



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“Caracterización de estructuras superficiales
en el volcán Popocatepetl con el método
TDEM”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A :

SÁNCHEZ ANDRADE ABNER ISAÍ

DIRECTOR: DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO 2016





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Índice

RESUMEN	1
Abstract	2
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.	3
CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO	5
2.1 ANTECEDENTES	5
2.2 LOCALIZACIÓN	6
2.3 MARCO GEOLÓGICO.....	7
2.3.1 FISIOGRAFÍA.....	7
2.3.2 MORFOLOGÍA.....	9
2.3.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA.....	12
2.4 ACTIVIDAD ERUPTIVA	14
CAPITULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO	16
3.1 CONCEPTOS FUNDAMENTALES DE LA TEORÍA ELECTROMAGNÉTICA.....	16
3.1.1 ECUACIONES DE MAXWELL	17
3.1.2 RELACIONES CONSTITUTIVAS.....	18
3.2 PRINCIPIOS BÁSICOS DEL MÉTODO TDEM.	21
3.2.1 RESPUESTA DE UN SEMI-ESPACIO CONDUCTOR HOMOGÉNEO	27
3.2.2 CONCEPTO DE RESISITIVIDAD APARENTE.....	30
3.2.3 CONFIGURACIÓN DE LOS SONDEOS TEM	32
3.2.4 IMPLICACIONES EN EL DISEÑO DE LOS TEM	34
3.2.5 FUENTES DE ERROR EN LAS MEDICIONES EN MÉTODO TDEM	35
CAPÍTULO 4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS	37
4.1 LOCALIZACIÓN	38
4.3 ESPECIFICACIONES DEL EQUIPO.....	39
4.2 PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN	40
4.3 SISTEMAS DE ADQUISICIÓN EN EL MÉTODO TDEM.....	44
4.5. ADQUISICIÓN DE DATOS.....	47
4.6 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN ADQUIRIDA EN CAMPO	48
CAPITULO 5. ANÁLISIS DE RESULTADOS.	50
5.1 MODELACIÓN.....	50
5.2 TEORÍA DE INVERSIÓN PROBLEMA DIRECTO E INVERSO	50
5.4 INVERSION DE OCCAM.....	54
5.4ANÁLISIS DE LOS DATOS.....	57
5.3 PERFILES GEOELÉCTRICOS.....	57
5.3.1 PERFIL GEOELÉCTRICO L1	59
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES	63
BIBLIOGRAFÍA	65
ANEXO	69
CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE E INVERSIÓN 1D.....	69
RESUMEN DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL.....	74

RESUMEN

El volcán Popocatepetl se localiza aproximadamente a 70 km al sureste de la Ciudad de México y a 45 km de la ciudad de Puebla, ambas densamente pobladas. Pertenece al extremo sur de la Sierra Nevada, ha manifestado grandes eventos, pequeñas erupciones con mayor frecuencia. Estos periodos de actividad han evolucionado a partir de la manifestación de 1994 hasta la fecha, por lo cual el monitoreo y prospección se ha intensificado.

Se utilizó la metodología TDEM para inferir la distribución eléctrica en el subsuelo en la zona de Tlamacas (cerca del volcán Popocatepetl) alcanzando 400 [m] de profundidad, se realizaron 10 sondeos TDEM utilizando una bobina transmisora de 150x150 [m] (22500 [m²]) distribuidos a lo largo de 2 perfiles, lo que permite establecer la correlación de la resistividad eléctrica y las estructuras del subsuelo

De acuerdo con los resultados de este estudio exploratorio se ha determinado que los valores de resistividad entre 1500 y 3000 [ohm*m] podrían estar asociados con material volcánico extrusivo (ceniza volcánica y material piroclástico) llamada U1, un contacto lateral detectado entre U1 y U3 podría estar relacionado con rocas volcánicas con diferentes grados de permeabilidad y finalmente, los valores de baja resistividad observados en la unidad U4 podrían estar asociados con tobas arcillosas afloradas en la zona

La evaluación geofísica nos permite correlacionar la distribución eléctrica del subsuelo y algunas características relacionadas con los procesos eruptivos del volcán.

Abstract

The Popocatepetl volcano is located about 70 km southeast of Mexico City and 45 km from the city of Puebla, both densely populated. It belongs to the southern end of the Sierra Nevada, showing big explosive events, small eruptions more frequently. These periods of activity have evolved from the 1994 event to nowadays, so monitoring and prospecting have been intensified.

The TDEM methodology was used to infer the subsurface electrical distribution in the Tlamacas area (near Popocatepetl volcano) reaching 400 [m] depth. Ten TDEM surveys were conducted using a 150 [m] x 150 [m] transmitter coil (22500 [m²]) along two profiles, allowing to establish the correlation between the variation of electrical resistivity and the subsurface structures.

According to the results of this exploratory study we have determined that the resistivity values between 1500 and 3000 [ohm * m] could be associated with volcanic material extrusive (volcanic ashes and pyroclastic material) called Unit U1, a lateral contact can be detected between U2 and U3 could be related to volcanic rocks with varying permeability and finally, low resistivity values observed in Unit 4 could be associated with clayish tuff outcropped in the area.

The geophysical evaluation that allows us to correlate the subsurface electrical distribution and some features related to eruptive processes of the volcano.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.

Los métodos electromagnéticos son de suma importancia en la exploración geofísica y se han desarrollado de una manera vertiginosa. Es fundamental el conocimiento de estos para enfrentar los nuevos retos que se avecinan, tomando en cuenta los requerimientos de la sociedad y el avance tecnológico que se ha alcanzado en los últimos años y como consecuencia de todas las exigencias del siglo XXI hacia con el planeta.

En este sentido, considerar el estudio de los volcanes activos y todos los procesos que en consecuencia ocurren, es de trascendental consideración para la prevención de los riesgos latentes que se ligan con la vulnerabilidad.

El volcán Popocatepetl visto desde el punto geomorfológico, geológico, estructural y volcánico, es una superficie compleja, esto se atribuye a procesos exógenos y a su misma génesis, que se caracteriza por la acumulación de flujos lávicos –dinámica constructiva–, así como también a fases explosivas –dinámica destructiva– (Franco, 2005), y es considerado uno de los volcanes más activos y peligrosos de la región. Después de aproximadamente 70 años de inactividad, en diciembre de 1994 inicia episodios de actividad, por lo cual desde entonces se han concentrado varios estudios debido a todas sus peculiaridades interesantes.

Existen diversas disciplinas involucradas en el estudio de volcanes, entre ellas la Geofísica. En particular, una de las propiedades físicas más afectada por la temperatura y los fluidos, es la resistividad eléctrica, ya que se describe un decremento cuasi-exponencial de esta propiedad a diferentes temperaturas (Meju, 2001), por lo que la elección del método geofísico es una decisión considerable para estudiar estos fenómenos.

La existencia de varios estudios ha evidenciado la aplicación de métodos

electromagnéticos como los óptimos para la caracterización de volcanes, se han combinado los métodos Transitorio Electromagnético (TDEM) y Magnetotelúrico (MT) para la investigación de estructuras a una profundidad superficial en el volcán Vesubio ubicado en Italia (Manzella et al., 2003), concluyen que los modelos geoelectrico cuya penetración es aproximadamente entre 250m a 500m tienen un ruido coherente, lo cual aporta una contribución útil para la comprensión de la conductividad y estructura del subsuelo en este tipo de estudios.

Los estudios con el método TDEM en el volcán Unzen Japón, caracterizan la estructura a gran escala con un modelo resistivo optimo, arrojando perfiles geoelectrico que describen la existencia de una capa altamente resistiva seguida de una capa conductora, la cual se asocia a fuente de gases volcánicos y saturación de agua (Srigutomo et al., 2008).

La misma metodología se llevó a cabo alrededor de la caldera del volcán Fogo, ubicado en un archipiélago en la costa oeste de África, para detectar estructuras de baja resistividad asociadas con aguas subterráneas, y se concluye que es buena la modelación de datos TDEM aun teniendo efectos de polarización inducida (Descloitres et al., 2000).

En otras investigaciones ya ha sido utilizada la metodología del TDEM, con objetivos diferentes (reservas geotérmicas, acuíferos, reservas petroleras), pero se recalca la potencialidad del método bajo características de un medio cuyas propiedades hagan variar la distribución de resistividades (Meju, 2000).

La técnica de TDEM se implementará con la finalidad de conocer estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl, esto aportará mayor conocimiento en la geometría de la estructura. Adicionalmente, contribuirá a tener una mejor visión para posibles eventos futuros y las repercusiones sobre la integridad del edificio volcánico.

CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO

2.1 ANTECEDENTES

La mayoría de los grandes edificios volcánicos en México se localizan en la parte frontal de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Parte de estas edificaciones tiene su origen en tiempos relativamente recientes, hablando en particular del volcán Popocatépetl, se tiene un fechamiento entre 24000 años a 22000 años (Arana-Salinas et al., 2010)

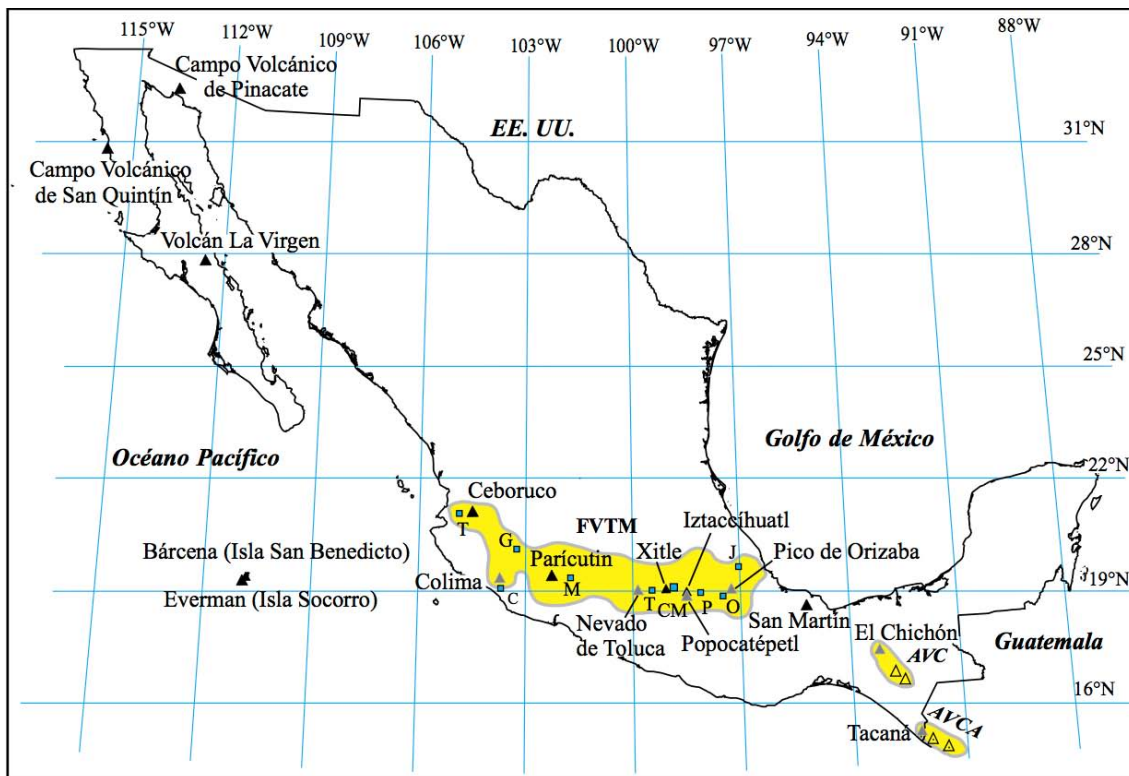


Figura 2.1 Localización de los principales volcanes de México (Macías, 2005).

El volcán Popocatépetl se encuentra edificado dentro de cráteres antiguos, que se han originado debido al colapso de estructuras volcánicas, y representa uno de los volcanes meridionales activos de cadenas volcánicas orientadas aproximadamente N-S.

Se han obtenido grandes logros en el ámbito de la investigación en lo que concierne al

conocimiento evolutivo y estratigráfico (Espinasa-Pereña y Martín-del Pozzo, 2006) así como la descripción de la historia evolutiva (de la Cruz-Reyna et al, 1995), pero es necesario tener un análisis integral, que optimice el pronóstico de las zonas potencialmente riesgosas en el futuro.

2.2 LOCALIZACIÓN

El volcán Popocatepetl está localizado a 70 km al sureste de la ciudad de México y aproximadamente a 45 km al oeste de la ciudad de Puebla, con coordenadas UTM en 539580 m de longitud Oeste y 2103375 m de latitud Norte, con una altitud de 5440 m.s.n.m.

Se predice que en un radio de aproximadamente de 40 km colindante al volcán, el asentamiento social es de 1 300 000 habitantes aproximadamente (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008). El volcán Popocatepetl integra parte del límite sur de la sierra nevada que está compuesta por los volcanes Tláloc, Telapón, Teyotl, Iztaccíhuatl.

El edificio volcánico cubre un área de aproximadamente 500 km², pero es importante señalar que algunos flujos de lava y depósitos piroclásticos se localizan a más de 25 km de la cima y éstos cubren un área de 1000 km² (Robin et al., 1987) .

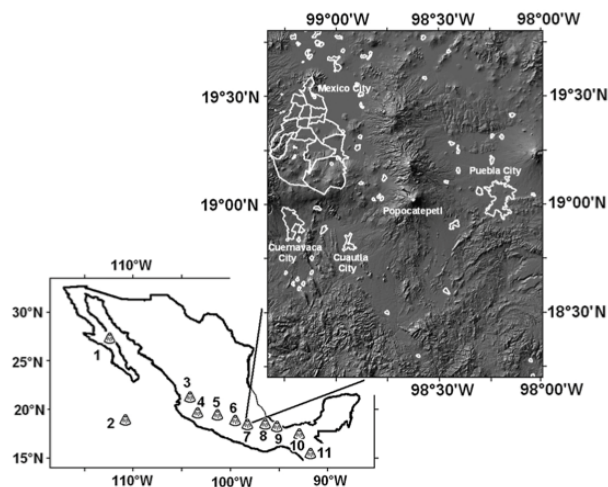


Figura 2.2. Localización del Popocatepetl, distribución de ciudades alrededor del cráter antigua (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008).

2.3 MARCO GEOLÓGICO

2.3.1 FISIOGRAFÍA

El volcán Popocatépetl pertenece al grupo de volcanes localizados en la FVTM, la cual se extiende con una dirección este-oeste a través de la república Mexicana, desde las áreas limítrofes ubicadas en el Océano de los estados de Nayarit y Colima, hasta el Golfo de México en la parte correspondiente al estado de Veracruz.

La FVTM se integra al cinturón de fuego del Océano Pacífico y tiene aproximadamente 1000 km de longitud y un ancho que varía de los 80 km a los 230 km y limita con al norte con las provincias de la Sierra Madre Occidental (SMO), Mesa Central (MC) y al sur con la Sierra Madre del Sur (SMS) (Gómez-Tuena et al., 2005).

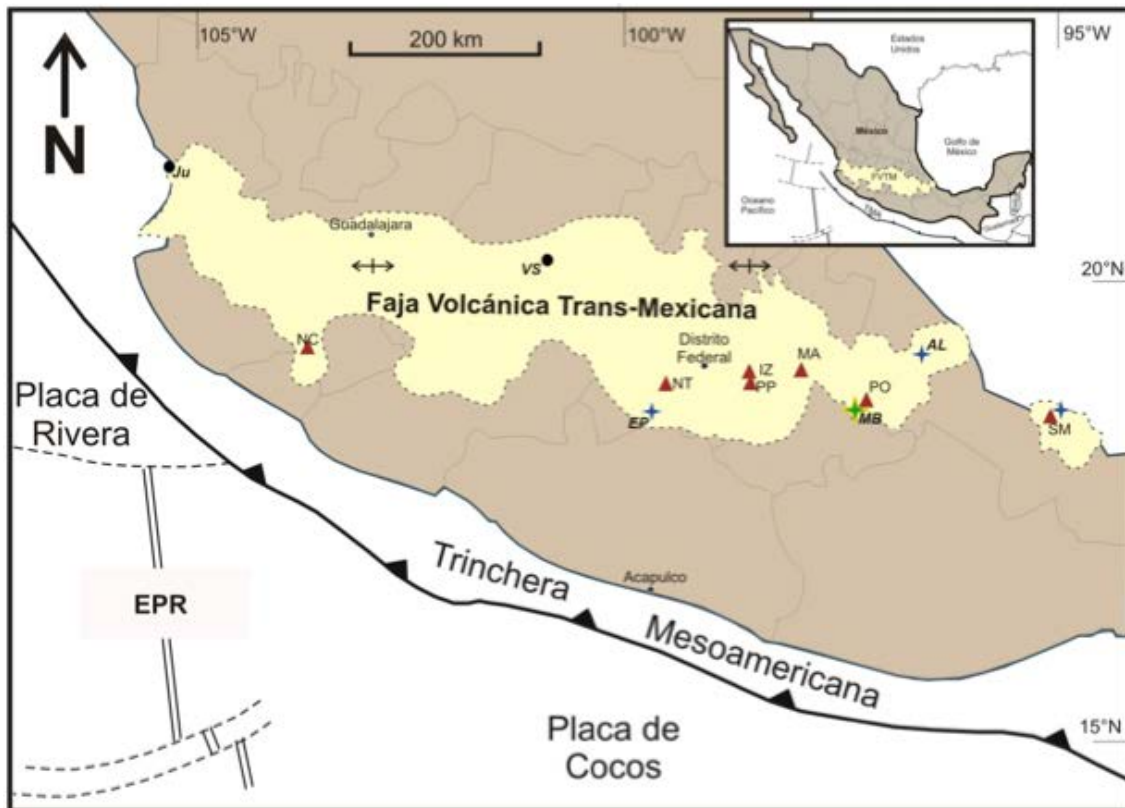


Fig. 2.3 Esquema de la FVTM mostrando los volcanes activos en el frente del arco (Dávalos-Elizondo, 2009).

Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM

Los edificios volcánicos que conforman esta demarcación fisiográfica se caracterizan por ser estratovolcanes edificados por emisiones alternantes de productos piroclásticos y flujos lávicos, los magmas que han construido estos volcanes tienen una composición que va de andesítica (Volcán de Colima), andesítica-dacítica (Nevado de Toluca, Popocatepetl, pico de Orizaba, Tacaná) (Macías, 2005).

La génesis de la FVTM es atribuida al resultado de la subducción de las placas de Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco, sin embargo varios autores debido a la petrogénesis de los magmas tienen dudas sobre el origen. Se propone una estructura de un arco volcánico cuyas características prevaletes son, volcanes que varían mucho –tanto en estilo como en composición química–, vulcanismo alcalino intraplaca, inclinación en la parte central y en la oriental y una variación notable en el ancho del arco, para una mejor descripción suele dividirse en tres regiones: occidental, central y oriental (Ferrari, 2000).

