

03095  
8

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**



**Estudio de las anomalías magnéticas y su relación con las estructuras geológicas y actividad eruptiva de los complejos volcánicos activos de Colima y Popocatepetl, México**

**TESIS**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

Que para obtener el grado de

Doctor en Ciencias de la Tierra

(Sismología y Física del Interior de la Tierra)

presenta

**Héctor López Loera**

**2002**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*A Yola... a Fabián... a Gaby*

*A mi Mamá... a Neto... a Tello*

*Por ser mi centro de gravedad y por todo  
el amor y comprensión recibidos durante  
todo este tiempo.*

*A Toño  
In memoriam*

## *Agradecimientos*

*Mi más sincera gratitud al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por su invitación para realizar el doctorado y por el apoyo incondicional recibido.*

*A mi primo Ing. Eduardo Komori López y familia, por su continuo y desinteresado apoyo durante todo el tiempo, así como a mi Tía Carmen.*

*Al Lic. Ramiro Arroyo Sepúlveda y al Lic. Javier Cabrera Adame por sus continuas muestras de apoyo y estímulo, por ser de lo mejor en la vida... un amigo.*

*A mis compañeros de generación en el Politécnico, Ing. J. Francisco Hernández Martínez, Ing. Alfonso Ochoa Cony e Ing. Israel Hernández Pérez, por su continuo soporte en el desarrollo de esta investigación.*

*Mi agradecimiento muy especial a Yolanda J. Deschamps Góngora por su asistencia en los trabajos de campo en los complejos volcánicos de Colima e Izta-Popo y por sus comentarios en la redacción del trabajo, a Lorenzo Pérez por su apoyo en el Popo y a Roberto "Magic" Magaña, por su soporte en la generación de mapas.*

*A los compañeros del posgrado, en especial a Mario Rebolledo Vieyra, por su asesoramiento en computación y a Nicolás Ramírez por la lección de valor mostrado ante la adversidad.*



*A los Drs. Oscar Campos Enríquez, Carlos Flores Luna, William Bandy, Gerardo Núñez-Carrasco, Gerardo Ronquillo Jarillo y Hugo Delgado Granados por la lectura crítica al trabajo. Asimismo al Dr. Luis Alva Valdivia por su apoyo en algún momento de la investigación.*

*También, mi más profundo reconocimiento y agradecimiento al apoyo recibido por el personal de la unidad de bibliotecas de Ciencias de la Tierra, de la UNAM, en especial al Lic. Arturo Méndez Flores por todo su tiempo y dedicación.*

*Al Cmdte. Melchor Ursua, de Protección Civil Colima, por su soporte a la investigación en el Volcán de Colima y a quien le destrocé un vehículo en el desarrollo de este estudio.*

*A CONACYT, por su soporte económico durante la mayor parte de esta investigación, sin el cual hubiese sido imposible realizarla.*

*Al Dr. José Ortega Ramírez, por sus continuas "porras" e invitaciones a incrementar el conocimiento.*

# ÍNDICE

<b>Agradecimientos</b>	<b>v</b>
<b>Resumen</b>	<b>1</b>
<b>Summary</b>	<b>5</b>
<b>1 Introducción</b>	<b>9</b>
<b>2 Aeromagnetometría en los Complejos Volcánicos de Colima e Izta-Popo</b>	<b>16</b>
2.1    Introducción	17
2.2    Complejo Volcánico de Colima	18
2.2.1    Análisis y descripción de la información aeromagnética	19
2.2.2    Dominio aeromagnético I	20
2.2.3    Dominio aeromagnético II	20
2.2.4    Dominio aeromagnético III	23
2.2.5    Dominio aeromagnético IV	24
2.2.6    Dominio aeromagnético V	25
2.2.7    Dominio aeromagnético VI	25
2.2.8    Dominio aeromagnético VII	26
2.2.9    Dominio aeromagnético VIII	26
2.2.10    Dominio aeromagnético IX	29
2.2.11    Dominio aeromagnético X	29
2.2.12    Dominio aeromagnético XI	29
2.2.13    Dominio aeromagnético XII	30
2.2.14    Dominio aeromagnético XIII	30
2.2.15    Dominio aeromagnético XIV	31
2.2.16    Dominio aeromagnético XV	31
2.3    Procedimiento de datos aeromagnéticos	34
2.3.1    Volcanes de Colima	34
2.3.1.1    Campo magnético total (CMT)	34
2.3.1.2    Reducción al polo	36
2.3.1.3    Señal analítica	38
2.3.1.4    Continuación ascendente	39
2.3.1.5    Primera derivada vertical	42
2.4    Discusión	44

2.5	Complejo Volcánico Iztaccíhuatl-Popocatepetl	47
2.5.1	Análisis y descripción de la información aeromagnética	49
2.5.2	Dominio aeromagnético I	50
2.5.2.1	Procesamiento de datos	50
2.5.2.2	Reducción al polo	55
2.5.2.3	Primera derivada vertical	57
2.5.2.4	Señal analítica	59
2.5.2.5	Continuaciones de campo magnético	60
2.5.2.5.1	Continuación descendente 250 m	60
2.5.2.5.2	Continuación ascendente 2000 m	62
2.5.2.5.3	Continuación ascendente 4000 m	63
2.5.3	Dominio aeromagnético II	64
2.5.4	Dominio aeromagnético III	64
2.6	Discusión	64
<b>3</b>	<b>Magnetometría terrestre en el Complejo Volcánico de Colima</b>	<b>67</b>
3.1	Introducción	68
3.2	Complejo Volcánico de Colima	68
3.3	Observaciones de campo magnético total	70
3.3.1	Sección magnética Atenquique – El Playón	73
3.3.2	Sección magnética Villa de Álvarez – El Tecuán	75
3.3.3	Sección magnética La Zacatera – Quesería	76
3.3.4	Sección magnética Buen País - El Fresnal	78
3.3.5	Sección magnética Villa de Álvarez – Minatitlán	80
3.3.6	Sección magnética Lo de Villa – El Chical	81
3.3.7	Sección magnética Pueblo Juárez - Coquimatlán	82
3.3.8	Sección magnética Tecomán – Armería	84
3.3.9	Sección magnética Colima – San Marcos	86
3.3.10	Sección magnética Los Alcaraces – Alzada	87
3.3.11	Sección magnética Juluapan – Zacualpan	88
3.3.12	Sección magnética Cuatro Caminos – Los Depósitos	90
3.3.13	Sección magnética Llanitos – Cd. Guzmán	92
3.3.14	Sección magnética El Penal – Cd. Guzmán	93
3.3.15	Sección magnética Salsipuedes – Atenquique	95
3.4	Correlación entre perfiles magnéticos	97
3.4.1	Estructura geológica La Lumbre	98
3.4.2	Estructura geológica La Escondida	100
3.4.3	Estructura geológica Montitlán	100
3.5	Discusión	102

