



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA
DE MÉXICO**



FACULTAD DE INGENIERÍA

**Registros Paleopedológicos de la Transición
Climática del Pleistoceno Medio en México y
Rusia**

**TESIS
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE INGENIERO
GEÓLOGO**

PRESENTA:

Neri Bonilla Jaime César

Asesor de Tesis : Dr. Sergey Sedov

*El pensamiento, la visión, el sueño.....
siempre preceden a la acción.*

Orison Swett Marden

DEDICATORIA

Quisiera dedicar esta obra a mi familia que es quien me ha acompañado y apoyado por todo este tiempo que he tenido de vida. Sobre todo a mi mamá, ya que ha sido el pilar principal para ser quien soy ahora.

AGRADECIMIENTOS

Antes que nada, quiero agradecer a la Dra. Elizabeth Solleiro y al Dr. Dr. Sergey Sedov por haberme invitado a formar parte de su equipo y haberme propuesto este tema de tesis.

A mis sinodales, así como a las personas que me ayudaron en el proceso de la elaboración de la tesis: M. Héctor Cabadas, M. Arelia González, Sr. Eligio Jiménez Gallegos y especialmente a la Dra. Tina, que en paz descansa. También agradezco a las personas que conocí y acompañaron en campo: Dra. Tsvetlana Sysheva, Markus Fröest, Katya, Slava, Dr. Targulian, Dr. Dodonov, Dr. Tesakov, Ilya y Olga.

A mis maestros de la Facultad por haberme enseñado lo que aprendí en la carrera: Ing. Arturo Tapia, M.C. Gilberto Silva, Ing. Alfredo Victoria, Ing. Leovigildo Cepeda, Dr. Victor Malpica, Ing. Miguel Angel Ruvalcaba, Dra. Barbara Martiny, Dr. Enrique González, Dr. Luis Espinosa, Dra. Elizabeth Solleiro, Dr. Dante Morán, así como a los que se me olvida mencionar en este momento.

A mis amigos de la Facultad, con quienes me divertí todos estos años: Luis, Claudia, Jessica, Atzín, Angélica, Oscar, Mariel, Maricela, Araceli, Priscila, Gabby, Mariam, Mayra, Fabián, Aurora, Alejandro, George, Ceci, Aide, Armando, Lilia y a los que me faltaron por mencionar, gracias.

A todas aquellas personas que yo sé que se alegran por mi por al fin haber terminado mi tesis, y no mencioné antes: Dalia, Anguila, Judith, Álvaro, César, Andrei, John, Maru, Paco, Ulises, Steph, Zin, Daniela, Bertram y demás que no me lo han expresado aún.

INDICE

Resumen.....	1
1. Introducción.....	2
1.1 Justificación.....	2
1.2 Alcances de la Paleoclimatología.....	2
2. Antecedentes.....	7
2.1 Primeros Estudios Paleoclimáticos del Cuaternario.....	7
2.2 Procesos Cíclicos Relacionados al Cambio Climático del Cuaternario.....	7
2.3 Procesos No Cíclicos del Cambio Climático del Cuaternario.....	9
2.4 Registros Pedológicos del Cambio Climático del Cuaternario.....	10
2.4.1 Área de Estudio: Tlaxcala, México.....	13
2.4.2 Área de Estudio: Caúcaso, Rusia.....	16
3. Objetivos.....	18
4. Metodología.....	19
4.1 Campo	19
4.2 Laboratorio.....	19
4.2.1 Láminas delgadas.....	20
4.2.2 Microscopio polarizador.....	20
4.2.3 Separación de fracciones.....	20
4.2.4 Separación de óxidos pedogénicos (óxidos libres).....	21
5. Resultados.....	23
5.1 Tlaxcala, México.....	23
5.1.1 Morfología.....	25
5.1.2 Características Físicas (granulometría).....	28
5.1.3 Características Químicas.....	28

5.1.4 Mineralogía.....	29
5.2 Caúcaso, Rusia.....	34
6. Discusión.....	43
6.1 Características morfológicas, químicas, físicas y mineralógicas de la UR.....	43
6.2 Análisis paleoclimático de Tlaxcala y el Caúcaso.....	44
6.3 Unidad Roja: registro paleoclimático global de la TCPM.....	46
7. Conclusiones.....	48
8. Referencias.....	49

RESUMEN

La Transición Climática del Pleistoceno Medio (TCPM) resulta ser un periodo clave para el entendimiento del clima actual, ya que es después de este tiempo cuando los periodos interglaciales-glaciales se regulan a ciclos de 100, 000 años como sucede en nuestros días. Lo que destaca a este tiempo es la ausencia de cualquier cambio significativo en el clima por fuerzas orbitales, lo que indica un cambio interno fundamental en el sistema climático. A partir de los 900, 000 años se muestra una estabilidad en las temperaturas cálidas del Atlántico Norte (Sea Surface Temperatures, SSTs), un incremento en la variabilidad de las temperaturas oceánicas del Sur (SSTs) asociada a interglaciales más cálidos y la pérdida de cubiertas glaciares subpolares oceánicas. En Asia y Europa se han estudiado paleosuelos para observar los efectos de la TCPM en continente. Sin embargo, se han omitido lugares tan estratégicos como son los trópicos.

Las secuencias de paleosuelos que se encuentran en la región de Tlaxcala podrían ser una fuente de información paleoambiental para las áreas cercanas a los trópicos en todo el mundo. Se estudiaron dos secuencias de paleosuelos en Tlaxcala, con una edad de 900 000 años de la denominada Unidad Roja (Solleiro-Rebolledo y Sedov, 2005) y una secuencia, en el Caúcaso al sur de Rusia, que se correlaciona con la unidad estudiada Scythian Clays (Dodonov, 2007) del Pleistoceno Medio, para determinar si la Unidad Roja muestra un patrón paleoambiental mundial . Ambas unidades se caracterizan por su color rojo, horizontes argílicos, arcilla iluviada y neoformaciones ferruginosas. Se elaboraron estudios físicos, químicos, morfológicos y mineralógicos de la sección Tlaxco de la Unidad Roja de Tlaxcala, los cuales reflejan un incremento en la duración e intensidad de su pedogénesis probablemente causados por la estabilidad climática para el periodo de su formación.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación

En la actualidad se puede acceder a múltiples trabajos alarmantes relacionados al cambio climático causados por el hombre, los cuales comienzan a pronosticar impactos a la vida humana y sus posibles adaptaciones (IPCC, 2007). Sin embargo, existen evidencias de que el clima no ha sido constante a lo largo de la historia geológica, por lo que el ser humano ya se ha tenido que enfrentar a estos cambios desde su origen. De hecho, existen teorías que plantean al cambio climático como factor clave para la evolución de los homínidos al ser humano actual, debido a la desertificación de África, los homínidos tuvieron que bajar de los árboles para así caminar entre pastizales, lo cual favoreció al bipedalismo (Feibel, 1997). Por lo tanto, estos fenómenos climáticos podrían incluso tener un ritmo o ciclo natural, en consecuencia se requiere de un conocimiento detallado del ambiente, utilizando herramientas que permitan narrar la historia de la Tierra e incluso poder pronosticar variaciones climáticas en un futuro.

El estudio del Cuaternario puede contribuir a dar una perspectiva de este cambio futuro, ya que muchos suelos y depósitos sedimentarios fueron formados en este tiempo, al igual que la aparición y evolución del hombre. Es claro que conocer el pasado es clave para prevenir problemas futuros, de esta manera podremos controlar la erosión del suelo, desertificación, erosión costera, sequías e inundaciones, así como preservar la flora y fauna de nuestro planeta.

1.2 Alcances de la Paleoclimatología

La ciencia que estudia los fenómenos de climas pasados es conocida como paleoclimatología, dedicada principalmente al estudio del clima previo a cualquier medida instrumental moderna. Retomando la frase de James Hutton “el presente es la clave del pasado”, se estudian sistemas naturales actuales que dependen del clima con el fin de obtener información que se pueda identificar en los sistemas pasados para generar reconstrucciones paleoclimáticas y así extrapolar a un futuro. La tabla 1 muestra las fuentes de información que se utilizan para las reconstrucciones

paleoclimáticas. Sin embargo, éstas tienen ciertas limitantes como el tiempo y el tipo de información que se puede obtener, tal como se muestra en la tabla 2.

Tabla 1. PRINCIPALES FUENTES DE DATOS PARA RECONSTRUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS

(1) Glaciológicos (núcleos de hielo)

- a) geoquímica (iones mayores e isótopos de oxígeno e hidrógeno)
- b) contenido de gas en burbujas de aire
- c) elementos traza y concentraciones de micropartículas
- d) propiedades físicas (por ejemplo, la fábrica)

(2) Geológicos

(A) Marinos (núcleos de sedimento oceánico)

i) Sedimentos biogénicos (fósiles plantónicos y bentónicos)

- a) composición isotópica de oxígeno
- b) abundancia faunal y floral
- c) variaciones morfológicas
- d) alquenonas (de diatomeas)

ii) Sedimentos inorgánicos

- a) sedimento terrestre (eólico) y escombros de glaciares

(B) Terrestres

- a) depósitos glaciares y características de erosión glacial
- b) características periglaciares
- c) líneas de costa
- d) depósitos eólicos (loess y dunas)
- e) sedimentos lacustres
- f) características pedológicas (suelos relictos)
- g) espeleotemas (edad y composición de isótopos estables)

(3) Biológicos

- a) anillos de árboles (espesor, densidad, composición de isótopos estables)
- b) polen
- c) microfósiles de plantas (edad y distribución)
- d) insectos
- e) corales (geoquímica)

f) diatomeas, ostrácodos y otros tipos de biota en sedimentos lacustres
g) distribución moderna de población (poblaciones relictas de plantas y animales)
(4) <i>Históricos</i>
a) documentos escritos de indicadores ambientales (fenómenos parameteorológicos)
b) registros fenológicos
Bradley, 1999

Tabla 2. Características de archivos naturales

<i>Archivo</i>	<i>Intervalo mínimo</i>	<i>Rango temporal (años)</i>	<i>Potencial de Información derivada</i>
Registros históricos	día/año	$\sim 10^3$	T, P, B, V, M, L, S
Anillos de los árboles	año/temporada	$\sim 10^4$	T, P, B, V, M, S
Sedimentos lacustres	1 año a 20 años	$\sim 10^4 - \sim 10^6$	T, B, M, P, V, C _w
Corales	1 año	$\sim 10^4$	C _w , L, T, P
Núcleos de hielo	Años	$\sim 5 \times 10^5$	T, P, C _a , B, V, M, S
Polen	20 años	$\sim 10^5$	T, P, B
Espeleotemas	100 años	$\sim 5 \times 10^5$	C _w , T, P
Loess	100 años	$\sim 10^6$	P, B, M
Paleosuelos	100 años	$\sim 10^6$	T, P, B
Características geomórficas	100 años	$\sim 10^6$	T, P, V, L, P
Sedimentos marinos	500 años	$\sim 10^7$	T, C _w , B, M, L, P
T= temperatura P= precipitación C= composición química del aire (C _a) o agua (C _w) B= información en biomasa y patrones de vegetación V= erupciones volcánicas M= variaciones del campo geomagnéticas L= nivel del mar S= actividad solar			
Bradley & Eddy, 1991			

Dentro de las fuentes utilizadas para las reconstrucciones paleoclimáticas se encuentran los sedimentos del piso oceánico, ya que son buenos registros mundiales por la preservación de una gran cantidad y tipos de organismos que en ellos se encuentran, además de su amplia distribución. Las temperaturas pasadas se pueden inferir mediante el análisis isotópico del oxígeno de los caparzones de carbonato de ciertos organismos. Esta técnica se basa en la determinación de la cantidad de O¹⁶ y O¹⁸ presente en los caparzones de los organismos aun preservados. Durante periodos fríos la molécula más pesada de oxígeno (O¹⁸) precipita mayormente en el océano y en periodos cálidos disminuye esta proporción por evaporación, figura 1.

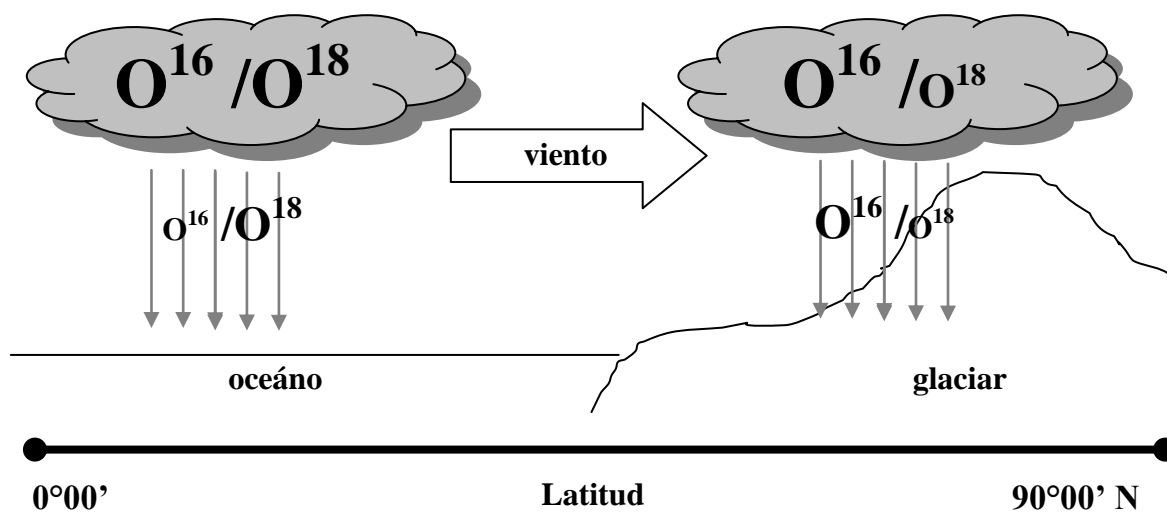


Figura 1. Trayecto de los isótopos de oxígeno en una temporada con clima frío.

Por otra parte, los paleosuelos han sido estudiados para conocer la historia climática de varios lugares, por su interacción con el ambiente al momento de la formación del suelo. En Rusia, en 1883 V.V. Dokuchaev sienta las primeras bases para el estudio de la génesis del suelo (consultado en Buol, 2000), pero ¿qué es el suelo?. “El suelo es la combinación de materia mineral y orgánica, agua y aire: la porción del regolito que sustenta el crecimiento de las plantas que se encuentra afectado por diferentes factores tales como: la roca madre, que es prácticamente la materia prima en la cual se desarrollará el suelo; el clima, el cual es un factor muy influyente, ya que, la temperatura y las precipitaciones son elementos que ejercen un gran efecto en su formación; el relieve, el cual puede provocar variaciones debido a la gravedad y al drenaje del lugar; la flora y la fauna, los cuales afectan las propiedades físicas y químicas del suelo; y el tiempo, que puede ser un factor variable dependiendo de los demás factores (Tarbuck, 2003).

Siendo el clima un factor de formación del suelo, éste cambia en respuesta a los cambios en su ambiente, dejando con el tiempo impresos algunos rasgos de lo que fue entonces. De este modo, los paleosuelos sirven como buenos registros paleoclimáticos locales, así que han sido utilizados con éxito para observar variaciones ambientales en la historia de la Tierra. El conjunto de propiedades que guardan la información del ambiente *in situ* y en cada punto de la superficie terrestre en el suelo fue llamado

“memoria del suelo”, (Targulian y Goryachkin, 2004). Dicha memoria del suelo está integrada por:

- **Los patrones de distribución de cubierta edáfica, los cuales reflejan el relieve, los materiales parentales, la biota, etc., en el lugar establecido.**
- **Los pedones, que indican las características bióticas y climáticas generales del ambiente (áridas-húmedas, bosques o pastizales, etc).**
- **Los horizontes, los cuales reflejan toda una gama de procesos pedogénicos de acuerdo con las condiciones ambientales.**
- **Rasgos pedogénicos, tales como estructura, textura y composición química (como los cutanes o revestimientos de algún compuesto).**
- **Arcillas, granos esqueléticos y neoformaciones de compuestos orgánicos y orgáno-minerales, los cuales guardan información sobre las condiciones y fuerzas bióticas del clima en su proceso de pedogénesis (eluviación, iluviación, etc.)**
- **Materiales amorfos y partículas minerales y orgánicas, alófono, silicatos, carbonatos y sales.**

De esta forma, analizando estas características, se puede reconstruir un panorama ambiental para cada punto seleccionado, no carente de errores por polimorfismo, ya que diferentes tipos de suelos se pueden formar dentro de un mismo ambiente cambiando algún factor como la topografía, por lo que se debe tener en cuenta las variantes.

2. ANTECEDENTES

2.1 Primeros Estudios Paleoclimáticos del Cuaternario

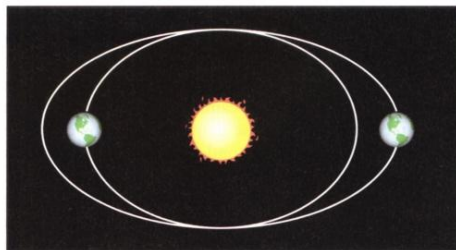
En 1821, un artículo, escrito por el suizo Ignaz Venetz, que sugería la presencia de rasgos de paisaje glacial a distancias considerables de los glaciares existentes en los Alpes causó polémica con el suizo Luvois Agassiz. Agassiz, con el afán de demostrar la invalidez de la proposición de una actividad glacial más allá del actual glaciar de los Alpes, se dispuso a investigar, convenciéndose posteriormente de la hipótesis sugerida por su colega Venetz. Tiempo después, Agassiz plantearía una hipótesis de un gran periodo glacial con efectos de largo alcance en tiempo y distancia (Tarbuck, 2003).