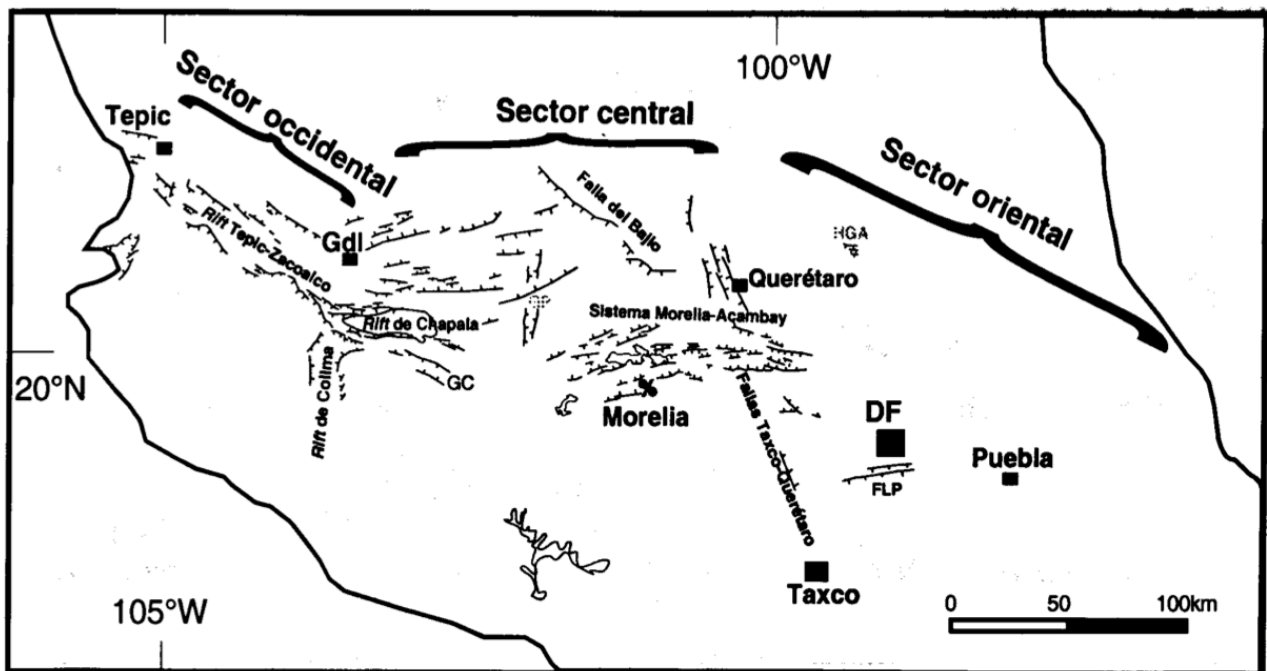


Figura 2.4. Representación de los tres sectores de la FVTM (Ferrari et al., 1999).

La región occidental tiene márgenes al este por el rift de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte del Bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la SMO. En la frontera sur de la SMO el vulcanismo se conforma tanto de estratovolcanes y complejos domos dacítico-riolíticos, como por centros monogenéticos basálticos mientras que contenido en BJ el vulcanismo en gran parte es monogenético y con una composición basáltico-andesítica (Ferrari, 2000).

La región central, se delimita entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, se caracteriza por la ausencia de estratovolcanes y se conforma por centros monogenéticos y volcanes escudo de tamaño pequeños cuya composición es basáltica y basáltico-andesítica, se desarrollan en el campo volcánico Michoacan-guanajuato. (Ferrari, 2000).

La región oriental, se localiza al este del sistema Taxco-Querétaro, presenta en su mayoría grandes estratovolcanes, calderas y conjuntos de domos cuya composición es andesítica a riolítica, las cuales se encuentran alineadas a estructuras derivadas de la corteza. Los volcanes monogenéticos de esta región representan una fracción mínima del volumen del magma depositado. En este sector el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica, lo que probablemente apunta que es de origen cratónico (Ortega-Gutierrez et al., 1996).

2.3.2 MORFOLOGÍA

El Popocatepetl es un cono truncado irregular, desde su base, la altura promedio es de 1750 m.s.n.m y un valor aproximado de 6.75 km de diámetro. Su forma determina un drenaje radial poco desarrollado, esto es debido a la juventud del volcán. Presenta un cráter elíptico y en la porción cumbral NW, el desarrollo de una superficie glacial que fue mayor en épocas pasadas, el eje mayor mide aproximadamente 840 m y el menor 660 m

(Franco, 2005).

Se reconocen dos sectores que se denominan superior e inferior, el primero tiene una forma de media luna, sus paredes rocosas se inclinan 60° en promedio y sobre ellas suceden procesos de desprendimientos y colapsos. Las laderas que componen el sector inferior del cráter son rectas y presentan una forma de embudo cerrado.

Se han identificado cinco estructuras de volcanes de cráter cerrado, el diámetro promedio de los anillos es de 125 m y se localizan al SW y NE de la estructura principal, este tipo de morfología es relacionada con una dinámica eruptiva constante y de intensidad poco violenta, presentan laderas con inclinaciones entre 30° y 40° (Franco, 2005).

Por otra parte, se han identificado 24 volcanes de cráter abierto (Franco, 2005), que están distribuidos de una manera heterogénea, esta morfología en particular, recalca dinámicas eruptivas diferentes, en primera instancia relacionadas con fases explosivas y en segunda se asocia a largos periodos eruptivos, donde la contribución de lava es constante, el diámetro de estas estructuras varía de 0.5 a 1.0 km, la altura relativa es de 100 m y la inclinación son de 30° aproximadamente.

Las bocas eruptivas se encuentran en la ladera noroeste, entre los 3700m y 4120 m.s.n.m. Su orientación NE-SW sugiere a la existencia de una falla que corta al Popocatepetl en esa misma dirección.

La morfología de los domos contenidos en la estructura principal, se definen como convexa-simétrica, la distribución de los domos no presentan arreglo aparente. Se constituyen de lavas riolíticas-dacíticas y se emplazan tanto en los bordes de las laderas exteriores, como en el interior de algunos cráteres de antiguos edificios volcánicos antiguos.

Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatépetl con el método TDEM

Se han descrito varias estructuras con criterios morfoestratigráficos para poder describir la evolución del Popocatépetl (Espinasa Pereña, 2007), este trabajo se sustenta sobre la barranca del Nexpayantla, que se describe por lavas que solo afloran en la parte inferior de la misma, que es el cañón más profundo hacia el noroeste de la cumbre del Popocatépetl, la morfología del valle en forma de “u”, muestra una discordancia entre lavas que forman las laderas erosionadas, las lavas del nexpayantla debajo de la discordancia son distinguibles desde la parte superior del flujo de lava Ventorrillo ya que son cortadas por diques riolíticos y dacíticos (Espinasa-Pereña y Martín-del Pozzo, 2006).

La unidad de flujo de lavas Nexpayantla termina con un escarpe al sur del cerro Nexpayantla que continua con el escarpe del domo Tlamacas (Robin et al., 1987).

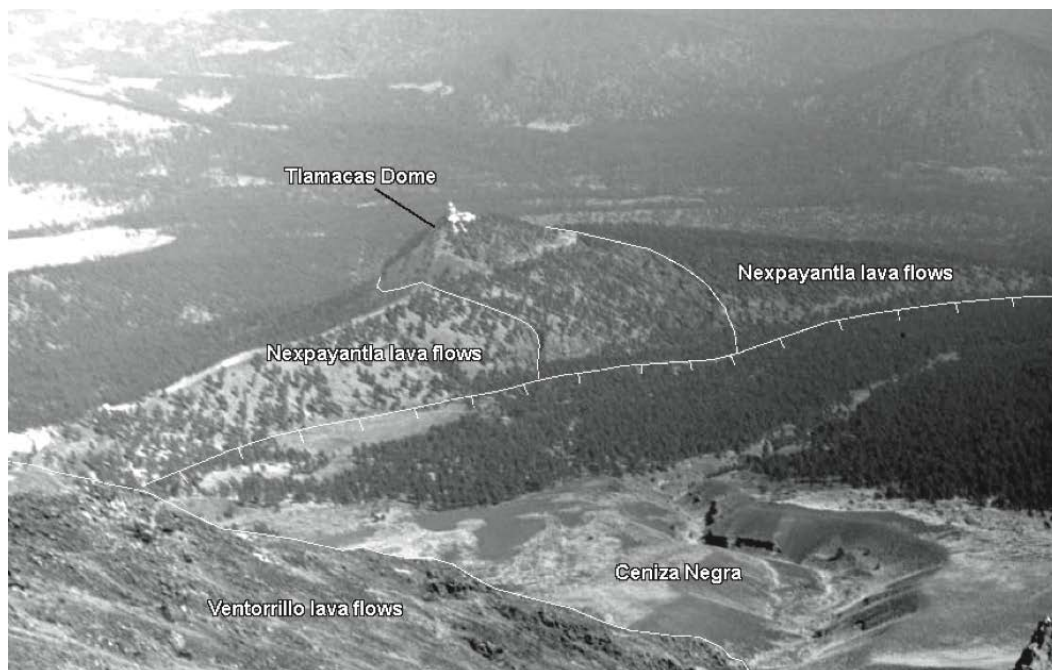


Figura 2.5 Vista del volcán Popocatépetl que denota las estructuras del flujo de lava de Nexpayantla y flujo de lava Ventorrillo (Espinasa-Pereña y Martín-del Pozzo, 2006).

2.3.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

Aguilera y Ordoñez (1895) identificaron el Popocatepetl como un estratovolcán como un cráter truncado, compuesto por una alternancia de depósito piroclásticos y lavas de composición andesíticas de hiperstena y horblenda (Macías, 2005).

El primer edificio que se formó fue el volcán Nexpayantla (Moonser et al., 1958) o también llamado volcán primitivo (Robin, 1984), mediante la emisión de una serie de derrames andesíticos y dacíticos. Debido a una erupción cuyo acontecimiento sucedió hace 200 000 años, produjo en consecuencia el colapso de una parte de este volcán y la formación de una caldera. Al interior de caldera inicio la construcción de un nuevo volcán, éste es conocido como El Fraile, cuya génesis se atribuye al emplazamiento de derrames andesíticos y dacíticos (Macías, 2005). Este último volcán colapsó hace 50 000 y 30 000 años aproximadamente (Boudal y Robin, 1989), debido a una erupción, la cual destruyó la parte meridional del volcán, después de este evento comenzó la formación del cono moderno llamado Popocatepetl. La destrucción del cono antiguo del Popocatepetl se originó hace 23 000 años, debido a una erupción lateral de magnitud superior a la ocurrida en el volcán Santa Elena en 1985, produjo el colapso hacia el sur del antiguo cono. La explosión generó una avalancha de escombros que alcanzó distancia hasta de 70 km de la cima. La descompresión del sistema magmático, debido al colapso, produjo una explosión lateral dirigida (*blast*) que emplazó una oleada piroclástica y permitió la formación de una columna pliniana (Macías, 2005).

Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatépetl con el método TDEM

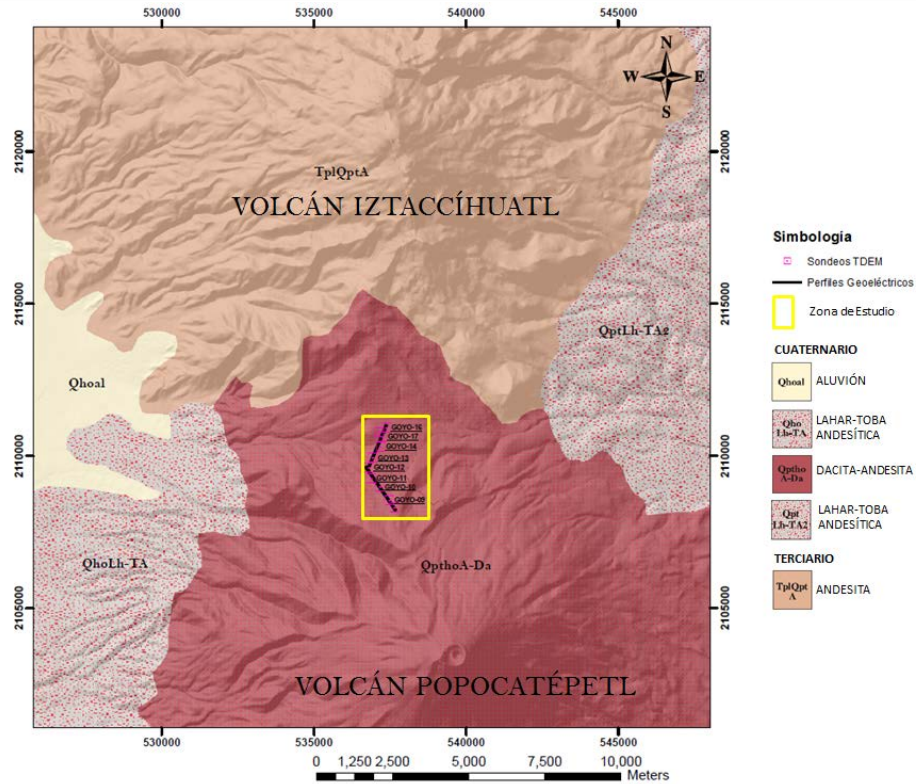


Figura 2.6 Mapa geológico de la zona de estudio (SGM, 2016)

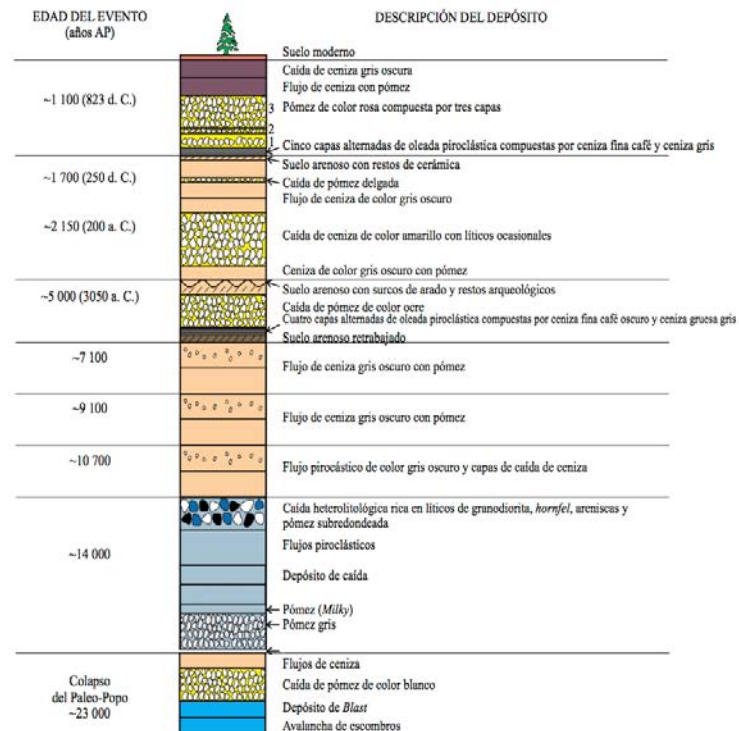


Figura 2.7. Columna estratigráfica simplificada del volcán Popocatépetl que muestra los depósitos emplazados a partir del último colapso del cono ocurrido hace 23 000 años (Siebe y Macías, 2004)

2.4 ACTIVIDAD ERUPTIVA

Los primeros reportes de la actividad volcánica del Popocatepetl se registraron en código Náhuatl, los aztecas reportaron la ocurrencia de erupciones en 1354, la cual es la mención más antigua que se haya encontrado, 1363, 1509, 1512 y 1519-1528, (De La Cruz-Reyna et al., 1995), las cuales se refieren a manifestaciones de baja intensidad, sin embargo algunos reportes ya pertenecientes a la época de la conquista, detallan una actividad más intensa con emisiones de ceniza y material incandescente.

De 1562 a 1570, se presenta un periodo particularmente intenso en cuanto actividad tectónica y volcánica se refiere, se reportan cuatro terremotos y la erupción del Citlaltépetl (De La Cruz-Reyna et al., 1995).

En 1571 y 1592, se reporta actividad similar con emisiones de ceniza, de 1642 a 1918 se reportan periodos de actividad menor con ligeras emisiones de humo y ceniza, en 1919 se presentaron violentas emisiones de vapor y ceniza que se prolongan hasta 1925.

El inicio de una nueva etapa eruptiva, comienza en 1990, con manifestación de la actividad fumarólica que aumentó considerablemente. Y es así como el día 21 de diciembre de 1994, con una emisión de columnas de ceniza, vapor de agua y gases que ascendían alturas de 2 a 3 Km, las cuales provenían de pequeñas bocas eruptivas alineadas, que se localizaban en la parte este del interior de cráter (Macías, 2005).

Los eventos continuaron esporádicamente hasta fines de marzo de 1995, que es cuando se registra un decremento en las emanaciones de ceniza. A pesar de que la actividad sísmica y las emanaciones de gases, tuvo disminuciones, el volcán permaneció apacible, hasta marzo de 1996, cuando nuevas apariciones de ceniza fueron registradas.

Y fue así, cuando el 29 de marzo de 1996, apareció una colada de lava muy viscosa, a

partir de una fractura situada en el interior del cráter. El 10 de junio de 1996, el domo alcanzo espesores mínimos de 50 m y cubrió completamente el cráter interno en su totalidad al cráter formado en 1920. Explosiones pequeñas lanzaron material del tamaño de lapilli en los flancos del volcán y poblaciones aledañas. (Macías, 2005).

Entre abril de 1996 y junio de 1997 ya se habrían emplazado tres domos de lava, el 30 de junio de 1997 sucedió una explosión precedida de un conjunto de sismos vulcano-tectónicos, formando una columna eruptiva de 8 km de altura.

De 1997 a 2000, se emplazaron 4 domos, los cuales fueron destruidos por explosiones, cuyo material fue lanzado hasta 5 km del cráter. Una de las últimas erupciones más relevantes sucedió el 21 de enero de 2001, dado que produjo un flujo piroclástico rico en escoria, que erosionó el glaciar. (Capra et al., 2004).

Desde 1996 hasta 2005, se ha producido la emisión de 20 domos en el interior del cráter del Popocatépetl, los cuales han sido posteriormente destruidos por explosiones vulcanianas, proceso que ha sido controlado por la temperatura y la viscosidad del magma (Macías, 2005). De 2005 a 2009 la actividad volcánica en Popocatépetl se describe con el crecimiento de pequeños domos de lava, con exhalaciones de hasta 2.5 km de altura, mientras que el periodo comprendido de 2010 a 2011 tiene una fase de recarga con emplazamientos de domos cada vez más grande (CENAPRED, 2012), la tabla 1 contenida en el anexo de este trabajo muestra un resumen de índices de explosividad (VEI) para eventos del volcán Popocatépetl.

CAPITULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO

Tabla 3.1 Unidades y Cantidades electromagnéticas fundamentales (SI o MKS)

Símbolo	Cantidad	Unidades
q	Carga eléctrica.	coulomb, C
ρ_f	Densidad de carga eléctrica, libre.	$\frac{C}{m^2}$
I	Intensidad de corriente eléctrica.	ampere, $A = \frac{C}{s}$
\vec{J}	Densidad de corriente de conducción.	$\frac{A}{m^2}$
U	Potencial eléctrico.	volt, V
\vec{D}	Densidad de flujo eléctrico o desplazamiento eléctrico.	$\frac{C}{m^2}$
\vec{E}	Campo eléctrico.	$\frac{V}{m}$
ϕ_m	Flujo magnético.	Webber, $Wb = V \cdot s$
\vec{B}	Inducción magnética o densidad de flujo magnético.	tesla, $T = Wb / m^2$
\vec{H}	Campo magnético.	$\frac{A}{m}$
E	Energía.	joule, $J = N \cdot m = V \cdot C$
P	Potencia.	Watt, $W = \frac{J}{s}$
σ	Conductividad eléctrica.	siemen /m, $\frac{S}{m}$, $\frac{mho}{m}$
ρ	Resistividad eléctrica.	ohm-m, $\Omega \cdot m$
ϵ	Permitividad eléctrica o constante dieléctrica.	farad/m, $\frac{F}{m}$
μ	Permeabilidad magnética.	henry/m, $\frac{H}{m}$

3.1 CONCEPTOS FUNDAMENTALES DE LA TEORÍA ELECTROMAGNÉTICA

Para poder emplear los métodos electromagnéticos en exploración geofísica, es necesario hacer uso de los conceptos esenciales que rigen las leyes de estos fenómenos, los avances en la teoría como en instrumentación han permitido el estudio de zonas con

diferentes propiedades, para poder cuantificar los cambios anómalos en la conductividad del subsuelo.

