



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

Estudio de sedimentación en el valle Tezontle mediante
el uso de espectrometría de rayos gamma y beta, OSL
y técnicas sedimentológicas

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
Licenciada en Geografía

PRESENTA :

ELIZABETH BOYÁS MARTÍNEZ

TUTORA :

DRA. ESPERANZA MUÑOZ SALINAS



CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres por haberme brindado la mejor educación, por todo el esfuerzo realizado por parte de los dos para que yo pudiera concluir esta etapa, por la paciencia y apoyo que siempre he recibido, el cual me ha impulsado cumplir mis sueños.

A la Escuela Nacional Preparatoria 4 por ser mi primer contacto con la UNAM, por ayudarme a encontrar mi vocación y por regalarme momentos, experiencias y personas que se quedarán guardados para siempre.

A la Facultad de Filosofía y Letras ya que gracias a los conocimientos que adquirí en sus aulas pude llevar a cabo la escritura de esta tesis.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme formar parte de esta gran casa de estudios y por brindarme todas las herramientas necesarias para desempeñarme como persona y profesionista.

A la Dr. Esperanza Muñoz Salinas por confiar en mí y darme la oportunidad de unirme a su equipo de trabajo, gracias por compartir su conocimiento conmigo y contagiarme de ese gusto por la investigación.

Al Instituto de Geología de la UNAM por abrirme las puertas de sus instalaciones particularmente el laboratorio Geocron-Q del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, gran parte del trabajo realizado en esta Tesis está fundamentado en los análisis realizados en él.

Al Terramóvil, a la Maestra Ana Cecilia y a todos mis amigos que hice durante mi estadía en este programa, gracias a ustedes pude comprender el verdadero significado de trabajo en equipo. Admiro muchísimo la labor que día a día desempeñan porque debido a su trabajo la ciencia puede llegar a oídos de cualquier persona.

A los miembros del sínodo, por dedicarle tiempo a la lectura de este trabajo y realizar las observaciones pertinentes que hicieron mejor este trabajo, Lic. Alberto Pérez Rojas, Mtro. Pedro Montes Cruz, Dra. Blanca Gózales Méndez y Dra. Lizet Caballero.

Por último debo agradecer infinitamente a todos mis amigos que me han acompañado a lo largo de mi vida, por todas las risas y aventuras que hemos vivido juntos y que en muchas ocasiones sirvieron como desahogo e inspiración para continuar adelante. Gracias por compartirse conmigo todo este tiempo Adriana, Leslie, Lucero, Brenda, Viry, Esaú, Ismael, Gabby, Salvador, Denisse, Diana, Quiz, Flavio, Luis, Mario, Oscar, Ciro, Miguel, Esteban, Aydee, Daniel, Yalith, Aura, Mayra por ser mi compañera incondicional de todo momento, gracias por acompañarme en cada etapa de mi vida por último a Miguel y Antonio por toda la amistad, el apoyo, las pláticas, los helados y todo lo compartido juntos.

DEDICATORIA

Quiero dedicar esta Tesis a mis padres, hermanas y sobrina, sin ellos no lo hubiera logrado. De igual manera dedico este trabajo a todos los docentes que se cruzaron en mi camino, admiro la labor que realizan día a día en las aulas.

Índice

	Nº de página
Introducción.....	1
Capítulo I. Marco Teórico	5
1.1 Los métodos geocronológicos y sedimentológicos.....	5
1.1.1 Luminiscencia óptica estimulada (OSL).....	8
1.1.2 Espectrometría de rayos gamma y beta.....	11
1.1.3 Análisis sedimentológico (textural).....	13
Capítulo II. Marco Geográfico.....	19
2.1 Marco regional Faja Volcánica Transmexicana y Sierra de las Cruces.....	19
2.2 Marco local del valle Tezontle.....	25
2.2.1 Clima, suelo y vegetación.....	25
2.2.2 Geología-Estratigrafía.....	29
2.2.3 Geomorfología y Morfometría.....	32
Capítulo III. Metodología.....	41
3.1 Trabajo de campo.....	41
3.2 Trabajo en laboratorio.....	43
Capítulo IV. Resultados.....	48
4.1 Análisis texturales.....	48
4.2 OSL.....	60
4.3 Espectrometría de rayos gamma y beta.....	62

Capítulo V. Discusión.....	64
5.1 Análisis texturales.....	64
5.2 OSL.....	65
5.3 Espectrometría de rayos gamma y beta.....	66
5.3.1 Cs ¹³⁷	66
5.3.2 K ⁴⁰	67
5.4 Procesos sedimentarios en el VT.....	67
Capítulo VI. Conclusiones.....	69
Bibliografía.....	71
Bibliografía en línea.....	76
Anexo.....	78

Introducción

Los valles, de acuerdo a su morfología, son considerados como formas negativas del relieve. De manera general, éstos se componen de tres elementos: el cauce, la planicie de inundación y las terrazas. Los procesos que dominan la formación y evolución de un valle fluvial se encuentran estrechamente relacionados con el intemperismo, la erosión y la sedimentación (Tarbuck & Lutgens, 2005). La importancia del estudio de estas geoformas radica en que están presentes en prácticamente todos los ambientes sedimentarios terrestres. Además, los valles constituyen grandes reservorios de nutrientes, los cuales son transportados por las corrientes fluviales desde las zonas montañosas hasta las planicies. Esto favorece el desarrollo de suelos fértiles, lo cual fomenta las actividades agrícolas y ganaderas. De igual manera, es común que se aprovechen los valles para actividades turísticas.

La presente investigación tiene como objeto de estudio el valle Tezontle (VT), el cual se encuentra en la delegación Magdalena Contreras, en el margen suroccidental de la cuenca de México. Se busca entender los mecanismos que dieron origen a la sedimentación en el VT a través de una metodología que integra varias técnicas, como son los análisis texturales, los geocronológicos y los geoquímicos. Entre estas técnicas, se destaca la incorporación de métodos innovadores en este campo de estudio, entre los cuales figuran la luminiscencia ópticamente estimulada (conocida como OSL por sus siglas en inglés: *optically stimulated luminescence*) y el radiocesio (C_{s137}).

Justificación

La elección de la temática y de la zona de trabajo se basa en el interés de implementar distintas técnicas geocronológicas y sedimentológicas en la investigación de los valles fluviales mediante un estudio de caso concreto. Se seleccionó el VT debido a que su evolución se asocia a diferentes procesos

sedimentarios: volcánicos y fluviales, que son ideales para comparar el comportamiento de las señales de OSL, Cs₁₃₇, K₄₀ en sedimentos de distinto origen y mediante los análisis texturales apoyarnos para determinar un posible medio de transporte de los materiales. Además, cabe destacar que el VT carece de estudios de detalle sobre la sedimentación en el valle.

Hipótesis general

Mediante el uso de una metodología que integra varias técnicas, como los análisis texturales, los geocronológicos (OSL y Cs₁₃₇) y los geoquímicos (K₄₀) se podrán comprender los mecanismos de sedimentación en el VT.

Hipótesis particulares

- En el caso del OSL, se considera que a partir del estudio de las señales de luminiscencia se podrá conocer la edad relativa de los depósitos con base en que a mayores valores de luminiscencia, los depósitos serán más antiguos y a la inversa, éstos serán más jóvenes. Por lo tanto, a mayor profundidad se espera un incremento de los valores de luminiscencia.
- Se sabe que los sedimentos de mayor tamaño requieren mayor energía para ser transportados y viceversa, por lo tanto, el análisis textural de los sedimentos brindará información sobre las formas de transporte de los mismos.
- Dado que la producción de Cs₁₃₇ data de finales de la década de 1940, y presenta mecanismos de fijación a las arcillas y a la materia orgánica, entonces su presencia en los sedimentos indicará que el VT es de formación reciente.
- El K₄₀ variará de acuerdo al origen litológico del depósito.

Objetivo general

Caracterizar los depósitos acumulados dentro del VT mediante la aplicación integrada de análisis texturales (tamizado en seco), espectrometría de rayos gamma y beta (radiocésio y potasio), así como OSL, con la finalidad de evaluar la sedimentación en el VT y demostrar la utilidad de dichos métodos en los estudios fluviales.

Objetivos particulares

- Identificar mediante trabajo de campo los distintos depósitos acumulados en el VT.
- Recopilar información bibliográfica e integrarla a los datos obtenidos en campo, con la finalidad de conocer el medio geográfico y geológico del VT.
- Realizar perfiles que nos permitan conocer más a detalle las características físicas del valle a través de la descripción de cada uno de ellos.
- Determinar los valores de luminiscencia, así como las cantidades de Cs_{137} y K_{40} en los depósitos de dos perfiles a distintas profundidades muestreados en los sedimentos acumulados en el VT y relacionar la presencia de éstos con los procesos de sedimentación del valle.
- Clasificar las diferentes texturas de los sedimentos a distintas profundidades para los dos perfiles muestreados en los depósitos del VT mediante tamizado en seco.

Estructura de la tesis

El presente trabajo de investigación se compone de 6 capítulos y anexo de figuras y tablas. El capítulo 1 corresponde al marco teórico en el cual se abordan las bases teóricas de los métodos empleados en la tesis; en el capítulo 2, se introduce la zona de estudio mediante la descripción y análisis de sus características geográficas; en el capítulo 3, se desarrolla la metodología que se siguió tanto en campo como en el laboratorio; en el capítulo 4, se muestran los resultados; en el capítulo 5, se discuten los resultados y la metodología empleada y por último, en el capítulo 6, se exponen las conclusiones de la investigación.

Capítulo I. Marco Teórico

1.1 Los métodos geocronológicos y sedimentológicos

Uno de los objetivos principales de las Ciencias de la Tierra, es la reconstrucción de la historia de la Tierra y los eventos que tuvieron lugar en el pasado colocándolos en un espacio y tiempo definido. Es por esto que desde la antigüedad los métodos geocronológicos y sedimentarios han sido de vital importancia.

A finales del siglo XVIII, James Hutton reconoció la inmensidad de la historia de la Tierra y la importancia del tiempo como componente de todos los procesos superficiales. En el siglo XIX, Sir Charles Lyell y otros científicos demostraron que efectivamente la Tierra había experimentado muchos procesos de formación y erosión de montañas, que debían haber precisado de grandes intervalos de tiempo. Posteriormente Lord Kelvin proclamó en 1866, haber invalidado la base uniformista de la Geología. Comenzando con la creencia de que la Tierra estaba originalmente fundida, Kelvin asumió que ha ido perdiendo calor gradualmente y que, midiendo esta pérdida de calor, podía determinar su edad (Monroe,2009). Aunque se conocía con certeza que la Tierra era muy antigua, era importante determinar su edad, por lo cual se desarrolló una escala de tiempo geológico que mostraba la secuencia de acontecimientos basada en principios de edad relativa (Tarbuck & Lutgens, 2005).

El **fechamiento relativo** consiste en colocar los elementos geológicos en un orden secuencial, no puede indicarnos el momento exacto en el que ocurrió algún fenómeno, sólo puede informarnos qué ocurrió después de un acontecimiento y antes que otro. Para poder aplicar el fechamiento relativo en casos particulares se incorporaron leyes, principios o reglas básicas. La ley de la superposición, los principios de horizontalidad original, de intersección, la presencia de inclusiones, la extensión lateral y las discontinuidades estratigráficas, son fundamentales para determinar las edades geológicas, así como para interpretar la historia de la Tierra (Peralta & García, 2013).

Además de establecer una cronología relativa utilizando los principios estratigráficos antes mencionados, es posible obtener fechas numéricas (**datación absoluta**)

fiables para determinar edades de algún acontecimiento geológico, gracias al descubrimiento de la radiactividad.

En 1896 el físico Henri Becquerel descubrió la radiación que emitían los minerales de uranio. En ese mismo año, los estudios de Pierre y Marie Curie sobre minerales de uranio y torio condujeron al descubrimiento de dos elementos: el polonio y el radio. Estos elementos despertaron gran interés por emitir radiaciones muy penetrantes, a semejanza del uranio y el torio. A esta propiedad del radio y otros elementos inestables, de emitir energía en forma de radiación al desintegrarse, fue llamada por Marie Curie como "radiactividad" (ININ, 2011).

Fue así que a inicios del siglo XX Ernest Rutherford usa la radiactividad como método de datación basado en lo que se conoce como el periodo de semidesintegración. Este considera que si los elementos químicos se transforman mediante la radiactividad de unos en otros y ese cambio se realiza a velocidad constante, podremos conocer el tiempo que tarda en transformarse un elemento determinado en otro. De esta forma, si en una roca conocemos la cantidad de un elemento que se ha desintegrado en otro, se puede determinar con mucha precisión su edad (Duque, 2002).

Para poder describir de manera más detallada el fenómeno de la radiactividad, es importante tener claro que todos los elementos poseen un número determinado de protones y conforme a ella, se establece su posición en la tabla periódica de elementos químicos. La mayoría de estos elementos químicos poseen el mismo número de protones y neutrones, lo cual permite que el núcleo del átomo se encuentre en equilibrio. Sin embargo, en porcentajes bajos, a veces el número de neutrones es mayor o menor al de protones. A estos elementos se les conocen como isótopos. En algunos de estos isótopos, el núcleo del átomo está en desequilibrio y comienza un proceso espontáneo de transformación del mismo al ser inestables. El proceso de cambio supone la pérdida de uno o más neutrones o protones, hasta convertirse en un elemento estable. Los átomos en busca de este equilibrio se someten a un proceso conocido como fisión nuclear, el cual conlleva la emanación de tres tipos de rayos, conocidos como alfa (α), beta (β) y gamma (γ).

Existen diferencias notables entre estos tipos de rayos, las cuales se enuncian en la Tabla 1.1 y Fig.1.1

Tabla 1.1 Descripción de las características de los rayos alfa, beta y gamma.

Tipo de rayo	Alfa (α)	Beta (β)	Gamma (γ)
Tipo de partícula	Núcleo de He, compuesto por 2 protones y 2 neutrones	Electrón	Radiación electromagnética neutra
Poder de penetración	Tiene poco poder de penetración por fuerte interacción con la materia. Los detiene una hoja de papel.	Poder de penetración mayor que el de partículas α (0.3 mm en aluminio)	Alto poder de penetración (5 cm de Al o 3 mm de Pb)

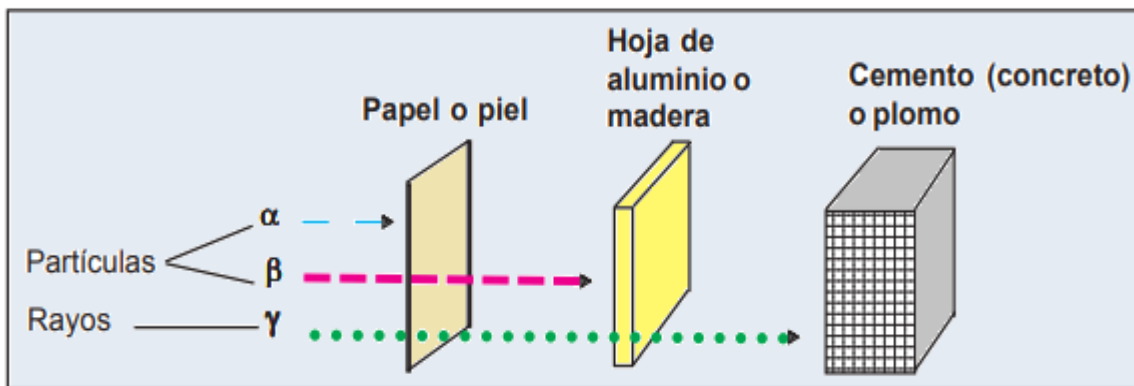


Fig.1.1 Representación del alcance que tienen las distintas emisiones de rayos (Modificado de Guardado et. al 2007)

En esta investigación se usan dos técnicas que tienen como base física los principios de radioactividad, las cuales se describen a continuación.

1.1.1 OSL

Éste es un método de datación de minerales que se basa en la estimulación óptica de los granos y que fue propuesta por Huntley en 1995. Esta técnica tiene una gran ventaja respecto al radiocarbono, y es que no es necesario tener materia orgánica, ya que se utilizan los granos minerales que forman un sedimento. Otra ventaja adicional es que el radiocarbono ofrece edades de hasta ~60,000 años y en el OSL se puede fechar hasta 500,000 años (Aitken, 1995).

El principio del OSL recae en la respuesta de ciertos minerales, que al depositarse y enterrarse entran en contacto con una fuente de radiación natural que tiene lugar en los suelos a consecuencia de: (1) la cercanía de los isótopos radiactivos ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K y (2) la acción ionizante de partículas subatómicas de gran energía que provienen de los rayos cósmicos y que pueden penetrar hasta cierta profundidad en los suelos. El efecto de esta radiación natural en los granos minerales, genera que los electrones dentro de los minerales semiconductores se movilizan a imperfecciones de la red cristalina, conocidas como trampas, en donde se pueden quedar de manera estable (Prescott y Hutton, 1994; Molodkov, 2007; Huntley 1985, Muñoz- Salinas, 2014).

Cuando el grano mineral es expuesto a la luz solar, la radiación electromagnética hace posible que los electrones almacenados en posiciones energéticas dentro de las trampas se recombinen en localidades de menor energía. Este mecanismo hace posible que algunos electrones alcancen centros lumínicos. Así, para compensar la pérdida energética, se emiten fotones, los cuales conforman las señales luminosas que provienen de los sedimentos (Aitken, 1995; Muñoz- Salinas, 2014).

La edad de un depósito se calcula de acuerdo al tiempo transcurrido desde la última exposición a la luz solar. A medida que pasa el tiempo, la señal de luminiscencia aumenta con la exposición a la radiación ionizante y los rayos cósmicos. La luminiscencia se cuantifica de acuerdo a la dosis de radiación recibida desde el evento de puesta a cero de los granos minerales (i.e. última exposición de los

granos a la luz solar), y a la tasa en la dosis de radiación recibida durante el período de enterramiento del depósito.

La estimulación recae en los granos de los sedimentos, principalmente del cuarzo y de los feldespatos, los cuales son dos de los minerales con mayor presencia en la superficie terrestre. En el caso del cuarzo, este mineral se puede encontrar frecuentemente en los depósitos de los ríos a lo largo de sus cursos altos, medios y bajos, lo cual es debido a que su dureza de 7 en la escala de Mohs lo hace altamente resistente a la erosión.

Cuando los granos enterrados son removidos y expuestos a la luz solar, éstos pierden la luminiscencia que ganaron durante su enterramiento y como consecuencia de la radiación natural descrita. La pérdida total de luminiscencia durante el transporte de los granos minerales se conoce como “reseteo” o puesta a cero del reloj geocronológico (Fig. 1.2).

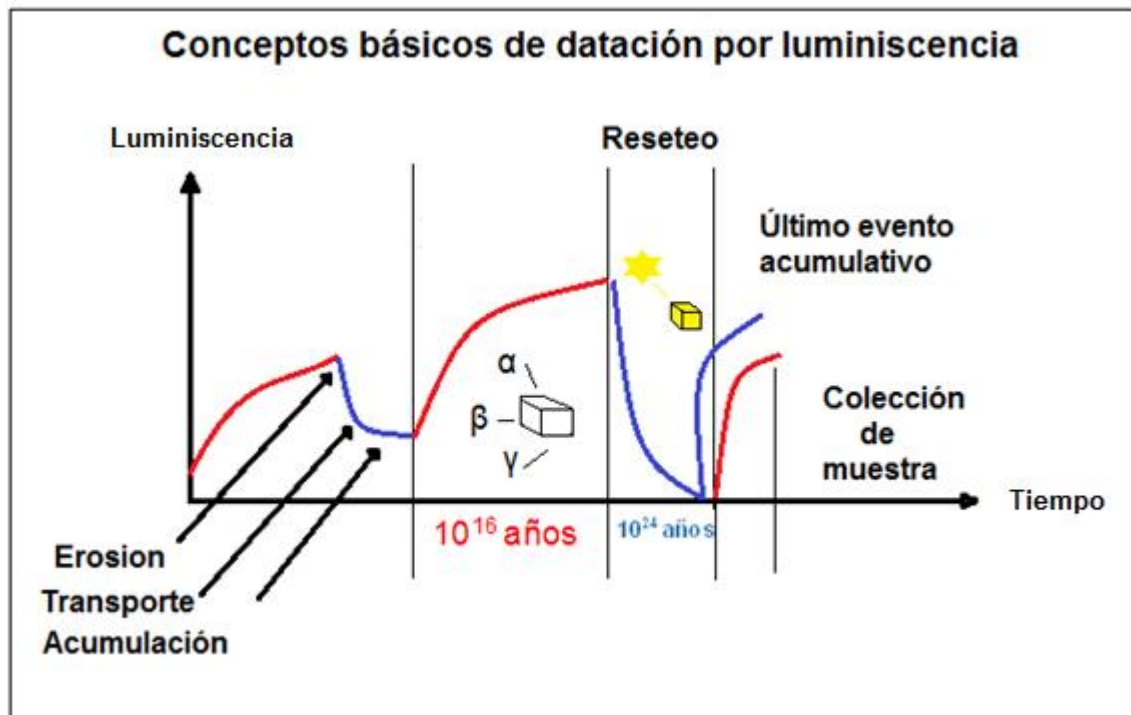


Fig. 1.2 Se presenta un esquema para los ciclos de ganancia y pérdida de luminiscencia a lo largo de un periodo de tiempo en el cual los granos minerales sufren distintas etapas en las que son erosionados, transportados y acumulados. Cuando comienza el primer ciclo, el material enterrado gana luminiscencia hasta que se inicia el proceso erosivo. Durante el transporte, la luminiscencia se pierde por la exposición solar, en este caso parcialmente, y tras la acumulación de material y su

enterramiento, comienza la segunda etapa en la cual la luminiscencia se vuelve a ganar. A continuación, se inicia una nueva etapa cuando el material es nuevamente removido y expuesto a la luz solar, en ese caso la luminiscencia se pierde completamente, y es cuando se dice que el material se reseteo y que el reloj geocronológico se puso a cero (Modificada de INS, 2006).

Actualmente el OSL no sólo se aplica para la datación absoluta de depósitos, si no que se utiliza en investigaciones de corte geomorfológico, ya que el grado de reseteo de un depósito, permite identificar los mecanismos de transporte que estuvieron involucrados en la movilización del material. Así, las señales de luminiscencia que se encuentran en los depósitos acumulados, pueden servir como trazadores del origen del material depositado. De esta manera, el OSL nos puede ayudar a analizar los procesos fluviales, haciendo hincapié en los mecanismos de transporte de los sedimentos, la manera en la que éstos se depositan y el tiempo que tardan los ríos en transportar los materiales que son resultado del intemperismo y la erosión del relieve (Muñoz-Salinas y Castillo-Rodríguez, 2014).

Así, en los procesos fluviales puede ocurrir que un mineral no se exponga totalmente a la luz solar antes de su enterramiento como resultado del tipo de flujo y carga que contiene la columna de agua que transportó el material. Si un flujo es turbidítico, donde la mayoría de los granos viajan en una solución opaca, hablamos de inhibir el paso de la luz solar a través de la columna de agua. De esta manera sólo estarán expuestos a dicha luz solar los sedimentos que se encuentren en las partes más superficiales. Los granos en las partes medias y bajas de la columna de agua, mantienen una luminiscencia de anteriores enterramientos, lo cual se considera una señal de luminiscencia residual (Duller, 2008). Esto suele ocurrir con frecuencia en flujos hiperconcentrados y de derrubios. En columnas de agua diluidas, como las de escorrentía, los sedimentos estarán completamente reseteados. Cabe señalar que otro mecanismo de reseteo de minerales es el calentamiento de éstos a más de 350°C, lo que suele ocurrir en los depósitos volcánicos eruptivos.

Para usar la luminiscencia como un trazador geomorfológico, no se calcula la radiación del depósito ni se irradian las muestras para su estimulación óptica, ya que la finalidad no es la datación del depósito *per se*. En este caso, el objetivo es

extraer la luminiscencia de distintos depósitos e interpretar las señales de OSL en relación con la estratigrafía y la geomorfología de los materiales en una determinada zona (Muñoz-Salinas y Castillo-Rodríguez, 2014). La estimulación óptica se realiza en la banda del espectro electromagnético del infrarrojo y del azul. Con el primero se estimulan principalmente los feldespatos y con el segundo el cuarzo (Aitken, 1998; Muñoz-Salinas y Castillo Rodríguez, 2014). Cabe mencionar que en el presente estudio, el OSL no se utilizó para fechamiento absoluto, sino para obtener información sobre una cronología relativa y sobre los procesos de transporte de los depósitos del VT.

1.1.2 Espectrometría de rayos gamma y beta

La espectrometría de rayos gamma y beta consiste en la detección de aquellos isótopos que emiten este tipo de rayos y en cuantificar la cantidad de los mismos en el depósito. Mediante el uso de espectrometría de rayos gamma y beta, se pretende identificar la presencia de dos isótopos radioactivos en los depósitos del VT. Estos son: el Cs_{137} y el K_{40} , los cuales nos ayudarán a conocer la sedimentación del valle.

El Cs_{137} es un radioisótopo artificial, liberado a la estratósfera por los ensayos de armas nucleares realizadas en el período entre las décadas de los años 50 y 70 del siglo XX y posteriormente depositado a la superficie terrestre. En muchos ambientes (tropical, subtropical, templado), el Cs_{137} penetra en la superficie del suelo y es fuerte y rápidamente absorbido por los minerales arcillosos (Brígido et al., 2000).

La cantidad de Cs_{137} alcanzó un valor pico en 1963, año en el que se firmó una moratoria internacional para suprimir las pruebas nucleares mediante detonaciones en superficie. Recientemente los accidentes en las centrales nucleares de Chernobyl en 1986 (Fig. 1.3) y de Fukushima en 2011 (Fig. 1.4) han generado nuevos picos de producción de Cs_{137} en la atmósfera (Lima, 1997; Aguayo, 2008).

Una de las características más importantes del radioisótopo de Cs_{137} es que tiene una vida media de 30.17 años y se desintegra totalmente aproximadamente a los 300 años. Durante este tiempo decae emitiendo una partícula beta al convertirse en

Bario-137m (metaestable) y se estabiliza emitiendo radiación gamma para pasar finalmente a Bario-137.

