



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MONITOREO GEOMAGNÉTICO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

GERARDO CIFUENTES NAVA

JURADO EXAMINADOR

DIRECTOR DE TESIS: DR. RENÉ EFRAÍN CHÁVEZ SEGURA

PRESIDENTE: DRA. ANA LILLIAN MARTÍN DEL POZZO

VOCAL: DRA. LETICIA FLORES MARQUEZ

SUPLENTE: DR. AVTO GOGUICHAISVILI

SUPLENTE: DR. ANDRES TEJERO ANDRADE



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.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, en particular al Instituto de Geofísica y a la Facultad de Ingeniería que me han cobijado profesionalmente desde hace casi 19 años.

A René Chávez y Andrés Tejero que más que mis padres académicos han sido amigos desde que se me ocurrió involucrarme con ellos aquel septiembre de 1990. Siempre he aprendido de ellos, desde sus aciertos hasta sus errores.

A Ana Lillian Martín del Pozzo, Leticia Flores y Avto Goguichaisvili por su paciente comprensión durante este largo proceso de titulación. También a Blanca Mendoza por recordarme en cada instante que ya era tiempo.

A Pepe Valdés, Cecilia Pliego y Jaime Yamamoto que me dieron la confianza de hacer equipo con ellos. En particular a Pepe que me ha presionado para poner fin a este pendiente.

A Claudia Arango y Enrique Cabral que en su momento se tomaron la molestia de leer la tesis y hacer comentarios, sugerencias y correcciones.

A los que forman y han formado mi grupo y amistades del trabajo: los estudiantes que han pasado por Geomagnetismo, uno siempre aprende de la sangre nueva; los compañeros de la facultad y del instituto; Lupita, Edgar, Héctor, Miguel, Daniel, Gil y Rogelio de la Secretaría Técnica; Francisco Correa, Oscar Díaz y Alejandro Hurtado con quienes disfrute, y espero volver a hacerlo, de muy buenos trabajos de campo; y muy en particular a Esteban que nos seguimos aguantando después de 14 años de estar juntos (y los que faltan).

A las fuentes de inspiración: lecturas, películas, sabores y colores que le dan sentido a la vida.

El financiamiento e infraestructura fueron conseguidos por Ana Lillian Martín, Enrique Cabral y René Chávez, a través de proyectos internos del IGEF, PAPIIT-DGAPA y CONACyT.

DEDICATORIA

A mis pequeños: Cristóbal y Marina que son por lo que lucho día a día. A su mamá que se encarga de ellos, cuida y consuela.

A mi mamá, que como ya lo dije alguna vez, quería que fuera contador y que afortunadamente no me convenció.

A mi papá que sigue dejando que hagamos lo que queramos, siendo un ejemplo inspirador y consejero sugerente e imperativo.

A mis hermanos Carmen, Cristina, Lupe, Juan y Rafael, sus respectivos (as) y mis sobrinos (as), con los que he pasado las buenas y las malas.

A la bola de holgazanes y buenos para nada de mis amigos: Gerardo, Leonardo, Enrique, Sergio, Edgar, José María, Alejandro y otros que seguro se me olvidan, pues hemos sido referencia buena y mala unos de otros.

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN.....	2
1. EL GEOMAGNETISMO.....	4
1.1 GEOMETRÍA DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.....	4
1.2 COMPONENTES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.....	6
1.3 ORÍGENES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.....	8
2. EL VOLCÁN POPOCATÉPETL.....	12
2.1 ANTECEDENTES.....	12
2.2 LOCALIZACIÓN.....	12
2.3 MARCO GEOLÓGICO.....	13
2.3.1 FISIOGRAFÍA.....	13
2.3.2 MORFOLOGÍA.....	14
2.3.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA.....	15
2.4 ACTIVIDAD ERUPTIVA RECIENTE.....	17
3. VULCANOMAGNETISMO.....	22
3.1 CAUSAS DEL VULCANOMAGNETISMO.....	22
3.2 MAGNETIZACIÓN DE LAS ROCAS.....	24
4. ESTACIONES MAGNÉTICAS.....	26
4.1 VOLCÁN POPOCATÉPETL (TLA).....	27
4.2 OBSERVATORIO GEOMAGNÉTICO DE TEOLOYUCAN (TEO).....	28
5. PROCESAMIENTO DE DATOS GEOMAGNÉTICOS.....	32
5.1 PRE-PROCESADO.....	35
5.2 ANÁLISIS ESPECTRAL.....	35
5.3 SUSTRACCIÓN DE LAS SEÑALES.....	38
5.4 RECONSTRUCCIÓN DE LAS DIFERENCIAS.....	40
6. RESULTADO Y CONCLUSIONES.....	42
6.1 RECONSTRUCCIONES.....	42
6.2 REGISTROS VULCANOMAGNÉTICOS.....	45
6.3 CONCLUSIONES.....	48
REFERENCIAS.....	53
ANEXO I: FORMATO DE ARCHIVOS.....	58
ANEXO II: CÓDIGOS DE LOS PROGRAMAS DESARROLLADOS.....	60

RESUMEN

Se presenta el análisis del monitoreo geomagnético llevado a cabo en el volcán Popocatepetl entre el año de 1997 y 2003. La estación magnética de monitoreo (TLA) se localizó en las cercanías del albergue Tlamacas y fue referenciada al Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (TEO). Se seleccionaron tres períodos de registro debido a su consistencia y continuidad para poder analizar e interpretar las señales: (1) de 1998-06-11 a 1998-11-30; (2) de 2000-09-01 a 2001-02-28; y (3) de 2002-09-01 a 2003-03-09.

Se hace una breve descripción de la teoría que sustenta al presente trabajo, así como de las estaciones e instrumentación que se utilizó para el monitoreo, de la historia geológica y eruptiva reciente del volcán Popocatepetl y de la metodología llevada a cabo para el procesamiento y análisis de las señales.

Se desarrolló un método de reconstrucción armónica de la diferencia entre TEO y TLA para observar el comportamiento de las variaciones registradas en el volcán. Otros parámetros de monitoreo volcánico son usados para comprender el significado de la señal analizada, como los sismos vulcanotectónicos, la sismicidad total registrada en el volcán, el crecimiento y desaparición de domos en el cráter, y las erupciones que se presentaron durante el período de estudio.

Se identifican a los largo de los tres períodos señales de orígenes piezomagnético y termomagnético que se pueden asociar directamente a la actividad volcánica y que se presentan a primera vista como precursores que anteceden a eventos en el volcán.

ABSTRACT

The analysis of geomagnetic monitoring in Popocatepetl volcano carried out between 1997 and 2003 is presented. The monitoring magnetic station was installed in the neighborhoods of the Tlamacas shelter (TLA) and referenced to the Teoloyucan Geomagnetic Observatory (TEO). Three observation periods of data were selected based on their consistency and continuity to analyze and interpret the signals: (1) from 1998-06-11 to 1998-11-30; (2) from 2000-09-01 to 2001-02-28; and (3) from 2002-09-01 to 2003-03-09.

A brief description on the theory that sustains to present work is presented, as well as an account of the stations and instrumentation employed for the monitoring. It is described the recent geologic and eruptive history of Popocatepetl volcano. Finally, the methodology used for processing and interpretation approaches are discussed.

A method of harmonic reconstruction between TEO and TLA difference was developed to observe the behavior of the variations registered in the volcano station. Other parameters of volcanic monitoring are used to understand the meaning of the analyzed signal, such as the vulcanotectonic earthquakes, the total seismicity registered in the volcano, the growth and disappearance of domes in the crater, and the eruptions registered during the periods of study.

Signals of piezomagnetic and thermomagnetic origin are identified along the three periods studied, which can be associated directly to the volcanic activity and could be seen at first sight as precursors of volcanic activity.

INTRODUCCIÓN

El Volcán Popocatepetl localizado a 65 km al sureste de la Ciudad de México, comenzó un proceso eruptivo en diciembre de 1994, después de años de una ascendente actividad fumarólica. Erupciones de escala pequeña han continuado desde 1994 y debido a la densidad poblacional en las inmediaciones y a su historia eruptiva, la actividad ha sido monitoreada continuamente.

La instrumentación empleada para el monitoreo del volcán está compuesta por estaciones sísmicas, de Posicionamiento Global (GPS), meteorológicas, así como redes de medición de química de agua, de recolección de ceniza y de emisiones de SO₂, entre otras (Quass et al., 1995). Desde septiembre de 1997 se instaló en las cercanías del albergue Tlamacas (5 km al norte del cráter) un magnetómetro de precesión protónica Geometrics G856 para complementar los sistemas de monitoreo ya instalados. Este sistema mide la intensidad total del campo geomagnético cada 60 segundos y esta información es transmitida por radiomodem al campus de Ciudad Universitaria de la UNAM en la Ciudad de México.

La implementación de un sistema de monitoreo geomagnético tiene la finalidad de detectar anomalías locales inducidas por actividad volcánica que no pertenezcan a la actividad del Campo Geomagnético. El concepto original de la posibilidad de medir tales fenómenos fue introducido por Rikitake (1968) pero enfocado a zonas de actividad tectónica por un efecto piezomagnético. Actualmente, para actividad volcánica se distinguen no sólo efectos piezomagnéticos observados en las mediciones de campo geomagnético (Johnston y Stacey, 1969); también se han detectado efectos termomagnéticos (Dzurisin et al., 1990; Zlotnicki y Bof, 1998) y electrocinéticos (Zlotnicki y Le Mouél, 1988). A estos tres efectos en general los podemos llamar vulcanomagnéticos.

Los efectos piezomagnéticos, termomagnéticos y electrocinéticos reportados en diferentes volcanes alrededor del mundo no sólo han sido clasificados como precursores de actividad volcánica como en el Volcán Piton de la Fournaise (Zlotnicki et al., 1993), también han sido reportados en procesos posteriores a la actividad, como el enfriamiento del domo en el Monte Santa Helena (Dzurisin et al., 1990; Zlotnicki y Bof, 1998).

El objetivo del presente trabajo es el monitoreo de variaciones de campo magnético en el Volcán Popocatepetl, con la finalidad de identificar posibles precursores de actividad volcánica asociados a procesos de inducción magnética local que no pertenezcan a la actividad del Campo Geomagnético de fondo.

La metodología empleada será: a) monitorear con dos estaciones de medición del Campo Geomagnético, una en las inmediaciones del volcán y otra como estación de referencia para discernir tales cambios en los registros de la primera, que se encuentre completamente fuera del alcance de los efectos vulcanomagnéticos que se producen en el Popocatepetl, la cual es el Observatorio Magnético de Teoloyucan, localizado 91 km al noroeste de la estación magnética en el volcán; b) realizar simultáneamente mediciones cada minuto; c) con estos registros realizar análisis conducidos hacia la comparación de ambas señales como diferencia normalizadas, correlaciones y análisis espectral con reconstrucción sintética; d) identificar variaciones del campo magnético en el volcán que pueden ser asociados con

diferentes tipos de actividad de acuerdo con los efectos que se producen en el sistema volcánico. Estos son distinguidos con la ayuda de otros parámetros de monitoreo, como la sismicidad total, la ocurrencia de sismos vulcanotectónicos (VT), la observación de crecimiento y destrucción del domo, y la ocurrencia de episodios eruptivos.

CAPÍTULO 1. EL GEOMAGNETISMO

1.1 GEOMETRÍA DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

La inducción magnética B tiene carácter vectorial, es decir, en cada punto de la superficie terrestre donde se encuentra presente, cuenta con un módulo, dirección y sentido. Por esta razón se le conoce como vector de campo geomagnético, y como todo vector, se le puede describir en términos de cualquiera de los sistemas de coordenadas, independientemente del sistema elegido. Dicho vector cuenta con siete componentes magnéticas actuando en todo momento sobre la superficie de nuestro planeta, cinco de las cuales son modulares y dos angulares (figura 1.1).

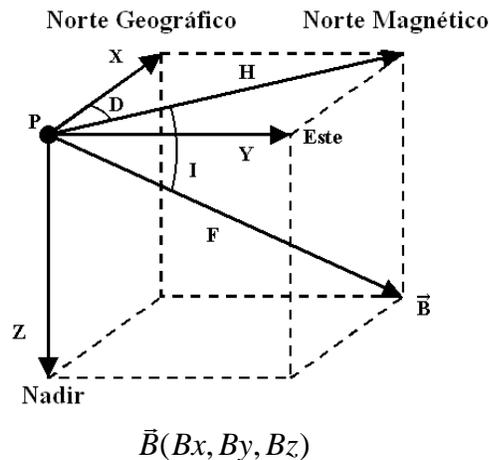


Figura 1.1. Componentes del vector de inducción magnética o vector de campo geomagnético referido a un punto “P” sobre la superficie terrestre.

Las siete componentes de este vector son:

1. Componente con dirección sur-norte (X). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje horizontal con dirección y sentido al norte geográfico.
2. Componente con dirección oeste-este (Y). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje horizontal con dirección y sentido al este geográfico.
3. Componente con dirección vertical (Z). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje vertical con dirección y sentido al nadir.
4. Componente horizontal (H). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un plano horizontal, mismo que aloja las componentes ortogonales X y Y.
5. Declinación (D). Es la diferencia angular entre el norte verdadero o geográfico y el norte magnético; se considera positiva hacia el este y negativa al oeste. Si se dejara girar libremente una aguja magnetizada, similar a la de una brújula, la declinación se mediría tomando el ángulo que forma la aguja con respecto a la dirección sur-norte. Cabe mencionar que la declinación fue la primera componente en definirse, dada su importancia para la navegación en tiempos antiguos y hoy en día es la componente geomagnética más conocida.
6. Intensidad total (F). Es el módulo del vector \vec{B} .

7. Inclinación (I). Es el ángulo formado por la componente H y el vector \vec{B} .

El plano HZ es conocido además como el meridiano magnético, que es el plano que contiene al vector del Campo Geomagnético.

Ahora bien, para describir el Campo Geomagnético en un punto, se requiere conocer al menos tres de sus componentes no coplanares, de tal modo que si se quiere describir el vector \vec{B} con respecto al sistema de coordenadas cartesianas, las componentes necesarias para llevar a cabo dicha descripción serán XYZ; si se desea referir el mismo vector con respecto al sistema de coordenadas cilíndricas, las componentes que se utilizarán son HDZ; y finalmente, para referirlo al sistema de coordenadas esférico usaremos las componentes DFI.

Una vez descrito el vector en cualquiera de los sistemas de referencia anteriormente mencionados, es posible cambiar de sistema o trabajar con componentes pertenecientes a uno u otro con ayuda de simples relaciones trigonométricas (ecuaciones de transformación entre sistemas), estas relaciones están basadas en la geometría propia del vector y de los sistemas de referencia utilizados.

La tabla 1.1 muestra las componentes magnéticas usadas en cada sistema de coordenadas y las ecuaciones de transformación entre sistemas tomando como base la geometría presente en la figura 1.1.

Tabla 1.1. Componentes magnéticas de los tres sistemas coordenados y sus ecuaciones de transformación.

Sistema de Referencia	Componentes magnéticas utilizadas	Ecuaciones de Transformación	
Coordenadas Cartesianas	XYZ	$H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right)$ $Z = Z$	$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right)$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}\right) = \text{sen}^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}}\right)$
Coordenadas Cilíndricas	HDZ	$X = H \cdot \cos(D)$ $Y = H \cdot \text{sen}(D)$ $Z = Z$	$F = \sqrt{H^2 + Z^2}$ $D = D$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right)$
Coordenadas esféricas	DFI	$X = F \cdot \cos(I) \cdot \cos(D)$ $Y = F \cdot \cos(I) \cdot \text{sen}(D)$ $Z = F \cdot \text{sen}(I)$	$H = F \cdot \cos(I)$ $D = D$ $Z = F \cdot \text{sen}(I)$

1.2 COMPONENTES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo geomagnético principal es predominantemente dipolar y el considerarlo como un dipolo es una muy buena primera aproximación (Blakely, 1996). Al realizar una medición de campo geomagnético en la superficie terrestre y considerando en todo momento el origen interno y externo de sus fuentes, se puede decir que la lectura tomada corresponde a la superposición de varias componentes del campo generado por diversos tipos de fuentes, esto es:

$$B = B_o + B_r + B_c + B_t \dots\dots\dots 1.1$$

Donde:

B: Valor del campo geomagnético medido en la superficie de la Tierra.

B_o: Valor de un campo teórico producido por un dipolo magnético que tiene su eje inclinado aproximadamente 11.5° con respecto al eje de rotación de la Tierra y que no pasa exactamente por su centro.

B_r: Recibe el nombre de campo residual y puede ser asociado con varios dipolos más pequeños y localizados más superficialmente que el dipolo cuasi central, ubicados en diferentes regiones del planeta.

B_c: Denominado campo cortical, tiene su origen en la corteza terrestre en regiones aún más pequeñas, sus efectos son localizados y usualmente se conoce como campo de las anomalías.

B_t: Es la parte del campo medido en la superficie que varía más sensiblemente con el tiempo que las otras componentes. Este campo se origina en el exterior de la Tierra.

Usualmente, la suma del campo dipolar con el campo residual es llamada *Campo Principal* y a la suma de este con el campo cortical, se le denomina *Campo Interno*, mientras que el término B_t recibe el nombre de *Campo Externo* (Muniz, 1997).

Las variaciones de largo periodo, que ocurren en el interior de la Tierra, y en las que pueden ser incluido en los términos B_o, B_r y B_c, se puede decir que éstas serían las variaciones de la “Tierra Sólida”. Por otra parte B_t representa las variaciones de periodo corto, que tienen su origen en las envolturas gaseosas y plasmática de la Tierra. Una idea resumida de las variaciones del campo geomagnético, también conocido como espectro geomagnético se presenta en la tabla 1.2.

Tabla 1.2. Variaciones temporales del campo geomagnético (modificada de Muniz, 1997).

Banda	Variaciones
1	<0.0001 – 0.3 seg. Oscilaciones de altas frecuencias
2	0.2 – 100 seg. Micropulsaciones
3	~1 min. – 120 min. (Sudden Storm Commencements, por sus siglas en inglés SSC) Comienzos Repentinos de Tormenta Fluctuaciones Transitorias Bahías y subtormentas
4	6 hrs. – 15 días Sq y Variaciones Lunares
5	2 – 27.3 días Tormentas magnéticas
6	6 – 12 meses Variaciones estacionales
7	10.5 – 11.5 años Variaciones con el ciclo de actividad solar
8	~300 – 10,000 años Variaciones del campo principal
9	1,000 – cientos millones de años Inversiones del campo geomagnético

Las variaciones en las bandas 1 a 7 son producidas en su mayoría en las capas de la atmósfera superior por la circulación de corrientes eléctricas que inducen campos en la superficie o por alteraciones en las capas más exteriores por efecto de partículas cargadas provenientes del espacio exterior. Las tormentas magnéticas constituyen perturbaciones, que presentan cuadros caóticos en el campo magnético, cuya duración puede ser muy variable y cuya amplitud puede ser muy grande, y que además son de carácter global.

Se han detectado variaciones hasta de 1,000 nT en latitudes comprendidas entre el ecuador y los paralelos 60 al norte y al sur. Las tormentas magnéticas se clasifican en dos clases, unas, las de principio progresivo, que tienden a producirse con una frecuencia de 27 días, que es el tiempo promedio de la rotación del ecuador solar; las otras, como comienzos repentinos de tormenta magnética (SSC), y no manifiestan alguna tendencia recurrente. En las regiones polares, esta amplitud puede ser mayor. Cabe hacer hincapié en que ciertas tormentas magnéticas aparecen al mismo tiempo que las erupciones en la cromosfera del Sol.

Las llamadas bahías magnéticas son otro ejemplo de perturbación y son múltiples variaciones que se reconocen por un aumento suave del valor de la intensidad del campo hasta alcanzar un máximo, para luego disminuir, formando algo parecido a una bahía de un mapa geográfico en el registro (Muniz, 1997).

1.3 ORIGEN DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

Unidades de Medida

Las unidades empleadas para la inducción magnética dependen del sistema usado. Hasta la década de 1980 una gran parte de la literatura publicada empleaba el sistema de unidades cgs, aunque también se utilizaba el sistema de unidades electromagnéticas (emu). En la actualidad, el Sistema Internacional (SI) es utilizado con mayor frecuencia y se requiere por muchas revistas y publicaciones geofísicas.

Las equivalencias entre las unidades más empleadas para la inducción magnética en los estudios geofísicos son las siguientes:

Sistema	Sistema
Internacional	EMU
1 tesla	$= 10^4$ gauss
1 nanotesla	$= 10^{-9}$ tesla
	$= 1$ gamma
	$= 10^{-8}$ gauss

En la mayoría de los casos, las conversiones entre sistemas de unidades es simple, no obstante, en el caso del magnetismo no es así debido a que las unidades de la intensidad de campo magnético H son diferentes, tanto numérica como dimensionalmente entre los sistemas emu y SI. Lo anterior se debe a que existen algunas diferencias entre los sistemas anteriormente mencionados en cuanto a la definición de H :

$$B = H + 4\pi M \quad (\text{emu})$$
$$B = \mu_0(H + M) \quad (\text{SI})$$

donde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ N}\cdot\text{A}^{-2}$ (Blakely, 1996).

Hipotesis del Origen del Campo Geomagnético

En cuanto al origen de las fuentes del campo geomagnético, se deben considerar algunas propiedades físicas de los materiales que forman la Tierra y su estructura interna.

Inicialmente, se pensó que el magnetismo terrestre era como un gran imán (e. g. Gauss) debido a las propiedades magnéticas del hierro, así como a su abundancia en la corteza terrestre. Bastó una propiedad física conocida como *temperatura de Curie* para refutar esta teoría. Esta indica que todos los cuerpos pierden sus propiedades magnéticas a altas temperaturas como resultado de una orientación aleatoria de los momentos magnéticos de cada partícula ferromagnética constituyente del cuerpo. Esta temperatura es aproximadamente 770 °C para el hierro y 675 °C para la magnetita. Se estima que la isoterma de la temperatura de Curie para los materiales de la corteza terrestre se ubica a una profundidad cercana a los 25 Km. Por otro lado la temperatura de Curie se incrementa con la presión y esta última con la profundidad pero de una forma muy gradual, de tal modo que

en los límites del núcleo terrestre, donde la temperatura puede ser cercana a los 3,000 °C, la temperatura de Curie del hierro no podría ser mucho mayor a 780 °C. Todo esto nos indica que el interior de la Tierra, independientemente de los materiales con que se compone, no presenta propiedades magnéticas y cuando los materiales hallados en la corteza se examinan, se ha encontrado que su completa magnetización contribuye de una forma insignificante al campo bipolar (Campbell, 1997).

Otra razón por la cual no se puede considerar a la Tierra como un gran imán es la deriva de los polos magnéticos y la evidencia de inversiones de polaridad en el campo geomagnético. Debido a estas pruebas en contra de la presencia de un material con propiedades magnéticas emplazado en el núcleo terrestre (o muy cercano a él), la teoría más aceptada acerca del origen del campo geomagnético ha considerado que este radica en la supuesta existencia de corrientes eléctricas fluyendo en el núcleo externo de la Tierra, las cuales forman un “*dinamo auto sustentado*” (Campbell, 1997).

La teoría del *dinamo auto sustentado* se basa en la estructura interna de la Tierra, que es inferida a través de estudios sísmicos por medio del tiempo de viaje, refracción y separación de las ondas sísmicas compresionales y cortantes. De acuerdo a esos estudios sísmicos, la Tierra cuenta con una capa externa, denominada *litosfera* que puede alcanzar un espesor de 10 Km por debajo del piso oceánico y hasta 80 Km bajo las zonas montañosas continentales. Debajo de esta capa comienza el *manto externo o astenósfera*, región que se extiende hasta una zona de transición a una profundidad entre los 600 y 700 Km, donde comienza el *manto interno*. El límite *manto-núcleo* se encuentra a una profundidad cercana a los 2,890 Km y el *núcleo externo*, que presenta propiedades similares a un líquido, se extiende hasta una profundidad de unos 5,150 Km, rodeando al *núcleo interno*, que al parecer, está en estado sólido. Finalmente, el centro de la Tierra se ubica a una profundidad cercana a los 6,371 Km. (figura 1.3).