3.1.1 ECUACIONES DE MAXWELL

Las ecuaciones de Maxwell son fundamentales para analizar fenómenos electromagnéticos, ya que éstas relacionan el campo magnético con el eléctrico permitiendo la descripción del fenómeno en su totalidad.

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \text{ ley de Gauss para campos eléctricos (3.1)}$$

La ley de Gauss para campos eléctricos denota que el número total de líneas de fuerza eléctricas que atraviesan una superficie cerrada es igual a la carga neta encerrada en la superficie (Tippens, 2007)

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \text{ ley de Gauss para campos magnéticos (3.2)}$$

Análogamente a la ecuación (2) existe la ley de Gauss para campos magnéticos, sin embargo como las líneas de campo magnético son cerradas, no hay monopolos magnéticos y esto se refleja en la no existencia de fuentes de líneas de campo magnético, por lo tanto el flujo de campo magnético encerrado en cualquier superficie es igual a cero (Calderón, 2012).

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \text{ ley de Faraday (3.3)}$$

La ley de Faraday establece que cualquier FEM o voltaje que se induce a través de una trayectoria no importando si sea móvil o fija, en un campo magnético variable o constante, es igual a la razón con la que el flujo magnético recorre la trayectoria

(Calderón, 2012), el signo negativo es atribuido a la oposición de la variación de flujo que la produce.

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \text{ ley de Ampere (3.4)}$$

La ley de Ampere indica el flujo magnético en un contorno cerrado es igual a la corriente que recorre ese contorno (Calderon, 2012), la densidad de corriente \vec{j} representa el flujo de carga a través de superficies continuas (corrientes galvánicas) y la separación de cargas son representadas a través de $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$, la cuales se encuentran en el flujo eléctrico (corrientes de desplazamiento) y producen el mismo efecto, generando un campo magnético (Keller, 1987).

Las ecuaciones correspondientes a las leyes de Ampere y de Faraday confirman la dependencia entre ambos campos, el eléctrico y el magnético.

3.1.2 RELACIONES CONSTITUTIVAS

Para poder entablar una relación entre las ecuaciones de Maxwell y las propiedades de propagación magnética y eléctrica del medio, se emplean las relaciones constitutivas, las cuales dependen de la frecuencia.

Empleando las relaciones constitutivas se relacionan dos campos vectoriales a través de parámetros, por lo que si se trata de un medio homogéneo por lo general serán caracterizados por un tensor que depende de la posición y si se tratase de un medio anisotrópico implicara un tensor dependiente de la dirección.

El comportamiento de las constantes de campo magnético y campo eléctrico, dependerán de la homogeneidad e isotropía del medio.

- σ_{ω} Tensor de la conductividad eléctrica con unidades $[S/m]$, es la capacidad de un cuerpo o medio para conducir corriente eléctrica.
- $\epsilon_{\omega} = \epsilon_r \epsilon_0$ Tensor de la permitividad eléctrica con unidades $[F/m]$, es la capacidad que tiene un cuerpo para polarizarse, donde ϵ_r es la Permitividad relativa del medio o cuerpo y ϵ_0 es la Permitividad del vacío que tiene un valor de $8.85 \times 10^{-12} [F/m]$.
- $\mu_{\omega} = \mu_r \mu_0$ Tensor de la permeabilidad eléctrica con unidades $[H/m]$, es la capacidad de un cuerpo para dejar pasar campo magnético, donde μ_r es la permeabilidad relativa del medio o cuerpo y μ_0 es la permeabilidad del vacío que tiene un valor de $4\pi \times 10^{-7} [H/m]$.

$$\vec{j}(r, \omega) = \sigma_{\omega} \vec{E}(r, \omega) \quad (3.5)$$

Para un medio homogéneo e isótropo el tensor de conductividad es $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$ con las demás componentes del tensor igual a cero, debido a la coincidencia de las direcciones principales de los ejes con las de máxima conductividad.

Para un medio anisótropo el tensor es $\sigma_{xx} \neq \sigma_{yy} \neq \sigma_{zz}$ con las componentes restantes del tensor igual a cero, debido a que la conductividad varia respecto a la dirección en la que se aplique el campo eléctrico \vec{E} , en el vacío la conductividad será igual a cero (Ward y Hohmman, 1988).

$$\vec{B}(r, \omega) = \mu_{\omega} \vec{H}(r, \omega) \quad (3.6)$$

Se pueden presentar diferentes comportamientos entre los campos internos y externos, debido a que cada una de las propiedades magnéticas de los materiales depende de cómo interactúan los campos magnéticos externos con el movimiento interno de las cargas. Cuando el campo interno queda alineado con el campo externo y si ambos tienen la misma dirección, en efecto el campo total incrementará, por el contrario si tienen direcciones opuestas se reflejara con la disminución del campo total (Ward y Hohmman, 1988).

Cuando los momentos magnéticos internos se orientan aleatoriamente, se considerará que los materiales tenderán a un comportamiento como en el vacío y el campo interno será nulo.

- $\vec{D}(r, \omega) = \epsilon_{\omega} \vec{E}(r, \omega)$ (3.7)

La permitividad dieléctrica relativa tiende a uno excepto en el caso de materiales dieléctricos. La polarización dieléctrica es el proceso con el que una fuerza externa modifica el estado de equilibrio de las cargas del material mientras otra fuerza intenta regresar las cargas a su estado origina, esto es controlado por la permitividad eléctrica.

Ecuaciones de Maxwell con la sustitución de las relaciones constitutivas.

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \text{ ley de Gauss para campos magneticos (3.8)}$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \mu \vec{H}}{\partial t} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \text{ ley de Faraday (3.9)}$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \frac{\partial \epsilon \vec{E}}{\partial t} = \sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \text{ ley de Ampere (3.10)}$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{q}{\epsilon} \text{ ley de Gauss para campos electricos (3.11)}$$

Es evidente que los campos electromagnéticos tienen dependencia temporal, sin embargo, este dominio complica las operaciones comunes entre estas ecuaciones, por lo que el tratamiento se facilita en el dominio de las frecuencias, se aplica la transformada de Fourier

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}e^{-i(\omega t + \varphi)} \quad (3.12)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}e^{-i(\omega t + \varphi)} \quad (9)$$

$$\mathfrak{F}\{f(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt \quad (3.13)$$

$$\mathfrak{F}\{f(t)\} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)e^{-i\omega t} d\omega \quad (3.14)$$

Reescribiendo las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu\vec{\mathbf{H}} \quad (3.15)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \vec{\mathbf{B}}}{\partial t} = -\mu \frac{\partial \vec{\mathbf{H}}}{\partial t} = -\mu \frac{\partial \vec{\mathbf{H}}e^{-i(\omega t + \varphi)}}{\partial t} \quad (3.16)$$

$$\nabla \times \vec{\mathbf{H}} = \sigma \vec{\mathbf{E}} - i\omega\epsilon \vec{\mathbf{E}} \quad (3.17)$$

$$\nabla \cdot \vec{\mathbf{E}} = \frac{\rho}{\epsilon} \quad (3.18)$$

$$\nabla \cdot \vec{\mathbf{H}} = 0 \quad (3.19)$$

3.2 PRINCIPIOS BÁSICOS DEL MÉTODO TDEM.

Esta técnica de exploración geofísica, fue desarrollada a mediados de la década de 1980, en consecuencia a que los tradicionales métodos en el dominio de la frecuencia tienen problemas de penetración debido a bajas resistividades, y al desarrollo electrónico que permitió hacer el proceso de computo más veloz (Cristiansen, 2006), entre sus principales ventajas destacan: la velocidad de operación, tiene buena resolución lateral,

en la inyección de corriente en capas resistivas no presenta problemas, mejora la resolución en capas conductoras, sin embargo no tiene buen funcionamiento en capas altamente resistivas, no se ha desarrollado una metodología en 2D o 3D que permita una mejor interpretación (McNeill, 1994).

El principio del método se define como: Un transmisor envía un pulso de corriente eléctrica cuadrada periódico en una bobina de alambre propagándose a través del subsuelo. A la terminación de cada pulso, su desplazamiento induce la aparición de un campo magnético de acuerdo con las ecuaciones de Maxwell, el cual se propaga a través de los diferentes materiales conductores en el subsuelo y su variabilidad da lugar a las llamadas corrientes de arrastre (también llamadas *eddy currents*) las cuales se difunden hacia abajo a una velocidad proporcional a la resistividad de la tierra (Nabighian, 1991).

Estas corrientes se propagan a profundidad sobre las fronteras que delimitan cuerpos o materiales conductores en el subsuelo, en respuesta a este desplazamiento aparece un campo magnético secundario. Un receptor en la superficie puede medir las variaciones de este campo.

La fuerza del campo disminuye (rápidamente) con el tiempo, y el análisis de estos cambios da la distribución de resistividad con la profundidad en la tierra. En la mayoría de los casos, incluyendo en este estudio, lo que es medido es la razón temporal de cambio del campo magnético secundario (dH/dt) en la dirección vertical, Esto se logra midiendo los voltajes inducidos en una bobina receptora colocada al centro de la bobina transmisora (configuración de bobina central), o en la misma bobina (configuración de bobina coincidente). El receptor graba los voltajes transitorios en forma discreta en varios canales, produciendo una curva de decaimiento de voltaje contra el tiempo.

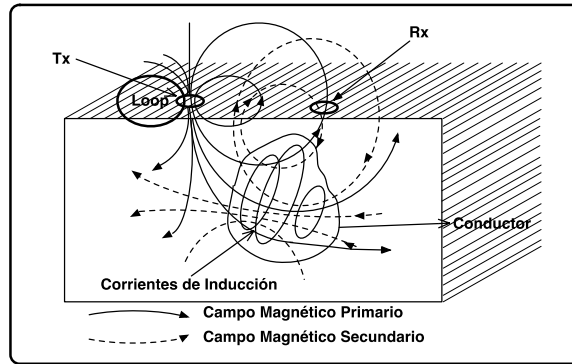


Figura 3.1 Representación de la inducción de campo magnético primario y secundario. (San Diego University, 2016)

Mediante el registro de estos transitorios electromagnéticos se detecta la existencia de materiales conductores en el subsuelo. El decaimiento de esta señal se registra al medir el voltaje en varios pulsos de tiempo durante un tiempo estacionario entre los pulsos de corriente. El carácter de este decaimiento (duración, amplitud, etcétera) está en dependencia de la conductividad, geometría y profundidad del conductor, así como de su posición respecto a la bobina receptora.

La señal que normalmente se induce es de tipo escalón a través de un emisor o generador del campo electromagnético consiste en un circuito de forma prefijada (círculo, cuadrado, geometría definida), por el que se hace circular la señal. Al interrumpir la corriente se origina un campo magnético, que se amortigua y desaparece rápidamente. El receptor o captor (bobina) puede estar formado por el mismo circuito primario que originó el campo magnético u otro receptor de características prefijadas, y situados en el interior o próximo al primario.

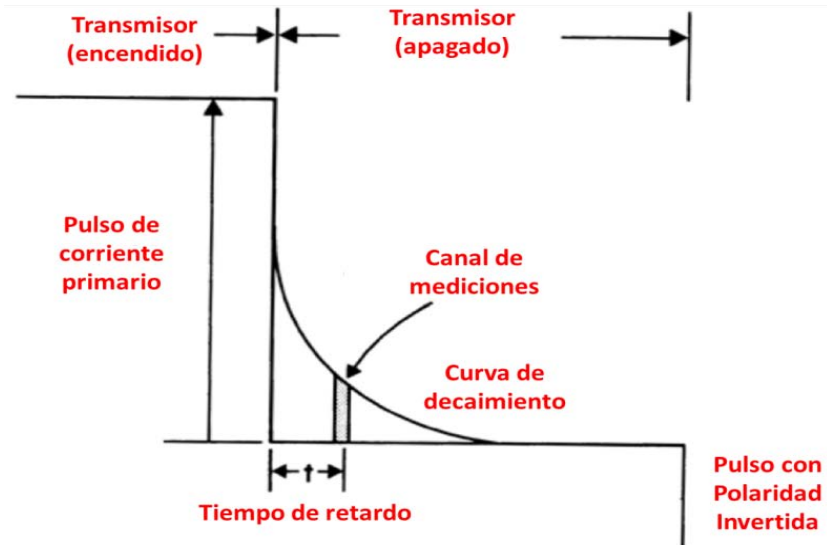


Figura 3.2 Curva de Decaimiento (San Diego University,2016)

Una ventaja particular del método TDEM sobre los demás sistemas de propagación continua es el hecho de que las mediciones son tomadas cuando la propagación de los campos es detenida, esto da lugar a la posibilidad de utilizar una variedad de configuraciones sobre las bobinas para obtener una buena recepción de la señal. Configuraciones que son mostradas en la siguiente imagen.

El decaimiento de voltaje puede ser descrito por el número de ventanas de medición en cierto intervalo de tiempo (entre el tiempo cero y los pulsos de corriente), el carácter de este decaimiento a lo que se refiere a duración, amplitud, etc., depende de la conductividad del cuerpo, así como su geometría, dimensiones, profundidad y de la posición del cuerpo respecto a la bobina receptora, es importante recalcar que las características físicas del método hace que la curva de voltaje se divida en tres etapas:

- Etapa temprana: Cuando la corriente es interrumpida abruptamente, las corrientes de inducción son aisladas únicamente en la superficie del cuerpo

conductor esto debido a la aproximación cuasi-estática, la componente normal del campo se conserva tanto en dirección como en magnitud.

- Etapa intermedia: En consecuencia de la pérdida de corriente, las corrientes de inducción empezaran a disiparse, el campo magnético decrecerá en la región interior del conductor, las corrientes que fueron inducidas fluirán a través del medio.
- Etapa tardía: es el proceso final del decaimiento, las corrientes de inducción ya no variaran en el tiempo, la inductancia y la resistencia decaen asintóticamente.

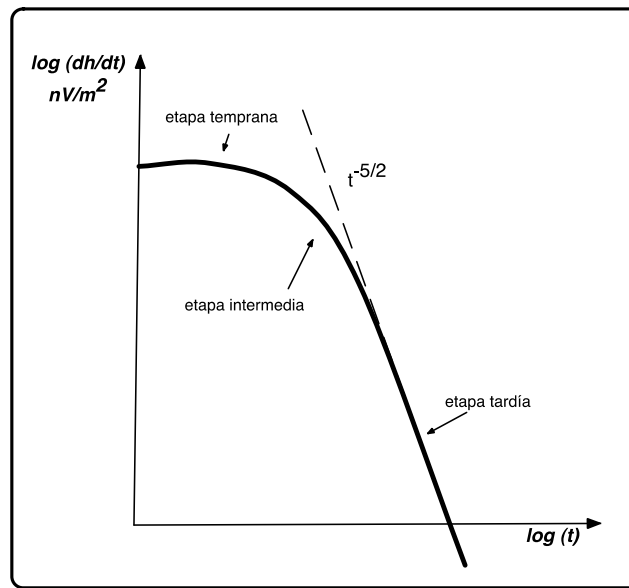


Figura 3.2 Señal de decaimiento de potencial que muestra las tres etapas de TEM (McNeill, 1994).

Una ventaja en particular del TDEM sobre los métodos cuyo funcionamiento se basa en una onda continua, es que la sensibilidad de la bobina receptora puede recibir el máximo de lecturas a aun teniendo una señal no muy fuerte, esto se debe a que las lecturas son registradas cuando la bobina transmisora está apagada.

La forma del decaimiento proporciona información acerca de la distribución de las resistividades, ésta depende de la magnitud y de cómo se distribuya la corriente.

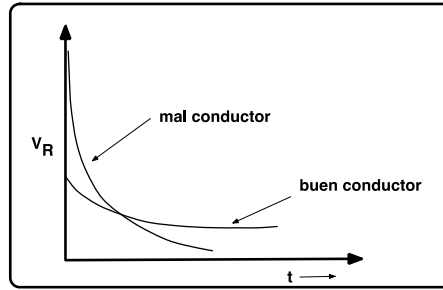


Figura 3.6 Decaimiento de voltaje (Nabighian y Macnae, 1991).

- Para malos conductores $\tau = \frac{R}{L}$ tiene valores pequeños, los voltajes son altos y campo magnético decae rápidamente.
- Para buenos conductores $\tau = \frac{R}{L}$ tiene valores grandes, los voltajes son bajos y campo magnético decae lentamente.

Como se mencionó, la forma de onda de la corriente inyectada es una señal rampa, sin embargo podría variar dependiendo del sistema del instrumento usado para hacer la adquisición, en este caso la primer parte de la rampa se obtendrá al hacer circular corriente cierto intervalo de tiempo y cortarla abruptamente, para generar la forma de onda faltante, se transmitirá la misma corriente con un intervalo de tiempo de la misma magnitud pero con la polaridad invertida.

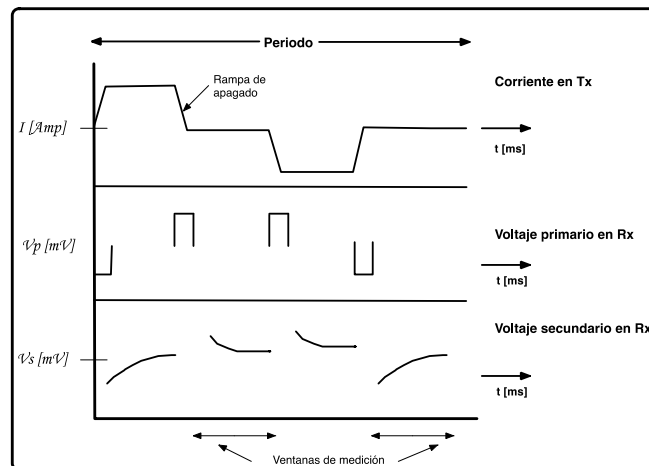


Figura 3.1 Forma de la corriente inyectada y de los voltajes registrados (Flores,2000).

3.2.1 RESPUESTA DE UN SEMI-ESPACIO CONDUCTOR HOMOGÉNEO

Se ha mencionado anteriormente que en la técnica del TDEM se adquieren mediciones dentro de una bobina cuadrada, pero se recalca que en la teoría, para poder obtener la componente vertical del campo magnético se emplea el uso de una bobina circular.

Es necesario obtener la componente vertical para reducir los efectos de las heterogeneidades laterales, asumiendo que la fuente y el receptor estén en una superficie homogénea, con esto la respuesta se expresa como (Ward y Hohman, 1998).

$$H_z = -\frac{I}{k^2 a^3} \left[3 - (3 + ika - k^2 a^2) e^{-ika} \right] \dots (3.48)$$

Donde a es el radio de la bobina.

Se divide entre $i\omega$ y se aplica la transformada inversa de Fourier a la ecuación (3.48) para obtener la respuesta transitoria de una señal tipo escalón.

En consecuencia el campo magnético en el centro de la bobina después de apagar la corriente se expresa como:

$$H_z = -\frac{I}{2a} \left[\frac{3}{\sqrt{\pi\theta a}} e^{-\theta^2 a^2} + \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} - k^2 a^2 \right) \text{erf}(\theta a) \right] (3.45)$$

erf es la función definida como:

$$x = \theta a \quad \text{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt \quad \text{y} \quad \theta = \sqrt{\frac{\mu_0 \sigma}{4t}} (3.46)$$

$\frac{I}{2a}$ Representa el campo magnético presente en el espacio libre antes de que se corte la corriente, al multiplicarlo por el segundo término otorga el decaimiento del campo magnético. Es debido a esto que la derivada de campo magnético respecto al tiempo se expresa:

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_0 \sigma a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (3.47)$$

Los decaimientos tanto del campo magnético vertical como su derivada respecto al tiempo se ilustran en la figura 2.3, y es importante recalcar que es a partir de esta última de donde se hace el cálculo de la resistividad aparente, principalmente porque sus mediciones presentan una sensibilidad menor en la profundidad a cuerpos conductores (Spies, 1989).