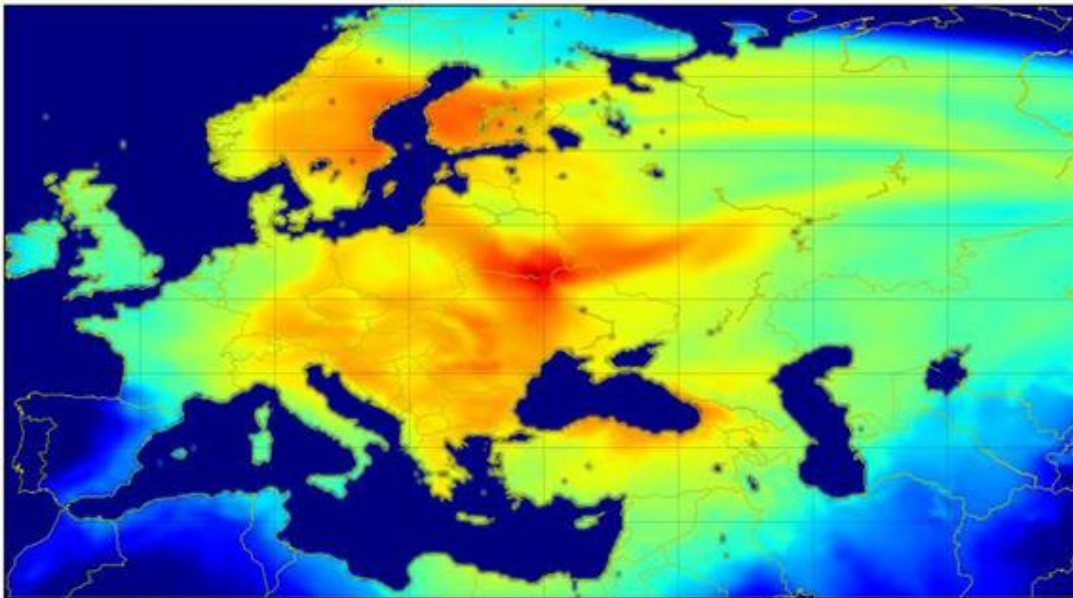


Fig. 1.3 Distribución de Cs_{137} a lo largo del continente Europeo, la cual es consecuencia del accidente nuclear ocurrido en Chernobyl en el año de 1986. Los colores cálidos en el mapa indican una mayor concentración de este radionúclido y por el contrario, los fríos, una menor distribución (CEREA-ENPC, 1986).

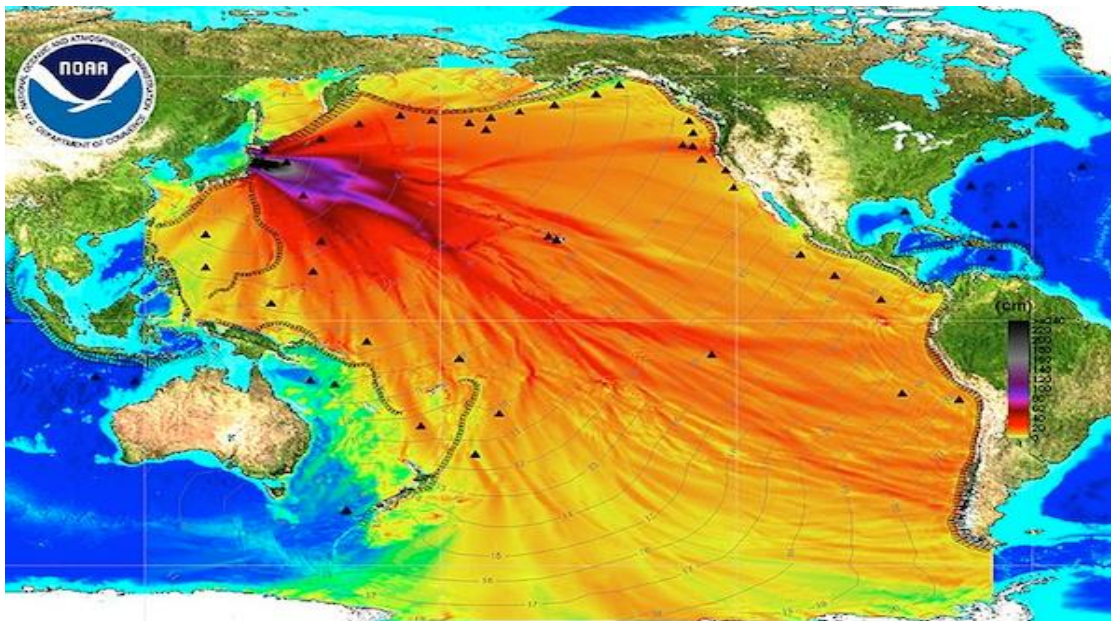


Fig. 1.4 Distribución de Cs_{137} en el año 2011 a causa del accidente nuclear en Fukushima. Se observa en la imagen que las emisiones más representativas se encuentran al norte y este de Japón, mientras que gracias a la acción del viento se dispersa a las demás partes del mundo llegando hasta las costas de Estados Unidos y toda Latinoamérica (NOAA, 2017).

En el presente estudio el Cs_{137} se utilizará para identificar los depósitos más recientes al año 1950 (momento en el que se considera que este radionúclido se fija por primera vez en los suelos a nivel terrestre) y por lo tanto, se utiliza como método de datación de los sedimentos del VT.

El K_{40} , a diferencia del Cs_{137} , se encuentra de manera natural, ya que procede de las series de decaimiento del uranio y es uno de los elementos más abundantes en la superficie terrestre. El K_{40} tiene una vida media de 1.28×10^9 años. Las dos formas de decaimiento que presenta son: (1) emisión β^- con la formación de un átomo de Ca_{40} y (2) la captura electrónica, es decir, el núcleo captura un electrón de las capas cercanas a él y uno de los protones se convierte en neutrón, dando origen a un átomo de Ar_{40} (Alarcón, 2011). Para el presente estudio, el K_{40} se utiliza para conocer si existen cambios de procedencia del sedimento en función de las distintas concentraciones de este radionúclido en las diferentes unidades sedimentarias encontradas en el VT.

1.1.3 Análisis sedimentológico (textural)

El tamaño de grano (textura) es una propiedad de los distintos tipos de sedimentos, y pueden proporcionar información importante sobre su procedencia y transporte (Blout & Pye, 2001).

Los análisis texturales de la fracción media (arenas de tamaño muy grueso, grueso, medio, fino y muy fino) se determina mediante el tamizado en seco de los diferentes tamaños de partículas presentes en una misma muestra. Para el análisis de fracción gruesa (como son las gravas, cantos y guijarros; entre otros) se realizan mediciones en campo de los ejes mayor y menor de los clastos y para la fina (limos y arcillas), se utiliza el difractorómetro láser. En este estudio sólo se utiliza el análisis de la fracción media, y es el método que se describe a continuación.

El tamizado en seco consiste en colocar la muestra de sedimento, previamente secada en el horno a $100^{\circ}C$, dentro de una pila de tamices. Posteriormente se agita esta pila por determinado tiempo para que la muestra se distribuya a lo largo de los distintos tamices y finalmente se pesa el contenido del material atrapado en cada

tamiz. Éste contiene una malla con un determinado diámetro de abertura que permite el paso de los granos más finos a éste y se retengan todas aquellas partículas con ejes mayores, medios y menores superiores al tamaño del tamiz. Los tamices se ordenan poniendo en la parte superior el que contenga la abertura de la malla más grande y en el inferior el de la más pequeña (Fig.1.5).

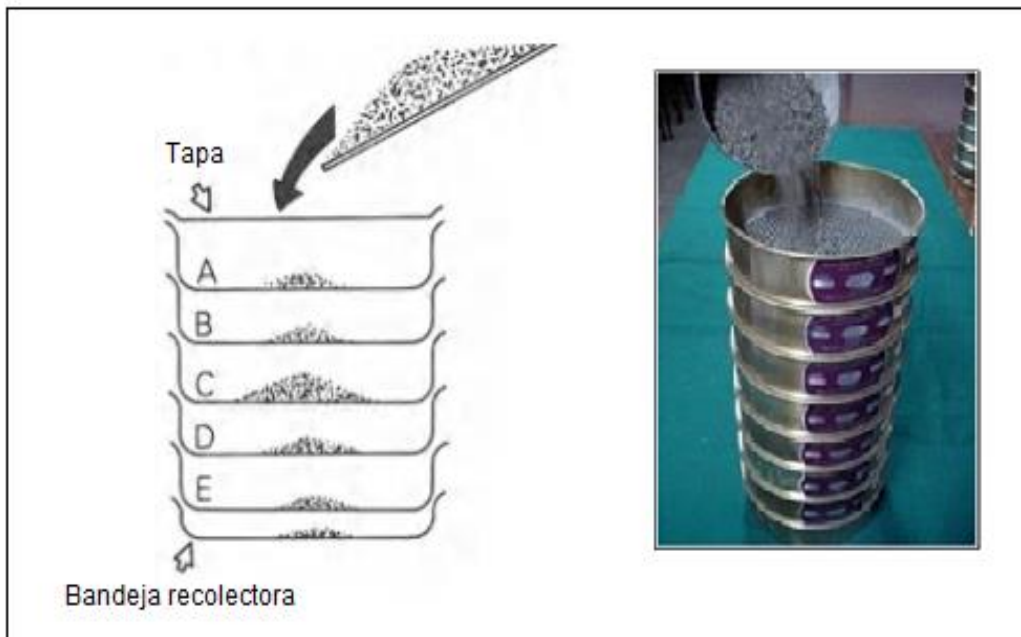


Fig. 1.5 Se muestra de manera gráfica el mecanismo que sigue la pila de tamices para la distribución de la muestra en cada uno (Modificado de Lindhom, 1987).

Un juego de tamices comúnmente separa las fracciones de grava, arena muy fina, arena fina, arena media, arena gruesa, arena muy gruesa y sedimentos finos, según la escala de Udden-Wentworth (Nichols, 2009). Krumbein en 1934 hizo una modificación a esta escala, definiendo para cada tamaño una unidad phi (Φ), la cual se basa en la relación algorítmica siguiente:

$$\Phi = -\log_2 d$$

En donde “ d ” es el diámetro de la partícula en milímetros y phi (Φ) es el tamaño (Fig.1.6).

Número de malla (mesh number)	Milímetros	Unidades phi	Escala Udden-Wentworth	
5	4096	-12	Bloque	Grava
	1024	-10		
	256	-8	Canto	
	64	-6		
	16	-4	Guijarro	
4	-2			
6	3.36	-1.75	Gránulo	Arena
7	2.28	-1.5		
8	2.38	-1.25		
10	2.00	-1.00		
12	1.68	-0.75	Arena muy gruesa	
14	1.41	-0.5		
16	1.19	-0.25		
18	1.00	0.0		
20	0.84	0.25	Arena gruesa	
25	0.71	0.5		
30	0.59	0.75		
35	0.50	1.0		
40	0.42	1.25	Arena media	
45	0.35	1.5		
50	0.30	1.75		
60	0.25	2.0		
70	0.210	2.25	Arena fina	
50	0.177	2.5		
100	0.149	2.75		
120	0.125	3.0		
140	0.105	3.25	Arena muy fina	
170	0.088	3.5		
200	0.074	3.75		
230	0.0625	4.0		
270	0.053	4.25	Limo grueso	Sedimento Fino
325	0.044	4.5		
	0.037	4.75	Limo medio	
	0.031	5.0		
	0.0156	6.0	Limo fino	
	0.0078	7.0		
	0.0039	8.0	Limo muy fino	
	<0.0039	>8.0	Arcilla	

Fig. 1.6 Escala de Udden-Wentworth donde se presenta el tamaño de grano correspondiente con el número de malla phi. Modificada de Boogs (2012) y Nichols (2009).

Los pesos de partículas de cada fracción se utilizan para realizar análisis estadísticos que nos ayudan a conocer la proporción de gravas, arenas, y sedimentos finos que conforman el depósito, así como para establecer el nivel de clasificación de un sedimento (Boggs, 2012; Trejo, 2015). Estos datos se pueden usar para apoyar interpretaciones acerca del tipo de transporte que sufrió el sedimento previo a su deposición. Con los pesos de las distintas fracciones, se pueden realizar análisis estadísticos donde se utilizan parámetros como la mediana, media, desviación estándar, asimetría y curtosis de los pesos obtenidos en las distintas fracciones. Para la representación de los porcentajes de pesos se construyen diagramas ternarios, así como gráficas de frecuencia y frecuencia acumulada. La estadística de los pesos de las distintas fracciones se puede relacionar con los diversos procesos de transporte y tipos de depósitos según se describe en el subapartado siguiente.

En el presente estudio, se utilizó el tamizado en seco para separar las fracciones: grava (4-2 mm), arena gruesa y muy gruesa (2-0.5 mm), arena media (0.5-0.25 mm), arena fina (0.25-0.125 mm), arena muy fina (0.125-0.063 mm) y material fino (< 0.063 mm).

Parámetros estadísticos

- **Media (Mz Φ)**

Este parámetro expresa el diámetro promedio de las partículas de una muestra y puede relacionarse con la resistencia de los materiales a la abrasión (Fig. 1.6). Las diferencias en los tamaños de partículas están relacionados con su origen y el transporte que hayan sufrido hasta su depósito. Por lo tanto, las características granulométricas del sedimento, se utilizan para conocer la naturaleza de los sedimentos y sus condiciones deposicionales (Córdoba, 2011).

- **Desviación estándar (σ_1)**

La desviación estándar caracteriza el grado de clasificación de la muestra analizada, es decir indica el grado de homogeneidad de una muestra de sedimento. Esta se calcula según se indica en la Fig. 1.6. Para su interpretación, ver Fig. 1.7. Dicho parámetro puede estar influenciado por el grado de turbulencia, la velocidad del transporte del viento, entre otros (Córdoba, 2011).

- **Asimetría (SK_1)**

Este parámetro indica el grado de asimetría de una curva de frecuencia, de manera que las curvas con asimetría positiva representan aquellas muestras con exceso de material fino, mientras que las que presentan asimetría negativa contienen un exceso de material grueso. Esta medida es importante ya que puede funcionar como indicador de mezclas de arenas finas y gruesas (Córdoba, 2011). Su cálculo se realiza según la fórmula de la Fig. 1.6.

- **Curtosis (K_G)**

La curtosis es un parámetro de angulosidad de la curva de frecuencia, como relación de proximidad entre los valores centrales. En general si la curva de frecuencia unimodal presenta un pico muy agudo es leptocúrtica, si presenta una zona horizontal en el máximo es platicúrtica y si es similar a la normal es mesocúrtica. Esta medida refleja el número de tamaños de grano que hay en una muestra y su distribución (Córdoba, 2011). En la Fig. 1.6 se muestra cómo se calcula este parámetro.

Parámetros para el análisis estadístico (Folk & Ward, 1953)

$$\text{Mediana } (Md_\phi) = \phi_{50}$$

$$\text{Desviación standard } (\sigma_I) = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

$$\text{Media } (Mz) = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

$$\text{Asimetría } (Sk_I) = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

$$\text{Curtosis } (K_G) = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Fig. 1.6 Parámetros frecuentemente utilizados para el análisis estadístico de sedimentos.

Valores límites de la desviación estándar, asimetría y curtosis para los coeficientes de Folk y Ward (1957).

DESVIACIÓN STANDARD	CURTOSIS	ASIMETRÍA
Extremadamente mal seleccionado ----- 4,00 -----	Extremadamente leptocúrtica ----- 3,00 -----	----- 1,00 ----- Muy asimétrica positiva
Muy pobremente seleccionado ----- 2,00 -----	Muy leptocúrtica ----- 1,50 -----	----- 0,30 ----- Asimétrica positiva
Pobremente seleccionado ----- 1,00 -----	Leptocúrtica ----- 1,11 -----	----- 0,10 ----- Simétrica
Moderadamente seleccionado ----- 0,70 -----	Mesocúrtica ----- 0,90 -----	----- -0,10 ----- Asimétrica negativa
Moderadamente bien seleccionado ----- 0,50 -----	Platicúrtica ----- 0,67 -----	----- -0,30 ----- Muy asimétrica negativa
Bien seleccionado ----- 0,35 -----	Muy platicúrtica	----- -1,00 -----
Muy bien seleccionado		

Fig. 1.7 Valores límites utilizados para la descripción de los resultados que provienen de algunos de los parámetros de análisis estadístico.

Capítulo II. Marco Geográfico

Para comprender los procesos que originan cierta forma del relieve se debe tener en cuenta tres aspectos fundamentales, el primero tiene que ver con el tipo de proceso al que corresponde el relieve a estudiar; ya sea exógeno o endógeno. El segundo está relacionado con la interacción de elementos del medio (clima, suelo, vegetación etc.) y la expresión de estos elementos en un lugar específico. Y por último esta la escala, siendo ésta un componente importante en cualquier estudio, ya que nos permite comprender cómo un fenómeno estudiado a menor escala, es resultado de otro, que ocurre a una escala mayor. De esta manera el estudio de las características del VT se desarrolla desde una perspectiva regional, describiendo la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la subprovincia de Sierra de las Cruces (SC).

2.1 Marco regional FVTM y SC

La FVTM, también conocida con el nombre de Sistema Volcánico Transversal, es una de las provincias fisiográficas con mayor variación en cuanto a relieve y tipos de rocas (INEGI, 2008). La FVTM está constituida por cerca de 8,000 estructuras volcánicas entre las que destacan los domos, campos monogenéticos, calderas y algunos cuerpos intrusivos. Se extiende desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México atravesando los estados de Veracruz, Puebla, Tlaxcala, Hidalgo, México, Morelos, Querétaro, Guanajuato, Michoacán, Guerrero, Jalisco, Colima, Nayarit, y la Ciudad de México (Gómez-Tuena & Orozco-Esquivel, 2005) (Fig. 2.1).

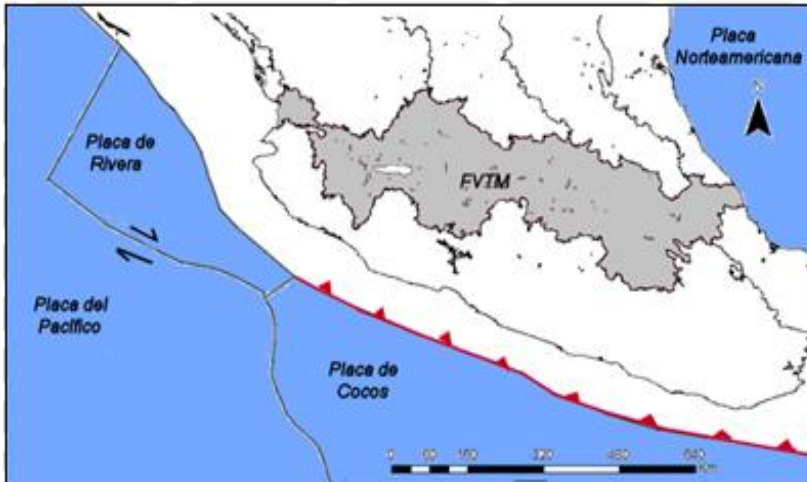


Fig. 2.1 Localización de la FVTM en México y su relación con las placas tectónicas.

El origen de la FVTM es resultado de la subducción de la Placa de Cocos y Rivera por debajo de la Norteamericana, fenómeno que sucede a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TM).

El basamento de la FVTM es heterogéneo y consta de dos regiones con edad e historia geológica distinta. Estudiando dichos aspectos, la FVTM se divide principalmente en dos zonas: (1) la parte oriental, la cual se localiza al este del meridiano 101° W y se caracteriza por estar formada en su mayoría de terrenos antiguos del Precámbrico (>542 Ma) y Paleozoico (entre 542 y 251 Ma) y (2) la parte occidental, la cual está constituida por el llamado Terreno Guerrero, un conjunto de arcos volcánicos marinos y depósitos sedimentarios del Triásico-Cretácico (251 a 65 Ma). En la parte occidental, además, el volcanismo asociado a la subducción ha estado activo de manera casi ininterrumpida desde el Cretácico inferior (135 Ma), mientras que en la parte oriental no hubo volcanismo entre el Jurásico y el Mioceno medio (± 165 y 15 Ma) (Ferrari, 2012).

La FVTM presenta características distintivas en comparación con otros arcos volcánicos, que son: a) su parte central y oriental no son paralelas a la trinchera mesoamericana; así, algunos de sus principales volcanes y conjuntos de volcanes (Popocatépetl, Iztaccíhuatl, Telapón, Tláloc y la SC) se encuentran alineados de forma transversal (N-S) con respecto a la orientación del arco; b) presenta gran variabilidad geoquímica, la cual está asociada a la subducción y a mecanismos

tectónicos intraplaca; y c) las placas que subducen por debajo de la Norteamericana son jóvenes (10 Ma para Rivera y 11 a 17 Ma para Cocos), la ocurrencia de este hecho en otras zonas dan lugar a un escaso volcanismo (Ferrari *et al.*, 2012; Figueroa, 2016).

Localizada en la parte este de la FVTM se encuentra la SC, la cual está delimitada por las coordenadas 18°59'–19°43'N y 99°00'–99°40'W, constituyendo el límite morfológico entre las cuencas de México y Toluca. Tiene una longitud de 110 km y un ancho de 47 km en su sector norte y 27 km en el sur.

Debido a la gran extensión de la SC, ésta presenta diferencias altitudinales muy marcadas, mostrando rangos mayores a los 4350 msnm en las zonas más altas y menores a los 1950 msnm en las partes más bajas. A través de esta división de altitudes se pueden apreciar de manera general dos unidades geomorfológicas (Fig. 2.2).

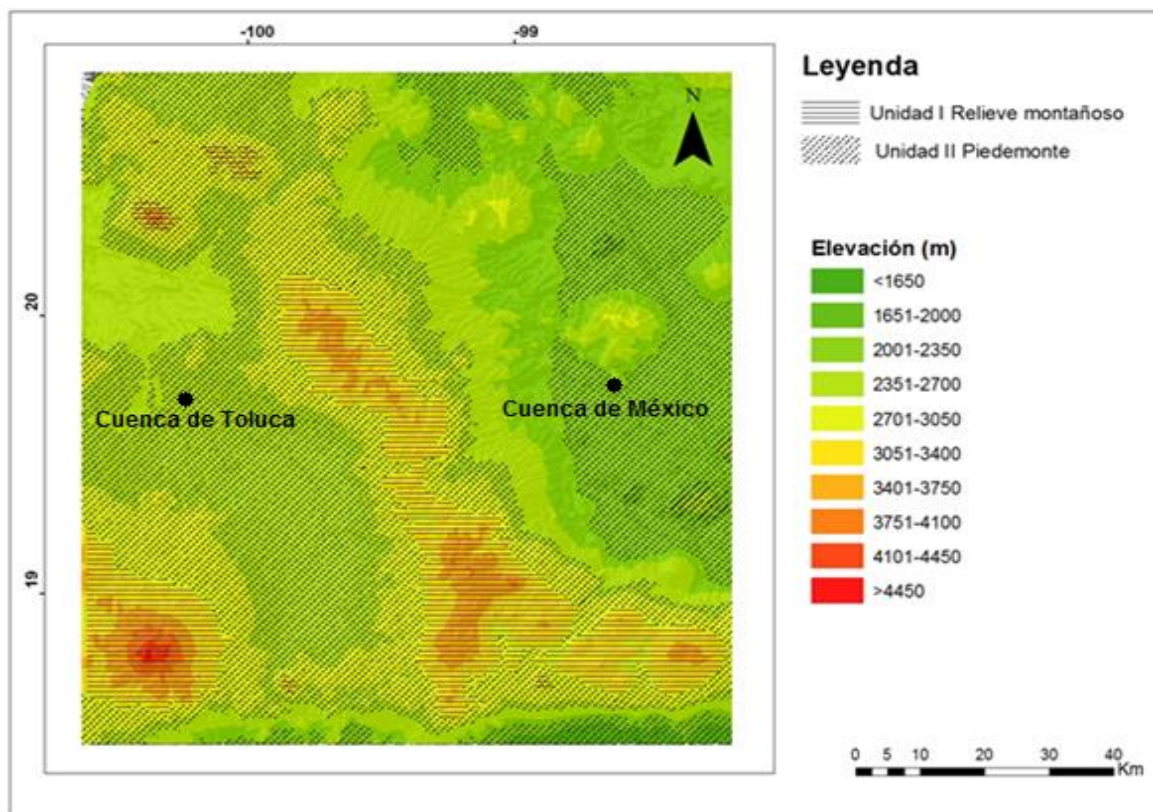


Fig. 2.2 Diferentes rangos altitudinales presentes en la SC y de acuerdo a éstas, la distribución de las regiones geomorfológicas descritas por García-Palomo (2008) las cuales se encuentran representadas con achures de diferente geometría y distribución espacial.

La unidad I, denominada relieve montañoso, se ubica en la parte central de la SC, presentando una zona rocosa a partir de los 2900 msnm, y un drenaje dendrítico muy denso, así como subdendrítico con fuerte control estructural. En los dos casos este tipo de drenaje se expresa en el relieve mediante la formación de cárcavas y barrancos con valles en forma de “V”.

La unidad II se caracteriza por el desarrollo del piedemonte compuesto por rampas asimétricas. Las orientales, con una longitud de 17 km, se disponen desde los 2800 hasta los 2240 msnm y las occidentales, cuya longitud es de 6 km, se distribuyen entre las cotas de 2950 a 2600 msnm, aproximadamente. Estas diferencias en el piedemonte son respuesta de la dinámica erosiva de cada flanco, así como en la variedad de las formas de relieve (García-Palomo, 2008). El drenaje que predomina en el piedemonte es el paralelo y subparalelo en los dos casos y está condicionado por la litología de la zona y la existencia de fallas y fracturas (Fig. 2.3).

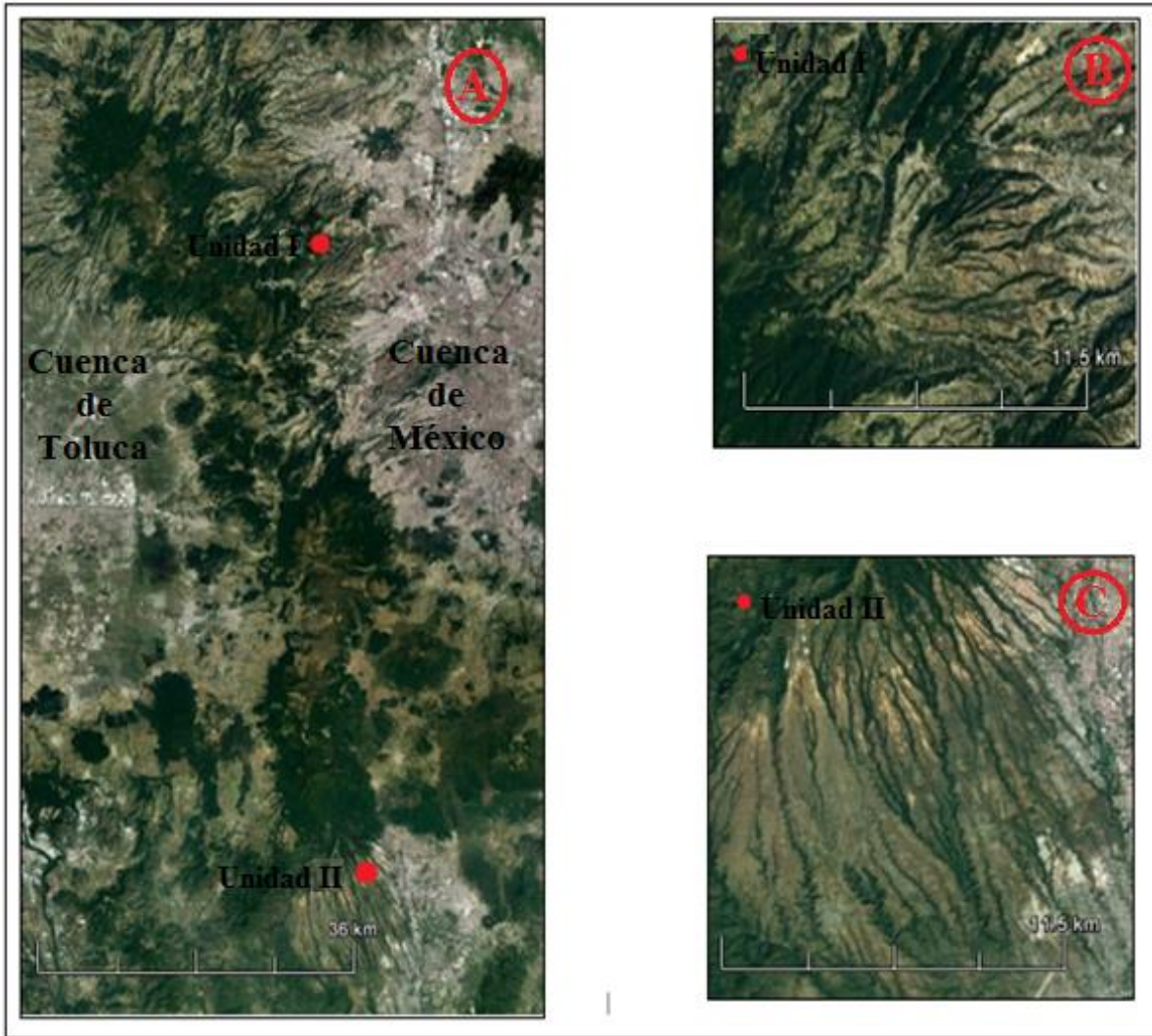


Fig. 2.3 A) Imagen representativa del patrón de drenaje que siguen las unidades geomorfológicas ubicadas en SC. B) Acercamiento al drenaje de tipo dendrítico observado en la Unidad I. C) Acercamiento al drenaje de tipo paralelo y subparalelo observado en la Unidad II.

