
- Jenny, H., 1941, Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology: New York, McGraw-Hill, 281 p.
- Jiménez-Cedillo, MJ. 2004. Caracterización de minerales zeolíticos mexicanos. Tesis de Licenciatura (Química). Universidad Autónoma del Estado de México. 75 pág.
- Jiménez-Hidalgo E., I. Ferrusquía-Villafranca y VM. Bravo-Cuevas. 2002. El registro mastofaunístico miocénico de México y sus implicaciones geológico-paleontológicas. 47-68 p. En Montellano-Balesteros y Arroyo-Cabrales. Avances en los estudios mastopaleozoológicos en México. INAH. México.
- Jiménez-Hidalgo E., K.T. Smith, R. Guerrero-Arenas y J. Alvarado-Ortega. 2012. La primera fauna local del Eoceno en el Trópico Norteamericano con vertebrados continentales. Libro de Resúmenes Unión Geofísica Mexicana, 32 (1):96.
- Jiménez-Hidalgo E., K.T. Smith, R. Guerrero-Arenas y J. Alvarado-Ortega. 2015. The first Late Eocene continental faunal assemblage from tropical North America. *Journal of South American Earth Sciences* 57: 39 -48.

- Jiménez-Hidalgo E., E.B. Lander y R. Guerrero-Arenas. 2018. A revised (Early Arikareean) age for the Late Paleogene *Iniyoo* Local Fauna of Oaxaca State, Southern Mexico. 1st Paleontological Virtual Congress. 1-5 Dec 2018.
- Kraus MJ. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth Science Reviews* 47:41–70.
- Lyman, R. L. 1994. Vertebrate Taphonomy. Cambridge Manuals in Archaeology. Cambridge University Press. Cambridge. 517 p.
- Mack G. H., J. W. Calvin, y H. Curtis. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*. 105(2): 129–136.
- Martiny B., R. G. Martínez, D. J. Morán, C. Macías y R. Ayuso. 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics* 318: 71–98.
- Martiny B. 2008. Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico. Tesis de Doctorado. Posgrado en Ciencias de la Tierra. UNAM. 146 p.
- Mengoni G.L. 1988. Análisis de Materiales Faunísticos de Sitios Arqueológicos. *Xama* 1:71-120.
- Mindek, D. 2003. Mixtecos. Comisión Nacional para el Desarrollo de los Pueblos Indígenas Proyecto CDI-PNUD. 34 p.
- Mondini M. y S. Muñoz. 2011. Aproximaciones y escalas de análisis en la zooarqueología y tafonomía sudamericanas: algunas reflexiones sobre su estado actual y perspectivas para su desarrollo. *Antípoda*. Vol 13 Jul-Dic-2011: 229-250.
- Montellanos-Ballesteros M. y E. Jiménez-Hidalgo. Mexican fossil mammals, who, where and when? En: *Studies on Mexican Paleontology*. Editores F. Vega, N. Torrey, M.C. Perrilliat, M. Montellanos, S. Cevallos y S. Quiroz. 2006. Springer. 23 p.
- Morán–Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.K., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, 319–341.
- Pérez-Crespo, V., J. Arroyo-Cabrales y A. Santos-Moreno. 2008. Generalidades de los mamíferos del Pleistoceno tardío en Oaxaca. *Naturaleza y Desarrollo*. 6(2): 5-11.
- Pérez-Crespo, V. y A. Santos-Moreno. 2009. Los vertebrados fósiles de Oaxaca. *Naturaleza y Desarrollo*. 9(1): 5-18.
- Priego-Vargas J., V.M. Bravo-Cuevas y E. Jiménez-Hidalgo. 2016. The record of Cenozoic horses in Mexico: current knowledge and palaeobiological implications. *Palaeobio Palaeoenv*. Online Jan 2016. 27 p.
- Quintana C.A. 2016. Tafonomía de los microvertebrados del sitio arqueológico cueva Tixi (Pleistoceno tardío-Holoceno tardío), Tandilia oriental (Provincia de Buenos Aires,