Posteriormente, a principios del siglo XX, esta idea acerca de un gran periodo glacial se vería confirmada por Albrecht Penk y Eduard Brückner, encontrando incluso pruebas de varios periodos glaciales más. Penk y Brückner identificaron cuatro periodos glaciales, a través del estudio de los depósitos de los valles de los ríos y de los piedemonte de los Alpes, a los cuales llamaron: Günz, Mindel, Riss y Würm. Los depósitos fueron descritos como sedimentos glaciofluviales intemperizados y fueron separados por etapas siendo las más antiguas Günz y Mindel, mientras que las más recientes son Riss y Würm, respectivamente (Williams et al. 1998).

2.2 Procesos Cíclicos Relacionados al Cambio Climático del Cuaternario

En 1920, Milutin Milankovitch, tomando en cuenta los trabajos de Penk y Brückner, atribuyó los periodos glaciales a los tres ciclos de la órbita de la Tierra, haciendo varios cálculos de las variaciones de la radiación solar en latitudes altas del hemisferio norte, ya que ahí es donde se concentra la mayor fracción de la superficie continental. En primera instancia, se tiene el denominado “ciclo de excentricidad” que es resultado de la fuerza gravitacional de otros planetas sobre la Tierra. La órbita de la Tierra cambia de casi circular a una forma más elíptica en periodos aproximados de 100,000 años. De modo que la Tierra recibe mayor energía solar volviendo el clima más cálido cuando ésta se encuentra más cerca, (figura 2A); El segundo movimiento, “ciclo de oblicuidad”, se refiere a un cambio de inclinación del eje vertical con respecto al plano de la órbita de la Tierra alrededor del Sol, con un ángulo de inclinación que cambia en

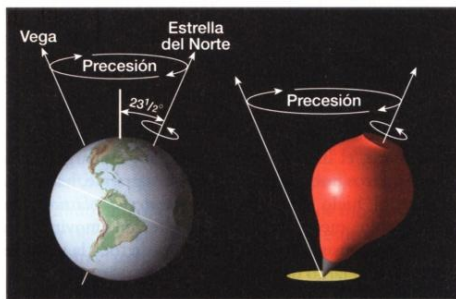
periodos de aproximadamente 41,000 años, (figura 2B); por último, se encuentra el “ciclo de precesión”, el cual tiene una periodicidad de 20,000 años y consiste en el cambio de dirección del eje de rotación, actualmente se encuentra hacia la Estrella del Norte, (figura 2C).



A



B



C

Figura 2. Variaciones orbitales. A. Variación de la órbita de la Tierra alrededor del Sol; Excentricidad. B. Cambios en el ángulo que forma el eje con el plano de la órbita terrestre; Oblicuidad. C. El eje de la Tierra se tambalea como el de un trompo. Por consiguiente, el eje apunta a diferentes puntos del espacio; Precesión (Tarbuck, 2003) .

Pero no fue sino hasta 1976, cuando Hays muestra convincentemente que los periodos astronómicos pueden ser observados en registros de núcleos oceánicos, adoptando la hipótesis de Milankovitch, (Clark et al. 2006). De este modo podemos observar en la figura 3 el decremento de la temperatura en los últimos 3 millones de años a través de un registro promedio de 57 sitios distribuidos mundialmente por Lisiecki y Raymo (2005) referido como el registro LR04. En donde se observan cambios en el clima debidos a los cambios orbitales de la Tierra, los cuales responden al ciclo de oblicuidad con periodos de 41, 000 años en el inicio de la era glacial, y posteriormente, hace 850,000 años, éste se ve afectado por el ciclo de excentricidad, mientras que el ciclo de precesión, aunque no refleja una relación directa, modifica los efectos en las

otras variables. Esto se puede observar de mejor forma en la figura 4, la cual refleja el volumen de hielo global con respecto al tiempo, por medio de filtros matemáticos que modulan la frecuencia y la amplitud de los datos obtenidos de núcleos de hielo (Rial, 2004).

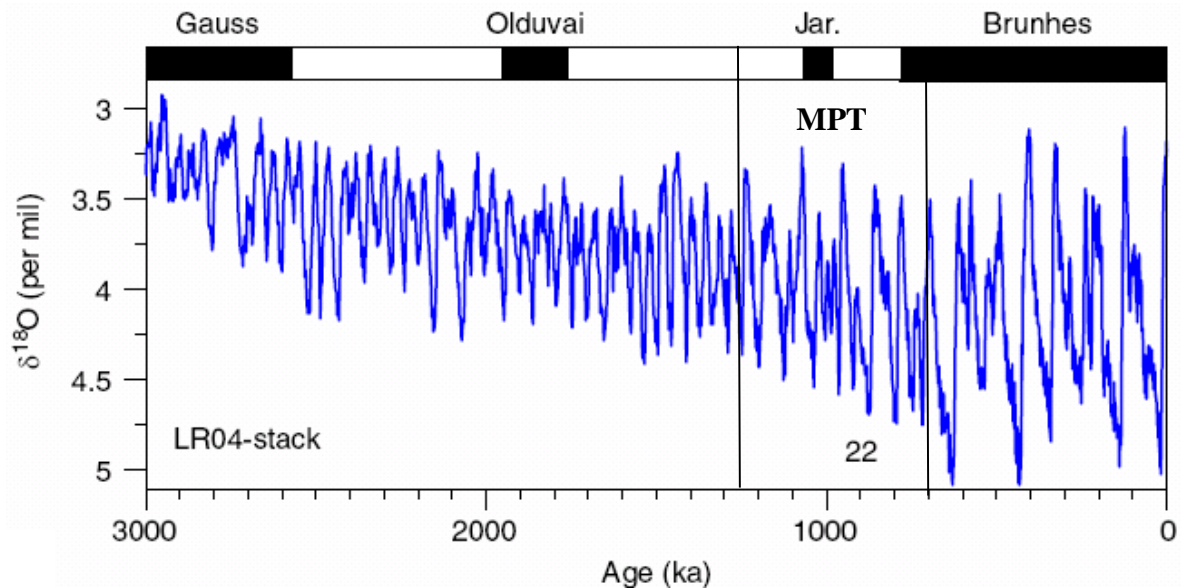


Figura 3. Registro LR04 muestra el cociente de diferentes moléculas de oxígeno de hace 3 millones de años a la actualidad. La Transición del Pleistoceno Medio (TPM) se muestra a partir de 1.25 millones de años a los 700 mil años, modificado de Clark et al. 2006.

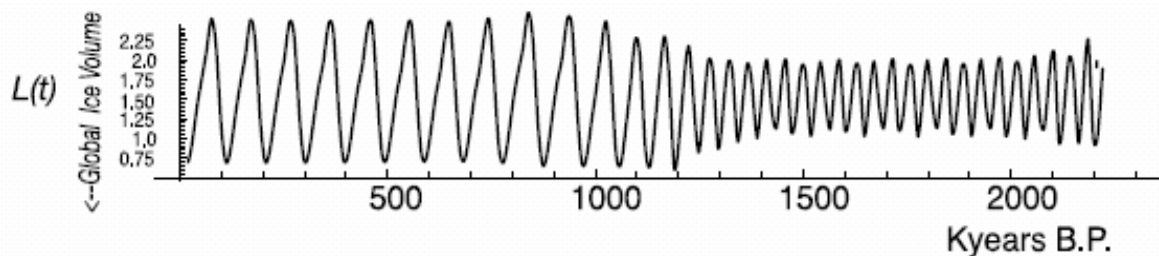


Figura 4. Volumen de hielo global con respecto al tiempo, basado en análisis de núcleos de hielo (Rial, 2004).

2.2.1 Transición Climática del Pleistoceno Medio (TCPM)

Sin embargo, estos cambios orbitales muestran una baja influencia en el intervalo de 1.25 millones de años hasta los 700 mil años, en donde se observa una mayor tendencia

a la disminución de la temperatura, denominada Transición del Pleistoceno Medio, (figura 3) (Clark et al. 2006).

Rial (2004) describe la TCPM como un simple caso de la transformación de la modulación de la amplitud del sistema climático a una frecuencia modulada. La figura 5 muestra ejemplos de tales casos, donde se puede observar episodios más cálidos con una menor duración que las secuencias más templadas. Estas series con características cuasi-periódicas están separadas por distintivos cambios abruptos en el clima justo después del periodo más cálido, a diferentes escalas de tiempo. Por lo que, la TCPM a una escala de 3 millones de años representa un cambio abrupto del clima, producto de un sistema que opera bajo el régimen del orden y el caos.

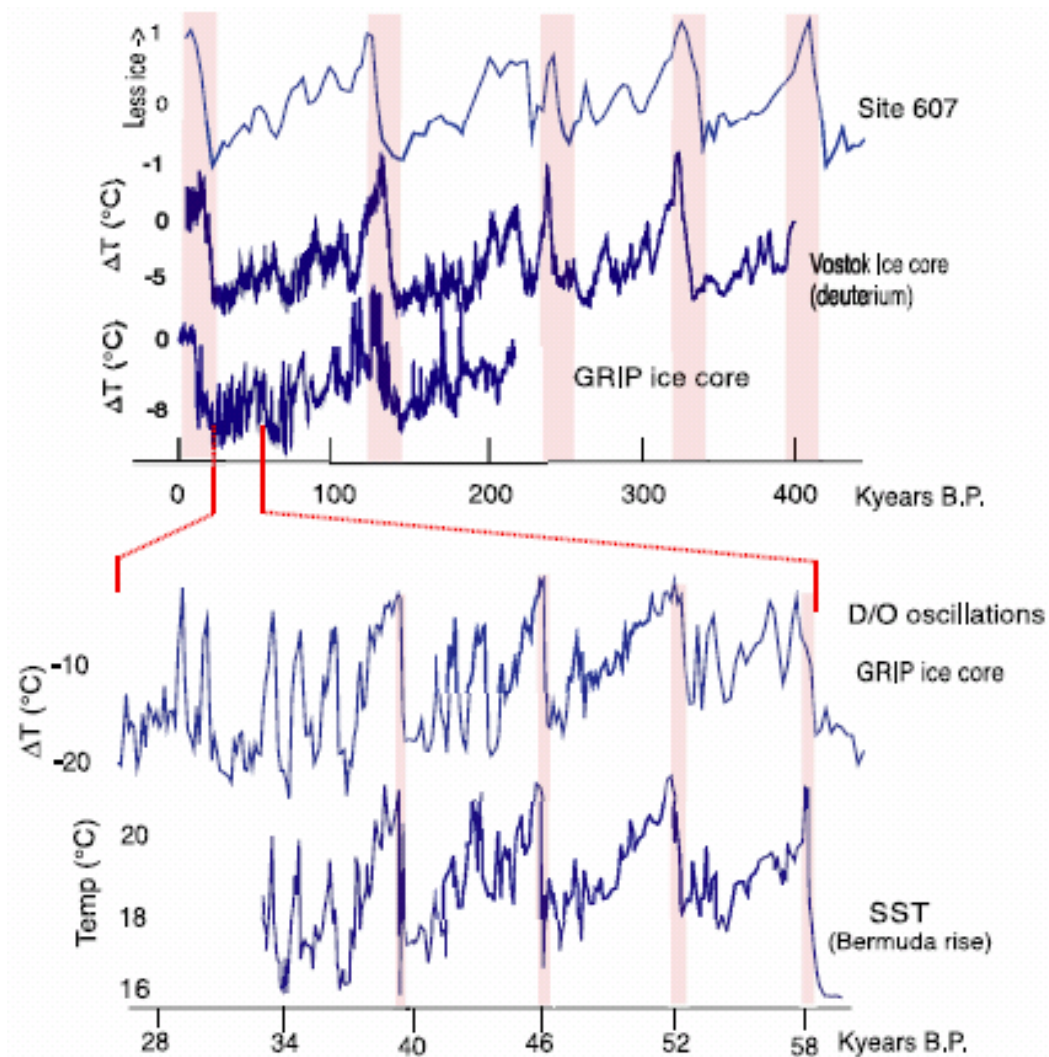


Figura 5. Ejemplos de cambios climáticos a diferentes escalas de tiempo. Las bandas verticales muestran los periodos cálidos principales. Datos obtenidos de diferentes fuentes, compilados por Rial (2004),

Además de esta hipótesis también hay quienes asumen que el decremento en la cantidad de CO₂ pudo haber sido la causa de la TCCPM (Raymo, 1997); Tziperman y Gildor (2003) proponen que los glaciares que se extienden hasta el océano tienen un vínculo con la temperatura del océano, por lo que la TCCPM fue causa de la difusión de estas bajas a lo largo del tiempo, entre otras; y Clark y Pollard (1988) afirman que la TCCPM fue controlada por el glaciar del escudo de Laurentia que con el tiempo aumentó su volumen tras la remoción del regolito que lo cubría.

2.3 Procesos No Cíclicos del Cambio Climático del Cuaternario

Aunque los factores orbitales pueden dar la explicación de los ciclos glaciares e interglaciares, las variaciones de la radiación solar que llegan a alcanzar la superficie terrestre son muy pequeñas como para suponer que éstas han provocado cambios de temperatura a nivel global (Wunsch, 2004). Por lo que, debemos tener en cuenta otros factores que hayan afectado al clima.

Stanley (2004) atribuye el inicio de esta disminución de temperatura al origen del Istmo de Panamá hace aproximadamente 3 - 3.5 millones de años. Esto sucede cuando una isla se mueve hacia el este y se embona entre Norteamérica y Sudamérica, lo que provoca que el Océano Atlántico se vuelva más salado que el Pacífico, formando América Central, separando el Atlántico del Pacífico y cambiando las corrientes marinas. La salinidad del Atlántico es atribuida a los vientos que circulan al oeste del Desierto del Sahara que evapora grandes cantidades de agua de su superficie. Además de que la mayor cantidad de agua transportada a través de América central entra al Pacífico en forma de lluvia. Esto trajo como consecuencia que el Atlántico se volviera denso y aún más denso al enfriarse llegando al Océano Ártico por la disminución de la temperatura, por lo que la corriente templada del Atlántico se hunde en Islandia y regresa hacia el sur, antes de llegar al Océano Ártico para proveerle calor, como anteriormente lo hacía, favoreciendo la expansión de los glaciares, (figura 6).

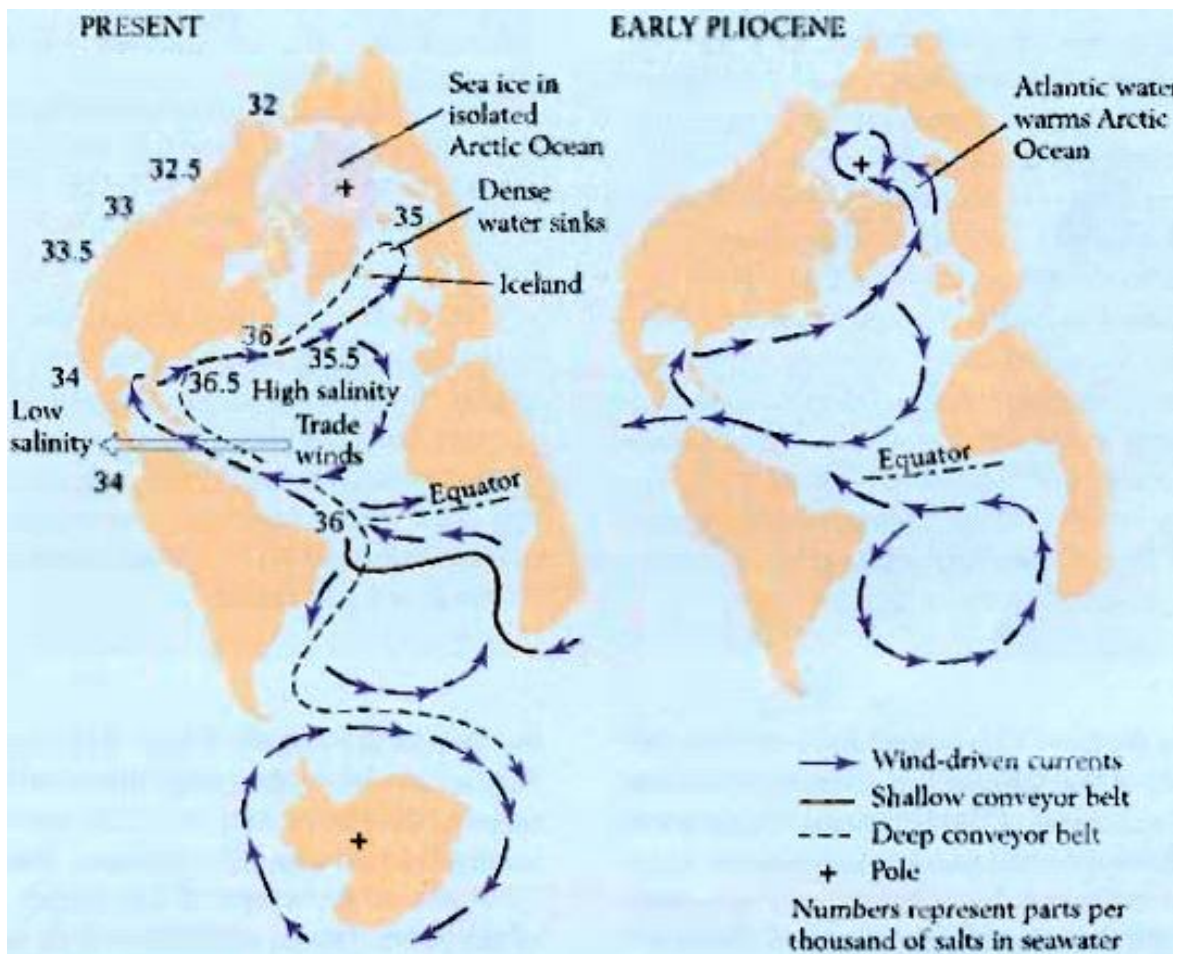


Figura 6. La imagen de la izquierda muestra el flujo actual de la corriente Atlántica mientras que a la derecha se muestra el flujo de la corriente Atlántica antes de la formación del Istmo de Panamá (Stanley, 2004).