Los materiales dominantes en la SC son los volcánicos extrusivos. Se destaca la presencia de ocho estratovolcanes traslapados y varios campos de conos de escoria. De sur a norte los nombres de las estructuras mayores (estratovolcanes) son: Zempoala (3690 msnm), La Corona (3770 msnm), San Miguel (3870 msnm), Salazar (3660msnm), Chimalapa (3420 msnm), Iturbide (3620 msnm), La Bufa (3460 msnm), la Catedral (3780 msnm), y el Ajusco (3950msnm) (García-Palomo, 2008) (Fig.2.4).

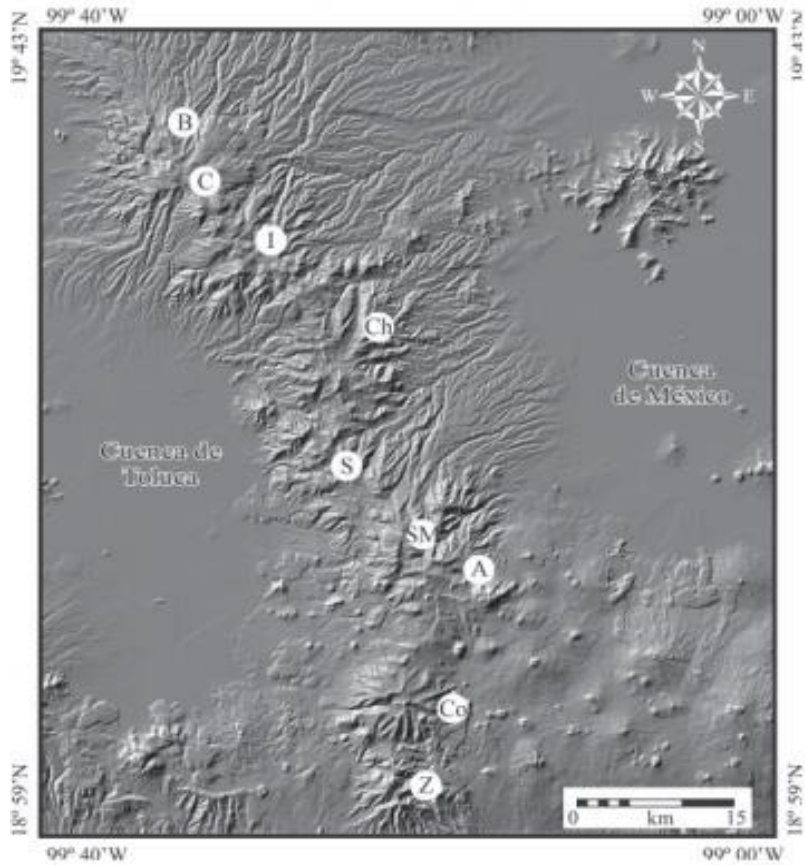


Figura 2.4. Ubicación de los principales estratovolcanes localizados en SC: A: Ajusco, B: La Bufa, C: La Catedral, Ch: Chimalpa, Co: La Corona, I: Iturbide, SM: San Miguel, S: Salazar, Z: Zempoala (García-Palomo, 2008).

La SC se formó durante tres episodios eruptivos que tuvieron lugar desde finales del Plioceno al Holoceno. Se considera que el periodo más antiguo ocurrió durante el Plioceno-Pleistoceno temprano y corresponde con la formación de Las Cruces. El segundo episodio generó el Ajusco y ocurrió en el Pleistoceno medio (este volcán se formó por extrusión de varios domos de lava andesíticos). La última etapa ocurrió durante el Pleistoceno tardío-Holoceno y se identificó como el período eruptivo Chichinautzin de vulcanismo monogenético, caracterizado por una actividad de tipo estromboliano (Romero, 2001).

2.2 Marco local del VT

Localización

La zona de estudio mide aproximadamente 6.85 km² y se localiza en la porción sur de la SC entre las coordenadas 19°13'49.37"N - 99°17'18.86"O y 19°12'40.64"N - 99°18'13.35"O (Fig. 2.5). Dentro de la Ciudad de México, el valle se encuentra localizado en la delegación Magdalena Contreras, la cual es limítrofe con el Estado de México.

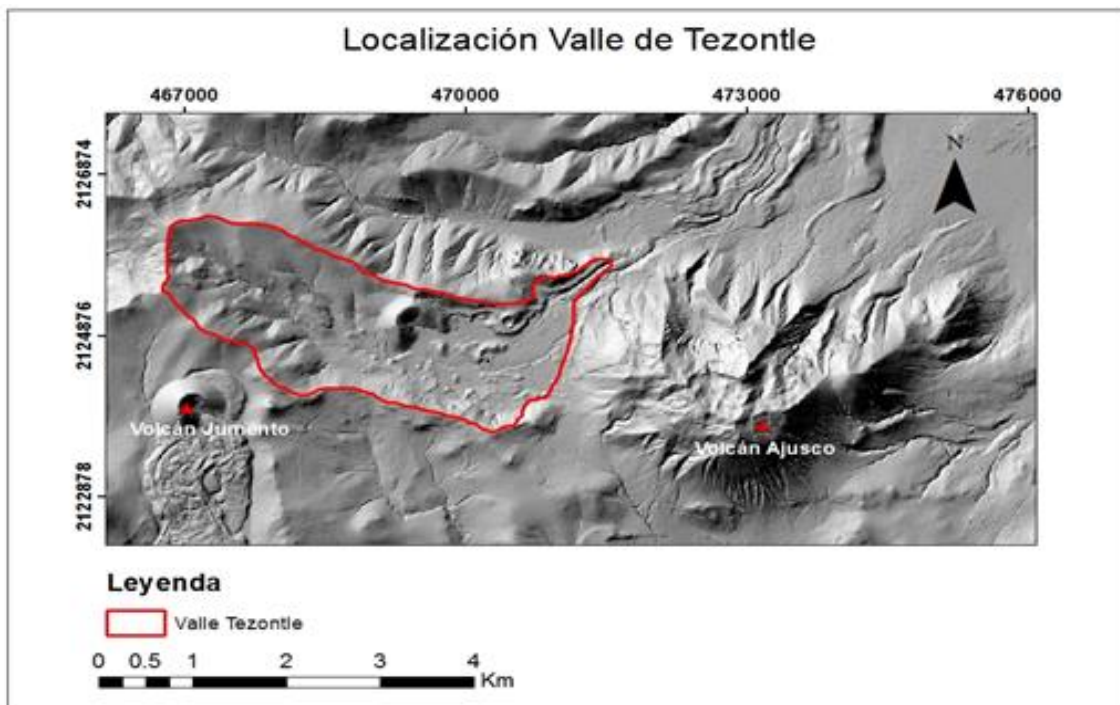


Figura 2.5 Localización del VT, marcando como puntos de referencia el volcán Ajusco y Jumento.

2.2.1 Clima, Suelo y Vegetación

El VT se inserta en la SC y el clima se determinó mediante el uso de la clasificación climática Köppen modificado por E. García (1998) mediante el análisis de datos de precipitación y temperatura de las estaciones ubicadas dentro de la SC más próximas al valle. Estas estaciones son: (1) Ajusco, (2) Marquesa, (3) Presa Ansaldo

y (4) el Guarda (Fig. 2.6 y 2.7). De acuerdo al promedio de estos datos se reconocieron dos tipos de climas.

1. $C(e)(w_2)(w)$: Clima semifrío subhúmedo con lluvias en verano y precipitación invernal menor al 5%, temperatura anual isothermal, presente a partir de los 2900 m.
2. $C(w_2)(w)$: Clima templado subhúmedo con lluvias en verano y precipitación invernal menor al 5%, temperatura anual extrema, presente desde los 2200 hasta los 2900 m.

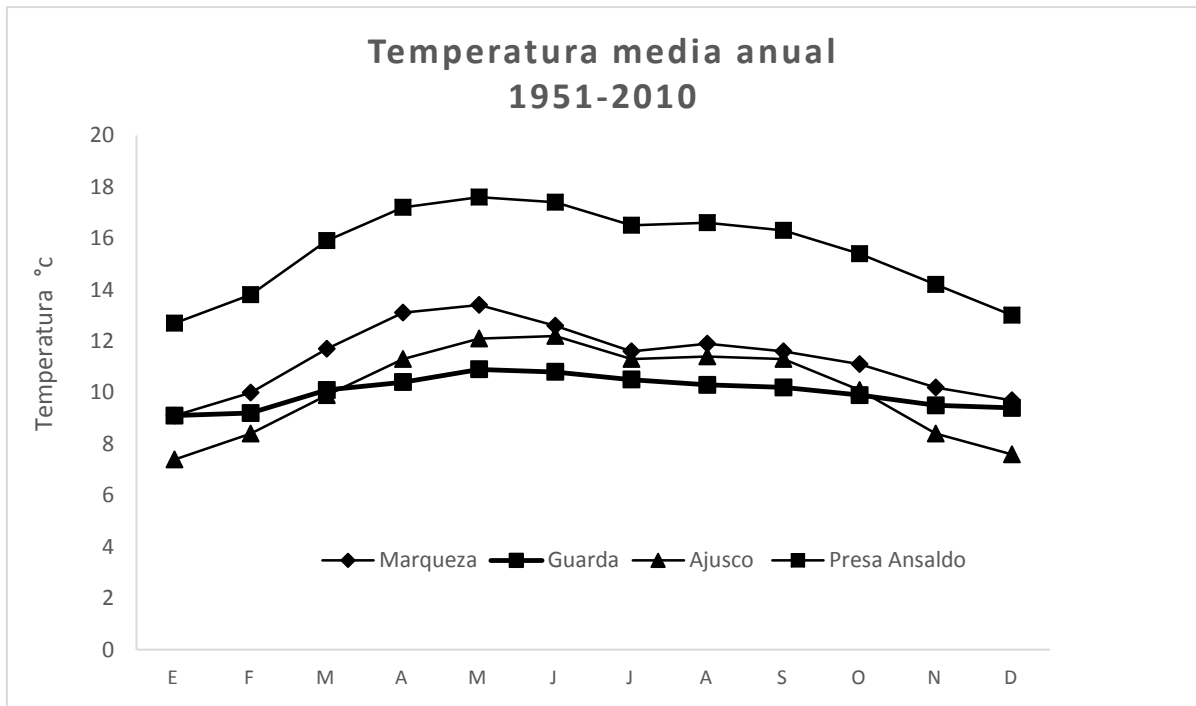


Fig. 2.6 Representación de la temperatura media anual de las estaciones Marquesa, Guarda, Ajusco y Presa Ansaldo en el periodo de 1951-2010 (SMN, 2016).

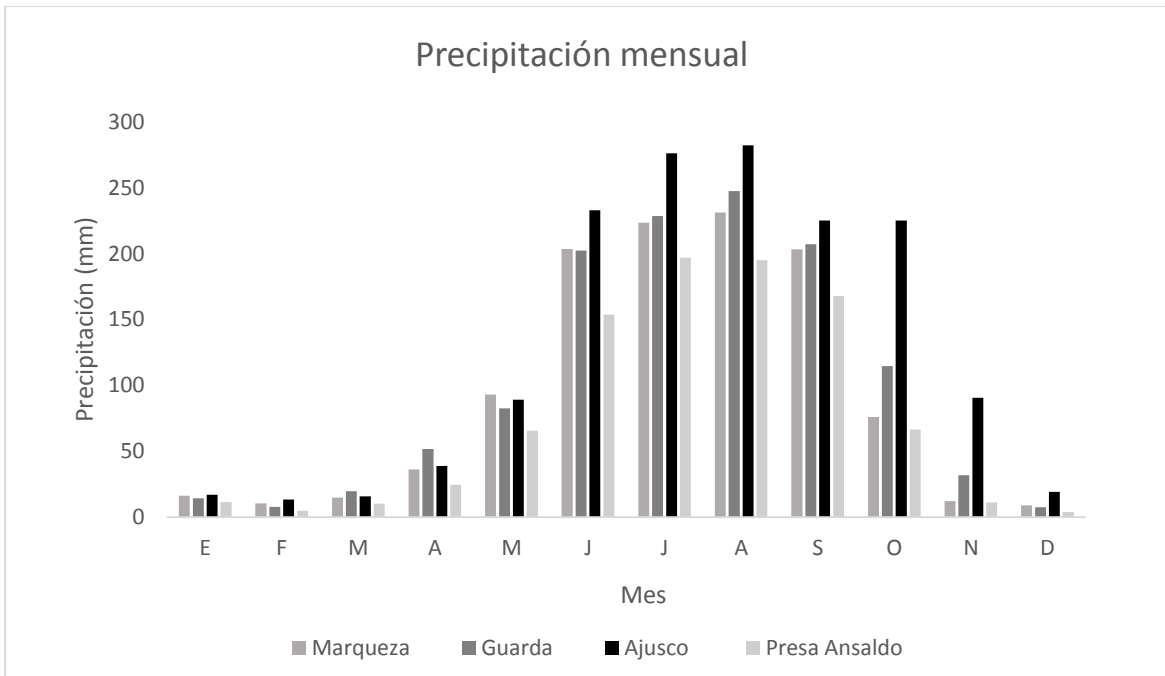


Figura 2.7 Representación de la precipitación mensual, en el periodo de 1951-2010 (SMN, 2016).

En las gráficas se puede observar que el clima tiene una marcada variación estacional, ya que los meses más fríos van de noviembre a febrero, y los meses con temperatura más alta de mayo a junio. Por el contrario, la precipitación se manifiesta a mayor escala en los meses de junio a octubre y los meses más secos de noviembre a marzo. La mayor precipitación se concentra en la estación Ajusco, siendo ésta la que se encuentra a mayor altitud.

El suelo con mayor presencia es de tipo Andosol, son originados a partir de cenizas y otros materiales recientes, generalmente son ricos en vidrio volcánico. La presencia de estos suelos está asociada a tres factores: 1) material geológico o parental, 2) el grado de alteración física y química de las rocas, y 3) la pendiente del terreno y los procesos erosivos (Castillo, 2003).

Debido a las características edafológicas (tipo y ph del suelo), geográficas (latitud y longitud) y climáticas (temperatura y precipitación) presentes en la zona, el tipo de vegetación más representativa es la siguiente:

- Bosque de Oyamel : Se localiza sobre suelos derivados de rocas ígneas o cenizas volcánicas, presente en suelos bien desarrollados, clima subhúmedo con precipitaciones medias anuales entre 900 y 1500 mm, presentes en pequeñas laderas de fuerte inclinación entre las cotas de 2700 y 3500 m (Sedesol, 2011) (Fig. 2.8).
- Matorrales: El origen de los matorrales está relacionado con la deforestación de un antiguo bosque de oyamel y encino, aunado a la actividad antrópica presente en la zona, como lo es la presencia de una cantera de la cual se extrae material volcánico. Se presenta principalmente en las laderas bajas de la zona montañosa y también sobre coladas de lava más jóvenes (Castillo, 2003) (Fig. 2.8).
- Bosque Artificial : Se trata de comunidades vegetales inducidas con la finalidad de reforestar la zona y se localizan en las áreas de influencia urbana o donde el suelo ha sido utilizado para la agricultura (Castillo, 2003).



Fig. 2.8 Se muestra comunidades de Oyamel en la parte superior de la imagen y se observa la presencia de matorrales sobre las coladas de lava, en la parte inferior de la fotografía.

Es importante tener en cuenta que no existen factores independientes, todos los elementos presentes en la superficie son resultado de diversos procesos. En el caso particular de la vegetación, éste es un factor que influye de manera directa en la ocurrencia de procesos de remoción en masa y en procesos de erosión fluvial. Es decir que estos se intensifican en zonas donde la vegetación es poca o nula y aunado a esto, el relieve que se encuentra es pronunciado o con pendientes abruptas, mientras que en los lugares donde la cobertura vegetal es densa, los procesos que actúan son de menor intensidad.

2.2.2 Geología- Estratigrafía

En este apartado se desarrolla de manera general la geología y la secuencia estratigráfica de la zona de estudio, con el fin de conocer la evolución geológica del VT y su relación con las estructuras presentes en el relieve. Se agruparon las formaciones más representativas del Cuaternario, ya que en este periodo se encuentran las rocas volcánicas que afloran y forman las estructuras de la Cuenca de México, así como los depósitos sedimentarios provenientes de la erosión de éstas (Castillo, 2003).

- **Formación las Cruces:** Ésta es el resultado de una larga sucesión de episodios eruptivos que abarcan del Mioceno tardío al Pleistoceno. La franja culminante de esta formación está constituida básicamente por una potente acumulación de derrames lávicos, brechas y domos volcánicos, intercalados con depósitos de pómez, tobas y en menor volumen, por depósitos de oleadas y flujos piroclásticos, además de depósitos de lahares (Mooser, 1975). Dicha formación se encuentra cubierta parcialmente por los depósitos de la Formación Chichinautzin y sedimentos aluviales y lacustres del Cuaternario (Castillo, 2003).

- Formación Tarango: Mosser et al (1996) nombra como formación Tarango a todos los depósitos volcánicos que se encuentran formando extensos abanicos en las laderas inferiores de la SC, Sierra de Zinacantépetl, Sierra Nevada y Sierra de la Malinche. Las rocas consisten en depósitos de flujos piroclásticos, capas de pómez, depósitos fluviales y paleosuelos (Castillo, 2003).

Mosser (1975) menciona que su formación no corresponde a un ciclo cerrado de carácter erosivo, si no a varias fases de actividad, a veces erosivo-denudativa y en otras, volcánico-magmática. Menciona que los depósitos de la Formación Tarango se transportaron principalmente por dos medios: materiales de caída proveniente de las erupciones volcánicas, las cuales depositaron cenizas en horizontes paralelos al relieve preexistente, y el otro, por flujos piroclásticos y lahares, en este caso los productos se canalizaron por las depresiones topográficas. La fuerte pendiente de los derrames favoreció el rápido desplazamiento del material hasta su depósito como aluviones y proluviaones (Romero, 2001).

- Formación Ajusco: Schlaepfer (1968) nombra como Formación Ajusco al conjunto formado por varias rocas volcánicas cuyo origen se relaciona a mantos de composición andesítico-dacítico. El volcanismo que origino al Volcán Ajusco fue principalmente efusivo y se caracterizó por la construcción de domos de composición intermedia acompañados por flujos piroclásticos de bloques y cenizas. La estratigrafía calibrada mediante fechamientos de K-Ar, indican que el volcán comprende cuatro fases de construcción de domos: el primero correspondiente al domo dacítico Cruz del Márquez, con una edad probable de >3 Ma, seguido por el emplazamiento del domo andesítico Santo Tomás con una edad de 3.4 Ma. Posteriormente, el siguiente emplazamiento dio origen al domo dacítico Pipixaca extruido hace 2 Ma y finalmente se emplazó el domo dacítico Pico del Águila hace 0.6 Ma (Romero, 2001).

Hace 27,000 años, el volcán Ajusco y sus múltiples domos fueron cubiertos por glaciares, los cuales erosionaron el volcán dejando elementos morfológicos característicos de este tipo de relieve, entre los que se encuentran los valles en forma de U, morrenas y circos glaciares (White, 1982).

- Grupo Chichinautzin: Las emisiones del grupo Chichinautzin se realizaron a través de fracturas dirigidas de NE Y SW. Están interestratificados con depósitos lacustres, eólicos y suelos del Pleistoceno (Arellano, 1953 ; Romero, 2011). Consiste en lavas de composición andesítico– basáltico y basáltico. La estructura es de numerosos conos de tefra y extensas coladas de lava con morfología de bloques y cordadas; tienen un espesor máximo de 1800 m (Castillo, 2003). Para Mooser (1963), los volcanes del Grupo Chichinautzin parecen haber surgido a lo largo de las fracturas tensionales dirigidas de oeste – suroeste a este – noroeste. Sus lavas interrumpieron el drenaje antiguo y transformaron el Valle de México en una cuenca cerrada. Cervantes y Molinero (1995), definen que la formación Xitle está constituida por dos unidades Holocénicas y le asignan una edad de 2025 ± 55 años (Romero, 2011).

2.2.3 Geomorfología y Morfometría

El relieve de la superficie terrestre se representa espacialmente mediante técnicas, procedimientos y métodos topográficos y cartográficos, que permiten destacar aquellos atributos específicos del relieve. Con base en ellos, se puede caracterizar las formas del terreno (Pedraza,1996).

Dichos atributos hacen referencia a parámetros cuantitativos y cualitativos de la geometría del terreno, tales como: límites, medidas, posición y distribución. Es por ello, que un análisis geomorfológico debe contener una caracterización de las cualidades morfométricas del relieve. Cuando se hace referencia a estas características se enfoca en el estudio de líneas, puntos y áreas como elementos principales del terreno.

Algunos de los elementos más comunes para cuantificar las formas presentes en el relieve son: longitud, superficie, volumen, altura, pendiente y orientación. Los métodos morfométricos permiten la elaboración de mapas específicos que contribuyen al conocimiento de la topografía (Lugo, 1991).

Para el estudio del VT se utilizaron las variables de altimetría, inclinación del terreno, hidrología y orientación de laderas. El objetivo de basar el estudio de la geomorfología del VT en la morfometría es llegar a establecer y comprender las relaciones entre las formas del relieve y los procesos que las originaron.

- **Altimetría.**

El mapa altimétrico (Fig. 2.9) tiene como principal objetivo representar y sintetizar las unidades del relieve partiendo de las diferencias altitudinales localizadas en la zona de trabajo y además se encamina hacia la primera clasificación del relieve.

Es importante recalcar que VT es una zona muy pequeña, en la que la diferencia altitudinal desde la zona más baja (3320 m) hasta la más alta (3800 m) es de tan

solo 500 metros, por lo que la clasificación por unidades geomorfológicas no se utilizó, sin embargo, el mapa altimétrico nos brindó información respecto a posibles fuentes de sedimentos que se incorporan al valle. Estos mecanismos se desarrollan de la siguiente manera: la erosión va a ser predominante en las zonas de mayor altura, el transporte en los lugares intermedios y el depósito en las regiones más bajas. Dichos procesos suceden en todo el valle, sin embargo hay zonas donde debido a sus características topográficas van a predominar más unos que otros y la magnitud en la que suceden es mínima en comparación con zonas más grandes.

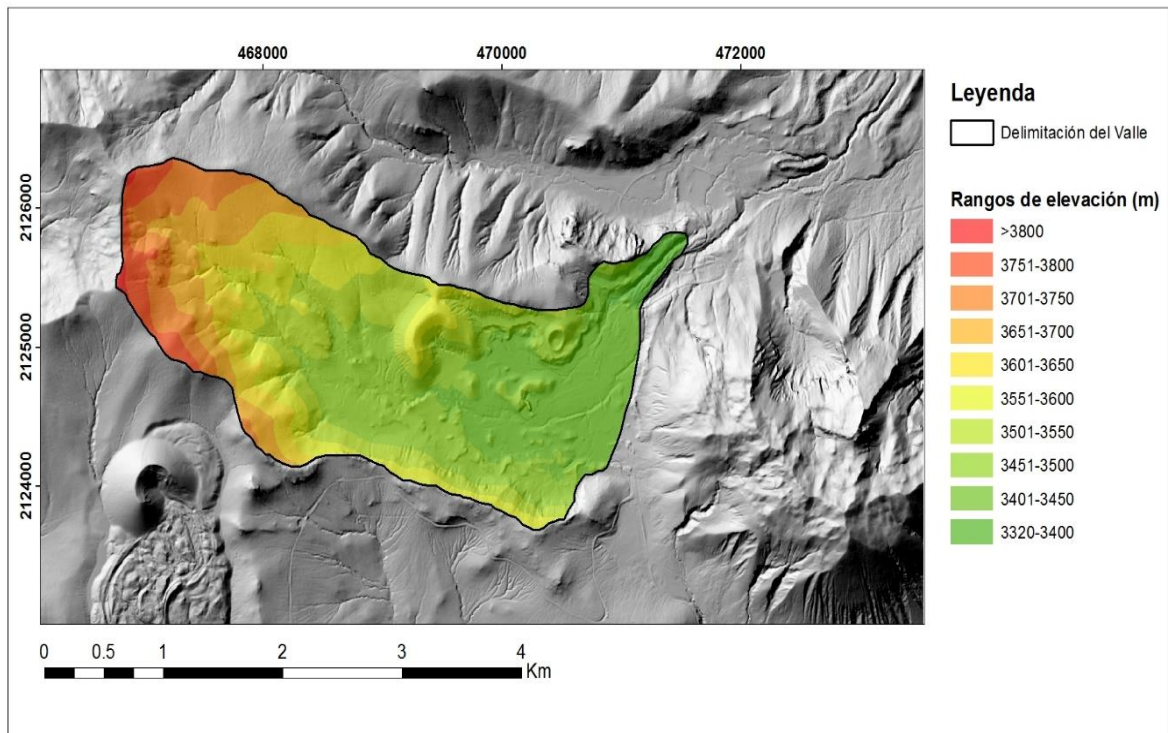


Fig. 2.9 Representación de las principales diferencias altitudinales en la zona. De color verde se encuentran las zonas con alturas mínimas. Las intermedias se representan con tonalidades amarillas y anaranjadas, mientras que las de mayor altura se encuentran de color rojo.

- **Pendiente.**

El mapa de pendientes (Fig. 2.10 y Tabla 2) representa la inclinación del terreno mediante la transformación de las distancias entre curvas de nivel a grados de pendiente. Los valores de pendiente se obtienen para una porción del terreno, dividiendo la altura vertical entre dos puntos y la distancia horizontal. El cociente correspondiente a la tangente del ángulo es la inclinación (Castillo, 2003).