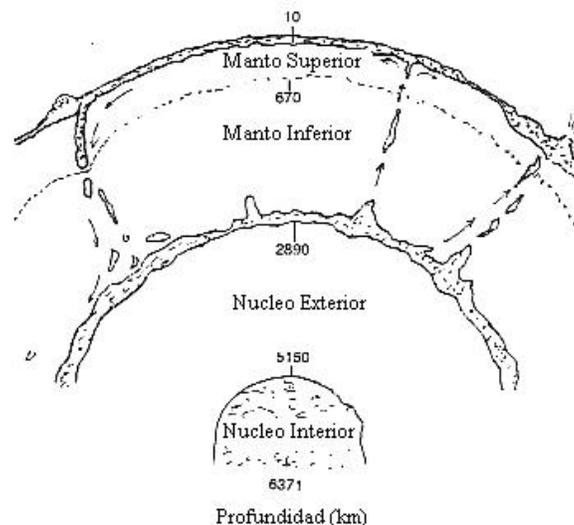


Figura 1.3. Representación esquemática de la estructura interna de la Tierra, se indican los nombres de las regiones y sus profundidades aproximadas (modificada de Campbell, 1997).

Para comprender la teoría del dínamo auto sustentado se puede considerar el modelo mecánico del mismo, además de recordar las leyes básicas de la inducción electromagnética. Se sabe que un flujo circular de corriente eléctrica puede producir un campo magnético en el interior del círculo de corriente y que la dirección del campo magnético se puede determinar por medio de la regla empírica de la “mano derecha”. Por otro lado, el movimiento de un conductor a una velocidad \vec{v} en el interior de un campo magnético \vec{B} , generará una corriente eléctrica con dirección determinada por el producto vectorial $\vec{v} \times \vec{B}$.

En la figura 1.4 se ilustra la forma del modelo simplificado del dínamo auto sustentado. Comenzando con un campo magnético poco intenso dirigido hacia arriba (B) y el movimiento del disco giratorio en la conexión tipo “cepillo”, la regla de la mano derecha describe la dirección radial y hacia fuera de la corriente i , la cual circula por el conductor en forma de espiral rodeando al eje del dínamo, creando de esta forma un campo magnético que incrementa la intensidad del campo preexistente, lo cual causa a su vez la generación de más corriente. El giro del disco rotatorio produce de esta forma una generación de campo magnético cada vez mayor. Cuando algunos procesos naturales causan la interrupción del funcionamiento del dínamo o su decaimiento y posteriormente su restablecimiento, la dirección predominante del campo queda determinada por el campo inicial en relación con el flujo del dínamo. Los cambios de polaridad del campo pueden explicarse por un decaimiento en el campo preexistente y su restablecimiento en dirección contraria, así como por cambios en el sentido de la corriente. El dínamo nuclear terrestre es mucho más complicado que este modelo simplificado y el flujo de corriente puede estar asociado a otros factores, no sólo a la rotación del dínamo (Campbell, 1997).

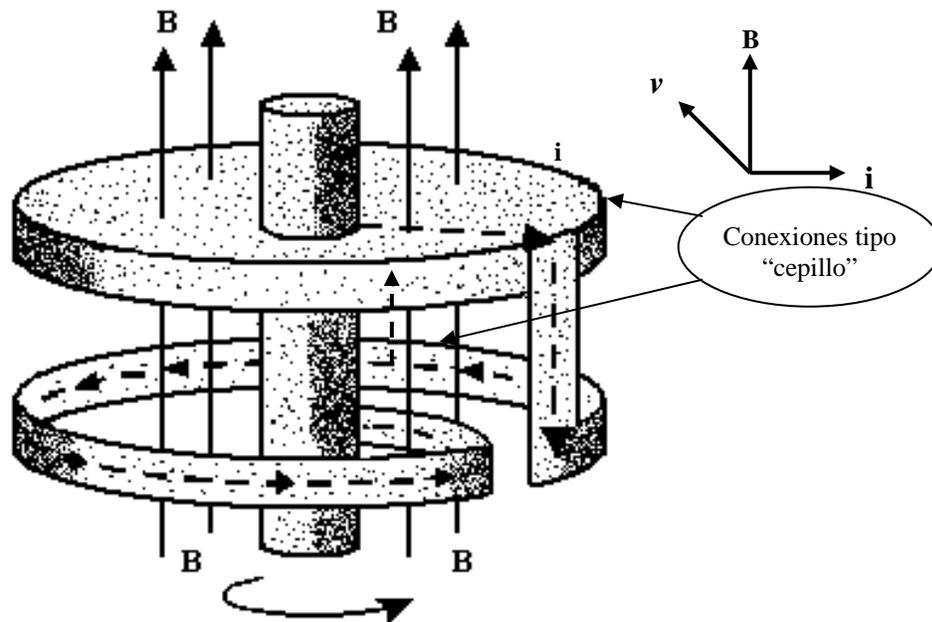


Figura 1.4. Modelo mecánico del dínamo auto sustentado. La rotación de un disco conductor a una velocidad tangencial constante v en el interior de un campo B , produce un flujo de corriente i que viaja a través del conductor con forma de espiral, rodeando al disco

y de esta forma induciendo un campo que incrementará la intensidad de **B**, lo cual a su vez creará mayor flujo de corriente que se traducirá nuevamente en un incremento del campo **B**, todo esto a expensas del movimiento del disco giratorio. La dirección de rotación del disco, del enrollamiento del conductor en espiral y la dirección inicial del campo **B**, son críticos para el incremento posterior del campo preexistente (modificada de Campbell, 1997).

CAPÍTULO 2. EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

2.1 ANTECEDENTES

México está localizado en una región con importante actividad volcánica pues de todos los volcanes que aproximadamente existen en el país, 14 son considerados activos. Consecuentemente, la población posee cierta experiencia en eventos volcánicos recientes con repercusiones importantes, entre ellos el del Parícutín, en 1942, el Chichón, en 1982, el Tacaná, en 1986 y el volcán de Colima, que ha manifestado periodos de actividad intensa durante los últimos años (1962, 1976, 1981, 1991, 1999, 2003, 2005). En el volcán Popocatépetl los sucesos volcánicos más recientes se presentaron a finales de 1994 con pequeñas emisiones de cenizas, las cuales se volvieron magmáticas hacia 1996 cuando se incrementó considerablemente su actividad sísmica y fumarólica (Quaas et al., 1995; Martin Del Pozzo et al., 2008).

El pasado geológico indica claramente que el Popocatépetl es capaz de producir erupciones catastróficas ((De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008). Su cercanía con centros de población y zonas industriales tan grandes como la Cd. de México y Puebla hacen de este volcán uno de los más peligrosos del país ya que se estima un volumen de afectación de más de 20 millones de personas y pérdidas económicas inconmensurables (Vidal et al., 1994; Martin Del Pozzo et al., 2008).

La gran cantidad de trabajos científicos relacionados con el volcán Popocatépetl, p. ej. Robin (1984), Carrasco (1985), Robin y Boudal (1987), Siebe et al. (1995) y Martín Del Pozzo (1995, 2002, 2003, 2007, 2008), han definido ciertos patrones de actividad en erupciones anteriores, y poco a poco se tiene idea de los mecanismos eruptivos y su comportamiento futuro.

La única manera de percibir y evaluar el estado del volcán es a través del estudio y la observación constante, se han implementado sistemas de monitoreo con la participación de instituciones especializadas en desastres naturales, entre ellas el Instituto de Geofísica, el Instituto de Geología y el Instituto de Geografía, pertenecientes a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).

2.2 LOCALIZACIÓN

El cráter del volcán Popocatépetl se encuentra ubicado en los 19° 03' de latitud norte y 98° 35' de longitud oeste, es decir, a 55 km al sureste de la Cd. de México y a 45 km al oeste de la ciudad de Puebla (figura 2.1). Tiene una altura de 5,452 metros sobre el nivel del mar una elevación relativa respecto a sus faldas de 3,000 m y es la segunda elevación en México después del Pico de Orizaba (Citlaltépetl). Se encuentra ubicado justo en la frontera de tres estados del país, Puebla, México y Morelos y constituye la parte meridional activa de una alineación volcánica norte-sur formada por la Sierra Nevada (Robin, 1984).

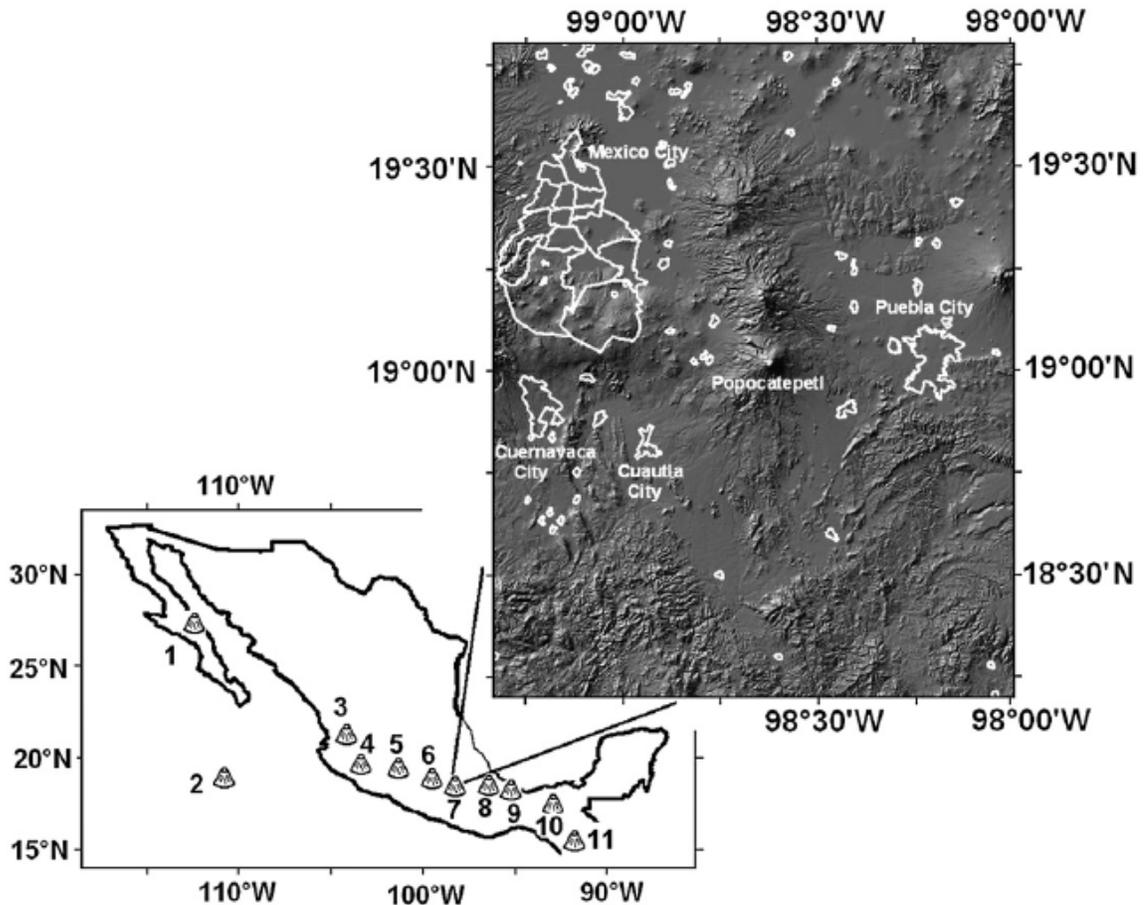


Figura 2.1. Localización del volcán Popocatepetl. Distribución de ciudades alrededor del crater activo. Volcanes con actividad histórica: 1. Tres Vírgenes; 2. Evermann (Socorro) y Bárcena (San Benedicto); 3. Ceboruco; 4. Colima; 5. Jorullo y Parícutín; 6. Xitle; 7 Popocatepetl; 8. Pico de Orizaba (Citlaltépetl); 9. San Martín Tuxtla; 10. El Chichón; 11. Tacaná. (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008).

2.3 MARCO GEOLÓGICO

2.3.1 FISIOGRAFÍA

El volcán Popocatepetl forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana, la cual atraviesa la República Mexicana en dirección este-oeste, desde los límites entre Nayarit y Colima, en el Océano Pacífico, hasta el estado de Veracruz, en el Golfo de México (figura 2.2).

Al igual que el Popocatepetl, los aparatos volcánicos mayores que conforman esta provincia fisiográfica son estratovolcanes edificados por emisiones alternantes de productos piroclásticos y flujos lávicos, con evidencia de emisiones fisurales y conos adventicios en sus laderas, como ejemplos tenemos al Nevado de Toluca, La Malinche, el Iztaccíhuatl y el Pico de Orizaba.

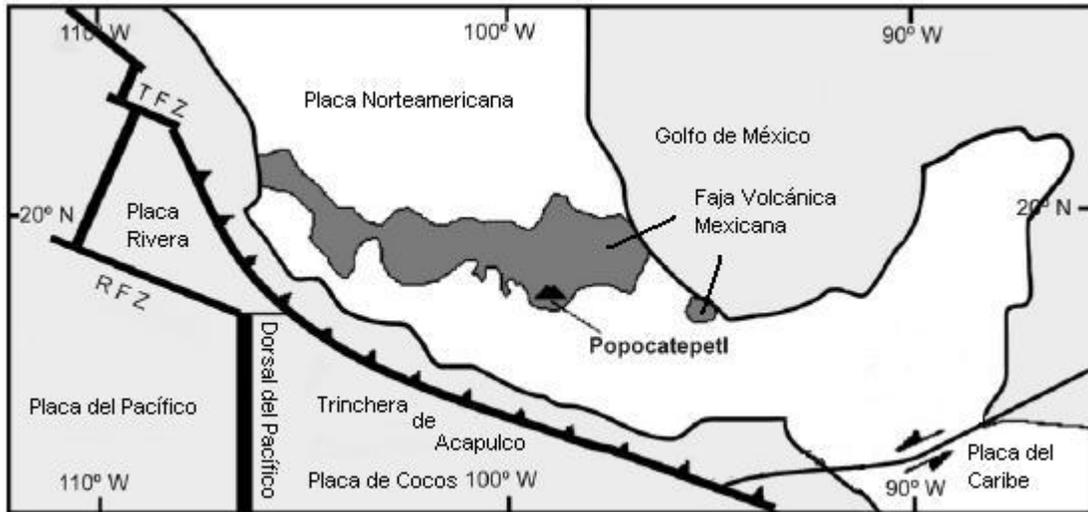


Figura 2.2. Mapa esquemático del Popocatepetl en la Faja Volcánica Transmexicana (modificada de Martin-Del Pozzo, 2008).

Existen también conos cineríticos de menor tamaño como el Chipiquixtle, algunos domos de carácter dacítico entre los cuales se encuentra el Cerro Gordo y, en menor número, calderas producto de colapso y explosión, cuyos rasgos no son muy evidentes pues se encuentran cubiertas por las erupciones más recientes. Las cuencas endorreicas y los lagos característicos de esta provincia han sido consecuencia de la actividad volcánica manifiesta desde el Oligoceno hasta el Reciente (Martínez, 1998).

Aunque el origen de la Faja Volcánica Transmexicana se ha asociado a varios fenómenos tectónicos (Mooser, 1975), la mayoría de los autores coincide en relacionar directamente el fenómeno con la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica (Morán, 1984).

2.3.2 MORFOLOGÍA

Visto desde el noroeste, el Popocatepetl (figura 2.3) está formado por dos partes: el cono terminal con una pendiente regular de 30° a 35° hacia el este, encima de un aparato más antiguo cubierto en su mayoría por el volcán moderno. En el lado noroeste puede apreciarse un cambio brusco de pendiente alrededor de los 4200 m lo cual define claramente el límite entre los dos edificios. En el costado sur, este límite se encuentra a una altura más baja. Hacia el noroeste pueden apreciarse dos elevaciones: el cerro del Ventorrillo (A) y el resto de un derrame, donde se origina la barranca Nexpayantla (B), la cual forma una pared vertical conocida como El Abanico (Martínez, 1998).

El cono terminal, cuya cima está cubierta de hielo la mayor parte del año, culmina con un cráter de forma elíptica (C) de 500 m de diámetro orientado NW-SE con paredes verticales de más de 200 m de profundidad (Robin, 1984). Gracias al monitoreo aéreo y al registro fotográfico ha sido posible determinar que a partir de 1994 eventos continuos han

modificado el fondo del cráter dada la intensa actividad del volcán (Martin-Del Pozzo et al., 2003, 2006).

Al oeste, la base del edificio se encuentra alrededor de los 2200 msnm, altura promedio del valle de México. Hacia al norte las rocas más antiguas del volcán Popocatepetl se interfieren con las del Iztaccíhuatl. En dirección sureste los flujos de lava se extienden hasta el valle de Puebla a una altura inferior a los 1500 m.

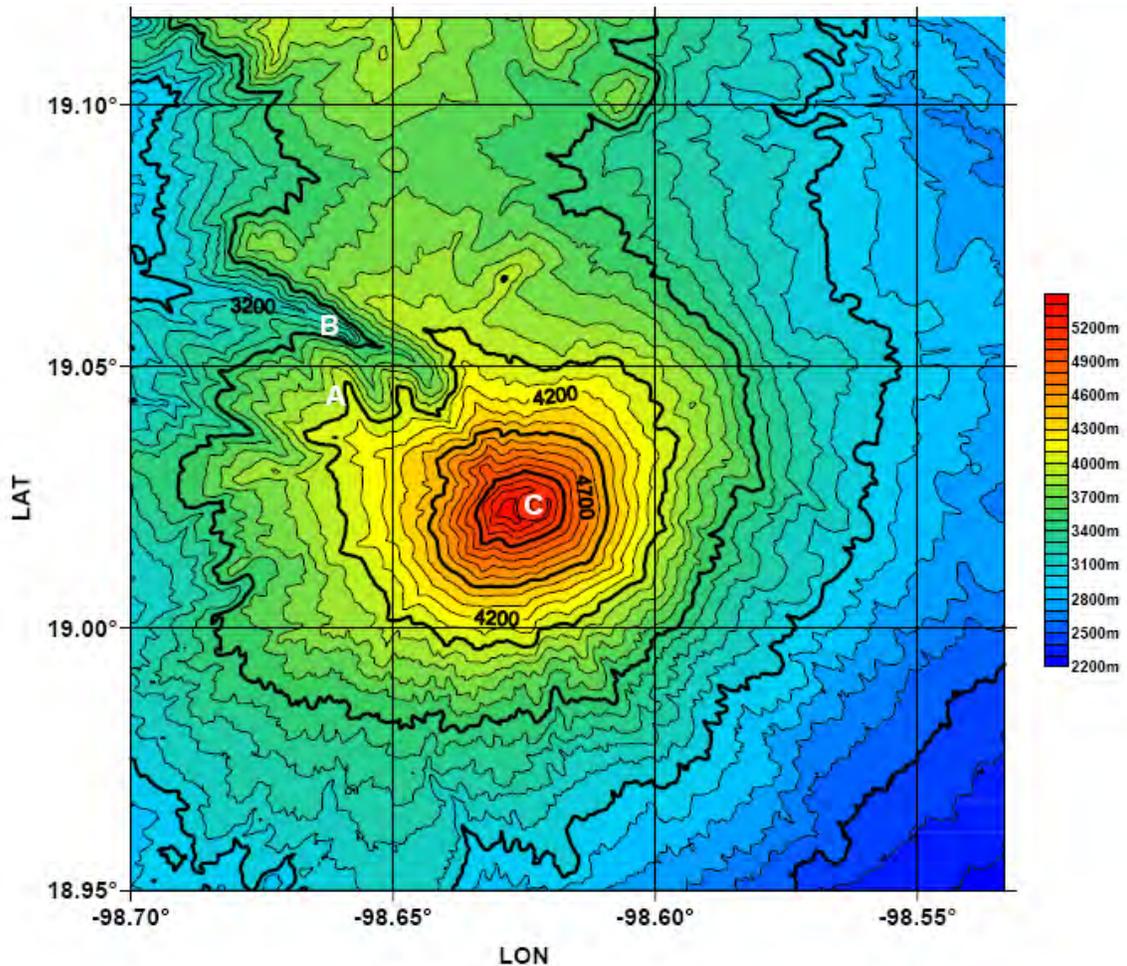


Figura 2.3. Modelo de elevación del volcán Popocatepetl: Cerro del Ventorillo (A); Barranca de Nexpayantla(B); y el cráter (C) (generado a partir de datos de INEGI, 2009).

2.3.3 EVOLUCIÓN GEOLOGICA

El Popocatepetl tiene menos de 730,000 años de antigüedad, ya que todas sus rocas tienen polaridad normal. El cono original fue construido por flujos de lava andesíticos y dacíticos y al menos ha sido destruido dos veces por erupciones tipo Bezymianny, dando origen al cono moderno básicamente con la misma composición (Robin, 1984).

La evolución del volcán Popocatepetl puede dividirse en tres grandes unidades principales: el volcán base o primitivo, una formación andesítica más reciente y el cono terminal (Robin y Boudal, 1987). Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo (2006) han interpretado su historia eruptiva y evolución geomorfológica a través de la identificación de las unidades morfoestratigráficas y caracterización e identificación litológica en campo.

Nexpayantla, el volcán base, se formó por el emplazamiento de muchos flujos de lava andesíticos-dacíticos y grandes domos dacíticos (Macías, 2005, 2007; Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006). Éste fue erosionado por una glaciación hace unos 196 ka formando los valles en U de las barrancas de Hueyetlaco y Nexpayantla (Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006). Colapsó hacia el sureste hace unos 36 ka (Robin y Boudal, 1987) generando el escarpe de Tlamacas y el depósito inferior de la avalancha Tlayecac.

De los restos del Volcán Nexpayantla se formó el Ventorrillo a través del emplazamiento de flujos de lava andesíticos-dacíticos que rodearon los domos y cubrieron la mayoría de los flujos del Nexpayantla (Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006). Mientras tanto, el Volcán Pies, en el Iztaccihuatl, produjo muchos depósitos de flujos piroclásticos sobre el valle del glaciar. El colapso del Ventorrillo se estima entre unos 22,000 y 23,665 años (Siebe *et al.*, 1995). El evento afectó el suroeste generando el depósito superior de la avalancha Tlayecac, seguido por erupciones plinianas que depositaron pómez al sur. La remoción del depósito superior de la avalancha Tlayecac generó numerosos lahares y depósitos fluviales intercalados que cubrieron la mayor parte del suroeste del volcán, cuyo origen se atribuyen a los derretimientos del glaciar (Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006).

El cono actual creció por el emplazamiento de numerosos flujos de lava andesíticos-dacíticos, mapeado como los flujos de lava del Fraile, y que forman la mayor parte del edificio volcánico al suroeste y oeste del cráter, así como las lavas visibles bajo la inconformidad angular en las paredes este último, erosionadas durante los avances del Glaciar de Hueyetlaco hace 14-20 ka (Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006). El cono terminal se caracteriza por haber manifestado una alternancia de fases efusivas y piroclásticas durante su actividad, que durante los últimos 20 ka ha sido caracterizada por eventos mayores, con producción de pómez de caída y flujos de ceniza (14,000, 5,000, 2,150 y 1,100 años AP) y otros menos expuestos, ocurridos hace 11,000, 9,000, 7,000 y 1,800 años AP (Macías, 2005, 2007). Aunque hay diferencias entre estudios de diferentes autores la figura 2.4 es una buena representación de esta actividad.