2.4 Registros Pedológicos del Cambio Climático del Cuaternario

Los cambios climáticos del Cuaternario se pueden estudiar no sólo en sedimentos marinos, glaciares o lacustres, sino que es posible también recabar información de los paleosuelos. Los estudios de estos registros en las secuencias volcánicas del centro de México han arrojado datos sobre las variaciones paleoambientales del Pleistoceno-Holoceno (Sedov y Solleiro-Rebolledo, 2001; Solleiro-Rebolledo et al. 2003).

En el estado de Tlaxcala, existen paleosuelos que muestran características prometedoras para la interpretación climática del pasado (Solleiro-Rebolledo y Sedov, 2005), los cuales siguen un patrón parecido a los paleosuelos estudiados en Asia (Dodonov et al., 2007; Wang et al., 2007). De esta forma, se propone estudiar dos

localidades, a través del programa denominado: “Evolución de los suelos de México y su dinámica en los paisajes del Cuaternario: interacción de procesos naturales e inducidos”, con número de registro 2006-12/622518 por el Instituto de Geología de la UNAM en conjunto con la Universidad Estatal de Moscú (MGU). La primera localidad, en México, ofrece información paleoambiental en lugares cercanos a los trópicos; la segunda, en Rusia, ofrece una herramienta para la confiabilidad de las interpretaciones de los paleosuelos en México debido a que esta unidad está mayormente estudiada.

2.4.1 Área de Estudio: Tlaxcala, México

El área de estudio se encuentra ubicada en la parte central de México, en el estado de Tlaxcala, en Tlalpan y Tlaxco dentro de las coordenadas N 19°25' – 19°35' W 98°10' – 98°20' (figura 7). El clima en el área de estudio es templado subhúmedo, con una temperatura media anual de 13°C y una precipitación anual de 838 mm, (García, 1988). La vegetación está conformada por un bosque mixto de encinos (Klink et al., 1973 en Solleiro-Rebolledo y Sedov, 2005).

El área se encuentra, fisiográficamente, dentro del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (Gómez-Tuena et al., 2005). Además de haber sufrido un levantamiento que se ve reflejado en una falla normal con rumbo general Oeste-Este denominada “Falla Tlaxcala”, con el bloque de piso en el norte, con una longitud de más de 15 kilómetros y con un salto estimado de cuando menos 300 metros (Vilaclara y Silva-Romo, 2005).

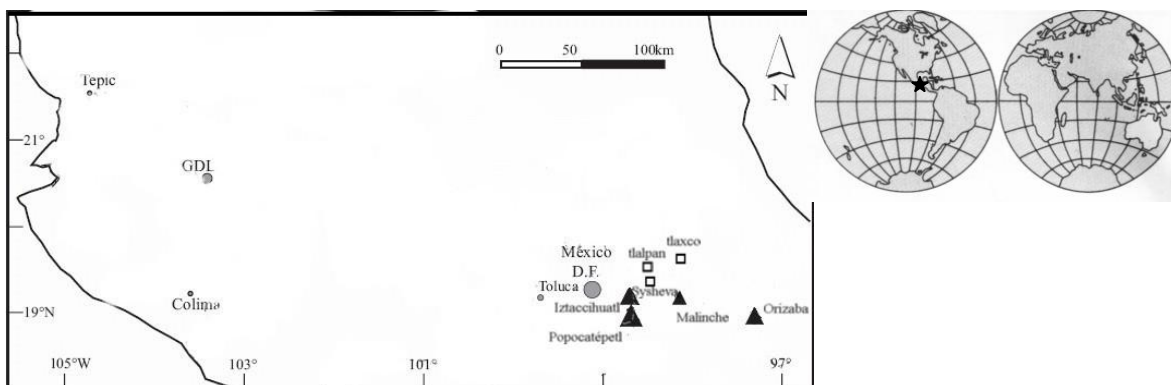


Figura 7. Mapa de ubicación del área de estudio en Tlaxcala, México.

La estratigrafía del área se encuentra comprendida (figura 8), en la base por depósitos lacustres que constan de una sucesión de lodolitas, limolitas, tefras, tobas con paleosuelos y algunos conglomerados. Dicha sucesión fue fechada por K-Ar en 15.2 ± 0.7 Ma. y denominada como “depósitos lacustres de Tlaxcala” por Silva-Romo, et al., 2002 en Vilaclara et al., 2005. Posteriormente conformando el Plioceno-Pleistoceno ?, se encuentra la unidad de diatomitas, además de encontrarse contactos de la unidad de diatomitas con derrames de lava, con un patrón característico de intercalaciones de diatomitas (de color claro) y cenizas volcánicas (con colores oscuros) interpretados en su conjunto como un humedal que paulatinamente dio lugar a un lago de agua dulce (Rico et al., 1997 y Vilaclara et al., 1997, en Vilaclara y Silva-Romo, 2005). Comprendiendo al Cuaternario se encuentra una unidad volcánica predominantemente calcialcalina, la cual incluye a la toba “Chalnene”, que consta de una toba de lapilli y de ceniza de composición basáltica de color verdoso (Vilaclara y Silva-Romo, 2005). Finalmente, en la cima sobreyaciendo a un flujo de lava con 2.5 Ma (comunicación personal de Solleiro-Rebolledo y Sedov) se encuentran las unidades de paleosuelos denominadas de la siguiente forma, en la barranca Tlalpan (figura 9): Unidad Roja (UR), Unidad Parda (UP), Unidad Gris (UG) y posteriormente el suelo moderno, tal y como se describe a continuación (Solleiro-Rebolledo y Sedov, 2005).

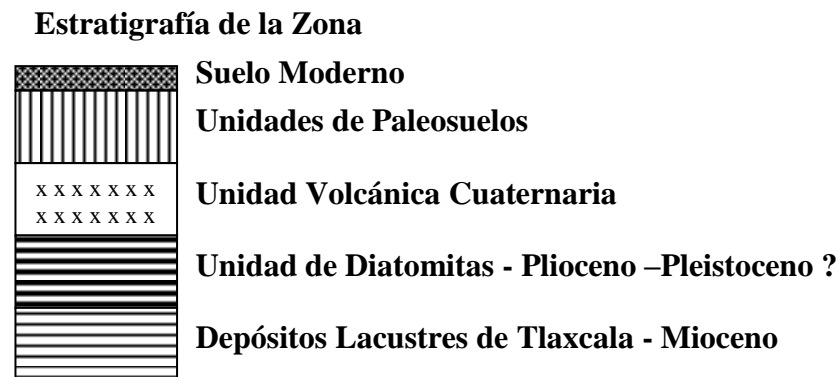


Figura 8. Columna estratigráfica del Bloque de Tlaxcala

1) La unidad en la base, es la denominada Unidad Roja, conformada por dos paleosuelos (Tx6 y Tx7) clasificados como Luvisoles crómicos, con una edad aproximada de 900, 000 años fechado por K-Ar (comunicación personal de Solleiro y

Sedov). Estos paleosuelos se caracterizan por su color pardo rojizo, con una estructura prismática muy bien desarrollada, con una gran cantidad de cutanes o bien revestimientos de arcilla de color pardo rojizo en la superficie de los prismas y rellenando fracturas.

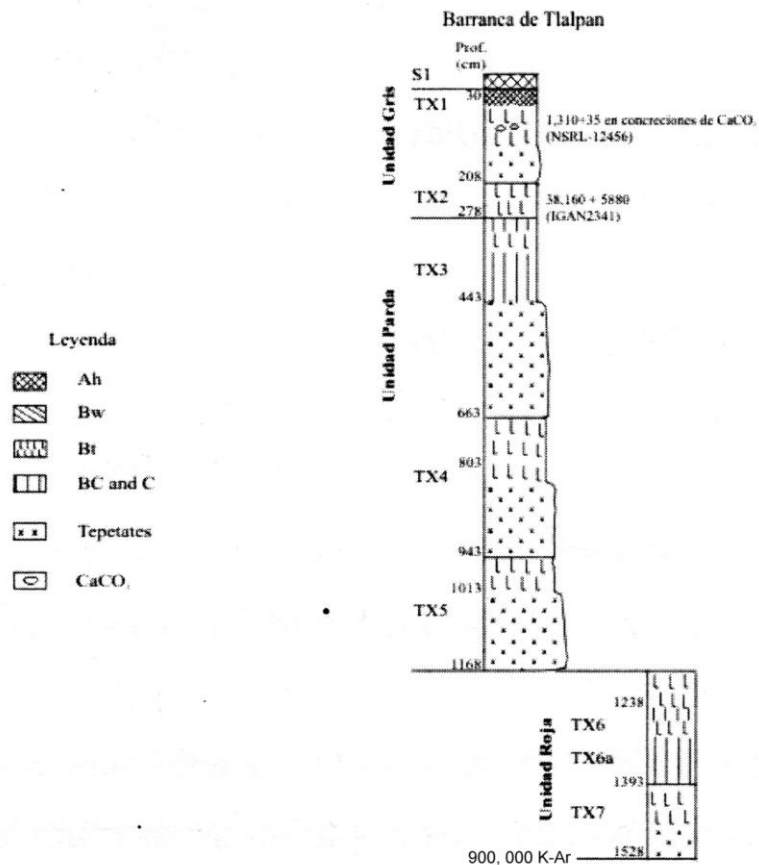


Figura 9. Perfil de paleosuelos de la barranca Tlalpa., Ubicación: 19°27'54" N, 98°18'37.2" W , altitud: 2600 m.s.n.m. (Solleiro-Rebolledo y Sedov, 2005)

2) La siguiente unidad fue llamada Unidad Parda, la cual comprende tres paleosuelos (Tx3, Tx4 y Tx5) de color pardo, clasificados como Luvisoles háplicos. Los paleosuelos que conforman esta unidad se caracterizan por su estructura en bloques subangulares bien desarrollados, con abundantes cutanes de color pardo rojizo de arcilla iluvial y con frecuentes nódulos y manchas de Fe y Mn.

3) Posteriormente se encuentra la Unidad Gris con una edad de 38 160 años y contiene dos paleosuelos clasificados como luvisoles estágnicos (Tx1 y Tx2) que muestran un límite abrupto con el suelo moderno. Los paleosuelos poseen una estructura prismática en bloques subangulares bien desarrollados, con concreciones de Fe y Mn y carbonatos neoformados con formas vermiculares y pseudomicelios.

4) Finalmente el suelo moderno se encuentra caracterizado por un Phaeozem háplico de color gris oscuro con estructura en bloques subangulares grandes y frágiles, con fragmentos de cerámica y herramientas de obsidiana.

2.4.2 Área de Estudio: Caúcaso, Rusia

El área de estudio se encuentra en Europa oriental al sur de Rusia en la región del Caúcaso cerca del Mar Negro con coordenadas 45°45'N, 40°00'E (figura 10).

El clima de la región es moderadamente cálido, con inviernos ligeramente húmedos y veranos calurosos, con un rango de precipitación bajo. El clima básico y características meteorológicas están determinadas por la posición latitudinal y geográfica del área, por el impacto de la circulación del viento y factores orogénicos, así como del efecto de masas de agua del Mar Negro y de Azov.

En el invierno la temperatura varía de -1.3°C a $+2.4^{\circ}\text{C}$, es común que el viento dentro de esta temporada que entra al área sea frío. En el verano, la temperatura ambiental promedio varía de $+22.9^{\circ}\text{C}$ a $+24^{\circ}\text{C}$.

La distribución de la precipitación no es uniforme durante el año y sobre la región. La precipitación anual promedio varía de 374 mm a 510 mm. En el invierno, la intensidad de las masas de aire húmedo y cálido y la baja precipitación prevalece, mientras que en el verano las lluvias torrenciales son comunes.

La región se encuentra localizada en una planicie baja con elevaciones individuales que varían de varias decenas a centenas de metros de altura. Pertenece a la región de colinas y lomeríos Kerch-Taman.

La superficie relativamente plana del área está conformada por las colinas (Monte Zelenskogo) y las barrancas Matrosskaya y Kutsaya que van del sur al oeste y de norte al este de la zona, respectivamente.

En las áreas adyacentes se encuentra un relieve formado por depósitos de lahar originados en el Plioceno Superior y el Cuaternario Inferior, por lo que es muy común encontrar depósitos de lahares.

Dentro del área se encuentran numerosas barrancas y depósitos de lahar en la zona costera.

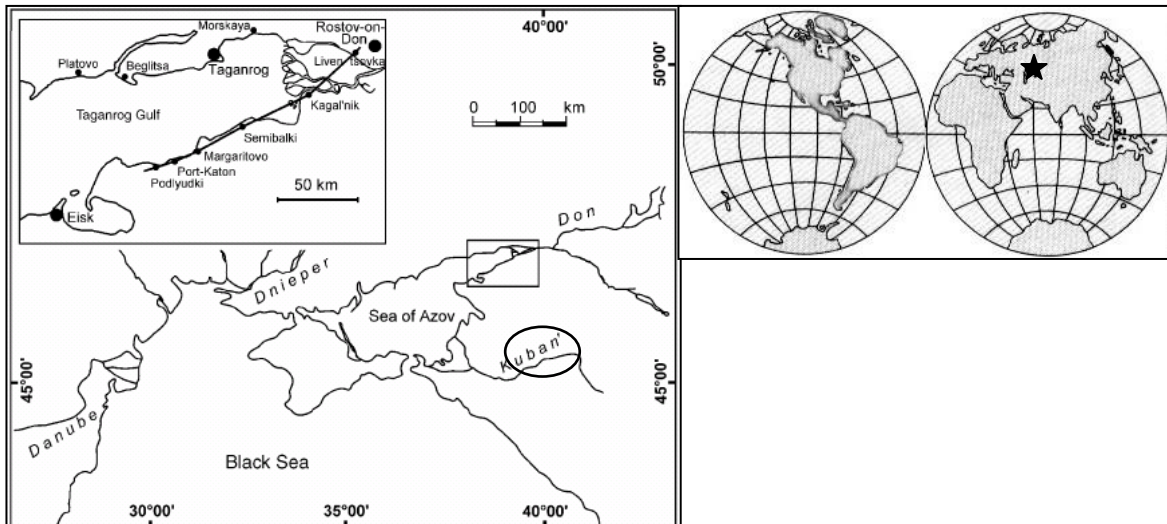


Figura 10. Mapa de ubicación del área de estudio a orillas del río Kuban en Krasnodar, Rusia, modificado de Dodonov et al. 2007.

La geología de la región aflora en la parte noreste del mar Azov e incluye la parte baja del Río Don y el área costera del golfo de Taganrog. Tectónicamente hablando, el territorio consiste de la depresión Azoviana y Kubaniana, rodeada en el norte por un segmento sumergido Azoviano-Rostoviano de la extensión Este del escudo Ucraniano. En el área, los estratos del Plioceno y Pleistoceno sobreyacen a depósitos marinos del Mioceno Medio-Superior. De acuerdo a su génesis y estructura geológica, los depósitos del Plioceno Superior y del Cuaternario están subdivididos por cuatro unidades.

Los sedimentos marinos del Plioceno Superior y Pleistoceno Inferior (Kujalnikiano y Apseroniano) ocupan el mayor área de la depresión tectónica, en la parte sur del territorio en el área de la península Eisk (Popov, 1948; Rodzyanko, 1967). Al noreste, solamente a lo largo de la escollera entre los asentamientos Port Katon y Kagal'nik se encuentra la parte superior de los afloramientos de los depósitos lagunares del Pleistoceno Inferior, por lo tanto el Plioceno tardío es representado por series fluviales que se encuentran en el flanco derecho del valle paleo-Don.

Los afloramientos de las series deltaicas fluviales del Pleistoceno Medio inferior se encuentran entre Chumbur-Kosa y Kagal'nik. Series de paleosuelos del Pleistoceno Medio y del Pleistoceno Superior se desarrollaron como una cobertura continua regional que se intercala con formaciones subacuosas. Los sedimentos recientes (Holoceno) aluviales-deltaicos del Río Don están expuestos entre el asentamiento Kagal'nik y la ciudad de Rostov-na-Don.

3. OBJETIVOS

Particularmente, la Unidad Roja en Tlaxcala, formada en la TCPM, reviste particular importancia para entender cómo se fue transformando el clima en los últimos 900, 000 años. Su interés radica en que prácticamente no existen registros paleoambientales que cubran este lapso. Por lo anterior, se plantea como objetivo principal de este trabajo:

- **Determinar el ambiente durante la Transición Climática del Pleistoceno Medio, a través del análisis de los paleosuelos de la Unidad Roja, en Tlaxcala.**

Para ello, se propone determinar el grado de intemperismo de la Unidad Roja, pues este proceso está íntimamente relacionado con el clima. Además de utilizar los paleosuelos de la región del Caúcaso, en Rusia, como un índice para observar los cambios ambientales de manera global.

4. METODOLOGÍA

4.1 Campo

El trabajo de campo consistió en ir a la zona de estudio para reconocer las unidades de paleosuelos que se encuentran al sur de Rusia, el mes de agosto de 2007; y en la parte central de México el mes de mayo de 2007, por medio de estudios previos para ambas localidades. Para la descripción de los perfiles se procedió a separarlos en pedocomplejos, los cuales son un conjunto de suelos formados en diferentes periodos de tiempo, no separados claramente por un horizonte C. Los pedocomplejos se separaron: en el caso de México por unidades de tepetates, los cuales son materiales compactados constituidos por cenizas de los volcanes que conforman a la Faja Volcánica Transmexicana; y en el caso de Rusia, los paleosuelos están separados por material de tipo loess. Una vez identificadas las unidades se hizo la descripción de los horizontes de los paleosuelos de los pedocomplejos y se tomaron muestras.

Las secciones estudiadas en México se denominaron Tlalpan, Tlaxco y Sysheva, las cuales conforman a la Unidad Roja; mientras que en Rusia se estudió la sección Temijbecksckaya.