Estos tipos de mapas cumplen la función de clasificar una superficie de acuerdo a sus características de inclinación y aunado a esto nos permite establecer una relación entre los procesos exógenos y las diferentes morfologías en el terreno. No solo podemos identificar formas de relieve, si no que evidencia procesos potenciales que tienen que ver con su misma evolución; por ejemplo, inestabilidad de laderas en paredes con gran inclinación y/o escarpadas y sedimentación en planicies fluviales.

Para este mapa se crearon siete rangos de inclinación, de los cuales se identificaron morfologías y procesos básicos que nos ayudan a reafirmar lo visto en el mapa de altimetría. La relación de procesos y morfologías se ve representada en la Tabla 2, la cual se basa en la clasificación de pendientes de van Zuidam (1985) adecuándola al caso particular de este estudio.

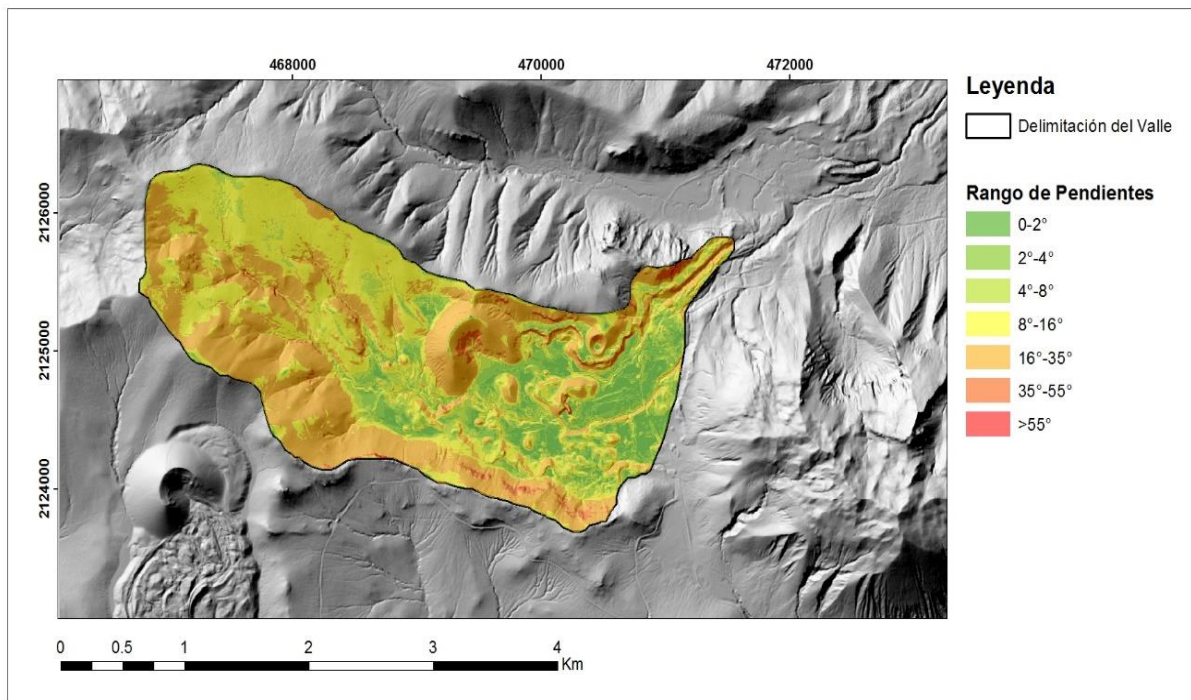


Fig. 2.10 Representación de las pendientes localizadas en VT

Tabla 2. Clasificación de pendientes del terreno y tipo de procesos asociados según van Zuidam (1985).

Pendiente	Morfología	Proceso
0-2°	Plano o casi plano	<ul style="list-style-type: none"> - No presenta denudación - Sedimentación en planicies fluviales.
2° - 4°	Pendientes suaves	<ul style="list-style-type: none"> - Procesos de remoción en masa (deslizamientos y flujos). - Abarrancamiento bajo condiciones fluviales.
4° - 8°	Inclinado	<ul style="list-style-type: none"> - Procesos de remoción en masa (deslizamientos y flujos). - Zona de transporte de sedimentos.
8° - 16°	Empinado moderado	<ul style="list-style-type: none"> - Peligro severo de erosión. - Procesos de remoción en masa (caídas, desplomes).
16° - 35°	Empinado	<ul style="list-style-type: none"> - Erosión intensa, aun con cubierta vegetal. - Peligro extremo de erosión del suelo. - Procesos de remoción en masa (caídas, desplomes).
35° - 55°	Muy empinado	<ul style="list-style-type: none"> - Procesos denudacionales intensos.
>55°	Extremadamente empinado	<ul style="list-style-type: none"> - Proceso predominante es la erosión. - Procesos de remoción en masa (caídas, desplomes).

- **Orientación de Laderas.**

El mapa de orientación de laderas (Fig. 2.11) cumple la función de mostrar el punto cardinal al que se orienta una superficie del terreno con respecto al norte geográfico. La orientación brinda información útil para diversos propósitos, tales como determinar el tiempo de exposición a la radiación solar que tienen las laderas, inferir cuáles laderas reciben mayor cantidad de precipitación, establecer la dirección que tienen las corrientes fluviales, entre otros ejemplos.

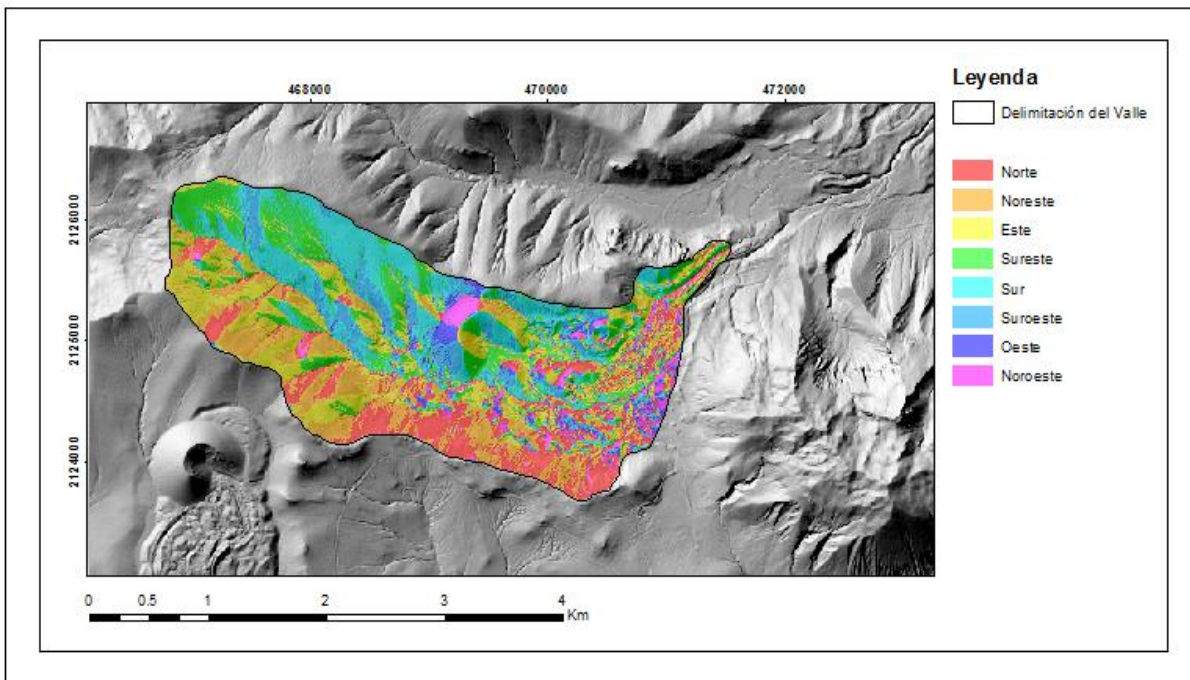


Fig. 2.11 Orientación de las laderas que se encuentran en VT, se puede observar que en su mayoría las laderas de esta región se encuentran orientadas hacia el sur.

- **Rasgos geomorfológicos fluviales**

El VT pertenece a la Región Hidrológica 26, cuyo principal afluente es el del río Panuco o Moctezuma. Los cuerpos de agua superficiales son los ríos: Magdalena, Eslava y Coyotes, además de existir en este territorio corrientes fluviales efímeras.

El drenaje que presenta es de tipo dendrítico, es decir, en forma de árbol y está formado por una corriente principal y sus afluentes primarios y secundarios (Fig. 2.12).

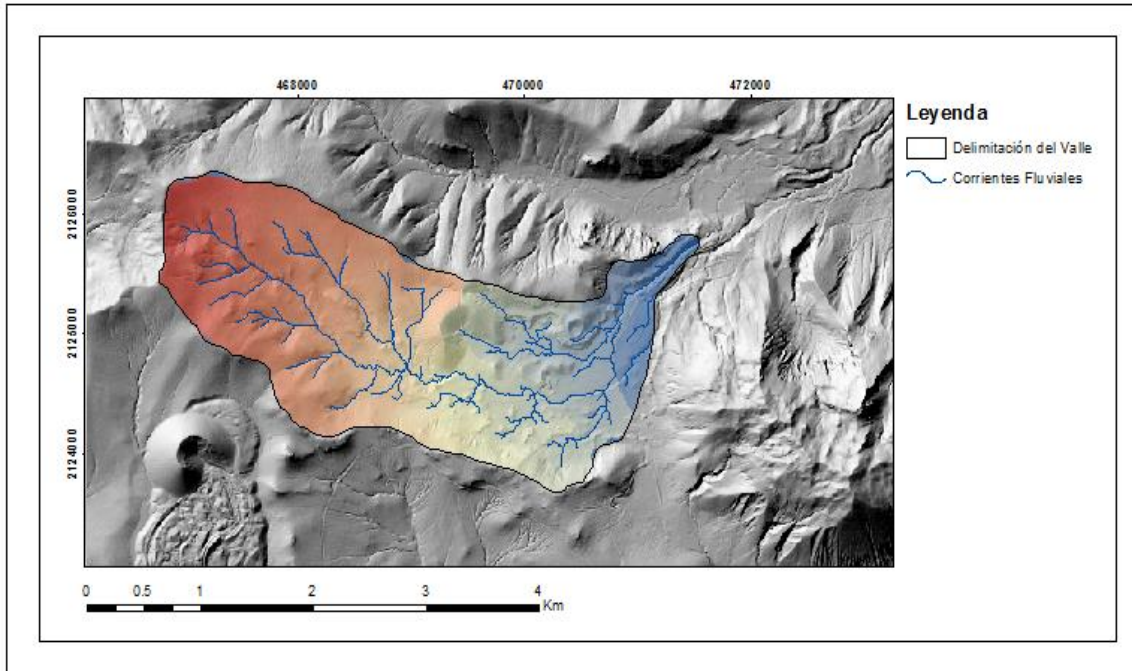


Figura 2.12 Representación de las principales corrientes fluviales en VT.

De acuerdo a la clasificación de órdenes de corrientes de Strahler (1952), en la zona de estudio se registraron corrientes fluviales de cuarto orden (Fig. 2.13). Los órdenes de corrientes son reflejo de procesos evolutivos, es decir que las de primer orden son las más jóvenes, con valles de formación incipiente. Las de órdenes mayores, en general, reflejan las etapas más antiguas del desarrollo de la red fluvial, y en muchos casos son indicadores de estructuras sobre las que se han desarrollado los valles fluviales (Lugo, 1991).

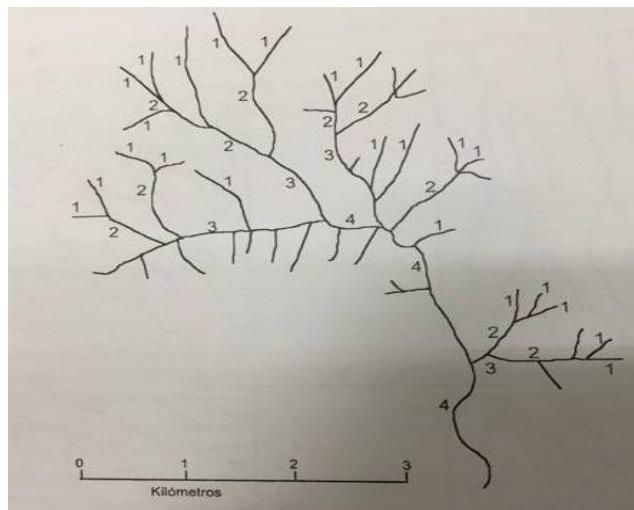


Fig. 2.13 Esquema representativo del orden de las corrientes según Strahler (García, 2003).

Para conocer la dinámica del valle a estudiar a partir de su morfología, se utiliza la curva hipsométrica (Fig. 2.14). Strahler (1952) demostró que las curvas hipsométricas pueden usarse para deducir las etapas de evolución geomorfológica de las cuencas de drenaje. Una curva hipsométrica convexa representa una cuenca que tiene una gran proporción de su superficie situada a altitudes elevadas. Se trata de una curva correspondiente a un paisaje juvenil, en donde los procesos predominantes serán erosivos (Fig.2.14 A). Por el contrario, una curva hipsométrica cóncava representa una cuenca que tiene un relieve de baja amplitud en su elevación y posee bajas altitudes; corresponde a un relieve senil en la etapa de formación de peniplanicies, y procesos de sedimentación (Fig. 2.14 C). Los casos intermedios, caracterizados por curvas sinusoidales cóncavo-convexo representan estados transitorios en la evolución del relieve, desde la madurez a un estado de paisaje antiguo (Fig. 2.14 B). Mientras la inflexión en la curva, de cóncava a convexa se presente a alturas relativas mayores, menor será el grado de evolución del relieve y mayor el porcentaje del paisaje original preservado (Quezada et al., 2010).

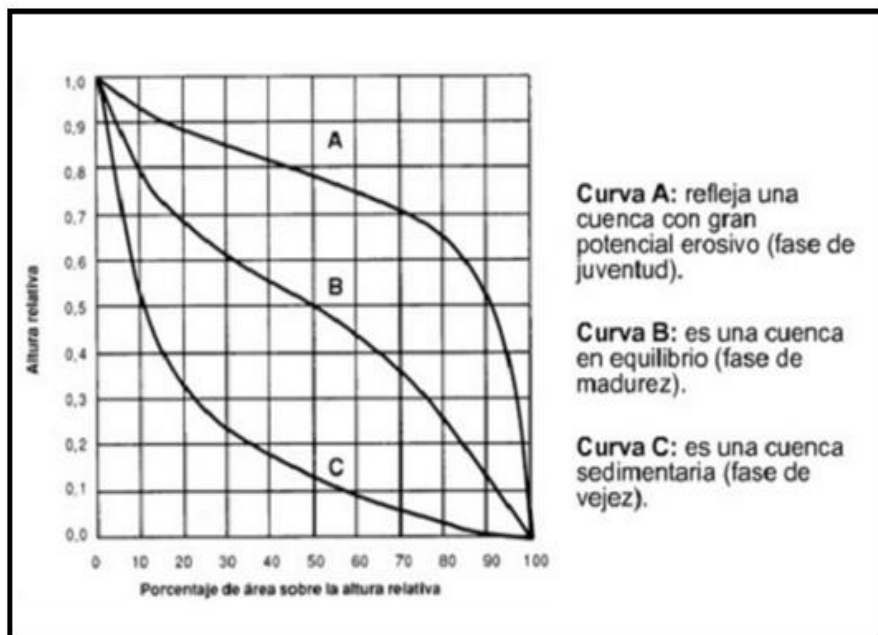


Fig. 2.14 Ejemplificación de los tres tipos de curvas hipsométricas que se presentan (INGECIV,2017).

Para el VT se construyó la curva hipsométrica mediante datos de área, altura máxima y mínima, los cuales fueron obtenidos de un modelo digital de elevación mediante el uso de un sistema de información geográfica. Los resultados se pueden visualizar en la Fig. 2.15

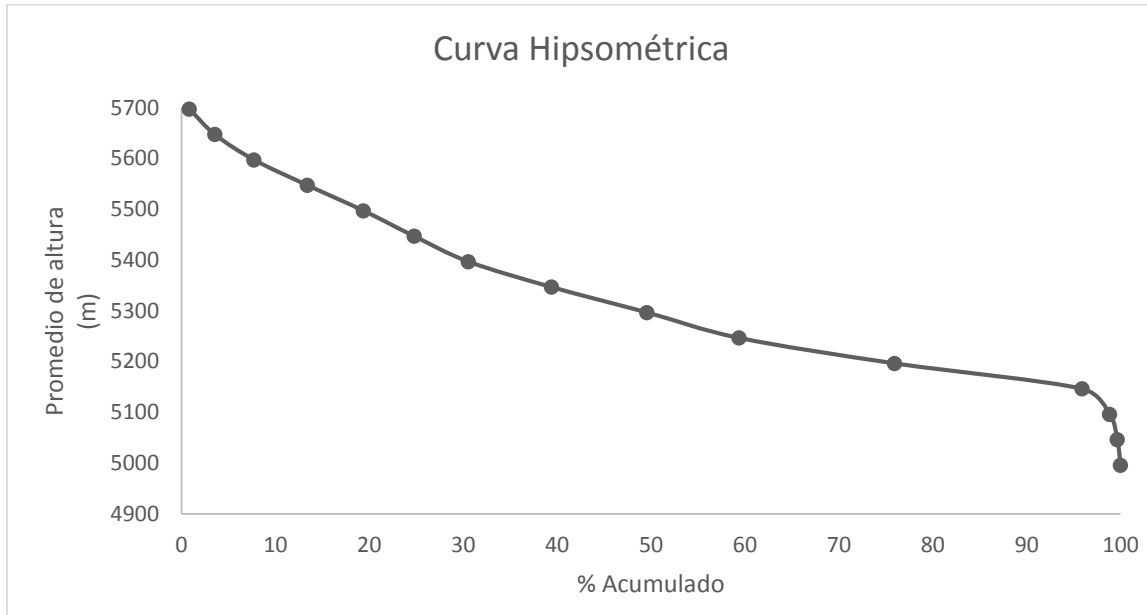
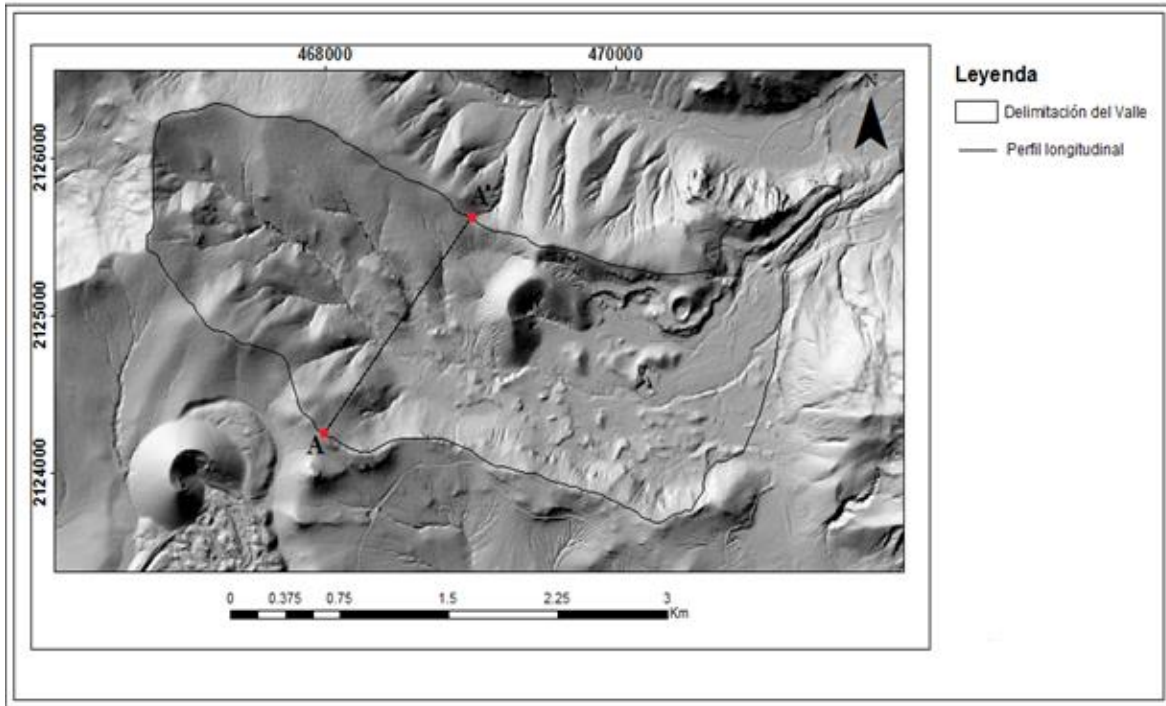


Fig. 2.15 Gráfico que representa la curva hipsométrica formulada con base en los datos del VT, la cual se identificó como una curva de nivel C, es decir que representa una cuenca o valle sedimentario en su fase de vejez.

Por último se realizó un perfil transversal del valle (Fig. 2.16), que de acuerdo a la clasificación de morfologías fluviales más comunes según su sección o perfil transversal descrito por Pedraza (1996), concuerda con la morfología de un valle glaciar por presentar una forma de U (White&Valastro,1984).



2.16. A) Mapa representativo de la zona que se utilizó para trazar el perfil transversal de VT.

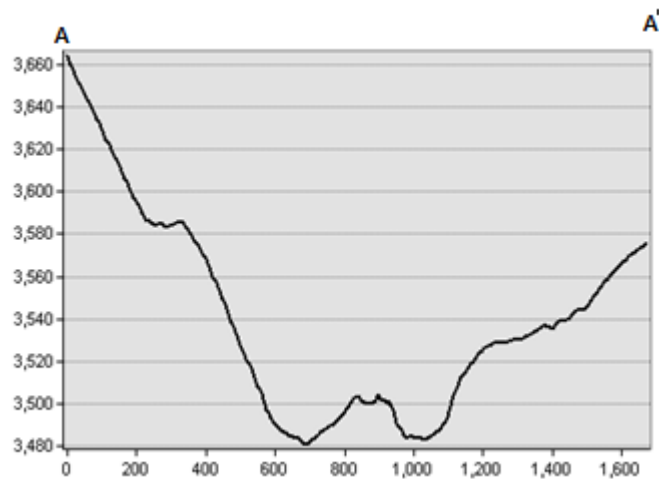


Fig. 2.16. B) Perfil transversal en donde de acuerdo a su morfología este valle está clasificado como glaciar.

Capítulo III. Metodología

Este capítulo tiene como objetivo describir a detalle el procedimiento que se siguió para cada método utilizado. La metodología del presente estudio se divide en dos partes, la primera explica el trabajo realizado en campo y la segunda describe el realizado en el laboratorio.

3.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en la visita a la zona de estudio donde se levantaron dos perfiles estratigráficos (TEZ-1 y TEZ-2) ubicados cerca de la cabecera del VT entre las coordenadas UTM 468351 y 2125694. Ambos perfiles están separados unos 100 m el uno del otro y se localizan en la base de un cono volcánico, justo donde se encuentra una zona de extracción de materiales de construcción (Fig. 3.1).

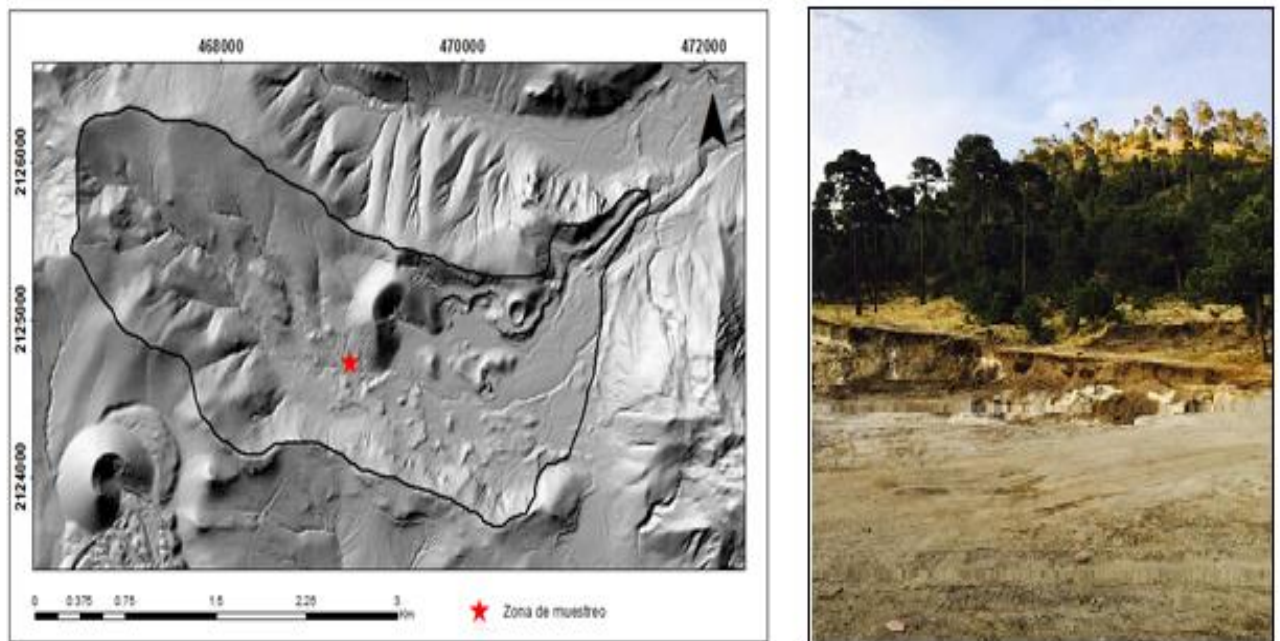


Fig. 3.1 Localización de la zona de muestreo.

En cada perfil seleccionado se realizó una descripción de los depósitos encontrados y a continuación, se extrajeron muestras de sedimento para los análisis texturales, de OSL y de espectrometría de rayos gamma y beta. Al iniciar el proceso, se limpió la parte superficial de los perfiles con ayuda de una pala. Así se removió todo rastro de vegetación e intemperismo visible en el exterior, lo cual facilitó la detección de cada una de las unidades depositivas en los perfiles.

Con la finalidad de extraer muestras para los análisis texturales y de espectrometría de rayos gamma y beta se recolectó aproximadamente 1 kg de sedimento en intervalos de 10 cm a lo largo del perfil vertical. Las muestras se introdujeron en bolsas que se rotularon acorde al nombre del perfil y la profundidad de extracción.

Para la obtención de muestras para los análisis de OSL, primero se cubrió la zona de extracción con un cobertor oscuro, se removió el sedimento presente en las capas superficiales y expuesto a la luz solar y posteriormente se extrajo el sedimento usando tubos de cobre de 1 cm de diámetro y 2 cm de longitud. Tras el muestreo, los tubos se cubrieron con papel de aluminio para evitar su exposición a la luz solar y se emplazaron en bolsas etiquetadas con el nombre del perfil y la profundidad de extracción (Fig. 3.2). Los tubos se obtuvieron a intervalos de 2 cm de profundidad.



Fig. 3.2 Tubos de cobre utilizados durante el muestreo, en la imagen se puede observar la forma en la que se guardaron y etiquetaron todas las muestras.