- Argentina). *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 16 (1): 14–51.
- Retallack, G.J., 1983, Late Eocene and Oligocene paleosols from Badlands National Park, South Dakota: *Geological Society of America*, Special Paper 193, 82 p.
- Retallack, G. J. 1988. Field recognition of Paleosols. *Geological Society of America*, Special Paper 216, 20 p.
- Retallack, G. J. 2001. Soils of the Past. An introduction to paleopedology, 2nd de Blackwell, USA, 391 p.
- Riccardi, A.C. 2007. Terciario y Cuaternario: definición y posición. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 62 (3): 485-487.
- Robles-Rivera J. 2015. Mastofaunula del Clarendoniano tardío-Henfiliano temprano (Mioceno tardío), del área de Neutla, Municipio de Comonfort, Estado de Guanajuato, México. Tesis de Maestría. UNAM. México. 93 p.
- Ruiz-Colmenares M.A. 2003. Mamíferos del Paleógeno en la cuenca del Duero. 197-236 pp. En: Jimenez-Fuentes E. y J. Civis-Llovera (eds). Los vertebrados fósiles en la historia de la vida, excavación, estudio y patrimonio. Ed. Universidad Salamanca. 424 p.
- Santamaría-Díaz A., 2003. Cartografía geológica de la región de Tamazulapam, Nochixtlán, Chalcatongo, Yosundua, en el sur de México. Universidad Tecnológica de la Mixteca, Instituto de Minería, 34 p.
- Santamaría-Díaz A., Alaniz-Álvarez A. y Nieto-Samaniego A.F. 2008. Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 25 (3): 494-516.
- Santamaría-Díaz A. 2009. Influencia de la falla de basamento no expuesta en la formación cenozoica: la falla de Caltepec en la región Tamazulapan, en el sur de México. Tesis de doctorado. UNAM. México. 128 p.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano). 2000. Carta geológico-Minera Oaxaca. E14-9.Escala 1:250,000.
- Schlaepfer, C.J. 1970, Geología Terciaria del área de Yanhuitlán-Nochixtlán, Oaxaca, Excursión geológica México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, p.85-96.
- Schlaepfer, C. y De Pablo, G. L. 1971. Minerales arcillosos e interpretación sedimentológica de las Capas Rojas de la Formación Yanhuitlán, Oaxaca: *Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petrol.*, XXIII, 7-12.
- Solís-Castillo B., G. Fernández, G. Vázquez-Castro, G. García-Ayala, G. Bocco y M.A. Ortíz. 2018. Paisaje cultural y evidencias estratigráficas del antropoceno en la Mixteca alta, Oaxaca. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 70 (1): 147-171.

- Stoops, G., Marcelino, V. y Mees, F. 2010. Interpretation of Micromorphological features of soil and regoliths. Elsevier. Amsterdam. 717p.
- Tabor N.J y N.S. Meyer. 2015. Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43:11.1–11.29.
- Velde, B. 1977. Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. Elsevier. 213 p.
- Webb S.D y N. D. Opdyke. 1995. Global Climatic Influence on Cenozoic Land Mammal Faunas. En: *Effects of Past Global Change on Life. Panel on Effects of Past Global Change on Life*, National Research Council. Washington DC. 272 p.
- Zanazzi A., E. Judd, A. Fletcher, H. Bryant y M. Kohn. 2015. Eocene-Oligocene Latitudinal Climate Gradients in North America Inferred from Stable Isotope Ratios in Perissodactyl Tooth Enamel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 417: 561-568.

ANEXO 1. Niveles muestreados de las columnas estratigráficas.

Arcillas verdes (AV), Equisetos (Eq), Secundaria-Mariteamo (Sec), CBTa-Jesus Bones (CB), La Cruda (LC), recolectando un total de 8, 12, 8, 2 y 20 muestras respectivamente