4.2 Laboratorio

Con el fin de determinar el grado de intemperismo de los suelos de la Unidad Roja, se analizaron los horizontes de los paleosuelos de la sección Tlaxco, Tlaxcala, por ser la sección más completa de las secciones estudiadas. Los métodos utilizados fueron los siguientes: análisis micromorfológico, para observar los rasgos de intemperismo de los minerales primarios y la arcilla iluviada, la cual es la arcilla movilizada por el agua y que fue traslocada en un horizonte de suelo; separación de fracciones, para cuantificar el porcentaje de arcilla generado por el intemperismo y los procesos pedogénicos; y la determinación de óxidos libres (por métodos descritos por Blume y Schwermann, 1966; 1969; y Mehra y Jackson, 1960), para observar el grado de intemperismo por medio de la cuantificación de los materiales secundarios obtenidos por la desintegración de los minerales ricos en hierro.

4.2.1 Láminas Delgadas

Para la elaboración de las láminas delgadas se tomaron muestras orientadas del perfil Tlaxco. Las muestras fueron impregnadas con resina y puestas al alto vacío por un tiempo de tres a cuatro días para llenar los poros con la resina. Una vez rellenados los poros, la resina se deja a la luz del sol para que ésta seque y se pueda hacer el corte para pulir la lámina delgada, este proceso dura de uno a dos días, la lámina es cortada a 30 μ sobre una superficie de 5x7.5 cm.

4.2.2 Microscopio Polarizador

Para los estudios mineralógicos se utilizó un microscopio Olympus BX51, mientras que las imágenes fueron tomadas con una cámara CoolSNAP-Pro Color, utilizando el programa Image-Pro Plus Ver. 5.1.

4.2.3 Separación de Fracciones

La separación de fracciones se llevó a cabo, disgregando un poco la muestra con golpes suaves con una pica para despegar las fracciones y para después pasarlo por un tamiz de malla 10 para separar a partir de la fracción arena, se colocaron 30 gramos en un vaso de precipitado, se agregó 10 mL de H₂O₂ al 10% y se dejó a baño maría a 65° C para eliminar la materia orgánica. Una vez eliminada la materia orgánica, se lavó con agua destilada y se centrifugó a 5000 rpm durante 5 minutos en tubos de polipropileno de 100 mL, desechando posteriormente el sobrenadante. Posteriormente se procedió a deferrar la muestra, agregando 20 mL de solución A, la cual consiste de 70.58 g. de citrato de sodio (C₆H₅Na₃O₇ * 2H₂O) 0.24M y 16.8 g de bicarbonato de sodio (NaHCO₃) 0.2M aforados con un litro de agua destilada, se colocaron los tubos en baño maría y en el momento en el que el baño estuvo a una temperatura de 75°C se agregó ditionito de sodio en polvo, dejando la solución bien agitada con la muestra por 15-20 minutos dentro del baño maría. Una vez, transcurrido el tiempo se procedió a centrifugar la muestra a 5000 rpm durante 5 minutos y así decantar el sobrenadante, en su mayoría este procedimiento se llevó a cabo por 2 ocasiones, dependiendo del color del sobrenadante. Ya deferradas las muestras, se dejaron en vasos de

precipitado con agua destilada y al siguiente día se pasaron por un tamiz de malla 270, con el fin de separar la fracción arena. La fracción arena se lavó perfectamente hasta la obtención de agua clara, mientras que el agua que se utilizó para el lavado se recolectó en una probeta de 1 litro, antes de completar a 1 L se agregaron 10 mL de calgón 0.4N (Cloruro de Magnesio $MgCl_2 \cdot 6H_2O$) y se agitó la muestra, dejando sedimentar durante 24h. Transcurrido el tiempo de espera, se sifonearon los primeros 300 mL y se colocaron en un vaso, después se volvió a llenar la probeta a 1 L con agua destilada y se repitió el procedimiento hasta que el agua en la probeta se mostrara clara en la columna, muestra de la separación de la fracción arcilla. Finalmente la arcilla en los vasos, tanto como los limos en el fondo de las probetas se pusieron en cápsulas de porcelana para secarse a una temperatura de aproximadamente 40°C en el horno, y así pesar las fracciones y determinar su porcentaje en la muestra.

4.2.4 Separación de Óxidos Pedogénicos (Óxidos Libres)

Para la separación de óxidos libres se tomó muestra de suelo tamizado a menos de 2 mm, y se molió con un mortero de ágata, inicialmente. Después se pesaron 1 gramo de cada muestra, considerando 2 blancos y una muestra patrón por tanda y se colocaron en tubos de propileno de 100 mL. Se les agregó solución A, y se pusieron los tubos a baño maría para dejarlos calentar a 75°C. Una vez que el baño maría alcanzó los 75°C se le agregaron 0.4 g de ditionito de sodio, se agitaron y se dejaron en el baño maría durante 15 minutos, agitando ocasionalmente con agitadores de vidrio. Ya transcurrido el tiempo de espera, se procedió a centrifugar durante 5 minutos a 5000 rpm y se decantó el sobrenadante en un matraz volumétrico de 100 mL. Este proceso se repitió una vez más y posteriormente se le agregó al sedimento 10 mL de solución B (24.65 de Sulfato de Magnesio 0.1M $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, diluido y aforado con 1 litro de agua destilada) se agitaron con los agitadores de vidrio y se centrifugó durante 5 minutos a 5000 rpm para así decantar el sobrenadante en el matraz aforado de 100 mL. Finalmente se aforó el matraz a 100 mL con agua destilada y se filtraron a envases de polietileno de 125 mL.

Para la determinación, primero se prepararon los estándares para las curvas de calibración en matraces volumétricos de 100 mL con las siguientes concentraciones de hierro: 0, 1, 2, 3, 4 y 5 mg/L. Las muestras se diluyeron al 1:100 con una solución de

Cloruro de Sodio al 1%. La determinación finalmente, se elaboró en el espectrofotómetro de absorción atómica y los resultados se reportaron en mg por g de suelo seco a 105 °C con cálculos elaborados, utilizando la siguiente fórmula:

$$\text{Fe mg/g} = \frac{(\text{mg/L de Fe en la muestra} - \text{B}) \times f \times \text{fch} \times 100}{\text{Peso del suelo en g} \times 1000}$$

B= mg/L obtenidos en el blanco

f= factor de dilución

fch= factor de corrección de humedad

5. RESULTADOS

5.1 Tlaxcala, México

Las secciones Tlalpan, Sysheva y Tlaxco, que conforman a la Unidad Roja, se localizan en el estado de Tlaxcala, dentro del denominado bloque de Tlaxcala, perteneciente al Cinturón Volcánico Transmexicano. La región se encuentra delimitada por los volcanes Iztaccihuatl y Popocatepetl al Oeste, y la Malinche al Este, (figura 11 y 12).

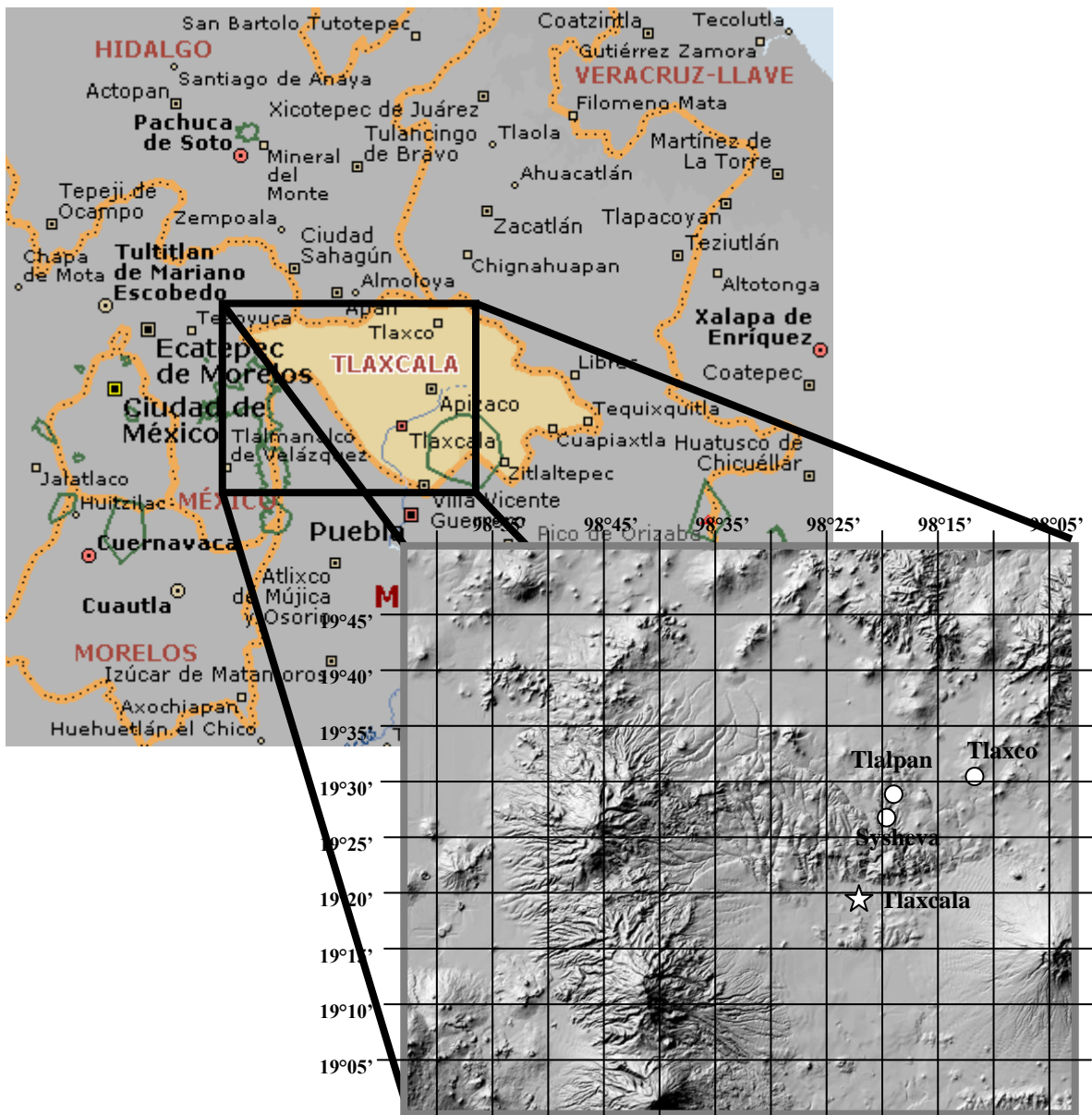


Figura 11. Mapa de localización de la sección tlalpan, Sysheva y tlaxco, en Tlaxcala.



Figura 12. Unidad Roja, Tlaxcala.

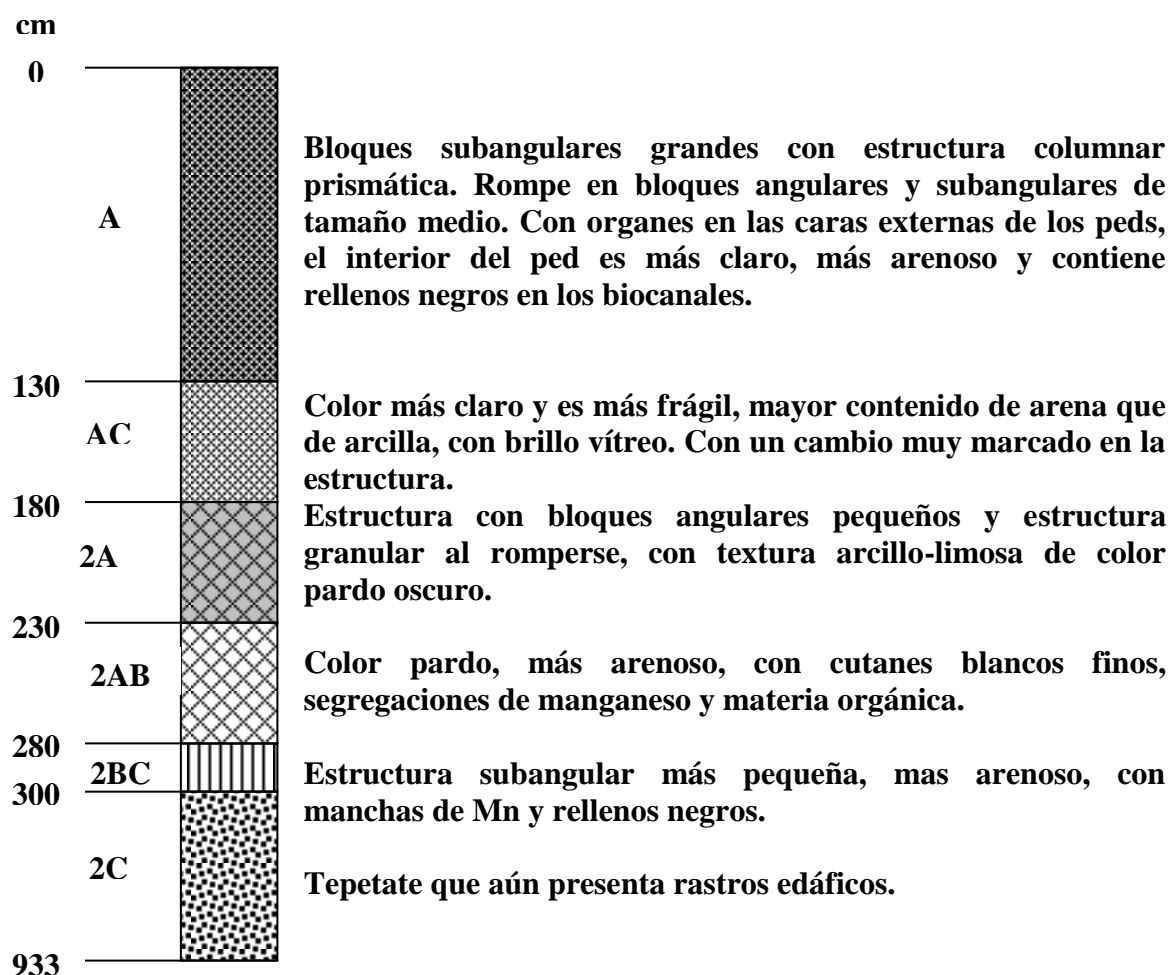
5.1.1 Morfología

Al sur, cerca de la Barranca Tlalpan y bajando topográficamente se estudio un perfil correspondiente a la UR, la sección fue denominada Sysheva y se describe a continuación, (figura 13):

Sección Sysheva

Ubicación: N 19°27'40.1" W 98°18'46.4"

Altitud: 2562 m.s.n.m.