En la gráfica es notorio la identificación de la etapa tardía, así como la temprana y tomando en cuenta estas distinciones, se observa que en tiempos cortos el campo magnético vertical y su derivada respecto al tiempo son constantes, por otra parte en tiempos largos decaen con una pendiente de $t^{-\frac{3}{2}}$ y $t^{-\frac{5}{2}}$ respectivamente, esto hace posible aproximar las ecuaciones mencionadas en este apartado para la obtención del voltaje registrado por el receptor, teniendo como resultado las expresiones de resistividad aparente.

Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM

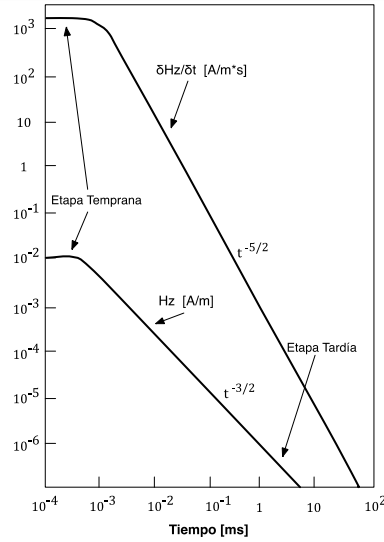


Figura 3.2 Decaimiento del campo magnético vertical y de su derivada respecto al tiempo (Ward y Hohman, 1998).

Para tiempos largos, el campo magnético y su derivada respecto al tiempo se aproximan mediante:

$$H_z \approx \frac{I \mu_0^{\frac{3}{2}} \sigma^{\frac{3}{2}} a^2}{30 \pi^{\frac{1}{2}}} t^{-\frac{3}{2}} \quad (3.48)$$

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} \approx \frac{-I \mu_0^{\frac{3}{2}} \sigma^{\frac{3}{2}} a^2}{20 \pi^{\frac{1}{2}}} t^{-\frac{5}{2}} \quad (3.49)$$

El campo magnético se desplaza hacia debajo de la bobina de forma circular, se hace la analogía con una simulación de anillos de humo cuyo radio está dado por $\sqrt{\frac{4.37t}{\mu_0 \sigma}}$, y por

una velocidad de $\frac{2}{\sqrt{\pi \mu_0 \sigma t}}$ (Nabighian, 1991).

3.2.2 CONCEPTO DE RESISTIVIDAD APARENTE

La resistividad aparente es definida comúnmente como la resistividad en un semiespacio homogéneo, que producirá la misma respuesta en las mediciones sobre el subsuelo, además con los mismos parámetros de adquisición (posición, corriente, etcétera), para los métodos resistivos la conversión de resistividad aparente a resistividad real se hará a través de una simple normalización en la respuesta (Spies, 1986)

En los métodos electromagnéticos, la obtención de la resistividad aparente se hará a partir de la expresión que representa el voltaje registrado por la bobina receptora, como ya se mencionó en apartados anteriores, dicho voltaje tiene un comportamiento diferente para las etapas fundamentales.

$$V = \frac{3mI}{\sigma a^3} \quad (3.50)$$

Para tiempos largos.

$$V = \frac{I \sigma^{\frac{3}{2}} \mu^{\frac{5}{2}} m a^2}{20 \sqrt{\pi} t^{\frac{5}{2}}} \quad (3.51)$$

m es el producto del número de vueltas de la bobina receptora por su área.

Las unidades de la resistividad aparente esta expresada como $\Omega \cdot m$ y para la obtención de la resistividad aparente es necesario aplicar la técnica de series de expansión y técnicas iterativas y se expresa como:

$$\rho_a = \frac{a^3 V}{3mI} \quad (3.52)$$

para tiempos largos respectivamente:

$$\rho_a = \frac{l^{\frac{2}{3}} a^{\frac{4}{3}} m^{\frac{2}{3}} \mu^{\frac{5}{2}}}{20^{\frac{2}{3}} \pi^{\frac{1}{3}} t^{\frac{5}{3}} V^{\frac{2}{3}}} \quad (3.53)$$

La transformación resistividad aparente en el tiempo temprano es válida solo en los casos donde las corrientes de difusión se encuentren en la etapa temprana, si no la transformación de la resistividad aparente falla, ya que no se describe adecuadamente para cualquier parte de la curva, esto debido a que decrece rápidamente con el tiempo, esto se evita si consideramos una respuesta de tipo escalón y no impulsiva como frecuentemente son adquiridos los datos.

Para la respuesta de tipo escalón donde la geometría de los sondeos es de bobina central, es posible definir de forma única la resistividad aparente, siendo válida para todos los tiempos (Christensen, 1995), esto a partir de la ecuación (3.45) y considerando un semiespacio homogéneo.

$$\rho_a = \frac{\mu a^3}{4t(\theta a)^2} \quad (3.54)$$

Para modelos estratificados esta resistividad presenta una suave transición conforme cambia la resistividad en el subsuelo.

Para lograr que las curvas de resistividad aparente tengan una aproximación mayor a la distribución de las resistividades reales del subsuelo, se tiene que asociar cada medida con una profundidad en particular. Christensen (1995) demostró que al elaborar la gráfica de la resistividad aparente para todos los tiempos en función de la profundidad de difusión se obtienen resultados más congruentes a los reales. La profundidad de difusión es un semiespacio homogéneo y se define:

$$d = \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}} \quad (3.55)$$

Ya calculada la resistividad aparente en función del tiempo, $\rho_a(t)$, es posible definir la profundidad de difusión para cada dato medido.

$$d = \sqrt{\frac{2t\rho_a(t)}{\mu}} \quad (3.56)$$

3.2.3 CONFIGURACIÓN DE LOS SONDEOS TEM

Un factor común que existe entre las técnicas de inducción en el dominio del tiempo es que la bobina transmisora tiende a ser rectangular, sin embargo se pueden configurar diferentes modalidades, que se clasificaran en función de la posición del transmisor y receptor (Nabighian, 1991), se hará una breve descripción de los diferentes arreglos.

Existe un gran número de configuraciones disponibles para las bobinas en la aplicación del método TDEM. El sistema TerraTEM es capaz de operar con todas las configuraciones siguientes.

- De bobina central: Cuando las bobinas T_x y R_x se sitúan sobre un mismo cable (no hay necesidad de más cables)
- Bobina Coincidente: Utilizando un vector itinerante se transmite sobre esta bobina y se recibe en perfiles a través de la bobina T_x .
- Bobinas móviles: Tanto T_x y R_x se desplazan simultáneamente a lo largo de la línea de adquisición con un espacio entre bobinas de entre 2 a 3 veces la longitud de uno de los lados de la bobina T_x .
- Bobina de geometría fija: Similar a la geometría de bobinas coincidentes, sin embargo la bobina fija es considerablemente más grande que en el caso

- coincidente.
- Bobina de superficie/configuración de pozo: Un sondeo de pozo con una bobina en superficie puede usarse para definir de mejor manera cuerpos conductores.

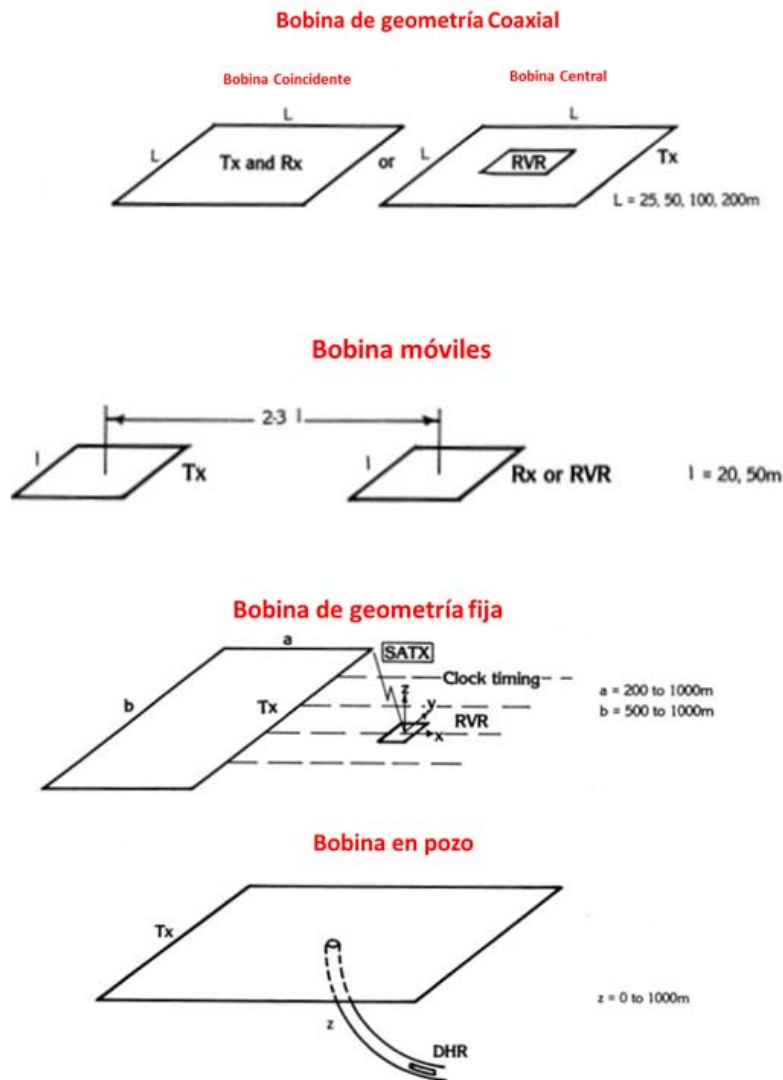


Figura 3.3 Configuraciones TDEM ((San Diego University,2016)

3.2.4 IMPLICACIONES EN EL DISEÑO DE LOS TEM

- Dimensiones de la bobina

Evidentemente una bobina grande alcanza una mayor profundidad de penetración, esto debido a que al incrementar el área, la fuerza del campo primario asociado y el momento del transmisor aumentan. Teóricamente la tasa de decaimiento del campo magnético de una bobina grande es $\frac{1}{r}$ mientras que en una pequeña es $\frac{1}{r^3}$, r es la distancia entre la bobina y el objetivo del subsuelo.

Se describirán las diferencias respecto a la profundidad de penetración que hay al utilizar una bobina grande o pequeña, asumiendo que el cuerpo conductor y el ruido son pequeños y que la señal de la fuente es proporcional a la fuerza del campo magnético primario (Nabighian, 1991).

Para bobinas grandes.

$$b_f \approx \frac{1}{r}$$

$$b_o \approx \frac{1}{r_o^3}$$

$$b_n \approx \frac{1}{r_r^3}$$

Para bobinas pequeñas.

$$b_f \approx \frac{1}{r^3}$$

$$b_o \approx \frac{1}{r_o^3}$$

$$b_n \approx \frac{1}{r_r^3}$$

r_o y r_r son las distancias del receptor al objetivo del subsuelo y la fuente de ruido respectivamente.

b_f es la fuerza del campo magnético primario.

b_o y b_n representan la fuerza de los campos secundarios para el objetivo y la fuente de ruido.

- Espaciamiento entre estaciones y perfiles

Dependiendo el objetivo de proyecto es como se elegirá el espaciamiento entre estaciones y perfiles.

3.2.5 FUENTES DE ERROR EN LAS MEDICIONES EN MÉTODO TDEM

Varios aspectos tanto antropogénicos como técnicos influyen en la calidad de los datos al momento de la adquisición de la metodología TDEM, los cuales se hace una breve descripción a continuación (Nabighian, 1991)

- Geométricos

Las causas que originan esta fuente de error es la relación geométrica que presenta el transmisor y el receptor. Estos errores geométricos son casi despreciables debido a que las mediciones se realizan cuando el transmisor está apagado. La topografía también es una fuente de error de este tipo, para realizar las correcciones pertinentes se debe considerar la posición relativa entre cada estación y el sistema de corrientes inducidas en el subsuelo, claro cuando la roca es prácticamente no conductora

- Efectos culturales

Conductores como, líneas de teléfono y de alta tensión, tuberías, vallas, etc, inducen corrientes que producen anomalías en la respuesta del TDEM, por sus propiedades canalizan las corrientes inducidas en el subsuelo, por lo que tienen un efecto circunstancial que refleja fuertes anomalías. Para minimizar en efecto, se colocan bobinas transmisoras distribuidas simétricamente sobre las fuentes de ruido Ruido electromagnético

Varios fenómenos asociados con la naturalidad de la tierra contribuyen en este tipo de fuentes de errores. Entre ellos se encuentran las señales geomagnéticas con frecuencias menores a 1 Hz provenientes de la ionósfera. Las señales mayores a 1 Hz se atribuyen a tormentas eléctricas que generan campos transitorios electromagnéticos naturales

Se consideran también infraestructuras, como la red de distribución eléctrica y las

estaciones de radio como generadores de ruido en las mediciones electromagnéticas, ya que respectivamente, la red genera ruido de 50 a 60 Hz, mientras que las estaciones suelen trabajar en muy baja frecuencia, esto trae como consecuencia la generación de altas frecuencias llegando hasta los 25 KHz. Cuando se adquieren mediciones de TEM en áreas despejadas, el ruido de movimiento inducido o microfónica afecta significativamente, y se origina a partir de que al mover los sensores de campo magnético a través del campo geomagnético, las mediciones se verán afectadas debido a que el campo terrestre es desmesuradamente más grande en comparación con los campos electromagnéticos empleados en la técnica de TDEM y se le denomina ruido de viento.

CAPÍTULO 4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Para poder caracterizar estructuras someras del volcán Popocatepetl, se realizaron 10 sondeos del tipo TEM, con un arreglo de bobina simple. Las dimensiones de la espira son de 150 m por lado teniendo una bobina con una cobertura de área de 22500 m², la intensidad de corriente empleada en el presente estudio fue de 6 [A] a 8 [A], se variaron parámetros de adquisición como ganancia, número de ventanas, retraso, apilamiento, con la intención de tener una mejor calidad en la estadística de los datos, lo cual será detallado en apartados posteriores.

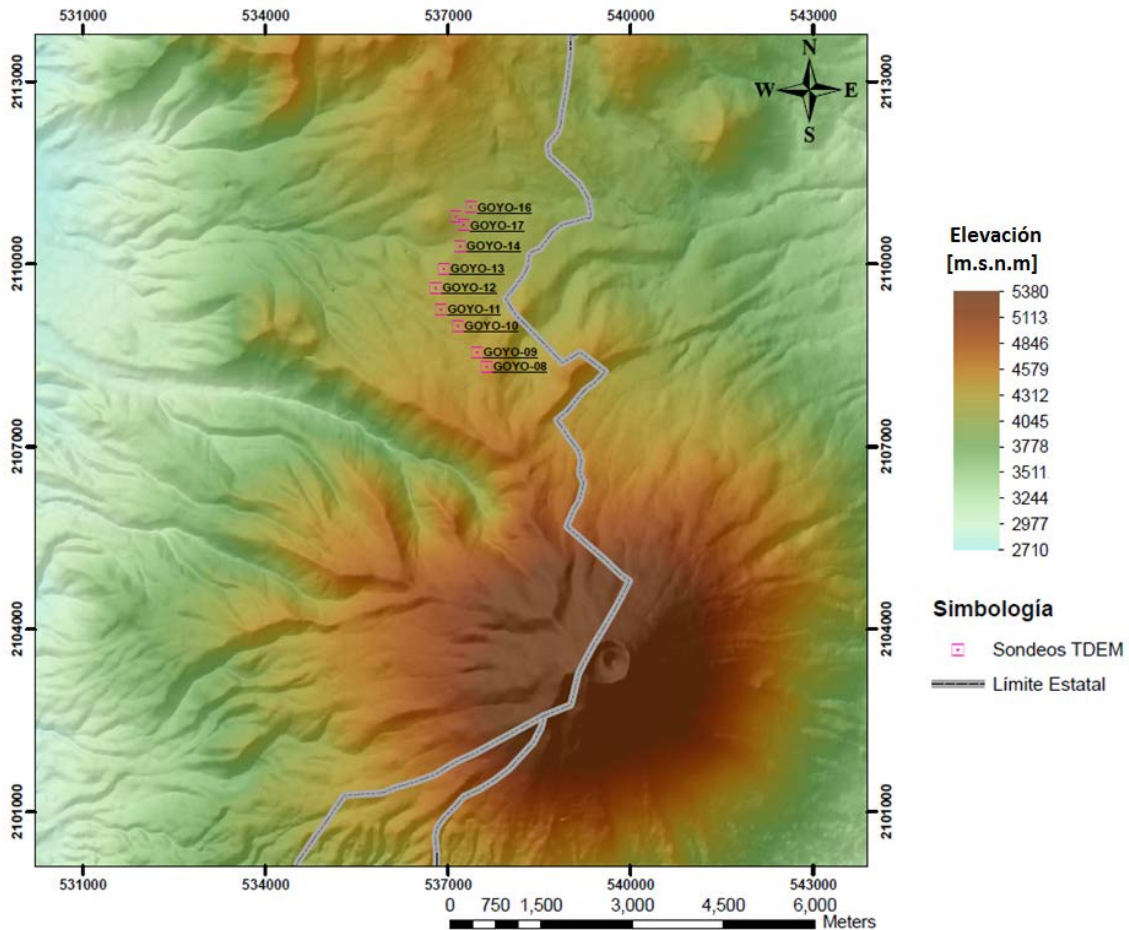


Figura 4.1 Zona de Estudio en Mapa Digital de Elevaciones.

4.1 LOCALIZACIÓN

Como se observa en la figura 4.2, la localización de los sondeos fue clave para poder caracterizar estructuras superficiales en la zona de estudio, se obtendrán dos perfiles orientados NE-SW y NW-SE respectivamente, los cuales arrojarán información que se correlacionará para una mejor interpretación.

Tabla 4.1 coordenadas de los sondeos representadas en UTM.