3.2 Trabajo en laboratorio

- **Análisis texturales**

- Primero se secaron los sedimentos colectados a intervalos de 10 cm en el horno ubicado en el laboratorio de Edafología Experimental del Instituto de Geología de la UNAM. Cada muestra se emplazó en una charola etiquetada con el código asignado en campo. Todas las charolas se introdujeron en el horno a una temperatura de unos 100°C durante 24 horas (Fig. 3.3).



Fig. 3.3 Horno en el cual se secaron las muestras.

- Para tamizar las muestras se usó un juego de 7 tamices acomodados de acuerdo al tamaño de abertura de la malla, los cuales se encontraban dispuestos de la siguiente manera : <5, 10, 30, 60, 90, 120 y >230. Se incorporó cada muestra a la superficie del juego de tamices y se agitó manualmente durante un lapso de 2 minutos, ayudando de esta manera a que los granos de cada tamaño se acomodaran en la malla correspondiente.

- Al finalizar el lapso que se destinó para agitar la muestra, se rescataron los sedimentos contenidos en cada tamiz y se almacenó cada fracción en bolsas nuevas con su debida clave.
- Al final de cada tamizado, cada malla se limpió con ayuda de un cepillo de cerda dura. Esto se hizo con la finalidad de no contaminar las muestras entre sí.
- Cuando todas las muestras se tamizaron, se procedió al pesado de cada porción obtenida de los siete tamices para cada muestra.

Los datos de peso de cada muestra fueron registrados y almacenados en hojas de Excel®, posteriormente se realizaron gráficas de frecuencia y frecuencia acumulada de pesos para cada una de las muestras y también se elaboró un diagrama ternario donde se representó la distribución de los porcentajes de grava, arena y material fino de todas las muestras según el perfil.

- **OSL**

Este método se llevó a cabo en el laboratorio Geocron-Q del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología de la UNAM utilizando el equipo *Portable OSL reader*. Todas las muestras analizadas para OSL se prepararon y estimularon en un cuarto oscuro bajo luz roja, para no resetear los granos minerales (Fig. 3.4). Se analizaron un total 136 muestras a las cuales se les aplicó el procedimiento que se menciona a continuación:

- La preparación de cada muestra consistió en verter el sedimento de cada tubo en un recipiente de metal que más tarde se insertó en el equipo. Cada contenedor se etiquetó, previo al vertido del sedimento, con la clave asignada a cada una de las muestras (Fig. 3.5).

En el equipo se realizó una primera lectura de “chequeo” para ver que todo funcionaba correctamente. Ésta se realizó sin ingresar ninguna muestra y se comprobó que los valores en la estimulación con infrarrojo (IRSL - *Infrared Stimulated Luminescence*) fueran < 600 conteos de fotones durante 60 seg de estimulación y < 1200 conteos de fotones durante 60 seg, en el caso de la estimulación en azul (BLSL - *Blue Stimulated Luminescence*). Cuando los valores no estaban en estos límites, se procedió a limpiar la platina del equipo y se repitió nuevamente la lectura de “chequeo” hasta obtener los valores apropiados para comenzar con el análisis de las muestras en el equipo.

- A continuación, se procedió a ingresar las muestras en el equipo. Cada una se estimuló durante 60 seg en IRSL y 60 seg en BLSL. Los resultados finales son proporcionados por el equipo y extraídos para su análisis.



Fig. 3.4 Luz roja necesaria para la preparación de las muestras e instrumentación utilizada para los análisis



Fig. 3.5 Organización y etiquetado de muestras para su posterior análisis.

Los resultados de luminiscencia se registraron en hojas de Excel® y se generaron gráficos de dispersión a partir de los cuales se pudo visualizar la distribución de la luminiscencia a lo largo de los perfiles.

- **Espectrometría de rayos gamma y beta**

Este método se llevó a cabo en el laboratorio Geocron-Q del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología de la UNAM. Para ello se usó del espectrómetro de rayos gamma y beta ATOMTEX AT1315 (SEINCO) (Fig. 3.6). El material que se analizó con este instrumento corresponde al material fino tamizado ($< 4\Phi$) para los análisis texturales. Sólo se analizó el material de uno de los perfiles, el cual se consideró cómo representativo de la sedimentación en el VT. Este perfil fue el TEZ-2.

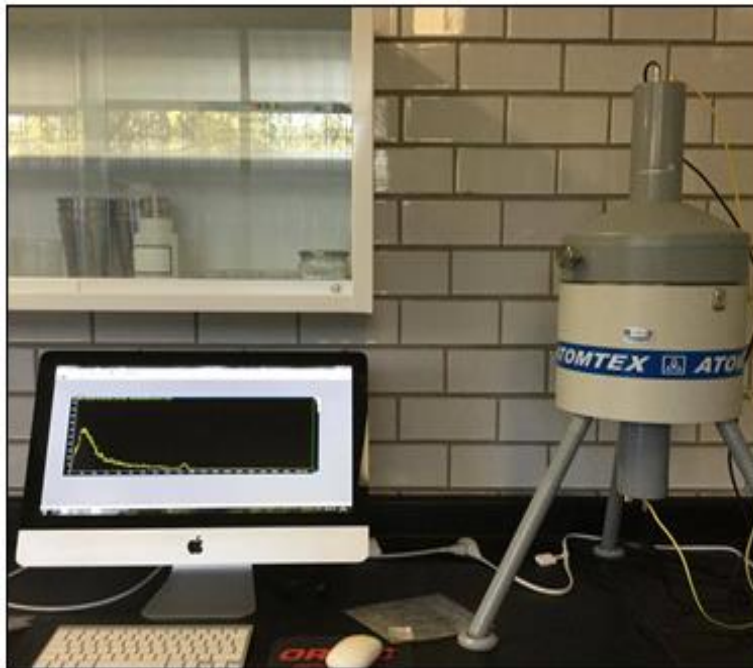


Fig. 3.6 Espectrómetro usado en laboratorio y equipo de cómputo que lleva el registro de información de todas las muestras.

Procedimiento:

- El equipo calienta los detectores de rayos gamma y beta durante 10 minutos.
- Con el propósito de realizar las mediciones de manera adecuada, se calibra el equipo mediante la colocación de una pastilla de Cs_{137} dentro del espectrómetro durante un lapso de 2 minutos.
- Se pesa la muestra que se introducirá al espectrómetro.
- Una vez calibrado el equipo, se introduce el peso de la muestra, el tiempo de medición (que para este estudio fue de 3 horas) y el tipo de contenedor en el que se inserta el material. A continuación se inicia la medición. Las lecturas son automáticas por parte del instrumento y al final se genera un reporte con las concentraciones de Cs_{137} y K_{40} en cada muestra. Estos resultados se almacenaron en distintas carpetas con el nombre de la muestra.

La información obtenida del análisis de rayos gamma y beta se registró en una hoja del programa Excel®, a través del cual se generaron gráficos que nos ayudaron a visualizar la presencia de Cs_{137} y K_{40} a lo largo del perfil seleccionado.

Capítulo IV. Resultados

4.1 Análisis texturales

Para cada una de las 62 muestras extraídas de los perfiles TEZ-1 y TEZ-2 se generaron histogramas de frecuencia y curvas de frecuencia acumulada, las cuales cumplen la función de (1) comparar los valores de frecuencia de tamaños de grano, (2) conocer la distribución en la muestra y (3) estimar valores de moda y mediana. Este tipo de análisis nos ayuda a determinar los mecanismos de transporte y génesis de los depósitos, aspectos que se retomaran en las discusiones.

TEZ-1 Descripción de afloramientos

Este perfil está compuesto por cuatro unidades, las cuales se encuentran clasificadas de acuerdo a su coloración, espesor, textura, tamaño y redondeamiento de los clastos (Fig. 4.1). Estas unidades se describen a continuación:

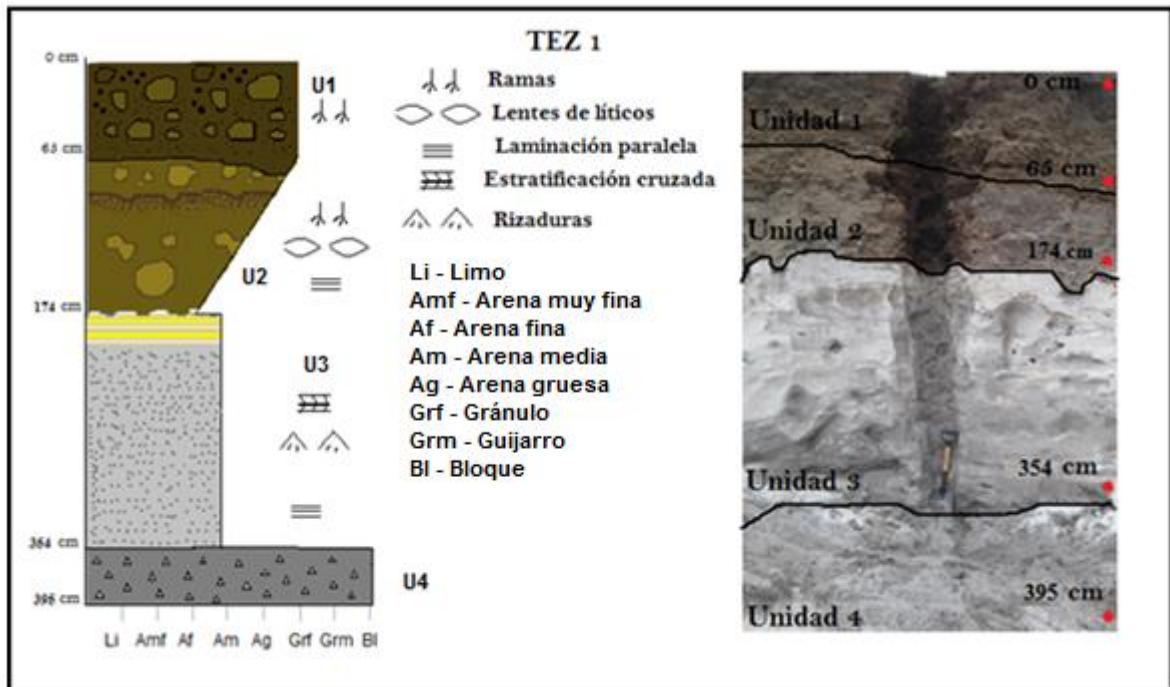


Fig. 4.1 Columna estratigráfica realizada con base en el primer perfil TEZ-1, donde se pueden observar las estructuras sedimentarias presentes en cada unidad.

Unidad 1.- Es de color café oscuro con espesor de 65 cm, no se encontraron estructuras ni gradación de ningún tipo, por lo que la estructura de esta unidad es masiva, mientras que la presencia de materia orgánica es notable en las partes superiores. En cuanto a granulometría predomina la más gruesa (guijarros) seguidas de arena media. Se presentan en menor medida clastos dispersos de 2-5 cm, con bordes que van de angulosos a subangulosos. Es importante mencionar que el contacto con la unidad inferior es erosivo. De acuerdo con las características antes mencionadas se establece como un depósito de ladera, proveniente de procesos de remoción en masa (PRM) (Fig. 4.2).

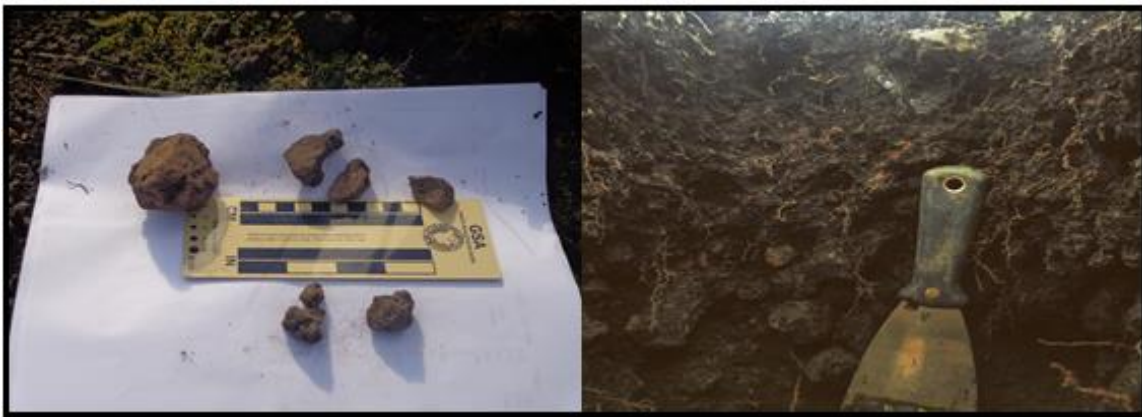


Fig. 4.2 Imágenes obtenidas en campo, hacen referencia al tamaño de los clastos y a la presencia de materia orgánica en la primera unidad reconocida dentro del perfil.

Unidad 2 -. Es de color café de un tono más claro al depósito antes descrito, su espesor es de 109 cm. Se caracteriza por la presencia de lentes de líticos, dentro de los cuales se observa gradación normal. De manera general la granulometría que predomina sigue siendo la de guijarros, seguida de arena fina. Se presentan en menor medida clastos con bordes que van de angulosos a subangulosos. El contacto con la unidad inferior es erosivo. De acuerdo con sus características se clasifica como un depósito fluvial (Fig. 4.3).



Fig. 4.3 En la primera imagen se observa una lente de líticos ubicado en la unidad 2 del perfil, el cual presenta gradación normal. Mientras que la segunda imagen se caracteriza por su contacto erosivo con la unidad suprayacente.

Unidad 3.- Es de color gris claro, su espesor es de 180 cm. Existe presencia de estructuras sedimentarias, entre las que destacan las rizaduras, laminación paralela de pómez con ceniza, estratificación cruzada y el contacto de estos materiales es grano a grano. La granulometría que predomina es la de arena media. La mayor parte del depósito está compuesto por ceniza volcánica. El contacto con la unidad inferior no es erosivo. De acuerdo con las características antes mencionadas, a pesar de ser material de origen volcánico, el depósito se clasifica como fluvio - volcánico debido a la presencia de las estructuras sedimentarias antes mencionadas, las cuales implican el transporte en medio acuático (Fig. 4.4).



Fig.4.4 Laminación de ceniza y pómez encontrada en la tercera unidad del perfil.

Unidad 4.- Corresponde a un afloramiento rocoso de color grisáceo, ya que se trata de un derrame de lava. Tiene un espesor de 40 cm, se representa en la parte inferior de la columna estratigráfica y no presenta estructuras de ningún tipo. Una de sus características más importantes es la dureza que mantiene en comparación con las demás capas y su uniformidad. De acuerdo con sus características no se realizaron análisis texturales.

TEZ-1 Análisis estadístico

Con la finalidad de conocer la distribución de los tamaños de partículas en cada muestra se generaron 33 gráficos que corresponden con curvas de frecuencia (Fig. A1, en el Anexo) para cada muestra colectada cada 10 cm de profundidad. Además se generaron 3 gráficos (Fig. 4.5) que contienen las curvas de frecuencia acumulada para cada unidad analizada texturalmente.

En los primeros centímetros del perfil, el tamaño de partícula que predomina es el de las gravas, formando curvas unimodales que se comportan de manera decreciente, sin embargo mantienen valores considerables en las demás texturas.

Aproximadamente a los 40 cm se observa un cambio en la geometría de la curva, esto debido al aumento de la presencia de gravas en la muestra y al mismo tiempo, a la disminución de otras texturas. Esto se puede interpretar como el punto de transición de una unidad a otra, ya que la unidad contigua mantiene las mismas características. A los 130 cm se visualiza la siguiente transición, la cual se puede expresar como el cambio de comportamiento de las partículas, en la parte inferior de la curva se observan los valores más bajos que sufren de un incremento llegando a su punto más alto en el tamaño de las arenas finas (Fig. A1, en el Anexo).

Las curvas de frecuencia acumulada de los depósitos provenientes de procesos de remoción en masa y fluviales presentan una gran diversidad de tendencias, esto es debido a la diferencia de materiales y tamaños que conforman estas unidades. De modo contrario es el comportamiento de la unidad representativa de materiales de

origen volcánico, los cuales siguen un patrón en su mayoría homogéneo debido a que los materiales que la conforman son de un mismo origen (Fig. 4.5).

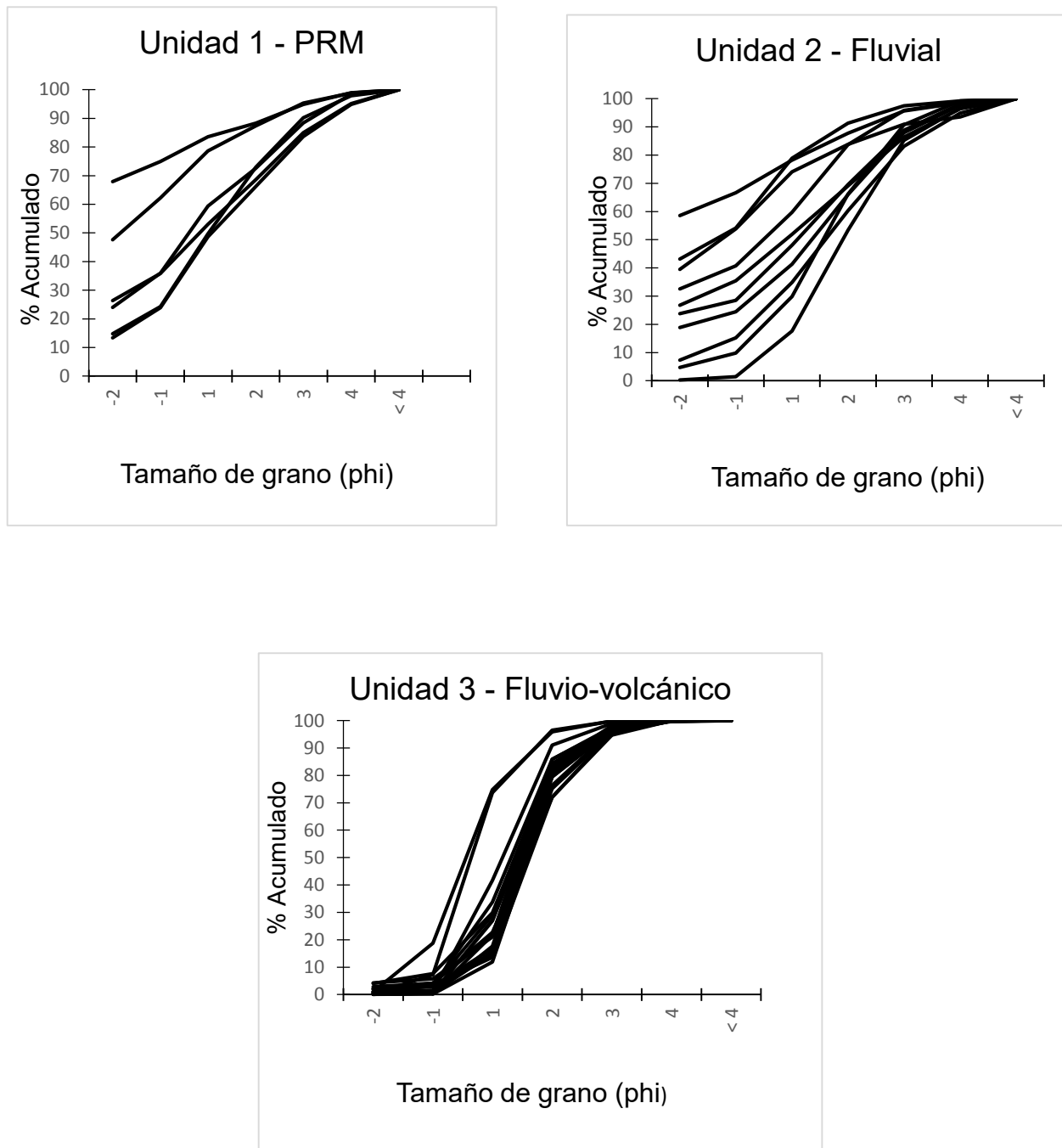


Fig. 4.5 Figura donde se pueden observar las curvas de frecuencia acumulada de las tres primeras unidades del perfil TEZ-1.

Dentro del análisis granulométrico también se incorporan los diagramas ternarios, en los cuales se grafica información referente a los tamaños de las partículas que componen las distintas unidades. Los depósitos de origen fluvial y PRM se encuentran ubicados a lo largo del triángulo entre las arenas y el material grueso. Esto se puede explicar por su gran variabilidad de tamaños. Por el contrario, en la unidad representativa de sedimentos de origen volcánico, la mayoría de las muestras se colocan en el apartado de material fino, esto expresando su homogeneidad (Fig. 4.6).

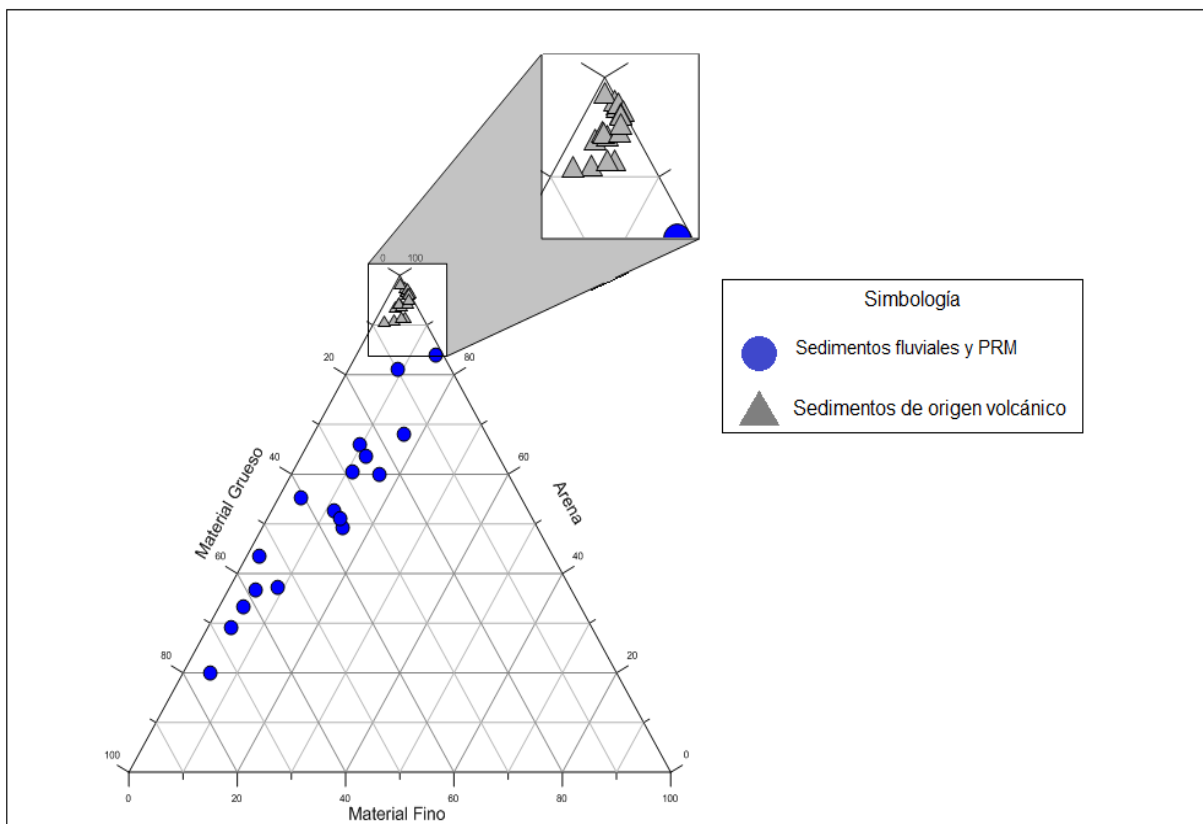


Fig. 4.6 Diagrama representativo de las unidades fluviales y de PRM y fluvio-volcánicas encontradas en el perfil TEZ 1

Por último, para cada unidad del perfil se calcularon parámetros estadísticos de la granulometría que se desglosan de la siguiente manera según la Tabla 3.

Tabla 3. Datos estadísticos obtenidos mediante el trazo de la curva acumulativa en papel probabilístico para las tres primeras unidades del perfil TEZ-1.

	Media	Desviación estándar	Curtosis	Asimetría
Unidad 1 Depósitos de PRM	1.83	2.28 Muy mal clasificado	0.6 Mesocúrtica	-0.45 Asimétrico negativo
Unidad 2 Depósitos fluviales	2.47	1.86 Mal clasificado	0.91 Mesocúrtica	-0.35 Asimétrico negativo
Unidad 3 Depósito de origen fluvio-volcánico	3.18	1.08 Moderadamente clasificado	1.12 Leptocúrtica	-0.12 Casi simétrico

TEZ- 2 Descripción de afloramientos

Este perfil se encuentra compuesto por 4 unidades, las cuales se encuentran clasificadas de acuerdo a su coloración, espesor, textura, tamaño y redondeamiento de los clastos (Fig. 4.7) y se describen a continuación:

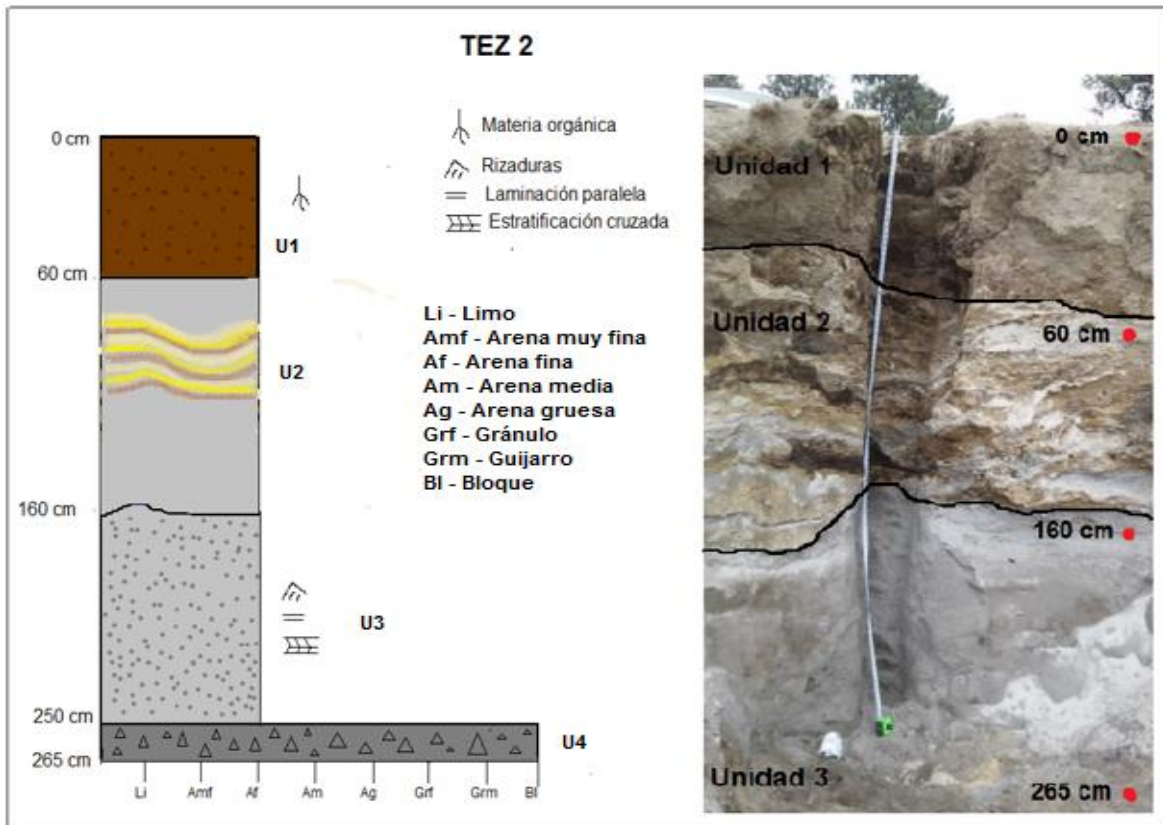


Fig. 4. 7 Columna estratigráfica realizada con base en el segundo perfil TEZ-2, donde se pueden observar las estructuras sedimentarias presentes en cada unidad.

