

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**“INESTABILIDAD AMBIENTAL EN EL VALLE DE  
TEOTIHUACAN EN LA TRANSICION  
PLEISTOCENO-HOLOCENO Y SU IMPACTO EN LA  
DINAMICA RECIENTE”**

**TESIS**

**Que presenta:**

**Yazael Eduardo León Ramírez.**

**Para obtener el título de**

**INGENIERO GEOLOGO**

Director de Tesis

**Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo.**

**México D. F Marzo de 2010**

Contenido:

- Resumen.
- 1. Introducción.
  - 1.1 Justificación.
  - 1.2 Objetivos.
- 2. Marco Teórico.
  - 2.1 Los Sistemas Aluviales como registros paleoambientales.
  - 2.2 Transporte del Sedimento.
    - 2.2.1 Canales de carga de fondo (*Bedload Channels*).
    - 2.2.2 Sistema fluvial de carga mixta (*Mixed-load systems*).
    - 2.2.3 Sistema fluvial de carga suspendida (*Suspended-load fluvial systems*).
  - 2.3 Relación entre régimen hidrodinámico-erosión-transporte y sedimentación.
  - 2.4 Tipos de sistemas fluviales.
  - 2.5 Facies.
    - 2.5.1 Facies proximal.
    - 2.5.2 Facies intermedia.
    - 2.5.3 Facies distal.
  - 2.6 Tendencias en los canales fluviales.
- 3. Área de estudio.
  - 3.1 Localización.
  - 3.2 Geología.
  - 3.3 Estratigrafía de la región.
    - 3.3.1 Basamento local.
    - 3.3.2 Rocas Volcánicas del Cenozoico.
    - 3.3.3 Vulcanismo de cuaternario.
    - 3.3.4 Pleistoceno-Holoceno.

- 3.3.5 Depósitos aluviales y plataformas de escombros.
- 3.4 Geología estructural de la región.
- 3.5 Clima vegetación y suelos de la región.
- 4. Metodología.
  - 4.1 Compilación de la información.
  - 4.2 Trabajo de campo.
  - 4.3 Toma de muestras.
  - 4.4 Análisis de laboratorio.
    - 4.4.1 procedimiento para el análisis granulométrico por pipeta de acuerdo a la metodología de Day (2000).
    - 4.4.2 Fracciones limo y arcilla.
    - 4.4.3 Fracción Arena.
    - 4.4.4 Análisis mineralógicos.
- 5. Resultados.
  - 5.1 Análisis granulométricos de los sedimentos.
  - 5.2 Mineralogía de los sedimentos.
  - 5.3 Análisis de las muestras por paquetes.
    - 5.3.1 Muestras de fondo.
    - 5.3.2 Muestras intermedias.
    - 5.3.3 Muestras de la cima del paleocanal.
    - 5.3.4 Muestras fuera del paleocanal.
- 6. Discusión.
  - 6.1 Procedencia de los sedimentos del paleocanal.
  - 6.2 Inestabilidad ambiental en el valle.
  - 6.3 Modelo de evolución del paisaje y su influencia en los procesos actuales.

- **Resumen.**

### **Inestabilidad ambiental en el valle de Teotihuacán en la transición Pleistoceno-Holoceno y su impacto en la dinámica reciente**

Se estudió una secuencia de paleocanales encontrados en el Valle de Teotihuacán a fin de reconstruir el paisaje dinámico durante el Pleistoceno – Holoceno, en un corte perteneciente a un barranco del Río San Pablo. En él se localiza una secuencia de paleosuelos separados por sedimentos aluviales y coluviales todos ellos de origen vulcanogénico. Los paleocanales cortan a estas unidades. Uno de los paleocanales se muestreo con el fin de determinar el tipo de sedimentos que lo componen. Estos se dividen en cuatro paquetes de acuerdo con sus características: muestras de fondo (E1, E2); muestras intermedias (E3, E4, E5, E6 y E10); muestras de la cima del paleocanal (E7, E8, E9, E11); asimismo, se toman muestras de sedimentos más jóvenes (E12, E13 y E14).

El primer paquete de muestras del fondo se caracteriza por presentar un dominio de arenas medias a finas con una mineralogía que refleja su origen vulcanoclástico (ferromagnesianos, plagioclasas, vidrio volcánico). Un rasgo interesante es la presencia de restos de suelo, incorporados en el sedimento, lo que indica su erosión. Las formas van de subangulosas a angulosas, con una mala clasificación. Ambos elementos son suficientes para pensar que el material parental se localiza cerca de esta zona.

Las muestras intermedias están dominadas por limos mal clasificados con una tendencia leptocúrtica a mesocúrtica, que evidencia una tendencia a una disminución de carga hidráulica. Aquí se observa un aumento de los fragmentos de suelo erosionados además de feldespatos, cuarzo, ferromagnesianos y micas, los cuales muestran poca redondez.

El paquete superior presenta dominio de granos de arena fina a limos finos, con una tendencia bien marcada de asimétricos a muy asimétricos hacia los finos, mal clasificados, de platicúrticos a mesocúrticos. Posee altos porcentajes de anfíboles y piroxenos, disminución del cuarzo, con un leve aumento de micas en la parte inferior del paquete, las formas de los granos de angulosos a subangulosos, señalan una disminución en la carga hidráulica.

Las muestras más jóvenes, fuera del paleocanal, se tomaron con el fin de comparar el cambio en la dinámica de aporte. Estos sedimentos tienen altos porcentajes de limo medios y arcillas con una clara tendencia a ser muy asimétricos hacia los finos, mal clasificados y muy leptocúrticos. Poseen un aumento de piroxenos alcanzando hasta 21,17 %, presencia de fragmentos de suelos erosionados hasta en un 11.3 %, así como presencia de obsidiana trabajada.

El análisis de los paleocanales, su sedimentología y mineralogía permite inferir que existe un marcado cambio en la dinámica ambiental, evidenciado por la presencia de los suelos en la parte baja de la secuencia (que reflejan lapsos de estabilidad) y los paleocanales con sedimentos aluviales (los cuales reflejan la inestabilidad geomórfica). Esta inestabilidad se asocia con el aumento en el vulcanismo en la región que aporta material en las laderas de los cerros y sierras (particularmente en el Cerro Gordo), los cuales, al ser no consolidados, pueden ser movidos hacia las posiciones más bajas.

La configuración de los paleocauces es NNE-SSW, casi perpendicular a la corriente moderna del río San Pablo, estos patrones podrían ser controlados por el sistema de fallas tectónicas que se producen con una tendencia NE-SW y NW-SE. El valle de Toetihuacan ha estado influenciado por procesos de inestabilidad desde el Pleistoceno final y que se han activado en la actualidad por la actividad humana, la cual data de más de 3000 años A.C., por lo que en estudios de riesgos deben tomarse en cuenta los efectos producidos por causas naturales y antrópicas.

## 1. INTRODUCCION

La importancia de los estudios de inestabilidad/estabilidad del paisaje en el pasado son de particular importancia pues permiten entender la dinámica de los procesos y su extensión en el tiempo. Es decir, procesos que actuaron hace miles de años pueden reactivarse o bien proyectarse en las superficies actuales, causando riesgos a las poblaciones. En este estudio se analiza la inestabilidad ambiental en Valle de Teotihuacán, sitio de gran importancia por la larga historia de desarrollo cultural que tiene. En él ha habido presencia humana desde tiempos remotos y ha sido cuna de una de las más grandes civilizaciones Mesoamericanas, la Teotihuacana, la cual alcanzó una población de más de 125.000 habitantes hace 1500 años (McClung et al., 2004). Por lo mismo reviste particular atención el análisis, ya que es ampliamente conocida la gran influencia del hombre en la naturaleza (Arnold et al 1990). Bajo el principio del uniformitarismo en el que se plantea “El presente es la clave del Pasado” (Hutton 1977), se puede plantear un precepto a la inversa: “El pasado como clave del Presente”, ya que los procesos naturales que actuaron en el pasado resultan ser los mismo que actúan en el presente, sobretodo en el Cuaternario, época en la que los mecanismos de evolución de la Tierra son similares.

Uno de los registros que se ha utilizado en México para conocer los cambios en el paisaje y la variación climática es el estudio de los suelos y paleosuelos en diferentes secuencias sedimentarias, particularmente en registros volcánicos como los estudios realizados por Sedov et al. (2001) y Solleiro et al. (2003, 2006), que demuestran que en los suelos se imprime o queda registrada la información sobre el ambiente. Si a la información de los paleosuelos se le apoya con técnicas sedimentológicas, e incluso estadísticas, es posible complementar el registro. De esta manera, con la información integrada es posible obtener suficientes elementos que ayudan a reconocer los cambios en el ambiente, paisaje o incluso la dinámica de la región. Particularmente las secuencias fluviales tienen mucha importancia pues la dinámica aluvial está íntimamente relacionada con las variaciones en el clima a diferentes escalas temporales (Vanderberghe 1995; Gregory et al., 2006). Los sedimentos contenidos en los cauces de los ríos representan un documento importante que habla de la cantidad de agua en el sistema, la distancia de la fuente de aporte, mecanismos de desplazamiento, etc.

En el Valle de Teotihuacán, particularmente en un barranco del río San Pablo, se encuentra una secuencia de suelos cortados por paleocanales, la cual fue estudiada a fin de reconstruir el paisaje dinámico durante el Pleistoceno – Holoceno. Con la ayuda de algunas herramientas geológicas como son la sedimentología es posible proponer varias rutas de cómo se ha comportado la dinámica del lugar.

Además de los efectos humanos y las variaciones climáticas, el Valle de Teotihuacán siempre ha estado afectado por tectonismo y vulcanismo. Todas estas cuestiones se deben analizar, para obtener un modelo evolutivo que contenga los elementos suficientes para la evaluación de los peligros y, en consecuencia, de los riesgos a los que puede estar expuesta la población de la zona.

### **1.1. Justificación.**

Se debe de hacer un estudio con la finalidad de evaluar la inestabilidad en diferentes épocas dentro del Valle de Teotihuacán. Actualmente se sabe mucho de la época prehispánica pero de eventos anteriores no se tiene mucha información. El principio del uniformitarismo explica que para comprender el pasado, la clave está en los eventos presentes, es decir que el registro que dejan las paleocorrientes nos indicarán ciertas características para hacer una reconstrucción del paleoambiente, y así entender por que actualmente tiene ese comportamiento.

### **1.2. Objetivos**

Determinar la dinámica de inestabilidad/estabilidad que existe en la zona y que ha modificado el paisaje durante el Pleistoceno - Holoceno y sus posibles efectos en el relieve actual.

Este objetivo se alcanza por medio de las siguientes metas colaterales:

- Realizar un estudio de los paleocanales, su orientación y posición en las geoformas presentes en el paisaje reciente del Valle,
- Realizar un estudio sedimentológico de uno de los paleocanales con el fin de obtener información acerca de la carga de sedimentos en diferentes momentos.
- Hacer una comparación con sedimentos más jóvenes fuera del canal, para determinar la diferencia de los procesos de acumulación en épocas diferentes.
- Construir un modelo de evolución basado en la información generada.

## **2. MARCO TEÓRICO**

El objetivo de este capítulo es documentar y relacionar aspectos teóricos de los estudios que se han realizado sobre la dinámica fluvial y su relación con el cambio climático en el Cuaternario.

### **2.1. LOS SISTEMAS ALUVIALES COMO REGISTROS PALEOAMBIENTALES**

La respuesta de los sistemas fluviales a los cambios climáticos ha sido ampliamente estudiada en diferentes partes del mundo (Blum and Törnqvist, 2000; Bridgland y Westaway, 2008), comprobándose la estrecha relación que existe entre su desarrollo y las variaciones en el clima a diferentes escalas temporales (Vanderberghe 1995; Gregory et al., 2006). Penck y Brückner (1909) en su trabajo clásico ligan la agradación de los sistemas fluviales a través de procesos de erosión-sedimentación con los ciclos glaciares y la incisión con el abandono de la planicie de inundación, la formación de terrazas durante el periodo interglaciar. Las terrazas fluviales representan contextos ricos en información sedimentológica, paleoambiental y geoarqueológica. Adicionalmente al registro sedimentológico, los paleosuelos, formados en condiciones de estabilidad geomórfica contienen datos adicionales para establecer la dinámica ambiental en una región. De hecho, estas secuencias consisten de dos elementos principales: estratos sedimentarios que corresponden a intervalos de alta actividad en los procesos geomórficos fluviales, y suelos (superficiales y sepultados) que marcan los periodos de baja dinámica geomorfológica y alta estabilidad de la superficie terrestre.

Las secuencias aluviales se han usado exitosamente en la reconstrucción paleoecológica del Cuaternario (Kraus y Bown, 1993; Angeluci, 2003), para diversos periodos. En el Pleistoceno, los trabajos se han enfocado en el entendimiento del cambio ambiental relacionado con los ciclos glacial-interglacial-interstadial. En las regiones frías, los registros terrestres más importantes, en las áreas de glaciaciones, están relacionados con los depósitos de morrenas, en tanto que en las zonas periglaciales, con las secuencias loess-paleosuelos. En las zonas subtropicales y tropicales, las cronosecuencias de suelos superficiales, formados sobre terrazas aluviales, proporcionan información importante, tanto sobre la velocidad de pedogénesis (factor tiempo) como de los cambios ambientales ocurridos a lo largo de la formación del sistema de terrazas, como en caso del sureste de Europa (Vidic, 1997, Vidic y Lobnik, 1997) y en California (Harden, 1988). En el norte del Sahara los suelos rojos, relictos, que se encuentran sobre las terrazas antiguas de Wadi (valles secos) se han usado como indicadores confiables del paleoclima húmedo que prevaleció durante diferentes etapas del Pleistoceno medio y tardío, en una zona que actualmente es hiperárida (Cremaschi y Trombino, 1998). En el Holoceno los registros están relacionados, principalmente, con las secuencias de paleosuelos sepultados en las planicies de inundación (terrazas fluviales bajas) de los grandes ríos de Eurasia y Norteamérica. Estos suelos, fechados con radiocarbono, fueron formados durante las etapas de estabilidad geomorfológica y reflejan en sus propiedades pedogenéticas las condiciones climáticas y bióticas de estas etapas (Alexandrovskiy et al. 2004; Blecker et al., 1997), mientras que los sedimentos que sepultan a los paleosuelos se originaron durante periodos de sedimentación acelerada, también inducidos por paleoclimas.

## 2.2. TRANSPORTE DEL SEDIMENTO

Los sedimentos transportados por el agua sufren algunas alteraciones las cuales pueden ser un registro importante, de acuerdo a la dinámica aluvial: velocidad y tipo de flujo, carga (tamaño y tipo de sedimentos), geometría de la red. La manera en que el agua fluye, como flujo laminar o turbulento, está regida por la velocidad de la corriente, que a su vez, está controlada por factores como el gradiente, la forma, el tamaño y la irregularidad del cauce y el caudal, este último se refiere a la cantidad de agua que atraviesa en un punto en un cierto tiempo y se calcula como:

$$\text{Caudal (m}^3\text{/s)} = \text{anchura del cauce (m)} \times \text{profundidad del cauce (m)} \times \text{velocidad (m/s)}$$

Se sabe que las corrientes transportan al sedimento de tres formas: en solución, en suspensión y a lo largo del fondo. En la Figura 1. Se observan el tipo de cauce relacionado con sus características geomorfológicas y sedimentarias, Se puede apreciar que el tipo de sedimentos varía de acuerdo a la forma del cauce.