Nombre del Sondeo	X	Y	Z
GOYO-08	537639	2108309	3866.266
GOYO-09	537477	2108546	3838.201
GOYO-10	537166	2108979	3788.23
GOYO-11	536888	2109263	3755.653
GOYO-12	536802	2109612	3737.577
GOYO-13	536934	2109934	3703.345
GOYO-14	537200	2110299	3693.78
GOYO-15	537132	2110792	3684.243
GOYO-16	537378	2110937	3671.524
GOYO-17	537260	2110639	3682.653

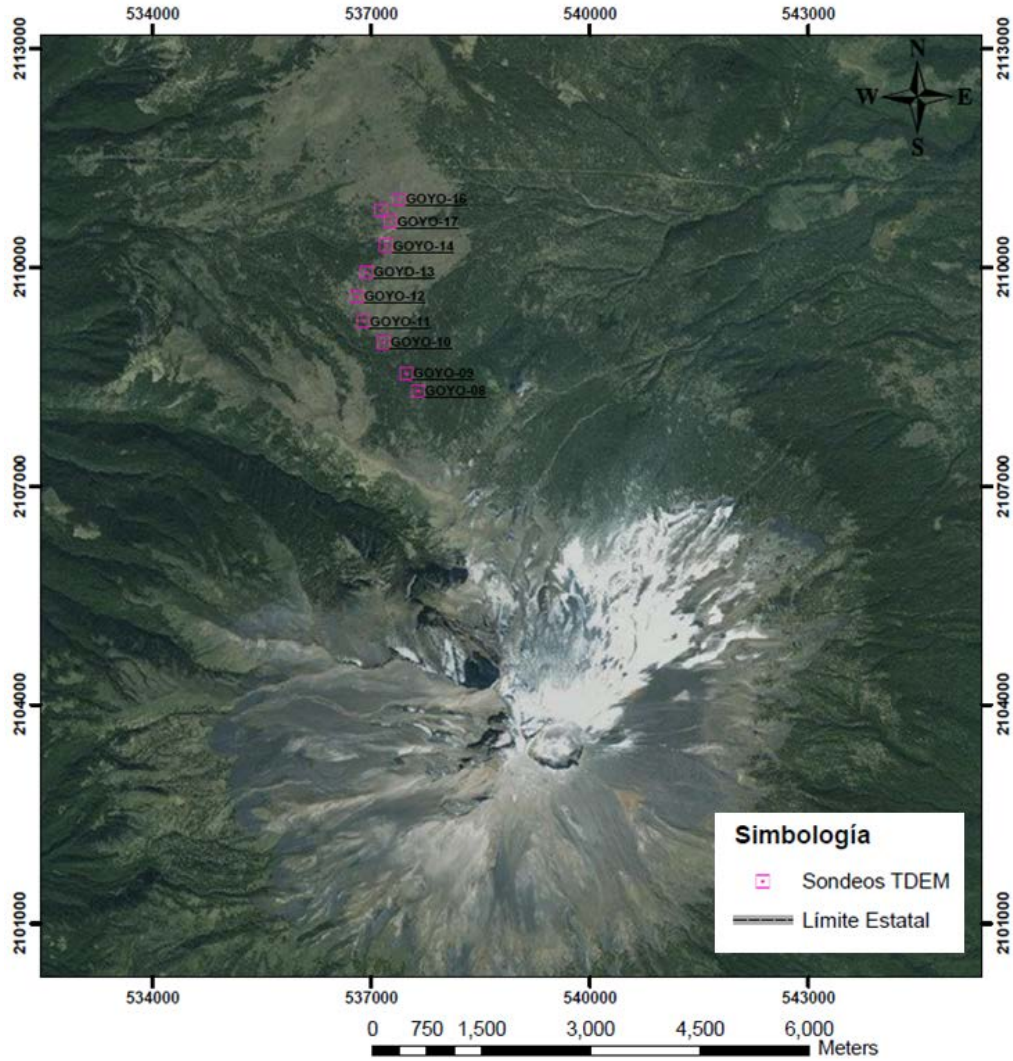


Figura 4.2 Localización de los sondeos TDEM

4.3 ESPECIFICACIONES DEL EQUIPO

De origen australiano, el TerraTEM es un sistema de adquisición por transitorios electromagnéticos el cual incorpora un transmisor de 10 [A] y 3 receptores como componentes simultáneos de 500kHz. El poder en el sistema lo proporciona una batería externa de 24 [V], permitiendo de 6 a 8 horas de operación continua. Un GPS está ubicado en el panel frontal, permitiendo registrar de forma automática información de ubicación junto con los sondeos. Todas las conexiones en el equipo son externas, lo cual hace muy fácil el transporte sin necesidad de desconectar el

equipo al moverse. La información se almacena en una memoria de estado sólido con capacidad de 1Gb (500,000 sondeos) haciendo del Terra-TEM ideal para adquisiciones rápidas y de alta resolución. Los parámetros del sistema son almacenados automáticamente con cada sondeo, la información es transferida vía USB.

El TerraTEM incluye un software de reducción y procesamiento de datos, es decir en tiempo real e in situ es posible generar perfiles y gráficos del decaimiento, pseudo secciones de resistividad aparente y mapas de contorno. Las imágenes pueden ser guardadas como mapas de bits. La manufactura del sistema TerraTEM es por parte de Monash Geoscope y distribuido por Alpha Geoscience.



Figura 4.3 Equipo TerraTEM (Monash Geoscope, 2016).

4.2 PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN

La forma de onda de las corrientes transmitidas consiste en pulsos de corriente positiva y negativa, entre el apagados de pulsos se recibe una señal que es igual a cero, es cuando es medida la señal del voltaje inducido, la duración es determinada por el número de ventanas seleccionadas pero siempre es múltiplo de 10 ms para rechazar la interferencia de 50Hz de las líneas eléctricas y de 8.333 ms para rechazar interferencia de 60 Hz.

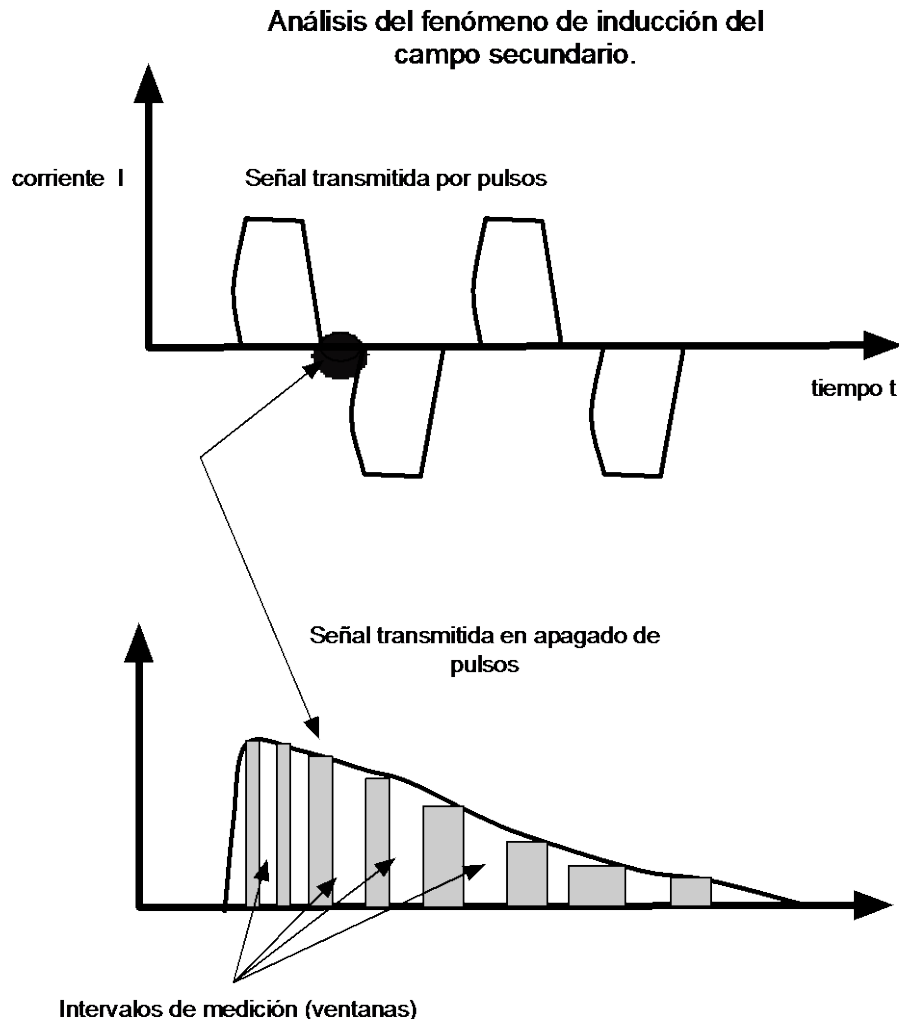


Figura 4.4 Análisis del fenómeno de inducción del campo secundario (*Sirotem*).

En el caso de la configuración de la bobina central (SIROTEM), los voltajes del tiempo tardío (a diferencia de las medidas del tiempo temprano dentro de la rampa Turn off) se convierte a la resistividad aparente:

$$\rho_a = \left(\frac{a^4}{V} \right)^{2/3} t^{-5/3} 6.32 \times 10^{-12} \quad \Omega m \quad (4.1)$$

Dónde ρ_a es la resistividad aparente, a es la longitud la bobina del transmisor, y V es el voltaje normalizado medido al tiempo t , después de la rampa del Turn off. La

aproximación es válida para tiempos de retrasos mayores que:

$$\frac{\pi a^2}{10000} \rho_e \quad [ms] \quad (4.2)$$

Donde a es la dimensión de la bobina y ρ_e es la resistividad de la Tierra. Lo importante a resaltar es el hecho que la forma de las curvas de resistividad aparente, no se relacionan claramente a la distribución de resistividad, esto difiere bastante a la interpretación de las curvas de los sondeos SEV's por ejemplo. Las resistividades aparentes del TDEM corresponden a una normalización de los parámetros relativos y por esta razón las interpretaciones son hechas usando los parámetros medidos (I , dH/dt , V).

A continuación se muestra el procedimiento de cálculo para obtener la resistividad aparente ρ_a a partir de la derivada temporal del flujo magnético.

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \frac{M}{20\pi^{3/2}} \frac{\mu^{5/2} \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} \quad (4.3) \quad \text{Si} \quad M = Ib^2 \quad \sigma = 1/\rho \quad (4.4)$$

$$E = \frac{\partial B_z}{\partial t} A \quad (4.5) \quad E \text{ es la fuerza electromotriz en Volts, es decir} \quad \Delta V = \frac{\partial B_z}{\partial t} A \quad (4.6)$$

Mediante despeje y sustitución en la ecuación inicial se obtiene:

$$\frac{\Delta V}{b^2} = \frac{Ib^2}{20\pi^{3/2}} \frac{\mu^{5/2}}{t^{5/2} \rho^{3/2}} \quad (4.7)$$

Al despejar para la resistividad ρ .

$$\rho = \left(\frac{Ib^4}{\Delta V t^{5/2}} \frac{\mu^{5/2}}{20\pi^{3/2}} \right)^{2/3} \quad (4.8)$$

$$\rho = \left(b^{8/3} \left(\frac{\Delta V}{I} \right)^{-2/3} t^{-5/3} \mu^{5/3} \left(\frac{1}{20} \right)^{2/3} \left(\frac{1}{\pi} \right) \right) \quad (4.9)$$

Sustituyendo el valor de permeabilidad magnética 4×10^{-7} y el valor de π .

$$\begin{aligned} \mu^{5/3} &= 1.463 \times 10^{-10} & 1/\pi &= 0.3183 \\ \mu^{5/3} \times (1/\pi) \times (1/20)^{2/3} &= 6.3219 \times 10^{-12} \end{aligned} \quad (4.10)$$

Con lo que queda demostrada la expresión:

$$\rho = 6.3219 \times 10^{-12} b^{8/3} \left(\frac{\Delta V}{I} \right)^{-2/3} t^{-5/3} \quad (4.11)$$

La señal registrada es medida por cierto número de intervalos de tiempo, que se denominan ventanas (*binning*), la longitud del intervalo la otorgara la serie de tiempo, existen 4 series de tiempo (*Sirotem*)

- Composite

Esta serie es la comúnmente usada, tiene rangos para la etapa temprana de 50 microsegundos para la primer ventana a 1.84 segundos para la ultima ventana perteneciente a la etapa tardía.

- Early time

Se extiende desde 50 microsegundos en la primera ventana y de 384 milisegundos para la última ventana, se usa para comparar los datos con otros tipo de formatos.

- Standard Times

Se extiende desde 487 microsegundos en la primera ventana a 1.94 segundos en la última, se usa para comparar los datos con otro tipo de formatos.

- High Resolution

Usada para sondeos muy superficiales o para investigaciones de alta resisitividad, se extiende desde 8 microsegundos en la primera ventana a 92 milisegundos en la última ventana.

Progresivamente las ventanas se duplican en longitud, cuando se registran 9999 lecturas

para cada ventana se hace un “stack” para obtener un promedio que nos ayudara a mejorar la señal de salida.

Tanto la señal del pulso negativo y el pulso positivo son promediadas para tener en común solo una que eliminara el ruido, inclusive el de cualquier vía de corriente directa, los voltajes recibidos se normalizan automáticamente a partir de la corriente de salida y el promedio sobre el número de pulsos individuales requeridos.

4.3 SISTEMAS DE ADQUISICIÓN EN EL MÉTODO TDEM

Los instrumentos que registran en el dominio del tiempo (TDEM), el transmisor de corriente sigue siendo periódico, conforme a un pulso de onda cuadrada.

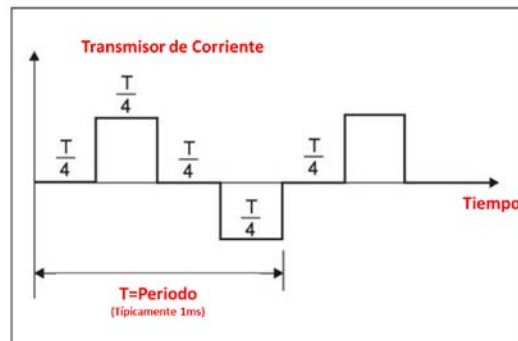


Figura 4.5 Pulso de onda cuadrada (McNeill, 1994)

Como se observa en la figura después de cada cuarto de periodo, la corriente en el transmisor se reduce abruptamente a cero por un cuarto de periodo, después de lo cual el pulso fluye en dirección opuesta.

El proceso de la reducción abrupta de la corriente a cero, induce de acuerdo a la Ley de Faraday un pulso de voltaje de corta duración en el subsuelo, lo que hace que la corriente fluya en la proximidad inmediata del cable transmisor.

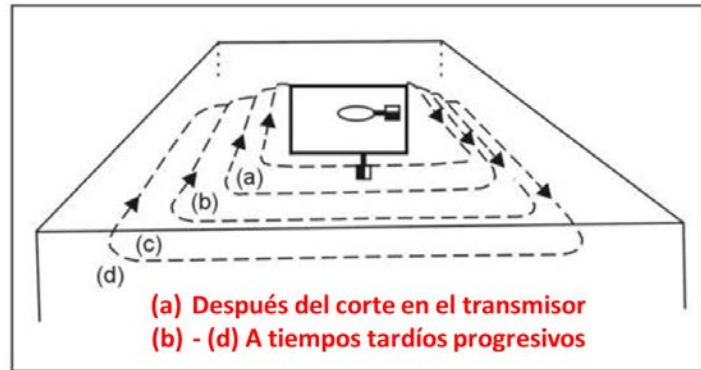


Figura 4.6 Flujo de corriente transitoria (McNeill, 1994).

Inmediatamente después que la corriente en el transmisor es apagada, la corriente en la bobina puede ser considerada como una imagen en el subsuelo de la bobina transmisora. Sin embargo debido a la finitud de resistividad en el subsuelo, la amplitud de la corriente empieza a decaer inmediatamente. Este decaimiento en la corriente induce un pulso de voltaje que causa que la corriente vuelva a fluir, pero en este caso a largas distancias de la bobina transmisora y por lo tanto a mayores profundidades. Esta propagación de corriente a profundidad también decae debido a la resistividad finita del subsuelo y así sucesivamente. La amplitud del flujo de corriente como función del tiempo es medida a través del decaimiento del campo magnético utilizando una bobina receptora.

El voltaje de salida en la bobina receptora se muestra de forma esquemática (junto con la corriente en el transmisor) en la siguiente figura. Para medir de forma precisa las características propias del decaimiento de este voltaje, el receptor contiene 20 ventanas de tiempo, cada una se abre secuencialmente para registrar la amplitud del decaimiento en el voltaje a 20 tiempos sucesivo.

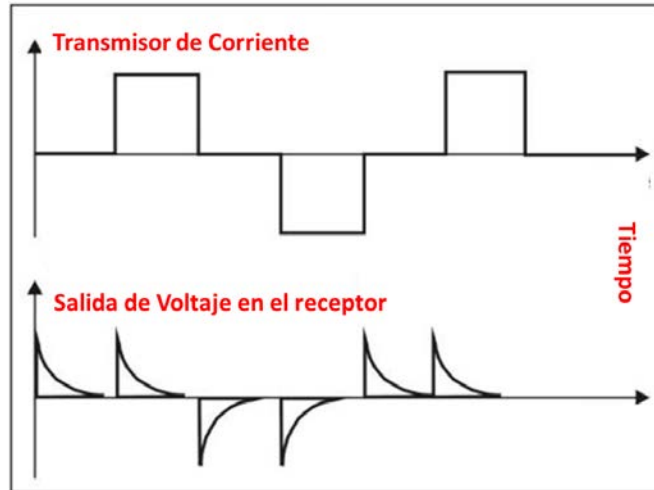


Figura 4.7 Forma de onda en el receptor. (McNeill, 1994)

Es de hacer notar, que para disminuir la distorsión en la medición del voltaje, el ventaneo en los tiempos tempranos, los cuales están localizados donde el voltaje transitorio cambia rápidamente con el tiempo, son más delgadas, que aquellas para tiempos tardíos situados donde el transitorio varía lentamente y son más anchas.

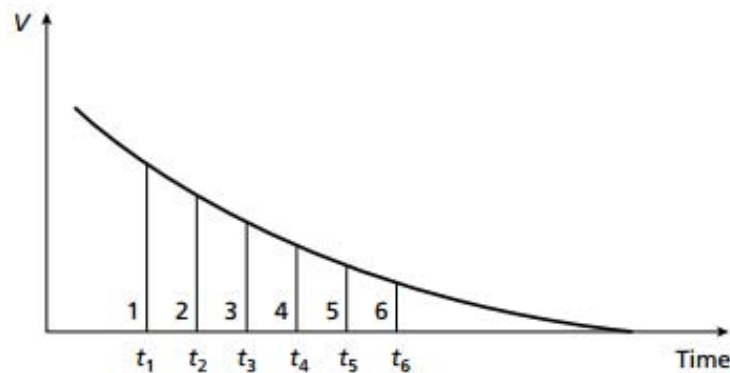


Figura 4.8 Cuantificación del decaimiento de Voltaje. (McNeill, 1994)

Sin embargo las mediciones se realizan solamente en los dos transitorios que ocurren cuando la corriente en el transmisor se apaga, debido a que la certidumbre de la medición no se ve afectada por los pequeños errores en la localización de la bobina receptora. Estas propiedades ofrecen una ventaja significativa sobre las mediciones en el dominio de las frecuencias, los cuales son en general más sensibles a las variaciones espaciales en la bobina transmisora/receptora.

4.5. ADQUISICIÓN DE DATOS

El sistema de adquisición TerraTEM presenta importantes ventajas tecnológicas y cuenta con la capacidad obtener en campo un procesamiento automático de la información que permite conocer in situ y de manera inmediata la profundidad de investigación y modelo electrostratigráfico.

Para la adquisición por sondeos TEM, el factor de mayor influencia en la relación señal/ruido electromagnético producidas por líneas de alta tensión y mediana tensión; bajo esta consideración se determinan los parámetros de adquisición:

- Pruebas de la resistencia del circuito de transmisión y recepción
- Análisis de la intensidad de corriente circulante
- Análisis de ruido y respuesta del equipo a diferentes ganancias
- Análisis de la penetración de la señal en el subsuelo (profundidad de investigación)
- Análisis de la repetibilidad de la respuesta medida por el equipo
- Apilamiento de la señal con promedios de 256, 512, 1024 y 2048 muestras
-

La estructura de la bobina del transmisor se tendiera desde dos esquinas; los cuatro lados de la bobina se tenderán con cable medido y se alinearan utilizando GPS. Después de conectar el transmisor y verificar la continuidad de la bobina, y después de verificar que el sistema esté funcionando, a través del uso de calibración y los chequeos nulos, se grabaran los conjuntos de datos a una proporción de repetición de transmisor especificada, a varias ganancias de 0.1, 1,10 y 100 para perfeccionar las respuestas temprana y tardía relativas al Turn off.