Macías (2005, 2007) considera que los tres eventos principales son los ocurridos hace aproximadamente 5,000, 2,150 y 1,100 años; y que los de hace 5,000 y 1,100 años abrieron el conducto volcánico y permitieron que el magma fuera emitido a grandes velocidades para formar una columna pliniana que se colapsó debido al agotamiento del material juvenil en la cámara magmática; evento que produjo flujos piroclásticos incandescentes de cenizas que se emplazaron alrededor del volcán. Contemporáneamente a las erupciones explosivas o en etapas intermedias, el Popocatepetl ha producido actividad de tipo efusivo: flujos de lava originados en el conducto central, los cuales constituyen la morfología del cráter actual, y flujos de lava fisurales de composición andesítica (Espinasa-Pereña y Martín-del Pozzo, 2006).

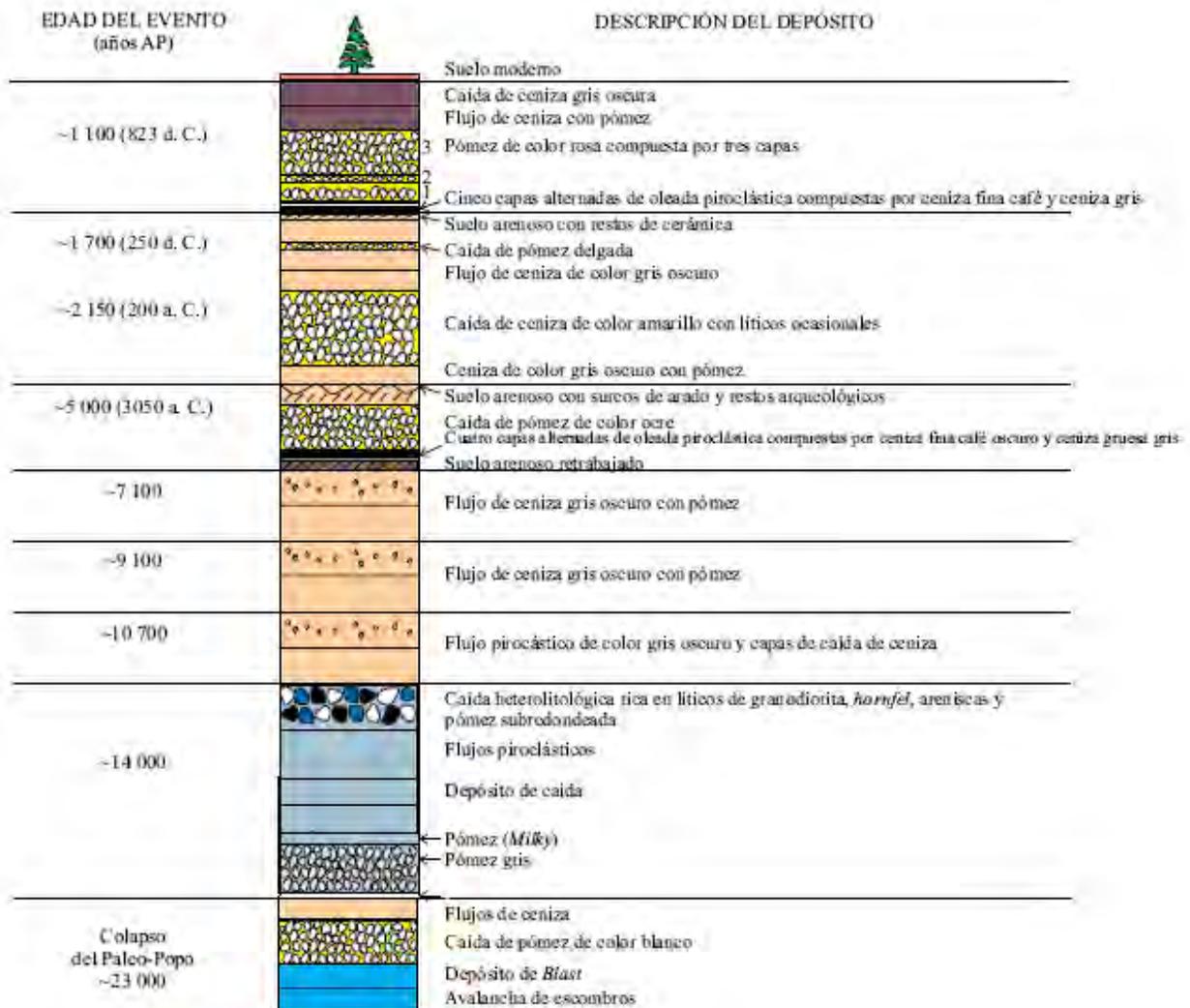


Figura 2.4 Columna estratigráfica simplificada del volcán Popocatepetl que muestra los depósitos emplazados a partir del último colapso del cono ocurrido hace aproximadamente 23 Ka. (Siebe et al., 1995; Macias, 2005, 2007).

2.4 ACTIVIDAD ERUPTIVA RECIENTE

Los registros históricos compilados por De la Cruz et al. (1995), hacen alusión de la actividad del volcán desde 1354 y 1363 donde se refieren manifestaciones de baja intensidad. En 1509 y 1512 se reporta una actividad fumarólica, aunque por la ambigüedad de los escritos es difícil precisar la magnitud a diferencia de los reportes de los años 1519, 1530 y 1548, en donde varios autores, entre ellos Hernán Cortés y Bernal Díaz del Castillo, detallan una actividad más intensa con emisiones de ceniza y material incandescente.

De 1562 a 1570, se presenta un periodo particularmente intenso pues se conjuntan otros eventos como la erupción del Citlaltépetl y varios sismos. En 1571 y 1592, se observan explosiones similares con ceniza. De 1642 a 1918 se reportan ocho periodos de actividad menor con ligeras emisiones de ceniza y la existencia de una actividad solfatárica considerable, a excepción del evento de 1664 que provoco 4 días de obscuridad por las emisiones de ceniza. Sin embargo, todo este periodo de poca actividad se vio interrumpido en febrero de 1919 cuando se presentaron violentas emisiones de vapor y ceniza. Los reportes de esta actividad se prolongan hasta 1927 (Murillo, 1939).

En 1990 la actividad fumarólica aumento considerablemente y el 21 de diciembre de 1994 se presentó una explosión que arrojó una gran cantidad de ceniza y que significó el inicio de la nueva etapa que se presenta actualmente.

La erupción de 1994-2006

Después de un periodo de 67 años de quietud, el Popocatépetl despertó de su letargo con la emisión de columnas de ceniza, vapor de agua y gases que se elevaban hasta alturas de 2 a 3 km (Macias, 2005, 2007). Estas emisiones provenían de pequeñas bocas eruptivas alineadas, que se localizaban en la parte este del interior del cráter. Esta serie de eventos continuaron esporádicamente hasta fines de marzo de 1995, cuando se registró un decremento en las emanaciones de ceniza.

A pesar de haber tenido fluctuaciones en la actividad sísmica y emisión de gases, el volcán permaneció tranquilo sin la emisión de columnas de ceniza hasta inicios de marzo de 1996, cuando nuevas emanaciones tuvieron lugar. Finalmente, apareció una colada de lava muy viscosa, a partir de una fractura situada en el interior del cráter, el día 29 de marzo. El 10 de junio de 1996, el domo alcanzó espesores mínimos de 50 m y cubrió completamente el cráter interno formado en la década de 1920. Explosiones pequeñas lanzaron material del tamaño de lapilli en los flancos del volcán y algunas poblaciones aledañas. Estas explosiones cobraron la vida de 5 alpinistas que se encontraban en el borde del cráter el día 30 de abril. Esta explosión lanzó material juvenil del domo (diámetros de 1-2 cm) a varios poblados (Xalitzintla, San Nicolás de los Ranchos, etc.) localizados en su flanco noreste a unos 12 km de distancia. Entre abril de 1996 y junio de 1997 se habían emplazado varios domos de lava.

El 30 de junio de 1997 ocurrió una explosión precedida por una serie de sismos vulcanotectónicos. La erupción formó una columna eruptiva de 8 km de altura y los vientos dispersaron la nube hacia la Ciudad de México, provocando una lluvia de ceniza y el cierre del aeropuerto internacional. Un día después, se originaron lahares que llegaron a 12 km hasta el poblado de Santiago Xalitzintla.

De julio de 1997 a noviembre del 2000 se emplazaron varios domos, los cuales fueron destruidos por explosiones que lanzaron proyectiles hasta 5 km del cráter. Del 12 al 16 de diciembre del 2000, la actividad del Popocatépetl se incrementó notoriamente, por lo que cerca de 40,000 habitantes fueron evacuados. Para estas fechas, el cráter del Popocatépetl se había llenado casi completamente, por lo que la erupción ocurrida el 18 de diciembre,

fue observada por los medios y el público en general. La explosión vulcaniana lanzó proyectiles a más de 5 km, produciendo incendios en el bosque.

Desde abril de 1996 al presente, se ha producido la emisión de más de 20 domos en el interior del cráter del Popocatepetl, los cuales han sido posteriormente destruidos por explosiones vulcanianas, proceso que ha sido controlado por la temperatura y la viscosidad del magma. Una de las últimas erupciones más importantes fue la ocurrida el 21 de enero de 2001, dado que produjo un flujo piroclástico rico en escoria, que erosionó el glaciar y viajó 5-6 km desde la cima hasta llegar al bosque. A partir de estos flujos se originaron lahares que viajaron alrededor de 15 km hacia el poblado de Xalitzi. Después de los años recientes de actividad en del Popocatepetl, se ha rebasado la magnitud de la ocurrida de 1919 a 1927 (Macías, 2005, 2008).

El conocimiento de la frecuencia y magnitud de las erupciones de un volcán constituye una componente esencial en la evaluación de su peligro potencial y en las probabilidades de recurrencia en un intervalo de tiempo (Mendoza, 2007; De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008).

El Índice de Explosividad Volcánica (Tabla 2.1), VEI por sus siglas en inglés, es una escala de 8 grados, con la que los vulcanólogos miden la magnitud de una erupción volcánica. El índice es el producto de la combinación de varios factores mensurables y/o apreciables de la actividad volcánica. Por ejemplo, se considera el volumen total de los productos expulsados por el volcán (lava, piroclastos, ceniza volcánica), altura alcanzada por la nube eruptiva, duración de erupción, inyección troposférica y estratosférica de productos expulsados, y algunos otros factores sintomáticos del nivel de explosividad en el tiempo es el valor que nos indica este conocimiento (Wikipedia, 2009).

De la cronología publicada para las erupciones recientes (De la Cruz-Reyna et al., 1995) se construyó la Tabla 2.2 que muestra la distribución de las magnitudes de las erupciones del Popocatepetl para la historia reciente. Su revisión nos indica que en un intervalo de 500 años (entre 1500 y 2000) han sido reportadas 13 erupciones con VEI=2, 3 erupciones con VEI=3, resultando en tasas de ocurrencia para cada una de estas magnitudes de 13 eventos en 500 años y 3 en 500 años respectivamente (Mendoza, 2007; De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008).

Similarmente, los datos para erupciones históricas del Popocatepetl (e.g., Siebe et al., 1995; De la Cruz et al., 1995) muestran que en el rango de VEI=4 ocurren a razón de 2 por cada 1 ka, y erupciones muy grandes como VEI=5 con tasa de 10 en 15 ka. Los casos escasos de VEI>=6 tienen un orden de 10 en 40 ka (Tabla 2.3)

Tabla 2.1. Escala del Índice de Explosividad Volcánica (VEI), (Wikipedia, 2009).

VEI	Clasificación	Descripción	Altura columna eruptiva	Volumen material arrojado	Periodicidad	Ejemplo	Total erupciones históricas
0	Erupción hawaiana	No-explosiva	< 100 m	> 1000 m ³	diaria	Kilauea	-
1	Erupción stromboliana	Ligera	100-1000 m	> 10000 m ³	diaria	Stromboli	-
2	Erupción vulcaniana/stromboliana	Explosiva	1-5 km	> 1000000 m ³	semanal	Galeras, 1993	3477
3	Erupción Vulcaniana (sub-pliniana)	Violenta	5-15 km	> 10000000 m ³	anual	Nevado del Ruiz, 1985	868
4	Vulcaniana (sub-pliniana)/pliniana	cataclísmica	10-25 km	> 0.1 km ³	cada 10 años	Galunggung, 1982	278
5	Pliniana	paroxística	> 25 km	> 1 km ³	cada 100 años	St. Helens, 1980	84
6	Pliniana/ Ultra-Pliniana (krakatoana)	Colosal	> 25 km	> 10 km ³	cada 100 años	Krakatoa, 1883	39
7	Ultra-Pliniana (krakatoana)	Super-colosal	> 25 km	> 100 km ³	cada 1000 años	Tambora, 1815 Maipo, 500000 a. C.	4
8	Ultra-Pliniana (krakatoana)	Mega-colosal	> 25 km	> 1000 km ³	cada 10000 años	Toba, 69000 a. C.	1

Tabla 2.2. Resumen de la actividad del Popocatepetl registrada para la historia reciente (Mendoza, 2007; De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008).

Años	VEI	Años	VEI
1512	2	1697	2
1519	3	1720	1
1539–1540	2	1804	1
1548	2	1919–1920	2
1571	2	1921	2
1592	2	1925–1927	2
1642	2	1994–1997	2
1663	2	2000	3
1664	3	2001–	1–2
1665	2		

Tabla 2.3. Tazas de ocurrencia media para datos geológicos-históricos (Mendoza, 2007; De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008).

	VEI	Taza de ocurrencia media (eventos/años)
Históricos	2	13/500
	3	3/500
Prehistóricos	4	2/1000
	5	10/15ka
	6	10/40ka

CAPÍTULO 3. VULCANOMAGNETISMO

En áreas volcánicas, las variaciones del campo magnético se originan principalmente de cuatro fuentes (Currenti et al., 2005): (1) variaciones de las corrientes eléctricas en el núcleo terrestre (variación secular no uniforme); (2) efectos del campo magnético debido a corrientes terrestres eléctricas externas; (3) campos electromagnéticos inducidos en el interior de la Tierra; y (4) cambios en la propiedad magnética de la roca debido a la actividad volcánica. Para propósitos prácticos, el monitoreo vulcanomagnético se enfoca en la detección de cambios en el campo local atribuidos a la dinámica del volcán removiendo los efectos producidos por las tres primeras fuentes.

Matemáticamente, lo anterior puede ser descrito como un campo magnético en un punto P , para un área volcánica es la suma de los siguientes cuatro campos:

- (1) Un campo regular B_c cuyo origen es el núcleo terrestre y su intensidad en el centro de México para la época que se reporta en este trabajo es alrededor de 41,000 nT (de 1998-06-11 a 1998-11-30; de 2000-09-01 a 2001-02-28; de 2002-09-01 a 2003-03-09).
- (2) Un campo local de anomalías B_a , atribuido a las fuentes estáticas de la corteza (que puede alcanzar las centenas de nT en los volcanes). Su distribución espacial permanece generalmente constante hasta que nuevos flujos de lava o cantidades significativas de extrusiones lo modifican; así permanece mientras el volcán no haga erupciones. Junto con B_c representa a B_p , el campo magnético principal.
- (3) Un campo transitorio B_t variable en tiempo y espacio, cuyas fuentes principales se localizan en la Ionosfera, y mayormente en la Magnetosfera (normalmente la intensidad varía de 20 a 100 nT, pero en tormentas geomagnéticas alcanza centenas de nT).
- (4) Un campo anómalo B_v , asociado a las variaciones producidas por el fenómeno eruptivo en la magnetización de las rocas que constituyen el edificio volcánico (amplitud desde ~5 hasta unas decenas de nT máximo).

Entonces podemos, en cualquier tiempo t en el punto P , expresar el campo magnético en un área volcánica como:

$$\begin{aligned} B(P,t) &= [B_c(P,t) + B_a(P,t)] + B_t(P,t) + B_v(P,t) \\ &= B_p(P,t) + B_t(P,t) + B_v(P,t) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots 3.1$$

La ecuación (3.1) es muy parecida a (1.1) pero definida en términos de una señal vulcanomagnética. Su uso y consideraciones serán tratada en el capítulo 5.

3.1 CAUSAS DEL VULCANOMAGNETISMO

Muchas causas han sido propuestas para explicar los cambios magnéticos durante actividad volcánica: demagnetización y remagnetización debido a los cambios de temperatura, piezomagnetismo debido a cambios en los esfuerzos en la corteza; y efectos

electrocinéticos (Sassai et al., 2002). A estos tres casos se le conoce como las tres causas endógenas del vulcanomagnetismo (Del Negro et al., 2000).

Las fluctuaciones térmicas en las zonas aledañas al magma por debajo del cráter afectarán las rocas circundantes, en donde la temperatura de éstas puede cambiar, y si llegara a estar por encima del punto de Curie se presentará un descenso consecuente en el campo magnético, llamado efecto termomagnético (e.g. Dzurisin et al., 1990; Zlotnicki y Bof, 1998). Este efecto dependerá de la capacidad calorífica de los materiales y de la cantidad del nuevo magma inyectado (Martin-Del Pozzo et al., 2002), además es generalmente un fenómeno relativamente lento y restringido (Del Negro et al., 2000).

Los otros dos efectos vulcanomagnéticos contemplan el piezomagnetismo de las rocas y su potencial acuífero, ya que el efecto piezomagnético se debe a: (1) un material sometido a esfuerzos, tectónicos en este caso; y (2) fenómenos electrocinéticos originados por la inyección y circulación de fluidos que incrementan la presión de la roca receptora (Sassai et al., 2002). Anomalías de este tipo muestran valores máximos modestos, pero con respecto a los termomagnéticos son más rápidos (Del Negro et al., 2000).

Como lo han mencionado Zlotnicki et al. (2000) y Martin-Del Pozzo et al. (2002) se han registrado tres diferentes escalas de tiempo para los efectos vulcanomagnéticos: 1) Largo plazo (meses a años) probablemente asociados con demagnetización/remagnetización de las rocas debido a procesos de conducción térmica en el volcán, donde la magnitud de estas variaciones puede alcanzar decenas de nT dependiendo de la magnetización en las rocas; 2) mediano plazo (semanas a meses), con amplitud de unos cuantos nT, incluyendo demagnetización termomagnética somera, cambio inducido en el campo de esfuerzos, y rotación/desplazamiento de material magnetizado; y 3) corto plazo (segundos a días), que puede resultar de variaciones instantáneas de la magnetización de las rocas por una redistribución de los esfuerzos locales y por el flujo de una corriente a través de fisuras dentro del edificio volcánico acompañado de rupturas y fracturamiento (tabla 3).

Tabla 3. Duración, amplitud y origen de las señales vulcanomagnéticas.

Escalas	Tiempo	Amplitud [nT]	Procesos
1) Largo plazo	Meses/Años	>10	Termomagnético
2) Mediano plazo	Semanas/Meses	<10	Termomagnético y/o Piezomagnético(esfuerzos)
3) Corto plazo	Segundos/Días	<<10	Piezomagnético (esfuerzos y electrocinético)

3.2 MAGNETIZACIÓN DE LAS ROCAS

Para comprender cómo se manifiestan estos procesos es necesario definir algunos conceptos importantes referentes a la magnetización de las rocas.

La magnetización remanente natural (NRM por sus siglas en inglés) es una magnetización que se presenta en las rocas; depende directamente del campo geomagnético y los procesos geológicos que tuvieron lugar durante la formación y la historia de la roca. Este tipo de magnetización por lo regular está compuesta por más de una componente, es decir, la componente adquirida exclusivamente durante la formación de la roca es denominada NRM primaria y es la componente utilizada para realizar estudios paleomagnéticos; la NRM secundaria se define por las componentes adquiridas en procesos posteriores a la formación y pueden alterar la NRM primaria. La NRM también incluye otro tipo de magnetizaciones remanentes, entre ellas se encuentra la magnetización isotérmica remanente (IRM), la cual denota la magnetización adquirida en un campo magnético a una temperatura constante. La magnetización termorremanente (TRM) es una magnetización remanente natural producida durante el enfriamiento de una roca fundida cuando su temperatura es inferior a la temperatura de Curie, en la presencia de un campo magnético. Este tipo de magnetización se observa en la mayoría de las rocas ígneas (Rikitake y Honkura, 1985).

La mayoría de los autores (e. g. Del Negro et al., 200, 2004; Martin-Del Pozzo et al., 2002, 2003; Sassai et al., 2002; Zlotnicki et al., 1988, 1993, 1998, 2000) coinciden en que lo más importante de las características de las señales vulcanomagnéticas observadas es que parecen depender del tipo de volcán, de la heterogeneidad estructural, del dinamismo y de la interacción entre los esfuerzos inducidos por el sistema magmático y por la circulación de aguas subterráneas. Sin embargo, aún así se ha tratado de realizar una descripción general de los efectos vulcanomagnéticos con respecto a la magnetización de las rocas.

Se considera que el efecto piezomagnético se atribuye al comportamiento de los materiales que componen la corteza terrestre, es decir, simplícidamente basalto y granito. Las principales rocas constituyentes de la corteza continental, están hechas de cuarzo y feldespato en un 80%. Estos minerales, que carecen de centro de simetría, se conocen como piezoeléctricos. Dichos elementos cristalinos, al ser sometidos a esfuerzos mecánicos, manifiestan una separación de los centros de carga positivo y negativo; así, cuando el material es conductor se genera un dipolo eléctrico y si se trata de un material no conductor tenemos un dipolo magnético (Rikitake, 1968).

Aquí, los dominios magnéticos juegan un papel importante. Estos son agrupaciones de imanes permanentes elementales (dipolos magnéticos) que se forman en los elementos metálicos. Cuando están alineados en la misma dirección y sentido forman un metal magnético. Pueden aparecer en un material (ferromagnético, por ejemplo), en el que se dé un ordenamiento magnético a medio alcance. Los dominios están separados por las llamadas paredes de Bloch, en las cuales se produce la transición en la orientación de los dipolos. Por encima de cierta temperatura crítica (Temperatura de Curie), los dominios magnéticos se desordenan por efecto de la entropía, dando lugar a un sistema

paramagnético. Sometido a campos elevados, un material, especialmente si es un mono cristal de tamaño pequeño, puede estar compuesto por un único dominio magnético (denominado *monodominio*).

Principalmente son dos los factores importantes en el estudio del efecto generado por el esfuerzo sobre las rocas y su efecto sobre sus dominios magnéticos:

- 1) por un lado se tiene un cambio reversible en la susceptibilidad y en la magnetización natural remanente (NRM), el cual es conocido teóricamente como resultado de la rotación de la magnetización espontánea en los dominios magnéticos.
- 2) por otro lado se presenta un cambio irreversible el cual es representativo de una magnetización suave, como la magnetización isotérmica remanente (IRM) y la magnetización piezorremanente (PRM), causada por una rotación perpendicular de la magnetización en los dominios magnéticos (Rikitake y Honkura, 1985).

En la etapa inicial, caracterizada por un comportamiento elástico en la roca, la magnetización cambia linealmente con el esfuerzo. Conforme éste se incrementa se llega a la etapa de la dilatación, donde se hace evidente un comportamiento no lineal caracterizado por la rotación del vector de magnetización así como por un leve cambio en la intensidad.

También se ha descubierto que los cambios en la susceptibilidad y en la magnetización termorremanente (TRM), casi siempre los principales constituyentes de la magnetización natural remanente (NRM), dependen del tamaño de los granos magnéticos. En vista de que las rocas naturales contienen granos de varios tamaños, el efecto del esfuerzo no sería solamente una simple manifestación de la magnetización espontánea sino también de parámetros como la dilatación de las rocas asociada al fenómeno anómalo predecesor de un evento, ocasionada al fracturamiento resultante del esfuerzo (Rikitake y Honkura, 1985).