CHANNEL TYPE	COMPOSITION OF CHANNEL FILL	CHANNEL GEOMETRY			SEDIMENTARY FABRIC	VERTICAL SEQUENCE	RELATIONS
		CROSS SECTION	MAP VIEW	SAND ISOLITH			
BEDLOAD CHANNEL	Dominantly sand	High width / depth ratio Low to moderate relief on basal scour surface	Straight to slightly sinuous	Broad continuous belt	Bed accretion dominates sediment infill	Irregular, lining-up poorly developed	Multistorey channel fills commonly volumetrically encased overbank deposits
MIXED LOAD CHANNEL	Mixed sand, silt, and mud	Moderate width / depth ratio High relief on basal scour surface	Sinuous	Complex, typically "beaded" belt	Bank and bed accretion both preserved in sediment infill	Variety of lining-up profiles well developed	Multistorey channel fills generally subordinate to surrounding overbank deposits
SUSPENDED LOAD CHANNEL	Dominantly silt and mud	Low to very low width / depth ratio High-relief scour with steep banks, some segments with multiple thalwegs	Highly sinuous to anastomosing	Shoestring or pod	Bank accretion (either symmetrical or asymmetrical) dominates sediment infill	Sequence dominated by fine material, thus vertical trends may be obscure	Multistorey channel fills encased in abundant overbank mud and clay

Figura 1. Características geomorfológicas y sedimentarias de los segmentos de canal y sus depósitos de los *bed loads*, *mixed load*, y *suspended load*. Tomado de Galoway, 1977; en Galoway y Hobday, 1983

### 2.2.1. Canales de carga de fondo (*Bedload Channels*).

Generalmente presentan gradientes escalonados, alta tasa de amplitud/ profundidad (>40), y patrones de canal de baja sinuosidad. La carga en estos canales consiste de sedimentos gruesos, de tamaño tal que no puede ser movido por en suspensión, sino que se transporta en saltación, rodamiento o deslizamiento. Son partículas de tamaño grava o arena que se mueven cuando hay mayor energía. La migración presente en estos canales se presenta de forma lateral, dado que el relleno del canal es de grano grueso y contiene poco material de carga suspendido. El aluvión total del sistema de carga de fondo consiste de depósitos de canal y borde de canal, (ver Figuras 1, 2, 3).

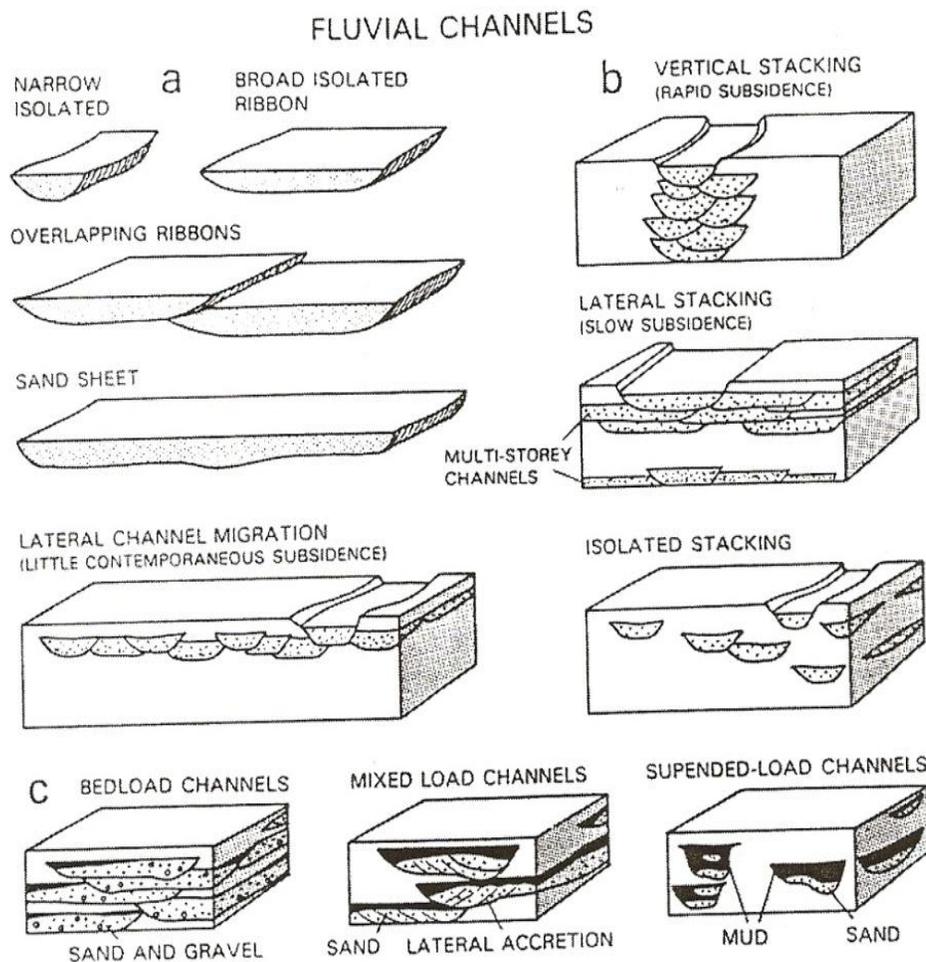


Figura 2. Principales tipos de geometrías de yacimientos de arenas y areniscas generados por relleno de canal en sistemas fluviales. Tomado de Galoway, 1985; en Einsele, 2000.

### 2.2.2. Sistema fluvial de carga mixta (*Mixed-load systems*).

Mantiene un alto porcentaje de depósitos de planicie aluvial la cual consiste de limos, lodos y localmente lodos carbonosos negros de pantano, y arcillas. Presentan un radio bajo de amplitud/profundidad y sus canales son más estables que los sistemas de carga de fondo debido a que están rellenos principalmente de arenas y en menor proporción de limos y arcillas. Los rellenos de canal están cercados por bancos de arena, limo y arenas de desbordamiento, por lo cual el aumento en el total de arena contenida es de alrededor del 20 % al 40%, (Einsele, 2000).

### **2.2.3. Sistema fluvial de carga suspendida (Suspended-load fluvial systems).**

Estos sistemas son identificados principalmente por canales sencillos de alta sinuosidad de gran estabilidad y baja tasa de amplitud/profundidad ( $<10$ ). Su gradiente y competencia de la corriente son generalmente bajos (Figura 2). El relleno de los canales se encuentra formado por una alta proporción de limos y lodo. Los depósitos en la planicie de inundación consisten en su mayoría en depósitos de limo y arcilla.

## **2.3. RELACIÓN ENTRE RÉGIMEN HIDRODINÁMICO-EROSIÓN-TRANSPORTE Y SEDIMENTACIÓN**

La relación entre régimen hidrodinámico, erosión, transporte de sedimentos y acumulación permite predecir el comportamiento de las partículas de diferente tamaño, densidad y forma, así como la formación de estructuras sedimentarias internas, la cual se encuentra controlada por el régimen del flujo (Figura 3). A una cierta velocidad crítica comienza la erosión en el lecho del río y el transporte de partículas, Cuando el régimen de flujo es bajo, el lodo es rápidamente acarreado por suspensión, mientras que las arenas medias y finas son transportadas lentamente a lo largo del lecho del río formando rizaduras o capas planas. Al alcanzar velocidades más altas (70 a 120 cm/s) donde ya se considera un régimen de flujo alto, las gravas pueden ser transportadas junto con las arenas. El depósito resultante se encuentra estratificado horizontalmente o con estratificación cruzada plana de gravas arenosas. La mayor parte de las arenas pueden estar clasificadas a pesar de su transporte rápido. Las gravas son capaces de erosionar y transportar arenas, ya que ruedan dentro de la masa de agua y desarrollan surcos. Si se tienen grandes cantidades de sedimento en el sistema su transporte puede generar rizaduras inclinadas y rizaduras sobre la estratificación cruzadas.

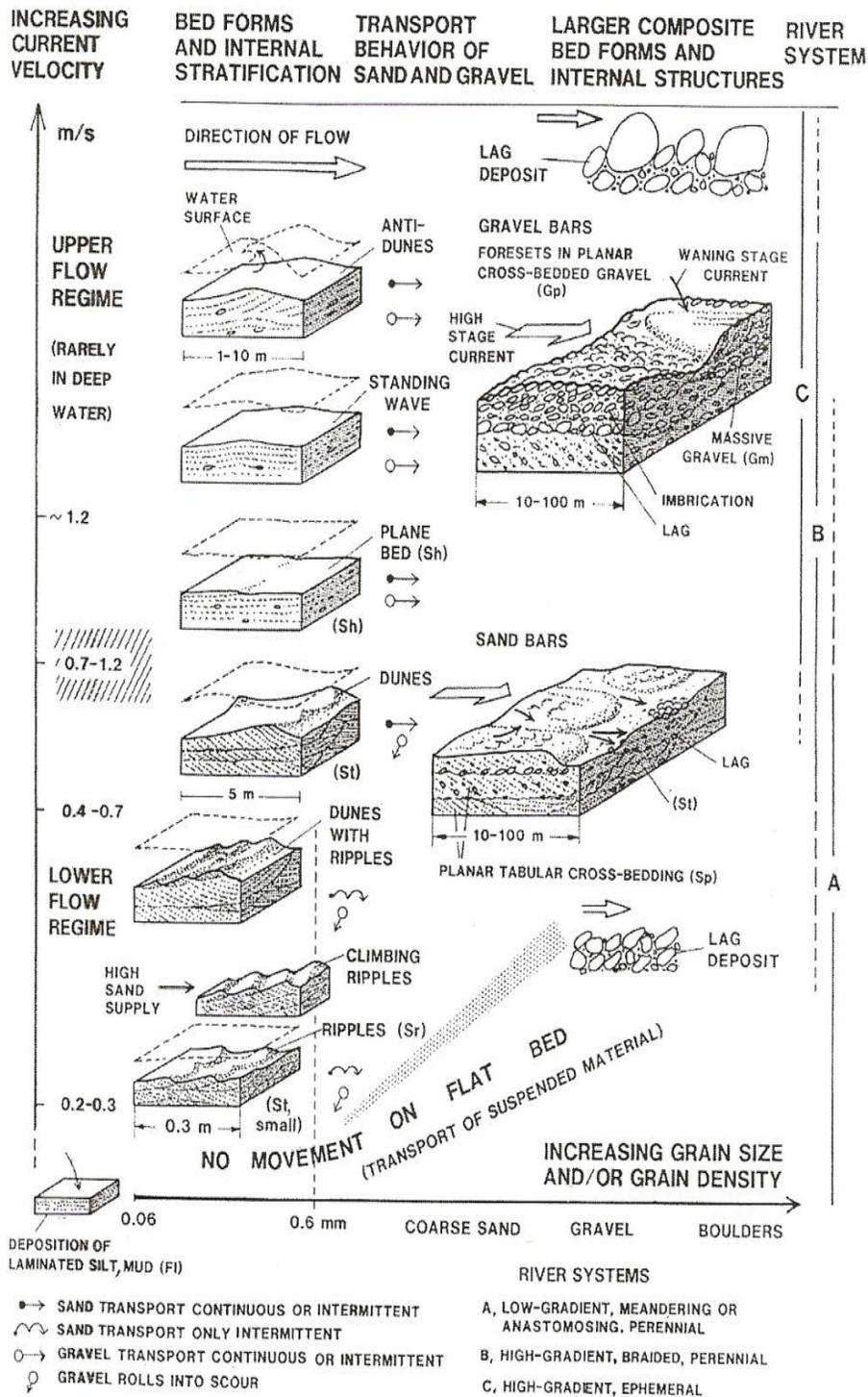


Figura 3. Relación entre la velocidad de la corriente (régimen hidráulico), tamaño de grano, *bedform* de tamaños menores y medios, y estructuras sedimentarias internas de los depósitos fluviales. Tomado de Einsele, 2000.

## 2.4. Tipos de sistemas fluviales

Los depósitos de sistemas fluviales a gran escala se han dividido en 5 tipos de canales (Figura 4):

Ríos trezados y planicies trezadas (*Bedload Channels*).

Sistemas de ríos meándricos (*mixed load and suspend-load channels*).

Sistemas de ríos anastomosados (*predominantemente suspended-load Channels*).

Abanicos aluviales (*bedload Channels*).

Deltas (*Bedload Channels*).

Los sistemas de depósito fluviales son en primer lugar agradacionales, lo que implica que puede haber una progradación localizada y acreción lateral. El canal es el depósito y rasgo más importante de la superficie de agradación aluvial. Los segmentos de canales sencillos forman una extensión de patrones de alta a baja sinuosidad. Los patrones de los canales trezados representan canales de baja sinuosidad constituidos principalmente por arenas. Los canales rectos de gran longitud son raros. El conjunto intermedio de segmentos de canales que son moderados o altamente sinuosos, son descritos como canales meándricos.

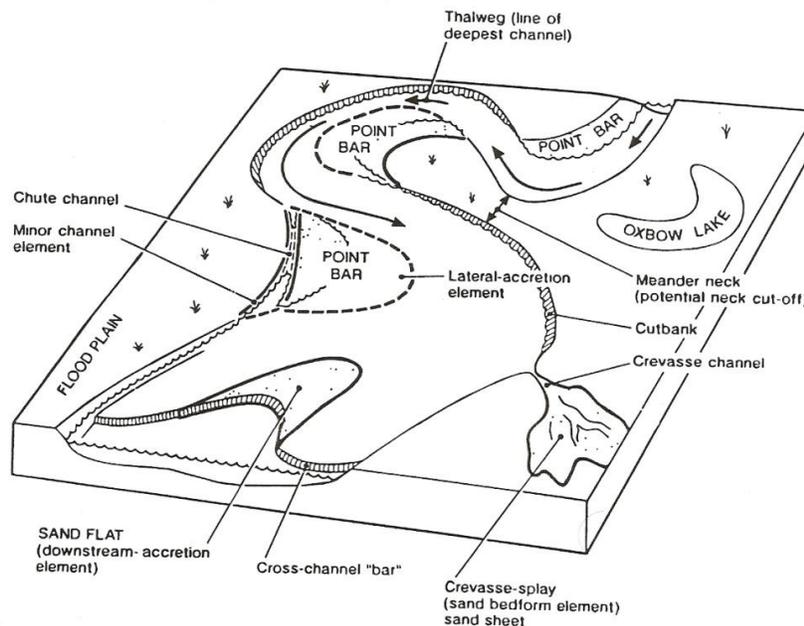


Figura 4. Diagrama de un río hipotético

Los canales múltiples, principalmente anastomosados y distributarios, son comunes en sistemas de agradación fluvial. Los primeros ocurren en las bifurcaciones de un río

sencillo alrededor de islas o en planicies de inundación. Son más comunes en planicies aluviales con muy bajo gradiente. Los segmentos de canales individuales dentro de redes anastomosadas pueden ser rectos o altamente sinuosos. Mientras que los patrones distributarios son característicos de algunos tipos de superficies aluviales con agradación rápida, incluyendo planicies deltaicas y grandes abanicos aluviales sin embargo en ambos las redes de canales con anastomosados y distributarios.

Otro método de clasificación está basado sobre el modo en que los sedimentos son transportados en los sistemas de canales. Mientras que en un régimen de super flujo se forman ondas de arena y antidunas, dado que estos son rasgos más o menos destructivos y están asociados con pérdida de sedimentos más que con agradación de material fluvial. En escasas ocasiones se llegan a conservar las ondas de arena y antidunas, debido a que son truncadas y frecuentemente retrabajadas por la acción de las corrientes.

La fluctuación de los periodos de agua y la velocidad de las corrientes son las responsables de las grandes cargas de fondo y su estructura interna, por lo cual no puede ser atribuido a ciertas condiciones de flujo.

El redondeamiento de las gravas se incrementa corriente abajo, si se generan de detritos angulosos y no de rocas antiguas previamente redondeadas. Usualmente se forman fábricas en la cual los clastos aplanados buzan en el sentido de la corriente, con su eje mayor perpendicular a la dirección del flujo (Figura 4). Lo más común es que el eje mayor de las gravas y guijarros se mueva paralelamente al flujo a lo que se le llama imbricación. Este tipo de fábrica parece encontrarse restringida a condiciones de flujo de alta energía.