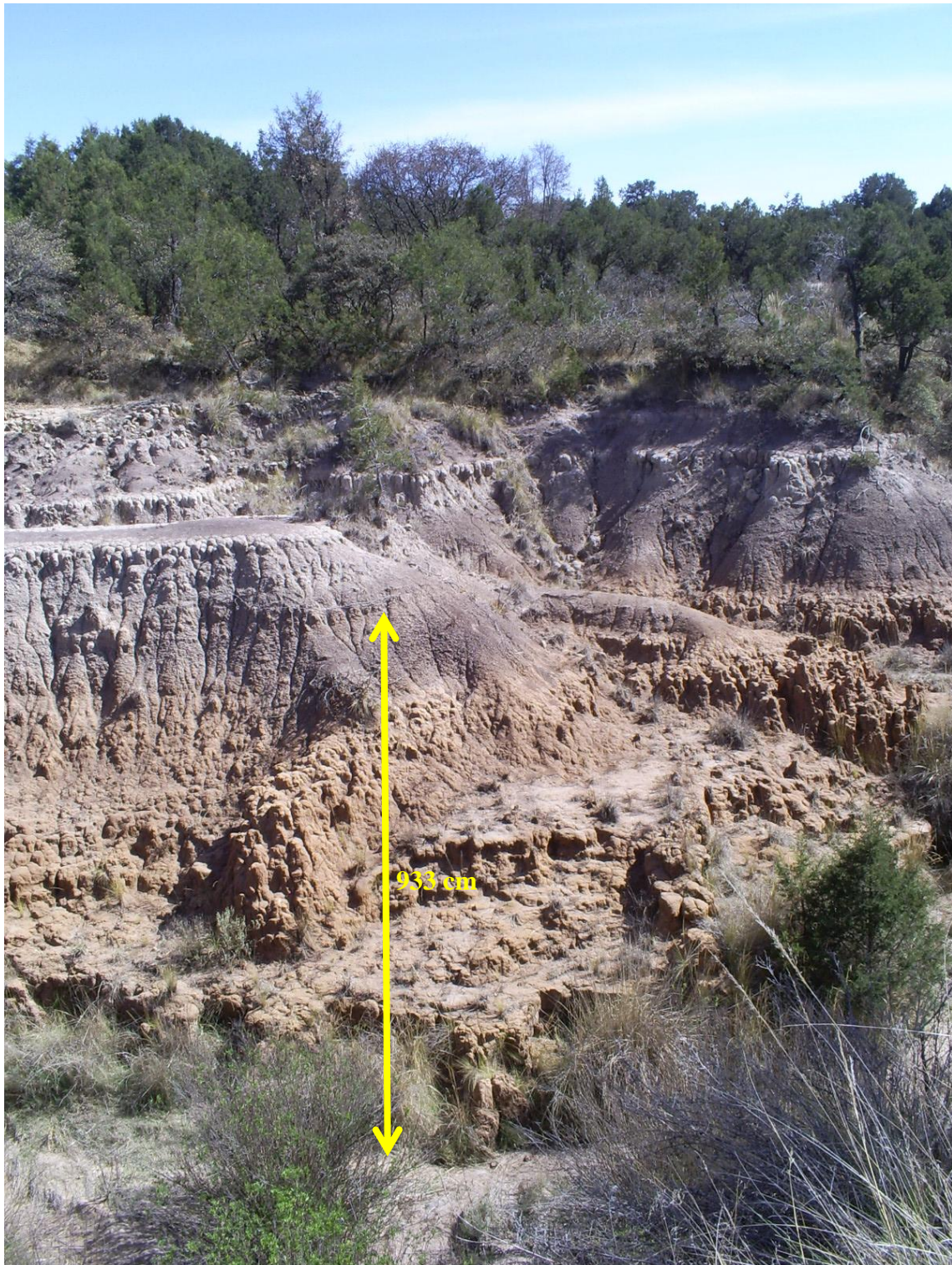


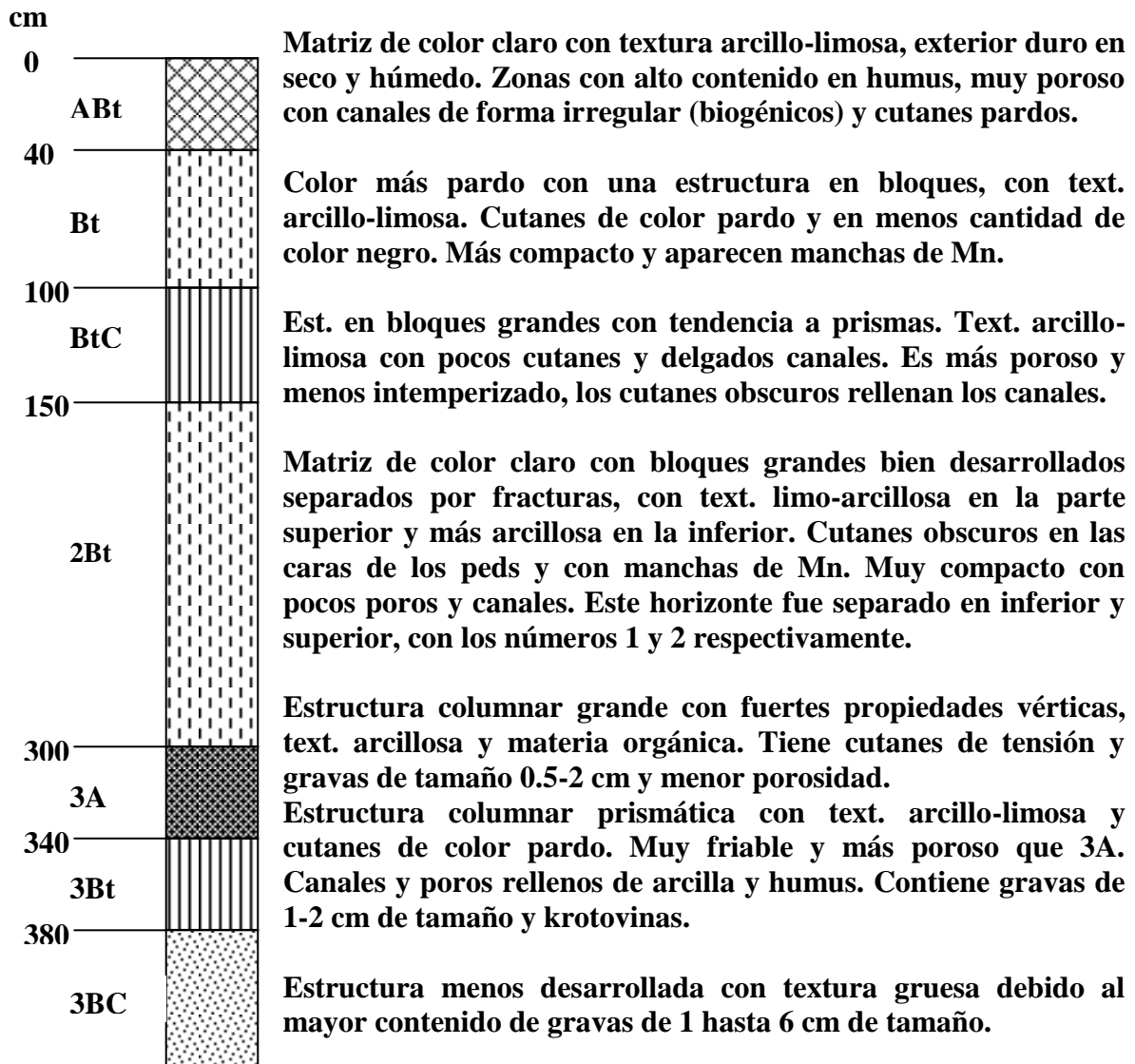
Figura 13. Perfil Sysheva, al sur de la barranca Tlalpan en la comunidad del mismo nombre.

Aunque los límites de la U.R. aún se desconocen, por el momento se tiene localizado otro afloramiento de dicha unidad a 9 Km de Tlaxco, Tlaxcala. En el área se observan en la base cenizas volcánicas y sobre este depósito, que incluye escorias, se encuentra un depósito de material de color blanco, el cual sobreyace a un flujo de detritos, mal clasificados, que incluyen clastos redondeados de lava de color negro sobre los cuales se encuentra la Unidad Roja. Este perfil fue denominado sección Tlaxco y se tomaron muestras para ser analizadas en el laboratorio cuyas observaciones se muestran enseguida:

Sección Tlaxco

Ubicación: 19°31'46.8" N, 98°7'45.9"

Altitud: 2574 m.s.n.m



5.1.2 Características Físicas (granulometría)

El porcentaje de arcilla, de los perfiles que conforman a la sección Tlaxco, en la mayoría de los casos muestra valores mayores al 50%, mostrando un mínimo en el horizonte 3BC y alcanzando su máximo en el horizonte 3Bt, los cuales conforman al paleosuelo más antiguo. Además, se observa una disminución en la cantidad de arcilla en los paleosuelos más jóvenes, (figura 14):

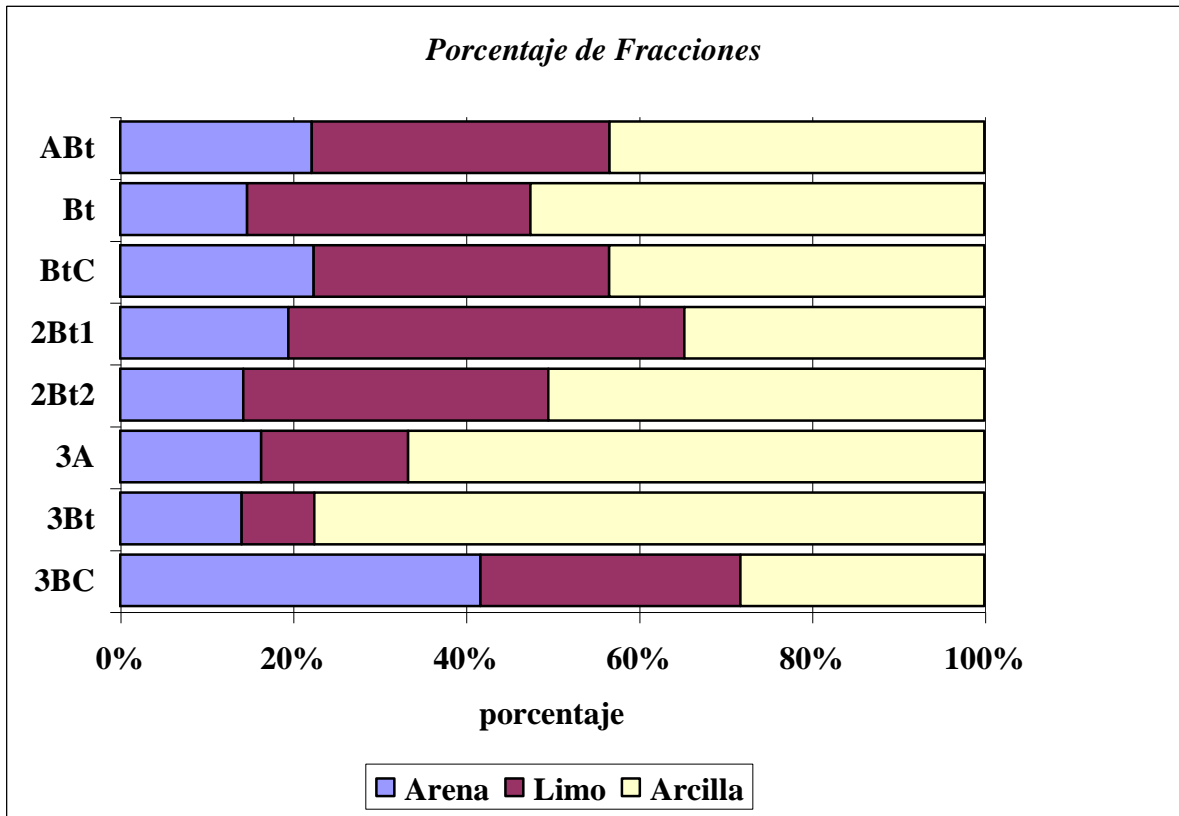


Figura 14. Muestra los porcentajes de arena, limo y arcilla de los horizontes de los perfiles de la sección Tlaxco.

5.1.3 Características Químicas

Los porcentajes de hierro, extraídos por (ditionito-citrato-bicarbonato) DCB, oscilan entre 1.28-1.86 %. Aunque todos los valores son parecidos los primeros horizontes del paleosuelo más joven es el que tiene un mayor contraste con los demás, (tabla 3):

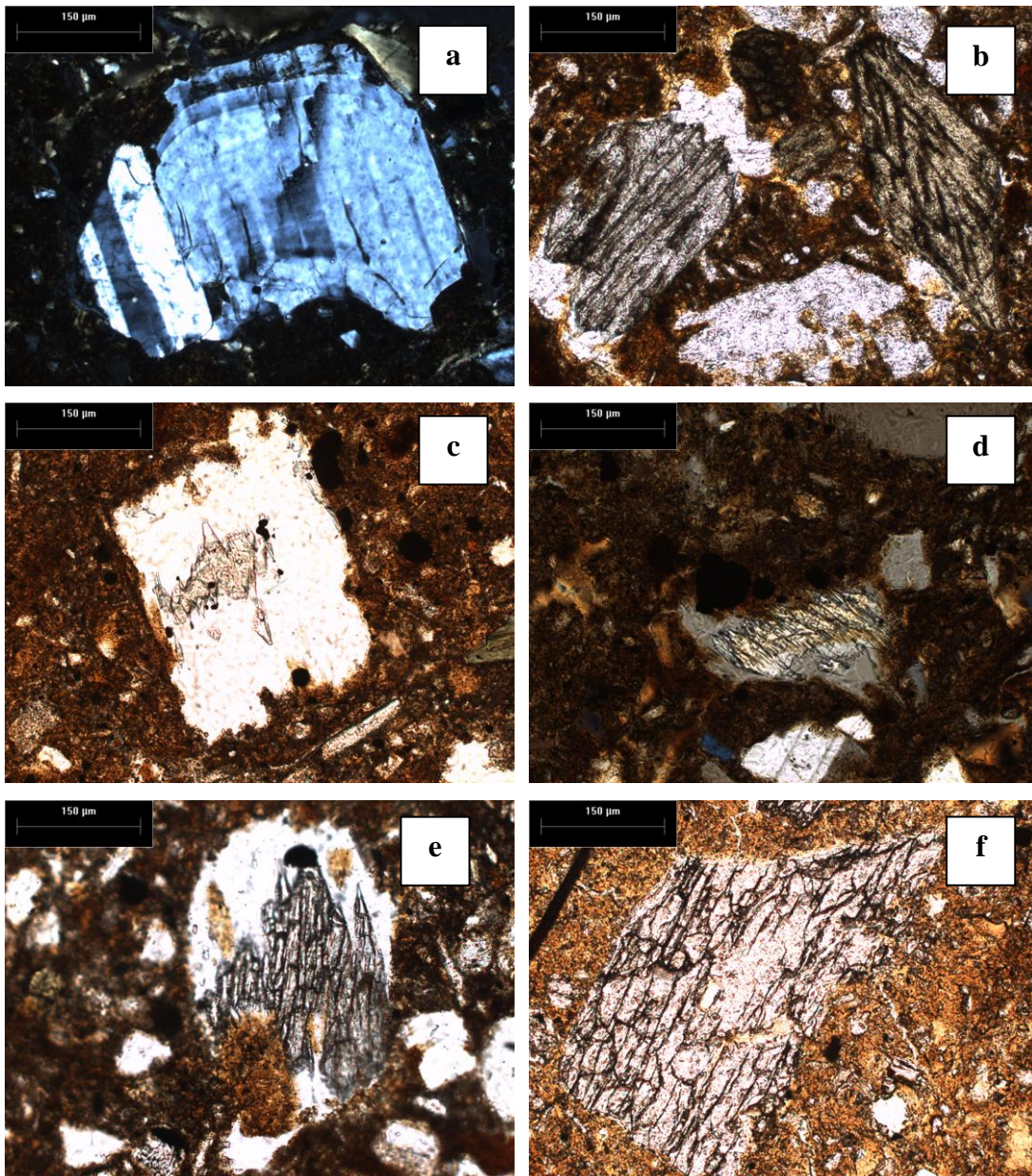
Tabla 3. Óxidos Libres de la sección Tlaxco

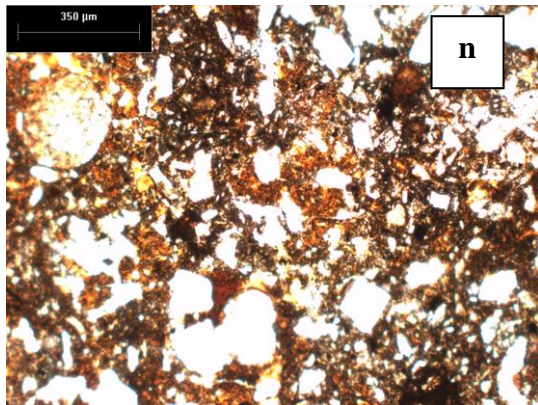
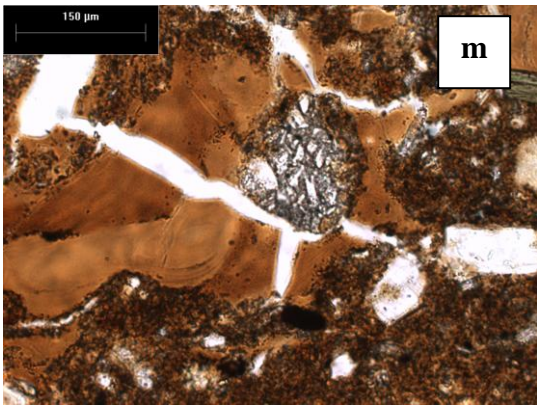
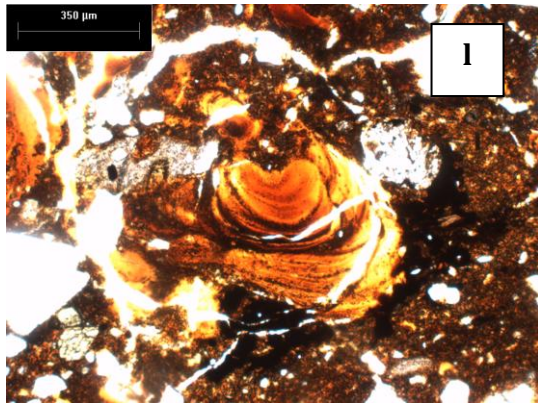
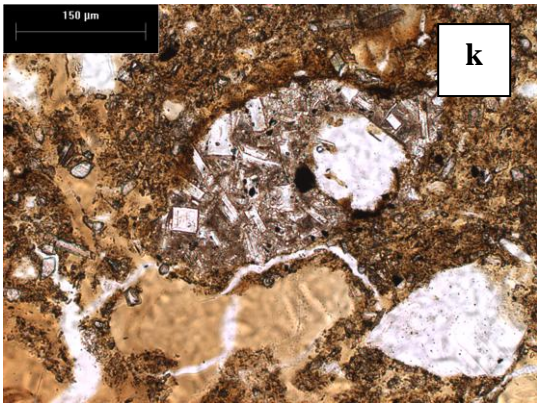
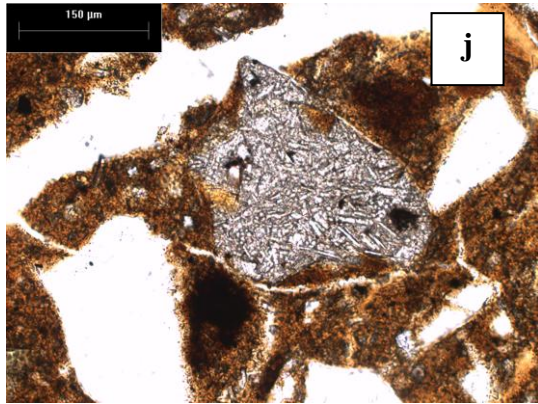
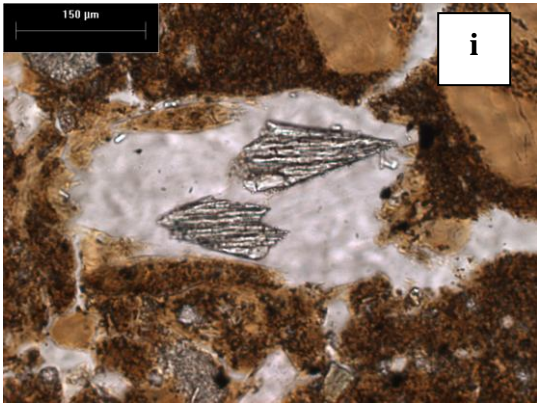
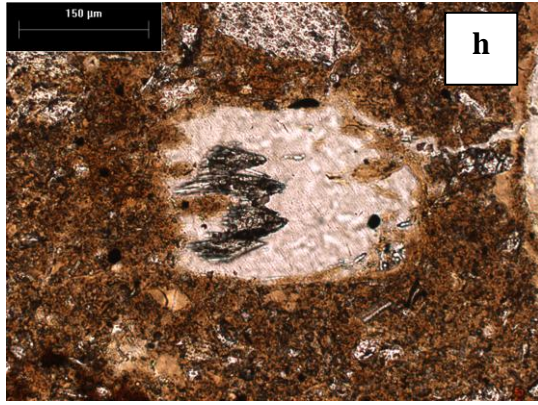
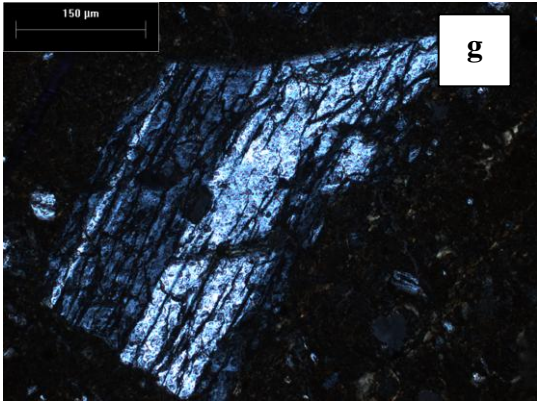
Horizonte	Porcentaje de Fe
ABt	1.3%
Bt	1.4%
BtC	1.88%
2Bt1	1.69%
2Bt2	1.73%
3A	1.69%
3Bt	1.66%
3BC	1.57%