<b>4</b>	<b>Magnetometría terrestre en el Complejo Volcánico Izta-Popo</b>	<b>105</b>
4.1	Introducción	106
4.2	Complejo Volcánico Izta – Popo	106
4.3	Observaciones de campo magnético total	109
4.3.1	Sección magnética México – Texmelucan	110
4.3.2	Sección magnética Cocotitlán – Llano Grande	112
4.3.3	Sección magnética Amecameca – Nealticán	114
4.3.4	Sección magnética Cuautla – Atlixco	116
4.3.5	Sección magnética Cuautla – Cocotitlán	117
4.3.6	Sección magnética Tlamacas – Altzomoni	119
4.3.7	Sección magnética San Nicolás de Los Ranchos – Texmelucan	120
4.3.8	Sección magnética Texmelucan – Atlixco	121
4.4	Discusión	123
<b>5</b>	<b>Variaciones vulcanomagnéticas asociadas a estructuras volcánicas afectadas por actividad magmática</b>	<b>130</b>
5.1	Introducción	131
5.2	Variaciones vulcanomagnéticas en el Volcán de Colima	132
5.3	Mediciones magnéticas	132
5.3.1	Sección Atenquique – El Playón	132
5.3.2	Sección El Playón	137
5.3.2.1	Estación 0	142
5.3.2.2	Estación 1	143
5.3.2.3	Estación B	145
5.3.2.4	Estación C	147
5.3.2.5	Estación IGF	149
5.3.2.6	Estación Km 44	151
5.3.2.7	Discusión	154
5.3.3	Sección El Naranjal – Quesería	157
5.3.3.1	Discusión	162
5.4	Variaciones vulcanomagnéticas en el volcán Popocatepetl	162
5.4.1	Sección magnética Amecameca – Paso de Cortés – Nealticán	163
5.4.2	Sección magnética Tlamacas – Paso de Cortés – Altzomoni	166
5.4.3	Sección magnética Tlamacas – Paso de Cortés	171
5.4.4	Discusión	187

<b>6 Conclusiones finales</b>	<b>189</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>196</b>
<b>Anexos</b>	<b>211</b>

# **R e s u m e n**

## **Resumen**

Durante los años de 1995 a 2001, se realizó un estudio magnético en los complejos volcánicos activos de Colima e Iztaccíhuatl-Popocatepetl, con el fin de comprender mejor la estructura geológica y sus propiedades magnéticas. La base de datos usada en el estudio consiste en datos magnéticos aéreos y terrestres colectados a lo largo de transectos lineales, así como de mediciones de las variaciones de la intensidad del campo magnético total en estaciones fijas en ambos volcanes.

En el complejo volcánico de Colima (CVC) los datos magnéticos aéreos generaron los siguientes resultados y conclusiones:

(1) La configuración del campo magnético total (CMT), muestra la existencia de 16 dominios o sectores aeromagnéticos.

(2) Existen zonas de debilidad regionales, semiregionales y locales que no habían sido reportadas anteriormente, asociadas a bajos magnéticos y a fracturas y/o fallas.

(3) Se localizaron tres cuerpos intrusivos alineados NNE-SSW y al NW del CVC.

(4) Se interpreta la presencia de apófisis de cuerpos intrusivos al S del Volcán de Colima orientados a lo largo de la traza de la zona de falla de Montitlán. La identificación de estas estructuras geológicas muestran que la migración del magmatismo de N a S en el CVC no terminó con las estructuras volcánicas conocidas como "Los Hijos del Volcán", sino que continuó migrando hacia el S.

(5) La profundidad a la fuente del magnetismo en el Volcán de Colima, se interpreta entre 2 y 4 km.

En el CVC el análisis de 15 secciones magnéticas terrestres a lo largo de 440 km dieron los resultados siguientes:

(1) Existen cinco zonas magnéticas, asociadas principalmente con productos volcánicos como derrames y brechas andesíticas, depósitos de avalanchas de escombros volcánicos, arenas, gravas y depósitos aluviales.

(2) Las zonas de falla principales (Montitlán, La Lumbre y La Escondida) tienen una firma magnética que permite seguir su traza.

(3) Los cuerpos fuente de las anomalías magnéticas asociadas al Volcán de Colima pueden extenderse a considerable profundidad, a cientos de metros.

En el Volcán de Colima las mediciones de la variación de la intensidad del CMT muestran que:

(1) En mediciones a lo largo de un transecto de 35 km de largo, se reconocieron tres diferentes sectores con características magnéticas anómalas, encontrándose las mayores variaciones vulcanomagnéticas en espacio y tiempo en el sector asociado con el protovolcán de Colima.

(2) En el edificio volcánico se identificaron cuatro comportamientos magnéticos distintos caracterizados por las variaciones magnéticas en: pendiente E, en el límite de la caldera del protovolcán, en el piso del protovolcán (El Playón) y las correlacionadas con zonas de debilidad como fallas y/o fracturas.

(3) Las variaciones vulcano-magnéticas están correlacionadas principalmente con efectos termales.

(4) En la sección El Naranjal-Montitlán-Quesería, se observó incrementos y decrementos en la intensidad del CMT, encontrándose una relación entre la intensidad de magnetismo y la energía liberada por el volcán, siendo estas inversas.

En el complejo volcánico Izta-Popo (CVIP) el estudio aeromagnético mostró los siguientes resultados:

(1) La interpretación de tres sectores magnéticos: el primero asociado con el CVIP, el segundo con la porción NE y el tercero ubicado principalmente al S y SE.

(2) Se identifican lineamientos con dirección N-S, NE-SW y NW-SE, asociados a zonas de fallas y/o fracturas que limitan la extensión de los edificios volcánicos.

(3) Los conductos del volcán Iztaccíhuatl están asociados a una misma anomalía magnética.

(4) En Paso de Cortés se propone la hipótesis de un edificio volcánico actualmente sin una expresión superficial. Esta zona presenta una anomalía magnética clara en la configuración del CMT que es aún observable en las continuaciones del campo ascendente, lo que le confiere una consistencia y continuidad a profundidad.

(5) El volcán Popocatepetl está asociado a una anomalía magnética dipolar normal, representada mayormente por un alto magnético, su bajo magnético se correlaciona con la traza de una zona de debilidad que se asocia a una gran falla y/o fractura en dirección NE-SW.

(6) Los productos volcánicos del Popocatepetl, alcanzan distancias del orden de los 25 km hacia el S. Se infiere que éste tiene raíces que se extienden de 2.5 km hasta los 6 km.