Tanto los pequeños como los grande ríos pueden desarrollar sistemas de ríos trenzados si predominan arenas o gravas debido que en ambos casos la capacidad de transporte de los flujos de canal es suficiente para mover gravas como carga de fondo. La proporción de la grava de los depósitos fluviales refleja el tipo de roca, relieve y condiciones de intemperismo en el área fuente, más que el ambiente depositacional.

Friend,(1978) ha identificado tres características distintivas en sistemas fluviales modernos, que podrían reconocerse en unidades estratigráficas fluviales antiguas:

- Las corrientes decrecen rio abajo en profundidad.
- Una ausencia de incisión aluvial.
- Hacia arriba el sistema del río tiene una topografía lobulada y convexa.

## **2.5. FACIES.**

### **2.5.1. Facies proximal**

Los depósitos gruesos que ocurren en los canales profundos, son encontrados en las zonas proximales de los sistemas. Estas son facies de areniscas o conglomerados que muestran clastos imbricados, estratificación cruzada y preservación de estructuras de barras que indican que son depósitos de corrientes trenzadas cerca del margen de la cuenca. No hay depósitos de limos y arcillas preservados y las facies de canal de relleno están totalmente fusionadas. Esto parece indicar que los canales fueron móviles, migrando lateralmente retrabajando los depósitos de las planicies de inundación adyacentes o tomando repentinamente nuevas posiciones sobre las áreas de inundación.

### **2.5.2. Facies intermedia**

La transición de la facies proximal a la zona media está marcada por un incremento en la proporción de las facies preservadas de limos y arcillas o de “*overbank*” y un decremento en el tamaño de los clastos de las facies de relleno de canal. Estas facies se encuentran atravesadas por estratos de areniscas y areniscas con cantos, ocurriendo en paquetes de decenas de metros de espesor. Los depósitos son raramente cantos, también pueden ser llamados como depósitos de corrientes lateralmente móviles. Sin embargo, Hirst, (1991) ha demostrado que la amplitud de los cuerpos de areniscas de relleno de canal decrece río abajo. La tendencia de los canales llega a ser más estable lateralmente sistema abajo. Los cuerpos de relleno de canal están encerrados dentro de estratos los cuales en total con el grano fino, como son lutitas y estratos delgados de areniscas. Estos depósitos de limos y arcillas pueden mostrar evidencias de desecación o formación de suelos. Las capas de areniscas son delgadas, generalmente de pocos centímetros de espesor y lateralmente de decenas de metros, tienen bases agudas y muestran estructuras de estratificación cruzada de ripples de corriente. Las capas de areniscas tienden a ocurrir en paquetes separados por metros de lutitas.

### **2.5.3. Facies Distal**

La facies distales llegan a ser los elementos más distintivos de los sistemas distributarios fluviales. Están caracterizados por una alta proporción de facies de la planicie de inundación con depósitos de relleno de canal que comprende un pequeño porcentaje del estrato.

El rasgo más prominente de la zona distal es la distribución de las areniscas, las cuales están presentes como delgados depósitos laminares, a diferencia de las facies de relleno de canal. Estas láminas son agudas, algunas veces de base erosiva y las acanaladas en la base de los estratos sugieren canalización local por flujo. Estratos aislados pueden ocurrir, pero mayormente se encuentran en paquetes de unidades lateralmente extensas.

En las capas de areniscas, espesores de capas de facies de lodolitas y lutitas, muestran evidencias de desarrollo de paleosuelos.

## **2.6. TENDENCIAS EN LOS CANALES FLUVIALES**

El ápice de un sistema se ubica en un punto a lo largo del margen de la cuenca, a medida que el río se va adentrando en la cuenca el gradiente cambia propiciando el depósito de sedimentos. Los canales del río en las áreas proximales dominadas por carga de fondo compuesta de guijas, guijarros o arena, estratificación cruzada y testigos de barras sugieren depósitos en ríos trezados, la descarga debe ser suficiente para transportar gravas gruesas, por periodos largos en ríos trezados con el desarrollo de barras. La ausencia de facies overbank sugiere una dinámica continua y repentina de los ríos o migración a diferentes posiciones cerca del ápice.

Las corrientes fuertes inhiben el crecimiento de vegetación y minan los bancos. La vegetación podría estabilizar los márgenes del canal. En el canal de río la proporción de grava pendiente abajo decrece y la carga es principalmente arena depositada sobre barras, la profundidad del canal decrece y puede llegar a ser lateralmente menos móvil, las áreas de la planicie de inundación permiten que la vegetación tenga un efecto estabilizador sobre los bancos. La reducción progresiva en la descarga de la corriente abajo favorece la evaporización e infiltración del agua en la planicie de inundación la cual ocurre a partir de la disminución en el tamaño del grano de los materiales transportados y con un decremento en la pendiente del río.

### 3. ÁREA DE ESTUDIO.

#### 3.1. LOCALIZACIÓN

##### *Valle de Teotihuacán*

El valle de Teotihuacán es una región natural localizada en el noreste del Estado de México, centro sur de la República Mexicana. Forma parte de la cuenca de México, que hasta el siglo XVIII permaneció como una cuenca endorréica. A partir de entonces, el valle de México contó con una salida al Golfo de México, que tenía como propósito la desecación del lago de Texcoco. Precisamente en este vaso lacustre desembocaba la principal corriente de agua del valle de Teotihuacán, el río San Juan el cual fue de gran importancia para el desarrollo estratégico de la gran ciudad de Teotihuacán y en la actualidad se encuentra a punto de desaparecer, a causa de la disminución de las lluvias en el centro de México. Actualmente es utilizado como un canal de riego.

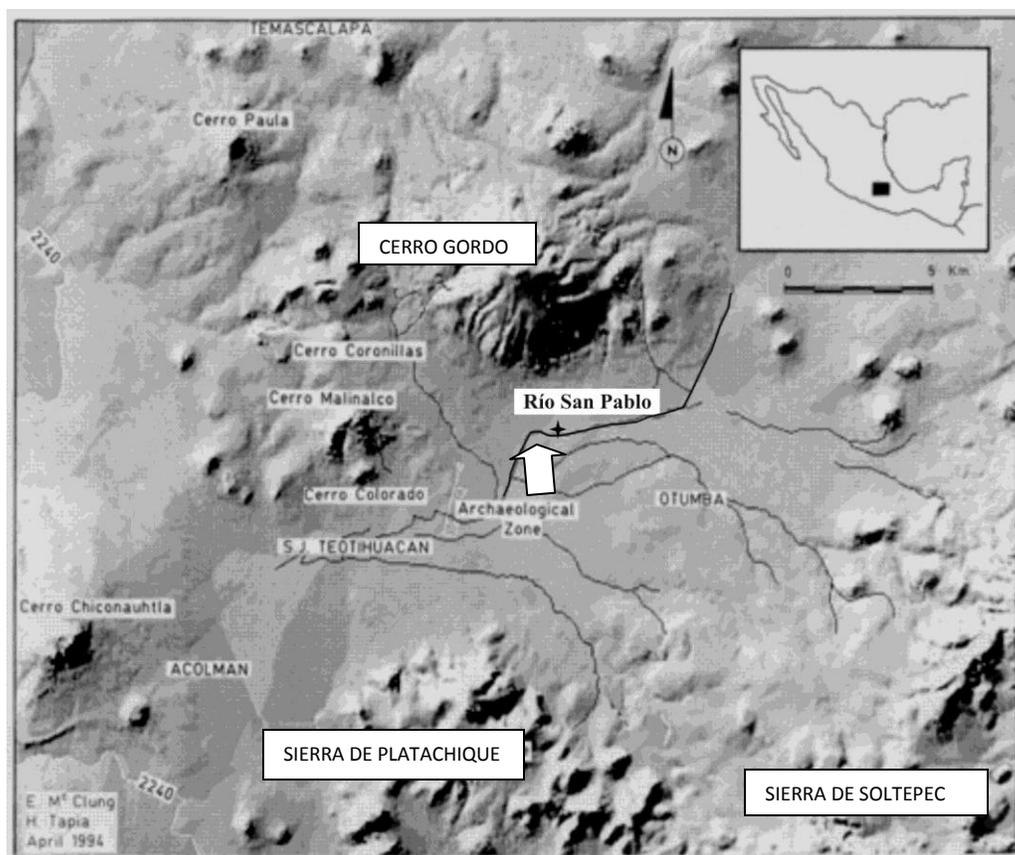


Figura 5. Plano de localización, la flecha indica donde se localiza el paleocanal perteneciente al río San Pablo. Tomada de la hoja de inegi.

## **3.2. GEOLOGÍA.**

### **3.2.1. Geomorfología.**

Fisiográficamente esta cuenca pertenece a la Faja Volcánica Transmexicana, la cual se extiende desde Nayarit hasta las cercanías del Puerto de Veracruz alberga a más de 10 000 edificios y remanencias volcánicas entre las cuales se encuentran las cimas más altas del país. Citlatepetl, o Pico de Orizaba, Malinche, Popocateptl, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, Nevado de Colima, Volcán de Fuego y otros por mencionar algunos. Como vestigios de anteriores de eventos volcánicos destacan estructuras completas y parciales de calderas volcánicas, xalapazcos, conos, escudos, cuellos, entre otras. La parcialidad de las estructuras han estado afectadas por procesos de intemperismo que las destruyen por erosión, así como el sepultamiento por los depósitos de sedimentos.

La disposición de los eventos volcánicos a lo largo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) ha propiciado la obstrucción de los sistemas fluviales formando en su interior cuencas fluvio-lacustres presentes en algunas cuencas endorreicas en donde se depositan considerables espesores de aluvión.

Se trata de una región geológicamente joven con estructuras formadas en el Cuaternario. Geomorfológicamente está constituida principalmente por las formas volcánicas pertenecientes a la Sierra Nevada y a algunas unidades volcánicas pertenecientes al campo monogenético Apan-Tezontepec (García-Palomo et al., 2002). Las principales estructuras que se pueden apreciar dentro del área de estudio son dos sierras volcánicas rodeadas de planicies, la primera sierra se le denomina la Sierra de Platachique constituida principalmente por domos y conos de escoria muy erosionados, con una alineación NW-SE. (Ordoñez, 1992), la segunda es la Sierra de Soltepec (Mooser, 1968) y está constituida principalmente por conos de escoria, flujos de lava y domos de obsidiana, la mayoría emplazados sobre un sistema de fallas con dirección preferencial de N-SW. Esta sierra separa a dos planicies aluviales una situada al E y corresponde fisiográficamente a los llanos de Apan, su drenaje alimenta el Lago de Atochac, localizado al E, y la otra planicie perteneciente al Valle de Teotihuacán, los ríos de Los Estetes, El Muerto, El Soldado y Piedras Negras estos drenan esta planicie formando al Río San Juan, mismo que atraviesa a la zona arqueológica de Teotihuacán.

Al SE se localiza un abanico aluvial con formas suaves, que se extiende en dirección de la planicie de los llanos de Apan, con una geomorfología de piedemonte piroclástico del complejo de estratovolcanes Tlaloc-Telapón, constituido principalmente por depósitos de pómez y flujos piroclásticos así como “surges” y lahares.

Hacia el NW del área del estudio se encuentra un complejo de domos de escoria pertenecientes al Cerro Gordo, presenta una geomorfología de piedemonte, dentro del

cual se encuentra un Horst llamado Cerro Gordo-Las Navajas con una orientación preferencial NE-SW y un poco más al Sur se localiza una falla principal llamada Falla.

Tizayuca (García-Palomo et al., 2002). Esta es una de las zonas principales del objeto de estudio de este trabajo.

### **3.3. ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN.**

#### **3.3.1. Basamento Local.**

No es muy conocido el basamento sobre el cual se desarrolló todo el vulcanismo de la región, ya que actualmente la zona está cubierta por depósitos actuales recientes. Sin embargo se han encontrado rocas marinas del Cretácico (Oviedo de León, 1970; Mooser, 1970) extendiéndose hasta las inmediaciones de los llanos de Apan (Ledezma-Guerrero, 1987) y Tula en el estado de Hidalgo, estas rocas marinas posiblemente subyacen a las rocas volcánicas presentes dentro de la región del Valle de Teotihuacán y sus alrededores. Debido a diversos sondeos en el subsuelo de la Cuenca de México las rocas más antiguas son anhídritas que subyacen a las calizas marinas del Cretácico Inferior, que a su vez están cubiertas por calizas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior (De Cserna et al. 1988). También se han realizado estudios geofísicos en las cuencas de Apan y Tochac, al este de Ciudad Sahagún, donde se reporta un relleno vulcano-sedimentario de 600 m aproximadamente y asumen que las rocas marinas Terciarias y Cretácicas cubren el basamento de rocas metamórficas de posible edad Paleozoica, las cuales no afloran en la región (Huizar y Álvarez et al. 1997).

Sobreyaciendo a las calizas marinas, se ha encontrado un conglomerado, denominado Texcoco, formado a principios del Terciario. Estas rocas están cubiertas por materiales volcánicos desde el Oligoceno hasta el Pleistoceno.

#### **3.3.2. Rocas Volcánicas del Cenozoico.**

Las evidencias encontradas indican que el vulcanismo inició hace unos 13 Ma, esta fecha es compatible con los demás centros volcánicos para el inicio de la actividad Volcánica del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Los estudios de petrología y dataciones radiométricas indican diferentes grados de evolución de magmas desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario. Durante el Plioceno, se llevo una intensa actividad volcánica produciendo cúpulas, volcanes y conos de ceniza del campo volcánico Apan-Tezontepec, y cabe mencionar que la zona se vio afectada por varias fallas normales con la principal tendencia N NE-SW S. Estas orientaciones serán de suma importancia al hacer algunas inferencias dentro de este trabajo.

### *Sierra de Platachique.*

Localizada hacia el sureste del área de estudio, con una orientación preferencial NW-SE, está constituida por domos erosionados, principalmente de composición dacítica, con morfología muy variada, sus diámetros varían de decenas de metros hasta poco más de un kilómetro, con geometría circular, elipsoidales e irregulares, algunos se presentan en forma irregular, con presencia de domos con morfologías de flujo de lava tipo "coulée". En su mayoría, los domos se encuentran altamente erosionados y cubiertos por ceniza de los volcanes adyacentes. El domo principal por el cual se le da el nombre a esta sierra es de composición dacítica con minerales de horblenda, mica y augita (Ordoñez 1922; Sotomayor-Castañeda, 1968). Los volcanes que se integran a la sierra son Chiconquiaco, Belem, Coapilco, Xoxouhqui, Metécatl, Bateas, Colorado, Bandera y Cantera, en su mayoría constituidos principalmente por flujos de lava, algunos presentan estructuras de flujo y ceniza re-trabajada, con presencia de horblenda, y con vidrio recristalizado su morfología es suave, las principales características son conos de escoria y flujos de lava asociados a la falla Soltepec. Estudios anteriores han establecido la edad de esta sierra en 13.4-18.1 Ma. (Mooser 1970).

Mooser (1970) correlaciona a la sierra Patlachique con la Sierra de Guadalupe con un fechamiento de K-Ar de una andesita con una edad de 13.4 a 18.1 millones de años, que corresponden al Mioceno Medio y Superior.

### **3.2.3. Vulcanismo Cuaternario.**

La Andesita Apan se observa en el Noroeste al Sureste de la ciudad de Apan, al Noroeste de la ciudad de Texcoco, contiene una típica forma de un flujo de lava, las primeras descripciones de la Andesita Apan fueron como "una roca volcánica diferenciada" (Ledezma-Guerrero 1987), la cual es de color gris, la textura afanática y porfídica, con plagioclasas, horblenda y augita, con cristales de vidrio volcánico; el flujo de lava de esta unidad se muestra intercalado con brechas volcánicas y tienen espesores de 850 a 1000 m. estos han sido observados en los alrededores de la ciudad. (García-Palomo et al 2002). La base de la Andesita Apan no está expuesta en el área porque está cubierta por flujos de lava y conos de escoria del Pleistoceno pero se considera que lo es, en base a esto se puede decir gracias a una datación de K-Ar fechada en 13.4±0.6 Ma.