5.1.4 Mineralogía

En los estudios mineralógicos de las secciones delgadas se encontraron plagioclasas de composición media (andesina y oligoclasa; en algunos casos zoneadas, características de series calcialcalinas, figura 15A), anfíboles y piroxenos (figura 15, b y c); angulares en su mayoría y subangulares. Todos los minerales que conforman a la unidad tienen rasgos de intemperismo, cabe señalar que el intemperismo de los piroxenos llega a tal grado que ha hecho perder sus propiedades ópticas originales. Es por eso que los piroxenos se reconocieron por sus características superficies de corrosión en forma de sierra. Los piroxenos intemperizados dejaron huecos que mantienen la forma del cristal inicial, dichos huecos corresponden al 85% a un 10% de material removido, en horizontes con mayor y menor intemperismo respectivamente. De esta forma, se pueden observar similitudes del grado de intemperismo entre los datos de contenido de arcilla, óxidos libres y la abundancia, como del material removido de los piroxenos. Además, las plagioclasas se encuentran altamente intemperizadas exclusivamente en el horizonte 3A, en donde se encuentran completamente fracturadas y con rellenos, en las fracturas, de materiales arcillosos, (el intemperismo se muestra en las figuras 15, d,

e, f, j, h, i). Las muestras contienen fragmentos de rocas ígneas redondeadas, de las cuales la mayoría tienen una textura traquítica con superficies rodeadas por óxidos y en algunos casos se observan minerales que conformaban dichas rocas intemperizados y removidos (figura 15, j y k). En las muestras además se pueden apreciar cutanes, limpios y sucios, de arcilla que rellenan los poros (figura 15, l y m). La matriz tiene una coloración rojiza y en el caso de 2Bt₁ se pueden apreciar diferentes coloraciones en la matriz por diferencias en la cantidad de Fe, además en todas las muestras se observan nódulos de Fe/Mn, incluso en los horizontes BtC y 3BC, aunque en menor cantidad. El tamaño de grano disminuye visiblemente en los horizontes 3A y 3Bt.





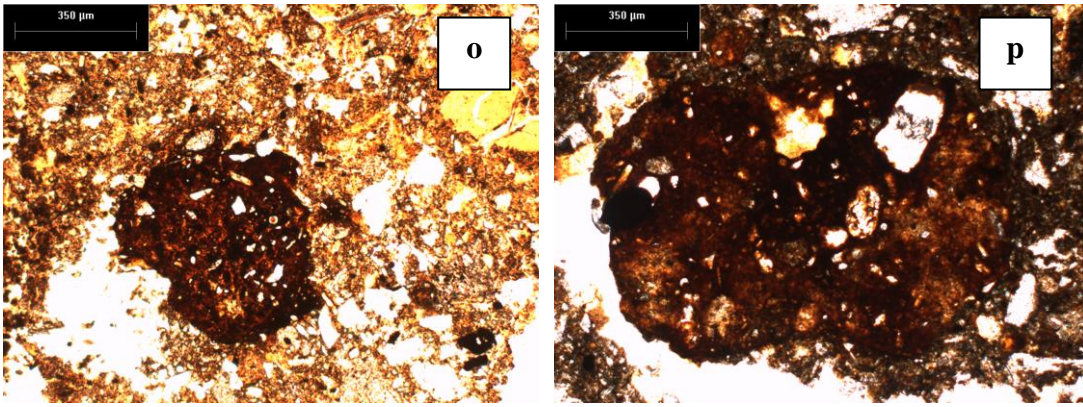
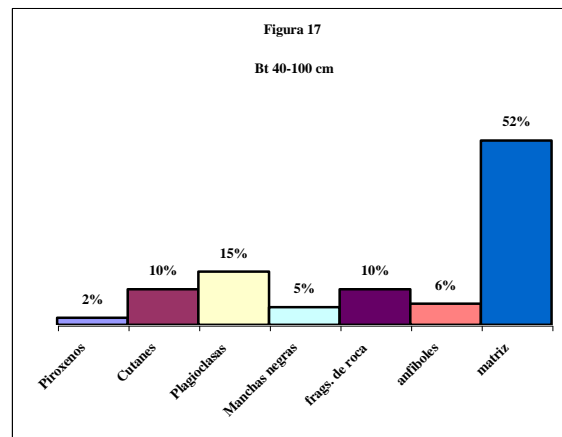
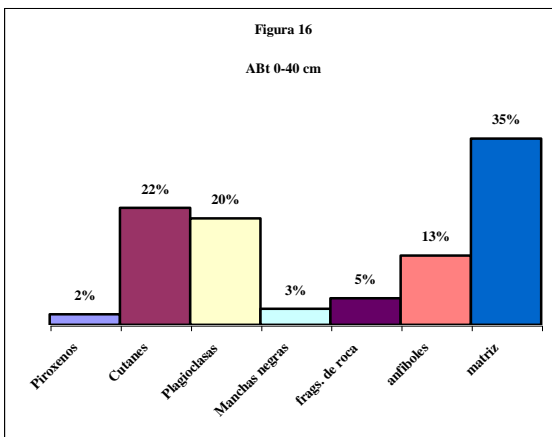
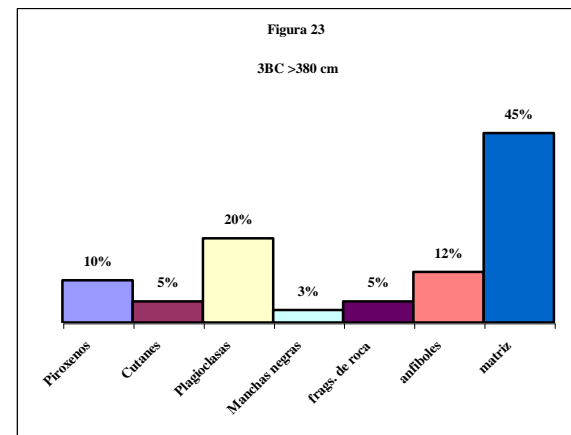
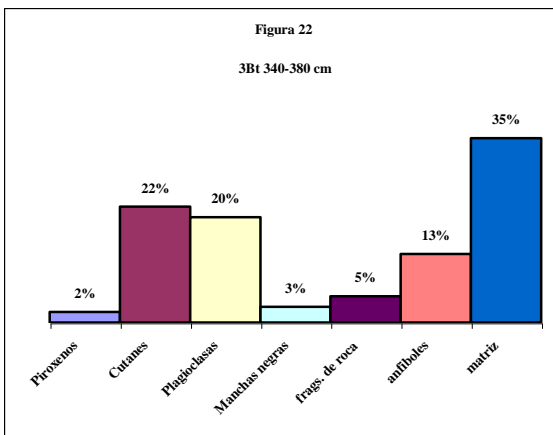
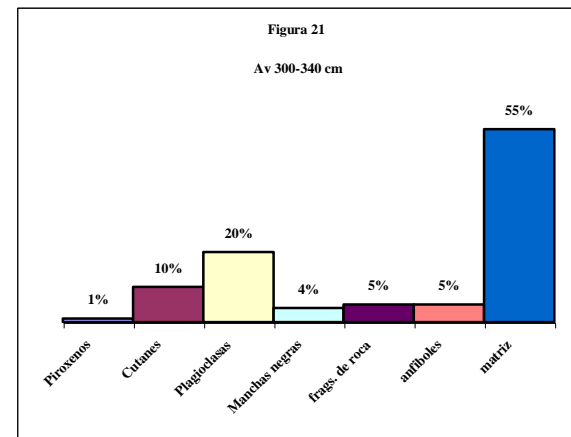
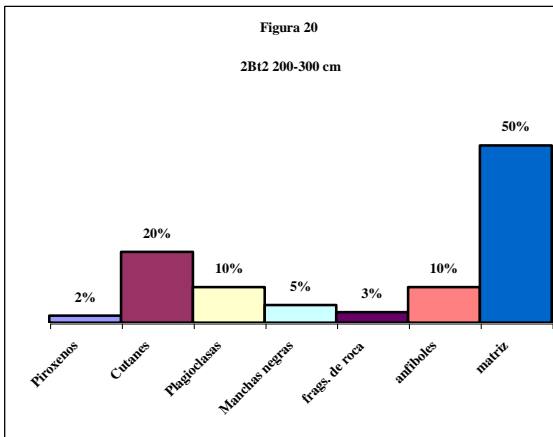
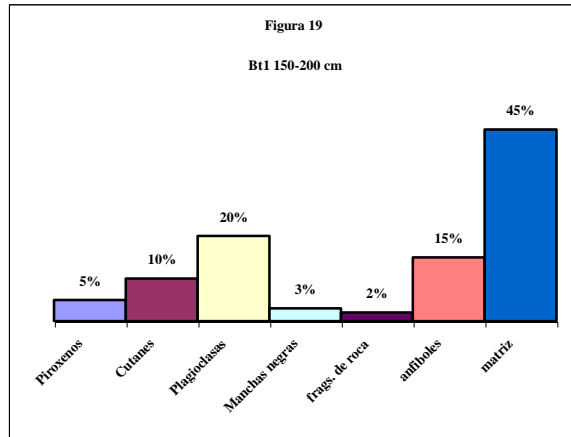
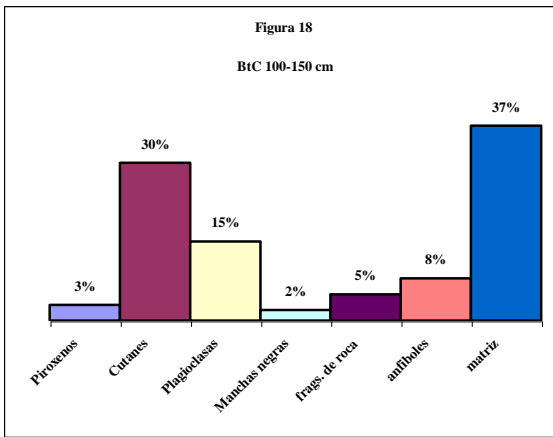


Figura 15. a (3Bt), b (3BC) y c (Bt) muestran la forma de los minerales encontrados; d (ABt), e (2Bt₁), f (3A), g (3A), h (3A), y la i (3Bt), intemperismo de los horizontes con menor cantidad de arcilla y los horizontes con mayor cantidad de arcilla; j (2Bt₂) y k (3Bt), fragmentos de roca encontrados en la sección; l (2Bt₂) y m (3Bt), muestran algunos cutanes de la sección; n (2Bt₁) muestra las variaciones de color de la matriz de este horizonte, en todos los demás se observa la matriz de color rojizo; o (BtC) y p (3BC), nódulos de Fe/Mn que se encuentran en la sección.

Las figuras 16-23 muestran el porcentaje relativo de los minerales, así como cutanes de arcilla, nódulos de Fe/Mn y matriz de las muestras. Donde se observa una menor cantidad de piroxenos es en el horizonte 3A que es uno de los horizontes con mayor cantidad de arcilla; y una mayor cantidad de piroxenos en los horizontes 2Bt₁ y 3BC que corresponden a los horizontes con menor cantidad de arcilla:





5.2 Caúcaso, Rusia

La descripción de los paleosuelos fue realizada con respecto a la terminología de horizontes de diagnóstico de la FAO/UNESCO (WRB, 2006).

Las figuras 24 y 25 muestran un panorama general de los perfiles que se estudiaron en la zona y que se describen a continuación. En la base de toda la sección se encuentra Pk1, representando al Plioceno según datos paleontológicos, y en la parte superior Pk5, paleosuelo del Pleistoceno Tardío de acuerdo a registros paleomagnéticos.



Figura 24. Panorámica de Pk1 y Pk2 a orillas del río Kuban.



Figura 25. Panorámica de la parte superior del perfil donde se muestran Pk3, Pk4 y Pk5.

PEDOCOMPLEJO 1 (PK1)

Este pedocomplejo está constituido por tres paleosuelos formados en la transición del Plioceno-Pleistoceno, de acuerdo a datos paleontológicos: el primero, en la parte superior, corresponde a un gleysol, el segundo a un suelo argílico con propiedades reductomórficas, clasificado como luvisol, al igual que el tercero, a diferencia de la presencia de una gran cantidad de carbonatos (fig. 26 y 27).

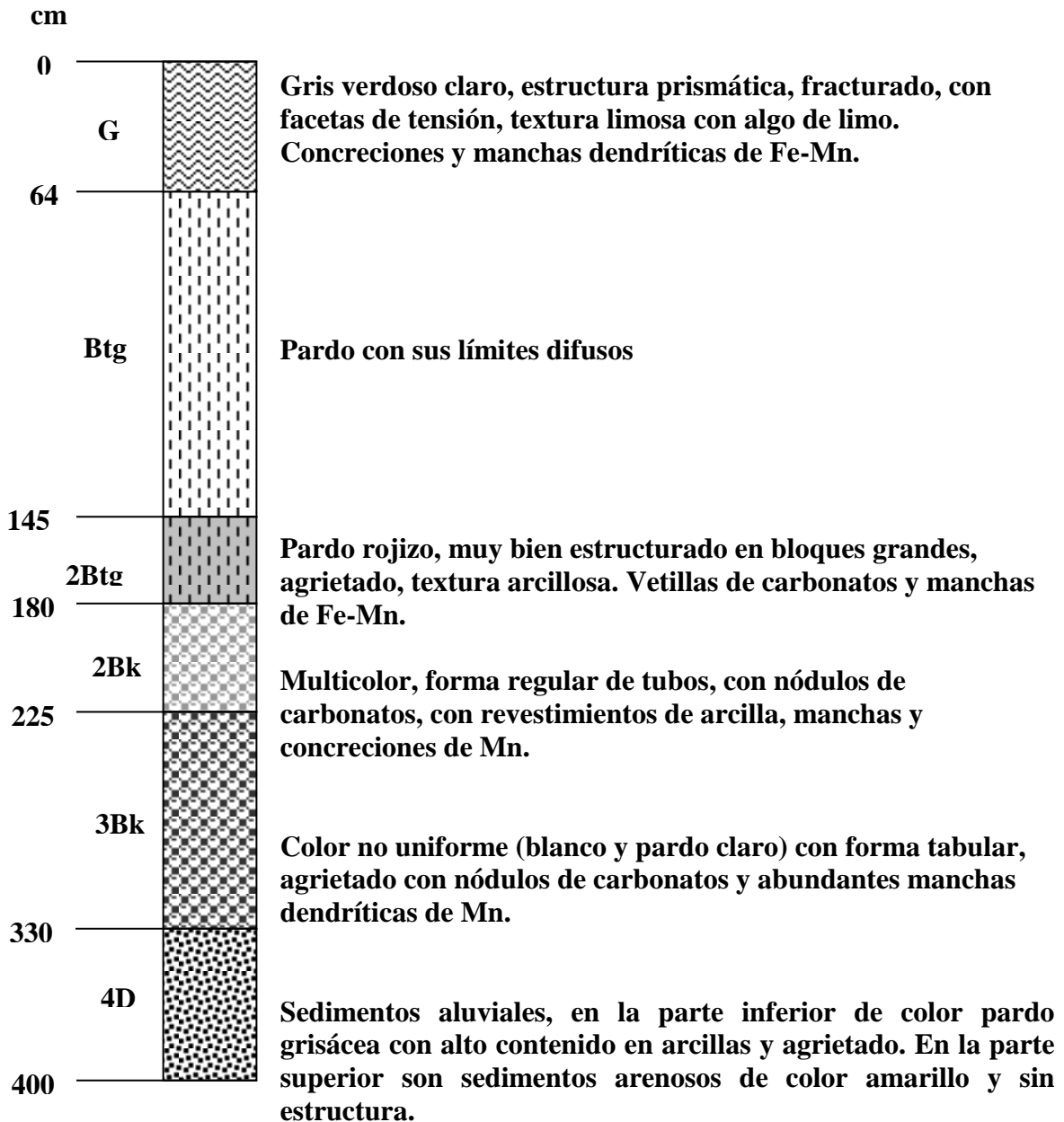


Figura 26. Parte superior de Pk1. Se observan G, Btg y 2Btg.



Fig. 26

Figura 27. Parte inferior de Pk1. Se observan los carbonatos en el lado superior de la foto (2Bk) y en el inferior los sedimentos aluviales.



Fig. 27

PEDOCOMPLEJO 2 (PK2)

El segundo pedocomplejo se encuentra conformado por 3 paleosuelos, el tercero en la base, presenta carbonatos, krotovinas y canales provocados por animales, que incluso fueron rellenados por carbonatos (figura 28). Mientras que el primer paleosuelo presenta fuertes rasgos vérticos (figura 29). Además la secuencia comparte la presencia de cutanes de arcilla como la presencia de Fe-Mn.