(7) Al S se identificó un cuerpo intrusivo bajo los depósitos de avalancha y ubicado aproximadamente a 30 km al SSW del Popocatepetl.

En el CVIP el análisis de ocho secciones magnéticas terrestres a lo largo de 341.5 km, permitió los siguientes resultados:



(1) Se reconocieron los límites E y W asociados a bajos magnéticos y correlacionados con zonas de falla y/o fracturas en dirección N-S.

(2) Se identificaron tres sectores o zonas magnéticas: la primera al W asociada con depósitos tobáceos y de aluvión, la segunda al centro, correlacionado con rocas volcánicas principalmente y la tercera al E ligada con tobas, brechas volcánicas y depósitos de aluvión.

(3) Los modelos 2D realizados muestran que los cuerpos fuente se pueden extender a profundidad cientos de metros y que están altamente fracturados y/o fallados.

En el volcán Popocatepetl las mediciones de la variación de la intensidad del CMT mostraron que:

(1) El volcán presentó cinco fases de desmagnetización/magnetización, reflejando el grado de calentamiento del cuerpo magmático bajo éste.

(2) Durante 40 meses de mediciones, la estación Paso de Cortés tuvo un decremento en la intensidad del CMT de 5 nT, mientras que la estación Tlamacas una disminución de 144 nT.

(3) Las variaciones vulcano-magnéticas están asociadas principalmente a efectos termomagnéticos y piezomagnéticos.

## **S u m m a r y**

## Summary

Magnetic research conducted from 1995 to 2001 of the active volcanic complexes in Mexico has focused on the Colima and Popocatepetl volcanoes. The results of this research has produced a better understanding and knowledge of the magnetic, geological and structural properties of these complexes.

In the Colima Volcanic Complex (CVC) the aeromagnetic data generated the following results:

(1) The Total Magnetic Field (TMF) contours data shows the existence of 16 aeromagnetic domains (AMD), being located the volcanos of Colima and Nevado de Colima associated to a AMD characterized by medium wavelength and high intensities of the TMF. The volcanic debris avalanches of the volcanoes of Colima are characterized by a AMD associated to high\_wavelength and low\_intensities of the TMF.

(2) The aeromagnetometric data provides evidence for the existence of regional, semi-regional and local weakness zones associated with faults and/or fractures in the CVC. Zones aligned in N-S direction are considered among the most important, (the Montitlan fault and that East of the CVC).. In NW-SE direction, the La Desconocida fault that crosses the whole research area, NE-SW orientation, such as La Lumbre, and E-W the La Escondida fault.

(3) Three large intrusive bodies located NW of the CVC are oriented NNE-SSW and form an additional volcanic complex.

(4) South of the Volcan de Colima the data suggest the existence of apophasis of intrusive bodies lie along the same plane, thus confirming the volcanic complex's association with the Montitlan fault.

(5) The source depth of the magnetism in the Volcano of Colima is estimated to be 2 to 4 km in accordance with the carried out magnetic models and with radially averaged power spectrum.

In the CVC, analysis of 15 ground magnetic profiles along 440 lineal km generated the following results:

(1) Five magnetic zones exists, associated principally with volcanic activity such as andesitic flows and breccias, volcanic debris avalanche deposits, sand and gravel deposits and alluvial deposits.

(2) The main fault zones (Montitlan, La Lumbre and La Escondida) have a magnetic signature that allows them to be traced using magnetic methods.

(3) The source bodies of the magnetic response can extend to considerable depth, several hundreds of meters.

In the Volcan de Colima the measurements of TMF variations intensity indicates the following:

(1) The measurements were taken in a period of 13 months along a transect 35 km long, three different areas were recognized with magnetic anomalous characteristic, being the biggest magnetic variations in space and time in the sector associated with the protovolcán of Colima.

(2) In the zone of the volcano four types of magnetic behaviors were identified, specifically; magnetic variations outside the volcano, variations in the limit of the protovolcano caldera, variations associated with the protovolcano floor (El Playón), and variations related to weak areas such faults and fractures.

(3) Volcano-magnetic variations are directly related with thermal effects mainly generated by hydrothermal processes associated to the magmatic chamber.

(4) In El Naranjal-Montitlán-Quesería profile, the resulting evaluation of the data collected over a period of 23 months showed observable magnetizations and desmagnetizations. A relationship was manifested between magnetism and energy liberation from the volcano, namely, when magnetism intensity increases energy diminishes and vice versa.

In the Izta-Popo Volcanic Complex (IPVC) the aeromagnetic study shows the following results:

(1) The data provides evidence for the existence of three AMD characterized by different wavelength and intensities; the first associated with the IPVC, the second to the NE portion of the studied area and the third located mainly to the S of the complex.

(2) In accordance with the observed TMF, the volcanic edifices of the IPVC are bounded on the E and W by faults and/or fractures, though NE-SW and NW-SE faults and/or fractures are observed with the IPVC.

(3) The research shows the existence of aeromagnetic anomaly associated to the volcanic conduits of the Iztaccihuatl volcano.

(3) At Paso de Cortes area, it propose the hypothesis of a volcanic building, at the moment with no superficial expression, probably destroyed by St Vicente type event. This area presents an aeromagnetic anomaly in the TMF contours that is remarked in the up ward continuation, conferring a depth continuity.

(4) The Popocatepetl volcano is associated with a very clear and consistent bipolar magnetic anomaly, represented mostly by a magnetic high, its magnetic low is correlated with a weakness area that is associates to a major fault and/or fractures in NE-SW orientation. It presents a magnetic distortion to the NW orientation that associates with the remainder of the El Fraile volcano.

(5) The distribution of volcanic products can also be determined from the aeromagnetometric data. To the Popocatepetl volcano, these data reveal the presence of lava

flows towards the S in the form of elongated bodies that have come from the current summit crater. These flows are also associated with avalanches debris deposits towards the S, over distances of around 25 km. These data also show that Popocatepetl exhibits root depths ranging from 2.5 to 6 km, and that the magnetic sources for Iztaccihuatl lie closer to the surface.

(6) The upward continuation of the TMF permits the interpretation of the presence of an intrusive body S of the IPVC approximately 30 km SSW Popocatepetl, that is buried beneath volcanic tuff deposits.

In the CVIP, analysis of eight ground magnetic profiles along 341.5 lineal km, allowed the following results:

(1) The E-W magnetic profiles clearly identified E and W limits of the complex, these limits generally being associated with quite contrasting magnetic lows in N-S alignment.

(2) Three magnetic sectors or zones were identified in the area based on their wavelength and intensity. The first, W of IPVC, associated with tuff and alluvial deposits, the second to the center, correlated mainly with volcanic rocks and the third to the E of IPVC, correlated with tuffs and volcanic breccias.