### *Campo Volcánico Apan-Tezontepec.*

Con una tendencia NNE-SSW el campo volcánico consiste en 280 conos de escoria, 10 volcanes, 5 domos, y múltiples flujos de lava expuestos en las vecindades de los pueblos

de Tezontepec y Tlaxco. Constituido principalmente por rocas de color gris a café, basaltos y andesitas con texturas afanítica y fenocristales de olivino y plagioclasas. Los flujos de lava se muestran intercalados con brechas volcánicas y capas de arena negra, escoria, se considera prácticamente la unidad más vieja del área.

#### 3.2.4. **Pleistoceno-Holoceno.**

La Ignimbrita Tecoloquillo incluye al volcán tecoloquillo de 400 msnm y localizado al Noroeste de la región, se trata principalmente de un domo riolítico con 6 km de espesor flujos piroclásticos alrededor del cráter acompañado de riolita masiva y porfídicas compuestas de cuarzo, feldespatos, horblenda, embebidos en una matriz rica en vidrio. Los piroclastos de consistencia blanca, masiva, en bloque, depósitos individuales con clastos líticos de gris claro en una matriz de cuarzo y arena media rica en cristales de plagioclasas, estas rocas descansan discordantemente a la andesita Peñón de edad Miocénica.

#### *Complejo Volcánico Cerro Cuello.*

El complejo volcánico de Cerro Cuello presenta los rasgos morfológicos más jóvenes de todos los volcanes que se encuentran en el valle de Teotihuacán, los paleosuelos fechados en la parte NW del área de estudio, se ha encontrado ceniza proveniente de Cerro Cuello. Hacia NW del Cerro de Soltepec se desarrolló encima del material de retrabajo del mismo Cerro Cuello, constituido principalmente de arcillas y limos con bandas de precipitación menores a 30 cm. la edad corresponde a la formación de suelo formado lentamente previo al súbito depósito de la ceniza del Cerro Cuello, al tomar en cuenta rasgos geomorfológicos como depósitos y la inclinación de la ladera, existe la posibilidad que este paleo suelo fuera afectado por procesos erosivos removiendo la parte superior y más joven del suelo antes de ser cubierto por ceniza. En la base se localiza un flujo de obsidiana del Domo de Soltepec constituido principalmente por vidrio volcánico con transiciones a riolita microlítica, sobre el flujo de obsidiana se localizó un paleosuelo compacto constituido principalmente por arena y limo con clastos de obsidiana, seguido a este se encuentra un depósito de 20 cm. de espesor de ceniza roja alterada, un flujo de lava andesítico y en la base de este se encuentra brechado, la parte superior muestra fenocristales de olivino y plagioclasa. Proveniente de Cerro Cuello, fechamientos anteriores Mooser (1968) y Ledezma – Guerrero (1987) lo consideran el volcán más joven del área con una edad de 30,915 años y 9,645 años que corresponde al Pleistoceno Tardío principios del Holoceno.

#### 3.2.5. Depósitos aluviales y plataformas de escombros.

Estos depósitos en realidad son los más jóvenes del área y han dominado las planicies de Tizayuca, Apan y la Cuenca Tochiac, la parte central de la cuenca comúnmente con depósitos lacustres.

### **3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN**

Dentro del área existe una interacción intermitente entre volcanismo y tectónica, como se ha mencionado el volcanismo de la zona ocurrió ~3.0 y los 1.5 Ma; con una notable actividad en el Pleistoceno tardío (~42-31 Ka) (García-Palomo et al 2002).

Las rocas de la región son afectadas por varias fallas y sistemas de fracturas que continúan hacia al NE de Teotihuacán.

El sistema de fallas del centro de México tiene una orientación preferencial hacia el NE-SW. Scheidegger (1979) describe una orientación preferencial de N34E en el centro de México, en tanto que Sandoval (1985) reconoce estructuras de fallas N NE que corren el interior de la trinchera del Cinturón TransMexicano Volcánico. Recientemente (García-Palomo et al 2000), describieron 3 sistemas de fallas en la región del Nevado de Toluca con la orientación N NE asociadas geoméricamente con el Graben-Horst. Dentro de la región de Apan existe una tendencia preferencial a un sistema de Falla con la misma orientación N NE, representado por fallas mayores. La orientación de estas estructuras en su mayoría N NE-S SW, con un buzamiento de Este a Oeste entre 60° y 90°, está asociado a un sistema de fallas menores. Varios lineamientos evidencian la actividad tectónica como lo son los conos cineríticos. Deslizamientos y estudios gravimétricos han demostrado una tendencia a un sistema de fallas normales con la geometría de un Graben-Horst. Estos Horst pertenecen a Chignahuapan, Rosario-Acocolco, Cerro Gordo-Las Navajas y Tolcayuca-Zapotitlan, mientras que los Grabens son Tlaxco-Chignahuapan, Apan y Tizayuca, esta geometría es resultado de un campo relajado con régimen de  $\sigma^3$  orientado al NW y  $\sigma^1$  orientado verticalmente (García-Palomo et al., 2000). Este régimen tectónico ha creado una serie de escalonamientos con algunos bloques de cerros con una orientación preferencial E y SE. Esta geometría definida en 3 planos mayores entre bloques, cada plano separado por otro alrededor de 100 m de descanso entra cada uno. Estos planos han estado localizados en zonas lacustres (e.g. lago de Tecocomulco y con ayuda de una sedimentación subaérea.)

### **3.4. CLIMA, VEGETACIÓN Y SUELOS DE LA REGIÓN**

En el valle de Teotihuacán, las características del clima están determinadas por su altitud y topografía (García, 1968), se observan diferencias en temperatura precipitación y tipos

climáticos en la planicie aluvial, como en las partes altas de los complejos volcánicos que limitan a la cuenca de captación.

La insolación en Teotihuacán es una variable constante durante todo el año, pero la máxima expresión se registra en la temporada de sequía, debido a la época de nubosidad (García, 1968). Las temperaturas durante enero en la parte baja del valle (< 2600 m.s.n.m.) son de 10° a 12° C, y conforme aumenta la altitud, específicamente hacia el NW y S del valle descienden a 9°C. En aéreas por arriba de 2800 m.s.n.m. disminuyen hasta los 0°C (García, 1968). Junio registra medias en la parte baja del valle de 18° a 19° C. Por arriba de los 2800 m.s.n.m., la temperatura llega a 14°C, mientras que a los 4000 m.s.n.m. es 6.5°C. Así García (1968) establece la existencia de dos zonas térmicas:

- Zona templada con temperatura media anual entre los 12° y 18° C desde la pared media más baja hasta 2800 m.s.n.m.
- Zona semifría con temperatura media anual entre los 5° y los 12° C a partir de los 2800 y hasta los 4000 m.s.n.m.

Las principales comunidades vegetales actualmente representadas incluyen: matorral xerófilo y de encino (*quercus microphylla*), pastizal, bosques de encino, vegetación acuática y vegetación antropogénica. (Rzedowski 1957 y Casilla y Tejero 1983). El matorral xerófilo es del tipo de vegetación que predomina en terrenos accidentados, pendientes suaves y cerros del área de estudios hasta aproximadamente 2750 m.s.n.m. (Casilla y Tejero 1983) la asocian a Leptosoles y Phaeozems, ubicados en las laderas de los cerros.

El relieve del valle de Teotihuacán es el resultado de la conjugación de la actividad y su erosión, originando valle y acumulación de sedimentos de depresiones fluviales, así se tiene que el principal formador de relieve es el vulcanismo y ha dado origen a elevaciones derrames de lava y gruesos depósitos piroclásticos que determinan las pendientes del terreno por consiguiente los suelos más comunes serán Luvisoles, Leptosoles, Andosoles, Phaeozems.

## **4. METODOLOGÍA.**

En este capítulo se muestra la aplicación de técnicas para el análisis de paleocanales, con el fin de estudiar características que brinden información sobre condiciones y ambientes de depósito

### **4.1. COMPILACIÓN DE LA INFORMACIÓN.**

En esta etapa se documentaron los aspectos teóricos de la sedimentación en canales o paleocanales, como material de apoyo para la interpretación de los resultados. Asimismo, se hizo una búsqueda de la información geológica de la zona y de los estudios sobre paleoambiente en Teotihuacán, particularmente del Cuaternario superior. Se buscó además la información cartográfica a escala 1:50 000 de INEGI (Texcoco, E14-b21) y fotografías aéreas del área de estudio.

### **4.2. TRABAJO DE CAMPO.**

El reconocimiento de campo fue llevado a cabo de una observación general del paisaje, que conforma la zona de estudio para el reconocimiento de los rasgos principales del relieve, el tipo de rocas y los rasgos geográficos principales.

Con base en la información previa, así como el recorrido inicial de campo, se seleccionó el sitio, de tal forma que se tuvieran representadas las diferentes geoformas. Así se estudió y analizó un perfil, con ayuda de la Dra. Svetlana Sycheva, investigadora de la Academia de Ciencias de Rusia. La localización del sitio se controló con un sistema de posicionamiento global (GPS). Dicho sitio se encuentra en un canal del Río San Pablo, que actualmente se utiliza como canal de riego.

En el Río San Pablo se hicieron las observaciones y descripción de los rasgos principales. Aquí se ubicó un conjunto de paleocanales paralelos que cortan una secuencia de paleosuelos. Con la ayuda de una cinta métrica se midió la longitud y espesor de los canales. De esta forma se construyeron 2 secciones geológicas de la zona en cuestión, las cuales se trabajaron en el programa de AutoCad, con ayuda del Sr. Adán Castro Flores, en la Facultad de Ingeniería.

### **4.3. TOMA DE MUESTRAS.**

El muestreo se llevó a cabo con la ayuda de la Dra. Elizabeth Solleiro, y Dr. El Sergey Sedov. Se tomaron en total 14 muestras (E1 a E11) de uno de los paleocanales que se ubica en la parte media de la secuencia y que corta a los paleosuelos estudiados previamente (Solleiro-Rebolledo et al., 2010) y que evidencia un cambio en la dinámica del paisaje. Las muestras de los sedimentos proceden de diferentes posiciones dentro del paleocanal, tratando de abarcar cualquier cambio que se observara. Asimismo, se colectaron muestras de sedimentos de la parte superior de la secuencia, que representa un cambio en el tipo y orientación de la dinámica fluvial (E12 a E14).

### **4.4. ANÁLISIS DE LABORATORIO.**

En el laboratorio, es necesario secar las muestras para dar inicio al análisis granulométrico y mineralógico.

Se pesaron 100 g de cada sedimento y se les colocó agua destilada y 10 ml de HCl, que reaccionan dependiendo del contenido de carbonatos. Se continúa agregando HCl en cantidades de 5-10 mL, hasta que no haya reacción. Una vez libre de carbonatos la muestra se lava con agua destilada, para prepararla para la siguiente fase, que es la destrucción de la materia orgánica. Teniendo húmeda la muestra, se agregan 10 ml. de peróxido de hidrógeno ( $H_2O_2$ ) al 10% y se pone a baño María. Cuando la muestra ya no reacciona se lava nuevamente con agua destilada.

#### **4.4.1. Procedimiento para el análisis granulométrico, por pipeta, de acuerdo a la metodología de Day (2000).**

Este método está basado en la ley de Stokes. Esta ley señala que las partículas de diferentes tamaños caerán a diferentes tiempos, estos tiempos varían en función de la temperatura del líquido. En la Tabla 1 se presentan los tiempos de sedimentación.

Después del baño María se procede a pesar 10 g de cada muestra en una balanza granataria. Enseguida se colocan en vasos de plástico, se colocan 100 ml de agua destilada, 10 ml de hexametáfosfato de sodio y se colocan en la mesa agitadora por 24 horas. Al término de la dispersión se procede a tamizar las muestras, colocándolas en un tamiz de malla 4.0 Ø, ya que éste separa las arenas de los limos y arcillas. Se va agregando agua destilada y con un movimiento ligero con la yema de los dedos, con la finalidad de separar material sólido de la solución, la parte que queda arriba del tamiz se coloca en una cápsula de porcelana y se mete al horno previamente calentado a 105°C.

La parte que queda atrapada en el tamiz corresponde a la fracción arena. Esta fracción se analiza por separado (los detalles se darán posteriormente).

#### **4.4.2. Fracciones limo y arcilla.**

La porción que pasa el tamiz se coloca en probetas graduadas de 1000 ml. Se registra la temperatura de la suspensión, para llevar a cabo el procedimiento de acuerdo a la Tabla 1, y se aforan hasta la marca de 1000 ml. Se mezcla la suspensión introduciendo un agitador, haciendo un movimiento de arriba hacia abajo con la finalidad de mezclar los contenidos completamente, moviendo el agitador cuidadosamente cerca de la parte superior durante los movimientos, para evitar derramar el contenido. Se recomienda jalar fuerte el agitador cerca del fondo para dejar en suspensión cualquier partícula que pueda haberse retenido ahí y se desplace cualquier sedimento que permanezca en las esquinas inferiores, inclinando la varilla del agitador ligeramente y rotándolo para impedir un movimiento en espiral al disco. Se termina con algunas agitaciones suaves y lentas. Se retira el agitador, inclinándolo ligeramente para desprender gotas adheridas; se registra el tiempo inmediatamente, al colocar la probeta a una posición donde ya no se deberá mover en lo absoluto, durante todo el proceso. Enseguida se coloca la pipeta con la base universal y se procede a tomar la primera muestra, sujetando la pipeta seca y limpia en su soporte, unida al tubo (se hacen ajustes necesarios para sumergir la pipeta 10 cm). Se coloca dentro de la suspensión cuando sea necesario, se registra el volumen de la pipeta, anotando la temperatura y determinando el tiempo de sedimentación requerido para una muestra de 20 micras, en la tabla anexa. Una recomendación muy útil es bajar la pipeta a la profundidad indicada 30 segundos antes del tiempo de muestreo, al tiempo escogido, se abre la llave de succión y se debe estar preparado para cerrarla a tiempo que el líquido llene la pipeta. Después de cerrar la llave, se retira la pipeta, limpiándola exteriormente con una toalla suave y girando de reversa la llave, vaciando la suspensión dentro de un vaso tarado previamente (con una precisión lo más cercana a un miligramo). Al enjuagar la pipeta se coloca dentro del vaso y se coloca en el horno a una temperatura de 105°C por 12 horas con la finalidad de tener la muestra completamente seca. Las muestras de 2 micras y 5 micras se toman de la misma manera, siempre contando el tiempo de la agitación más reciente, y siempre tomando la profundidad de muestreo, de la superficie existente de la suspensión y no del nivel usado anteriormente.

Tabla 1. Tiempos de sedimentación para partículas de 2.5 y 20 micras de diámetro suspendidas en agua a una profundidad de 10 cm.

Temperatura °C	2 micras Horas/ Minutos	5 micras Horas/ Minutos	20 micras Minutos/Segundos
20	8:00	1:17	4:48
21	7:49	1:15	4:41
22	7:38	1:13	4:35
23	7:27	1:11	4:28
24	7:17	1:10	4:22
25	7:07	1:08	4:16
26	6:57	1:07	4:10
27	6:48	1:05	4:04
28	6:39	1:04	4:00
29	6:31	1:03	3:55
30	6:22	1:01	3:49
31	6:14	1:00	3:44

Para determinar los porcentajes de las diferentes fracciones de limo y arcilla, se realizan los siguientes cálculos:

## CÁLCULOS DE RESULTADOS.

W= peso seco de la muestra de la pipeta.

v= volumen total de la suspensión.