4.6 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN ADQUIRIDA EN CAMPO

El procesamiento de los datos obtenidos en campo, inicia con la transferencia de los registros de la consola de adquisición, a un computador, dichos datos tienen un formato, el cual es un archivo binario, posteriormente se convierte a un archivo con extensión (.sir). En el software comercial Temix, se procede a leer los archivos, donde se despliegan las curvas de decaimiento de voltaje adquiridas a diferentes ganancias. Se hace un pre proceso que consiste en enmascarar algunos datos de las curvas, para obtener una curva promedio, la cual el mismo software convierte en una curva de resistividad aparente que varía en función del tiempo.

Las curvas obtenidas en el software Temix, se abrirán con el software Winlink, en donde se ejecuta un algoritmo de inversión tipo Occam (Constable et al., 1987), para cada curva correspondiente, así obteniendo un modelo con N resistividades puntuales con sus respectivas profundidades asociadas. Los parámetros para llevar a cabo la inversión, son profundidad inicial y final, valor de resistividad inicial, numero de capas, sin embargo es posible realizar el algoritmo con parámetros automáticos que el software otorga, claro con un máximo 20 capas.

En consecuencia con los modelos geoelectricos simplificados obtenidos, en los cuales se observan cierto número de capas, cuyas cuales son asociadas con contextos geológicos de la zona de estudio, será permisible generar perfiles geoelectricos, que mostrarán cualitativamente la distribución de resistividad en el subsuelo.

Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM

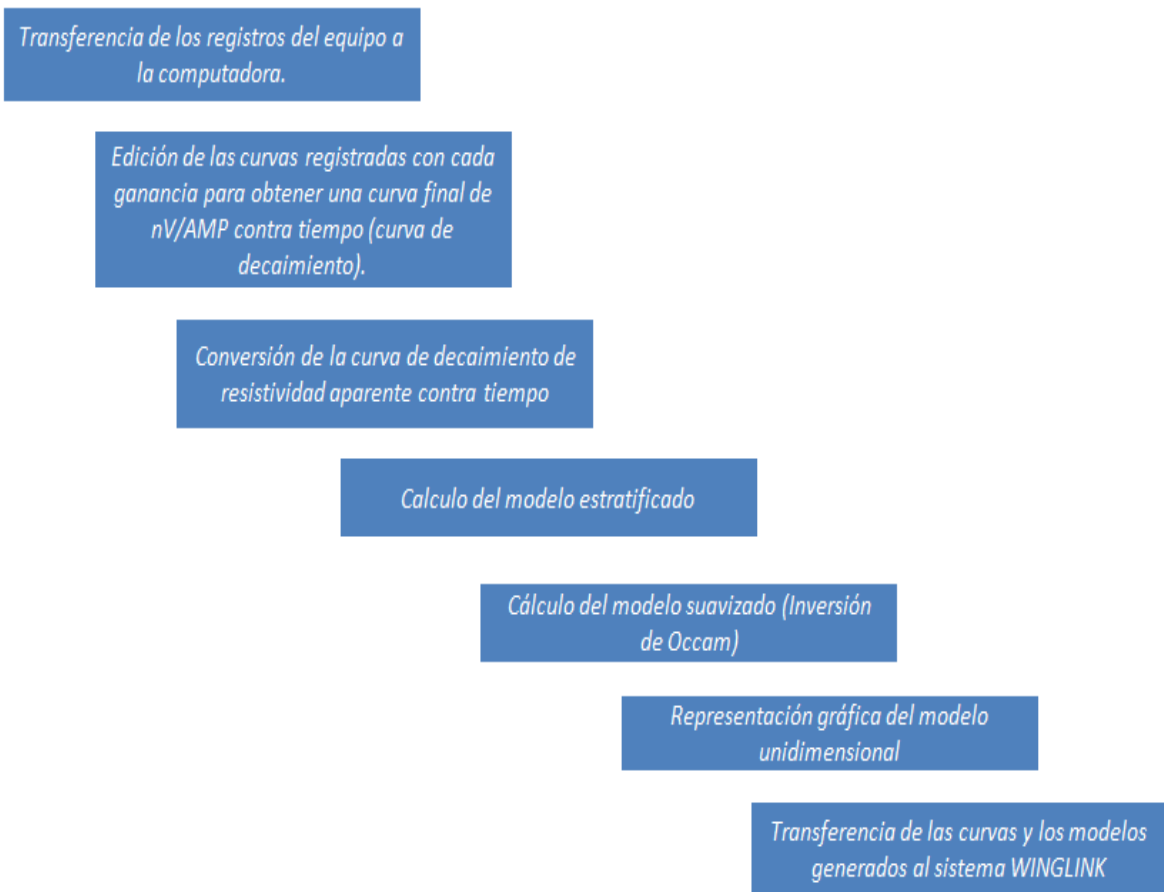


Figura. 4.9 Esquema representativo para el proceso de datos electromagnéticos para el método TDEM.

Cada uno de estos procesos se identificara detalladamente, recordando que el objetivo final corresponde a la obtención de imágenes a profundidad de la resistividad y su respectiva interpretación geológico-geofísica.

CAPITULO 5. ANÁLISIS DE RESULTADOS.

5.1 MODELACIÓN

Los datos electromagnéticos adquiridos son sometidos a un proceso de inversión, para encontrar una superficie que sea isótropa y continua en función de la profundidad.

Dicha inversión consiste en generar un modelo geoelectrico donde la respuesta sea cercana a la observada, esta construcción se logra haciendo iteraciones por medio de un algoritmo que se caracteriza por la estabilidad numérica y por su rápida convergencia. Los procesos de inversión requieren que la estimación de la respuesta genere el modelo calculado, esto para poder compulsar la calidad del ajuste.

Entonces, es necesario hacer el cálculo de la respuesta del modelo generado por el proceso de inversión, y esto se logra a partir del modelo directo. Evidentemente la modelación presenta la no unicidad, esto se refiere que no hay solución única al problema inverso, este proceso se verifica y se simplifica gracias a los algoritmos de Occam (Constable et al., 1987), los cuales se hará hincapié con más detalle en secciones posteriores.

5.2 TEORÍA DE INVERSIÓN PROBLEMA DIRECTO E INVERSO

La exploración Geofísica requiere entonces de una interpretación de carácter cuantitativa de las anomalías producidas por variaciones en las propiedades físicas del subsuelo, a través de la medición de campos físicos vinculados a estas, la llamada teoría geofísica inversa. El sustento de esta teoría, se basa en la existencia de un modelo matemático valido que describa la física del sistema bajo estudio, que permita obtener valores observados de una estructura bien definida, es decir un modelo.

El cálculo del comportamiento de un sistema en específico se reconoce como la solución al problema directo o simplemente problema directo, debido a que en la formulación de este problema interviene el desarrollo de la estructura físico-matemática que define el sistema bajo estudio representa todo un reto para los geofísicos teóricos. Cuando se encuentra una solución al problema directo, existen parámetros desconocidos en el modelo matemático que representa las propiedades físicas de la Tierra, la conductividad eléctrica.

El objetivo de la teoría de inversión es el de determinar los parámetros a partir de las observaciones, o de acuerdo a las limitaciones existentes en las mediciones actuales, encontrar la mayoría de estos. La calidad para diferenciar un problema inverso y uno de estimación estadística es tal que las variables son funciones y no solamente un conjunto de números reales, esto quiere decir que la solución contiene en principio un número infinito de variables y por lo tanto con datos reales el problema está indeterminado (Tarantola, 2005). La ecuación:

$$d_i = G(m_i) + e \quad (5.1)$$

Representa la formulación matemática de un problema directo e inverso, relaciona los parámetros del modelo m a las observaciones que constituyen un conjunto de datos d a través de un conjunto bien definido de leyes físicas que definen al método y e corresponde al error en los datos, en la práctica d corresponde a un conjunto de mediciones discretas, función del espacio o del tiempo, el operador G puede tomar una variedad de formas, en otras palabras este operador contiene la teoría que predice los datos a partir del conjunto de parámetros definidos para un modelo m , convirtiendo a $G(m)$ en un funcional.

El problema directo consiste en base a la relación anterior en encontrar el conjunto de datos (d) dado (m), en este problema es necesario calcular $G(m)$ mediante la resolución de ecuaciones diferenciales, integración numérica o en su defecto aplicar un algoritmo

que permita obtener una fórmula analítica explícita para este operador.

El problema inverso requiere encontrar el conjunto de parámetros (m) dado (d), por lo que se necesita invertir el operador $G(m)$ para obtener un estimado del modelo. La ecuación representativa para el problema inverso es:

$$m_i = F(d_i) \quad (5.2)$$

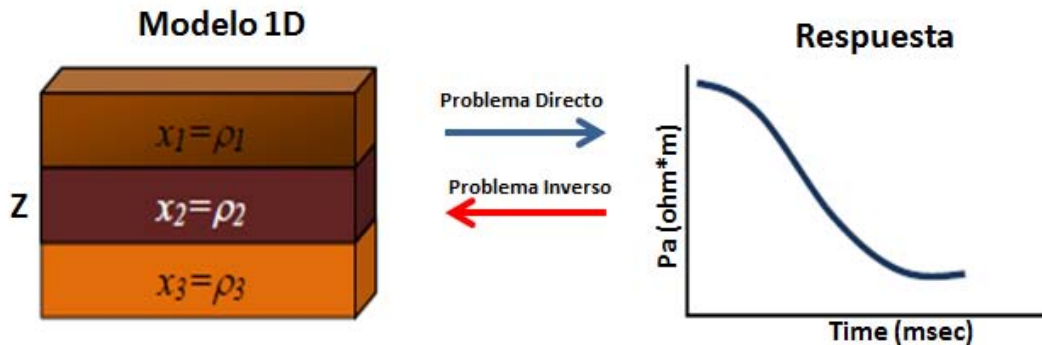


Figura 5.1 Problema Directo e Inverso

Dentro de los problemas de inversión, se deben de tomar en cuenta varios aspectos asociados con el modelo:

- El problema de la existencia. El modelo que busca ser ajustado debe de contar con aproximaciones que lo justifiquen. Generalmente no existe un modelo que ajuste perfectamente con los datos medidos u observados esto en consecuencia a que nuestro modelo matemático es aproximado o debido al contenido de ruido de los datos.
- El problema de la no unicidad. Se busca que el ajuste entre la respuesta observada y la respuesta calculada sea único para un conjunto dado de datos, lo cual no es posible de garantizar en la categoría de los problemas de inversión.
- El problema de la estabilidad. Un problema es estable si la solución depende

únicamente de los datos, en el proceso de encontrar la solución a un problema inverso frecuentemente es extremadamente inestable, lo que se refiere a que si existe un pequeño cambio en la medición, es decir en los datos observados, este cambio provocara un cambio grande en la solución. Para estabilizar este proceso de inversión se recurre a la regularización del problema, se imponen restricciones adicionales que desvíen la solución.

En la formulación del problema inverso geofísico la mayoría de las veces es posible definir la relación entre los datos medidos u observados con el modelo, mediante la teoría de inversión (Menke, 1989) la cual puede tomar la forma como:

Teoría de inversión discreta:

$$d_i = \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \quad (5.3)$$

Teoría de inversión continúa:

$$d_i = \int_I G_i(x) m(x) dx \quad (5.4)$$

Ecuación integral:

$$d(x) = \int G(x, y) m(y) dy \quad (5.5)$$

5.4 INVERSION DE OCCAM

La inversión con la que se concluirá el trabajo, se realizó con el software Winglink , utilizando el algoritmo ya mencionado de Occam. Este algoritmo fue propuesto por Constable et al. (1987) y en esencia, intenta el simplificar la no unicidad de los modelos otorgados en el proceso de inversión de sondeos electromagnéticos, por lo que apegándonos al principio de Occam que dice: “la explicación más simple y suficiente es la más probable, mas no necesariamente verdadera”, se pretende obtener modelos suavizados para reducir la sobre interpretación de los datos y la eliminación arbitraria de discontinuidades.

Par hacer posible lo anterior, será necesario definir el concepto de rugosidad, que se define como la integral del cuadrado de la primera y/o segunda derivada de la resistividad m con respecto a la profundidad z (Constable et al., 1987):

$$R_1 = \int \left(\frac{dm}{dz} \right)^2 dz \quad (5.6)$$

$$R_2 = \int \left(\frac{dm^2}{dz^2} \right)^2 dz \quad (5.7)$$

donde $m(z)$ también puede ser el algoritmo de la resistividad y se expresa:

$m(z) = m_i, z_{j-1} < z \leq z_j, i = 1, 2, 3, \dots, N$. En la práctica N varia de 20 a 100, y $z_0 = 0$.

La rugosidad queda expresada en su forma discreta como:

$$R = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \cdot (5.8)$$

$$R = \sum_{i=2}^N (m_{i-1} - 2m_i + m_{i+1})^2 \quad (5.9)$$

Se define \mathbf{M} como el conjunto de datos de campo $d_1 + d_2 + \dots + d_M$, siendo estos las resistividades aparentes a diferentes tiempos. La calidad de los datos obtenidos en campo se adquiere a partir del criterio de mínimos cuadrados (Constable et al ., 1987):

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^M \frac{(d_j - F_j[\mathbf{M}])^2}{\sigma_j^2} \quad (5.10)$$

en donde $F_j[\mathbf{M}]$ es la función que contiene los parámetros del modelo que se pretende minimizar y σ_j es el error pronosticado del j-ésimo dato.

El problema deviene no lineal y se hallará un modelo m_i a partir de un conjunto de datos d_j asociado a una incertidumbre σ_j , de tal manera que se minimice la rugosidad R y al mismo tiempo los valores de χ^2 deben ser mínimos y aceptables.

Es importante señalar que al tratarse de un problema no línea, se garantiza que no hay una única solución. Generalizando, la solución se expresa de la siguiente manera (Constable et al ., 1987):

$$d_j = F_j[\mathbf{M}], \quad j=1,2,3,\dots,M$$

de forma vectorial se denota:

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}[\mathbf{M}] \quad (5.11)$$

para estimar el ajuste de los datos se recurre a la expresión:

$$X^2 = \|Wd - WF[m]\|^2 \quad (5.12)$$

donde W es una matriz diagonal $M \times M$

$$W = \text{diag} \left\{ \frac{1}{\sigma_1}, \frac{1}{\sigma_2}, \dots, \frac{1}{\sigma_M} \right\} \quad (5.13)$$

la mínima rugosidad es calculada mediante el método de multiplicadores de Lagrange y se expresa mediante la expresión:

$$U = \|\partial m_2\|^2 + \mu^{-1} \left\{ \|Wd - WF[m]\|^2 - X_*^2 \right\} \quad (5.14)$$

donde el primer termino de la derecha es la rugosidad y el segundo el ajuste de los datos ponderados por el multiplicador de Lagrange μ .

X_*^2 es el valor aproximado considerado aceptable para X^2 debido a las incertidumbres.

La rugosidad contiene valores extremos R , que están dados en los puntos estacionarios de U , debido que para obtenerlos se calcula el gradiente de la expresión 5.5.5., arrojando la expresión:

$$\mu^{-1}(WJ)^T WJm - \mu^{-1}(WJ)^T Wd + \partial^T \partial m = 0 \quad (5.15)$$

Así J expresa el jacobiano correspondiente a una matriz de $M \times N$ y en consecuencia, se procede a resolver un sistema no lineal para m , el cual se facilita al definir el

siguiente vector (Constable et al ., 1987):

$$m_{k+1}(\mu) = \left[\mu \hat{\rho}^T \hat{\rho} + (WJ_k)^T WJ_k \right]^{-1} (WJ_k) Wd_k \quad (5.16)$$

finalmente, el valor del error para el termino $k+1$ es:

$$X_{k+1}(\mu) = \| Wd - WF[m_{k+1}(\mu)] \| \quad (5.17)$$

5.4 ANÁLISIS DE LOS DATOS

Se generó el perfil geoelectrico a partir de los modelos procesados en el software Winglink, el método geoestadístico de interpolación que se usará en el presente trabajo, es el denominado método de Kriging; este método da la mejor estimación lineal no sesgada para los valores de los puntos, esto significa que elegirá un promedio ponderado de los valores de las muestras que tengan la mínima varianza (Zavaleta, 2010).

Para poder elegir el método de interpolación adecuado, es preciso saber que los diferentes métodos dependen de varios factores:

- El número de muestras y la calidad de los datos de cada punto.
- La posición de las muestras en el depósito.
- La distancia entre las muestras y el punto a ser estimado.
- La continuidad espacial bajo consideración.

5.3 PERFILES GEOELÉCTRICOS

Se construyeron dos perfiles geoelectricos y de acuerdo con la distribución resistiva de los valores registrados en los sitios de estudio. Se observan cuatro unidades

Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM

geoeléctricas o intervalos resistivos. En la tabla 4.1 se presentan las unidades de resistividad geoeléctrica correspondientes, el rango de valores, así como el material con el que se asocia cada una de las unidades.

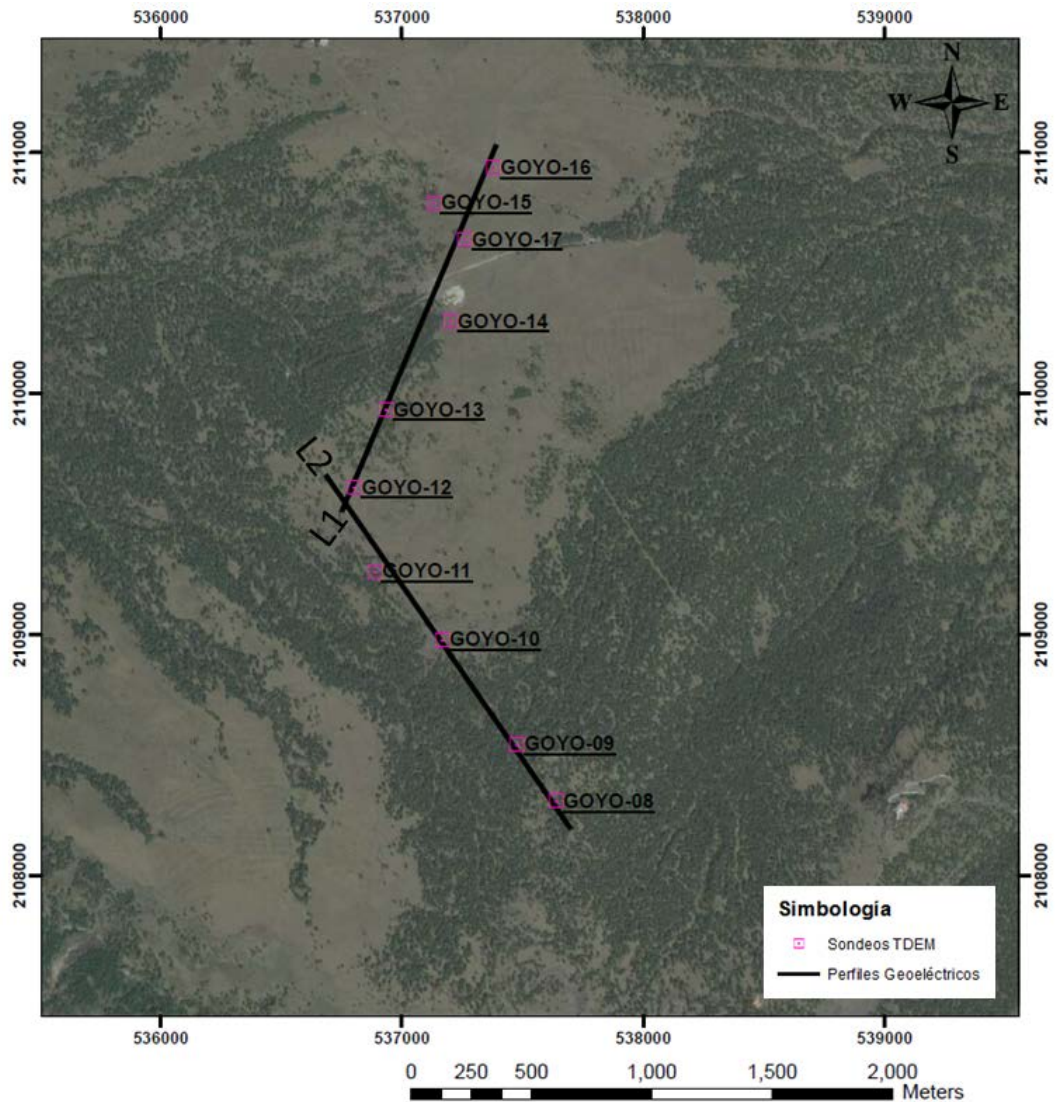


Figura. 5.2 Localización de los perfiles geoelectricos.