(3) Magnetic models 2D shows that the bodies source can extend to depth hundred meters and that they are highly fractured and/or faulted.

In the Popocatépetl volcano the measurements of the TMF intensity variation shows that:

(1) In the period from January 1998 to May 2001, the volcano showed five magnetizations / desmagnetizations phases, that reflect the degree of heating of the magmatic body directly under the volcano.

(2) In the 40 months of magnetic readings, at Paso de Cortes station, it had a decrement of TMF intensity of 5 nT, while the Tlamacas station had a decrease of 144 nT, both regarding to the Teoloyucan magnetic observatory.

(3) The vulcano-magnetic intensity variations are associate mainly to thermal effects due to hydrothermal convection. Besides vulcano-magnetic intensity variations of long period, short period variations exist, from 1 to 3 months, associate possibly to piezomagnetic effects.

# **1 I n t r o d u c c i ó n**

## 1 Introducción

En el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), formado por una gran cantidad de estructuras volcánicas, existen aproximadamente 14 volcanes activos, siendo el Volcán de Colima y el volcán Popocatepetl, dos de los más activos (Medina-Martínez, 1983; Robin, 1987; Luhr y Carmichael, 1990; Rodríguez-Elizarraras, 1991; De la Cruz, 1993; Komorowsky et al., 1993; 1994; 1996 y 1997).

El estudio que a continuación se presenta, está enfocado a la comprensión de las características magnéticas y estructurales de los volcanes de Colima y Popocatepetl. La investigación, permite aportar elementos para la ampliación de los conocimientos existentes sobre las estructuras geológicas y su relación con los procesos magmáticos, así como para identificar variaciones vulcanomagnéticas precursoras de la actividad volcánica.

Este trabajo comprende estudios de magnetometría aérea y terrestre, así como mediciones con cierta periodicidad en estaciones magnéticas fijas preestablecidas.

En la investigación aeromagnética en los complejos volcánicos de Colima e Izta-Popo, los objetivos principales son los de conocer los patrones de anomalías aeromagnetométricas sobre los complejos volcánicos y de esta manera poder determinar las relaciones estructurales en los volcanes activos de Colima y Popocatepetl con sus áreas circunvecinas, así como poder localizar la posible existencia oculta de estructuras volcánicas.

En el estudio de la magnetometría terrestre, los objetivos principales son los de investigar algunas características de la estructura del subsuelo de los complejos volcánicos de Colima e Izta-Popo y de esta manera establecer sus límites y relaciones con sus áreas circunvecinas.

La investigación de las variaciones vulcanomagnéticas en los volcanes de Colima y Popocatepetl tiene como objetivo principal el reconocer diferencias en la intensidad del campo magnético asociadas a precursores de eventos volcánicos

El Volcán de Fuego ó de Colima ( $19^{\circ}30'44''\text{N}$  y  $103^{\circ}37'02''\text{W}$ ) es un volcán compuesto que se localiza al occidente de México, a una distancia aproximada de 30 km al N de la ciudad de Colima. Es el volcán más joven de un complejo volcánico cuaternario que contiene a los volcanes Nevado de Colima y el Cántaro. El Volcán de Colima tiene una elevación de 3820 m sobre el nivel del mar y se ubica a 175 km al N de la trinchera mesoamericana. Está a 5.5 km al S del volcán Nevado de Colima. Su actividad probablemente inició al cesar la actividad del Nevado de Colima con un antiguo volcán llamado Paleo-Fuego de una edad estimada en los 50,000 años (Robin et al., 1987) que se caracterizó por el colapso del cono en una avalancha tipo Monte Santa Helena, con un volumen aproximado de  $22\text{-}33\text{ km}^3$  (Stoopes and Sheridan, 1992). Esta avalancha se extendió 120 km hacia el S, hasta alcanzar la costa del océano Pacífico; estudios recientes (Capra, 2000) consideran que estos depósitos no alcanzaron esta distancia como depósitos primarios, sino que son producto de un lahar secundario. Una característica más de este volcán son: explosiones mayores y eventos de avalancha, incluida una de escombros volcánicos también tipo Monte Santa Helena, que formó una caldera de 5 km de diámetro en forma de

forma de herradura de caballo. Para este evento Robin et al. (1987) reportaron fechas de radiocarbono de  $9,370 \pm 400$  años antes del presente (A.P.), para una muestra de carbón de un depósito piroclástico arriba de la avalancha. Luhr y Prestegaard (1988) encontraron una edad de  $4,280 \pm 110$  años A.P. para una muestra de carbón subyacente al depósito de avalancha de escombros. Komorowski et al. (1997) sugieren una edad de 2,500 años para este último evento de colapso del edificio. Este autor y colaboradores consideran que los volcanes de Colima se han colapsado al menos 12 veces en los últimos 45,000 y que probablemente 9 de ellas han sido hacia el S. Ellos dataron cinco avalanchas bien definidas con edades que van desde los 18,553 hasta los 2,565 A.P. Después de esta última avalancha, el cono andesítico empezó a crecer dentro de la caldera hasta ser lo que hoy llamamos Volcán de Fuego ó de Colima.

Los principales productos del Volcán Colima son de una composición similar a los del Nevado, es decir, de andesitas básicas a andesitas, depósitos piroclásticos y avalanchas de escombros volcánicos. En el flanco S de este volcán dos pequeños domos andesíticos crecieron en tiempo post-caldera (Luhr y Carmichael) y son llamados “Los Hijos del Volcán”, aunque para Rodríguez-Elizarraras (1991) estos domos los considera conos adventicios. Estas estructuras del Volcán de Colima se consideran la última manifestación visible de la migración magmática hacia el S de la cadena El Cántaro-Nevado-Colima.

El Volcán de Colima es un estratovolcán que ha estado activo durante tiempos históricos con algunas erupciones mayores desde 1580 (Medina-Martínez, 1983; Luhr y Carmichael, 1990; Robin et al., 1991). La actividad en los dos últimos siglos ha estado caracterizada por dos erupciones plinianas en 1818 y 1913, seguidas ambas por emplazamientos de domos de lava en el cráter y por eventos explosivos menores y flujos de lava (Saucedo, 1997). Dichos eventos han ocurrido en 1961, 1975-1976, 1981-1982, 1991 y 1998-1999 (A. Cortés, comunicación personal).