CAPÍTULO 4. ESTACIONES MAGNÉTICAS

Para el estudio de fenómenos vulcanomagnéticos se han usado gran variedad de magnetómetros. Los más comunes han sido los magnetómetros de componente de intensidad total (F), ya sean de precesión protónica (PPM) o de efecto Overhauser (Jonhston et al., 1969; Zlotnicki et al. 1998). Las dos estaciones magnéticas usadas para el monitoreo geomagnético del volcán Popocatepetl emplearon PPM de la marca Geometrics modelo G856 (figura 4.1).



Figura 4.1. Magnetómetro de Precesión Protónica Geometrics G856 instalado en el Volcán Popocatepetl.

El magnetómetro G856 es usado comúnmente como un instrumento de prospección o como una estación base, realizando mediciones del campo geomagnético a intervalos constantes de tiempo. Utiliza una interfase RS232 para transmitir los datos almacenados internamente a una computadora. La resolución del instrumento es de 0.1 nT y soporta gradientes de 5000 nT/m. Posee un rango dinámico entre 20,000 y 90,000 nT. Usualmente el sistema electrónico del instrumento depende completamente del suministro de energía que le proporcionan nueve baterías de 1.5 V de corriente directa (VDC). Sin embargo, en vista de las características de la zona, el magnetómetro tuvo que ser modificado para abastecerse de una fuente externa de 12 VDC (Cifuentes et al., 1998).

4.1 VOLCÁN POPOCATÉPETL

La estación en el Volcán Popocatepetl (TLA) fue construida en abril de 1996 (figura 4.2), en un principio para albergar a un GPS de doble frecuencia para el monitoreo de la deformación del volcán (Cabral et al., 2007), y está localizada 300 m al suroeste del albergue Tlamacas y casi 5 km al norte del cráter del volcán. Sus coordenadas geográficas son:

$$\lambda = 98^{\circ} 40' 58.8'' (98.638^{\circ}) \text{ W}$$

$$\phi = 19^{\circ} 03' 21.6'' (19.056^{\circ}) \text{ N}$$

$$h = 4029 \text{ msnm}$$

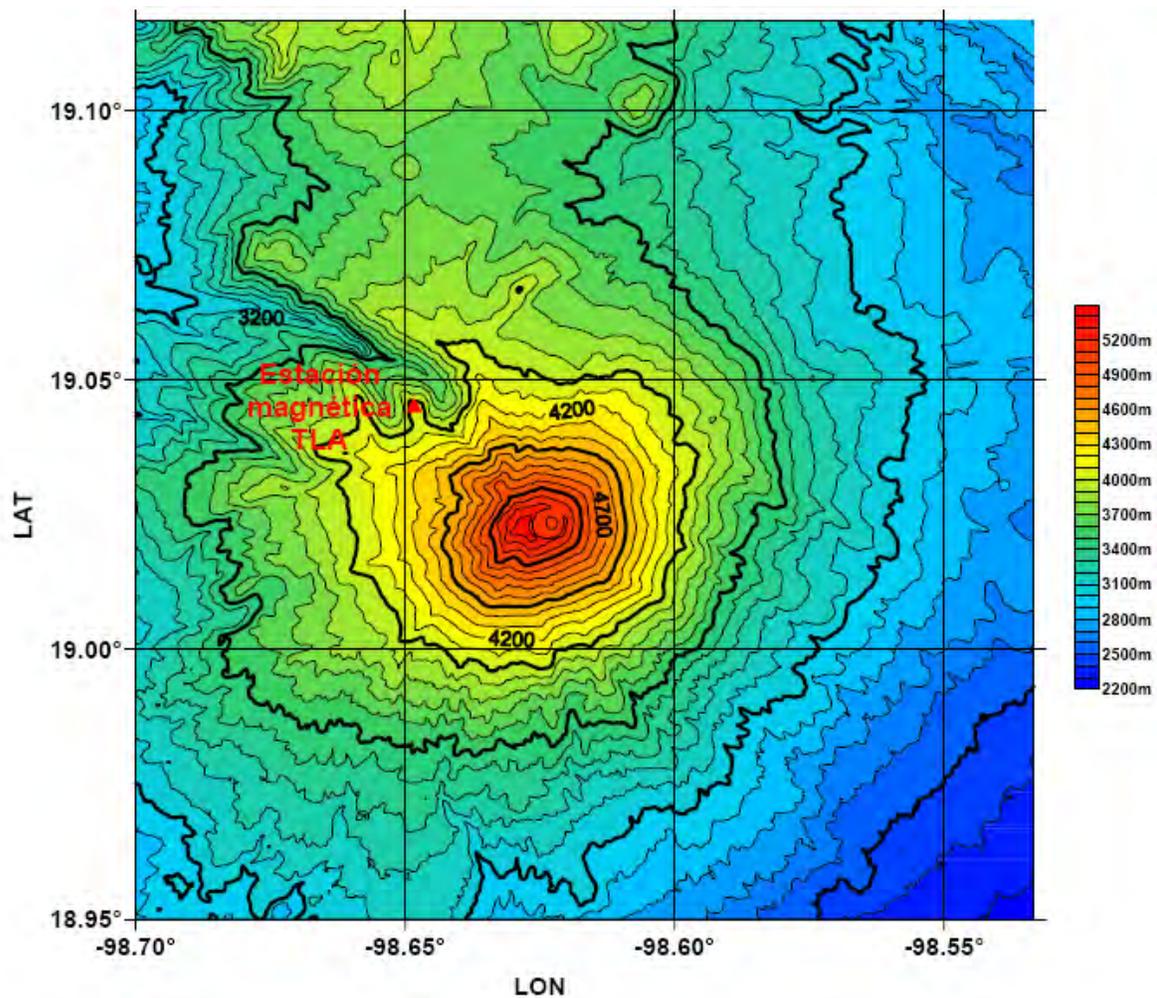


Figura 4.2. Localización de la estación magnética en el Volcán Popocatepetl.

El magnetómetro G856 fue instalado en septiembre de 1997 después de un estudio de gradiente magnético horizontal para determinar la anisotropía magnética del lugar y conocer si poseía condiciones operativas aceptables de acuerdo a los estándares

internacionales para la instalación de estaciones magnéticas (Jankowsky y Sucksdorf, 1997). El suministro de energía para el G856 es a través de baterías recargables con celdas solares y protección de tierra física. La transmisión de datos se realiza vía radiomodem. El equipo instalado mide la intensidad total (F) del campo geomagnético cada minuto. Para obtener una señal más estable, el sensor del magnetómetro fue colocado en el centro de la estación sobre una viga de madera y fue cubierto con un recipiente plástico para su protección (figuras 4.3).



Figura 4.3. Estación magnética en el Volcán Popocatépetl.

Pruebas de sensibilidad instrumental realizadas en el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan dieron como resultado que la precisión del magnetómetro instalado en TLA es de 0.4 nT (Martin-Del Pozzo et al., 2002).

4.2 OBSERVATORIO GEOMAGNÉTICO DE TEOLOYUCAN

El Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (TEO) fue fundado en 1914 junto a la Presidencia Municipal del poblado de Teoloyucan, Edo. de México. En 1978 fue trasladado

800 m al SWW junto al panteón municipal. Se encuentra ubicado a 36 km al norte de la Ciudad de México (figura 4.3) (Cañón et al., 1996). Sus coordenadas geográficas son:

$$\lambda = 99^{\circ} 11' 35.735'' \text{ (} 99.193^{\circ} \text{) W}$$

$$\phi = 19^{\circ} 44' 45.100'' \text{ (} 19.745^{\circ} \text{) N}$$

$$h = 2280 \text{ msnm}$$

Los instrumentos utilizados actualmente en TEO miden las componentes del campo geomagnético DFI y HDZ, a través de tres variógrafos, uno clásico (HDZ) y dos digitales (DFI y HDZ).

El equipo clásico consta de un variógrafo tipo Eschenhagen de la casa Askania, instalado en 1931 y modificados en 1954 con imanes compensadores de temperatura por el U. S. Coast and Geodetic Survey (figura 4.4). El registro continuo es fotográfico con maquinaria de reloj donde el tambor registrador gira una vez por día a una velocidad de 20 mm por hora (Cañón et al., 1996).



Figura 4.3. Vista aérea del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan, delimitado por azul. La caseta del magnetómetro y la oficina se muestran en rectángulos rojos (Google Earth, 2009).

Los equipos digitales fueron instalados en julio de 1996 durante el “Primer Taller Latinoamericano de Geomagnetismo” y actualizados en julio 2002. El primero de estos

equipos es un magnetómetro triaxial fluxgate modelo FGE versión D del Danish Meteorological Institute que mide HDZ. El otro equipo digital instalado en el Observatorio Magnético de Teoloyucan es el llamado Latin American Observatory (LAMA), el cual consiste en un variógrafo fluxgate constituido por tres sensores DFI que miden la declinación y la inclinación del campo geomagnético, además de la variación de la componente de intensidad total (figura 4.4).

Por otro lado la intensidad total del campo geomagnético (F) también fue monitoreada con un magnetómetro de precesión protónica Geometrics G856 (PPM) cada 5 segundos, obteniéndose un promedio cada minuto hasta 2003, actualmente funciona un magnetómetro de efecto Overhauser POS1 N129. Tales mediciones son suficientes para calcular todas las componentes del campo geomagnético y proporcionar un punto de comparación en el funcionamiento de los equipos.

Como TEO es la estación de referencia en el presente estudio, cuando el magnetómetro G856 falla por algún motivo, se llegan a usar los datos del variógrafo LAMA para sustituir los valores del G856.



Figura 4.4. Variógrafos en TEO: 1) clásicos Askania en arreglo Eschenhagen en los pilares en cuadrados en línea; 2) digitales DMI y LAMA en los pilares circulares (de izquierda a derecha).

La distancia entre ambas estaciones es de aproximadamente 91 km (figura 4.5), lo que hace que TEO quede totalmente fuera de la influencia de posibles efectos magnéticos producidos por el Volcán Popocatepetl, pero dentro del diámetro de comportamiento isotrópico del

Campo Geomagnético mencionado por Wienert (1970) y Jankowsky y Sucksdorf (1997) en los estándares de instalación y operación de observatorios y estaciones magnéticas de registro continuo. Este último punto nos hace suponer que las diferencias de la comparación entre ambas estaciones sin la presencia de fuentes de anomalías temporal local sea constante (Rikitake, 1968).



Figura 4.5. Imagen de localización del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (TEO) y la estación magnética en el Volcán Popocatepetl (TLA), la distancia entre ambas estaciones es de ~ 91 km (Google Earth, 2009).

CAPÍTULO 5. PROCESAMIENTO DE DATOS GEOMAGNETICOS

De manera clásica el procesamiento de los datos geomagnéticos, para la búsqueda de fenómenos vulcanomagnéticos, se ha basado en la obtención de la Correlación Espacial Lineal, o bien en el cálculo de Diferencias Normalizadas (Rikitake, 1968; Zeng et al., 1998), como las reportadas en los trabajos de Cifuentes et al. (1998) y Martin-Del Pozzo et al. (2002 y 2003). Ambos métodos usan las medias horarias diarias para los cálculos entre ambas estaciones. El mayor problema de esos métodos es que las variaciones menores a un día pasan desapercibidas, la Correlación Espacial Lineal es un parámetro estadístico, y las Diferencias Normalizadas son diferencias sin un valor constante y cercano a cero (figuras 5.1 y 5.2).

El cálculo de ambos métodos se basa en las siguientes consideraciones:

1) *Correlación Espacial Lineal*

La Correlación Espacial Lineal es un método estadístico que resalta el ajuste de los datos observados para obtener un modelo que refleje la regularidad intrínseca de eventos (Zeng et al., 1998). Basado en la ecuación de regresión de Y a X (5.1), la línea descrita por la ecuación es la línea recta más aproximada a todas las observaciones

$$\hat{Y} = a + b\hat{X} \dots\dots\dots 5.1$$

En este sentido el índice más cuantitativo para describir este grado de la relación lineal de los registros entre dos sitios de observación es el Coeficiente de Correlación Lineal R (ecuación 5.2). Cuando R tiende a cero, quiere decir que la relación lineal entre dos juegos de datos es pequeña, por otro lado si R es grande, los datos tienen formas más similares y su regresión es mejor.

$$R = \frac{\sum(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum(X - \bar{X})^2(Y - \bar{Y})^2}} \dots\dots\dots 5.2$$

2) *Diferencias Normalizadas*

Asumiendo que la medición de F en cada sitio de observación se constituye de las siguientes partes:

$$F = F^C + F^P + F^Q + F^N \dots\dots\dots 5.3$$

donde C es el campo originado por el núcleo terrestre, P en la magnetosfera, Q es el de la ionosfera, N el de las anomalías magnéticas subterráneas locales. Q y P son campos originados por fuentes externas denotadas por “e”, obteniendo

$$F = F^C + F^e + F^N \dots\dots\dots 5.4$$

Asumiendo que A y B son dos sitios adyacentes de observación relativamente cercanos uno del otro, el campo interno originado en el núcleo terrestre (B_c capítulo 3) en ambos sitios en un periodo relativamente corto de tiempo se considera con un comportamiento igual, así

$$F_A - F_B = (F_A^e - F_B^e) + (F_A^N - F_B^N) \dots\dots\dots 5.5$$

Si no existen anomalías subterráneas locales entre ambos sitios, tenemos

$$F_A - F_B = F_A^e - F_B^e \dots\dots\dots 5.6$$

En este caso, el valor de la diferencia del campo magnético en A y B puede ser considerado entonces controlado por fuentes externas. Esta influencia de la ionosfera sobre el campo magnético de dos sitios adyacentes de observación no puede ser ignorada, esto es que $F_A \neq F_B$.

El Método de Diferencias Normalizadas (Rikitake, 1968) define que la influencia de origen externa de dos sitios de observación satisface la siguiente relación

$$\frac{F_A^e}{F_B^e} = \alpha$$

donde α es el factor de normalización o peso.

Si ambos sitios A y B no están muy lejanos el uno del otro, su correlación lineal será muy buena y por lo tanto $R \approx 1$. Considerando B como el sitio de referencia y calculando el valor de F_A en cada instante de F_B , entonces la diferencia en A será

$$\Delta F_A = F_A - \alpha F_B = (F_A^N - F_B^N) + (1 - \alpha) F_B^N \dots\dots\dots 5.7$$

En condiciones normales, sin ninguna anomalía causada por efectos piezomagnéticos o similares, ΔF_A tiende a cero.

Buscando una metodología que fuera capaz de detectar variaciones menores a un día de posibles fuentes de anomalía vulcanomagnética, además de ser un concepto matemático más completo, se optó por desarrollar un método comparativo basado en un método espectral.

Así, la metodología aquí propuesta permite buscar comportamientos anómalos vulcanomagnéticos en la señal por medio de filtrados o reconstrucciones de la señal hasta determinada frecuencia y/o la inclusión o exclusión de la media o frecuencia cero en la serie de tiempo. Esta metodología es descrita con mayor detalle a continuación.

MONITOREO GEOMAGNÉTICO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
5. PROCESAMIENTO DE DATOS GEOMAGNÉTICOS

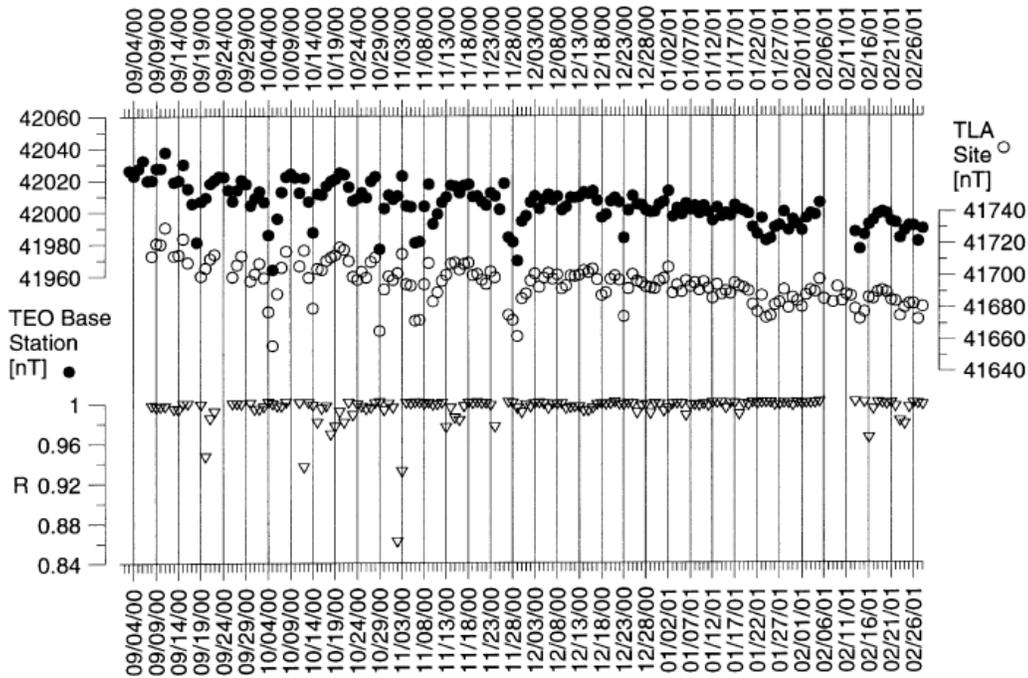


Figura 5.1. Gráfico de la Correlación Espacial Lineal de septiembre de 2000 a febrero de 2001 para el Volcán Popocatépetl (Martin-Del Pozzo et al., 2003).

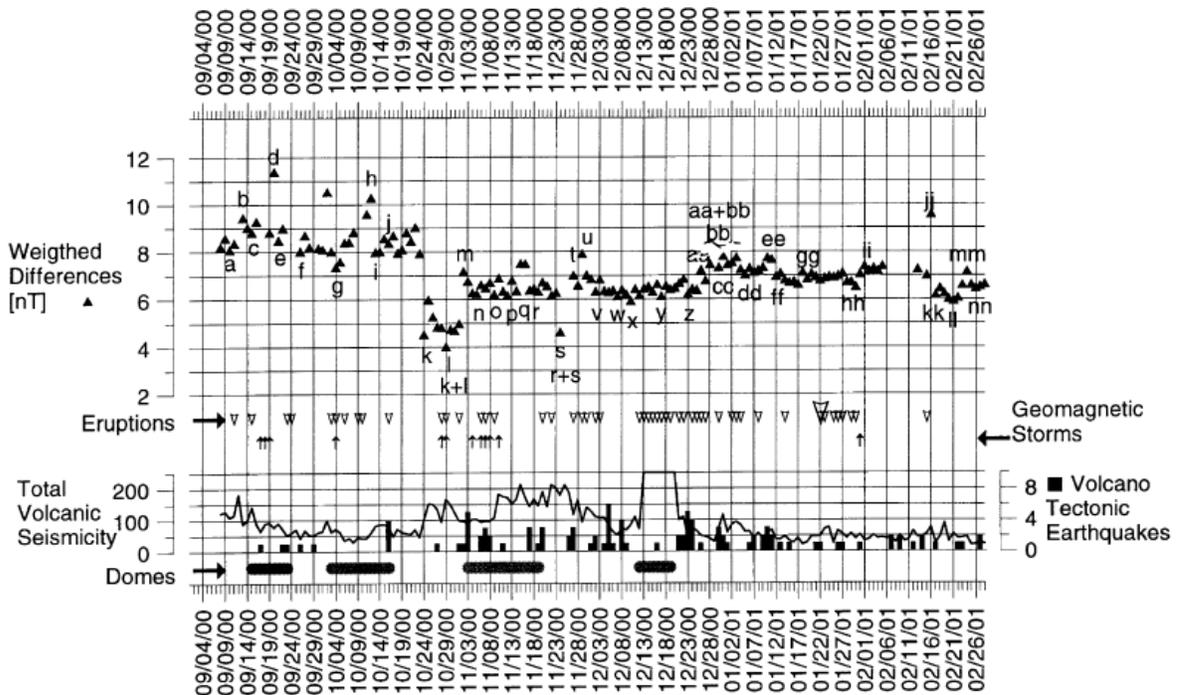


Figura 5.2. Gráfico de las Diferencias Normalizadas y otras variables de comparación de septiembre de 2000 a febrero de 2001 para el Volcán Popocatépetl (Martin-Del Pozzo et al., 2003).

5.1 PREPROCESADO

Los archivos digitales de las estaciones magnéticas TEO y TLA, fueron almacenados en el formato de salida DNL (estación, día consecutivo, tiempo, valor del campo, ANEXO I) del Magnetómetro de Precesión Protónica Geometrics G856, posteriormente se generaron los archivos de valores medios horarios (en inglés hmv) de ambas estaciones con un nombre genérico YYDOYhmv.EST (ANEXO I), donde YY es el año, DOY es el día consecutivo del año y EST es el nombre de la estación (TLA o TEO). Para tal fin se creó un programa en Fortran77 llamado HMVG856.FOR (ANEXO II) que ofrece la posibilidad de calcular una media móvil en caso de que la señal presente gran cantidad de episodios ruidosos.

5.2 ANÁLISIS ESPECTRAL

El análisis espectral es una herramienta muy útil en el estudio y descripción de señales que presentan una variación en el tiempo (o longitud de onda), ya que permite obtener información acerca del fenómeno, tanto con el contenido de frecuencias y de energía, así como también las contribuciones relativas de cada componente espectral a la señal en tiempo (o número de onda). Para lograr obtener dicha información se utiliza una transformación del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias.

Esta transformación fue descrita por Jean Baptiste Fourier en 1807, de ahí su nombre, la cual se basa en la suposición de que la señal analizada puede ser expresada como una combinación lineal de funciones seno y coseno con diferentes ciclos dentro de la duración de la señal.

$$f(t) = a_0 + \sum_{i=1}^{\infty} (a_i \cdot \cos(\omega t) + b_i \cdot \text{sen}(\omega t)) \dots\dots\dots 5.8$$

La transformada de Fourier se define como:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt \dots\dots\dots 5.9$$

La señal original puede obtenerse a partir de la transformada inversa como:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)e^{i\omega t} d\omega \dots\dots\dots 5.10$$

Las expresiones 5.9 y 5.10 son las transformadas directa e inversa de Fourier de funciones o señales continuas, sin embargo, hay que considerar que al trabajar con datos digitales se tienen señales discretas, es decir, la señal $f(t)$ está muestreada en un intervalo de tiempo determinado Δt , convirtiéndose en $x[n\Delta t]$.

Para procesar señales digitales se utiliza la Transformada Discreta de Fourier que se define de la siguiente forma (Anguiano, 1996):

$$X\left[\frac{k}{N\Delta t}\right] = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x[n\Delta t] e^{-\frac{i2\pi kn}{N}} \dots\dots\dots 5.11$$

$$\forall k = 0,1,2,\dots, N-1$$

Donde N es el número de muestras y k es el índice de posición de las muestras dentro de un intervalo muestreado igual al periodo.

Del mismo modo que en la transformada para señales continuas, la función discreta original puede obtenerse a través de su transformada inversa conocida como Transformada Discreta Inversa de Fourier (Anguiano, 1996):

$$x[n\Delta t] = \frac{1}{N\Delta t} \sum_{k=0}^{N-1} X\left[\frac{k}{N\Delta t}\right] e^{\frac{i2\pi kn}{N}} \dots\dots\dots 5.12$$

$$\forall n = 0,1,2,\dots, N-1$$

No hay que olvidar que la Transformada de Fourier es una función compleja:

$$X\left[\frac{k}{N\Delta t}\right] = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-\frac{i2\pi kn}{N}} = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) - i\Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x_n \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \dots\dots\dots 5.13$$

En esta expresión se utilizó la notación x_n para la representación de la señal en el dominio del tiempo ($x_n = x[n\Delta t]$). En las siguientes expresiones se seguirá utilizando la misma notación con el objeto de simplificarlas.