Unidad 1.- Es de color café claro con espesor de 60 cm, no se encontró presencia de estructuras sedimentarias, ni ningún acomodo en específico de los sedimentos, por lo cual la estructura de esta unidad es masiva, mientras que la presencia de materia orgánica es notable en las partes superiores. En cuanto a granulometría predominan la arena fina, sin embargo en el perfil se encuentran todas las texturas en menor medida. El contacto con la unidad inferior es erosiva. De acuerdo con las características antes mencionadas, se establece como un depósito proveniente de PRM (Fig. 4.8).



Fig. 4.8. Figura representativa de la unidad 1, en la cual se observa la presencia de materia orgánica y la diversidad en cuanto a tamaños de los clastos.

Unidad 2.- Presenta un espesor de 100 cm y se caracteriza por la presencia de lentes que se acomodan en forma de bandas de colores que van del pardo al café oscuro, pasando por el gris; este último correspondiente a ceniza volcánica. No se observan estructuras sedimentarias, ni ningún acomodo en particular de los materiales presentes. Dentro de esta unidad la textura que predomina es de arena fina. El contacto con la unidad inferior es erosiva (Fig. 4.9).



Fig. 4.9. Se observan los lentes de sedimentos en formas bandeadas dentro de la Unidad 2 del perfil TEZ-2.

Unidad 3.- De color gris claro con espesor de 105 cm. Hay presencia de estructuras sedimentarias, entre las que destacan las rizaduras, laminación paralela y estratificación cruzada. El contacto con la unidad inferior no es erosiva. De acuerdo con las características antes mencionadas, a pesar de ser material de origen volcánico, el depósito se clasifica como fluvial, debido a la presencia de las estructuras sedimentarias (Fig. 4.10).



Fig. 4.10 Laminaciones de ceniza observadas en la unidad 3 del perfil TEZ-2

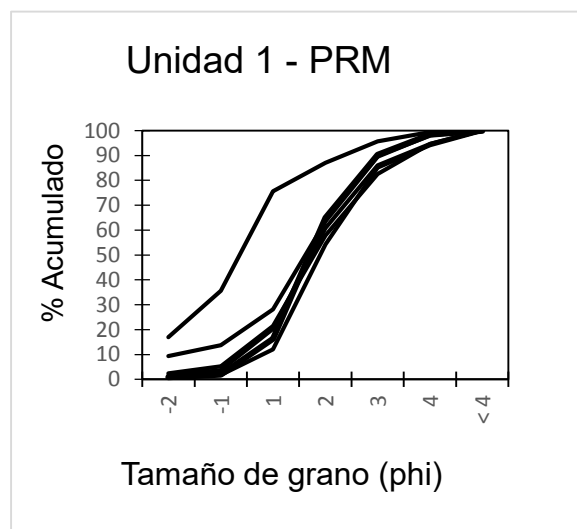
Unidad 4.- Corresponde con un afloramiento rocoso compacto de color grisáceo, con un espesor aproximado de 15 cm. Esta unidad representa la parte inferior de la columna estratigráfica, no se observan estructuras de ningún tipo. Una de sus características más importantes es la dureza que mantiene a comparación de las demás capas y su uniformidad. De acuerdo con sus características se clasifica como un derrame de lava. En esta unidad no se realizaron análisis texturales.

TEZ-2 Análisis granulométrico

Se generaron 25 gráficos representativos a las curvas de frecuencia (Fig. A2, en el Anexo) y 3 a las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 4.11), los cuales se encuentran divididos de acuerdo a la unidad que representan. Se puede observar que los tamaños de grano y su distribución se comportan de manera parecida, independientemente de la unidad que simbolizan.

El tamaño de partícula que predomina es el de arena fina, seguido por arena muy fina. Gracias al comportamiento de estas partículas podemos tener curvas unimodales en prácticamente todas las muestras. En la parte inferior de la curva se observa como los valores más bajos sufren un incremento, llegando a su punto más alto en el tamaño de las arenas finas.

Las curvas de frecuencia acumulada de este depósito TEZ-2 se comportan texturalmente de manera distinta al depósito TEZ-1, sin embargo, mantienen ciertas similitudes. Los depósitos provenientes de PRM se mantienen como los más dispersos, presentando diferencias en cuanto a las tendencias de tamaño. De modo contrario es el comportamiento de la unidad representativa de materiales de origen volcánico, los cuales se comportan de manera muy similar en TEZ-1 y TEZ-2, siguiendo un patrón en su mayoría homogéneo debido al origen de los materiales.



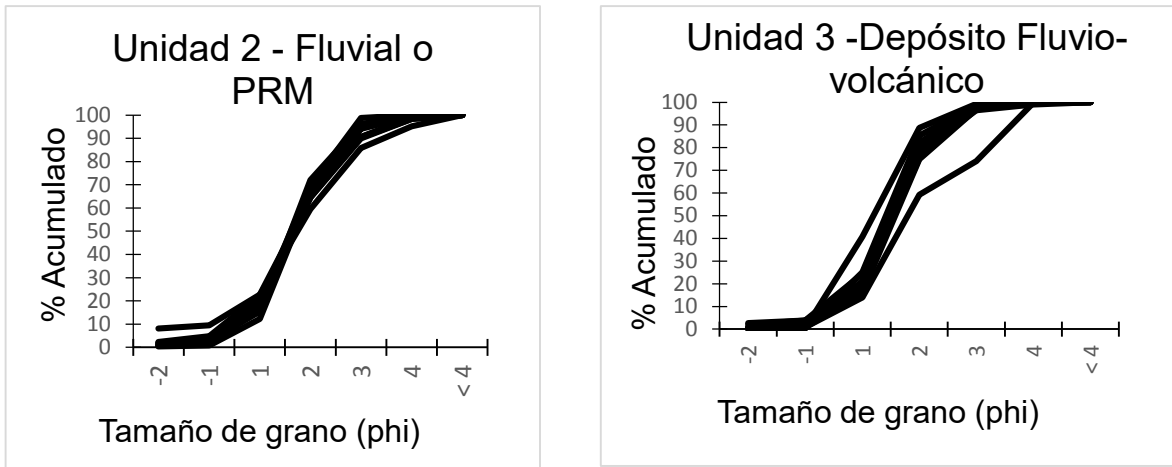


Fig. 4.11 Figura donde se pueden observar las curvas de frecuencia acumulada de las tres primeras unidades del perfil TEZ-2.

La distribución de los materiales es totalmente diferente en este depósito a pesar de tener el mismo origen, las unidades de sedimentos fluviales y PRM cambian su distribución variable para unirse a la tendencia homogénea que siguen los materiales de origen volcánico (Fig. 4.12).

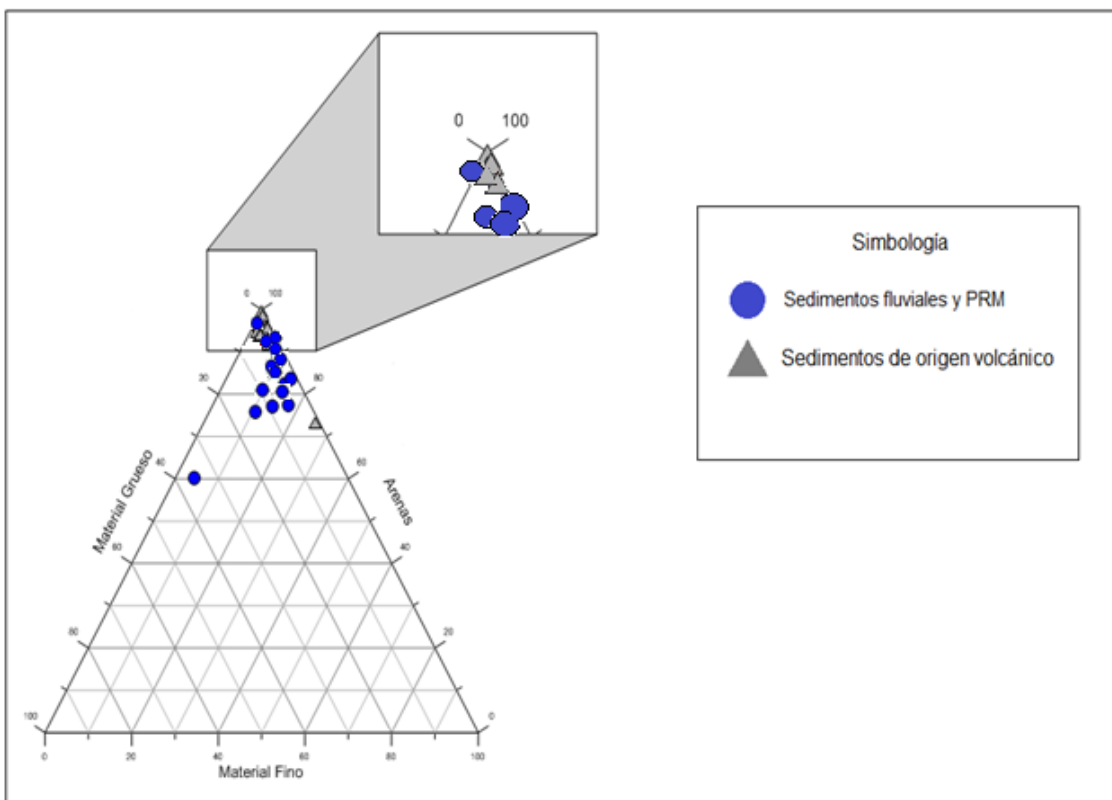


Fig. 4.12. Diagrama representativo de las unidades de PRM y fluviales y de sedimentos de origen fluvio-volcánicas encontradas en el perfil TEZ-2

Tabla 4. Datos estadísticos obtenidos mediante el trazo de la curva acumulativa en papel probabilístico para las tres primeras unidades del perfil TEZ-2.

	Media	Desviación estándar	Curtosis	Asimetría
Unidad 1 Depósitos de PRM	1.9	1.17 Mal clasificado	0.7 Platicúrtica	-0.2 Asimétrico negativo
Unidad 2 Depósitos Fluviales o de PRM	3.1	1.14 Mal clasificado	0.97 Mesocúrtica	-0.4 Asimétrico negativo
Unidad 3 Depósitos de origen fluvio-volcánico	3.15	1.04 Moderadamente clasificado	1.3 Leptocúrtica	-0.15 Casi simétrico

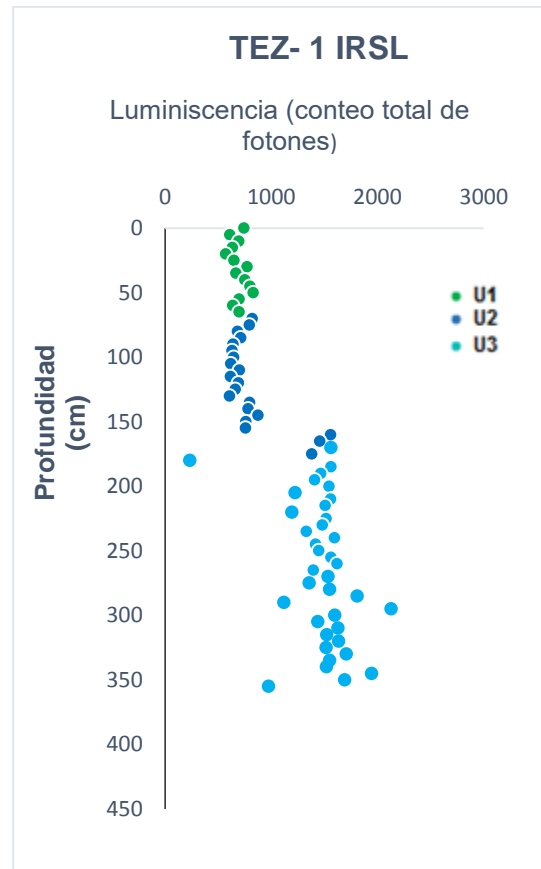
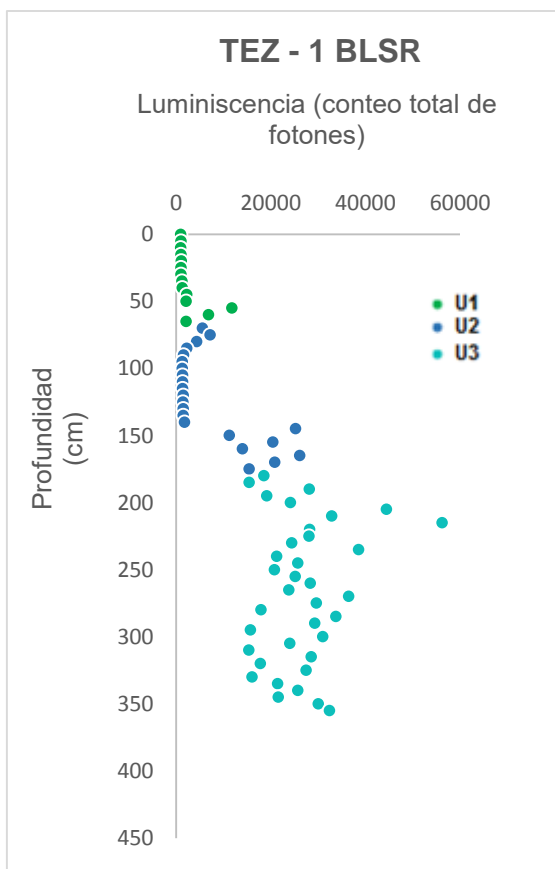
4.2 OSL

Para cada una de las 136 muestras analizadas para OSL se generaron gráficos de dispersión, los cuales tienen la finalidad de: (1) visualizar la distribución de la luminiscencia a lo largo de los perfiles, (2) comparar dicha luminiscencia con el origen de los materiales y (3) describir los datos sobresalientes que se observan a lo largo del perfil para posteriormente, en las discusiones, tratar de dar respuestas a dichos cambios.

Los resultados de luminiscencia se observan en la Fig. 4.13, donde se exponen las gráficas realizadas con los valores que se obtuvieron durante la estimulación de las muestras del perfil TEZ-1 y TEZ-2. En estas gráficas, las señales luminosas se comportan de manera similar en la estimulación de ambas longitudes de onda del espectro electromagnético, pero con distinta intensidad, ya que la mayor cantidad

de fotones en el infrarrojo está alrededor de los 2,000 conteos de fotones y en el azul se encuentra cerca de 50,000 conteos de fotones.

En el patrón de luminiscencia que se obtuvo a partir de las señales que emiten los depósitos de origen fluvial y de PRM, se observa una gran estabilidad en cuanto a fotones emitidos desde los 0 a los 150 cm. Entre los 150 y 400 cm, los valores de luminiscencia se incrementan hacia la base en varios órdenes de magnitud con respecto a la superficie, comportándose de una manera más variable en los depósitos de origen volcánico.



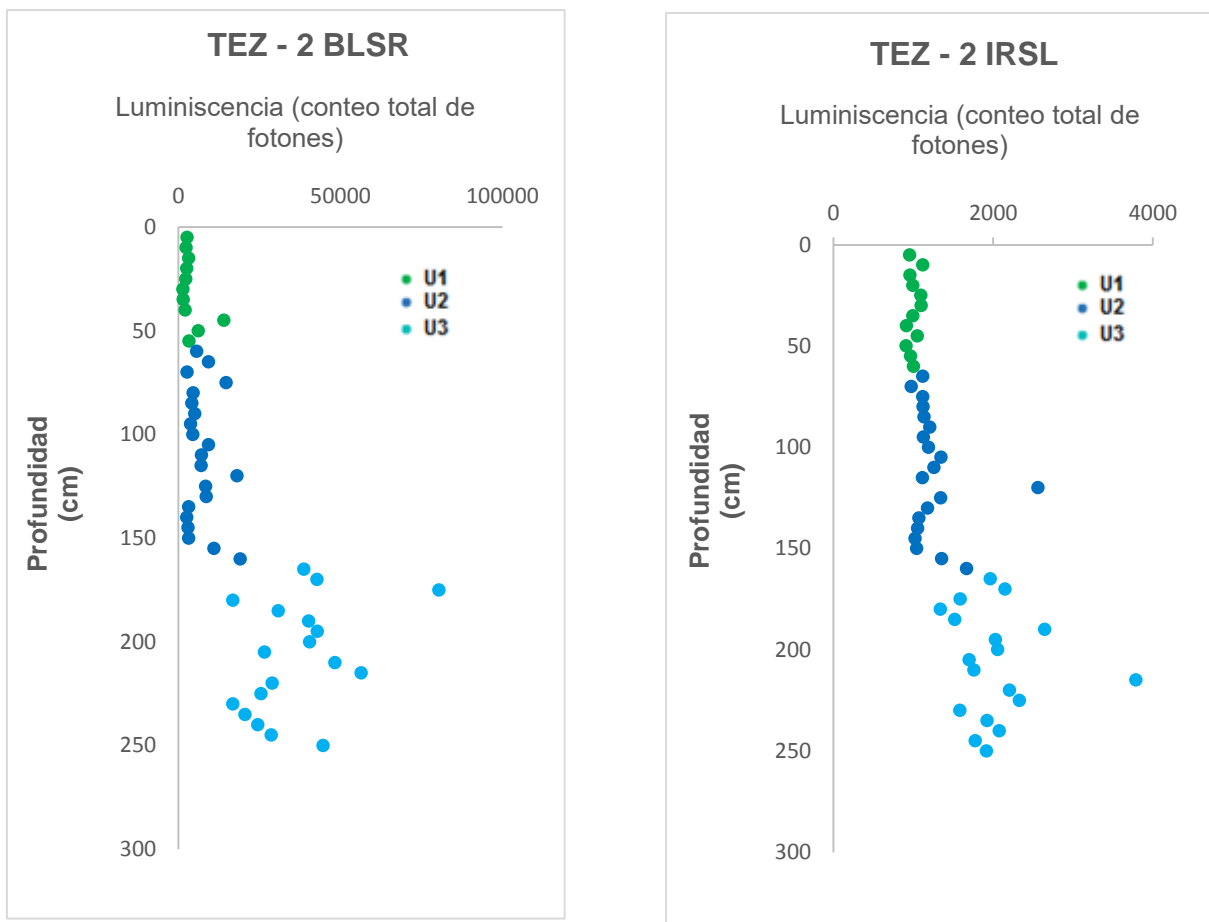


Fig. 4.13 Graficas en las cuales se observa la distribución de las señales de luminiscencia en los dos perfiles realizados.

4.3 Espectrometría de rayos gamma y beta

Para este método se analizaron las muestras correspondientes a TEZ-2, del cual se obtuvieron dos gráficos que cumplen la función de: (1) presentar la presencia de Cs_{137} y K_{40} a lo largo del perfil e (2) identificar cambios importantes en el comportamiento de dichos isótopos.

Los resultados de la espectrometría de rayos gamma y beta se pueden observar en la Fig. 4.14. En este gráfico, se puede apreciar la presencia de Cs_{137} en los primeros 150 cm del perfil (donde se encuentran las unidades 1 y 2) y la presencia de K_{40} en los primeros 80 cm del perfil (donde se encuentra la unidad 1 y parte de la 2).

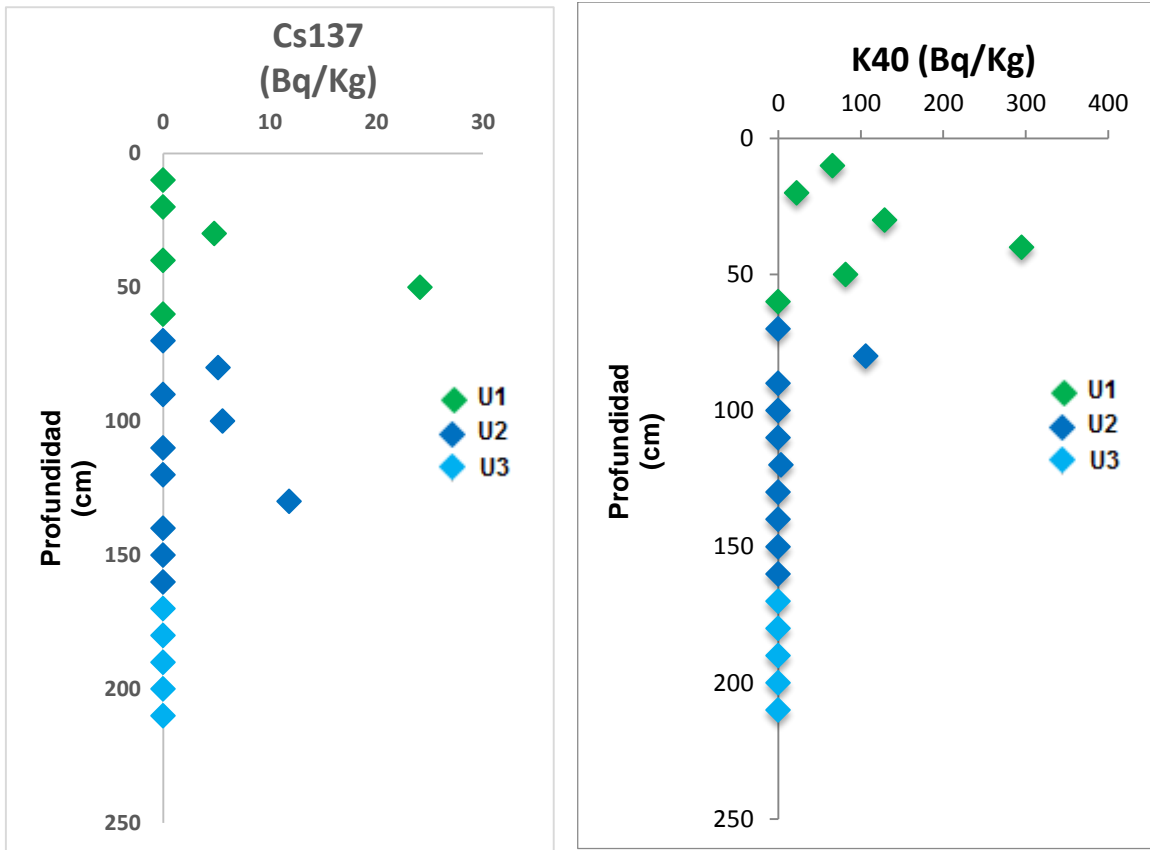


Fig. 4.14. Gráficas en donde se observa la distribución de Cs₁₃₇ y K₄₀ para el perfil TEZ-2.

Capítulo V. Discusión

5.1. Análisis texturales

Los dos perfiles estudiados en este trabajo de investigación se encuentran separados unos 100 m de distancia, y presentan muchas similitudes, aunque también algunas diferencias en cuanto al comportamiento textural de ciertas unidades y al espesor de las mismas.

Respecto a las similitudes, cabe destacar que tanto TEZ-1 como TEZ-2 presentan 4 unidades sedimentarias, siendo la 4 una lava que actúa como basamento. La unidad 3, que se coloca inmediatamente sobre la lava, es un paquete de sedimentos fluvio-volcánicos que, en el caso de TEZ-1 tienen un espesor de algo menos de 2 m y en TEZ-2, de cerca de 1 m. La unidad 3, en ambos perfiles, está compuesta por material seleccionado en el tamaño arena y que presenta poca dispersión en los tamaños de partículas. Esta unidad 3 tiene estructuras sedimentarias fluviales en ambos perfiles, lo que permite suponer que se trata de material volcánico de caída removido tras un proceso de esorrentía, probablemente por uno o varios episodios de lluvias.

En el caso de la unidad 2, a simple vista, la coloración en TEZ-1 y TEZ-2 es diferente, en la primera marrón claro y en la segunda marrón oscuro. El tipo de estructuras encontradas también cambia. En el caso de TEZ-1, la unidad 2 presenta lentes de líticos y para TEZ-2, se observan estructuras bandeadas. Texturalmente, se puede apreciar que la unidad 2 en TEZ-1 es muy dispersa en el grado de selección del material en las distintas muestras y en el caso de TEZ-2 el grado de selección es mejor. En el caso de TEZ-1, el depósito de la unidad 2 parece coincidir con la descripción de un depósito fluvial mientras que en el caso de TEZ-2, no está claro si el depósito es de origen fluvial o de ladera, o más bien una transición entre ambos. En ambos perfiles, la unidad 2 tiene un espesor de aproximadamente 1 m y presenta un contacto erosivo con la unidad basal, que es la número 3. Considerando que el espesor de la unidad 3 en el perfil TEZ-2 es menor que en TEZ-1 y teniendo en cuenta que la unidad 2 de TEZ-2 parece corresponder con un

depósito resultante de PRM más que con uno fluvial, como ocurre con TEZ-1, se podría considerar que en TEZ-2 la unidad 2 podría haber erosionado gran parte de la unidad 3 incorporando parte de material volcánico. Este material volcánico está presente en la descripción de la unidad 2 en el perfil TEZ-2.

Para la unidad 1, en ambos perfiles encontramos un depósito de materiales caóticos consistente en material tamaño de arena y grava el cual parece corresponder en ambos casos con un depósito de ladera, resultado de PRM. En ambos perfiles, el espesor de este depósito es de aproximadamente 60 cm y presenta un contacto basal erosivo con la unidad 2 de ambos perfiles.

5.2 OSL

Existe una notable diferencia en cuanto a la intensidad de las señales de luminiscencia por encima y por debajo de los aproximadamente 150 cm para los perfiles TEZ-1 y TEZ-2, siendo por encima, la intensidad más baja y por debajo, notoriamente más alta. En ambos perfiles, por encima de los 150 cm se localizan los depósitos de ladera y fluviales de las unidades 1 y 2 y por debajo se encuentra la unidad 3 correspondiente al sedimento fluvio-volcánico.

Para explicar este cambio en la intensidad de los valores de luminiscencia entre los depósitos fluviales y PRM localizados por encima de los 150 cm y los volcánicos que están por debajo, partimos de que la teoría de OSL previamente mencionada en el capítulo I. Ésta considera que una mayor cantidad de fotones está indicando un mayor tiempo de enterramiento y por lo tanto, de depósitos “viejos” en un perfil y por el contrario, un menor valor de luminiscencia, debe provenir de sedimentos más jóvenes. Esto se observa en los gráficos de infrarrojo y azul para los perfiles TEZ-1 y TEZ-2 (Fig. 4.15) donde a mayor profundidad, se localizan los depósitos estratigráficamente más antiguos, observándose la mayor cantidad de fotones, y en la parte superior, donde se localizan los depósitos más jóvenes, se visualiza una menor cantidad de fotones. Entre ambos depósitos las señales de luminiscencia no descienden de manera progresiva, si no que hay un cambio abrupto a los 150 cm

de profundidad, lo cual sugiere que en primera instancia se depositaron los sedimentos de origen fluvio-volcánico correspondientes a la unidad 3 y mucho más tarde, se depositaron los sedimentos fluviales y por PRM, los cuales son mucho más jóvenes.