La actividad en 1991 incluye la formación de un lóbulo en la cima del domo y flujos de lava que descendieron por el flanco S. Estos eventos causaron una deformación mayor en la cima del domo y produjeron avalanchas de rocas en sus flancos (Connor et al., 1993). La erupción de carácter efusivo del 20 de noviembre de 1998, generó una columna eruptiva de más de 10 km y una lluvia de cenizas en un radio mayor a 30 km, además de flujos piroclásticos hasta en un radio de 15 km, tal y como ocurrió en 1818 y 1913.

El 10 de febrero de 1999 se presentó un nuevo evento explosivo en la cima del volcán, mismo que se repitió con menor intensidad los días 18 de febrero y 10 de mayo. El 17 de julio de 1999 tuvo lugar una nueva y violenta explosión que arrojó una gran cantidad de material incandescente por los costados del volcán y levantó una columna de ceniza superior a los 8 km (G. Reyes, comunicación personal).

En el complejo volcánico de Colima y en el rift de Colima se han desarrollado innumerables estudios describiendo: su geología (Luhr y Carmichael, 1980, 1981, 1990; Allan y Carmichael, 1984; Allan, 1985, 1986; Delgado-Granados, 1993); su petrología (Demant, 1979; Luhr y Carmichael, 1980, 1981, 1982, 1990; Robin et al., 1990; Connor et al., 1991; Macías et al., 1993; Verma y Luhr, 1993); sus eventos eruptivos (Waitz, 1906, 1915, 1921; Ortiz, 1944; Mooser, 1961; Torpe, 1977; Allan et al., 1986; Robin et al., 1987; Luhr y Carmichael, 1990;



Rodríguez-Elizarraras, 1991; Stoores y Sheridan, 1992; Komorowski et al., 1994, 1996); la ciclicidad de los eventos eruptivos (Luhr, 1981; Medina, 1983; Robin et al., 1991); el paleomagnetismo de las rocas (Alva-Valdivia et al., 1990; Clement et al., 1993; Urrutia-Fucugauchi et al., 1997); sus posibilidades geohidrológicas (López-Loera y Gutiérrez-Pineda, 1977); estudios geofísicos (Allan, 1985; Aubert y Lima, 1986; Campos-Enríquez et al., 1989; De la Fuente et al., 1990; Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Bandy et al., 1991, 1993; Serpa et al., 1992; Medina et al., 1996; López-Loera et al., 1996; López-Loera y Urrutia-Fucugauchi, 1999; Urrutia-Fucugauchi et al., 1999); imágenes de satélite (Abrams et al., 1991; Álvarez et al., 1993); modelos explosivos (de la Cruz-Reyna, 1993); su geomorfología (Lugo-Hubp et al., 1993) y su sismicidad (Lermo et al., 1993).

El volcán Popocatepetl, es el segundo volcán más alto de México (sólo después del Pico de Orizaba) con una altitud máxima de 5452 m sobre el nivel del mar, con un diámetro mayor del cráter de 900 m y un área del edificio volcánico del orden de 500 km<sup>2</sup> (CENAPRED). Se localiza en las coordenadas 19° 02' N y 98° 62' W, se ubica al sur de la Sierra Nevada, a 70 km al SE del centro de la Cd. de México y a 45 km al SW de la Cd. de Puebla, localidades en donde habita una población estimada en 20 millones de personas. Forma parte del complejo volcánico Iztaccíhuatl – Popocatepetl, que se sitúa en la parte central del CVM el cual es una provincia predominantemente calcoalcalina.

El Popocatepetl, ha presentado una actividad intensa en el pasado, la mención más antigua que se registra sobre su actividad data de 1354 (Orozco y Berra, 1988, citado por De la Cruz et al., 1995), con erupciones en 1509 (Dr. Atl, 1939), 1512, 1519-1528, 1539, 1540, 1548, 1571, 1592, 1642, 1663-1665, 1697, 1720, 1804, 1919-1927 (De la Cruz et al., 1995) y en 1938 (Carrasco et al., 1985).

La más reciente actividad explosiva inició el 21 de diciembre de 1994, después de décadas de relativo reposo (GVN: 18, 02, 1993; 19, 12, 1994), con un evento caracterizado por explosiones consecutivas, la erupción siguió a un incremento en la sismicidad, en el dióxido de azufre y en la actividad fumarólica durante los 13 meses previos (GVN 18, 11, 1993). En los siguientes años ha venido presentando emplazamientos de domos en la cima de su cráter, asociadas con incremento en la sismicidad y actividad fumarólica. Una vez que el domo ocupa gran parte del interior del cráter se obstruyen los conductos de desfogue y se presentan nuevos eventos explosivos generando eventos balísticos y explosiones esporádicas moderadas que emiten ceniza y pómez, y una vez que se desaloja o se destruye el domo, pareciera que el ciclo se vuelve a repetir. CENAPRED ha reportado formación de domos; en noviembre de 1998 (BGV 23:11), a finales de febrero de 1999, a mediados de septiembre de 1999 y el último domo reportado se formó el día 18 de mayo de 2001. La geología del CVM ha sido ampliamente estudiada por diferentes investigadores entre los que destacan Mooser (1968, 1972) Demant (1978, 1981), Nieto-Obregón et al. (1981), Pasquaré et al. (1991), Damon et al. (1993), Verma (1985, 1999), Nixon et al. (1987), Ferrari et al. (1994 a,b, 1999), Márquez et al. (1999) y Morán-Zenteno et al. (1999). De igual forma, la relación del vulcanismo cuaternario y la subducción de las placas de Rivera y Cocos ha sido revisada entre otros por Urrutia-Fucugauchi y del Castillo (1977), Nixon (1982), Burbachal (1984) y Luhr et al. (1985) y Rosas Elguera et al. (1996). En el CVM se han realizado asimismo estudios paleomagnéticos para conocer la estratigrafía volcánica y sus

implicaciones tectónicas, entre estas investigaciones están las de Urrutia-Fucugauchi (1976, 1981), Urrutia-Fucugauchi et al. (1988, 1994), Alba-Valdivia et al. (2000), Goguitchaichvili et al. (2000) Soler-Arechalde y Urrutia-Fucugauchi (2000).

En la formación del volcán Popocatepetl, se considera la existencia de un primer volcán o volcán base llamado Nexpayantla, cuyos productos muestran una evolución progresiva que va de andesita básica hasta riocacita. Al parecer este volcán se destruyó por eventos explosivos tipo Monte Santa Helena y en la caldera remanente surgió el volcán Popocatepetl actual, formado por una serie de rocas menos evolucionadas, andesitas-dacitas y productos explosivos, flujos piroclásticos y depósitos de caída ampliamente difundidos (Carrasco-Núñez, 1985).