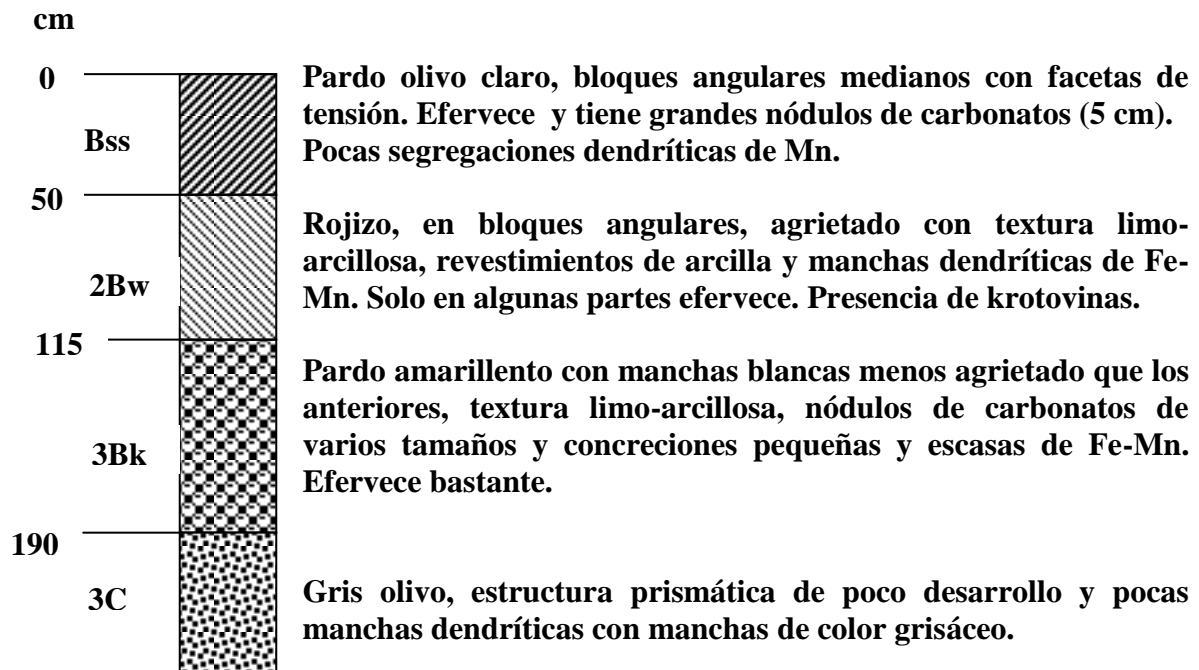


Fig. 28

Figura 28. Pedocomplejo 2 (Pk2). Se diferencian los límites de los paleosuelos muy bien por su color.

Fig. 29

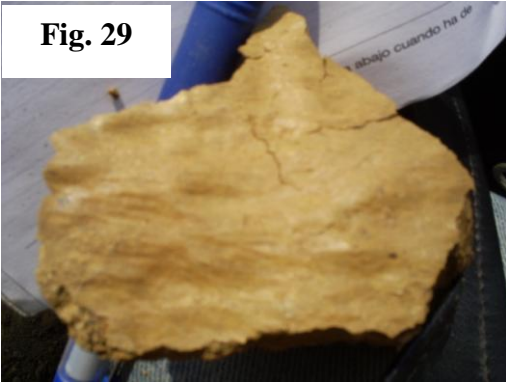
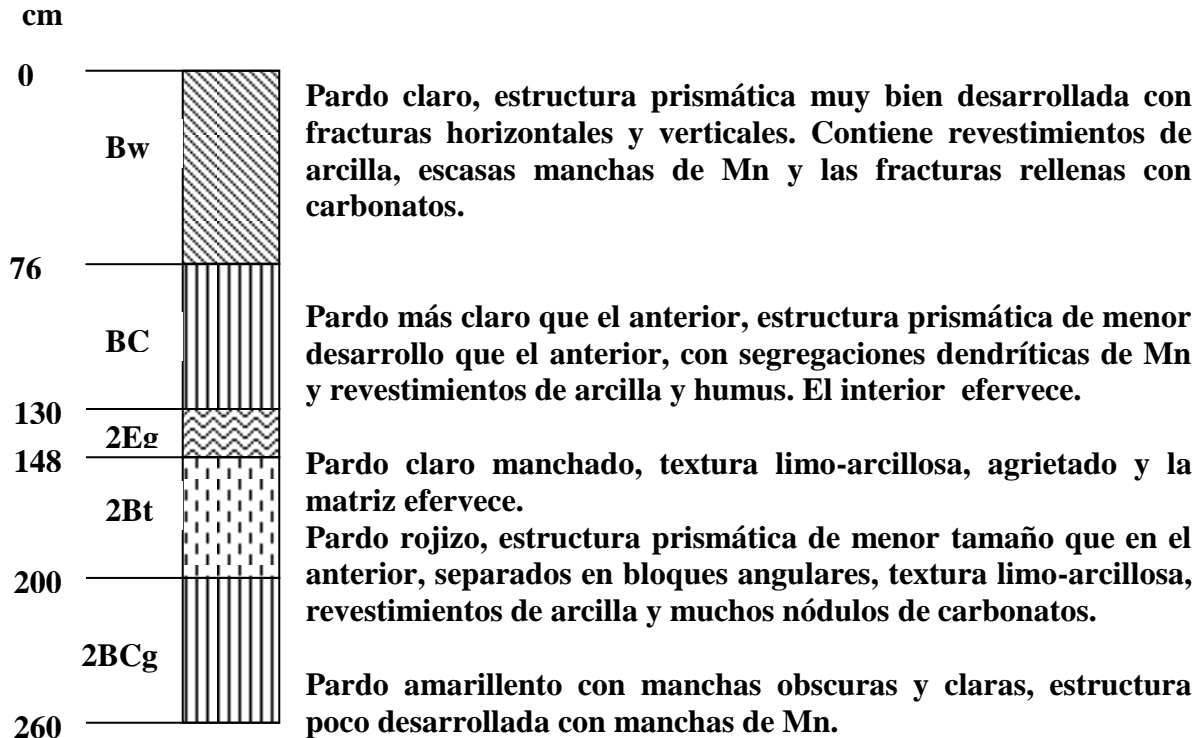


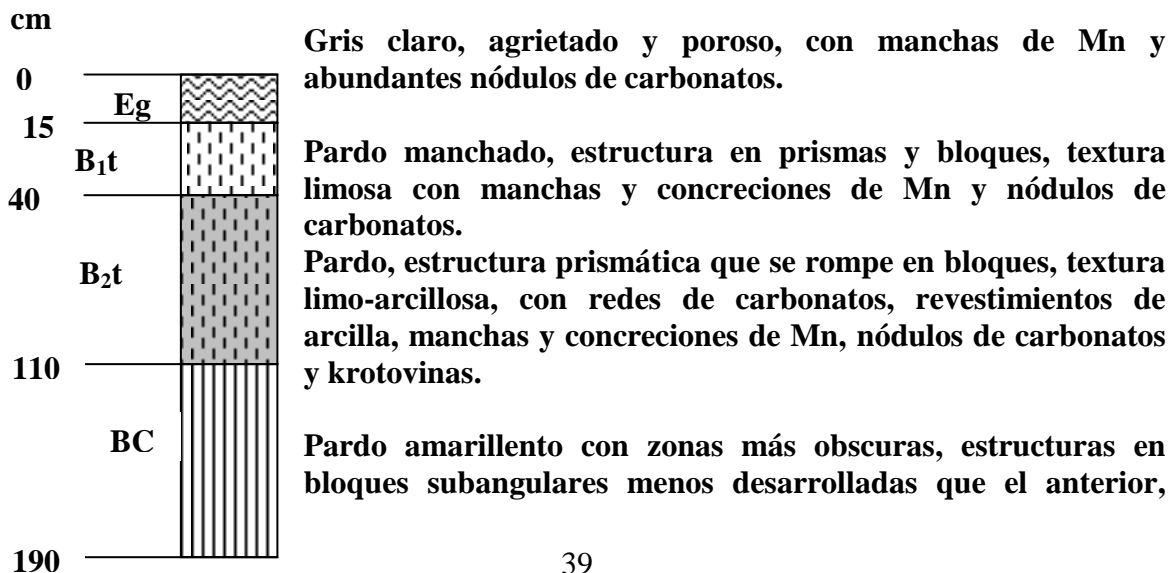
Figura 29. Facetas de tensión, ocasionadas por arcillas expansivas, al expanderse con el agua y contraerse cuando se deshidratan.

PEDOCOMPLEJO 3 R1 (PK3-R1)

Este pedocomplejo se encuentra formado por dos secciones que distan aproximadamente 11 metros y registran una expresión morfológica que muestra su paleorelieve (figura 30). Ambas secciones concuerdan con la presencia de cutanes de arcilla, manchas de Mn, así como de carbonatos que rellenan fracturas y forman nódulos.



PEDOCOMPLEJO 3 R2 (PK3-R2)



textura limo-arcillosa, revestimientos de arcilla, nódulos de carbonatos y algunas manchas de Mn.

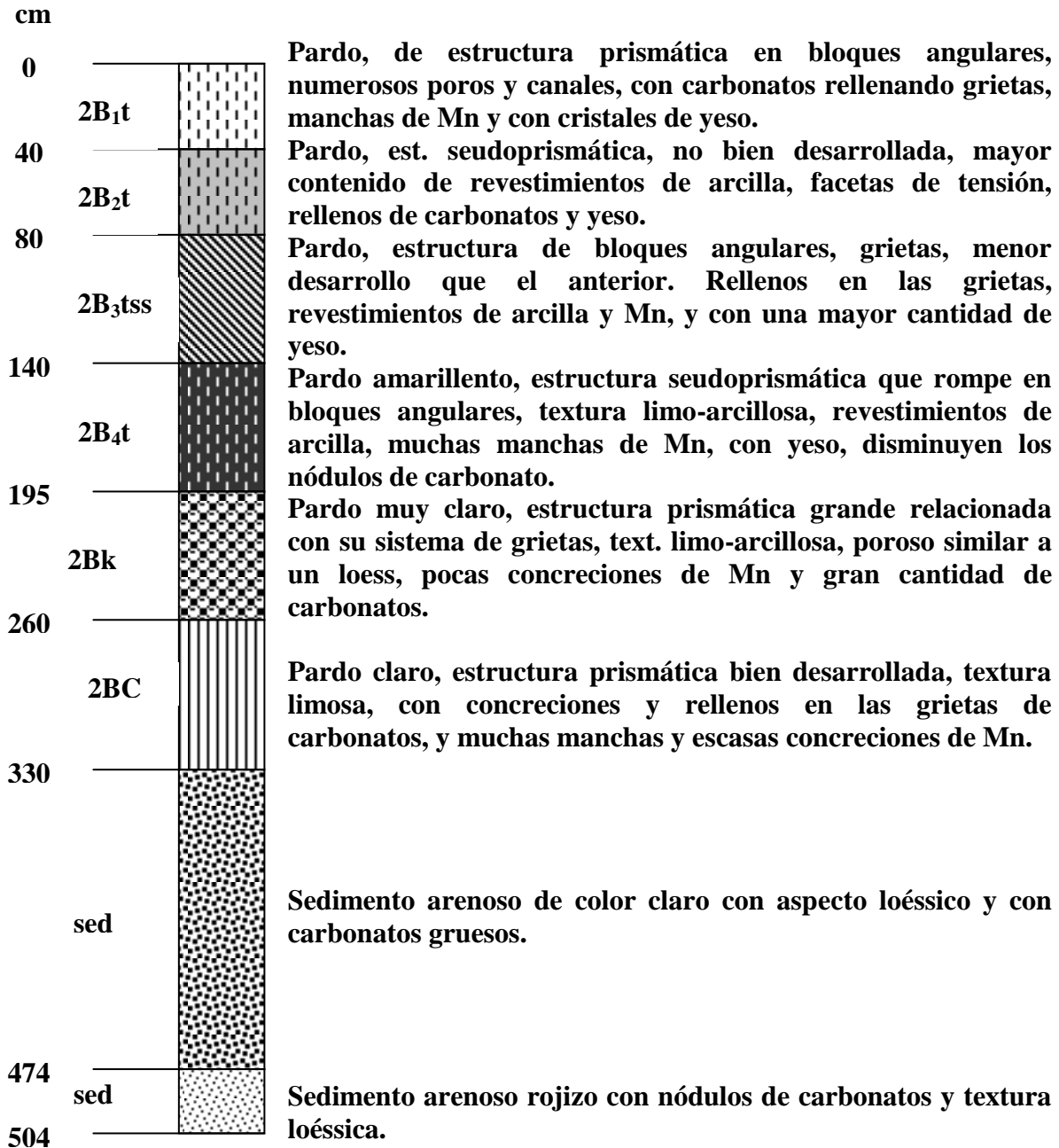


Figura 30. El paleorelieve dePk3 se resalta por la línea negra.

A diferencia de los pedocomplejos anteriores, los siguientes pedocomplejos disminuyen el grado de su desarrollo.

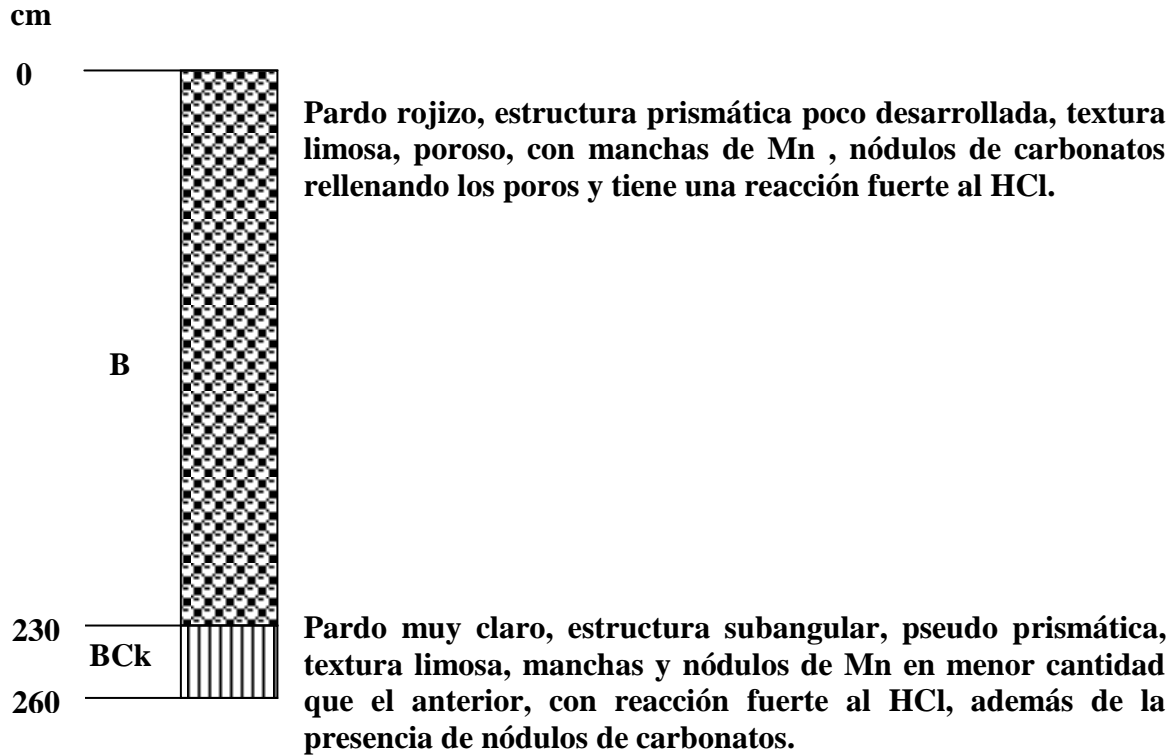
PEDOCOMPLEJO 4 (PK4)

El pedocomplejo Pk4 está formado por un solo paleosuelo con acumulación de arcilla y facetas de tensión. Además presenta características reductomórficas como en las secciones anteriores e incluye una gran cantidad de cristales de yeso.



PEDOCOMPLEJO 5 (PK5)

El quinto pedocomplejo está formado por un paleosuelo con un horizonte B muy profundo con presencia de Fe-Mn, matriz con una fuerte reacción al HCl, estructura poco desarrollada y con la presencia de nódulos de carbonatos. En la parte superior de este perfil, a través de registros paleomagnéticos, se encuentra el índice Bruhnes-Matuyama que indica una edad inferior a los 700, 000 años.



De las secciones estudiadas en el Caúcaso, la sección Pk5 resulta ser correlacionable en tiempo con la Unidad Roja en México. En esta región, además se observan paleosuelos desde la transición del Plioceno-Pleistoceno, por lo que se puede observar la tendencia paleoclimática previa a la TCPM. Por otro lado, en México sólo existen registros paleopedológicos confirmados a partir de los 900, 000 años.

6. DISCUSIÓN

6.1 Características morfológicas, químicas, físicas y mineralógicas de la UR

La diferencia principal que se observa en las dos secciones estudiadas es la presencia de un horizonte A en la sección Sysheva, mientras que en Tlaxco está erosionado. Por lo que se piensa que las diferencias entre ambas secciones son debidas a variaciones laterales por la topografía del lugar. La sección Sysheva se encuentra a menor altitud que la sección Tlaxco, esto propició un menor drenaje que favoreció al mayor crecimiento de plantas y otros organismos que contribuyeron con materia orgánica al suelo. Por otro lado, la sección Tlaxco tenía un mayor drenaje que dejó como consecuencia la presencia de cutanes de arcilla.

La oxidación del hierro es un proceso de intemperización desintegrante en los minerales que contienen el ion ferroso como parte de su estructura, como es el caso de los minerales primarios encontrados en los horizontes de los paleosuelos de la Unidad Roja. El ion ferroso se oxida y se transforma a férrico, lo cual promueve la interacción con el hidroxilo (OH) y el oxígeno, para formar óxidos pedogénicos, como la hematita en este caso. Dichos óxidos se obtuvieron con extracciones de ditionito y citrato de sodio, en Tlaxco, que en comparación con las concentraciones de hierro extractable de la UR en la barranca Tlalpan (Solleiro-Rebolledo y Sedov, 2005), las concentraciones son mayores. Mientras que en la sección Tlaxco obtuvimos porcentajes de 1.28-1.86%, en la barranca Tlalpan se tienen reportados valores de 0.9-1.2%. A estos valores se les atribuyen características de un grado de intemperismo medio, en comparación con otros Luvisoles encontrados en la parte Central de México con valores de hierro extractable mayores al 4% que reflejan un grado de alteración más alto (Solleiro-Rebolledo et al. 2003).