5.3.1 PERFIL GEOELÉCTRICO L1

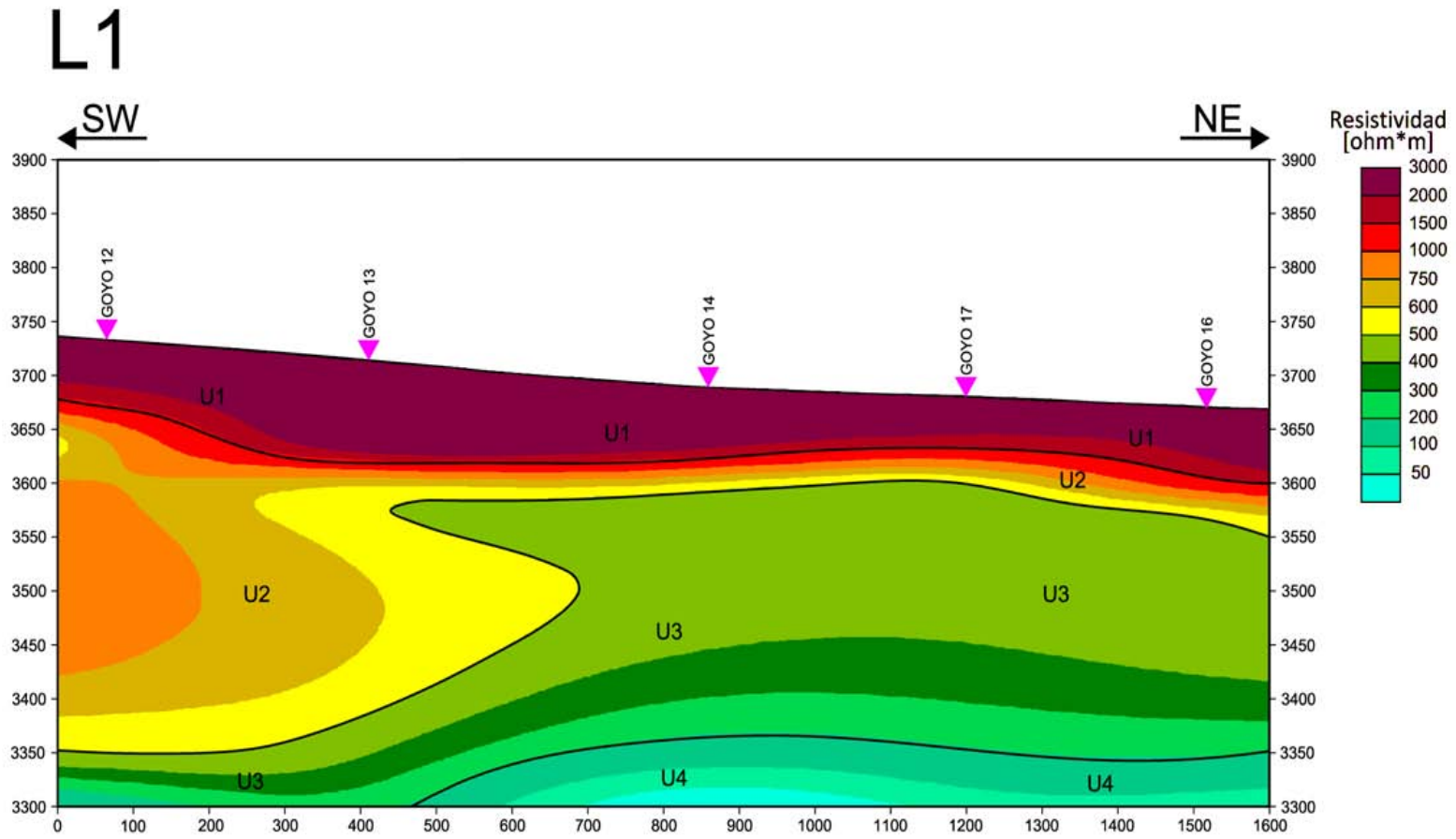


Figura. 5.4 Perfil Geoelectrico L1

El perfil geoelectrico L1 presenta una orientación general SW-NE y longitud de 1600 [m]. La unidad geoelectrica U1 presenta valores de resistividad entre 1500 a 3000 [Ohm-m], los espesores de esta capa varían entre 70 a 100 [m], presentándose la parte de mayor espesor a 300 [m] aproximadamente al inicio del perfil. Los altos valores de resistividad se asocian posiblemente a materiales volcánicos extrusivos como ceniza volcánica y piroclastos. La unidad U2, por los valores de resistividad que presenta se asocia a roca volcánica que por su proyección en planta sobre la carta geológica (Fig-2.6) corresponde posiblemente a dacita-andesita, muestra un espesor con mayor potencia en la parte SW del perfil. La unidad U3 presenta una resistividad de 200 a 500 [Ohm-m] y debido a esto se prevé que presentan materiales asociados a roca volcánica posiblemente se relacione a la misma roca definida en la unidad U2 pero con diferentes grados de permeabilidad, esto en consecuencia a la disminución de la resistividad en este estrato geoelectrico, definida como U4 con resistividades menores a 200 [ohm*m] se infieren materiales que posiblemente se asocien a tobas arcillosas. Se propuso una posible estructura debido al cambio lateral de resistividades, aunque esto también podría tratarse de solo un contacto lateral entre rocas volcánicas con diferentes grados de permeabilidad

5.3.1 PERFIL GEOELÉCTRICO L2

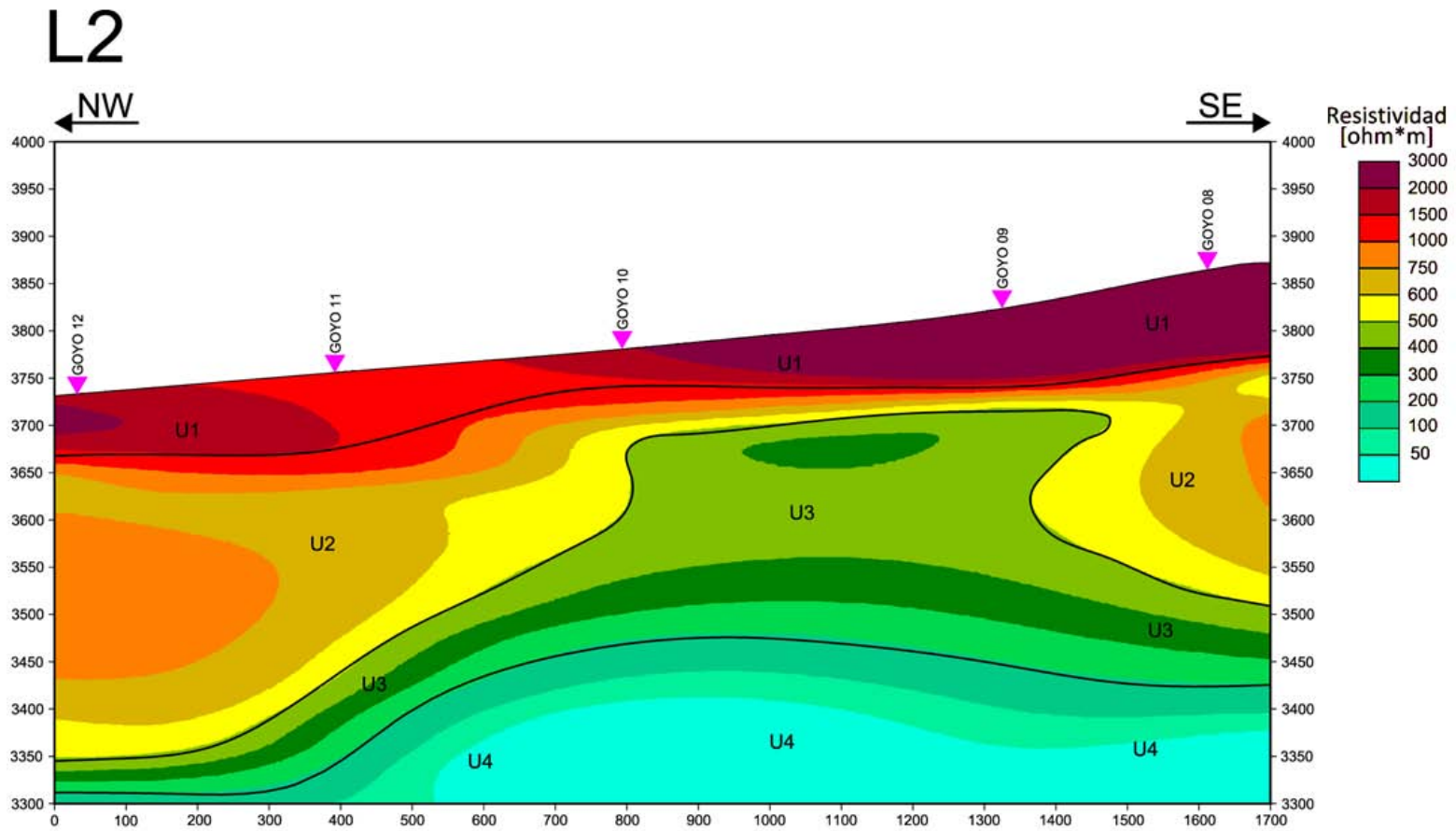


Figura. 5.5 Perfil Geoelectrico L2

Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM

El perfil L2 tiene una orientación NW-SE, de 1700[m] de longitud, se compone por 5 sondeos TDEM muestra una discontinuidad lateral que se asocia a una posible estructura geológica y/o un contacto lateral entre la U2 y U3.

La unidad U1 tiene un espesor aproximadamente de 100 [m], cuyos valores de la distribución de resistividad varían entre los 1500 a 3000 [ohm*m] asociados posiblemente a materiales volcánicos extrusivos. Debajo de esta unidad se aprecia una posible correlación litológica con materiales dacíticos-andesíticos inferida a partir de la ubicación de este perfil en la carta geológica del SGM (Fig-2.6) , con interrupción en la continuidad geoelectrica lateral a partir de 800 metros tomando como referencia el inicio de este perfil, lo cual se infiere un posible cambio en las propiedades de las rocas volcánicas contenidas en esta unidad. Se registra la unidad U4 con mayor potencia en referencia con el perfil L1 y valores de resistividad menores a 200 [Ohm-m], que posiblemente correspondan a tobas arcillosas.

Tabla 5.1 Zonificación Georresistiva

Unidad	Gama Resistiva [Ohm-m]	Correlación litológica
U1	1500-3000	Materiales Volcánicos Extrusivos (ceniza y piroclisatos)
U2	500-1500	Roca volcánica de bajo grado de alteración posiblemente asociada a dacita-andesita
U3	200-500	Roca volcánica de mediano grado de alteración posiblemente asociada a dacita-andesita
U4	>200	Posible material tobaceo Arcillosos

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

Al realizarse el estudio geofísico por el método Transitorio Electromagnético (TDEM), en el que se ubicaron 10 sondeos a fin de cubrir lo mejor posible el área, distribuida en 2 perfiles, permitió el análisis de la información obtenida para determinar el comportamiento resistivo de los estratos del subsuelo.

En condiciones de un medio que es parte de un sistema volcánico donde la resistividad es afectada directamente por la composición litológica la presencia de fluidos, la metodología de TDEM es óptima, arrojando buenos resultados que permiten caracterizar con un detalle confiable estructuras superficiales.

La profundidad de penetración que se logró adquirir con los sondeos electromagnéticos fue de 400[m], lo cual permite correlacionar el perfil con la geología correspondiente teniendo resultados que siguen evidenciando la potencialidad del método.

Se obtuvo una buena distribución de resistividades del subsuelo lo cual permite hacer una interpretación cualitativa de la litología presente en el medio de interés, y se logró tener una mejor fiabilidad de resultados al compararlo con la carta geológica correspondiente a la zona de estudio.

Se identificaron 4 unidades geoeléctricas:

- Unidad Geoeléctrica U1 con valores resistivos entre 1500 a 3000 [ohm*m] asociados a materiales volcánicos extrusivos (cenizas volcánicas y piroclastos). Unidad Geoeléctrica U2 con valores resistivos entre 1000 a 1500 [ohm*m] clasificados como roca volcánica con bajo grado de permeabilidad con posible asociación litológica a andesita-dacita.
- Unidad Geoeléctrica U3 con valores resistivos entre 500 a 1500 [ohm*m]

Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatépetl con el método TDEM

clasificados como roca volcánica de bajo a mediano grado de permeabilidad con posible asociación litológica a andesita-dacita

- Unidad Geoeléctrica U4 con valores resistivos menores a 200 [ohm*m] clasificados como posibles materiales tobaceos arcillosos.

Se logra identificar una discontinuidades lateral en los perfiles geoeléctricos, los cuales podrían asociarse a posibles estructuras geoeléctricas y/o contactos laterales entre materiales volcánicos generados a partir de procesos vinculados con la misma actividad volcánica.

Se logra una buena evaluación de la caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatépetl, esto debido a la buena respuesta del método empleado en este trabajo tanto en adquisición como en proceso, y se pretende aportar aspectos importantes para mejorar la información de la geometría de la estructura completa y de los procesos involucrados del volcán para poder comprender mejor su comportamiento en consecuencia de la intensa actividad manifestada en años recientes.

BIBLIOGRAFÍA

Arana-Salinas, L., Siebe, C., Macías J. L., (2010). "*Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México*". Journal of Volcanology and Geothermal Research 192, p. 212–231.

Capra , L., Poblete, M.A., Alvarado, R., (2004). "*The 1997 and 2001 lahars of Popocatépetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards*". Journal of Volcanology and Geothermal Research 131, p. 351-369.

Christiansen, A. V., Auken, E., Sørensen, K., (2006). "*The transient electromagnetic method*". Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology, p. 179-226-

Christensen Niels, B., (1995). "*1D imaging of central loop Transient electromagnetic soundings*". JEEG, 0:1.

Constable, S.C., Parker, K.L., Constable, C.G., (1987). "*Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics*", 52(3): 289-300.

Dávalos-Elizondo, M.G., (2009). "*Petrología y geoquímica de xenolitos ultramáficos en Cd. Serdán, Puebla, porción oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana*", Tesis de Maestría, Programa de Posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM.

De la Cruz, S., Quezada, J. L., Peña, C., Zepeda, O. Y Sánchez, T., (1995). "*Historia de la actividad Reciente del Popocatépetl (1954-1995). Volcán Popocatépetl*": Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, México, p. 3-24.

De la Cruz-Reyna, S., Tilling, R. I., (2008). "*Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatépetl Volcano, Mexico: Importance of an effective hazards-warning system*". J. Volcanol". Geotherm. Res. p. 170, 121-134.

Descloitres, M., Guérin, R., Albouy, Y., Tabbagh, A., Ritz, M., (2000). "*Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands*". Journal of Applied Geophysics 45 . p. 1–18

Espinasa-Pereña, R., (2007). "*Evolución Morfoestratigráfica del volcán Popocatepetl.*", Tesis de Maestría, Programa de Posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM.

Espinasa-Pereña, R., Martín-Del Pozzo, A. L., (2006). "*Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México*". Geological Society of America, Special Paper. p. 420, 115- 137.

Ferrari, L., (2000). "*Avances en el conocimiento de la faja volcánica transmexicana durante la última década*". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 53. p. 84-92.

Flores Luna, C., (2000). "*La exactitud del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios*". Geos. 20. p. 70-88

Franco-Ramos, O., (2005). "*Geomorfología del volcán Popocatepetl*", Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, Colegio de Geografía UNAM. .

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari L., (2005). "*Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 57 (3). p. 227-283.

Macias, J. L., (2005). "*Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México*". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 57 (3). p. 379-424.

Manzella, A., Volpi, G., Zaja, A., Meju, M., (2004). "*Combined TEM-MT investigation of shallow-depth resistivity structure of Mt Somma-Vesuvius*". Journal of Volcanology and Geothermal Research 131, p.19-32.

Martin-Del Pozzo, A. L., González-Morán, T., Espinasa-Pereña, R., Butron, M. A., Reyes, M., (2008). "*Characterization of the recent ash emissions at Popocatepetl Volcano, Mexico*". J. Volcanol. Geotherm. Res. 170, p. 61-75.

McNeill, J. D. (1994). "*TN-27, Principles and Applications of Time Domain Electromagnetic Techniques for Resistivity Sounding*". Geonics Limited: 15.

Meju, M. A., Fenning, P. J., Hawkins T.R.W., (2000). "Short Note: A simple method of transient electromagnetic data analysis". *Journal of Applied Geophysics* 44, p. 217–236.

Meju, M. A. (2001). " *Geoelectromagnetic exploration for natural resources: models, case studies and challenges* ". *Surv. Geophys.* 23, p. 133-205

Menke. W., (1989). " *Geophysical data analysis discrete inverse theory* ", *International Geophysics Series.* 45, pp.288.

Nabighian, M. N. y Macnae, J. C. (1993). " *Time Domain Electromagnetic Prospecting Methods. En: M. N. Nabighian Electromagnetic Methods in Applied Geophysics* ", Society of Exploration Geophysicists. 2, p. 427-520.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., (1995), " *Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: Geology* ", v. 23, p. 1,127-1,130

Robin, C., Boudal, C., (1987). " *A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcano Popocatépetl* ". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, p. 115-130.

Sirotem, (1996). " *Operator's Manual Types 3F-3MF- 3MFS* "

Spies, B.R., Eggers, Dwight E., (1986). " *The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. Geophysics* ". 51(7).

Spies, B.R., (1989). " *Depth of investigation in electromagnetic sounding methods* ". *GE.* 54, p. 872-888.

Srigutomo, W., et al., (2008). " *Resistivity structure of Unzen Volcano derived from time domain electromagnetic (TDEM) survey* ". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 175, p. 231-240.

Tarantola. A., (2005). " *Inverse Problem theory and methods for model parameter estimation* ", *Society for industrial and applied mathematics.*, pp.333.

Ward, S. H. y Hohman, G. W. (1989). " *Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. En: M. N. Nabighian (2006). Electromagnetic Methods in Applied*

Geophysics", Society of Exploration Geophysicists. 1, p. 131-311.

Zavaleta-Sánchez, J., (2010). "*Kriging: Un Método de Interpolación sobre Datos Dispersos*". Notas Laboratorio de Cómputo Científico, Facultad de Ciencias, UNAM.