V=volumen de la pipeta.

El peso aparente (no corregido) de partículas del intervalo de tamaño dado (acumulativo) se calcula con la fórmula  $WV/v$ .

Se resta el peso del agente dispersante por litro de suspensión, usando los datos obtenidos al secar una muestra de 10 ml del reactivo de 0.5 N. El resultado será el peso acumulativo  $\Sigma W$ .

Las fracciones individuales se determinan por diferencia de los pesos W.

Los cálculos de muestra se presentan en Cuadro 2.

Tabla 2. Cálculos para la obtención de los pesos de las fracciones.

Tamaño de Partícula (mm)	Peso de la muestra (W) [g]	Muestra (v) (cte)	Suspensión (V) (cte)	$WV/v$ (g)	$\Sigma W$ (g)	W
0.020	A	25.00	1 000	$D=(A*1\ 000)/25$	D-X=G	G-H=J
0.005	B	25.00	1 000	$E=(B*1\ 000)/25$	E-X=H	H-I=K
0.002	C	25.00	1 000	$F=(C*1\ 000)/25$	F-X=I	I=I

X= Cte (se obtiene de restar el peso total de la muestra – el dispersante).

A, B, C = se obtienen de la resta de el vaso tarado con lo que le queda de licuota ya seca, será el peso neto del material con su respectivo, tamaño de partícula.

Los cálculos del Tabla 3 proporcionan los pesos de cada una de las fracciones.

Tabla 3. Cálculos para determinar las fracciones de tamaño

Peso de la arena = (Peso del tamizado en húmedo – Peso limo residual)	S = (dato directo del peso neto de la cápsula de porcelana)
Peso Limo + Arcilla (Peso suelo lavado – Peso Arena)	M = (10 - S) (Por que en este trabajo se utilizaron 10 g.)
Peso de la Fracción 20 $\mu$ .	L = (I + J + K)
Diferencia = Peso Limo Grueso (50 $\mu$ 20 $\mu$ )	O = (L - M)

#### 4.4.3. Fracción arena.

Para el análisis de las diferentes fracciones de la arena, se toma el material separado previamente y se pasan por una serie de tamices. El material que queda atrapado en cada tamiz se seca y se pesa. Los porcentajes se calculan de acuerdo al Cuadro 4.

Tabla 4. Cálculos de las diferentes fracciones de arena

Partículas	Tamaño Nominal [mm]	Fracción	P (%)	+ P (%)
Arena	Arena Muy Gruesa	2.0-1.0	N%	N%
	Arena Gruesa	1.0-0.50	Ñ%	N%+Ñ%
	Arena Media	0.50-0.25	P%	$\Sigma(N+\tilde{N}+P)\%$
	Arena Fina	0.25-0.10	Q%	$\Sigma(N+\tilde{N}+P+Q)\%$
	Arena Muy Fina	0.10-0.05	R%	$\Sigma(N+\tilde{N}+P+Q+R)\%$
Limo	Limo Grueso	0.05 - 0.02	O%	$\Sigma(N+\tilde{N}+P+Q+R+O)\%$
	Limo Medio	0.02 - 0.005	J%	$\Sigma(N+\tilde{N}+P+\dots+O+J)\%$
	Limo Fino	0.005 - 0.002	K%	$\Sigma(N+\tilde{N}+P+\dots+J+K)\%$
Arcilla		<b>0.002 – 0.000</b>	I%	$\Sigma(N+\tilde{N}+\dots \dots+I)\%$

NOTA: N, Ñ, P, Q, R, se obtienen directamente del resultado del peso de cada uno de los tamices.

Al conseguir los valores de cada tamaño nominal, se hace la sumatoria de cada uno por: Arenas, Limos, Arcillas. Una vez obtenidos estos valores se hacen las graficas acumulativas correspondientes, en papel logarítmico siguiendo la metodología de Golk y Ward (1965).

De las gráficas se obtienen los valores de los percentiles  $\emptyset_n$ , de tal manera que se tengan los parámetros estadísticos. Para ello se usan los valores de  $\emptyset_5$ ,  $\emptyset_{16}$ ,  $\emptyset_{25}$ ,  $\emptyset_{35}$ ,  $\emptyset_{50}$ ,  $\emptyset_{75}$ ,  $\emptyset_{95}$ ,  $\emptyset_{84}$ .

Los parámetros estadísticos que se usan son los propuestos por Folk y Ward (1957). Se calculan con las siguientes fórmulas:

$$M_z = (\varnothing_{16} + \varnothing_{50} + \varnothing_{84})/3$$

$$Md \varnothing_{50} = \text{Media}$$

$$K_g = (\varnothing_{95} + \varnothing_5) / (2.44(\varnothing_{75} - \varnothing_{25})) \quad (\text{kurtosis})$$

$$S_k = [(\varnothing_{16} + \varnothing_{84} - 2 \varnothing_5) / 2(\varnothing_{84} + \varnothing_{16})] + [(\varnothing_5 + \varnothing_{95} - 2 \varnothing_{50}) / 2(\varnothing_{95} + \varnothing_5)] \quad (\text{coeficiente de Asimetría}).$$

$$\sigma_{\varnothing_n} = [(\varnothing_{84} + \varnothing_{16}) / 4] + [(\varnothing_{95} - \varnothing_5) / 6.6]. \quad \text{Desviación estándar}$$

#### **4.5. ANÁLISIS MINERALÓGICOS.**

La determinación de las especies minerales en las fracciones de arena y limo está basada en la identificación de diversas propiedades ópticas, que caracterizan cada mineral en el microscopio óptico. Bajo luz natural se observa color, pleocroismo, forma, crucero, índice de refracción y relieve. Con el polarizador y analizador-nicoles cruzados, se observan colores de interferencia, extinción, elongación. Debe hacerse notar que algunas propiedades ópticas de los minerales, varían ligeramente de lo observado en secciones delgadas, puesto que el espesor de los granos es mayor a 30 micras.

El procedimiento para hacer esto es el siguiente:

De la fracción de arena total, se separó la fracción de arena fina, por medio de un tamiz de 250 micras. Con dicha fracción (seca) se elaboraron preparaciones en portaobjetos

para cuantificar, bajo un microscopio petrográfico marca Olympus, las especies minerales existentes.

Para la cuantificación se contaron 300 granos minerales por horizonte (montados en resina epóxica, con índice de refracción 1.65, que permite diferenciar minerales por medio de la línea de Becke) y se calculó el porcentaje de los minerales presentes. Este procedimiento se le hizo a cada una de las 14 muestras tomadas.

En este estudio no se determinaron todas las especies minerales presentes en las muestras, ya que para el objetivo del trabajo era determinar los componentes principales y su posible procedencia.



Figura 6. Microscopio que se utilizó para análisis granulométrico.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 5.4. DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA.

La Figura 6 muestra la sección que se levantó en el río San Pablo. En ella se muestra la forma del paleocanal y la localización de las muestras, marcadas con los puntos rojos. La sección tiene una orientación de Este a Oeste y es de 160 m de largo. Se alcanza a observar que existen varios paleocanales, el paleocanal objeto de este estudio se encuentra en la parte occidental.

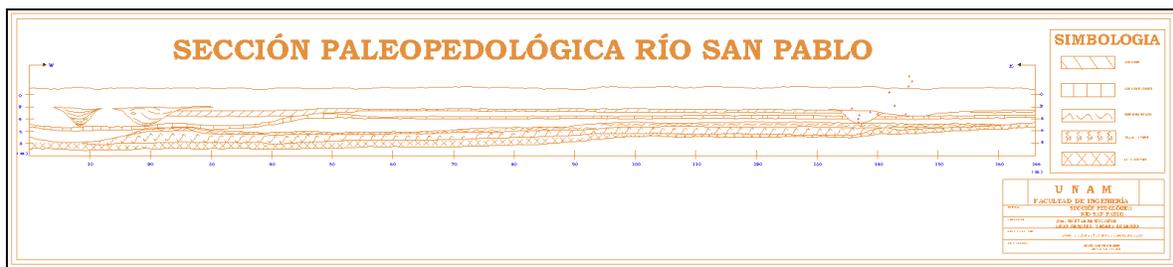


Figura 7. Sección E-W en el río San Pablo, en donde se encuentra el paleocanal estudiado. Al final de este trabajo se presenta esta misma sección en una mejor escala.

Las dimensiones del paleocanal estudiado son 9,11 de ancho por 2,12 metros de profundidad (Figura 8). En la parte occidental-superior se presenta otro paleocanal superpuesto al anterior, con dimensiones de 9,24 de ancho por 1 metro de profundidad. Como la orientación del corte es de EW por consecuencia lógica se interpreta que las direcciones de las paleocorrientes son NNW a SSE. Se tomaron muestras de diferentes posiciones dentro del paleocanal, las cuales se indican en la figura 8, con los círculos rojos. Además se muestreó una zona fuera del paleocanal para determinar la variación en el tipo de sedimentación.

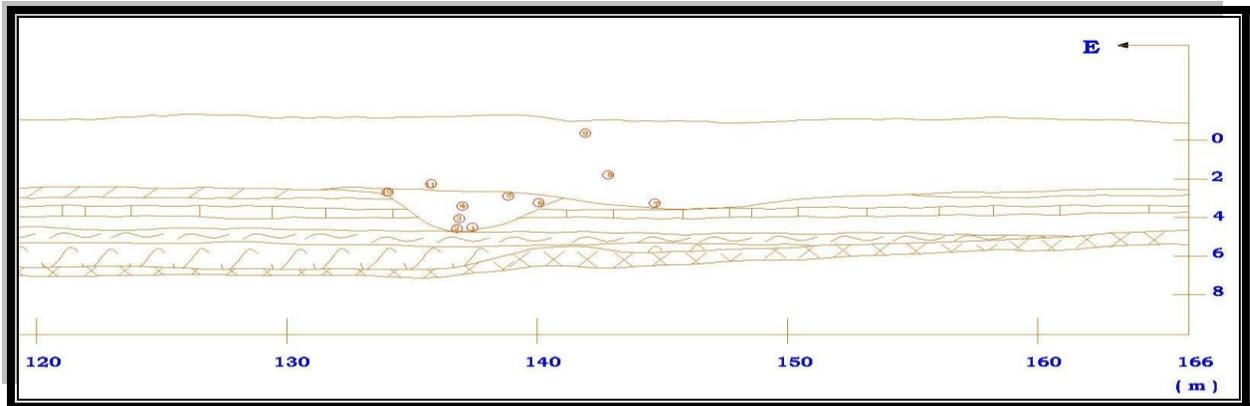


Figura. 8. Detalle del paleocanal estudiado y localización de los sitios de muestreo, dados por los círculos rojos.



Figura. 9 La línea negra muestra parte del paleocanal encontrado.

### **5.1. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO DE LOS SEDIMENTOS**

Los resultados del análisis granulométrico se presentan en el Cuadro 5, en tanto que los parámetros estadísticos se muestran en la Tabla 6. Con el objeto de hacer más sencillo el análisis de los resultados, se separaron las muestras en 4 paquetes. El primer paquete corresponde a las muestras de la base del canal (E1, E2); el segundo a las de la parte intermedia del canal (E3, E4, E5, E6, E10); el tercero a las muestras de la cima del paleocanal (E7, E8, E9, E11) y el cuarto a las muestras que se encuentran en la parte superior de la secuencia, fuera del paleocanal (E12, E13, E14).

Tabla 6. Distribución del tamaño de partículas de los sedimentos del paleocanal.

MUESTRAS	ARENA MUY GRUESA	ARENA GRUESA	ARENA MEDIA	ARENA FINA	ARENA MUY FINA	LIMO GRUESO	LIMO MEDIO	LIMO FINO	ARCILLA
E1	14.11	7.75	0.00	0.10	4.59	0.07	19.19	44.14	10.05
E2	3.13	2.29	1.08	9.87	0.57	1.07	16.04	9.97	55.98
E3	2.77	15.61	7.15	0.18	15.98	17.31	18.64	10.03	12.33
E4	5.86	10.22	7.75	0.00	8.38	19.02	43.40	3.83	1.54
E5	16.96	17.42	10.45	14.19	15.76	2.45	13.91	1.24	6.94
E6	4.48	12.44	14.90	25.64	24.31	2.43	7.16	2.25	6.40
E7	4.78	9.41	19.62	22.62	7.38	11.92	9.76	3.72	10.79
E8	5.01	10.49	36.40	2.98	20.63	8.87	5.30	2.36	7.97
E9	4.74	5.82	7.27	8.65	1.98	0.78	12.37	1.23	57.18
E10	6.11	0.12	14.82	10.64	13.63	18.49	13.10	9.12	13.95
E11	3.40	13.17	38.88	34.31	0.33	0.47	3.34	0.54	5.56
E12	4.67	2.87	24.40	24.40	15.39	2.26	13.01	3.37	9.63
E13	43.19	25.29	18.53	0.47	0.27	2.61	1.64	0.65	5.34
E14	4.95	7.82	25.47	26.25	5.86	1.75	13.30	4.01	10.59

Todos los datos de la Tabla 6 son manejados en porcentajes, para facilitar el manejo de los datos.

Tabla 6. Parámetros estadísticos de los sedimentos, de acuerdo a Folk y Ward (1957).

<b>MUESTRA</b>	<b>KURTOSIS</b>	<b>GRADO DE ASIMETRIA</b>	<b>GRADO DE CLASIFICACION</b>
<b>E1</b>	Mesocurtico	Muy asimétrico hacia los gruesos	Muy mal clasificado
<b>E2</b>	Leptocurtico	Muy asimétrico hacia los gruesos	Mal clasificado
<b>E3</b>	Platicurtico	Asimétrico hacia los gruesos	Muy mal clasificado
<b>E4</b>	Leptocurtico	Muy asimétrico hacia los gruesos	Muy mal clasificado
<b>E5</b>	Muy platicurtico	Asimétrico hacia los finos	Muy mal clasificado
<b>E6</b>	Leptocurtico	Asimétrico hacia los finos	Muy mal clasificado
<b>E10</b>	Mesocurtico	Muy asimétrico hacia los gruesos	Muy mal clasificado
<b>E7</b>	Platicurtico	Asimétrico hacia los finos	Muy mal clasificado
<b>E8</b>	Mesocurtico	Muy asimétrico hacia los finos	Muy mal clasificado
<b>E9</b>	Platicurtico	Muy asimétrico hacia los gruesos	Muy mal clasificado
<b>E11</b>	Muy leptocurtico	Asimétrico hacia los finos	Mal clasificado
<b>E12</b>	Platicurtico	Muy asimétrico hacia los finos	Muy mal clasificado
<b>E13</b>	Muy leptocurtico	Muy asimétrico hacia los finos	Mal clasificado
<b>E14</b>	Platicurtico	Muy asimétrico hacia los finos	Muy mal clasificado

## 5.2. MINERALOGÍA DE LOS SEDIMENTOS.

Los minerales identificados fueron básicamente volcánicos (Tabla 7). Destaca la abundancia de vidrio volcánico, el cual es muy importante para inferir el material parental del paleocauce.

Tabla 7. Mineralogía de los sedimentos del paleocanal, datos manejados en porcentajes.