El material parental de los paleosuelos que conforman la UR, fue generado en condiciones diferentes de temperatura y presión que en superficie. Estas diferencias favorecen al intemperismo, a través de la degradación de los minerales primarios y a la formación de nuevos minerales pedogénicos, que genera y acumula compuestos de tamaño arcilla. El intervalo de contenido de arcilla de toda la sección oscila entre 28-77%. De igual forma, en los datos de los trabajos anteriores de la barranca Tlalpan, se obtuvieron altos contenidos de arcilla en la Unidad Roja, que no llegan a exceder el

57%. Los tres paleosuelos de la sección Tlaxco poseen un gran contenido de arcilla, sin embargo el tercer paleosuelo, que es el más antiguo, muestra un claro incremento en los horizontes 3A y 3Bt a comparación de los demás paleosuelos.

Los piroxenos son los minerales que presentan un mayor intemperismo, casi desapareciendo completamente de los horizontes con mayor contenido de arcilla y de óxidos de hierro, como lo son los horizontes 3A y 3Bt. Los anfíboles, aunque presentes en todos los horizontes, muestran caras en donde el mineral ya ha sido removido por procesos de intemperismo. Las plagioclasas muestran un menor intemperismo, con algunas fracturas rellenas de material arcilloso, a excepción de los horizontes más intemperizados del paleosuelo de la base de la sección (3A/3Bt/3BC). Estas observaciones muestran una relación con los datos obtenidos de óxidos de hierro y de contenido de arcilla, en donde se observa que en la base de la sección los minerales han sufrido un mayor intemperismo que los que están en la parte superior.

El material parental de la UR se encuentra conformado por cenizas de composición andesítica. La composición en toda la unidad no cambia, caracterizándose por tener fragmentos parecidos de roca retrabajados en pequeñas cantidades y minerales angulosos (piroxenos, anfíboles, andesina y oligoclasa) que indican que no sufrieron transporte, por lo que los paleosuelos fueron formados en el mismo lugar en que se depositó su material parental.

6.2 Análisis paleoclimático de Tlaxcala y el Caúcaso

Las unidades de paleosuelos en Rusia muestran registros continuos sobre el ambiente, desde el Plioceno al Pleistoceno Tardío, ya que los sedimentos que separan las unidades de paleosuelos se encuentran formados por sedimentos loésicos, los cuales han sido utilizados para interpretaciones climáticas e incluso se podría conocer la dirección del viento. Mientras tanto, el material parental de los suelos de Tlaxcala sólo ofrece información de la actividad tectónica y el vulcanismo del lugar. Sin embargo, tanto los paleosuelos de Tlaxcala, en México, como los del Caúcaso, en Rusia, muestran considerables cambios en el clima con respecto a la unidad de suelo actual.

De acuerdo a la WRB (2006), los Luvisoles, como los que conforman la Unidad Roja, se forman en climas subtropicales actualmente, por lo que corresponden a lugares con altas precipitaciones y temperaturas. Estas características climáticas se reflejan en el

alto contenido de arcilla formada e iluviada, en sus rasgos reductomórficos (manchas y nódulos de Fe-Mn), así como el color rojizo de la matriz causado por la oxidación de los minerales primarios con alto contenido en hierro. Estas características disminuyen de la base a los paleosuelos más jóvenes de la sección Tlaxco, y se pueden observar por el porcentaje de arcilla y el contenido de óxidos libres. Por otro lado, la cubierta edáfica actual se encuentra conformada por un Phaeozem que con respecto al clima de formación designado por la WRB (2006), corresponde a un suelo que está en proceso de sequía con precipitaciones menores a la evapotranspiración, lo que favorece la precipitación de los carbonatos neoformados encontrados en la unidad subyacente, menor contenido de arcilla y de óxidos libres, además de diferenciarse por un color gris oscuro y minerales frescos con poco intemperismo, (Solleiro-Rebolledo y Sedov, 2005).

Mientras tanto, en la región del Caúcaso se tiene la siguiente configuración: la base se encuentra formada por un Gleysol, los cuales se forman en la actualidad en zonas bajas saturadas con agua en climas húmedos. Los Luvisoles conforman la mayor parte de la sección, poseen un color rojizo, propiedades reductomórficas y gran cantidad de arcilla tanto en su matriz como iluviada, características propias de climas húmedos, como anteriormente se comentó. Los Cambisoles se pueden encontrar en prácticamente todos los climas (WRB, 2006). Pk3, por ejemplo, es un Cambisol que se caracteriza por diferencias laterales a distancias cortas debidas a la topografía. Por otro lado, el Cambisol que conforma a Pk5 posee características de un clima estacional relacionado con un proceso de pedogénesis sinsedimentario. Todos estos pedocomplejos se encuentran afectados por carbonatos que se presentan en la parte media de los perfiles generalmente. Sin embargo, los carbonatos presentan evidencias de haber sido formados posterior a la pedogénesis de los pedocomplejos, lo que nos podría indicar que los pedocomplejos presentaron ciclos de sequía que no favoreció a la formación de suelos. En cuanto a la cubierta edáfica actual del área, está conformada por un Chernozem, que son suelos muy oscuros, caracterizados por formarse en regiones planas continentales con climas semisecos que tienen inviernos fríos y veranos calurosos y secos.

Como podemos observar, los paleosuelos de ambas localidades registran climas más húmedos a comparación de la actualidad que es más seca.

6.3 Unidad Roja: registro paleoclimático global de la TCPM

La Unidad Roja de Tlaxcala es correlacionable con el perfil Pk5 de Rusia, sin embargo a diferencia de la última, la Unidad Roja posee un alto grado de desarrollo. Si bien, el suelo nos indica condiciones de estabilidad en el medio, podemos inferir que la tectónica del lugar no llegó a afectar su pedogénesis, por lo que la Falla de Tlaxcala muy posiblemente se generó antes de la secuencia de paleosuelos, tomando en cuenta que existe un hiatus entre un flujo de lava en la Barranca Blanca, fechada en 2.6 Ma y la Unidad Roja que la sobreyace con una edad de 900, 000 años y de no presentar ningún rasgo de movimiento. Por lo tanto, la Unidad Roja refleja de manera confiable el ambiente en el cual se formó y puede constituir un registro paleoclimático del Pleistoceno Medio.

Cambios adicionales en la TCPM ocurren en los 900, 000 años, que corresponden a la edad inferior de la UR, indican que éste es un tiempo importante para la TCPM, ya que los inviernos disminuyen y mantienen una diferencia de temperatura de la superficie oceánica (SST) del invierno y el verano de hasta 10 °C (Zheng et al. 2005), lo cual subsecuentemente estabiliza las temperaturas del Atlántico Norte y de los océanos tropicales, incrementando la variabilidad de los océanos del Sur asociados con interglaciares más cálidos (Clark et al. 2006), (figura 31).

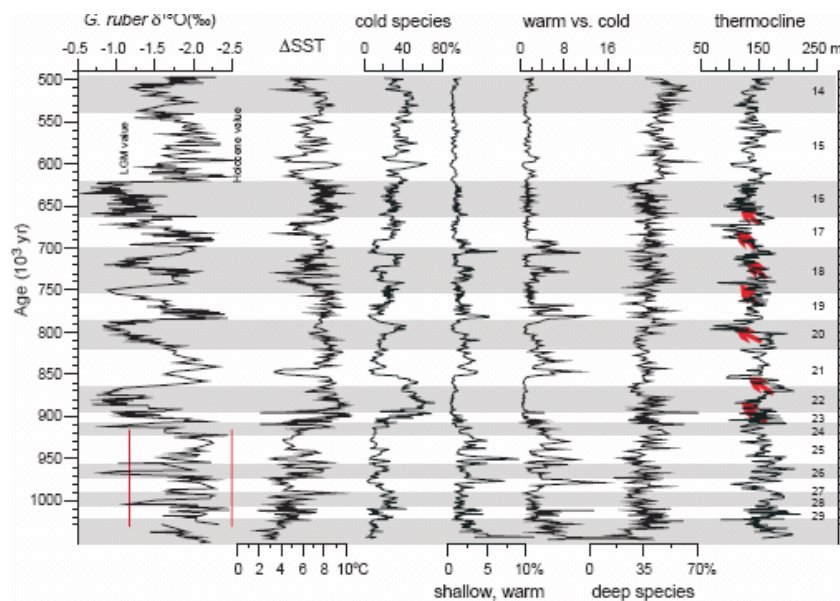


Figura 31. Muestra las diferencias de O^{18} , de las temperaturas de la superficie oceánica en el tiempo y un comparativo de las tendencias cálidas contra las frías, en el tiempo. (Zheng et al. 2005).

Como se puede observar las variaciones durante la TCPM están caracterizadas por ambientes más cálidos, los cuales demuestran que este ambiente cálido en este tiempo tuvo una influencia en la Unidad Roja, acompañada de una alta precipitación.

Sin embargo se observa, a través de registros de sedimentos oceánicos, que para este tiempo las oscilaciones de periodos cálidos y fríos disminuyen, las fases glaciales son más cortas, las interglaciales más largas y las bajas de temperatura son menos profundas, a diferencia de los periodos posteriores. Esta estabilidad en el clima pudo haber traído como consecuencia un proceso de pedogénesis continuo que propició un mayor avance del intemperismo independiente de las condiciones ambientales. Esto significa que la Unidad Roja podría estar indicando la duración de su pedogénesis y en menor medida las condiciones paleoclimáticas en las cuales se formó, por lo que se debe considerar.

7. CONCLUSIONES

Teóricamente, se pueden mantener constantes algunos factores del suelo, como son el clima, la topografía, flora, etc., dejando al tiempo como la única variable de desarrollo de los suelos. Si es este el caso, entonces la información paleoclimática de la Unidad Roja se vería restringida, indicando más bien la duración de la pedogénesis debida a la uniformidad del clima durante la parte media de la TCPM. En consecuencia, se requiere de un análisis más detallado sobre la edad de la UR.

De otro modo, la Unidad Roja podría ser un buen indicador paleoclimático global del Pleistoceno Medio por su alto grado de desarrollo. Además de ser un indicador climático importante para nosotros debido a que refleja la situación climática de los lugares cercanos al Trópico de Cáncer, el cual se encuentra en la ubicación geográfica en que vivimos.

El clima que describe la Unidad Roja, es un clima con grandes precipitaciones y temperaturas cálidas que propiciaron condiciones para la intemperización de varios de sus materiales, con un grado de intemperización medio y que aún cuenta con materiales que pudieron haber sido intemperizados. Las condiciones en las que pudo haberse formado podrían estar oscilando entre los 16°C – 24°C con precipitaciones de 1000-4000 mm, que son condiciones mayores a las actuales en el lugar, y las cuales se presentan en algunos lugares del centro de México hoy en día (INEGI, 1983; 1984). Por lo que se observa que en la TCPM aún quedaban vestigios del clima antecesor. Reforzando la idea de la Unidad Roja como un registro paleoclimático a nivel mundial, las características de los perfiles estudiados en Rusia presentan de igual forma condiciones de mayor humedad con periodos de sequía que propiciaron la formación de carbonatos, en el caso de que los carbonatos hayan sido de origen pedogénico.

Por lo tanto, además de la necesidad de conocer la edad del límite de edad de la Unidad Roja, es necesario encontrar más paleosuelos de la misma edad a las mismas latitudes para poder hacer interpretaciones con mayor fidelidad.

REFERENCIAS

Blume, H.P.; Schwertmann, U., 1966. Bodenkundliches Praktikum. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.

Blume, H.P.; Schwertmann, U., 1969: genetic evolution of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides. Soil Sci. Soc. Amer. Pro., 33 : 438-444

Bradley, R.S.; Eddy, J.A., 1991. Records of past global changes. In: Global Changes of the Past. Boulder: University Corporation for Atmospheric Research, 5-9.

Bradley R. S, 1999. Paleoclimatology, reconstructing climates of the Quaternary. Ed. Arnold, 2da ed. P. 613

Bronger, A.; Winter, R.; Derevjanko, O.; Aldag, S., 1995. Loess-paleosol sequences in Tadjiquistán: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. Catena, 34, 19-34

Buol S. W.; Hole F.D.; McCracken R. J., 2000. Génesis y Clasificación de Suelos. Iowa, EUA. Ed. Trillas. P. 417

Caballero-Miranda, M; Lozano, S.; Ortega, B.; Urrutia J.; Macías J.L., 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. Journal of Paleolimnology 22, 399-411.

Clark, P.U.; Pollard, D., 1988. Origin of the Middle Pleistocene Transition by ice sheet erosion of regolith. Paleoceanography 13, 1-9.

Clark, P. U.; Archer, D.; Pollard, D.; Blum, J. D.; Rial, V. B.; Mix, A. C.; Pisias, N. G.; Roy, M., 2006. The middle Pleistocene Transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂, pp. 3150-3184.

Dodonov A. E.; Tesakov A. S.; Titov V. V.; Trubikhin V. M., 2007. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia. pp. 57-69

Feibel C. S., 1997. Debating the Environmental Factors in Hominid Evolution. GSA TODAY, Vol. 7, No. 3, pp. 2-7.

García, E., 1988. Modificaciones Al Sistema De Clasificación Climática De Köppen. Instituto de Geografía de la UNAM, pp. 217

Gómez- Tuena A.; Orozco-Esquivel T.; Ferrari L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, núm. 3, pp. 227-283.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), Fourth Assessment Report, 2007. Climate Change 2007: Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability, pp. 1-23

INEGI. 1984. Carta Edafológica Orizaba E14-6. Escala 1 : 250, 000

INEGI. 1983. Carta Edafológica Colima E13-3. Escala 1 : 250, 000

Lebedeva, N.A. , 1972. Anthropogene of the Azov Sea Region. Nauka, Moscow, pp 1-106.

Lisiecky, L. E.; Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003.

Mehra, O.P. & M.L. Jackson (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a ditionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate buffer. *Clays and Clay Miner.* Vol. 7, 317-327

Popov, G.I., 1948. Tanais Beds of Ancient Don. Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period 12, 55-68.

Raymo, M.E., 1997. The timing of major climate transitions. Paleoceanography 12, 577-585.

Raymo, M. E.; Oppo, D. W.; Flower, B. P.; Hodell, D. A.; McManus, J. F.; Venz, K. A.; Kleiven, K. F.; Mc Fintyre, K., 2004. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene. Paleoceanography 19, PA2008.

Rial, J. A., 2004. Abrupt climate change: chaos and order at orbital and millennial scales. Global and Planetary Change 41, 95-109.

Rodzyanko, G.N., 1967. Pliocene of Lower Don and Lower Volga. In: Materials of Geological Studies in the Area of Lower Don and Lower Volga Rivers. Rostov State University, pp 272-283.

Sedov, S.; Solleiro-Rebolledo, E., 2001. Guía de campo de la excursión a Tlaxcala durante el VI Simposio Internacional de Paleosuelos. Inédito.

Solleiro-Rebolledo, E.; Sedov S.; Gama-Castro, J.; Flores, D.; Escamilla-Sarabia, G., 2003. Paleosol-sedimentary sequences of the Glacis de Buenavista, Central Mexico: interaction of Late Quaternary pedogenesis and volcanic sedimentation. Quaternary Internacional, 106-107: 185-201.

Solleiro-Rebolledo, E.; Sedov S., 2005. Perfiles de paleosuelos de las localidades de Tlalpan y Mamut, Tlaxcala. Guía de la excursión del Simposio “Cambios ambientales recientes y pasados en el estado de Tlaxcala”, noviembre de 2005, pp. 39-59.

Stanley S., 2004. Earth System History. Ed. W. H. Freeman, 2da. Edición, pp. 608.

Tarback E. & Lutgens F. 2003. Ciencias de la Tierra, una introducción a la Geología Física. Ed. Prentice Hall, 6° ed. P. 540

Targulian, V. O.; Goryachkin, S.V., 2004. Soil memory: types of record, carriers, hierarchy and diversity. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, núm. 1., pp. 1-8.

Tziperman, E.; Gildor, H., 2003. On the mid-Pleistocene transition to 100 kyr glacial cycles and the asymmetry between glaciation and deglaciation times. Paleoceanography 18.

Vázquez-Selem, L. & K. Heine. 2004. "Late Quaternary glaciation in Mexico". En: Ehlers, J. y P. L. Gibbard. (Eds.). Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III: South America Asia, Africa, Australia, Antarctica. Elsevier, Ámsterdam. pp. 233-242.

Vilaclara-Fatjó G.; Silva-Romo G., 2005. Las cuencas lacustres cenozoicas de Tlaxcala. Guía de la excursión del Simposio "Cambios ambientales recientes y pasados en el estado de Tlaxcala", noviembre de 2005, pp. 21-38.

Wang Y.; Yang, Chen J.; Zhang K.; Rao W., 2007. The Sr and Nd variations of the Chinese Loess Plateau during the past 7 Ma: implications for the East Asian winter monsoon and source areas of loess. Paleoclimatology, pp. 351-361

Williams M.; Dunkerley D.; Deckker P.; Kershaw P.; Chappell J., 1998. Quaternary Enviroments. Ed. Harcourt, 2da ed. P. 284

WRB, 2006. World Reference Base for soil resources. World Soil Resources Reports 84. Food and Agricultural Organization of the United Nations. Tome, 88 pp.

Wunsch, C., 2004. Quantitative estimate of the Milankovitch-forced contribution to observed Quaternary climate change. Quaternary Science Reviews 23, 1001-1012.

Zheng F., Li Q., Li B. ; Chen M., Tu X. ; Tian J., Jian Z., 2005. A millennial scales planktonic foraminifer record of the mid-Pleistocene climate transition from the northern South China Sea. *Paleoecology* 223, pp. 349-363.