Cabe destacar que las señales de luminiscencia en la base de las unidades 2 de cada uno de los dos perfiles corresponde con la alta luminiscencia que se obtiene en la unidad 3. Esto podría explicarse por el hecho de que la parte basal de la unidad 2 es erosiva y se debió incorporar parte del material de la unidad 3 en la base de la unidad 2 para TEZ-1 y TEZ-2.

5.3 Espectrometría de rayos gamma y beta

5.3.1 Cs₁₃₇

Como ya se comentó en el capítulo III, las emisiones de Cs₁₃₇ son producto de la fisión nuclear antrópica, la cual se inicia en la década de 1950. En el perfil TEZ-2 observamos la presencia de Cs₁₃₇ por encima de los aproximadamente 150 cm de profundidad, lo cual nos permite fechar a los depósitos superficiales al metro y medio del perfil, como más jóvenes de 1950 a.C. Estos depósitos corresponden con las unidades 1 y 2 del perfil.

Teniendo en cuenta que la luminiscencia nos indicó que las unidades 1 y 2 corresponden a depósitos jóvenes que se sedimentaron sobre la unidad 3, que es mucho más antigua, cabe considerar que la unidad 3 pudiese corresponder con un depósito de quizás, unos miles de años, aunque su datación absoluta no se ha llevado a cabo y esto es pura especulación. La erupción volcánica más cercana y reciente en la zona corresponde con el volcán Jumento, el cual se sitúa a sólo unos kilómetros de distancia y hace 2,000 años generó la emisión de materiales de caída (Arce et al., 2016). Estos podrían haber llegado fácilmente hasta el VT y corresponder con los depósitos de la unidad 3, aunque sería necesario realizar análisis adicionales para poder asegurar este comentario.

5.3.2 K_{40}

A diferencia del Cs_{137} , el K_{40} es un isótopo natural que proviene del decaimiento del uranio. Así, si la presencia de Cs_{137} nos indicaba el momento de aparición de este elemento en la superficie terrestre y se utiliza como método de datación de depósitos, en el caso del K_{40} , éste se utiliza para saber si las fuentes del material que han generado los sedimentos, han sido siempre las mismas.

En el perfil TEZ-2 analizado en este estudio, se observa la presencia del K_{40} en los primeros 80 cm de profundidad. A mayor profundidad dentro del perfil, no hay signos de la presencia de este isótopo natural. Esto evidencia que los sedimentos localizados en los primeros 80 cm del perfil TEZ-2 provienen de una fuente de materiales con concentraciones de potasio, muy diferentes al origen de los depósitos a mayor profundidad de 80 cm.

5.4 Procesos sedimentarios en el VT

Parece evidente a la vista de los resultados, que las 4 unidades descritas para los dos perfiles presentan una correlación y que son las mismas. Así, estratigráficamente podemos hablar de una primera etapa sedimentaria en el VT que corresponde con una lava (unidad 1) que podría provenir del cono volcánico aledaño a los perfiles TEZ-1 y TEZ-2. A continuación, se presentaron materiales de caída en el VT que se removieron por efecto de la escorrentía (unidad 2). Pasado un lapso sin actividad sedimentaria en el VT y a partir de 1950, comenzaron a depositarse materiales que parecen provenir de la ladera aledaña al cono volcánico, lo cual parece posible, ya que se observan gaviones en la ladera (Fig. 5) para contener los procesos de erosión. Estos materiales corresponden con las unidades 1 y 2. En la 1, es evidente que se trata de un depósito de ladera resultado de los PRM. En el caso de la unidad 2, aunque existen ciertos cambios en las descripciones de este depósito para el perfil TEZ-1 y TEZ-2, parece que se trata del

mismo evento pero con distinto comportamiento, más fluvial para el perfil TEZ-1 y más erosivo para TEZ-2. Adicionalmente, parece que los depósitos erosionados en la ladera a través de estos procesos de remoción en masa, erosionan primero unos materiales sin concentraciones de K_{40} y luego otros de distinta procedencia con presencia de este isótopo.



Figura 5.1 Gaviones utilizados para frenar los PRM que ocurren en el VT.

Capítulo VI. Conclusiones

A partir de la información recopilada, los resultados obtenidos y la interpretación de los mismos se establecen las siguientes conclusiones para esta investigación:

- Es importante recalcar la relevancia del trabajo de campo y el uso de métodos y técnicas innovadoras para el estudio de las formas del relieve, con el fin de acentuar la aplicación de las Ciencias de la Tierra en estudios de caso, haciendo énfasis en el papel que debe jugar en la resolución de problemas e interrogantes relacionadas con estas dos disciplinas y su influencia directa con la sociedad.
- La unión de técnicas geocronológicas y sedimentológicas con un estudio geomorfológico nos permitió tener resultados más certeros en cuanto a la formación y evolución del VT. A pesar de que cada método empleado maneja bases teóricas distintas, se procuró no trabajar con ellos de manera individual, por lo cual se obtuvo como resultado final una investigación multidisciplinaria.
- Con ayuda de los análisis texturales y OSL se determinó que son varios los mecanismos de transporte que rigen la sedimentación del valle. Así se podría hablar de una primera fase, en la que en el VT predominó la sedimentación volcánica (correspondiente con las unidades 3 y 4 de los perfiles estudiados) y a partir de 1950, se inicia una segunda fase donde predominan los flujos gravitatorios o PRM.
- La luminiscencia presente en los dos perfiles permitió identificar a los sedimentos de origen volcánico como mucho más antiguos que los gravitatorios. Esto debido a que los primeros presentan los valores considerablemente más altos de luminiscencia que los últimos.
- El Cs_{137} permitió identificar a las unidades 1 y 2 como resultado de procesos erosivos recientes (menores a 1950) lo que evidencia que la actividad humana reciente en la zona está modificando drásticamente este espacio natural.

- Los resultados obtenidos para el presente estudio indican que los distintos métodos y técnicas utilizadas fueron útiles para obtener información acerca de los procesos de sedimentación en el VT. Sin embargo, los resultados indican que sería necesario el uso de otros métodos para obtener información adicional sobre estos procesos de sedimentación en el VT y para dar respuesta al origen de los materiales removilizados en las unidades 1 y 2, así como las edades de los depósitos 3 y 4.

Bibliografía

- Aguayo-Ríos, A. (2008). "Evidencias de Cs₁₃₇ en el área de canales y chinampas de Xochimilco; implicaciones ambientales". Tesis de maestría. UNAM.
- Aitken, M. (1995). "Thermoluminescence Dating: Past progress and future trends". Oxford University Press.
- Aitken, M. (1998). "An introduction to optical dating of Quaternary sediments by the use of photon – simulated luminescence. Oxford University.
- Alarcón-Fernández, A. (2011). "La validación del método de determinación y cuantificación de potasio, por medio de la espectrometría gamma, del isótopo natural K40, en muestras sólidas de productos de consumo cotidiano". Tesis de Licenciatura. UNAM.
- Arce, J. L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., & Salinas, I. (2015). The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, 30-38.
- Brígido, O., Montalvan, A., & Barreras Caballero, A. (2000). Estimación de la erosión del suelo empleando la redistribución de las precipitaciones de Cs₁₃₇ en tierras agrícolas de la provincia de Camagüey". *Ciencias Nucleares*, 24-30.
- Bloot, S. J., & Pye, K. (2001). "Gradistat: A gran size distribution and statics package for the analysis of unconsolidated sediments". *Earth Surface Processes and Landforms*, 261.
- Botter- Jensen, L., 1997, "Luminescence techniques: instrumentation and methods" *Radiation Measurements*, 27, 749-768.
- Carreras-Soriano, L. M., & Capra-Pedol, L. (2008). "Estudio granulométrico comparativo de los depósitos epiclásticos en ambientes volcánicos". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 97-114.

- Castillo-Rodriguez, M.E.(2003). "Procesos Exógenos en la delegación Magdalena Contreras"., Tesis de Licenciatura. UNAM.
- Cheul kim, J., Soo Chang , T., Yi, S., & Sun Yong, S. (2015). "OSL: dating of coastal sediments from the southwestern Korean Peninsula : A comparison of different size fractions of quartz". Quaternary Internacional, 82-90.
- Córdoba, L.P. (2011) "Análisis granulométrico y geoquímico de arenas recientes en tres playas de México (Tecolutla, Bahía Kino y San Carlos): implicación de procedencia". Tesis de Licenciatura. UNAM.
- Duller, G.A.T. (2008). Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. Boreas 37, 589-612.
- Ferrari, L. (2000)." Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Ferrari, L. (2012). "Tectónica y Volcanismo en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano". Instituto de Geología UNAM.
- Ferrari, L. Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C. & Manea, M., (2012). "The dynamic history of the Trans- Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone". Tectonophysics 522- 523,122-149 pp.
- Figuroa-García, J .E. (2016). "Cartografía Geomorfológica del volcán de Colima, México". Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 137 pp.
- Folk, R. (1974). Petrology of Sedimentary Rocks.Hemphill Publishing Company.
- Garces- Salinas, J. I. (2014). "Geología del complejo volcánico , San Miguel, Sierra de las Cruces , Suroeste de la Cuenca de México" Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 110 pp.
- Garcia, E. (1998)."Modificaciones al Sistema de clasificación climática de Koopen." Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 158-178.

- García, M.T., & Lugo, J., (2004). "El relieve mexicano en mapas topográficos." Instituto de Geografía. UNAM, 145 pp.
- García-Palomo, A. (2008). "El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces". Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 158-178.
- Gómez-Tuena, A., & Ma. Teresa Orozco-Esquivel, L. F. (2005). "Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Granados, H. D., & Pozo, A. L. (1993). "Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of las Cruces, Chichinautzin, and Ajusco ranges, south west of Mexico city". Geofísica Internacional, 511-522.
- Haggart, T. N., McCormick, K., Chadima, S., & Schulz, L. (2002). "Grain-size analysis of post-cretaceous sand and gravel units in Southeastern south Dakota". University of South Dakota.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L.W., 1985, "Optical dating of sediments": Nature, 313, 105-107.
- Lindholm, R. (1987). "A practical Approach to Sedimentology". Allen & Unwin, Reino Unido, 276 pp.
- Lugo, J., (2011). "Diccionario Geomorfológico". México: Instituto de Geografía UNAM.
- Lugo, J., (1991). "Elementos de Geomorfología Aplicada (métodos cartográficos)" Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Madsen, A., & Murray, A. (2009). "Optically stimulated luminescence dating of young sediments": A review. Geomorphology, 2-16.
- Manea, V.C., Manea, M., & Ferrari, L. (2013) "A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America". Tectonophysics 609, 56-81 pp.

- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y. & Goldstein, S., (2007). "Effects of prolonged flat subducción on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt". *Chemica Geology* 244, 452-473 pp.
- Monroe, James. S. (2009) " Geología dinámica y la evolución de la Tierra" España: Ed. Paraninfo.
- Muñoz- Salinas, E. (2013). "La luminiscencia de los depósitos fluviales secreto guardado en los granos minerales". *Ciencias*,76-79 pp.
- Muñoz- Salinas, E; Castillo- Rodriguez. (2014). "Luminiscencia Ópticamente Estimulada aplicada a sedimentos fluviales : Un enfoque basado en la interpretación de las señales luminosas" *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66 : 225-233 pp.
- Navarrete, L.C. (1979)."Introducción al estudio de los radioisótopos". Federación editorial mexicana, México 299 pp.
- Nichols, G. (2009) " Sedimentology and Stratigraphy" Wiley-Blackwell. 432pp.
- Pedraza, G.J., (1996). "Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones". Madrid: Ed. Rueda.
- Peralta, A., García. (2013). "Geomorfología y Geocronología de la Isla San Juanico, Archipiélago de las islas Marías, Nayarit, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 84 pp.
- Quezada, J., Cerda, J. L., & Jensen, A. (2010). Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* , 78-109.
- Romero-Teran, E.(2001). "Geología del complejo volcánico San Miguel, al sur poniente de la cuenca de México" Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 92 pp.

- Siebe, C. (2009). La erupción del volcán Xitle y las lavas del Pedregal hace 1670 +/- 35 años AP y sus implicaciones. México: Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica.
- Stein, J. (1973) "Isótopos radioactivos", Alhambra, España 239 pp.
- Stokes, S. (1999). "Luminescence dating applications in geomorphological research". *Geomorphology*, 153-171.
- Strahler A.N. (1952). "Dynamic basis of geomorphology". *Bull. Geol. Soc.*, 63:923-938.
- Tarbut, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra*. España: Ed. Pearson.
- Trejo, L. J. (2015). "Estudio sobre la sedimentación en el abanico oriental del volcán La Malinche mediante análisis texturales, luminiscencia ópticamente estimulada y dendrocronología". Tesis de Licenciatura. UNAM.
- White & Valastro. (1984) "Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central La Mexico, and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence". *Quaternary Research* 21: 21-35.
- Zaragoza, Z.N., (2006), "Procesos de ladera en la región de Cuetzalan: Un enfoque Geomorfológico". Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 110 pp.

Bibliografía en línea

CEREA, Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement

Atmosphérique, : <http://cerea.enpc.fr/fukushima/index.html>. Fecha de consulta 27/04/2016.

FAO, Food and Agriculture Organization of the United Nations,” Spatial distribution of ¹³⁷ Cs fallout” : <http://www.fao.org/3/a-x5313e/x5313e03.htm>.

Fecha de consulta 19/02/2016.

Guardado, C. J. (2007). “Química General. Un enfoque en la enseñanza de la Química”. <https://avdiaz.files.wordpress.com> Fecha de consulta 19/02/2016.

Gorge, J. d. (2015). “*Y la humanidad dio la «Gran Aceleración»*”: <http://www.abc.es/ciencia>. Fecha de consulta 15/05/2017

Gorge, J. d. (2015). “La Tierra entra en la era del Antropoceno”: <http://www.abc.es/ciencia>. Fecha de consulta 15/05/2017

INEC,(2004) “ Análisis morfométrico de cuencas: caso de estudio del parque nacional Pico de Tancitaro” : <http://www.inecc.gob.mx/>. Fecha de consulta 19/02/2016.

INEGI, (2008). “Características edafológicas, fisiográficas, climáticas e hidrográficas de México”: <http://www.inegi.org.mx/inegi.spc/doc008.pdf>. Fecha de consulta 26/03/2016.

ININ, Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares, 2011, “Radioactividad y fisión nuclear” : <http://www.inin.gob.mx/publicaciones>. Fecha de consulta : 19/02/2016.

INS, Institute of Nuclear Sciences,2006. “Luminescence Dating Reserch Laboratory” : <http://ins.en.ankara.edu.tr>. Fecha de consulta : 19/02/2016.

SEDESOL. (2011) “Atlas de peligros y/o riesgos naturales de la delegación Magdalena Contreras”: <http://normateca.sedesol.gob.mx>.

SMN. (2016). “Mapa de estaciones meteorológica automáticas”:
<http://smn.cna.gob.mx/es/emas>. Fecha de consulta: 19/04/2016

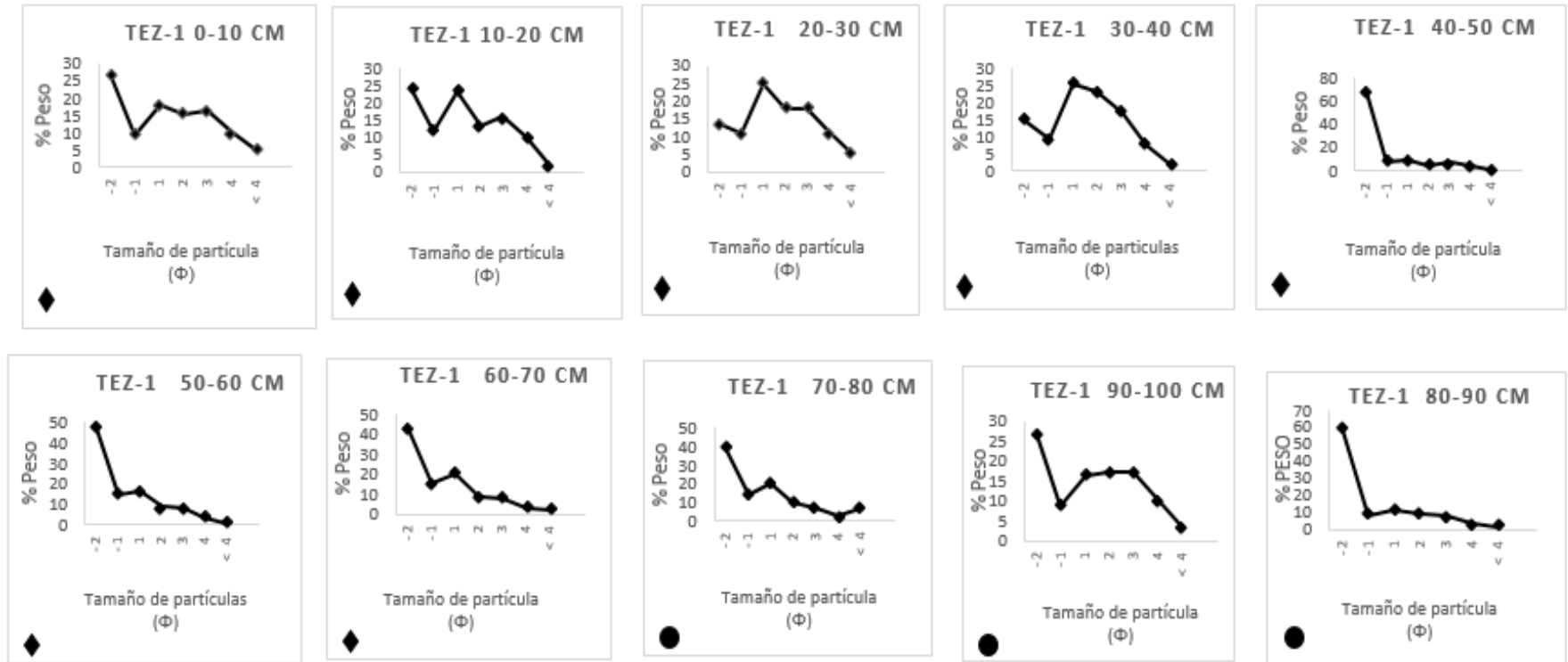
OIEA, Organismo Internacional de Energía Atómica.(2016). “Misiones del OIEA examinan las actividades de clausura en la central nuclear de Fukushima Daiichi”: <https://www.iaea.org>. Fecha de consulta : 16/02/2016.

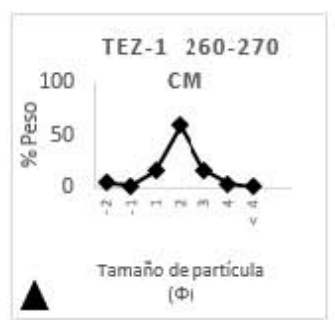
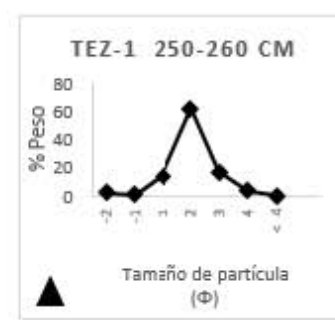
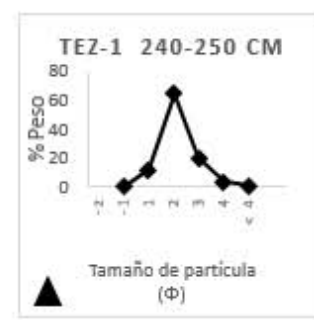
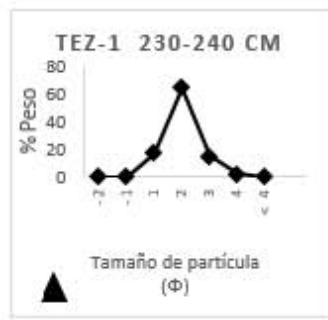
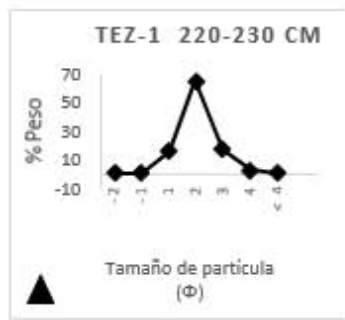
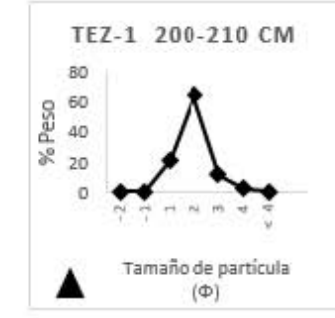
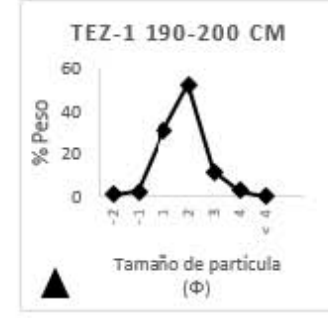
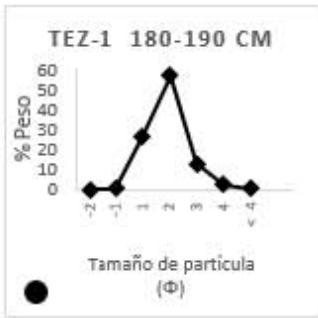
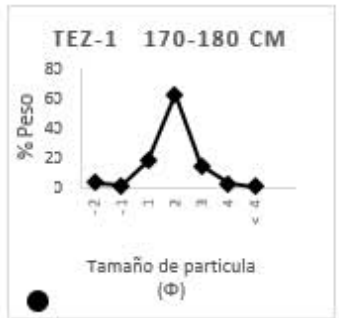
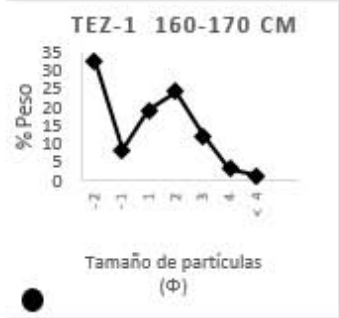
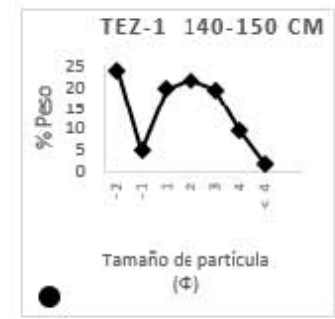
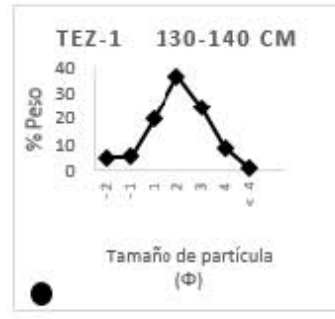
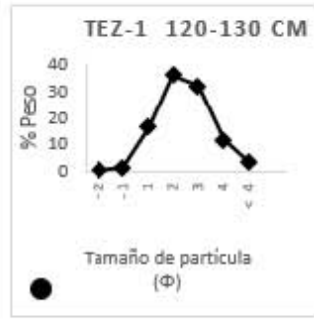
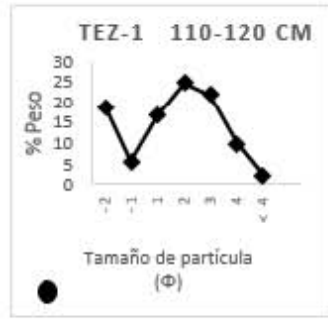
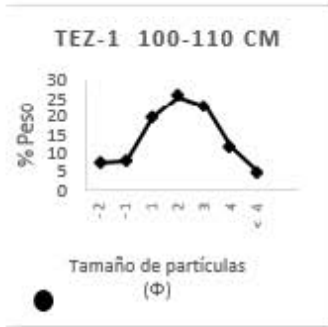
NOAA,National Oceanic and Atmospheric Administration. (2016). “Fukushima Radiation in U.S. West Coast Tuna” Obte <https://swfsc.noaa.gov>. Fecha de consulta : 10/04/2016

USGS, United States Geological Survey. (2016)