Por otro lado, para obtener los espectros de frecuencias se analizará un poco más a fondo la transformada discreta y su inversa:

Sustituyendo la forma desarrollada de $X\left[\frac{k}{N\Delta t}\right]$ (expresión 5.13) en la ecuación 5.12:

$$\begin{aligned}
 x_n &= \frac{1}{N\Delta t} \sum_{k=0}^{N-1} \left[\Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) - i\Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x_n \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right] e^{\frac{i2\pi kn}{N}} \\
 &= \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} \left[\sum_{n=0}^{N-1} x_n \cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) - i \sum_{n=0}^{N-1} x_n \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right] e^{\frac{i2\pi kn}{N}} \\
 &= \sum_{k=0}^{N-1} \left[\frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) - \frac{i}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right] e^{\frac{i2\pi kn}{N}} \dots\dots\dots 5.14
 \end{aligned}$$

Ahora, sean $a_k = \frac{2}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right)$ y $b_k = \frac{2}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right)$, al sustituirlos en la expresión 5.14, el resultado será:

$$x_n = \sum_{k=0}^{N-1} \left(\frac{1}{2} a_k - \frac{i}{2} b_k \right) e^{\frac{i2\pi kn}{N}} \dots\dots\dots 5.15$$

Y al aplicar una propiedad de las funciones ortogonales complejas (Brigham, 1973):

$$x_n = a_0 + \sum_{k=1}^{\frac{N}{2}} \left[\left(\frac{1}{2} a_k - \frac{i}{2} b_k \right) e^{\frac{i2\pi kn}{N}} + \left(\frac{1}{2} a_k + \frac{i}{2} b_k \right) e^{-\frac{i2\pi kn}{N}} \right] \dots\dots\dots 5.16$$

Donde el término a_0 es conocido como armónico cero y representa la media aritmética de x_n en el período analizado, es decir: $a_0 = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n$. Por otro lado, los términos a_k y b_k están definidos para valores de k que van desde 1 hasta N ($\forall k = 1, 2, \dots, N$) y reciben el nombre de Coeficientes de Fourier.

Al desarrollar las exponenciales complejas de la ecuación 5.16 el resultado será la siguiente expresión:

$$\begin{aligned}
 x_n &= a_0 + \sum_{k=1}^{\frac{N}{2}} \left(\frac{1}{2} a_k - \frac{i}{2} b_k \right) \left[\cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) + i \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right] \\
 &\quad + \left(\frac{1}{2} a_k + \frac{i}{2} b_k \right) \left[\cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) - i \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right]
 \end{aligned}$$

Que al simplificarla se reduce a:

$$x_n = a_0 + \sum_{k=1}^{\frac{N}{2}} \left[a_k \cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) + b_k \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right] \dots\dots\dots 5.17$$

Esta última expresión es similar a la segunda forma trigonométrica de la Serie de Fourier para señales discretas (5.8), por lo cual es factible obtener los espectros de frecuencias a partir de los Coeficientes de Fourier a_k y b_k . Además 5.17 es ya una función de aproximación por medio de la cual podemos reconstruir cualquier señal con el simple hecho de conocer las expresiones de a_0 , a_k y b_k .

La selección de los valores de k usados para reconstruir las señales tomando en cuenta que el análisis se hace con valores medios horarios por día ($N=24$), está establecida como número de ciclos por día o períodos (tabla 5.1).

Tabla 5.1. Significado del valor de k en ciclos por día para cada período.

k [ciclo/día]	Periodo [horas]
0	-
1	24
2	12
3	8
4	6
5	4.8
6	4
7	3.42
8	3
9	2.7
10	2.4
11	2.18
12	2

5.3 SUSTRACCIÓN DE LAS SEÑALES

Partiendo de la ecuación 3.1

$$\begin{aligned}
 B(P,t) &= [B_c(P,t) + B_a(P,t)] + B_i(P,t) + B_v(P,t) \\
 &= B_p(P,t) + B_i(P,t) + B_v(P,t)
 \end{aligned}$$

Se sabe que el término $B_p(P,t) = B_c(P,t) + B_a(P,t)$ son campos originados en el núcleo terrestre c y por las fuentes estáticas de la corteza a , que representan la parte de frecuencia más baja de la variación del campo geomagnético (Campo Principal). Estas componentes del campo pueden evaluarse con el promedio de una serie larga de datos registrada alrededor de la media noche local, que es la hora en que el Campo Geomagnético tiene menos fluctuaciones de origen externo (Campbell, 1997). Como la

amplitud de B_P es más grande que otras componentes de la ecuación (3.1) el promedio calculado $\bar{B}(P,t) = B_p(P,t)$ coincide aproximadamente con B_P .

Entonces las variaciones del Campo Principal B_P , son generalmente removidas tomando simples diferencias simultáneas en cualquier tiempo t , entre los campos magnéticos medidos en la estación P y en la estación Q

$$\Delta B(P,t) = [B_p(P,t) - B_p(Q,t)] + [B_t(P,t) - B_t(Q,t)] + [B_v(P,t) - B_v(Q,t)] \dots\dots 5.18$$

donde para nuestro caso P es TLA y Q es TEO, teniendo

$$\Delta B(TLA,t) = [B_p(TLA,t) - B_p(TEO,t)] + [B_t(TLA,t) - B_t(TEO,t)] + [B_v(TLA,t) - B_v(TEO,t)] \dots\dots 5.19$$

La diferencia $[B_p(P,t) - B_p(Q,t)]$ es generalmente constante en cualquier periodo de tiempo y puede tener valores insignificantes si las estaciones están lo suficientemente cercanas; en efecto, el Campo Principal varía lentamente en el tiempo y en el espacio (100 nT/año y 6 nT/km).

$$[B_p(P,t) - B_p(Q,t)] = B_p = cte \dots\dots 5.20$$

Puede concluirse que la mayor dificultad en un estudio en un área volcánica es separar los términos B_t y B_v , correspondientes al campo transitorio de origen externo y al producido por cambios en locales atribuidos al volcán. Por lo tanto, para el monitoreo volcánico el término a determinar más importante es B_v .

Ahora, B_t puede descomponerse en dos términos: un campo de origen externo B_{te} y uno interno B_{ti} generado por las corrientes eléctricas inducidas por B_{te} que circulan en las estructuras conductoras de la Tierra. Entonces B_{ti} puede ser considerado como el conjunto de la respuesta de la tierra estratificada al campo externo más el derivado de la heterogeneidad lateral de la conductividad eléctrica de las estructuras geológicas someras.

Como el campo externo B_{te} puede ser considerado uniforme sobre áreas pequeñas, con distancias menores de 200 km según Wienert (1970), pues la altura de las fuentes es superior a los 100 km puede asumirse que la sustracción de la intensidad medida en TLA de la medida en TEO resulta en una constante, donde las variaciones de los términos B_P y B_{te} son removidas.

Finalmente, una solución práctica para la evaluación del término B_{ti} es obtener la cuantificación de la respuesta magnética de los sitios TLA y TEO a la perturbación magnética externa B_{te} , lo cual es experimentalmente factible discriminando los datos con respecto a los valores del campo geomagnético en cada estación a las horas más calmadas de actividad (media noche local) o por el gradiente magnético horizontal. Como regla general, los sitios que muestran las variaciones recíprocas más pequeñas del gradiente horizontal son los mejores para la instalación de las estaciones permanentes, zonas en

donde la anisotropía magnética del campo total es muy pequeña, menor a 5 nT/m (Wienert, 1970; Jankowski y Sucksdorf, 1996). Recordemos que el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan, como tal, cumple ampliamente tales condiciones, y para la estación en el volcán Popocatépetl se hizo un estudio de gradiente horizontal para observar que la anisotropía magnética fuera adecuada.

Así tendremos que para B_t

$$[B_t(P,t) - B_t(Q,t)] = B_t = cte \dots 5.21$$

y entonces la diferencia entre ambas estaciones quedará definida como

$$\Delta B(P,t) = B_p + B_t + [B_v(P,t) - B_v(Q,t)] \dots 5.22$$

donde los términos B_p y B_t son las constantes de las ecuaciones 5.20 y 5.21.

En resumen, se asume que las condiciones ionosféricas en las estaciones TLA y TEO son las mismas de acuerdo a Wienert (1970). También que las fuentes de anomalía local no subterráneas son espacialmente homogéneas y que los efectos vulcanomagnéticos están limitados a la región cercana al volcán.

5.4 CONSTRUCCIÓN DE LAS DIFERENCIAS

Tomando en cuenta lo expuesto en las secciones 5.2 y 5.3 se desarrollaron dos programas en Fortran77 HARMLOW.FOR y HARBAND.FOR (ANEXO II) para que, de acuerdo con los datos de los archivos YYDOYhmv.EST, se puedan calcular las diferencias entre TLA y TEO con base en la ecuación (5.22) y construidas por día a partir de la ecuación (5.17) modificada como

$$x_n = a_0 + \sum_{k=l}^m \left[a_k \cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) + b_k \sin\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right] \dots 5.23$$

de acuerdo a las siguientes combinaciones:

- 1) YLOW, reconstrucción pasa bajas con el armónico cero: $a_0 \neq 0$, $l = 0$ y $1 < m < N/2$.
- 2) YBAND, reconstrucción pasa bandas con el armónico cero: $a_0 \neq 0$ y $1 < l < m < N/2$.
- 3) NLOW, reconstrucción pasa bajas sin el armónico cero: $a_0 = 0$, $l = 0$ y $1 < m < N/2$.
- 4) NBAND, reconstrucción pasa bandas sin el armónico cero: $a_0 = 0$ y $1 < l < m < N/2$.

La selección de los valores de l y m será realizado con base en la tabla 5.1, para excluir las componentes de la ecuación (5.23) que no se desea que influyan en la ecuación (5.22). El significado y las implicaciones que lleva la selección de estos cuatro procesos serán discutidos en el siguiente capítulo.

CAPÍTULO 6. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El registro de la estación magnética TLA en el volcán abarca desde septiembre de 1997 hasta marzo de 2003, fecha en que fueron robados los paneles de energía solar que alimentaban a los equipos. Estas series de tiempo utilizan dos grupos de datos que presentan algunos períodos de ausencia de registros debido a diversos factores como fueron: falla en la transmisión, falla en la energía del sitio, falta de datos en las estaciones, entre otros.

Dentro de los periodos con mejor continuidad de datos se han seleccionado tres que poseen pocos huecos en la serie de tiempo y que además muestran comportamientos muy particulares y diferentes que serán descritos a detalle. Estos son: (a) de 1998-06-11 a 1998-11-30; (b) de 2000-09-01 a 2001-02-28; y (c) de 2002-09-01 a 2003-03-09 (figura 6.1).

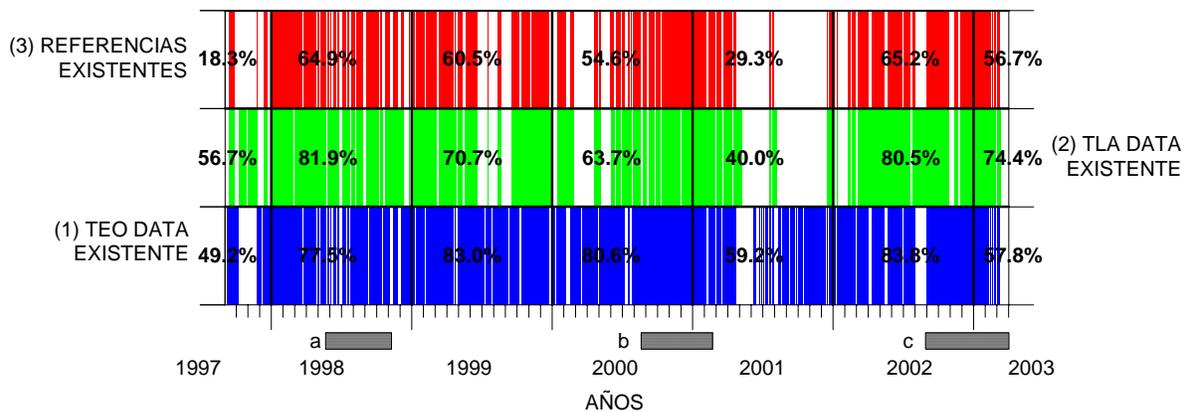


Figura 6.1. Disponibilidad de datos desde septiembre de 1997 hasta marzo de 2003 para: (1) el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan TEO; (2) la estación en el volcán Popocatepetl TLA; y (3) del cruce de coincidencias de TLA y TEO para el presente trabajo, con los 3 períodos de mejor continuidad (a, b y c). Los porcentajes son por año de acuerdo a los días de operación por período.

6.1 RECONSTRUCCIONES

Para definir el significado gráfico de las reconstrucciones YLOW, YBAND, NLOW y NBAND de la diferencia TLA-TEO, se seleccionó como ejemplo un periodo de tiempo del 1997-09-12 al 1997-09-18. En las figuras 6.2 y 6.3 se puede observar que hay contribuciones que han sido bien identificadas por medio de estos cuatro procesos.

La inclusión del armónico cero a_0 (Y) o su sustracción (N) refleja únicamente el comportamiento regional, que es la media, sobre todas las series de tiempo como se muestra en las figuras. Aquí se puede ver que la ausencia de este armónico en las reconstrucciones (figura 6.3), elimina variaciones de tiempo más grandes que periodos de 24 horas, por lo que sólo quedan los periodos más rápidos. Por el contrario, cuando se tiene

la presencia del armónico cero (figura 6.2) en la reconstrucción se puede apreciar el comportamiento regional de la serie de tiempo.

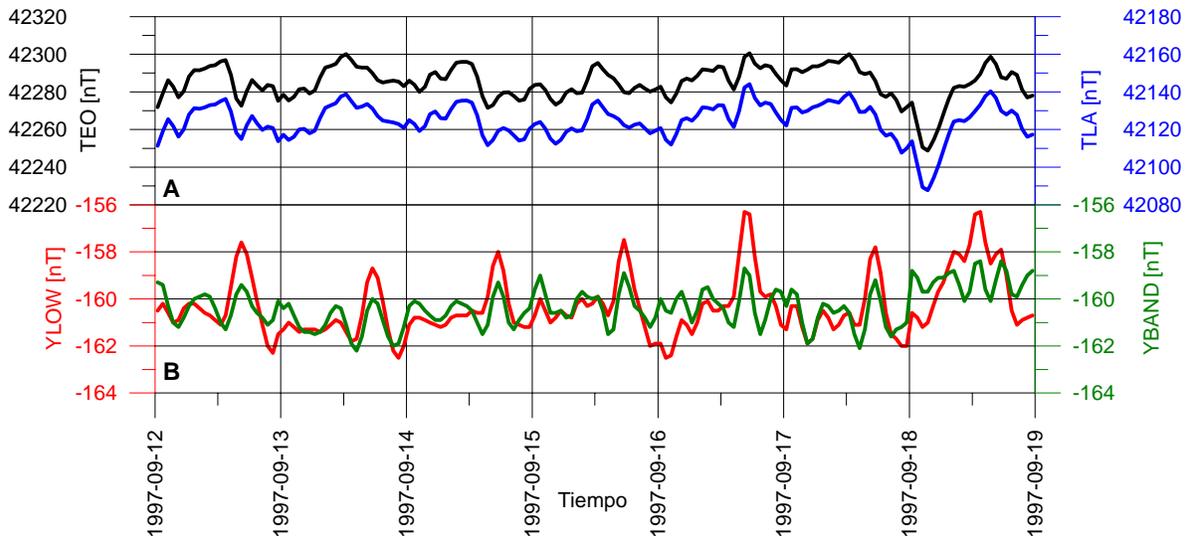


Figura 6.2. Reconstrucciones para YLOW y YBAND, esto es con el armónico cero a_0 . (A) campo medido para las estaciones TEO y TLA; (B) diferencias de las reconstrucciones, en rojo YLOW pasa bajas ($l = 0$ y $m = 6$) y en verde YBAND pasa bandas ($l = 2$ y $m = 6$).

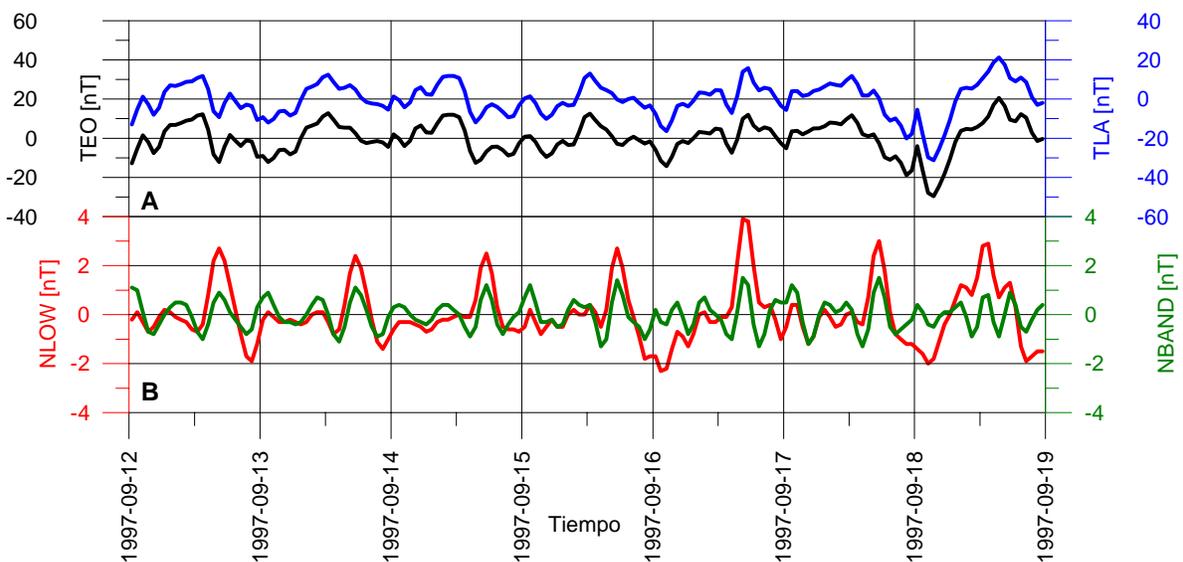


Figura 6.3. Reconstrucciones para NLOW y NBAND, sin el armónico cero a_0 . (A) campo medido para las estaciones TEO y TLA sin a_0 (su media); (B) diferencias de las reconstrucciones, en rojo NLOW pasa bajas ($l = 0$ y $m = 6$) y en verde NBAND pasa bandas ($l = 2$ y $m = 6$).

En los casos LOW se reconstruyeron las señales usando como frecuencia de corte al séptimo armónico a_6 y b_6 (6 [ciclos/día], periodo de 4 horas) para eliminar variaciones menores a 4 horas. Esto es de acuerdo a la ecuación (5.23): $l = 0$ y $m = 6$.

En el caso BAND la frecuencia más baja es el tercer armónico a_2 y b_2 , y la más alta el séptimo a_6 y b_6 , esto es de acuerdo a la ecuación (5.23): $l = 2$ y $m = 6$. Es decir, que se eliminan señales con periodo de 24 horas y menores a 4 horas. De acuerdo a Rangarajan y Araki (1997), el segundo armónico a_1 y b_1 de una señal geomagnética está relacionado con la variación Sq del campo, haciendo que su omisión elimine cualquier fenómeno directamente relacionado a la inducción local de los materiales originada por la variación diurna principal. Se puede apreciar en ambas figuras (6.2 y 6.3) que en BAND (línea verde) no existe la señal envolvente que da un máximo y un mínimo con periodo aproximado a 24 horas que existe en LOW (línea roja) y que corresponde a una variación diurna.

En la figura 6.4 se pueden ver los espectros de amplitud de las diferencias usados para ejemplificar las reconstrucciones de las figuras 6.2 y 6.3. Los espectros dan una idea de la amplitud de cada uno de los armónicos. Sólo los primeros 3 armónicos están alrededor de 1 nT o mayor, y forman un primer lóbulo hasta el séptimo armónico; a partir de ahí hasta la frecuencia de Nyquist existe un segundo lóbulo. En las reconstrucciones, tanto LOW como BAND, es este segundo lóbulo el que se elimina y que representa variaciones a partir de 6 ciclos/día, o sea menores a 4 horas.

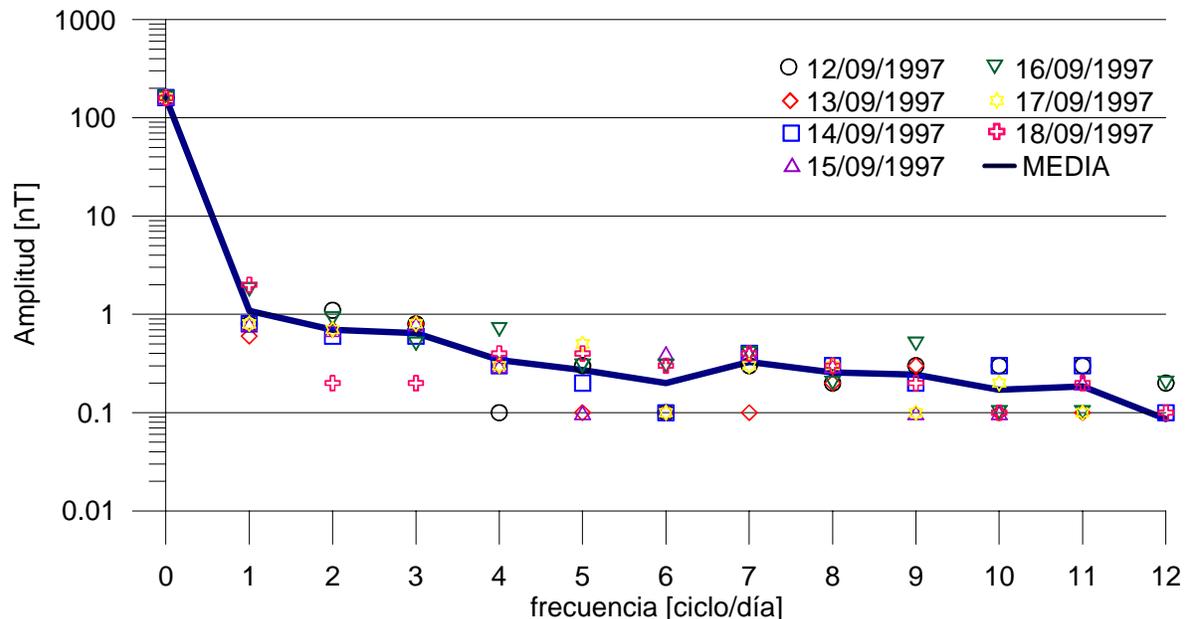


Figura 6.4. Espectro de amplitud para los días usados para ejemplificar las reconstrucciones.

Estos mismos procesos se realizaron para los tres periodos seleccionados: (a) de 1998-06-11 a 1998-11-30; (b) de 2000-09-01 a 2001-02-28; y (c) de 2002-09-01 a 2003-03-09. Los resultados obtenidos se muestran a continuación

6.2 REGISTROS VULCANOMAGNÉTICOS

En las figuras 6.5, 6.6 y 6.7 se muestra de arriba hacia abajo, el análisis completo anteriormente descrito para los periodos (a), (b) y (c) (sección 6.1): los espectrogramas (días consecutivos versus ciclos/día), las 4 reconstrucciones descritas anteriormente YLOW (en verde), YBAND (azul), NLOW (rojo) y NBAND (negro); la diferencia TLA-TEO (puntos azules), la aparición y destrucción de domos volcánicos en el cráter del Popocatepetl (rosa), la sismicidad total (curva negra continua), las erupciones del volcán (marcas triangulares verdes) y los sismos vulcanotectónicos (barras rojas). También con número se marcan los cambios abruptos en las series analizadas en particular en la diferencia TLA-TEO.