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán conformado por una combinación de derrames de lavas, que en su parte superior se intercalan con brechas y depósitos piroclásticos sin consolidar, tanto de caída libre como de flujos de ceniza o avalanchas incandescentes que se encuentran ampliamente dispersas alrededor del volcán. Estos depósitos dan una idea de la gran explosividad de los eventos eruptivos que han ocurrido más recientemente, siendo estos principalmente del tipo pliniana (Carrasco-Núñez, 1985).

Siebe et al. (1995) consideran que en la zona del complejo volcánico Izta-Popo, ha habido al menos cuatro derrumbes pre-históricos de dimensiones gigantescas que produjeron extensos depósitos de avalancha de escombros, tres de estos derrumbes están asociados al Popocatepetl y se traslapan formando al sur del volcán uno de los depósitos de avalancha más grandes del mundo ( $9 \text{ km}^3$ ). El depósito más joven tiene una edad radiométrica de 23,000 años, que equivale a la edad del cono actual del Popocatepetl.

Antes de la erupción del 21 de diciembre de 1994 en el volcán Popocatepetl, se habían realizado algunos estudios sobre su evolución petrológica (Robin, 1984); sobre su explosividad (Carrasco-Núñez, 1985); sobre sus glaciares (Lorenzo, 1964; Delgado et al., 1986; Delgado 1993); sobre erupciones tipo Santa Helena (Robin y Boudal, 1984); sobre eventos gigantescos tipo Bezymianny (Robin y Boudal, 1987) y sobre colapsos recurrentes (Siebe et al., 1993).

Durante la crisis de 1994-1995 en el volcán Popocatepetl se realizaron una serie de estudios por parte del Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Los estudios cubrieron desde la historia de la actividad reciente del Popocatepetl (de la Cruz-Reyna et al., 1995), el monitoreo volcánico (Quaas et al., 1995), zonificación de peligros volcánicos (Macías et al., 1995); información cartográfica sobre riesgo volcánico (Bonifaz et al., 1995); posibles flujos de lodo (García et al., 1995); población expuesta a desastres en las proximidades del volcán Popocatepetl (Vidal et al., 1995).

En los aspectos geofísicos, se estudiaron la sismicidad del volcán Popocatepetl (Valdés et al., 1995); las características espectrales de temblores y tremores asociados a la erupción (Lermo et al., 1995) y el monitoreo de la actividad volcánica por medio de la red geodésica.

En los aspectos geológicos del volcán Popocatépetl, se estudiaron los derrumbes gigantes y depósitos de avalancha de escombros (Siebe et al., 1995) y se monitorearon los glaciares (Delgado y Brugman, 1995).

En los aspectos geoquímicos y de impacto atmosférico se estudiaron las emisiones de bióxido de azufre del volcán Popocatépetl durante la erupción de diciembre de 1994 - enero de 1995 (Galindo et al., 1995); los aerosoles y cenizas dispersas durante el evento eruptivo (Ivlev et al., 1995); la emisión de cenizas y variaciones geoquímicas durante diciembre-marzo (Martín del Pozzo et al., 1995) y patrones de viento en la región del volcán Popocatépetl y Cd. de México (Carrasco-Núñez et al., 1995).

Posteriormente a la serie de estudios que se realizaron durante la crisis de 1994-1995, en el Volcán Popocatépetl se desarrollaron investigaciones muy variadas entre las que sobresalen las del monitoreo volcánico. Este monitoreo se realizó por medio de: percepción remota (Álvarez et al., 1999); sismicidad (Valdés et al., 1999); magnetometría (López-Loera et al., 1999; Cifuentes-Nava et al., 1999); sistemas de posicionamiento global, GPS, (Cabral-Cano et al., 1999) y mediciones de bióxido de azufre (Cárdenas-González et al., 1999).

En el área del volcán, se han desarrollado algunos trabajos de paleomagnetismo realizados por Carrasco-Núñez et al. (1986), en los que se indica que la actividad del Popocatépetl no pudo ser mayor de 0.73 Ma, ya que las muestras obtenidas alrededor del volcán presentan polaridad normal correlacionable con la época de Brunnes. En 1996 se instaló el primer magnetómetro fijo por parte del Instituto de Geofísica, en el cerro de Tlamacas.

Los estudios sísmicos realizados en el Popocatépetl indican que los eventos vulcanotectónicos se registran a profundidades que van de los 2.5 a los 10 km bajo el cráter (Arciniega et al., 1999) y que la mayoría de ellos se ubica a profundidades menores a los 5 km (Valdés et al., 1997).

El estudio que se presenta pretende contribuir al conocimiento de las características magnéticas, de su asociación con su estructura geológica, procesos magmáticos y variaciones vulcanomagnéticas relacionadas con la actividad del Volcán de Colima y del volcán Popocatépetl. Para ello se consideró adecuado desarrollar una investigación a partir de estudios sucesivos y paralelos, es decir, primero tener un conocimiento de las características magnéticas regionales, para posteriormente ubicar a los edificios volcánicos en un ambiente más local. Con estos conocimientos se establecieron estaciones claves para medir las variaciones vulcanomagnéticas espaciales y temporales en ambos volcanes. Una vez obtenida esta información, se continuó con su procesamiento para llegar a configuraciones y perfiles de campo magnético terrestre, lo que permitió conocer las características magnéticas de las estructuras geológicas asociadas a complejos volcánicos, elementos fundamentales para la comprensión del comportamiento de la actividad volcánica.

La estructura de la investigación realizada se presenta en cinco capítulos: el primero contiene la introducción de todo el texto; el segundo trata de la aeromagnetometría en los complejos volcánicos de Colima e Izta-Popo. Inicia con una introducción en donde se mencionan

complejos volcánicos de Colima e Izta-Popo. Inicia con una introducción en donde se mencionan algunas generalidades de esta metodología en ambientes volcánicos. Se mencionan algunas características del complejo volcánico de Colima (CVC), se analiza y describe la información aeromagnética del CVC, dividiendo la zona en sectores o dominios aeromagnéticos que muestran características magnéticas similares. Se presentan los resultados de los procesos aplicados a la información magnética aérea y se presenta una discusión de los resultados obtenidos en el CVC. Después se señalan algunas de las características del complejo volcánico Iztaccíhuatl – Popocatepetl (CVIP), se analiza y se describe la información aeromagnetométrica del CVIP fraccionando la zona en dominios aeromagnéticos. Se muestran los resultados del efecto de algunos procesos a la información aeromagnetométrica y se concluye con una discusión de los resultados obtenidos en el CVIP.