1. Arcillas verdes

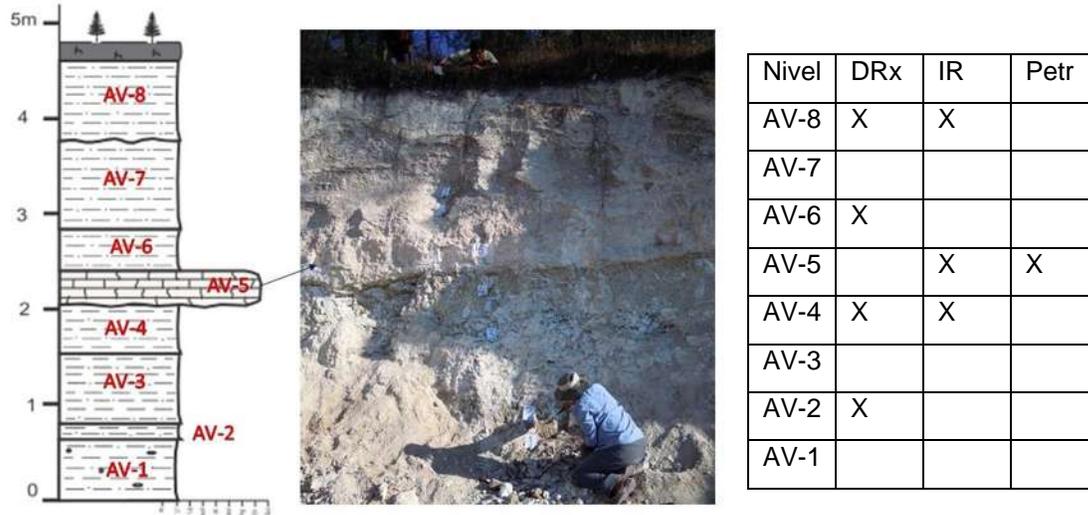


Figura . Sitio 1- Arcillas Verdes

2. Secundaria-MT

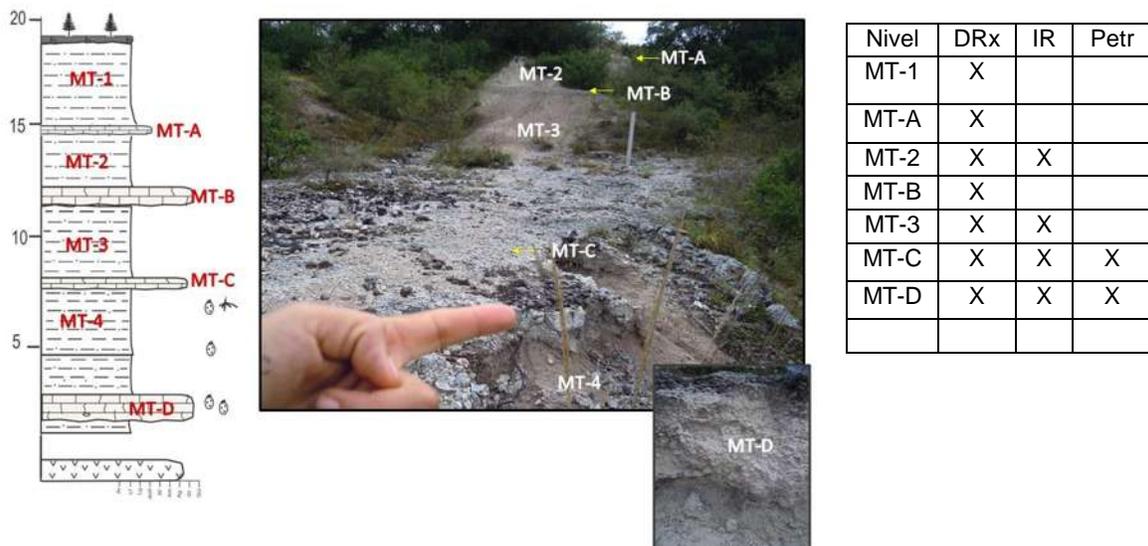
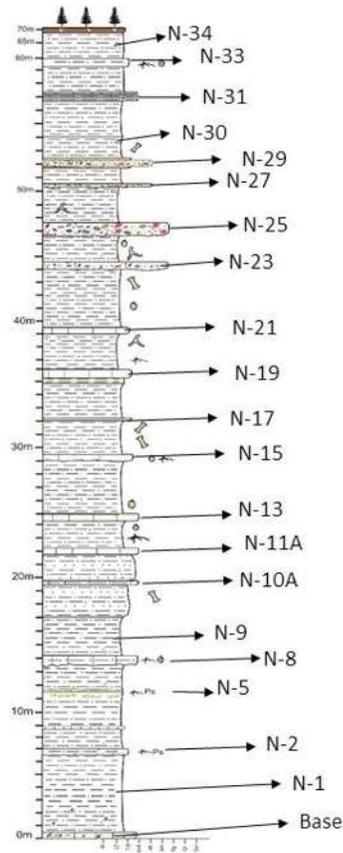


Figura . Sitio 2 -Secundaria

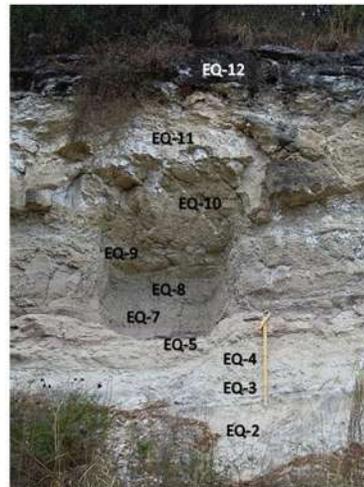
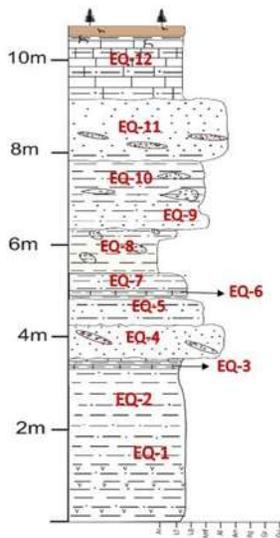
3. En el sitio 3- CBTa, sólo se tomó una muestra para mineralogía y una muestra de paleosuelo.

4. La Cruda



Nivel	DRx	IR	Petr
31	X		
25	X		
24		X	
20	X		
19	X		
17	X		
13	X	X	
11-a	X	X	
10-a	X		X
10	X	X	
8	X	X	
6		X	
2	X		
1	X	X	
Base	X	X	X

5. Equisetos



Nivel	DRx	IR
EQ-12	X	X
EQ-11	X	
EQ-7	X	X
EQ-5	X	
EQ-3	X	X
EQ-1	X	X