(a) Periodo de 1998-06-01 a 1998-11-30 (figura 6.5)

Este periodo de registro abarca 6 meses de monitoreo del volcán, que como lo muestra la figura 6.5, tiene un buen contenido de datos confiables, que ya han sido analizados en un trabajo previo (Martin-Del Pozzo et al., 2002). La diferencia básica entre el análisis actual y el del trabajo previo es que al no usar Diferencias Normalizadas el comportamiento de la diferencia TLA-TEO muestra varios episodios de magnetización/demagnetización (escalones y/o saltos) que pueden ser asociados con los otros elementos de la figura en el sentido que a continuación se describe.

El primer evento (1) se debe asociar con una inyección constante de magma, desde el inicio de junio de 1998 hasta el inicio de julio del mismo año, relacionado con el crecimiento del primer domo que induce un efecto termomagnético negativo en el sistema, que al principio es demasiado suave y luego crea el primer escalón de -60 nT, coincidente con el incremento en los sismos vulcanotectónicos y eventos eruptivos aislados y de poca magnitud asociados a un mayor crecimiento del domo. El espectrograma muestra un comportamiento concordante pues se observa que justo con el decremento abrupto de valores TLA-TEO, y el aumento en el número de sismos VT se tiene unos cuantos días en donde casi todas las frecuencias están por encima de 1 nT, efecto observable también en las reconstrucciones sobre todo en NLOW y NBAND.

La contribución de magma parece desaparecer después de la destrucción del domo, donde se presentan algunos sismos VT cuyo efecto es observable de nuevo en el espectrograma y en las reconstrucciones, donde comienza a presentarse una magnetización en escalón alrededor del 8 de julio (+30 nT) con una erupción moderada inmediatamente después de ésta, alrededor del 12 de julio, efecto que se asocia a un efecto termomagnético, por la súbita ausencia de inyección de magma. Este último culmina en una cima (2), con +20 nT, que llega a un máximo y empieza a decrecer muy suavemente, que se puede señalar como una demagnetización muy suave de origen piezomagnético, con ausencia de variaciones

rápidas, observable en el espectrograma y las reconstrucciones a pesar de la presencia de algunos sismos VT aislados y erupciones moderadas, escalón que culmina su decaimiento suave el 25 de agosto con un incremento de variaciones rápidas y de los sismos VT en días posteriores.

Para los primeros días de septiembre de 1998 se tiene una ausencia total de actividad en sismos VT y eventos eruptivos, así como de datos magnéticos. Una vez que reaparece la señal se ve que se presenta otro escalón negativo (-25 nT), demagnetización que seguramente es de origen piezomagnético por la relajación total del sistema en días anteriores (3).

Hacia el 19 de septiembre, con la presencia de un aumento muy rápido en la magnetización, se presenta otro escalón (4) de +25 nT, efecto piezomagnético muy claro y que 3 días después culmina con una serie de erupciones continuas moderadas, que parecen relajar un poco el sistema pues se observa un muy pequeño decaimiento de -4 nT. A continuación, un pequeño incremento hacia el 1 de octubre con la presencia de otras erupciones moderadas unos días después, todos ellos efectos piezomagnéticos.

El 9 de octubre se presenta otro escalón más (5), efecto piezomagnético de +20 nT que culmina en una erupción moderada el 17 del mismo mes pero que no relaja el sistema y vuelve a incrementarse +15 nT para llegar al nivel del último escalón (6). Aquí se puede ver el comienzo de un efecto termomagnético negativo muy suave que parece comenzar con la erupción moderada del 24 del mismo mes. Este último es claramente asociado a una inyección paulatina de magma que se comienza a observar con el crecimiento pausado de un nuevo domo en el volcán.

(b) Periodo de 2000-09-01 a 2001-02-28 (Fig. 6.6)

En este intervalo de 6 meses el Popocatepetl presenta actividad de baja intensidad con muchas erupciones de moderadas a medias, sismos VT asociados y domos de rápida construcción y destrucción, con una actividad magnética de poca amplitud comparada con la del periodo descrito con anterioridad (a). Parte de este, fue descrito por Martin-Del Pozzo et al. en 2003, pero de igual forma en términos de sus Diferencias Normalizadas y la Correlación Espacial Lineal.

Se puede observar que la diferencia TLA-TEO muestra cambios significativos de baja amplitud pero de alta frecuencia a lo largo de todo el periodo. Todos los efectos parecen ser de origen piezomagnético y por la gran cantidad de actividad reflejada en los sismos VT y en las erupciones de moderadas a medias es bastante difícil realizar una asociación de los efectos de magnetización y el comportamiento del volcán con una excepción: hacia el 16 de octubre del 2000 se presenta un sismo VT importante, a partir de ese instante no vuelven a aparecer sismos y súbitamente el día 23 hay un cambio de -10 nT bastante notable (1), esto indica, al estar lejos de una destrucción de domo y de una inyección de magma con construcción de domo, una completa relajación del sistema, esto es un efecto piezomagnético súbito, que acaba los primeros días de noviembre con un notable aumento en los sismos VT y en las erupciones moderadas (2), donde a pesar de la evidencia de

inyección de magma, que provoca generalmente un efecto termomagnético de demagnetización, parece ser superado por ese efecto piezomagnético positivo que termina su incremento alrededor del 5 de noviembre justo antes de tres erupciones moderadas y algunos sismos VT continuos.

Después de este episodio hay variaciones muy pequeñas positivas y negativas de efecto piezomagnético, y otras muy suaves termomagnéticas (**3** y **4**) de pequeña amplitud también, asociadas estas últimas a la inyección de magma (negativas) y disminución de esta inyección (positivas).

Las altas frecuencias que se pueden observar a lo largo de este registro, en general tienen una amplitud muy pequeña, por lo que sólo en algunos días se puede apreciar marcadamente como se aprecia en el espectrograma y en las reconstrucciones.

(c) Periodo de 2002-09-01 a 2003-03-09 (Fig. 6.7)

Siete meses de un registro muy completo y con pocas interrupciones, donde cuatro eventos característicos son significativos y concluyen con episodios eruptivos. El primer episodio (**1**) es relativamente quieto con una tendencia negativa muy suave, se puede observar en las reconstrucciones, así como en el espectrograma que las variaciones rápidas de amplitudes mayores a 1 nT son inexistentes. Este comportamiento junto con el crecimiento paulatino del domo que se observó, que es un efecto termomagnético con una inyección de magma muy pobre pero constante que concluye el día 7 de noviembre con una erupción moderada que destruyó el domo que se había venido formando.

Días después, alrededor de donde inicia de nuevo el registro magnético (**2**) el 12 de noviembre, comienza a aumentar la magnetización moderadamente con presencia de sismos VT. Alrededor del día 25 de noviembre hasta el 30 del mismo mes hay una moderada demagnetización (**3**) para que siga una súbita subida que coincide con el comienzo de una nueva formación de domo. A pesar de esperar una demagnetización de efecto termomagnético por la inyección de magma, la anomalía sigue subiendo y por lo tanto este efecto se atribuye a una acumulación de esfuerzos que es más significativa que la inyección de magma, asumiendo por lo tanto que el efecto piezomagnético positivo (magnetizante) es más significativo que el efecto termomagnético negativo (demagnetizante), donde la anomalía llega a unos +15 nT antes de que se presente una erupción de magnitud importante, donde de nuevo es destruido el domo en el cráter (**4**).

En este instante parece que comienza una importante inyección de magma que genera una anomalía decreciente que se refleja también en el incremento al principio de sismos VT y que se evidencia finalmente cuando aparece en el domo alrededor del 16 enero de 2003 (**5**). Este efecto es constante y en total la anomalía llega a perder -23 nT (**6** y **7**), donde este efecto termomagnético termina alrededor del 28 de febrero de 2003 después de una serie de erupciones moderadas y medias, seguido por la destrucción del domo.

El último evento (**8**) es bastante complicado, primero porque no se tiene datos de CENAPRED de la sismicidad total y VT, así como del registro de erupciones. Sin embargo,

se puede observar que desde el 28 de febrero y hasta el último día, se presenta una anomalía muy curiosa que sube hasta unos +20 nT y posteriormente decae al nivel original en un lapso de 10 días. Efecto termo o piezomagnético es difícil de decirlo puesto que sólo con los otros parámetros se podría concluir el origen de este efecto.

En el espectrograma y en las reconstrucciones espectrales se puede ver a mitad del camino del episodio **3** y prácticamente durante los episodios **5**, **6** y **7**, un incremento significativo de las amplitudes con frecuencias por encima de 2 ciclos por día, amplitudes para las variaciones rápidas nunca antes observadas. Esto podría ser señal de que las inyecciones de magma son las responsables de los efectos termomagnéticos y probablemente un poco más rápidas de lo normal y notorias no sólo en su rapidez sino también en su amplitud.

Durante estos siete meses, es notable en general, que no haya variaciones rápidas mayores a 1 nT, con excepción de los días que marcan las fronteras entre los episodios marcados.

6.3 CONCLUSIONES

La actividad magnética debida al volcán registrada en la estación TLA sólo es posible observarla siempre y cuando se tenga una estación de referencia como TEO, que quede completamente fuera de las fuentes inductivas del Campo Geomagnético relacionadas con efectos de magnetización/demagnetización en el volcán.

Una estación como TEO, lo suficientemente alejada del objeto de estudio, pero dentro de un entorno geomagnético aceptable (91 km en este caso), hace que aumente la resolución de las anomalías magnéticas detectadas en la gran mayoría de los casos.

Existe un efecto inductivo local que hace que, a pesar de la reconstrucción de las diferencias TLA-TEO (YLOW y NLOW), se evidencie una pequeña componente armónica (variación diurna S_q). Por otro lado, los cambios mas rápidos deben estar asociados a actividad local subterránea (YBAND y NBAND) que puede no ser muy clara o evidente, por lo cual es necesario buscar parámetros que pudieran explicarlos, y en cuyo caso juegan un papel muy importante los sismos VT, las erupciones, la presencia y destrucción de domos, y los sismos totales.

Los efectos termomagnéticos y piezomagnéticos que producen magnetización/demagnetización en el sistema no siempre vienen aislados. Existen indicios de porqué se presentan y si su efecto es pausado o impulsivo, además de los valores de sus amplitudes. Casos muy notables como el de la figura 6.7, generalmente se pueden presentar combinados, donde la única forma de saber cuál es el efecto dominante es a través de la observación de los parámetros volcánicos ya mencionados.

Los efectos piezomagnéticos y termomagnéticos figuran como eventos precursores antes de cambios en el comportamiento del sistema volcánico, ya sea una erupción o la destrucción del domo o el cese de inyección de magma al sistema, donde siempre se manifiestan unos días antes del evento. Sin embargo, deben ser usados con la ayuda de otros parámetros físicos importantes como el monitoreo del domo, los sismos totales y los sismos VT.

También es definitivo que no existe un tiempo característico que anteceda a los eventos y puede ser muy variable; parece más bien que este tiempo depende en gran medida de la magnitud de las otras variables del entorno combinadas y no de una sola en particular.

Así, el análisis de estos parámetros se muestra complicado para dar un pronóstico de erupciones o eventos de gran importancia en el volcán. Sin embargo, sí son de gran utilidad para formar el panorama de un escenario futuro de acuerdo a la combinación de los efectos vulcanomagnéticos observados junto con otros parámetros que indiquen el estado real de la actividad volcánica en el Popocatepetl, y en otros volcanes activos, como se puede ver en la literatura asociada.

Es imposible dar una fecha, tipo y magnitud de un evento volcánico, como una erupción, sin embargo, es muy claro que sí existen perturbaciones precursoras en los registros del campo magnético local, las cuales están asociadas directamente al desarrollo de una serie de fenómenos en el subsuelo que acaban en una manifestación determinada del volcán como una erupción volcánica de diversas magnitudes o en el comienzo o cese del crecimiento de un domo en el edificio.

El modelado del efecto piezomagnético debe realizarse para poder comprender mejor este fenómeno en el sistema, sin embargo, este modelo de esfuerzos debe complementarse por lo menos con otras dos estaciones magnéticas del mismo tipo en otros puntos del volcán, para poder generar un modelo tridimensional del estado de esfuerzos.

El efecto termomagnético parece ser el que predomina sobre el piezomagnético, por la mayoría de los eventos de magnetización/demagnetización asociados a diferentes fenómenos como el crecimiento y destrucción del domo con o sin eventos eruptivos violentos.

El tercer efecto llamado electrocinético no se tomó en cuenta y debe ser objeto de estudio cuando se compile información acerca de los flujos subterráneos de agua, datos de precipitación pluvial, niveles piezométricos en pozos y/o parámetros físicos que puedan relacionarse con esta actividad. Sin embargo, la magnitud esperada para estos efectos suele ser por debajo que los piezomagnéticos y termomagnéticos y con morfología más tipo escalón (Del Negro et al., 2000).

Una red de magnetómetros sería muy útil para poder incrementar los parámetros de monitoreo volcánico, además permitirían tener una mejor idea del comportamiento de un volcán, contribuyendo con un punto de vista que enriquecerá y validará aún más las decisiones que se toman en asuntos de protección civil por parte de las autoridades competentes para disminuir el impacto de la actividad volcánica sobre la población, basadas normalmente en los métodos tradicionales de monitoreo volcánico como la sismicidad, emisión de SO₂, estaciones de GPS, meteorología, mediciones geoquímicas, análisis de cenizas, entre otras.

MONITOREO GEOMAGNÉTICO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
6. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

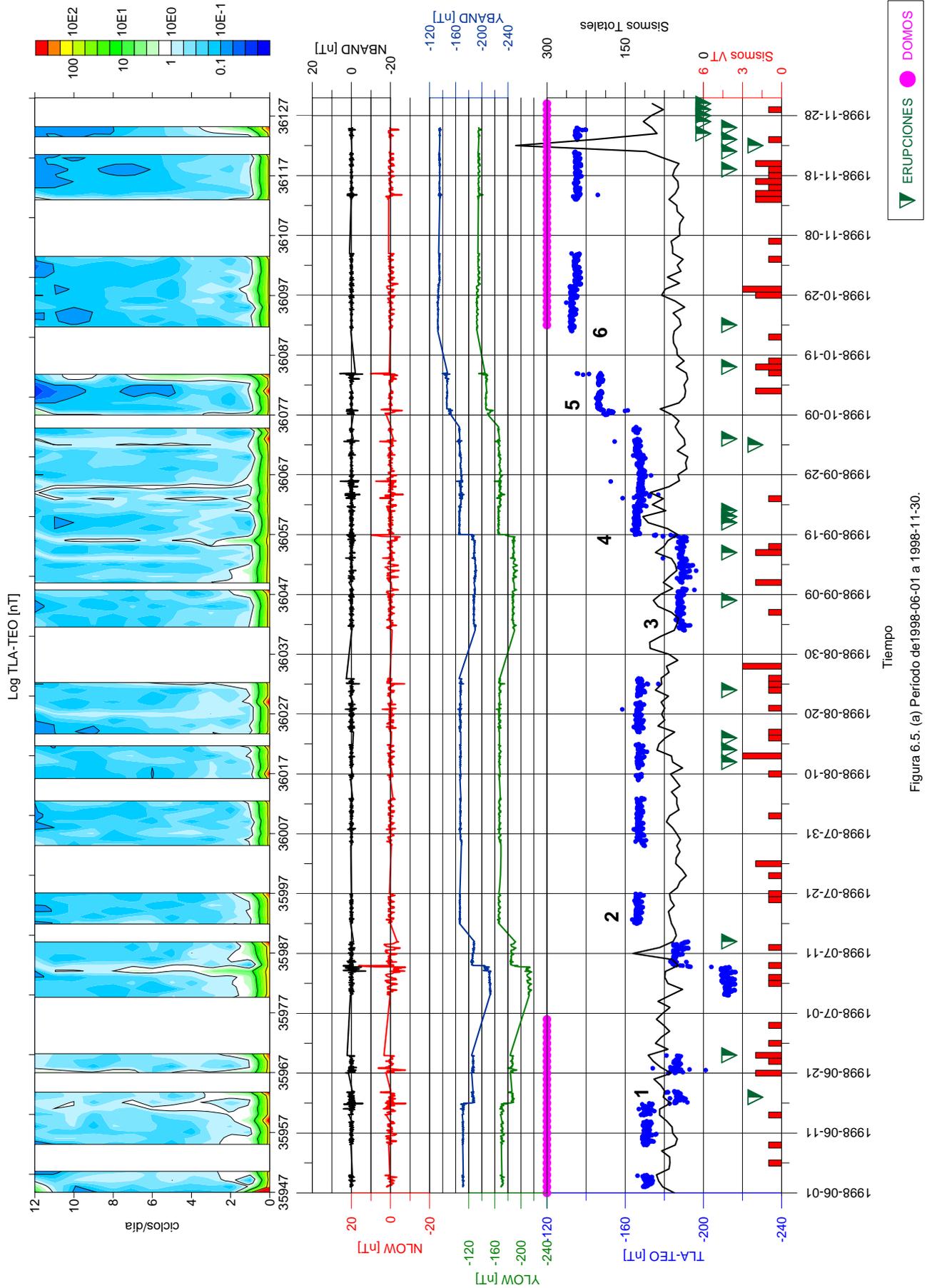


Figura 6.5. (a) Periodo del 1998-06-01 a 1998-11-30.

MONITOREO GEOMAGNÉTICO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
6. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

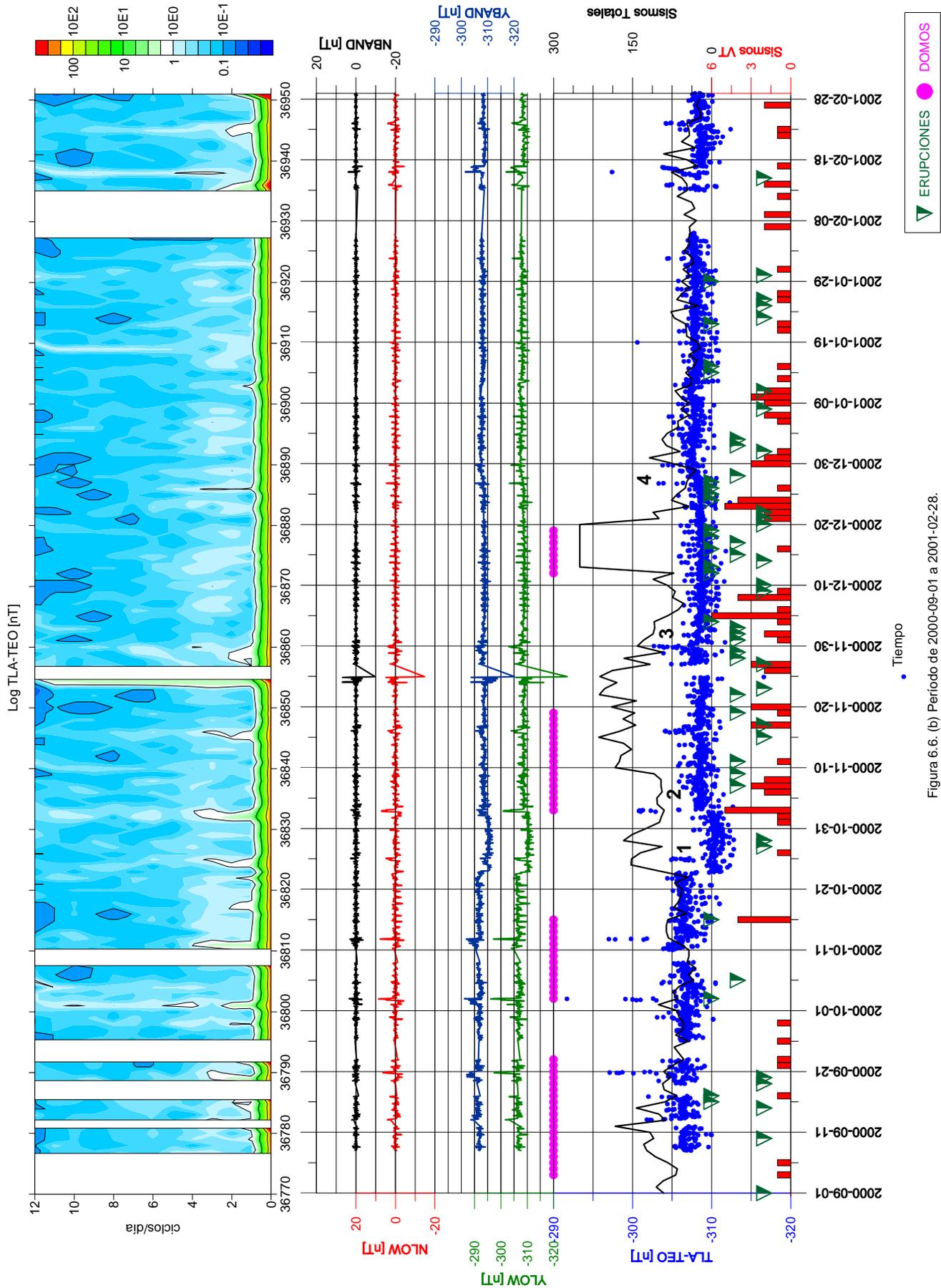


Figura 6.6. (b) Periodo de 2000-09-01 a 2001-02-28.

MONITOREO GEOMAGNÉTICO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
6. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

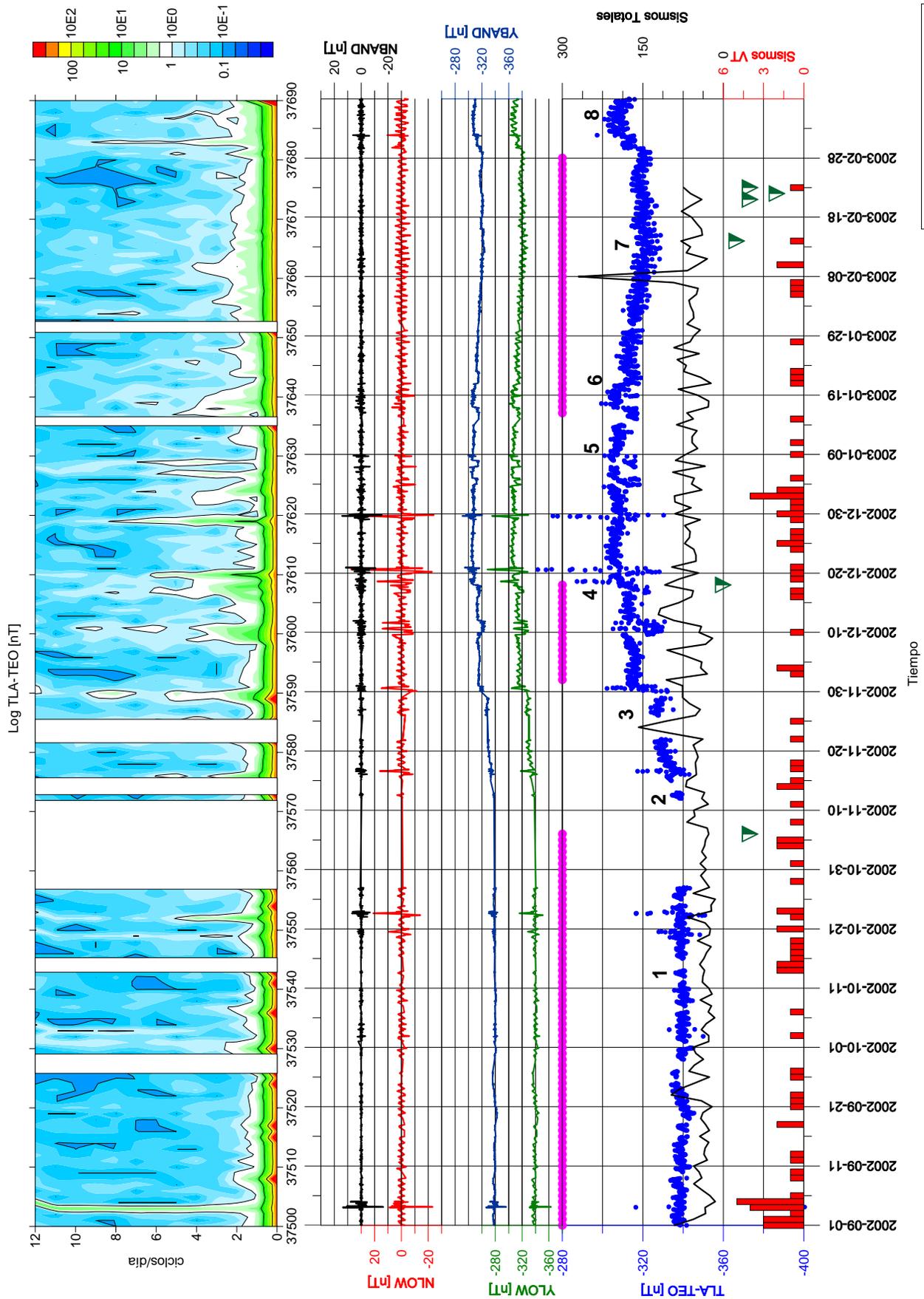


Figura 6.7. (c) Período de 2002-09-01 a 2003-03-09.