El tercer capítulo cubre el tema de la magnetometría terrestre en el CVC. Inicia con una introducción al tema, se continua con un bosquejo del complejo volcánico de Colima. Enseguida se describen y analizan las observaciones de campo magnético en las 15 secciones magnéticas realizadas en y alrededor del CVC. Posteriormente a esto se muestran la correlación de algunos perfiles magnéticos con estructuras geológicas asociadas con zonas de falla y/o fracturas y se termina con una discusión de los resultados obtenidos. El capítulo cuatro cubre lo concerniente a la magnetometría terrestre en el CVIP, iniciando con una introducción al contenido y continuando con unas notas sobre el complejo volcánico, para después describir las observaciones de campo magnético en las ocho secciones magnéticas que se realizaron en y alrededor del CVIP. Se concluye con una discusión de los resultados de los modelos magnéticos efectuados en algunos de los perfiles y en general de la magnetometría terrestre realizada en el CVIP.

El quinto capítulo versa sobre las variaciones vulcano-magnéticas asociadas a estructuras volcánicas afectadas por actividad magmática, iniciando también con una introducción sobre el tema y continuando con las variaciones vulcano-magnéticas en el Volcán de Colima, describiendo y analizando el monitoreo magnético en la sección Atenquique - El Playón y en El Playón. Se presenta una discusión sobre los resultados obtenidos en estas secciones y, a continuación, se describe y analiza el monitoreo en el perfil magnético El Naranjal - Montitlán – Quesería y se discuten los resultados. Posteriormente a esto, se describen y analizan las variaciones vulcano-magnéticas en el volcán Popocatepetl, en las secciones Amecameca – Paso de Cortés – Nealticán, Tlamacas – Paso de Cortés – Alzomoni, y Tlamacas – Paso de Cortés. El capítulo finaliza con una discusión sobre los resultados de las variaciones vulcano-magnéticas en el Popo.

La investigación concluye con un apartado de conclusiones en el que se resume la información y los resultados obtenidos en cada una de estas etapas de la investigación. Se finaliza con una visión en conjunto de los volcanes de Colima y Popocatepetl.

El trabajo presenta dos anexos, en los cuales, en el primero se pueden observar una serie de fotos de los volcanes Colima y Popocatepetl, y en el segundo se incluyen las portadas de los artículos publicados y/o por publicar (en revisión) en los cuales el autor ha participado. Estos artículos tratan temas diversos, en los que se muestra la versatilidad de los métodos geofísicos en problemas de Ciencias de la Tierra, los cuales fueron considerados en la realización de esta investigación.

## **2 Aeromagnetometría en los Complejos Volcánicos de Colima e Izta - Popo**

## 2 Aeromagnetometría en los Complejos Volcánicos de Colima e Izta - Popo

### 2.1 Introducción

Investigaciones aeromagnéticas se han realizado sobre regiones volcánicas en gran parte del mundo (por ejemplo: Hagiwara, 1965; Finn y Williams, 1987; Ueda et al., 1990; Nakatsuka et al., 1990; Hildenbrand et al., 1993; Ukuma et al., 1994; Nakatsuka, 1994) en donde han demostrado su utilidad y gran potencial. La aeromagnetometría en años recientes ha tenido gran desarrollo tanto en lo instrumental como en el procesamiento de los datos.

La efectividad de los métodos aeromagnéticos para la determinación de la naturaleza de las rocas superficiales y del subsuelo está bien establecida (Malahoff, 1969). Las anomalías aeromagnéticas reflejan la variación espacial en la magnetización total de las rocas medidas por un magnetómetro. El conocimiento del rango posible de la magnetización, y el reconocimiento de los factores que la controlan, son esenciales para el significado geológico de la interpretación de los datos aeromagnéticos. La intensidad magnética total observada en un punto dado consiste de la suma de las contribuciones del campo geomagnético, es decir, la magnetización total ( $M_T$ ) es el vector suma de la magnetización remanente natural ( $M_{MRN}$ ) y de la magnetización inducida ( $M_I$ ). En los complejos volcánicos en general, las variaciones en la cantidad, tamaño de grano y composición de las titanomagnetitas producen la mayoría de las variaciones en la magnitud de la magnetización (Reynolds et al., 1990).

La aeromagnetometría ha permitido estudiar las fallas del cretácico en basamentos cristalinos (Shurr, 1992); estudiar la reactivación de fallas (Meridee, 1995); evaluar las propiedades magnéticas en volcanes antes y después de erupciones (Finn y Williams, 1987; Ueda et al., 1990); establecer la existencia de cinturones volcanomagnéticos (Honkura, 1991); estudiar las relaciones con la topografía (Finn, 1982; Flanagan y Williams, 1982; Nakatsuka, 1994). Los métodos magnéticos aéreos han permitido delinear la extensión lateral de estructuras como rifts, calderas de cimas, bocas de cráteres y fisuras de ventilación (Hildenbrand, 1993); asimismo han permitido investigar y localizar intrusivos en el subsuelo que no tienen manifestaciones superficiales (Williams y Finn, 1987).

En la investigación aeromagnética realizada en los complejos volcánicos de Colima e Izta-Popo los objetivos principales son los de conocer los patrones de anomalías aeromagnetométricas sobre los complejos volcánicos y de esa manera poder determinar las relaciones estructurales en los volcanes activos de Colima y Popocatepetl con sus áreas circunvecinas, así como la de poder localizar la posible existencia oculta de estructuras magnéticas.

A pesar de que el Cinturón Volcánico Mexicano está constituido por una cantidad innumerable de edificios volcánicos que emitieron grandes cantidades de lava y material piroclástico (Mooser 1972), existen muy pocos análisis de sus características geofísicas disponibles en la literatura. Wood (1974) realizó un estudio al NW de México en una estructura volcánica conocida como El Pinacate y Álvarez et al. (1976) realizaron un estudio en una área cercana a Los Húmeros; en ambos trabajos se analiza la respuesta magnética en cráteres de explosión volcánica; Flores-Luna et al. (1977) efectuaron un análisis de la magnetometría aérea

de la zona de la Caldera Los Humeros, como un estudio preliminar para evaluar su potencial geotérmico; Campos-Enríquez et al. (1990) analizaron datos aeromagnéticos regionales del W del Cinturón Neovolcánico Transmexicano, utilizando métodos espectrales para estimar la profundidad del basamento e interfaces magnéticas superficiales.

Como un dato de referencia, de todos los volcanes de México, sólo el volcán Popocatepetl (1997) ha sido volado magnetométricamente ex profeso para conocer sus características magnéticas superficiales y del subsuelo y poder determinar su estructura. Todas las otras zonas volcánicas que se han estudiado aeromagnéticamente, han tenido en principio sólo fines mineros, incluyendo el área del Volcán de Colima. En Japón y en Estados Unidos la gran mayoría de los volcanes han sido investigados aeromagnéticamente al menos en una ocasión. En el volcán Izu-Oshima (Japón) hasta en cinco ocasiones se han realizado estudios magnéticos aéreos de 1958 a 1986 (Nakatsuka et al., 1990) y en el Monte Santa Helena, (Washington) en dos ocasiones (Finn et al., 1987). Esto nos indica el gran valor que tiene la información aeromagnética para conocer las características superficiales y del subsuelo de las zonas volcánicas en otras partes del mundo.