MUESTRA	CUARZO	PLAGIOCLASA	ANF Y PRX	MICAS	OTROS	VIDRIO
E1	5.14	0.00	12.41	0.60	64.32	8.37
E2	1.80	2.16	20.14	0.00	66.18	9.71
E3	3.26	9.23	26.08	1.90	34.77	24.70
E4	3.77	9.96	9.36	4.13	52.37	20.41
E5	2.10	4.53	9.55	0.00	79.93	3.88
E6	1.95	5.08	17.37	0.00	66.99	8.59
E7	1.67	9.22	24.72	0.00	35.22	29.14
E8	1.44	7.91	25.34	0.72	52.76	11.75
E9	1.90	4.05	40.95	0.71	41.43	10.95
E10	3.39	3.84	20.09	2.03	64.11	6.55
E11	1.81	18.18	31.51	6.66	32.12	9.69
E12	3.04	4.13	30.86	0.00	58.26	3.70
E13	1.41	6.85	32.66	0.00	58.26	0.81
E14	3.28	2.40	29.46	0.00	63.10	1.75
E15	9.86	7.07	8.36	2.05	42.74	29.32
E16	2.98	5.28	9.03	1.36	52.29	29.06
E17	0.00	10.15	19.17	0.00	36.84	32.71
E18	2.61	6.80	23.56	0.39	60.34	6.28

Los resultados se analizarán en conjunto para cada paquete.

### 5.3. ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS POR PAQUETES

#### 5.3.1. Muestras de fondo E1, E2.

De las muestras de este paquete, en la base del canal (Figura 10), muestra el dominio de arenas medias a finas con una tendencia a ser muy asimétrico hacia los finos; son sedimentos mal clasificados. El histograma muestra una clara tendencia hacia los limos medios y finos y cantidades menores de arena muy gruesa. (Figura 11). Además se caracterizan por ser mesocúrticos a leptocúrticos.

Al analizar la mineralogía se observa que ambas muestras tienen plagioclasas y piroxenos en porcentajes similares de formas que van de subangulosas a angulosas (Figura 11). Un rasgo especial es la presencia de cutanes de arcilla en E1, que pertenecen al suelo subyacente, el cual fue erosionado e incorporado al sedimento, estos cutanes no aparecen en E2.

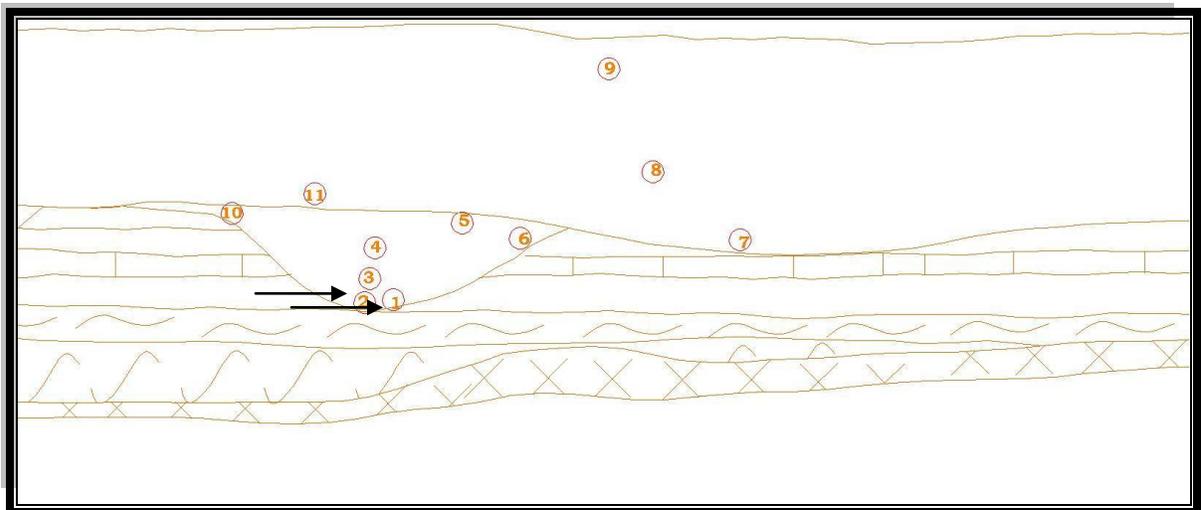


Figura. 10. Posición de las muestras E1 y E2 en el paleocanal

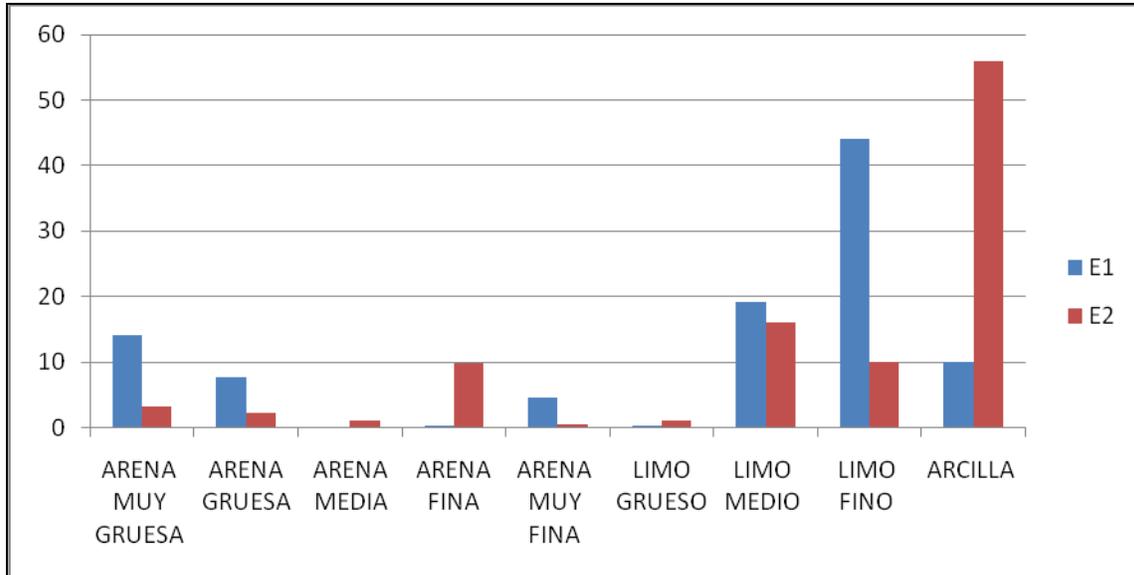


Figura. 11. Histograma que muestra la distribución del tamaño de grano de los sedimentos.

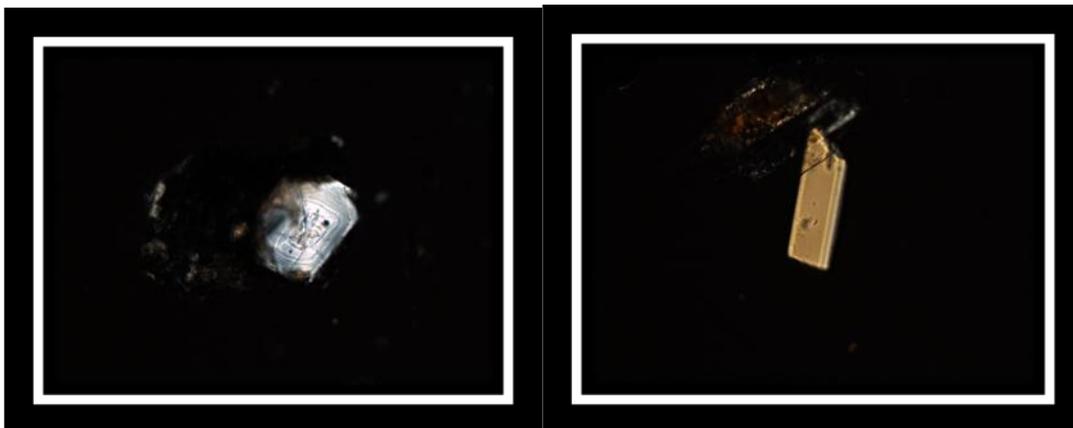


Figura. 12. Mineralogía de E1. A) Plagioclasa angulosa. B) Piroxeno fracturado y anguloso con vidrio volcánico (ambas fotografías tomados con nicoles cruzados, 10X).

### 5.3.2. Muestras intermedias E3, E4, E5, E6 y E10.

En las muestras intermedias (Figura 13), la principal distribución del tamaño de granos está dominada por limos mal clasificados con una tendencia leptocúrtica a mesocúrtica (Tabla 6) indicando una disminución de carga hidráulica. Se observa claramente la tendencia hacia las arenas finas y limos medios, la presencia de arcillas también es relevante. En las muestras dominan los ferromagnesianos angulares, con bordes aserrados que evidencian su intemperismo (Figura 15), también se identificaron cuarzo redondeado, plagioclasas y micas (Cuadro 7). Otro rasgo interesante es la presencia de los cutanes de arcilla pertenecientes a suelos que fueron incorporados en el sedimento.

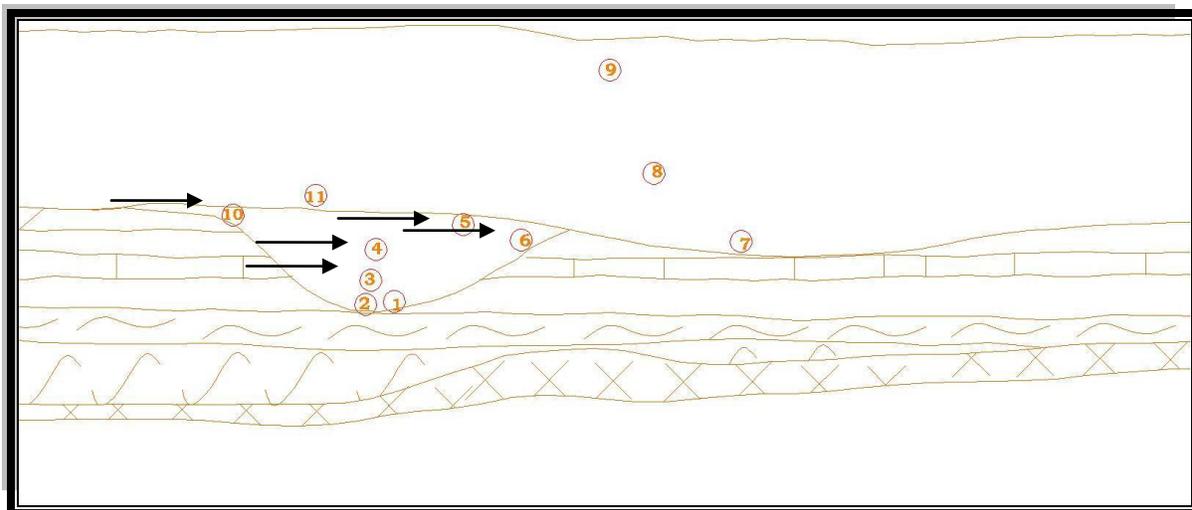


Figura 13. Posición de las muestras E3, E4, E5, E6 y E10 en el paleocanal

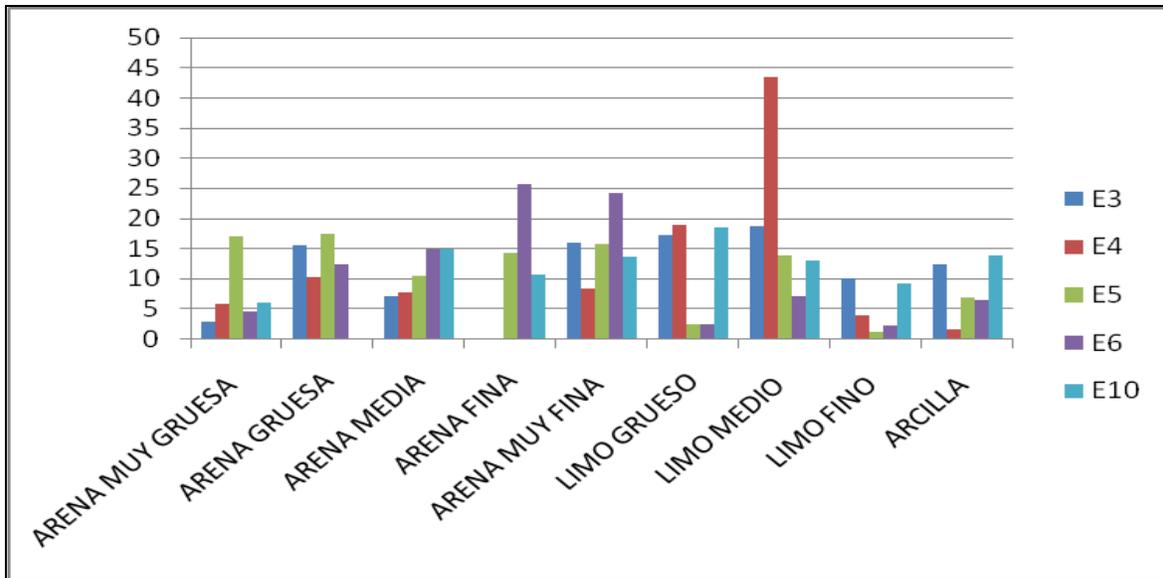


Figura 14. Histograma que muestra la distribución del tamaño de grano de los sedimentos.

Tanto los piroxenos intemperizados como los cutanes son rasgos pedológicos que confirman la erosión de los suelos pre-existentes, posiblemente procedentes del Cerro Gordo, en donde Cabadas (2007) reporta su presencia.

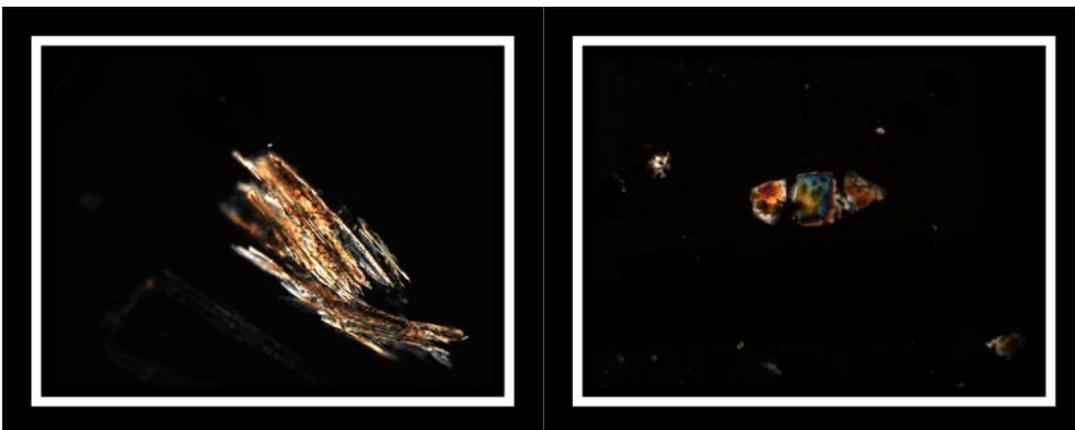


Figura 15. Mineralogía de los sedimentos de posiciones intermedias en el paleocanal. A) Clinopiroxeno angular en E6, con rasgos de intemperismo, dados por bordes aserrados. B). Clinopiroxeno alterado en E10. Ambas con nicols cruzados, aumento 10X.

### 5.3.3. Muestras de la cima del paleocanal E7, E8, E9, E11.

Este paquete forma la parte superior del paleocanal (Figura 14). Estas muestras resultaron tener un dominio de granos de arena fina a limos finos, con una tendencia bien marcada de asimétricos a muy asimétricos hacia los finos (Figura 15), mal clasificados, de platicúrticos a mesocúrticos (Cuadro 6), altos porcentajes de anfíboles y piroxenos, disminución del cuarzo (Cuadro 7), presenta un leve aumento de micas en la parte inferior del paquete. Las formas de los granos van de angulosos a subangulosos (Figura 16).