REFERENCIAS

Artículos:

Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., Meertens, C., 2008. *Deformation of Popocatepetl volcano using GPS: Regional geodynamic context and constraints on its magma chamber*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 170, 24-34.

Cañon, C., Cifuentes, G., Godínez, A., Hernández, E. y Martínez, C., 1996. *Valores Magnéticos en el Observatorio Magnético de Teoloyucan, 1990*. Reportes Internos del Instituto de Geofísica, UNAM, 96-25.

Cifuentes, G., Hernández, E., Cabral, E., Correa, F., Chávez, R., Urrutia, J., Martín, A. y Arango, C., 1998. *Simultaneous Magnetic Observations at Teoloyucan Magnetic Observatory and Popocatepetl Volcano, México*. Revista Geofísica IPGH. 48, 149-159.

Currenti Gilda, Del Negro Ciro, Lapenna Vincenzo, Telesca Luciano, 2005. *Fluctuation analysis of the hourly time variability of volcano-magnetic signals recorded at Mt. Etna Volcano, Sicily (Italy)*. Chaos, Solitons and Fractals. 23, 1921–1929

De Barros, L., Pedersen, H. A, Métaixian, J. P., Valdés-Gonzalez C., Lesage P., 2008. *Crustal structure below Popocatepetl Volcano (Mexico) from analysis of Rayleigh waves*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 170, 5-11.

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

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

Del Negro Ciro, Ferruci F., 2000. *Volcanomagnetic effects at Vulcano Island (eolian archipelago, Italy)*. Geophys. J. Int. 140, 83-94.

Del Negro Ciro, Currentia Gilda, Napolia Rosalba, Vicaria Annamaria, 2004. *Volcanomagnetic changes accompanying the onset of the 2002–2003 eruption of Mt. Etna (Italy)*. Earth and Planetary Science Letters. 229, 1– 14.

Delgado-Granados H., De la Cruz-Reyna S., Tilling R., 2008. *The 1994–present eruption of Popocatepetl volcano: Background, current activity, and impacts*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 170, 1-4.

Dzurisin, D., Denlinger, R. P., Rosenbaum, J. G., 1990. *Cooling rate and thermal structure determined from progressive magnetization of the Dacite dome at Mount St. Helens*. J. Geophys. Res. 95, 2763-2780.

- Espinasa-Pereña, R., Martín-Del Pozzo, A. L., 2006. *Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México*. Geological Society of America, Special Paper. 420, 115-137.
- Johnston, M. J. S., Stacey, F. D., 1969. *Volcanomagnetic effect observed on Mt. Ruapehau, New Zealand*. J. Geophys. Res. 74, 6541-6544.
- Macías, J. L., Carrasco, G. y Siebe, C., 1995. *Zonificación de peligros volcánicos del Popocatepetl*. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, México, 79-90.
- 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), 379-424.
- Macias, J. L., 2007. *Geology and eruptive history of some active volcanoes of México*. Geological Society of America, Special Paper. 422, 183-232.
- Martin-Del Pozzo, A. L., Cordoba, C., López, J., 1997. *Volcanic impact on the Basin of Mexico during the Holocene*. Quat. Int. 43, 181-224.
- Martin-Del Pozzo, A. L., Cifuentes-Nava, G., Cabral-Cano, E., Garcia, E., Sanchez, R., Reyes, M., Martinez-Bringas, A., Arango, C., 2002. *Volcanomagnetic signals during the recent Popocatepetl (Mexico) eruptions and their relation to eruptive activity*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 113, 415-428.
- Martin-Del Pozzo A. L., G. Cifuentes, E. Cabral-Cano, R. Bonifaz, F. Correa, I. F. Mendiola, 2003. *Timing magma ascent at Popocatepetl Volcano, Mexico, 2000-2001*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 125, 107-120.
- Martin-Del Pozzo, A. L., Cifuentes, G., González, E., Martinez, A., and Mendiola, F., 2008. *Magnetic signatures associated with magma ascent and stagnation at Popocatepetl volcano, Mexico, during 2006*. En: Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation. Geological Society, London, Special Publications. 304, 117-131.
- 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, 61-75.
- McGuire, W. J., 1992. *Monitoring active volcanoes: procedures and prospects*. Proceedings of the Geologists' Association. 103, 303-320.
- Meloni A., Mele G., and Palangio P., 1998. *Tectonomagnetic field observations in central Italy 1989-1995*. Phys. Earth Planet. Inter. 105, 145-152

- Mueller, R. J., Johnston, M. J. S., 1998. *Review of magnetic field monitoring near active faults and volcanic calderas in California: 1974-1995*. Phys. Earth Planet. Inter. 105, 131-140.
- Murillo, G. (Dr. Atl), 1939. *La actividad del Popocatepetl*. En: Volcanes de México, Ed. Polis, México, I, 13.
- Nishida, Y., Miyama, E., 1984. *Subsurface structure of Usu volcano, Japan, as revealed by detailed magnetic survey*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 22, 271-285.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L. y Zanchi, A., 1987. *Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt*. Geofísica Internacional. 26, 159-176.
- Novelo-Casanova, D. A., Valdés-González, C., Ramírez-Olvera, G., 2007. *A numerical model for the mechanical behavior of Popocatepetl volcano (Central Mexico)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 162, 99-110.
- Quaas, R., González, R., Guevara, E., Ramos, E. y De la Cruz, S., 1995. *Monitoreo volcánico: Instrumentación y métodos de vigilancia*. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, México, 25-76.
- Rangarajan, G. K., Araki, T., 1997. *Multiple timescales in the fluctuations of the equatorial Dst index trough singular spectral analysis*. J. Geomagn. Geoelectr. 49, 3-20.
- Rikitake, T., 1968. *Geomagnetism and earthquake prediction*. Tectonophysics. 6, 59-68.
- Robin, C., 1984. *Le Volcan Popocatepetl (Mexique). Structure, evolution petrologique et risque*. Bull. Volcanol. 47, 1-23.
- Robin, C., Boudal, C., 1987. *A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcano Popocatepetl*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 31, 115-130.
- Y. Sasai, M. Uyeshima, J. Zlotnicki, H. Utada, T. Kagiya, T. Hashimoto, Y. Takahashi, 2002. *Magnetic and electric field observations during the 2000 activity of Miyakejima volcano, Central Japan*. Earth and Planetary Science Letters. 203, 769-777.
- Siebe, C., Abrams, M. y Macías, J.L., 1995. *Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl*. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, México, 195-220.
- Stacey, F. D., Barr, K. G., Robson, G. R., 1965. *The volcanomagnetic effect*. Pure Appl. Geophys. 62, 96-104.
- Valdés, C., De la Cruz, S., Martínez, A., Quaas, W. R., Guevara, O. E., 2002. *Resumen de la actividad del volcán Popocatepetl de diciembre 1994 a mayo 2001*. Las Cenizas

volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la aeronavegación e infraestructura aeroportuaria. CENAPRED, México, 21-41.

Vidal, R., Ortiz, I. y Alvarez, R., 1995. *Población expuesta a desastres en las proximidades del Volcán Popocatepetl*. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, México, 99-108.

Yamazaki, Y., Rikitake, T., 1970. *Local anomalous changes in the geomagnetic field at Matsushiro*. Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. 48, 637-643.

Yépez, E., Angulo-Brown, F., Peralta, J. A., Parid, C. G., González-Santos, G., 1995. *Electric field patterns as seismic precursors*. Geophys. Res. Lett. 22, 3087-3090.

Zlotnicki, J., Le Mouél, J. L., 1988. *Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournaise Volcano (Reunion Island): 1985-1987*. J. Geophys. Res. 93, 9157-9171

Zlotnicki, J., Le Mouél, J. L., Delmond, J. C., Pambrun, C., Delorme, H., 1993. *Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 56, 281-296.

Zlotnicki, J., Bof, M., 1998. *Volcanomagnetic signals associated with the quasi-continuous activity of andesitic Merapi volcano, Indonesia: 1990-1995*. Phys. Earth Planet. Int. 105, 119-130.

Zlotnicki J, Bof M, Perdereau L, Yvetot P, Tjetjep W, Sukhyar R et al., 2000. *Magnetic monitoring at Merapi volcano, Indonesia*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 100, 321-36.

Libros, cuadernos y tesis:

Anguiano Rojas, Rosa A., 1996. *Introducción al análisis de Fourier*. México, UNAM, Facultad de Ingeniería, 163 pp.

Blakely, Richard. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. 441 pp.

Brigham, Oran H., 1973. *The Fast Fourier Transform: An Introduction to Its Theory and Application*. Prentice Hall, 252 pp.

Campbell, W., 1997. *Introduction to Geomagnetic Fields*. New York, Cambridge University Press, 290 pp.

Geometrics, 1992. *Reference Manual for the PPM G856*.

Jankowski, J., Sucksdorf, C., 1996. *Guide for Magnetic Measurements and Observatory Practice*. IAGA, Poland, 235 pp.

Mendoza Rosas, Ana Teresa, 2007. *Análisis de Peligro para los Volcanes Colima, Citlaltépetl y Popocatepetl*. Tesis de Maestría, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM.

Mooser, F., 1975. *Historia geológica de la cuenca de México*. En Memoria de las obras del drenaje profundo del Distrito Federal: México D. F. Departamento del Distrito Federal, Tomo 1, p 7-38 y mapa geológico.

Morán, D., 1984. *Geología de la República Mexicana*. México, Facultad de Ingeniería, UNAM – INEGI, 88 pp.

Muniz, L., 1997. *El Geomagnetismo*. Cuadernos del Instituto de Geofísica, 11. México, Instituto de Geofísica, UNAM - Ed. Plaza y Valdés, 52 pp.

Oppenheim, Alan V., Shafer, Ronald W. and Buck, John R., 1999. *Discrete-Time Signal Processing* (2nd Edition). Prentice Hall, 870 pp.

Rikitake, T. y Honkura, Y., 1985. *Solid Earth Geomagnetism*. Developments in Earth and Planetary Sciences 05. Tokio, Terra Scientific Publishing Co., 384 pp.

Sandoval, R., 1950. *Elementos Magnéticos en la República Mexicana*. Universidad Nacional Autónoma de México, Servicio Geomagnético, México, 223 pp.

Wienert, K.A., 1970. *Notes on Geomagnetic Observatory and Survey Practice*. UNESCO, Belgium, 217 pp.

Zeng, X., Lin, Y., Xu, C., Zhao, M., Zhao, Y., 1998. *Manual on the Forecasting of Natural Disasters: Geomagnetic Methods*. UN International Workshop on Geomagnetic Methods, UN Department of Economic and Social Affairs-UNDP, China, 147 pp.

Recursos en la red:

Google Earth, 2009. <http://earth.google.com>

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 2009. *Información Geográfica/Datos/Descargas Gratuitas/Continuo de Elevaciones Mexicanas*
<http://www.inegi.org.mx>

Wikipedia, 2009. Índice de Explosividad Volcánica.
http://es.wikipedia.org/wiki/Índice_de_explosividad_volcánica

ANEXO I: FORMATO DE LOS ARCHIVOS

FORMATO DNL

El formato DNL es usado por los magnetómetros de precesión protónica Geometrics G856 para la modalidad de estaciones base. Como ejemplo tenemos:

*	1	038	193000	0	421028
*	1	038	193100	1	420505
*	1	038	193200	2	421029
*	1	038	193300	3	421023
*	1	038	193400	4	421024
*	1	038	193500	5	421025
*	1	038	193600	6	421018
*	1	038	193700	7	421022
*	1	038	193800	8	421025
*	1	038	193900	9	421024
*	1	038	194000	10	421030
*	1	038	194100	11	421025
*	1	038	194200	12	421032
*	1	038	194300	13	421032
*	1	038	194400	14	421027
*	1	038	194500	15	421027
*	1	038	194601	16	420472
*	1	038	194701	17	420408
*	1	038	194801	18	421042
*	1	038	194901	19	420592
*	1	038	195001	20	420525
*	1	038	195101	21	421056
*	1	038	195201	22	420572
*	1	038	195301	23	420451
*	1	038	195401	24	420535
*	1	038	195501	25	420519
*	1	038	195601	26	420520
*	1	038	195701	27	420510
*	1	038	195801	28	420543
*	1	038	195901	29	420409
*	1	038	200001	30	420497

En la primera columna el ***** nos indica que es una estación base; en la segunda el **1** es el número asignado para la estación base; en la tercera el **038** es el día consecutivo del año, conocido como DOY por siglas en inglés; en la cuarta el **195101** es la hora en hhmmss; en la quinta columna tenemos el número consecutivo del dato; y en la última columna vemos el valor de la intensidad total del campo en décimos de nT (**421056E⁻⁰¹** nT) .

FORMATO YYDOYhmv.EST

Este formato contiene los valores medios horarios obtenidos a partir de los archivos DNL, de ahí la **hmv** en el nombre. Además **YY** es el año, **DOY** es el día consecutivo del año y **EST** es el nombre de la estación (TLA o TEO). Como ejemplo tenemos:

200001301	42075.620
200001302	42082.630
200001303	42083.180
200001304	42081.830
200001305	42079.170
200001306	42080.110
200001307	42083.210
200001308	42078.390
200001309	42079.670
200001310	42085.280
200001311	42087.800
200001312	42089.360
200001313	42090.480
200001314	42097.250
200001315	42101.160
200001316	42083.510
200001317	42060.990
200001318	42048.200
200001319	42039.850
200001320	42045.930
200001321	42056.110
200001322	42072.000
200001323	42080.150
200001324	42079.640

Donde todos los archivos contienen 24 renglones en dos columnas: la primera representa el año **YYYY**, el día consecutivo **DOY** y el promedio en la hora **HH** del día en 9 campos; y la segunda es el valor medio para la hora **HH** de la intensidad total del campo magnético en nT (e. g. **42079.640**) en formato F10.3. De no existir datos para esa hora se llenará con un 9999.999.

ANEXO II: CÓDIGO DE LOS PROGRAMAS DESARROLLADOS

HMVG856.FOR

El Programa HMVG856.FOR obtiene las medias horarias del formato DNL para el magnetómetro Geometrics G856, solicitando el día inicial, el día final, el año, las siglas de la estación y la opción de aplicar una media móvil de 5 puntos para suavizar las señal antes de promediar. El resultado se describió en el ANEXO I en el formato de archivos YYDOYhmv.EST.

```

$debug
c234567
    integer ndi, ndf, anio, fin, indice, no(1450), nvf(1450),
    *         nvf1, nvf2, hr, mn, sg
    character est*3, input*50, output*50, sig(1450)*1, op*2
    real vf(24)
c
    write(6,1000)
    read(5,*) ndi
    write(6,1001)
    read(5,*) ndf
    write(6,1002)
    read(5,*) anio
    write(6,1003)
    read(5,'(a3)') est
    write(6,1004)
    read(5,'(a2)') op
1000 format(' Valores Medios Horarios del formato',/,/,
    *       ' "HH:MM:SS      JJJ hhhmmss?FFFFFF" del',/,/,
    *       ' BucaraMag 2.0 de un PPM G856, con opcion de',/,/,
    *       ' aplicar media movil con 5 puntos.',/,/,
    *       ' Nombre del file de entrada yyyyjjj.est;',/,/,
    *       ' Nombre del file de salida yyjjjHmv.est.',/,/,
    *       ' dia inicial: ',,$)
1001 format(' dia final: ',,$)
1002 format(' anio: ',,$)
1003 format(' estacion: ',,$)
1004 format(' deseas aplicar media movil? (s/n): ',,$)
c
    do 100 i=ndi,ndf
        open(1,file='aux1.txt')
        open(2,file='aux2.txt')
        if (i.lt.10) then
            write(1,2000) anio, i, est
            write(2,2001) anio, i, est
        else
            if (i.lt.100) then
                write(1,2002) anio, i, est
                write(2,2003) anio, i, est
            else
                write(1,2004) anio, i, est
                write(2,2005) anio, i, est
            endif
        endif
    enddo

```

```

endif
2000 format(i4,'00',i1,'.',a3)
2001 format(i4,'00',i1,'HMV.',a3)
2002 format(i4,'0',i2,'.',a3)
2003 format(i4,'0',i2,'HMV.',a3)
2004 format(i4,i3,'.',a3)
2005 format(i4,i3,'HMV.',a3)
rewind(1)
rewind(2)
read(1,'(a50)') input
read(2,'(2x,a50)') output
close(1)
close(2)
open(3,file=input,status='old',err=100)
write(6,2006) input, output
2006 format(5x,'estoy trabajando ',a12,1x,a12)
fin = 1
n = 1
do while(fin.eq.1)
    read(3,3000,end=5) hr, mn, sg, sig(n), nvf1, nvf2
    no(n) = hr*60+mn
    nvf(n) = nvf1*10+nvf2
    n = n+1
    goto 10
5    fin = 0
10 enddo
n = n-1
3000 format(18x,i2,i2,i2,a1,i5,i1)
close(3)
c
if (op.eq.'S'.or.op.eq.'s') then
    call medmov(n,no,sig,nvf)
endif
c
open(4,file=output,status='new')
indice = anio*100000+i*100
do 15 l=1,24
    vf(l) = 9999.999
15 continue
do 30 l=1,24
    suma = 0.0
    m = 0
    do 25 k=1,n
        if (no(k).ge.((l-1)*60).and.no(k).le.(l*60-1)) then
            if (sig(k).ne.'?' .and.nvf(k).ne.0) then
                m = m+1
                suma = suma+(float(nvf(k)))/10.
            endif
        endif
    endif
    continue
25 if (m.eq.0) then
        vf(l) = 9999.999
    else
        vf(l) = suma/float(m)
    endif
    write(4,4000) indice+l, vf(l)
4000 format(i9,3x,f13.3)

```

```

30    continue
      close(4)
100  continue
      stop
      end
c
c234567
      subroutine medmov(n,no,sig,nvf)
      integer n, no(1450), nvf(1450), no2(1450), nvf2(1450)
      character sig(1450)*1
c
      m = 0
      do 10 j=3,n-2
          if (no(j-2).ne.no(j)-2) goto 10
          if (no(j-1).ne.no(j)-1) goto 10
          if (no(j+1).ne.no(j)+1) goto 10
          if (no(j+2).ne.no(j)+2) goto 10
          ncentro = nvf(j-2)+nvf(j-1)+nvf(j)+nvf(j+1)+nvf(j+2)
          ncentro = int(float(ncentro)/5.)
          m = m+1
          no2(m) = no(j)
          sig(m) = ' '
          nvf2(m) = ncentro
10    continue
      n = m
      do 15 j=1,m
          no(j) = no2(j)
          nvf(j) = nvf2(j)
15    continue
      return
      end

```

HARMLOW.FOR

El programa HARMLOW.FOR realiza las operaciones de diferencia para dos estaciones con archivos de formato YYDOYhmv.EST, después de la reconstrucción armónica de las medias horarias con o sin a_0 como filtro pasa bajas. Solicita año y día consecutivo inicial, así como año y día consecutivo final y pregunta el armónico máximo para la reconstrucción pasa bajas (ver sección 5.4).

```

$debug
c234567
      program HarmLow
c
      integer nai, ndi, naf, ndf, NH
      character epp*3, eteo*3
c
      write(6,1000)
      read(5,*) nai
      write(6,1001)
      read(5,*) ndi
      write(6,1002)
      read(5,*) naf
      write(6,1003)

```

```

        read(5,*) ndf
        write(6,1004)
        read(5,'(a3)') epp
        write(6,1005)
        read(5,'(a3)') eteo
        write(6,1006)
        read(5,*) NH
1000 format(' Metodo de Analisis Armonico (HAR) sin H0',/,
*         ' por dia para estaciones geomagneticas',/,
*         ' de intensidad total, pasa bajas (HRM).',/,
*         ' año inicial: ',,$)
1001 format(' día consecutivo inicial: ',,$)
1002 format(' año final: ',,$)
1003 format(' día consecutivo final: ',,$)
1004 format(' estación referida: ',,$)
1005 format(' estación de referencia: ',,$)
1006 format(' número de armónicos deseados: ',,$)
c
c
        na = naf-nai
        if (na.lt.0) goto 600
        if (na.eq.0) then
            call uno(nai,ndi,ndf,epp,eteo,NH)
        else
            call dos(nai,naf,ndi,ndf,epp,eteo,NH)
        endif
        goto 601
600 write(6,*) ' Error de entrada de datos!'
601 stop
end
c
        subroutine uno(nai,ndi,ndf,epp,eteo,NH)
c
        integer nai, ndi, ndf, numes(12), NH
        character epp*3, eteo*3, input1*50, input2*50, input3*50,
*         output*50, fecha*10, num(31)*2
        dimension x(24), y(24), a(20), b(20), xcal(24), ycal(24)
        data numes/31,28,31,30,31,30,31,31,30,31,30,31/
        data num/'01','02','03','04','05','06','07','08','09','10',
*         '11','12','13','14','15','16','17','18','19','20',
*         '21','22','23','24','25','26','27','28','29','30',
*         '31'/
        fecha = '00/00/0000'
        if (mod(float(nai),400).eq.0) then
            numes(2) = 29
        else
            if
*         (mod(float(nai),4).eq.0.and.mod(float(nai),100).ne.0)
*         numes(2) = 29
            endif
c
            call salida(output, nai, ndi, ndf)
            open(4,file=output,status='new')
c
            do 12 i=ndi,ndf
                mq = 1
                call entrada(input1, input2, input3, nai, i, epp, eteo)

```

```

c
    open(1,file=input1,status='old',err=10)
    mq = 0
    do 5 k=1,24
        read(1,*) hora, x(k)
        if (x(k).eq.0.0) then
            mq = 1
        endif
5    continue
    close(1)
    if (mq.eq.1) goto 10
c
    mq = 1
    open(2,file=input3,status='old',err=6)
    goto 7
6    open(2,file=input2,status='old',err=10)
7    mq = 0
    do 8 k=1,24
        read(2,*) hora, y(k)
        if (y(k).eq.0.0) then
            mq = 1
        endif
8    continue
    close(2)
10   call onailuj(fecha,num,i,nai,numes)
    if (mq.eq.1) then
        zero = 9999.0
        write(4,2000) fecha, (zero, kh=1,24)
    else
        CALL ANALY(X,24,NH,A,B,azero)
        CALL SYNTH(A,B,NH,0.0,XCAL)
        CALL ANALY(Y,24,NH,A,B,azero)
        CALL SYNTH(A,B,NH,0.0,YCAL)
        write(4,2000) fecha, (xcal(kh)-y(cal(kh)), kh=1,24)
    endif
12  continue
2000 format(a10,24f9.1)
    close(4)
    return
end
*
c
    subroutine dos(nai,naf,ndi,ndf,epp,eteo,NH)
c
    integer nai, naf, ndi, ndf, numes(12), NH
    character epp*3, eteo*3, input1*50, input2*50, input3*50,
*       output*50, fecha*10, num(31)*2
    dimension x(24), y(24), a(20), b(20), xcal(24), ycal(24)
    data numes/31,28,31,30,31,30,31,31,30,31,30,31/
    data num/'01','02','03','04','05','06','07','08','09','10',
*          '11','12','13','14','15','16','17','18','19','20',
*          '21','22','23','24','25','26','27','28','29','30',
*          '31'/
    fecha = '00/00/0000'
c
    call salida(output, nai, ndi, ndf)
    open(4,file=output,status='new')