Recursos en Internet

Centro Nacional para Prevención de Desastres (CENAPRED), 2016.
<http://www.cenapred.gob.mx/es/>

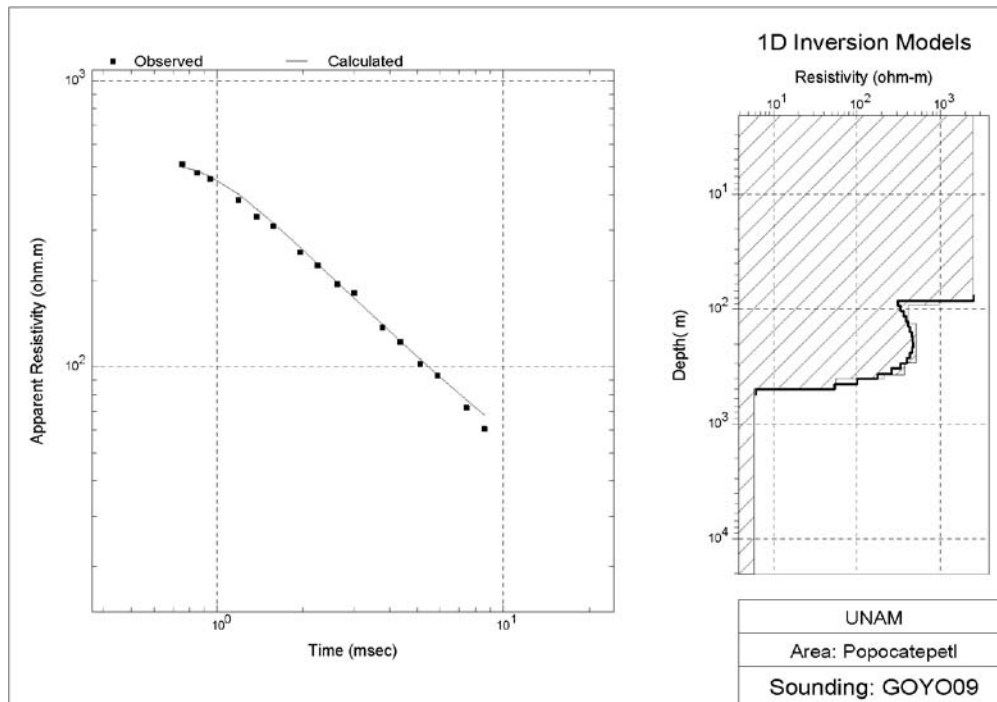
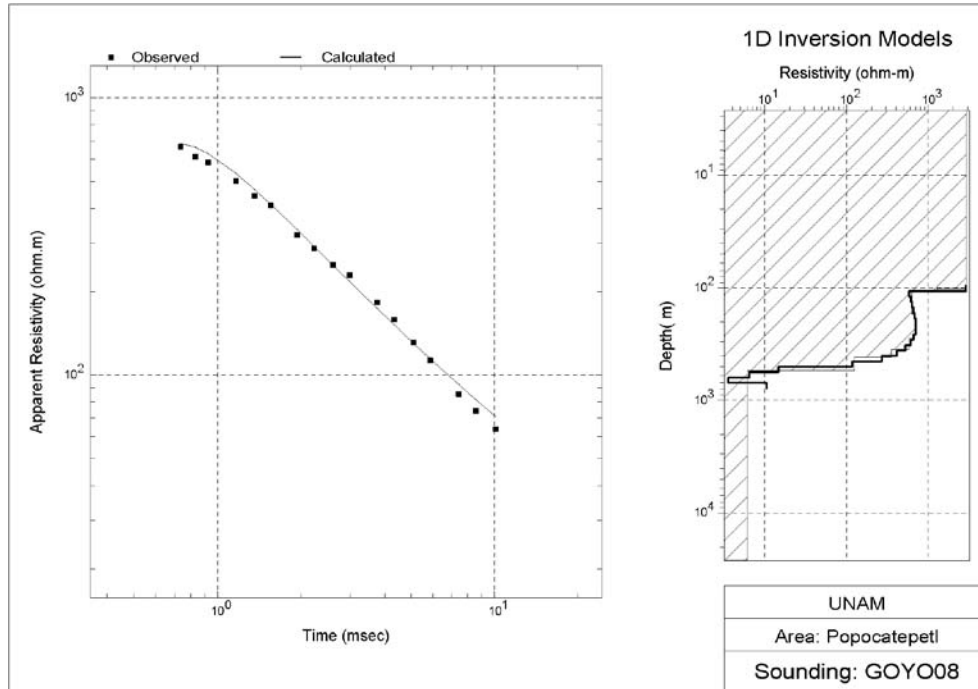
Monex Geoscope Geophysical Manufacturing & Consulting, 2016.
<http://www.monexgeoscope.com.au/>

Servicio Geológico Mexicano, 2016. <http://www.sgm.gob.mx/>

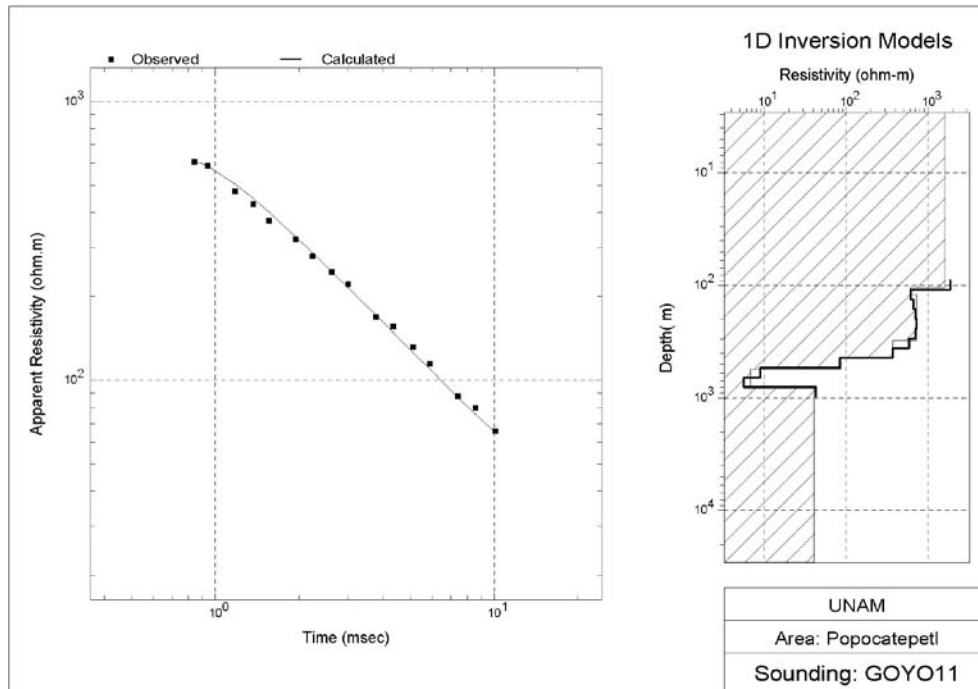
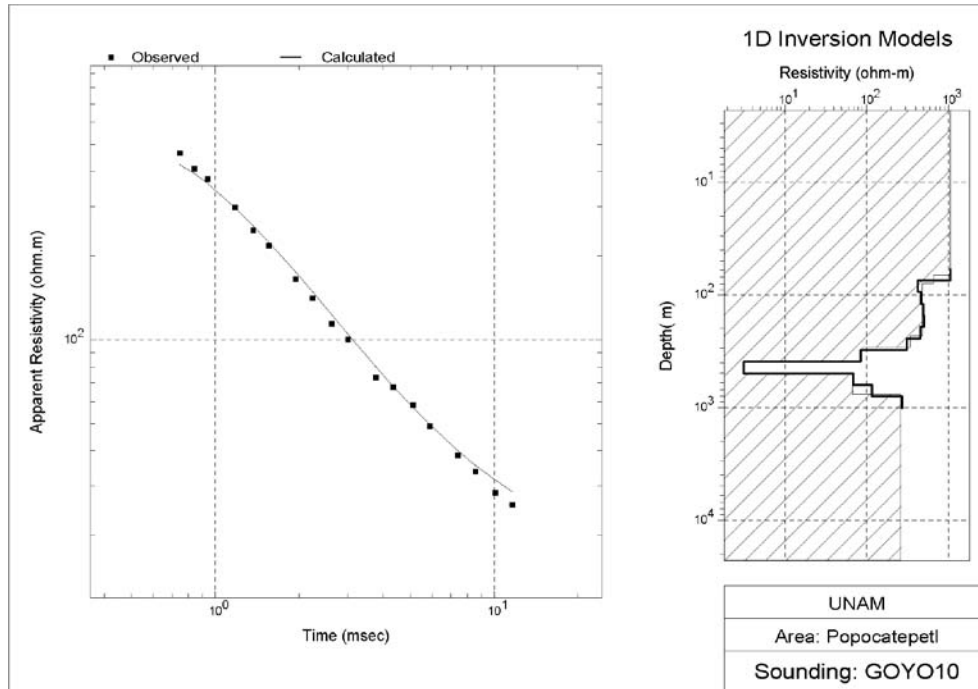
San Diego State University, Department of Geological Sciences,
2016. <http://www.geology.sdsu.edu/visualgeology/geology101/>

ANEXO

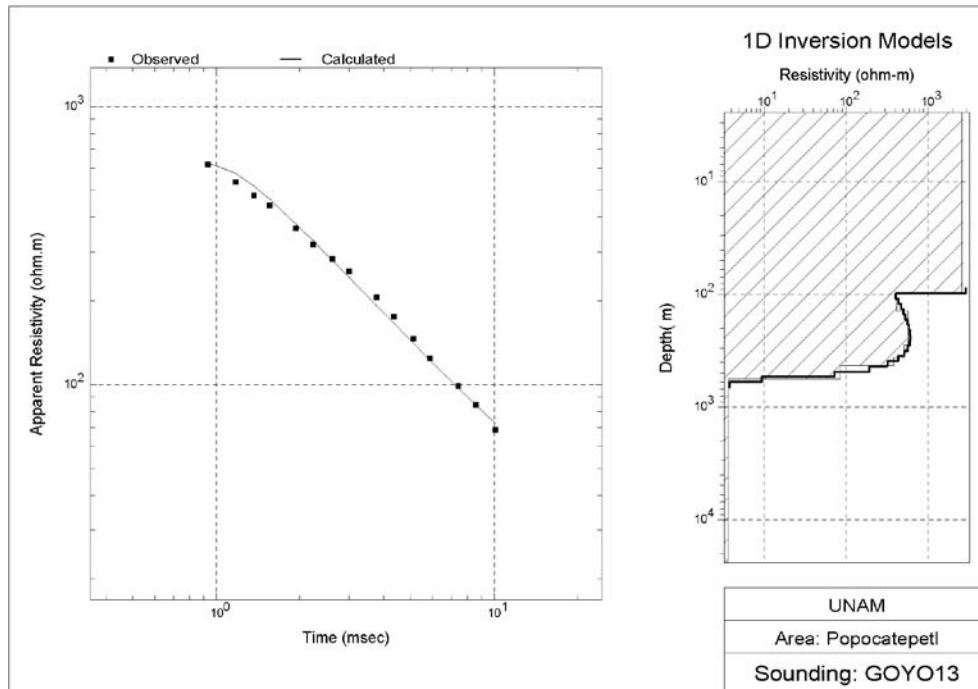
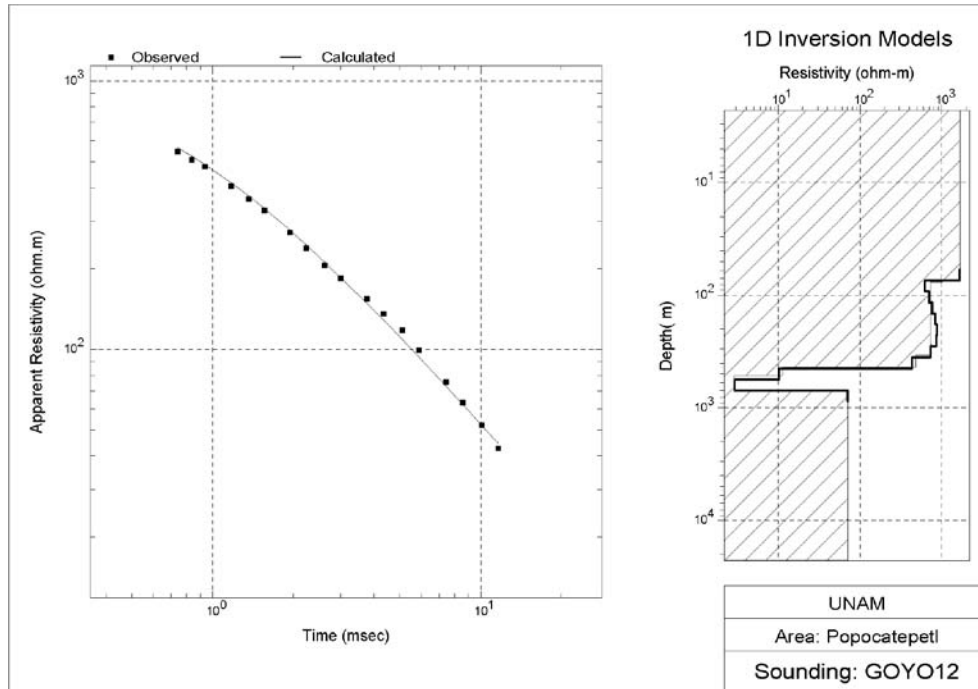
CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE E INVERSIÓN 1D



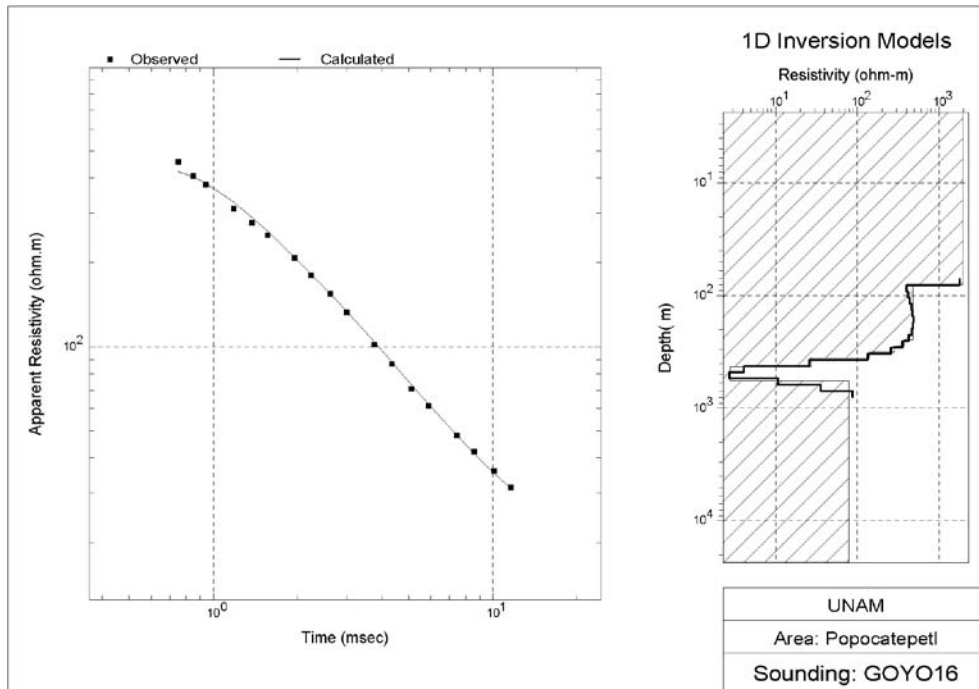
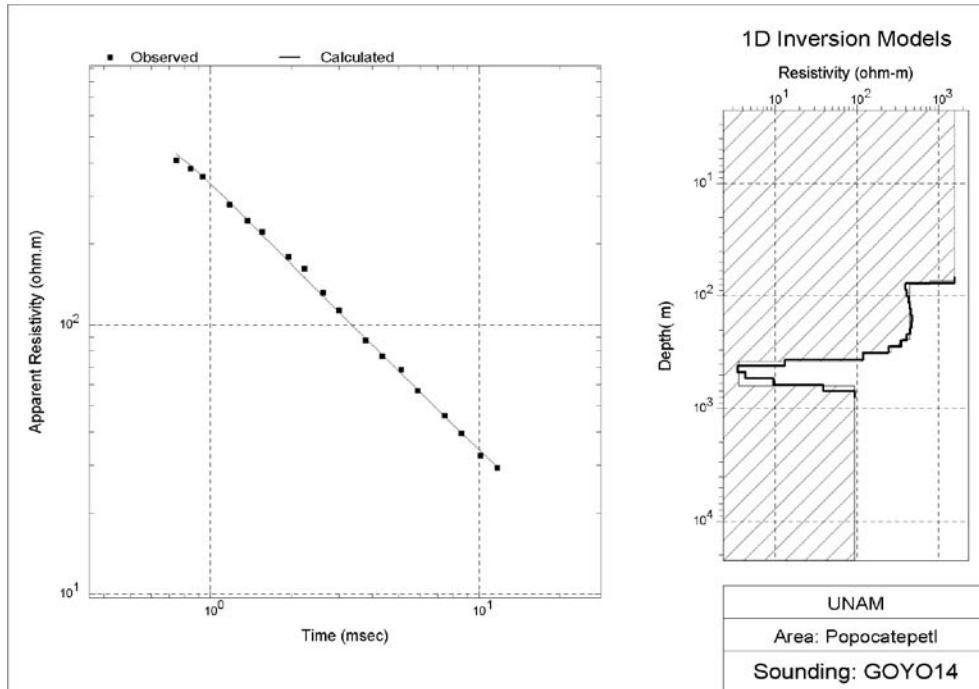
Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM



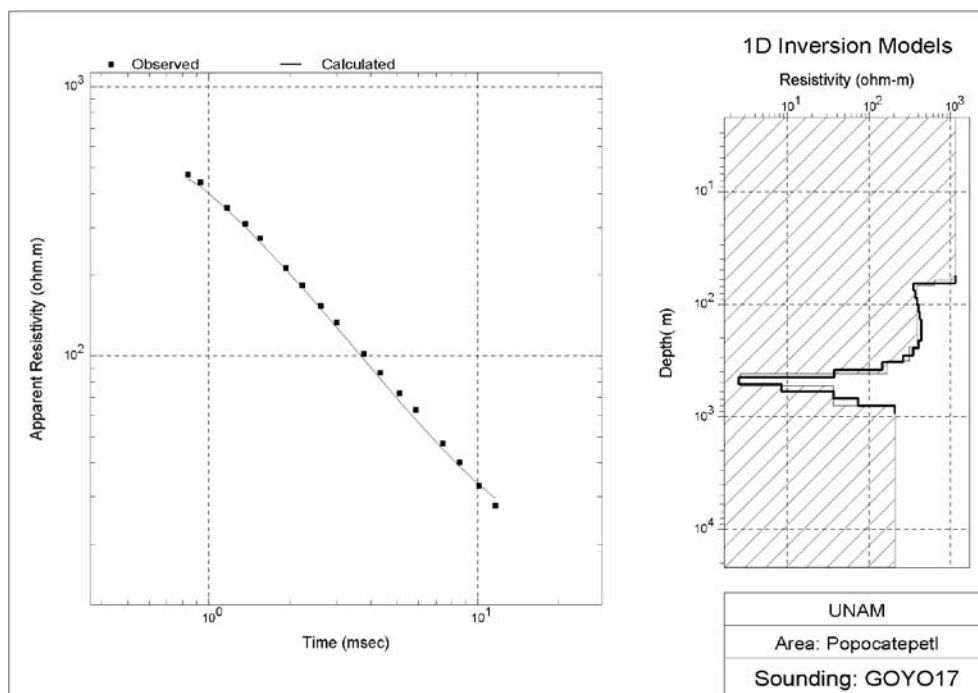
Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM



Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM



Caracterización de estructuras superficiales en el volcán Popocatepetl con el método TDEM



RESUMEN DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL.

Tabla 1 Breve descripción de la actividad del volcán Popocatépetl (Mendoza, 2007; de la Cruz-Reyna y Tilling, 2009), tabla obtenida de la tesis Cifuentes-Nava, 2009

AÑOS	VEI (INDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCANICA)
1512	2
1519	3
1539-1540	2
1571	2
1592	2
1642	2
1663	2
1664	3
1665	2
1697	2
1720	1
1804	1
1919-1920	2
1921	2
1925-1927	2
1994-1997	2
2000	3
2001-	1,2