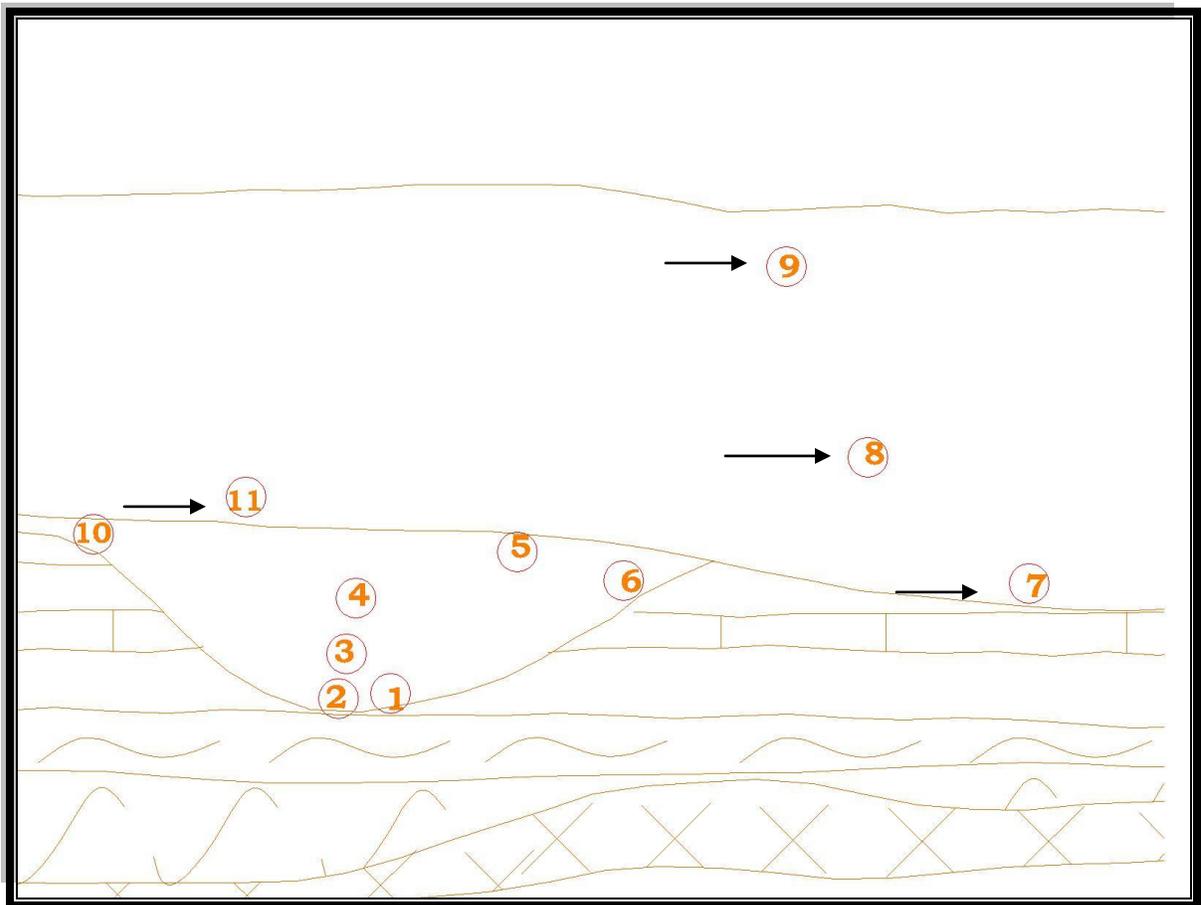


Figura 16. Posición de las muestras E7, E8, E9, E11 en el paleocanal.

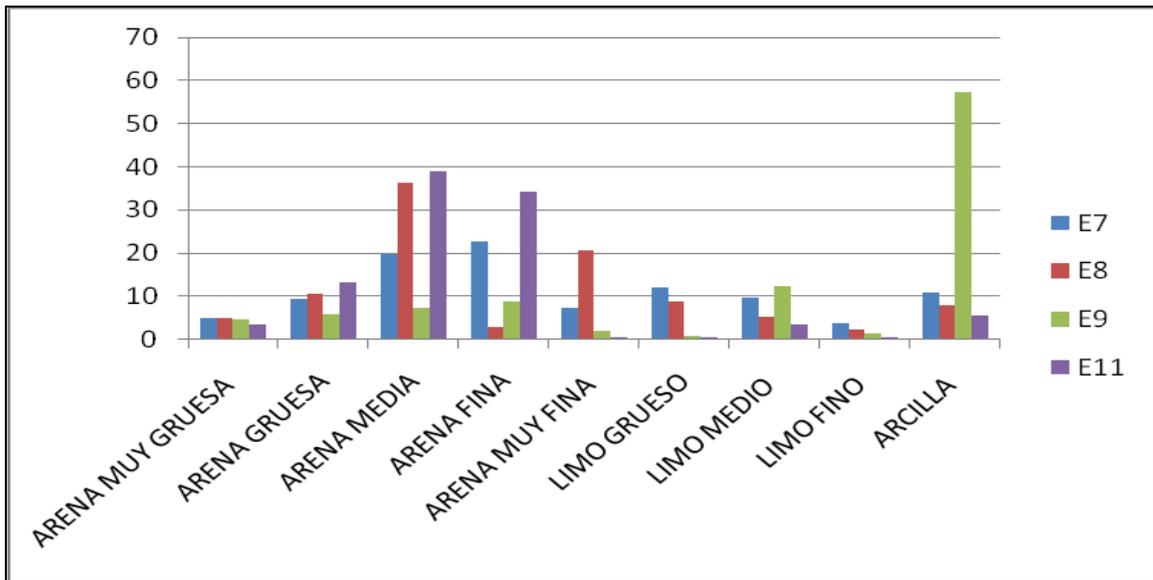


Figura 17. Histograma que muestra la distribución del tamaño de grano de los sedimentos.

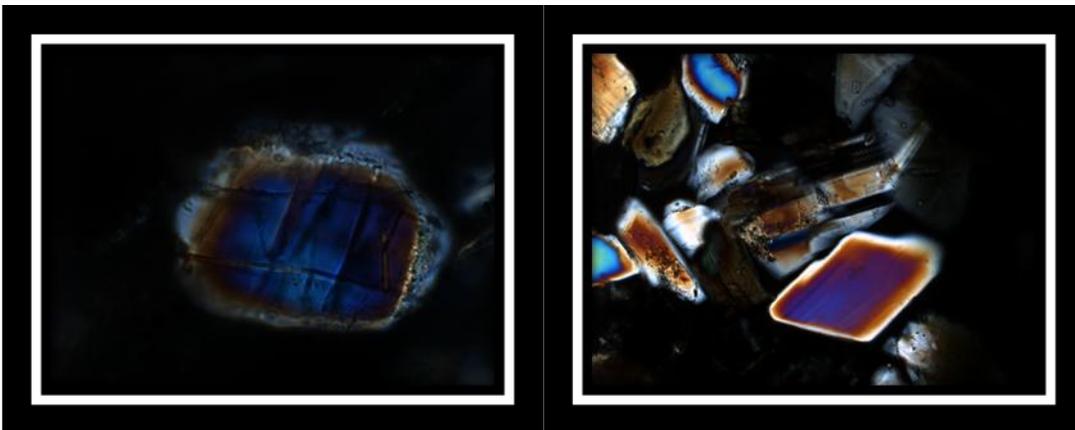


Figura 18. Mineralogía de las muestras de la cima del paleocanal. A) Anfíbol alterado de E9. B) Anfíboles y plagioclasas en E8. Ambas con nicoles cruzados, aumento 10X.

#### 5.3.4. Muestras fuera del paleocanal E12, E13 y E14

Este paquete localizado fuera del paleocanal (Figura 18), tomado con la finalidad de analizar los materiales más recientes, resultó con porcentajes altos de limo medios y arcillas y una clara tendencia a los muy asimétricos hacia los finos (Figura 19), mal clasificados y muy leptocurticos (Tabla 6), aumento de piroxenos hasta en un 21,17%, presencia de cutanes de arcilla hasta en un 11.3% e inclusive se detectó una flecha de obsidiana, trabajado que claramente indica su pertenencia a periodos de erosión post-pre-hispánicos.

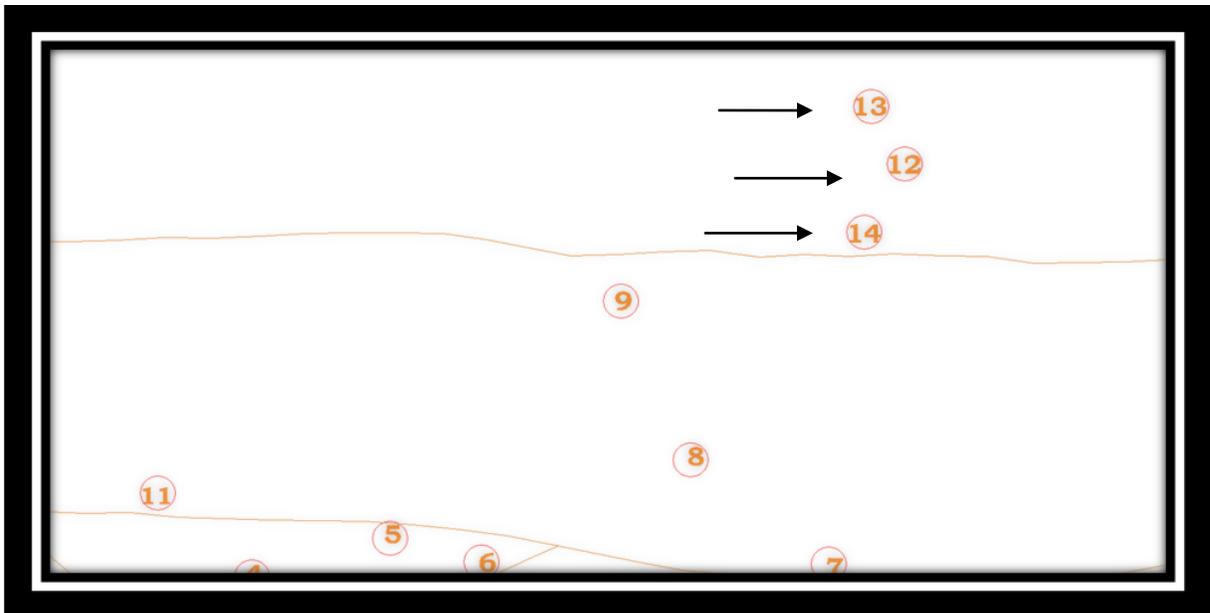


Figura 19. Posición de las muestras E12, E13, E14 fuera del paleocanal.

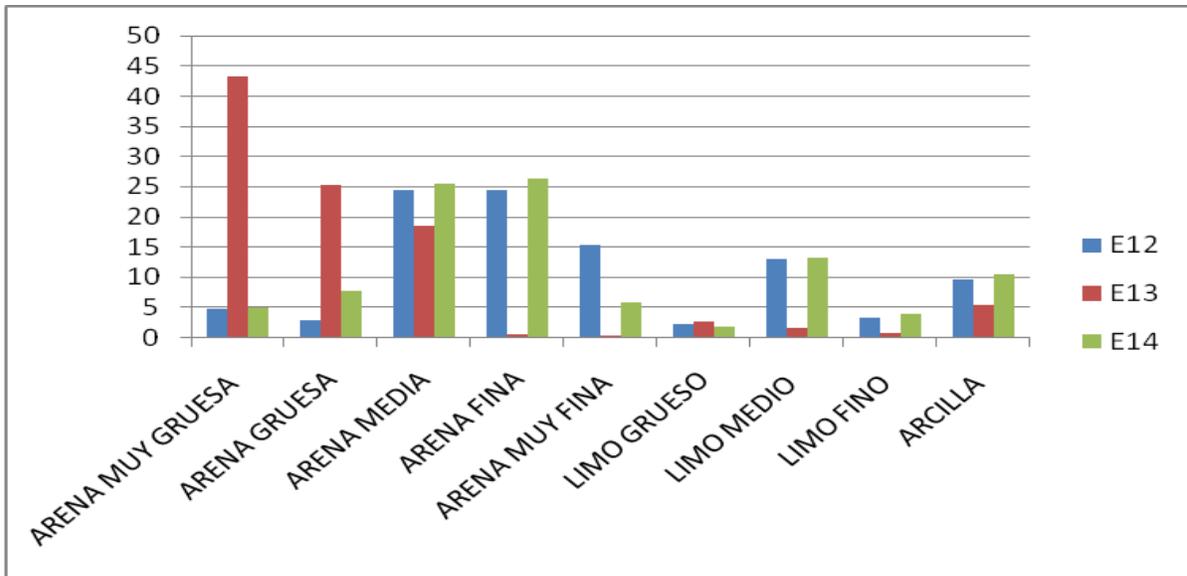


Figura 20. Histograma que muestra la distribución del tamaño de grano de los sedimentos, correspondientes a las muestras E12, E13, E14.

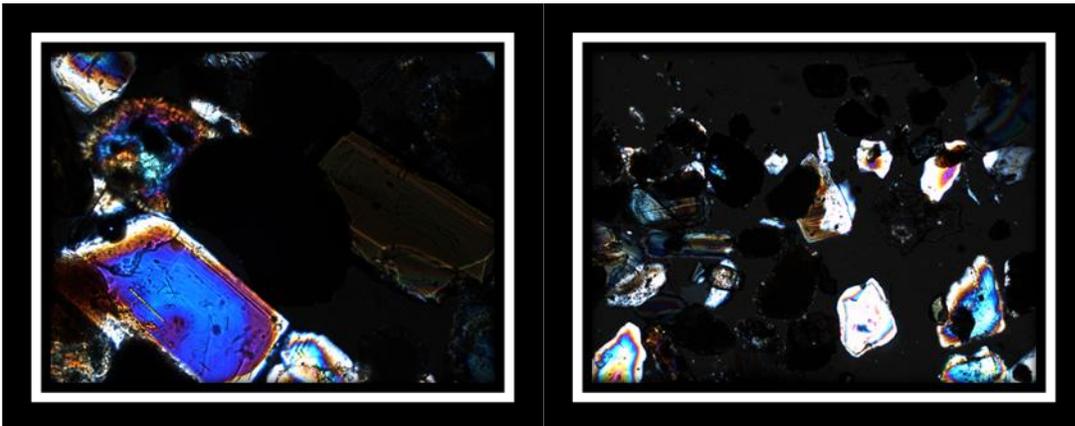


Figura 21. Mineralogía de las muestras de la cima del paleocanal. A) Anfíbol alterado de E14. B) Clinopiroxenos y plagioclasas en E12. Ambas con nicoles cruzados, aumento 10X.

## 6. DISCUSIÓN.

### **6.1. Procedencia de los sedimentos del paleocanal.**

Al analizar esta parte es común hacerse la siguiente pregunta ¿De dónde y a qué distancia está la fuente de origen de los sedimentos? Esta pregunta se responde fácilmente al hacer un análisis de paleocorrientes, para lo cual primero se debe de analizar la morfología del valle. Recordando la altimetría de la cuenca que se encuentra a los 2290 m.s.n.m. contra los 3006 m.s.n.m. de altura que tiene el Cerro Gordo, se tiene un desnivel de más 700 m. que ayuda al flujo de agua cargada con materiales desde esta geoforma.

Ahora bien tomando en cuenta la dirección de los paleocanales encontrados en el corte San Pablo, con orientación NNE – SSW, se considera que la fuente de aporte se ubica en el Cerro Gordo.

Como sea mencionado se sabe que el Cerro Gordo forma un complejo cóncavo de grandes dimensiones, uno de los más grandes de la zona, se sabe que en su base existen varios conos de escoria con flujos de lava. Su morfología presenta un gran número de barrancas que drenan de forma radial al edificio. Las barrancas que se ubican en su ladera sur, tienen una orientación similar a la de los paleocauces (Figura 22). Por lo tanto se considera que el sedimento procede de este volcán. Sin embargo si se compara el tipo de minerales que constituye el sedimento, principalmente de origen volcánico, existen algunas inconsistencias. El Cerro Gordo tiene una composición de andesita basáltica (Hernández, 2007) cuyos materiales no poseen cuarzo, el cual sí fue identificado, aunque en bajas proporciones, en todas las muestras del sedimento (Tabla 7) Además la presencia de vidrio volcánico y fragmentos de roca nos permiten suponer un origen piroclástico, sumado a la angulosidad que se observó (Figuras 10, 14 y 17). Los sitios con vulcanismo en el Pleistoceno final, en el valle, se ubican en el complejo Volcánico Cerro Cuello, a unos 15 km de San Pablo. En este lugar Hernández (2007) reporta erupciones de material piroclástico con una mineralogía similar a la encontrada aquí.