Anexo

Figura A.1. Curvas de frecuencia acumulada para TEZ-1





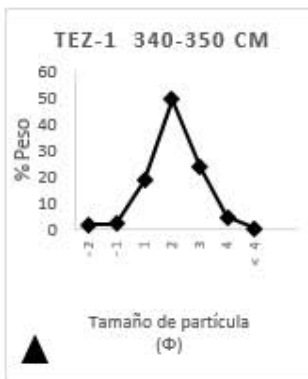
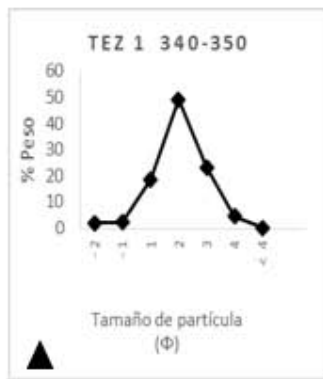
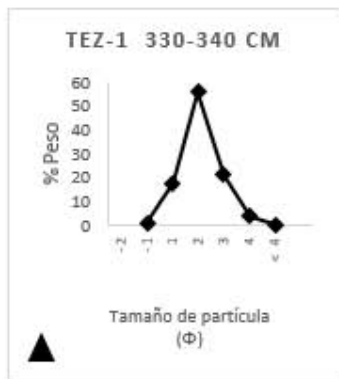
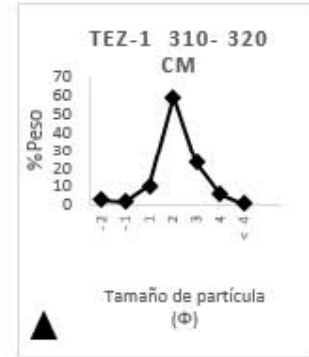
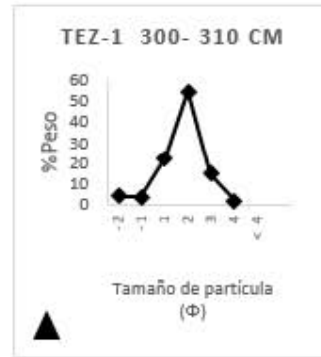
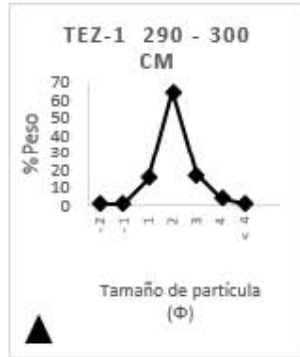
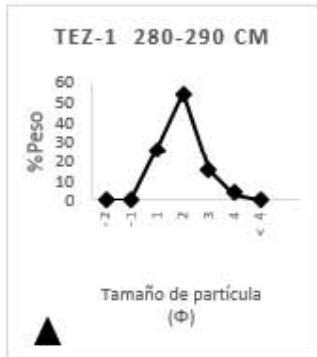
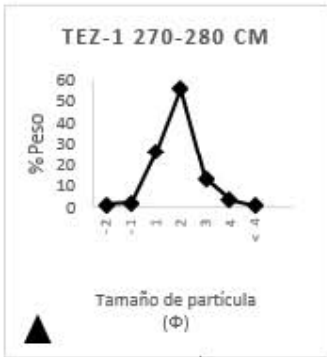
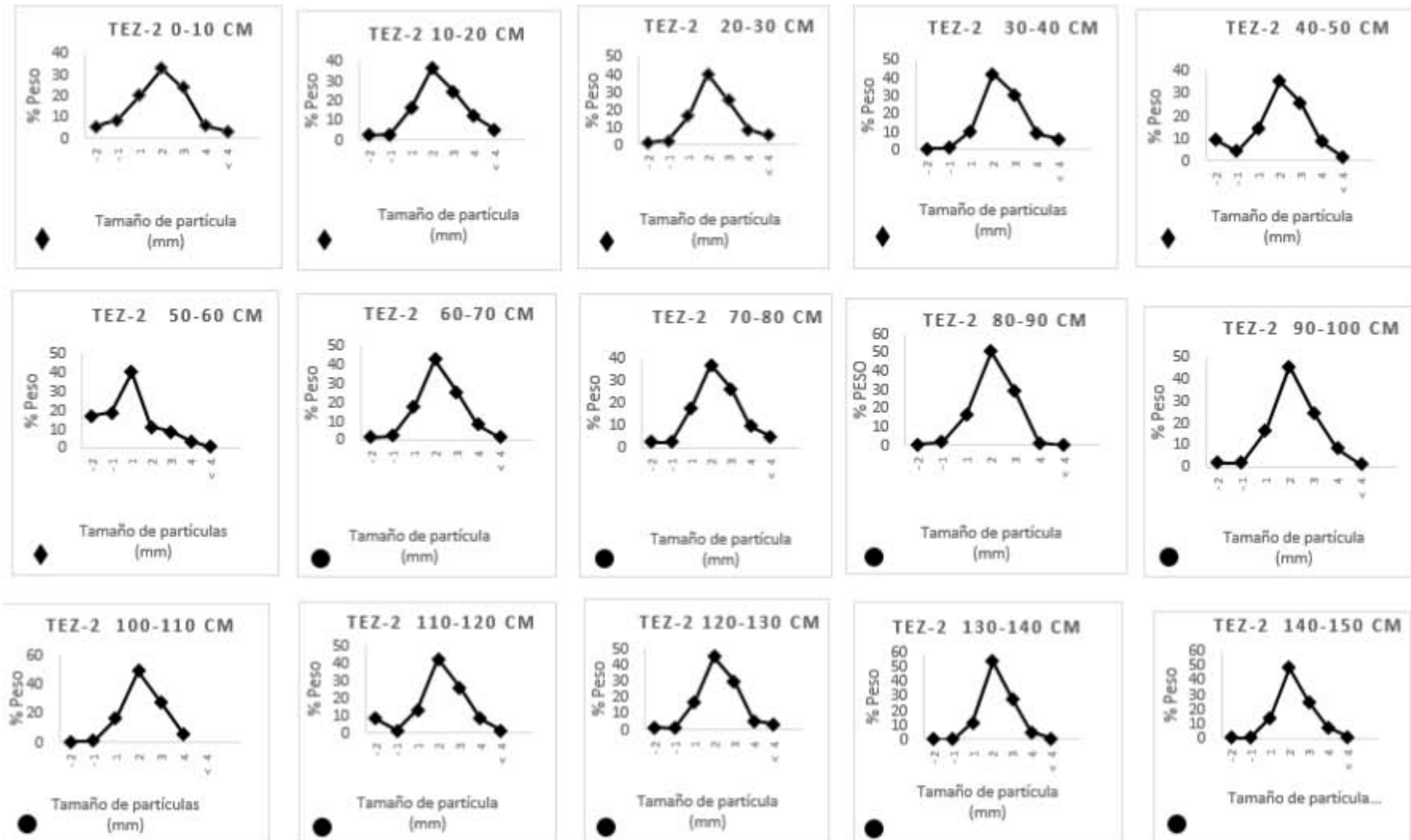
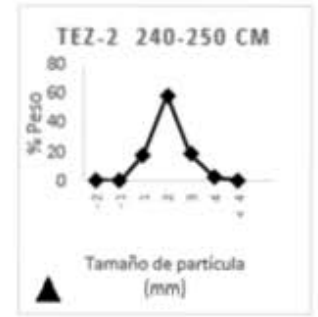
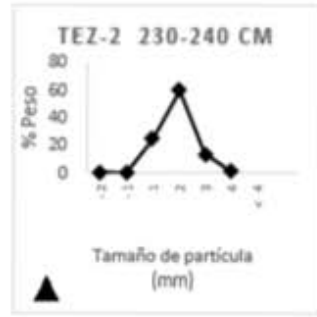
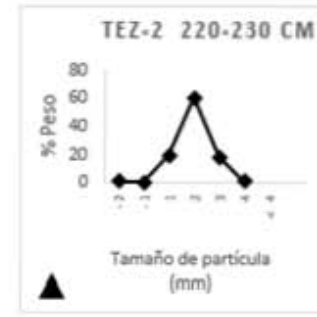
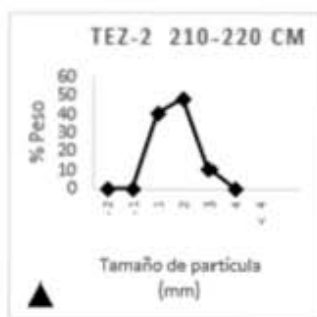
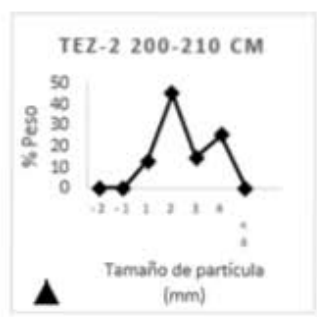
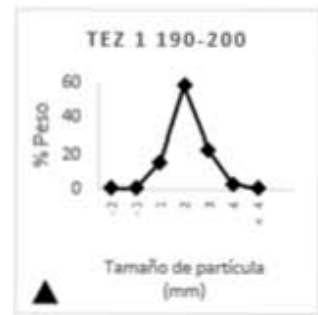
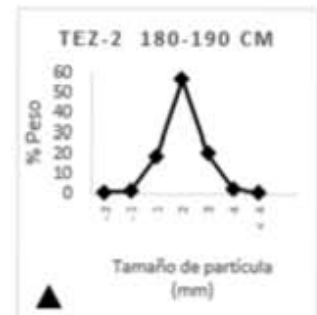
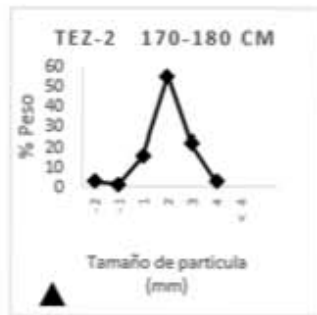
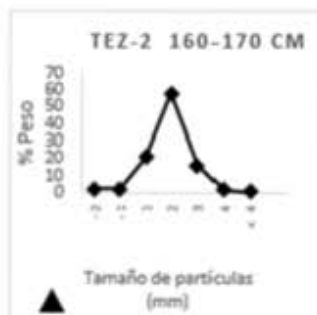
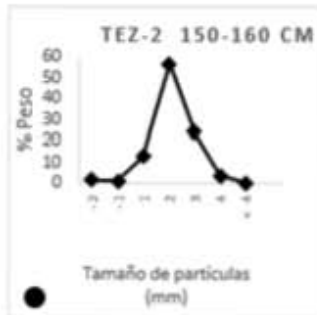


Figura A.2. Curvas de frecuencia acumulada para TEZ-2





- ◆ PRM
- Fluvial o PRM
- ▲ Fluvio-volcánico

Tabla A.1 Muestra de los datos obtenidos en el tamizado que se utilizaron para graficar las curvas de frecuencia y frecuencia acumulada y que se presentan en el capítulo IV de resultados texturales para los perfiles TEZ-1 y TEZ-2.

TEZ-1 PRM												
0-10	Phi	Clasificación	Peso (g)	% peso	% Acumulado		Phi	Clasificación	Peso (g)	% peso	% Acumulado	
	-2	Guijarro	29.7	26.4	26.4		30-40	-2	Guijarro	19.3	14.78	14.78
	-1	Gránulo	10.6	9.42	35.82			-1	Gránulo	12.4	9.49	24.27
	1	Arena gruesa	20	17.78	53.06			1	Arena gruesa	33.2	25.42	49.69
	2	Arena media	16.9	15.02	68.62			2	Arena media	30.4	23.28	72.97
	3	Arena fina	18.4	16.36	84.98			3	Arena fina	22.5	17.23	90.2
	4	Arena muy fina	11.4	10.13	95.11			4	Arena muy fina	10	7.66	97.86
	< 4	Limo	5.5	4.89	100			< 4	Limo	2.8	2.14	100
			112.5	100					130.6	100.00		
10-20	-2	Guijarro	44.1	23.99	23.99		40-50	-2	Guijarro	233.7	67.88	67.88
	-1	Gránulo	21.9	11.92	35.91			-1	Gránulo	24.3	7.06	74.94
	1	Arena gruesa	43.1	23.45	59.36			1	Arena gruesa	29.7	8.63	83.57
	2	Arena media	24.2	13.17	72.53			2	Arena media	16.3	4.73	88.3
	3	Arena fina	29.1	15.83	88.36			3	Arena fina	22.4	6.51	94.81
	4	Arena muy fina	18.5	10.07	98.43			4	Arena muy fina	14.3	4.15	98.96
	< 4	Limo	2.9	1.58	100			< 4	Limo	3.6	1.05	100
			183.8	100.00					344.3	100.00		
20-30	-2	Guijarro	21.9	13.38	13.38		50-60	-2	Guijarro	176.6	47.60	47.6
	-1	Gránulo	17.2	10.51	23.89			-1	Gránulo	54.1	14.58	62.18
	1	Arena gruesa	40.5	24.74	48.63			1	Arena gruesa	61	16.44	78.62
	2	Arena media	28.8	17.59	66.22			2	Arena media	32.4	8.73	87.35
	3	Arena fina	28.6	17.47	83.69			3	Arena fina	29.6	7.98	95.33
	4	Arena muy fina	18.2	11.12	94.81			4	Arena muy fina	12.9	3.48	98.81
	< 4	Limo	8.5	5.19	100			< 4	Limo	4.4	1.19	100
			163.7	100.00					371	100		

TEZ-1 Fluvial

	Phi	Clasificación	Peso (g)	% peso	% Acumulado		Peso (g)	% peso	% Acumulado		Clasificación	Peso (g)	% peso	% Acumulado	
60-70	-2	Grava	197.4	43.32	43.32	100-110	Guijarro	18.6	7.32	7.32	140-150	Guijarro	71.7	23.76	23.76
	-1	Guijarro	68.2	14.97	58.29		Gránulo	20.1	7.91	15.23		Gránulo	14.4	4.77	28.53
	1	Gránulo	93.1	20.43	78.72		Arena gruesa	50	19.67	34.90		Arena gruesa	58.8	19.48	48.01
	2	Arena gruesa	38.4	8.43	87.14		Arena media	64.6	25.41	60.31		Arena media	65	21.54	69.55
	3	Arena media	35.2	7.72	94.87		Arena fina	57.9	22.78	83.09		Arena fina	58.1	19.25	88.80
	4	Arena fina	15.3	3.36	98.22		Arena muy fina	29.9	11.76	94.85		Arena muy fina	28.3	9.38	98.18
	< 4	Arena muy fina	8.1	1.78	100.00		Limo	13.1	5.15	100.00		Limo	5.5	1.82	100.00
	Limo	455.7	100.00					254.2	100.00			301.8	100.00		
70-80	-2	Guijarro	200.7	39.49	39.49	110-120	Guijarro	70.6	18.88	18.88	150-160	Guijarro	282.9	43.19	43.19
	-1	Gránulo	73.1	14.38	53.87		Gránulo	20.8	5.56	24.44		Gránulo	71.9	10.98	54.17
	1	Arena gruesa	102.7	20.21	74.08		Arena gruesa	63	16.85	41.29		Arena gruesa	162	24.73	78.90
	2	Arena media	49.2	9.68	83.76		Arena media	92.3	24.69	65.98		Arena media	81.5	12.44	91.34
	3	Arena fina	36.4	7.16	90.93		Arena fina	82.1	21.96	87.94		Arena fina	40.3	6.15	97.50
	4	Arena muy fina	13	2.56	93.48		Arena muy fina	36.4	9.74	97.67		Arena muy fina	11.5	1.76	99.25
	< 4	Limo	33.1	6.51	100.00		Limo	8.7	2.33	100.00		Limo	4.9	0.75	100.00
		508.2	100.00				373.9	100.00				655	100.00		
80-90	-2	Guijarro	204.1	58.60	58.6	120-130	Guijarro	0.7	0.26	0.26	160-170	Guijarro	176.4	32.50	32.5
	-1	Gránulo	28	8.04	66.64		Gránulo	3.1	1.16	1.42		Gránulo	44.5	8.20	40.70
	1	Arena gruesa	40.4	11.60	78.24		Arena gruesa	43.2	16.17	17.59		Arena gruesa	103.1	19.00	59.70
	2	Arena media	33.1	9.50	87.74		Arena media	95.5	35.75	53.35		Arena media	130.3	24.01	83.71
	3	Arena fina	27.6	7.92	95.67		Arena fina	85.1	31.86	85.21		Arena fina	65.7	12.11	95.81
	4	Arena muy fina	10.1	2.90	98.57		Arena muy fina	30.5	11.42	96.63		Arena muy fina	16.5	3.04	98.85
	< 4	Limo	5	1.44	100.00		Limo	9	3.37	100.00		Limo	6.2	1.14	100.00
		348.3	100.00				267.1	100.00				542.7	100.00		
90-100	-2	Guijarro	67.7	26.73	26.73	130-140	Guijarro	12.3	4.73	4.73					
	-1	Gránulo	22.1	8.72	35.45		Gránulo	13.3	5.11	9.84					
	1	Arena gruesa	41.6	16.42	51.88		Arena gruesa	52.1	20.02	29.86					
	2	Arena media	43.4	17.13	69.01		Arena media	94.5	36.32	66.18					
	3	Arena fina	44	17.37	86.38		Arena fina	63.9	24.56	90.74					
	4	Arena muy fina	25.5	10.07	96.45		Arena muy fina	22.1	8.49	99.23					
	< 4	Limo	9	3.55	100.00		Limo	2	0.77	100.00					
		253.3	100.00				260.2	100.00							

TEZ-2 PRM

0-10	Phi	Clasificación	Peso (g)	% peso	% Acumulado	30-40	Clasificación	Peso (g)	% peso	% Acumulado
	-2	Gujarró	8.4	3.19	3.19		Gujarró	1.4	0.65	0.65
	-1	Gránulo	15.7	5.97	9.16		Gránulo	2.4	1.12	1.77
	1	Arena gruesa	62.4	23.73	32.89		Arena gruesa	21.9	10.23	12.01
	2	Arena media	86.7	32.97	65.85		Arena media	90.5	42.29	54.29
	3	Arena fina	53.4	20.30	86.16		Arena fina	66.1	30.89	85.18
	4	Arena muy fina	22	8.37	94.52		Arena muy fina	19.1	8.93	94.11
	<4	Limo	14.4	5.48	100.00		Limo	12.6	5.89	100.00
			263	100.00				214	100.00	
10-20	-2	Gujarró	4.6	2.41	2.41	40-50	Gujarró	18.6	9.37	9.37
	-1	Gránulo	5.4	2.83	5.24		Gránulo	8.6	4.33	13.70
	1	Arena gruesa	30.8	16.15	21.39		Arena gruesa	28.6	14.41	28.11
	2	Arena media	69.6	36.50	57.89		Arena media	70.4	35.47	63.58
	3	Arena fina	47	24.65	82.54		Arena fina	51.4	25.89	89.47
	4	Arena muy fina	23	12.06	94.60		Arena muy fina	17.3	8.72	98.19
	<4	Limo	10.3	5.40	100.00		Limo	3.6	1.81	100.00
			190.7	100.00				198.5	100.00	
20-30	-2	Gujarró	2.1	1.48	1.48	50-60	Gujarró	39.5	16.92	16.92
	-1	Gránulo	3.2	2.26	3.74		Gránulo	43.6	18.67	35.59
	1	Arena gruesa	23.4	16.50	20.24		Arena gruesa	93.6	40.09	75.68
	2	Arena media	57.5	40.55	60.79		Arena media	26.5	11.35	87.03
	3	Arena fina	35.8	25.25	86.04		Arena fina	20.1	8.61	95.64
	4	Arena muy fina	12.2	8.60	94.64		Arena muy fina	8.8	3.77	99.40
	<4	Limo	7.6	5.36	100.00		Limo	1.4	0.60	100.00
			141.8	100.00				233.5	100.00	

TEZ-2 Fluvial o PRM

60-70	Phi	Clasificación	Peso (g)	% peso	% Acumulado			Clasificación	Peso (g)	% peso	% Acumulado
	-2	Guijarro	3.6	1.56	1.56		120-130	Guijarro	3	1.32	1.32
	-1	Gránulo	5.8	2.51	4.07			Gránulo	2.2	0.96	2.28
	1	Arena gruesa	40.9	17.69	21.76			Arena gruesa	38.8	17.02	19.30
	2	Arena media	98.8	42.73	64.49			Arena media	103.2	45.26	64.57
	3	Arena fina	58.9	25.48	89.97			Arena fina	68.6	30.09	94.65
	4	Arena muy fina	19.5	8.43	98.40			Arena muy fina	12.2	5.35	100.00
	< 4	Limo	3.7	1.60	100.00			Limo			
			231.2	100.00					228	100.00	
70-80											
	-2	Guijarro	4.3	2.32	2.32		130-140	Guijarro	1	0.42	0.42
	-1	Gránulo	4.6	2.48	4.80			Gránulo	0.8	0.34	0.76
	1	Arena gruesa	32.8	17.71	22.51			Arena gruesa	27.3	11.44	12.20
	2	Arena media	68.5	36.99	59.50			Arena media	128.6	53.90	66.09
	3	Arena fina	48.7	26.30	85.80			Arena fina	66.9	28.04	94.13
	4	Arena muy fina	17.4	9.40	95.19			Arena muy fina	12.8	5.36	99.50
	< 4	Limo	8.9	4.81	100.00			Limo	1.2	0.50	100.00
			185.2						238.6	100.00	
80-90											
	-2	Guijarro	1.3	0.74	0.74		110-120	Guijarro	15.9	8.13	8.13
	-1	Gránulo	2.9	1.65	2.39			Gránulo	2.6	1.33	9.46
	1	Arena gruesa	29.2	16.57	18.96			Arena gruesa	25.8	13.20	22.66
	2	Arena media	88.9	50.45	69.41			Arena media	82.1	41.99	64.65
	3	Arena fina	51.8	29.40	98.81			Arena fina	50.6	25.88	90.53
	4	Arena muy fina	2.1	1.19	100.00			Arena muy fina	16.2	8.29	98.82
	< 4	Limo	0	0	100.00			Limo	2.3	1.18	100.00
			176.2	100.00					195.5	100.00	
90-100											
	-2	Guijarro	3.8	2.07	2.07		140-150	Guijarro	1.8	0.86	0.86
	-1	Gránulo	3.3	1.80	3.87			Gránulo	2.1	1.01	1.87
	1	Arena gruesa	30.1	16.39	20.25			Arena gruesa	30	14.40	16.26
	2	Arena media	84.1	45.78	66.03			Arena media	101.5	48.70	64.97
	3	Arena fina	45.1	24.55	90.58			Arena fina	52.8	25.34	90.30
	4	Arena muy fina	15.3	8.33	98.91			Arena muy fina	16.9	8.11	98.41
	< 4	Limo	2	1.09	100.00			Limo	3.3	1.58	100.00
			183.7	100.00					208.4	100.00	

Tabla A2. Se exponen los datos que se utilizaron para calcular curtosis, desviación estándar, moda y asimetría en el capítulo IV de resultados texturales para los perfiles TEZ-1 y TEZ-2.

Tez 1 0-60	Peso (g)	%peso	%acumulado	Media	1.83
-2	525.3	40.23	40.23	Desviacion estandar	2.28
-1	140.5	10.76	50.99	Kurtosis	0.88
1	227.5	17.42	68.41	Asimetria	-0.45
2	149	11.41	79.82		
3	150.6	11.53	91.35		
4	85.3	6.53	97.88		
< 4	27.7	2.12	100.00		
	1305.9	100.00			
Tez 1 60-170	Peso (g)	% peso	% Acumulado	Media	2.47
-2	1303.1	30.88	30.88	Desviacion estandar	1.86
-1	379.5	8.99	39.87	Asimetria	-0.35
1	810	19.19	59.06	Kurtosis	0.91
2	787.8	18.67	77.73		
3	596.3	14.13	91.86		
4	239.1	5.67	97.53		
< 4	104.6	2.48	100.00		
	4220.4	100.00			
	Peso (g)	% peso	% Acumulado	Media	2.94
-2	259.9	3.67	3.67	Desviacion estandar	1.18
-1	119.5	1.69	5.36	Asimetria	-0.12
1	1498.3	21.13	26.48	Kurtosis	0.73
2	3948.8	55.69	82.17		
3	1045.1	14.74	96.91		
4	207.2	2.92	99.83		
< 4	12.2	0.17	100.00		
	7091	100.00			

Tez 2 Depósito de ladera	Peso (g)	%peso	%acumulado	Media	1.9
-2	34.03	5.67	5.67	Desviacion estandar	1.17
-1	35.18	5.86	11.53	Kurtosis	0.7
1	121.11	20.18	31.72	Asimetria	-0.27
2	199.12	33.19	64.90		
3	135.59	22.60	87.50		
4	50.44	8.41	95.91		
< 4	24.54	4.09	100.00		
	600.00	100.00			
Tez 2 ¿?	Peso (g)	%peso	%acumulado	Media	1.18
-2	40.9	1.93	1.93	Desviacion estandar	2.2
-1	29.8	1.40	3.33	Kurtosis	0.97
1	320.7	15.10	18.44	Asimetria	0.18
2	1013.2	47.72	66.16		
3	563.9	26.56	92.71		
4	132.9	6.26	98.97		
< 4	21.9	1.03	100.00		
	2123.3	100.00			
Tez 2 Depósitos de origen volcánico	Peso (g)	%peso	%acumulado	Media	0.6
-2	18.4	0.87	0.87	Desviacion estandar	1.04
-1	15.3	0.72	1.59	Kurtosis	213
1	438.2	20.62	22.21	Asimetria	-0.5
2	1183.2	55.67	77.88		
3	363.5	17.10	94.98		
4	102.6	4.83	99.81		
< 4	4.2	0.20	100.00		
	2125.4	100.00			

Tabla A3. Presentación de los resultados de luminiscencia que se utilizan en los gráficos del capítulo IV para OSL para los perfiles TEZ-1 y TEZ-2.

Profundidad (m)	Tez 1		Tez 1	
	IRSL	BLSL	IRSL	BLSL
0	656	1006	1227	32887
5	744	1083	1562	56237
10	612	990	1509	28262
15	696	1101	1196	28120
20	637	1152	1520	24431
25	572	1083	1481	38612
30	652	1094	1331	21287
35	774	1252	1597	25756
40	670	1342	1418	20801
45	754	2277	1449	25194
50	801	2173	1563	28383
55	832	11794	1622	23841
60	698	6899	1453	36526
65	640	2193	1398	29675
70	698	5638	1537	17969
75	821	7218	1551	33758
80	796	4366	1811	29346
85	683	2269	1121	15722
90	714	1644	2131	31026
95	642	1327	300	1600
100	633	1320	1600	24073
105	647	1440	1439	15395
110	621	1418	1630	28576
115	701	1437	1525	17841
120	619	1555	1636	27516
125	692	1505	1520	16081
130	664	1562	1709	21470
135	608	1532	1551	25737
140	799	1817	1522	21643
145	783	25288	1947	30066
150	878	11277	1693	32441
155	762	20447	976	26750
160	760	14034	1222	19878
165	1562	26142	1124	21295
170	1457	20857	902	16995
175	1565	15449	1086	24583
180	1382	18589	1006	47073
185	235	15472	390	925
190	1564	28211	883	39493
195	1467	19192		
200	1409	24212		
205	1545	44453		

Profundidad (m)	Tez 2 ISRL	Tez 2 BLSL	Profundidad (m)	Tez 2 ISRL	Tez 2 BLSL
5	954	2665	210	1760	48345
10	1121	2346	215	3791	56440
15	958	3181	220	2206	28934
20	995	2582	225	2331	25514
25	1097	2268	230	1584	16835
30	1099	1415	235	1924	20562
35	996	1486	240	2078	24509
40	916	2060	245	1775	28690
45	1050	14014	250	1916	44701
50	911	6167	255	1737	22564
55	968	3260	260	1710	31693
60	1004	5617			
65	1118	9308			
70	974	2662			
75	1120	14701			
80	1125	4595			
85	1136	4178			
90	1206	5029			
95	1126	3744			
100	1193	4438			
105	1349	9272			
110	1260	7145			
115	1114	7016			
120	2564	18045			
125	1344	8397			
130	1179	8639			
135	1071	3200			
140	1055	2588			
145	1023	2967			
150	1044	3149			
155	1357	10938			
160	1668	19045			
165	1967	38768			
170	2149	42780			
175	1590	80387			
180	1338	16845			
185	1520	30827			
190	2647	40248			
195	2028	42866			
200	2059	40529			
205	1701	26579			

Profundidad (m)	Tez 2 ISRL	Tez 2 BLSL	Profundidad (m)	Tez 2 ISRL	Tez 2 BLSL
5	954	2665	210	1760	48345
10	1121	2346	215	3791	56440
15	958	3181	220	2206	28934
20	995	2582	225	2331	25514
25	1097	2268	230	1584	16835
30	1099	1415	235	1924	20562
35	996	1486	240	2078	24509
40	916	2060	245	1775	28690
45	1050	14014	250	1916	44701
50	911	6167	255	1737	22564
55	968	3260	260	1710	31693
60	1004	5617			
65	1118	9308			
70	974	2662			
75	1120	14701			
80	1125	4595			
85	1136	4178			
90	1206	5029			
95	1126	3744			
100	1193	4438			
105	1349	9272			
110	1260	7145			
115	1114	7016			
120	2564	18045			
125	1344	8397			
130	1179	8639			
135	1071	3200			
140	1055	2588			
145	1023	2967			
150	1044	3149			
155	1357	10938			
160	1668	19045			
165	1967	38768			
170	2149	42780			
175	1590	80387			
180	1338	16845			
185	1520	30827			
190	2647	40248			
195	2028	42866			
200	2059	40529			
205	1701	26579			

Tabla A4. Se exponen los datos obtenidos de la espectrometría de rayos en el perfil correspondiente a TEZ-2 y que se presentan en los gráficos del capítulo IV en los apartados de Cs₁₃₇ y K₄₀.

Profundidad (m)	Cs 137	K 40
10	0	65.8
20	0	22.4
30	4.78	129
40	0	295
50	24.1	81.7
60	0	0
70	0	0
80	5.14	106
90	0	0
100	5.57	0
110	0	0
120	0	3.36
130	11.8	0
140	0	0
150	0	0
160	0	0
170	0	0
180	0	0
190	0	0
200	0	0