```

```

c
do 13 kk=nai,naf
  mas = 0
  numes(2) = 28
  if (mod(float(kk),400).eq.0) then
    numes(2) = 29
    mas = 1
  else
    if
*      (mod(float(kk),4).eq.0.and.mod(float(kk),100).ne.0) then
      numes(2) = 29
      mas = 1
    endif
  endif
  ni = 1
  nf = 365 + mas
  if (kk.eq.nai) then
    ni = ndi
    nf = 365 + mas
  endif
  if (kk.eq.naf) then
    ni = 1
    nf = ndf
  endif
  do 12 i=ni,nf
    mq = 1
    call entrada(input1, input2, input3, kk, i, epp, eteo)
c
    open(1,file=input1,status='old',err=10)
    mq = 0
    do 5 k=1,24
      read(1,*) hora, x(k)
      if (x(k).eq.0.0) then
        mq = 1
      endif
5    continue
    close(1)
    if (mq.eq.1) goto 10
c
    mq = 1
    open(2,file=input3,status='old',err=6)
    goto 7
6    open(2,file=input2,status='old',err=10)
7    mq = 0
    do 8 k=1,24
      read(2,*) hora, y(k)
      if (y(k).eq.0.0) then
        mq = 1
      endif
8    continue
    close(2)
10   call onailuj(fecha,num,i,kk,numes)
    if (mq.eq.1) then
      zero = 9999.0
      write(4,2000) fecha, (zero, kh=1,24)
    else
      CALL ANALY(X,24,NH,A,B,azero)

```

```

        CALL SYNTH(A,B,NH,0.0,XCAL)
        CALL ANALY(Y,24,NH,A,B,azero)
        CALL SYNTH(A,B,NH,0.0,YCAL)
        write(4,2000) fecha, (xcal(kh)-ycal(kh), kh=1,24)
    endif
12    continue
13    continue
2000 format(a10,24f9.1)
    close(4)
    return
end

c
    subroutine juliano(m,d,numes)
c
c    Calcula el numero consecutivo de una fecha a/m/d
c
c    sum : auxiliar de suma          m: mes
c    d: dia                          numes(m): data dias por mes
c
c234567
    integer m, d, numes(12), sum
    sum = 0
    if (m.gt.1) then
        do 10 i=1,m-1
            sum = sum+numes(i)
10    continue
        d = d+sum
    endif
    return
end

c
c
    subroutine onailuj(f,nm,n,a,ns)
c
c    Calcula el nombre de la fecha en base a un dia juliano
c
c234567
    integer n, l, a, ns(12), a1, a2, a3, a4, moe
    character f*10, nm(31)*2, un(10)*1
    data un/'0','1','2','3','4','5','6','7','8','9'/
    a1 = (a/1000)
    a2 = ((a-a1*1000)/100)
    a3 = ((a-a1*1000-a2*100)/10)
    a4 = a-a1*1000-a2*100-a3*10
    moe = 1
    l = n
    do 5 i = 1,12
        l = l -ns(i)
        if (l.le.0.and.moe.eq.1) then
            l = l+ns(i)
            f(1:2) = nm(l)
            f(3:3) = '/'
            f(4:5) = nm(i)
            f(6:6) = '/'
            moe = 0
        endif
    enddo
end

```

```

5 continue
  f(7:7) = un(a1+1)
  f(8:8) = un(a2+1)
  f(9:9) = un(a3+1)
  f(10:10) = un(a4+1)
  return
end

c
subroutine entrada(input1, input2, input3, anio, i, epp, eteo)
c
character input1*50, input2*50, input3*50, epp*3, eteo*3
integer anio, dia
open(1,file='aux1.txt')
open(2,file='aux2.txt')
open(3,file='aux3.txt')
dia=i
c
if (dia.lt.10) then
  write(3,6000) anio, dia, epp
  write(2,2000) anio, dia, epp
  write(1,2000) anio, dia, eteo
else
  if (dia.lt.100) then
    write(3,6001) anio, dia, epp
    write(2,2001) anio, dia, epp
    write(1,2001) anio, dia, eteo
  else
    write(3,6002) anio, dia, epp
    write(2,2002) anio, dia, epp
    write(1,2002) anio, dia, eteo
  endif
endif
2000 format(i4,'00',i1,'HVM.',a3)
2001 format(i4,'0',i2,'HVM.',a3)
2002 format(i4,i3,'HVM.',a3)
6000 format(i4,'00',i1,'HFX.',a3)
6001 format(i4,'0',i2,'HFX.',a3)
6002 format(i4,i3,'HFX.',a3)
rewind(1)
rewind(2)
rewind(3)
read(1,'(2x,a50)') input1
read(2,'(2x,a50)') input2
read(3,'(2x,a50)') input3
close(1)
close(2)
close(3)
return
end

c
subroutine salida(output, anio, ndi, ndf)
c
character output*50
integer anio, ndi, ndf
open(1,file='aux3.txt')
if (ndi.lt.10) then
  if (ndf.lt.10) then

```

```

        write(1,4000) anio, ndi, ndf
    else
        if (ndf.lt.100) then
            write(1,4001) anio, ndi, ndf
        else
            write(1,4002) anio, ndi, ndf
        endif
    endif
else
    if(ndi.lt.100) then
        if (ndf.lt.10) then
            write(1,4003) anio, ndi, ndf
        else
            if (ndf.lt.100) then
                write(1,4004) anio, ndi, ndf
            else
                write(1,4005) anio, ndi, ndf
            endif
        endif
    endif
else
    if (ndf.lt.10) then
        write(1,4006) anio, ndi, ndf
    else
        if (ndf.lt.100) then
            write(1,4007) anio, ndi, ndf
        else
            write(1,4008) anio, ndi, ndf
        endif
    endif
endif
endif
endif
4000 format(i4,'00',i1,'00',i1,'.hrm')
4001 format(i4,'00',i1,'0',i2,'.hrm')
4002 format(i4,'00',i1,i3,'.hrm')
4003 format(i4,'0',i2,'00',i1,'.hrm')
4004 format(i4,'0',i2,'0',i2,'.hrm')
4005 format(i4,'0',i2,i3,'.hrm')
4006 format(i4,i3,'00',i1,'.hrm')
4007 format(i4,i3,'0',i2,'.hrm')
4008 format(i4,i3,i3,'.hrm')
rewind(1)
read(1,'(2x,a50)') output
close(1)
return
end

```

c

```

SUBROUTINE ANALY(H,NDATA,NN,ABAR,BBAR,azero)
C TO COMPUTE AMPLITUDE AND PHASE OF HARMONIC COMPONENTS
C IN THE FORM A0+AN(COS(N0))+BN(SIN(N0))
C H IS THE DATA SEQUENCE OF NDATA LENGTH. NN THE NO. OF HARMONICS
C REQUIRED. OUTPUTS ARE AN-BN HARMONICS
    DIMENSION H(24),SUMA(20),SUMB(20),ABAR(20),BBAR(20)
    PI = 4.0*atan(1.)
    DATA = NDATA
    ANGLE = 2.0*PI/DATA
    EL = 0.0

```

```

      sx = 0
      do 10 i = 1, ndata
10      sx = sx + h(i)
      azero= sx/ndata
      DO 30 J = 1,NN
          SUMA(J) = 0.0
          SUMB(J) = 0.0
          FJ = J
          DO 20 I = 1,NDATA
              FI = I - 1
              SUMA(J) = SUMA(J)+H(I)*COS(FJ*FI*ANGLE)
              SUMB(J) = SUMB(J)+H(I)*SIN(FJ*FI*ANGLE)
20          ABAR(J) = 2.0*SUMA(J)/DATA
              BBAR(J) = 2.0*SUMB(J)/DATA
c          CALL ANGFIX(ABAR(J),BBAR(J),HHY)
30 CONTINUE
      RETURN
      END

c
c
      SUBROUTINE ANGFIX(A,B,ANG)
      X=ABS(A/B)
      ANG=ATAN(X)
      PI=4.0*atan(1.)
      IF(A.EQ.0.0)ANG=0.0
      IF(B.EQ.0.0)ANG=PI/2.0
      IF(A.GT.0.0.AND.B.LT.0.0)ANG=PI-ANG
      IF(A.LT.0.0.AND.B.LT.0.0)ANG=PI+ANG
      IF(A.LT.0.0.AND.B.GT.0.0)ANG=2.0*PI-ANG
cc     ANG=ANG*180.0/PI
      RETURN
      END

c
c
      subroutine synth(A,B,NN,AZERO,SUM)
      dimension A(20),B(20),SUM(24)
      do 400 i = 1,24
400     sum(i)=azero
      twopi =8.0*ATAN(1.)
      do 402 j = 1,NN
          do 401 i= 1,24
              aii = i - 1
401     sum(i) = sum(i) + A(j)*cos((twopi/24.0)*j*aii) +
*           B(j)*sin((twopi/24.0)*j*aii)
402 continue
      RETURN
      END

c

```

HARMBAND.FOR

El programa HARMBAND.FOR realiza las operaciones de diferencia para dos estaciones con archivos de formato YYDOYhmv.EST, después de la reconstrucción armónica de las medias horarias con o sin a_0 como filtro pasa bandas. Solicita año y día consecutivo inicial,

así como año y día consecutivo final y pregunta los armónicos, mínimo y máximo, para la reconstrucción pasa bandas (ver sección 5.4).

```

$debug
c234567
    program HarmBand
c
    integer nai, ndi, naf, ndf, NH
    character epp*3, eteo*3
c
    write(6,1000)
    read(5,*) nai
    write(6,1001)
    read(5,*) ndi
    write(6,1002)
    read(5,*) naf
    write(6,1003)
    read(5,*) ndf
    write(6,1004)
    read(5,'(a3)') epp
    write(6,1005)
    read(5,'(a3)') eteo
    write(6,1006)
    read(5,*) NH1
    write(6,1007)
    read(5,*) NH2
1000 format(' Metodo de Analisis Armonico (HAR) sin H0',/,
*          ' por dia para estaciones geomagneticas',/,
*          ' de intensidad total, pasa bandas (HRB).',/,
*          ' Año inicial: ',,$)
1001 format(' Dia consecutivo inicial: ',,$)
1002 format(' Año final: ',,$)
1003 format(' Dia consecutivo final: ',,$)
1004 format(' Estacion referida: ',,$)
1005 format(' Estacion de referencia: ',,$)
1006 format(' Numero de armonicos deseados, inicial (max 12): ',,$)
1007 format(' final (max 12): ',,$)
c
c
    na = naf-nai
    if (na.lt.0) goto 600
    nh = NH2-NH1
    if (nh.lt.0.or.NH1.gt.12.or.NH2.gt.12) goto 600
    if (na.eq.0) then
        call uno(nai,ndi,ndf,epp,eteo,NH1,NH2)
    else
        call dos(nai,naf,ndi,ndf,epp,eteo,NH1,NH2)
    endif
    goto 601
600 write(6,*) ' Error de entrada de datos!'
601 stop
    end
c
    subroutine uno(nai,ndi,ndf,epp,eteo,NH1,NH2)
c
    integer nai, ndi, ndf, numes(12), NH1, NH2

```

```

character epp*3, eteo*3, input1*50, input2*50, input3*50,
*       output*50, fecha*10, num(31)*2
dimension x(24), y(24), a(20), b(20), xcal(24), ycal(24)
data numes/31,28,31,30,31,30,31,31,30,31,30,31/
data num/'01','02','03','04','05','06','07','08','09','10',
*       '11','12','13','14','15','16','17','18','19','20',
*       '21','22','23','24','25','26','27','28','29','30',
*       '31'/
fecha = '00/00/0000'
if (mod(float(nai),400).eq.0) then
    numes(2) = 29
else
    if
*   (mod(float(nai),4).eq.0.and.mod(float(nai),100).ne.0)
*   numes(2) = 29
endif
c
call salida(output, nai, ndi, ndf)
open(4,file=output,status='new')
c
do 13 i=ndi,ndf
    mq = 1
    call entrada(input1, input2, input3, nai, i, epp, eteo)
c
    open(1,file=input1,status='old',err=10)
    mq = 0
    do 5 k=1,24
        read(1,*) hora, x(k)
        if (x(k).eq.0.0) then
            mq = 1
        endif
5    continue
    close(1)
    if (mq.eq.1) goto 10
c
    mq = 1
    open(2,file=input3,status='old',err=6)
    goto 7
6    open(2,file=input2,status='old',err=10)
7    mq = 0
    do 8 k=1,24
        read(2,*) hora, y(k)
        if (y(k).eq.0.0) then
            mq = 1
        endif
8    continue
    close(2)
10   call onailuj(fecha,num,i,nai,numes)
    if (mq.eq.1) then
        zero = 9999.0
        write(4,2000) fecha, (zero, kh=1,24)
    else
        CALL ANALY(X,24,NH2,A,B,azero)
        do 11 khar = 1, NH1
            A(khar) = 0.0
            B(khar) = 0.0
11   continue

```

```

CALL SYNTH(A,B,NH2,0.0,XCAL)
CALL ANALY(Y,24,NH2,A,B,azero)
do 12 khar = 1, NH1
    A(khar) = 0.0
    B(khar) = 0.0
12  continue
    CALL SYNTH(A,B,NH2,0.0,YCAL)
    write(4,2000) fecha, (xcal(kh)-ycal(kh), kh=1,24)
    endif
13  continue
2000 format(a10,24f9.1)
    close(4)
    return
end

*
c
    subroutine dos(nai,naf,ndi,ndf,epp,eteo,NH1,NH2)
c
    integer nai, naf, ndi, ndf, numes(12), NH1, NH2
    character epp*3, eteo*3, input1*50, input2*50, input3*50,
*       output*50, fecha*10, num(31)*2
    dimension x(24), y(24), a(20), b(20), xcal(24), ycal(24)
    data numes/31,28,31,30,31,30,31,31,30,31,30,31/
    data num/'01','02','03','04','05','06','07','08','09','10',
*       '11','12','13','14','15','16','17','18','19','20',
*       '21','22','23','24','25','26','27','28','29','30',
*       '31'/
    fecha = '00/00/0000'
c
    call salida(output, nai, ndi, ndf)
    open(4,file=output,status='new')
c
    do 14 kk=nai,naf
        mas = 0
        numes(2) = 28
        if (mod(float(kk),400).eq.0) then
            numes(2) = 29
            mas = 1
        else
            if
*       (mod(float(kk),4).eq.0.and.mod(float(kk),100).ne.0) then
                numes(2) = 29
                mas = 1
            endif
        endif
        ni = 1
        nf = 365 + mas
        if (kk.eq.nai) then
            ni = ndi
            nf = 365 + mas
        endif
        if (kk.eq.naf) then
            ni = 1
            nf = ndf
        endif
        do 13 i=ni,nf
            mq = 1

```

```

call entrada(input1, input2, input3, kk, i, epp, eteo)
c
open(1,file=input1,status='old',err=10)
mq = 0
do 5 k=1,24
    read(1,*) hora, x(k)
    if (x(k).eq.0.0) then
        mq = 1
    endif
5   continue
close(1)
if (mq.eq.1) goto 10
c
mq = 1
open(2,file=input3,status='old',err=6)
goto 7
6   open(2,file=input2,status='old',err=10)
7   mq = 0
do 8 k=1,24
    read(2,*) hora, y(k)
    if (y(k).eq.0.0) then
        mq = 1
    endif
8   continue
close(2)
10  call onailuj(fecha,num,i,kk,numes)
if (mq.eq.1) then
    zero = 9999.0
    write(4,2000) fecha, (zero, kh=1,24)
else
    CALL ANALY(X,24,NH2,A,B,azero)
do 11 khar = 1, NH1
    A(khar) = 0.0
    B(khar) = 0.0
11  continue
    CALL SYNTH(A,B,NH2,0.0,XCAL)
    CALL ANALY(Y,24,NH2,A,B,azero)
do 12 khar = 1, NH1
    A(khar) = 0.0
    B(khar) = 0.0
12  continue
    CALL SYNTH(A,B,NH2,0.0,YCAL)
    write(4,2000) fecha, (xcal(kh)-ycal(kh), kh=1,24)
endif
13  continue
14  continue
2000 format(a10,24f9.1)
close(4)
return
end

c
subroutine juliano(m,d,numes)
c
c   Calcula el numero consecutivo de una fecha a/m/d
c
c   sum : auxiliar de suma           m: mes

```

MONITOREO GEOMAGNÉTICO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
ANEXO II

```

c      d: dia                      numes(m): data dias por mes
c
c234567
      integer m, d, numes(12), sum
      sum = 0
      if (m.gt.1) then
        do 10 i=1,m-1
          sum = sum+numes(i)
10     continue
        d = d+sum
      endif
      return
      end

c
c
      subroutine onailuj(f,nm,n,a,ns)
c
c      Calcula el nombre de la fecha en base a un dia juliano
c
c234567
      integer n, l, a, ns(12), a1, a2, a3, a4, moe
      character f*10, nm(31)*2, un(10)*1
      data un/'0','1','2','3','4','5','6','7','8','9'/
      a1 = (a/1000)
      a2 = ((a-a1*1000)/100)
      a3 = ((a-a1*1000-a2*100)/10)
      a4 = a-a1*1000-a2*100-a3*10
      moe = 1
      l = n
      do 5 i = 1,12
        l = l -ns(i)
        if (l.le.0.and.moe.eq.1) then
          l = l+ns(i)
          f(1:2) = nm(l)
          f(3:3) = '/'
          f(4:5) = nm(i)
          f(6:6) = '/'
          moe = 0
        endif
5     continue
      f(7:7) = un(a1+1)
      f(8:8) = un(a2+1)
      f(9:9) = un(a3+1)
      f(10:10) = un(a4+1)
      return
      end

c
      subroutine entrada(input1, input2, input3, anio, i, epp, eteo)
c
      character input1*50, input2*50, input3*50, epp*3, eteo*3
      integer anio, dia
      open(1,file='aux1.txt')
      open(2,file='aux2.txt')
      open(3,file='aux3.txt')
      dia=i
c
      if (dia.lt.10) then

```

```

write(3,6000) anio, dia, epp
write(2,2000) anio, dia, epp
write(1,2000) anio, dia, eteo
else
  if (dia.lt.100) then
    write(3,6001) anio, dia, epp
    write(2,2001) anio, dia, epp
    write(1,2001) anio, dia, eteo
  else
    write(3,6002) anio, dia, epp
    write(2,2002) anio, dia, epp
    write(1,2002) anio, dia, eteo
  endif
endif
2000 format(i4,'00',i1,'HVM.',a3)
2001 format(i4,'0',i2,'HVM.',a3)
2002 format(i4,i3,'HVM.',a3)
6000 format(i4,'00',i1,'HFX.',a3)
6001 format(i4,'0',i2,'HFX.',a3)
6002 format(i4,i3,'HFX.',a3)
rewind(1)
rewind(2)
rewind(3)
read(1,'(2x,a50)') input1
read(2,'(2x,a50)') input2
read(3,'(2x,a50)') input3
close(1)
close(2)
close(3)
return
end
c
subroutine salida(output, anio, ndi, ndf)
c
character output*50
integer anio, ndi, ndf
open(1,file='aux3.txt')
if (ndi.lt.10) then
  if (ndf.lt.10) then
    write(1,4000) anio, ndi, ndf
  else
    if (ndf.lt.100) then
      write(1,4001) anio, ndi, ndf
    else
      write(1,4002) anio, ndi, ndf
    endif
  endif
else
  if(ndi.lt.100) then
    if (ndf.lt.10) then
      write(1,4003) anio, ndi, ndf
    else
      if (ndf.lt.100) then
        write(1,4004) anio, ndi, ndf
      else
        write(1,4005) anio, ndi, ndf
      endif
    endif
  endif
endif

```

```

        endif
    else
        if (ndf.lt.10) then
            write(1,4006) anio, ndi, ndf
        else
            if (ndf.lt.100) then
                write(1,4007) anio, ndi, ndf
            else
                write(1,4008) anio, ndi, ndf
            endif
        endif
    endif
endif
endif
4000 format(i4,'00',i1,'00',i1,'.hrb')
4001 format(i4,'00',i1,'0',i2,'.hrb')
4002 format(i4,'00',i1,i3,'.hrb')
4003 format(i4,'0',i2,'00',i1,'.hrb')
4004 format(i4,'0',i2,'0',i2,'.hrb')
4005 format(i4,'0',i2,i3,'.hrb')
4006 format(i4,i3,'00',i1,'.hrb')
4007 format(i4,i3,'0',i2,'.hrb')
4008 format(i4,i3,i3,'.hrb')
rewind(1)
read(1,'(2x,a50)') output
close(1)
return
end

```

c

```

SUBROUTINE ANALY(H,NDATA,NN,ABAR,BBAR,azero)
C TO COMPUTE AMPLITUDE AND PHASE OF HARMONIC COMPONENTS
C IN THE FORM A0+AN(COS(N0))+BN(SIN(N0))
C H IS THE DATA SEQUENCE OF NDATA LENGTH. NN THE NO. OF HARMONICS
C REQUIRED. OUTPUTS ARE AN-BN HARMONICS
DIMENSION H(24),SUMA(20),SUMB(20),ABAR(20),BBAR(20)
PI = 4.0*atan(1.)
DATA = NDATA
ANGLE = 2.0*PI/DATA
EL = 0.0
sx = 0
do 10 i = 1, ndata
10    sx = sx + h(i)
azero= sx/ndata
DO 30 J = 1,NN
    SUMA(J) = 0.0
    SUMB(J) = 0.0
    FJ = J
    DO 20 I = 1,NDATA
        FI = I - 1
        SUMA(J) = SUMA(J)+H(I)*COS(FJ*FI*ANGLE)
20    SUMB(J) = SUMB(J)+H(I)*SIN(FJ*FI*ANGLE)
    ABAR(J) = 2.0*SUMA(J)/DATA
    BBAR(J) = 2.0*SUMB(J)/DATA
c    CALL ANGFIX(ABAR(J),BBAR(J),HHY)
30 CONTINUE
RETURN
END

```

```
c
c
SUBROUTINE ANGFIX(A,B,ANG)
X=ABS(A/B)
ANG=ATAN(X)
PI=4.0*atan(1.)
IF(A.EQ.0.0)ANG=0.0
IF(B.EQ.0.0)ANG=PI/2.0
IF(A.GT.0.0.AND.B.LT.0.0)ANG=PI-ANG
IF(A.LT.0.0.AND.B.LT.0.0)ANG=PI+ANG
IF(A.LT.0.0.AND.B.GT.0.0)ANG=2.0*PI-ANG
cc  ANG=ANG*180.0/PI
RETURN
END

c
c
subroutine synth(A,B,NN,AZERO,SUM)
dimension A(20),B(20),SUM(24)
do 400 i = 1,24
400  sum(i)=azero
twopi =8.0*ATAN(1.)
do 402 j = 1,NN
do 401 i= 1,24
aia = i - 1
401  sum(i) = sum(i) + A(j)*cos((twopi/24.0)*j*aia) +
*      B(j)*sin((twopi/24.0)*j*aia)
402 continue
RETURN
END

c
```