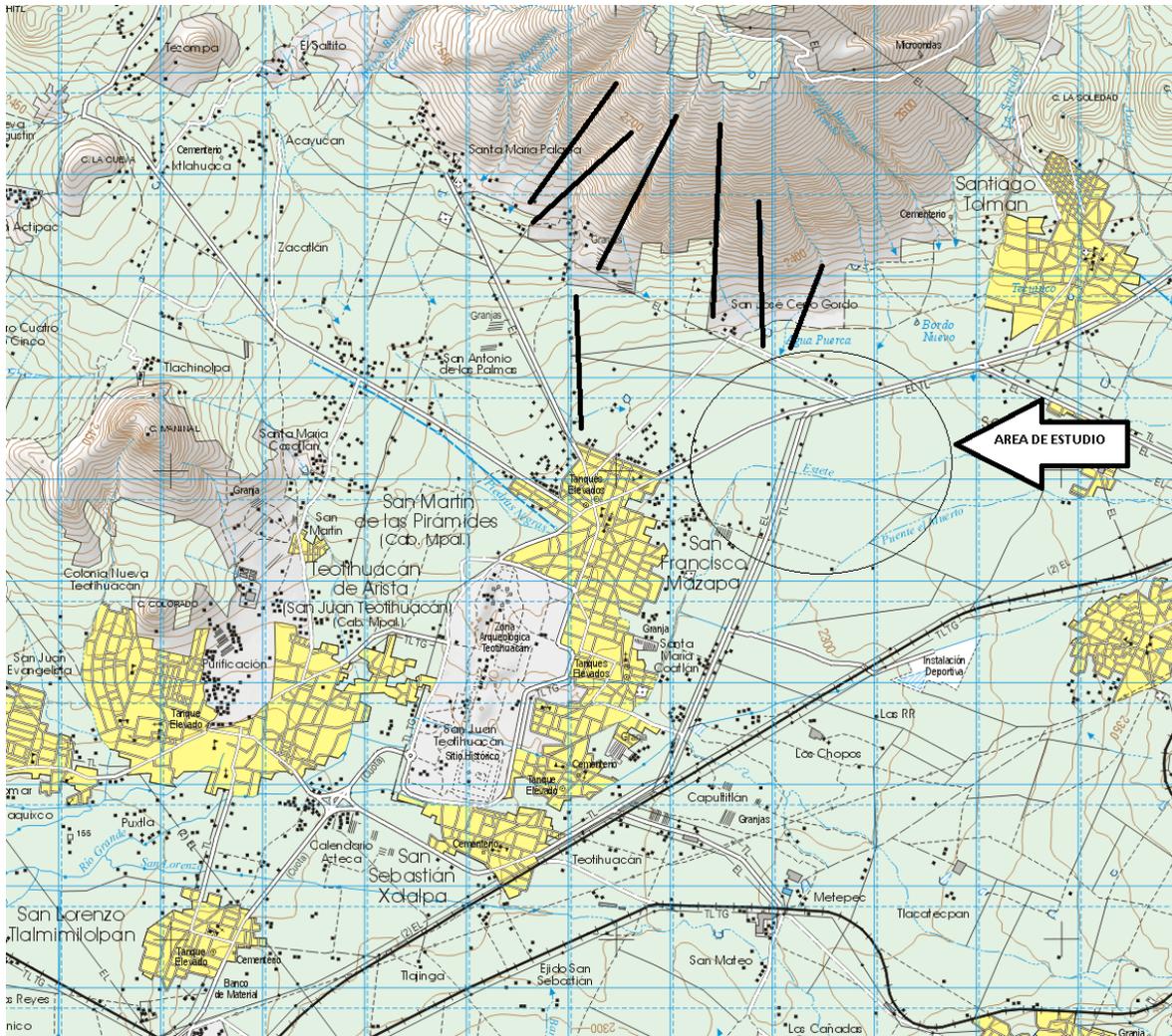


Figura 22. Muestra la relación entre los lineamientos y el paleocauce. Imagen tomada de la carta de inegi e14b21. La escala fue tomada de la misma carta, una ayuda puede ser el grid de las coordenadas utm que se muestran en la figura.

Es probable que este material se haya depositado en las laderas de Cerro Gordo y posteriormente se haya removido por eventos de precipitación intensa. Capra et al. y (2002) mencionan que las grandes erupciones promueven la activación de procesos geomorfológicos.

Por lo tanto, se considera que si bien los materiales que rellenan el paleocanal proceden del Cerro Gordo, éstos proceden de erupciones volcánicas más recientes.

## 6.2. INESTABILIDAD AMBIENTAL EN EL VALLE

Solleiro-Rebolledo et al. (2010) fecharon el paleosuelo que es cortado por las paleocorrientes en 24.000 años, de tal manera que se supone que el ambiente era estable hasta esa época y hasta hace 18.000 años Sycheva et al (2010). Así se puede sugerir que esta estabilidad en el paisaje se rompe a fines del Pleistoceno, debido al intenso vulcanismo que se da en el centro de México entre los 16.000 años y 9000 años (Carrasco et al 2005, Siebe et al 2005).

Como se ha mencionado, dentro del valle de Teotihuacán existió un periodo de alta actividad volcánica, que fue una de las principales causas que provocaron cambios dentro de la dinámica de la región, generando a su vez cambios climáticos importantes. Al hacer un análisis geomorfológico y de acuerdo con los lineamientos principales de las barrancas, se observa que coinciden perfectamente con las direcciones vectoriales de los paleocanales; es decir que, en un principio, estas paleocorrientes estaban interconectadas entre sí. Actualmente la corriente del Río San Pablo tiene otra dirección. La explicación lógica es que la dinámica actual reconfiguró estas paleocorrientes y modificó su trayectoria.

Otro aspecto que no se debe de olvidar es la actividad tectónica que promueve la presencia de lineamientos. Los estudios tectónicos previos indican que la región se vio afectada por dos principales sistemas de fracturas: uno con lineamientos volcánicos con dirección NW –SE y el segundo que incluye la formación de fosas y pilares en dirección NW – SE, (Mooser 1968; Ledezma-Guerrero, 1987, Huizar-Alvarez, 1997, García – Palomo, 2002). Posiblemente estos sistemas de fallas son los que han provocado los cambios en la dinámica de la región y por consiguiente modifican las direcciones de las paleocorrientes.

García-Palomo et al. (2002) mencionan que la actividad tectónica pleistocénica han producido un horst llamado Horst Cerro Gordo-Las Navajas con una orientación NE – SW y esta es la misma dirección de las paleocorrientes que contienen al paleocanal. Se puede inferir que este sistema de fallas afecta directamente al valle de Teotihuacán que ha originado una serie bloques de montañas con una orientación preferencial E y SE.

En el Holoceno la dinámica cambia, con la presencia de nuevos lineamientos. Una evidencia es que actualmente el río San Pablo corre con dirección E-W y los sedimentos que lleva son de diferente origen (Sycheva, 2010).

### **6.3. Modelo de evolución del paisaje y su influencia en los procesos actuales.**

Con el fin de reconstruir la dinámica de evolución del paisaje y su influencia en los fenómenos de inestabilidad que afectan la zona, se construyó un modelo que marca las diferentes etapas de estabilidad-erosión-sedimentación (Figura 22).

En la etapa 1, se tiene un paisaje estable, caracterizado por la presencia de paleosuelos cuyas edades llegan hasta 18.000 años A.P. (antes del presente). Estos paleosuelos son cortados por una serie de canales, los cuales interrumpen su desarrollo propiciando erosión y sedimentación. Esta es una etapa de inestabilidad geomorfológica con fuerte erosión (Etapa 2). En la etapa 3, hay sedimentación y relleno de los canales. En la etapa 4 cesa la sedimentación aluvial y se promueve la formación de suelos, nuevamente, lo cual ocurre en el Holoceno. En la etapa 5, con la presencia de humanos en la región, se tiene un cambio de uso de suelo, que modifica las condiciones de estabilidad, reactivándose los procesos geomorfológicos. Sin embargo, la dirección de las corrientes ha cambiado, de manera que los mecanismos de depositación siguen direcciones diferentes.

Los fenómenos observados pueden reactivarse en función que los lineamientos siguen presentes en la zona, sumado a la alta actividad antrópica que promueve la inestabilidad del paisaje.

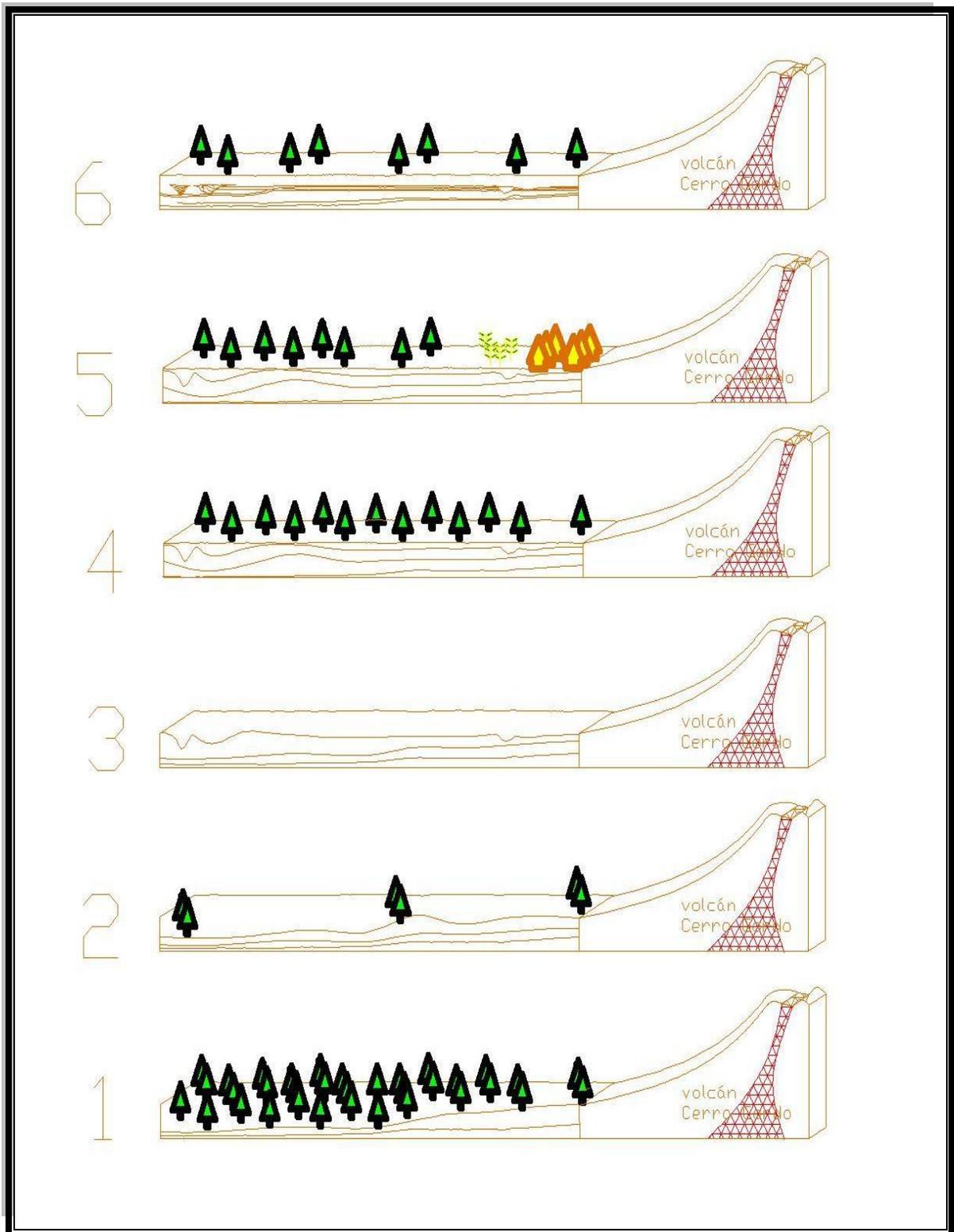


Figura 23 Modelo de la dinámica erosiva y el desarrollo de suelos.

## 7. REFERENCIAS

- Alexandrovskiy, A..L., Glasko, M.P., Krenke, N.A., Chichagova, O.A. 2004. Paleosol-sedimentary sequences as a record of the past environmental change. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(1), 9-17.
- Angelucci, D.E. 2003. Geoarchaeology and micromorphology of Abric de la Cativera (Catalonia, Spain). *Catena* 54, p. 573-601
- Blum M. E. and Törnqvist T.E. Fluvial response to climate change: a review and look forward, 2000. *Sedimentology* 47:2-48.
- Bridgland D., Westaway R. 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98:285–315
- Cremaschi, M., Trombino, L. 1998. The paleoclimatic significance of paleosols in Southern Fezzan (Libian Sahara): morphological and micromorphological aspects. *Catena* 34, 131-156.
- Gregory, K.J., Benito, G., Dikau, R., Golosov, V., Jones, A.J.J., Macklin, M.G., Parsons, A.J., Passmore, D.G., Poesen, J., Starkel, L. Walling D.E. 2006. Past hydrological events related to understanding global change: An ICSU research project. *Catena* 66, 1-2:2-13
- Harden, J.W. 1988. Genetic interpretations of elemental and chemical differences in a soil chronosequence, California. *Geoderma* 43, 179-193.

- Kraus, M.J., Bown, T.M. 1993. Palaeosols and sandbody prediction in alluvial sequences. Characterization of fluvial and aeolian reservoirs 6, pp. 23-31.
- Penck A. and Brückner, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig.
- Vanderberghe, J., 1995. Timescales, climate and river development. Quaternary Science Reviews, 14:631-638, 1995.
- Vidic, N.J. 1997. Soils as indicators of Quaternary climatic change: an example from the Ljubljana Basin chronosequence, Slovenia. Proceedings 14th International Congress on Biometeorology, Ljubljana, 1997. Biometeorology 14, 428-435.
- Vidic, N.J., Lobnik, F. 1997. Rates of soil development of the chronosequence in the Ljubljana Basin, Slovenia. Geoderma 76, 35-64.
- Lamb, S., Sington, D., 2002. La Tierra: cómo se formo nuestro planeta. Ediciones Folio, 1ª edición, Barcelona.
- Lozano, G.S., Xelhuantzi, L.M.S., 1997. Some problems in Late Quaternary pollen records of Central Mexico: basins of Mexico and Zacapu. Quaternary International.
- Lugo, H.J.L., 1984. Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. Universidad Nacional Autónoma de México, México, Instituto de Geografía, Serie 1, Vol.8.
- Solleiro, R.E., Gama, C.J.E, Palacios, M.S., 1995. Late Pleistocene Paleosols from Chichinautzin group in the Transmexican Volcanic Belt, México. Simposio Universitario de Edafología. Facultad de Ciencias. UNAM.
- Tarbuck, E.J., Lutgens, F.K., 2000. Ciencias de la Tierra, una introducción a la Geología Física, Prentice may, 6ª ed., España.

- Secciones elaboradas en el Programa Auto-Cad 2004 elaboradas con la ayuda del Sr. Adan Castro Flores y Eduardo León. 2010-
- Figura 23 elaborada para la Tesis de licenciatura (trabajo inédito) Eduardo León 2010.