Los levantamientos aeromagnéticos aquí analizados fueron realizados por el Consejo de Recursos Minerales. En la Tabla 1 se presentan algunas de las características de los equipos utilizados en dichos estudios.

## **2.2 Complejo Volcánico de Colima**

El estudio y análisis del campo geomagnético en la zona del complejo volcánico de Colima y áreas circunvecinas está basado en cuatro vuelos aeromagnéticos realizados por el ahora Consejo de Recursos Minerales (CRM) anteriormente denominado Consejo de Recursos Naturales No Renovables (CRNNR).

El primer estudio aeromagnético se realizó en 1963 como parte de un proyecto de las Naciones Unidas y el CRNNR con fines mineros. En este primer vuelo se efectuó con líneas de vuelo cada 1000 metros y a una altura sobre el nivel del terreno de 300 metros, la dirección de vuelo fue a 45° NE utilizando navegación visual, corrigiendo por deriva diaria y compilando la información analógicamente. Esta información aeromagnética se digitalizó y se le sustrajo el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, por sus siglas en inglés) en 1965. El segundo y tercer vuelos se efectuaron en 1983, con los mismos parámetros de vuelo que el primero y con dirección de las líneas de vuelo de 45° NE y 60° NE respectivamente. Estos vuelos se procesaron de una forma similar al primero y el IGRF que se utilizó fue el de 1985. El cuarto estudio aeromagnético se efectuó en 1999, con los mismos parámetros de vuelo de los tres anteriores pero con líneas de vuelo en una dirección N-S y utilizando navegación electrónica (GPS). Este vuelo aeromagnético se corrigió además de por deriva diaria y líneas de control cada 10,000 metros con una dirección EW, por movimiento del avión (compensación magnética) utilizando el IGRF de 1995 para la sustracción del campo geomagnético. El mapa de los cuatro vuelos magnéticos se conformó digitalmente con el software de Geosoft™ (Fig. 2-1). Éste se presenta también con modelo digital del terreno en relieve (Fig. 2-2).

# VUELOS AEROMAGNÉTICOS

CARACTERÍSTICAS DEL EQUIPO	1963	1983	1999
AVIÓN	Twin Pioneer	Islander BN2 - B27	Islander BN2 - B27
MAGNETÓMETRO	Gulf Mark III	Geometrics G - 803	Geometrics cesio G-228
Sensibilidad	< 1 nT	0.25 nT	0.001 nT
SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS	Gulf Mark III	Geometrics G-704-714	Picodas P - 101
CÁMARA	Fotográfica Aeropath	Aitomax 35 mm.	Video Sony pcam - 500
MAGNETÓMETRO ESTACIÓN BASE	Gulf Mark III	Geometrics G - 826 A	GEM - GSM 19
Sensibilidad	< 1 nT	1 nT	0.01 nT
RADAR ALTÍMETRO	RT7 / APN - 1	Sperry	Sperry

Tabla 1. Características de los equipos utilizados en cada uno de los vuelos aeromagnéticos que conforman la información aeromagnética del Complejo Volcánico de Colima

## 2.2.1 Análisis y descripción de la información aeromagnética

El análisis comprende una superficie aproximada de 11,650 km<sup>2</sup> (105 km x 111 km), esta área se ubica entre las coordenadas 19° a 20° latitud N y de los 103° a 104° longitud W (Figs. 2-1 y 2-2).

El CVC se ubica en la porción central W de la configuración aeromagnética (Figs. 2-1 a 2-7).

En el análisis de la información aeromagnética en este estudio se utiliza el término de dominio o sector magnético, para identificar zonas dentro de la configuración magnética que presentan características de longitud de onda y amplitud similares. Estos sectores aeromagnéticos



pueden estar constituidos por una o varias unidades geológicas (Fig. 2-3), o bien varias unidades geológicas pueden constituir un solo dominio o sector aeromagnético.

Para el análisis de la magnetometría aérea se dividió la superficie en sectores o dominios aeromagnéticos, identificándose un total de 16 (Figs. 2-4 y 2-5).

La información magnética del volcán Nevado de Colima y Volcán de Colima o de Fuego fue procesada con algunas técnicas analíticas que se tratarán después de la descripción de los dominios magnéticos.

### **2.2.2 Dominio aeromagnético I**

Este dominio aeromagnético (DAM) se caracteriza por estar representado por los volcanes de Colima y Nevado (Figs. 2-3, 2-4, 2-5 y 2-8). El volcán de Colima está asociado con una gran anomalía magnética dipolar normal con una superficie mayor a los 40 km<sup>2</sup> presentando una intensidad del campo geomagnético de más de 750 nT y una distancia dipolar de 2.5 km aproximadamente. El lóbulo positivo representa la mayor parte de la superficie, con un área mayor a los 35 km<sup>2</sup> tiene una forma alargada hacia el SSE, donde decae el potencial magnético. El polo negativo tiene una superficie mayor de 4 km<sup>2</sup>, posee una forma alargada en la dirección E-W, que sugiere estar asociado con una zona de falla que limita al volcán de Colima con el Nevado.

El volcán Nevado muestra una anomalía dipolar normal con un bajo magnético muy discreto. La anomalía cubre una superficie aproximada de 20 km<sup>2</sup>, presenta una intensidad del campo geomagnético de 240 nT y una distancia dipolar de 2.5 km. El alto magnético representa la mayor parte de la superficie de esta anomalía con 18 km<sup>2</sup>. El lóbulo positivo tiene una forma alargada en la dirección E-W. El bajo magnético de esta anomalía es muy tenue, cubriendo una superficie aproximada de 2 km<sup>2</sup>.

En la carta magnética del campo total con modelo digital del terreno en relieve (Fig. 2-5) se interpretan zonas de debilidad asociadas con fracturas y/o fallas en dirección N-S, E-W, NE-SW y en forma circular. Pareciera que la cima del cono del volcán estuviera asociada con las direcciones N-S y NE-SW.

### **2.2.3 Dominio aeromagnético II**

Este DAM se ubica en la parte centro S de la zona estudiada y se localiza principalmente al S del CVC. La principal característica de este DAM es la presencia limitada de anomalías magnéticas. La zona está asociada con respuestas magnéticas caracterizadas por longitudes de onda grandes y amplitudes medias (Figs. 2-4 y 2-5).



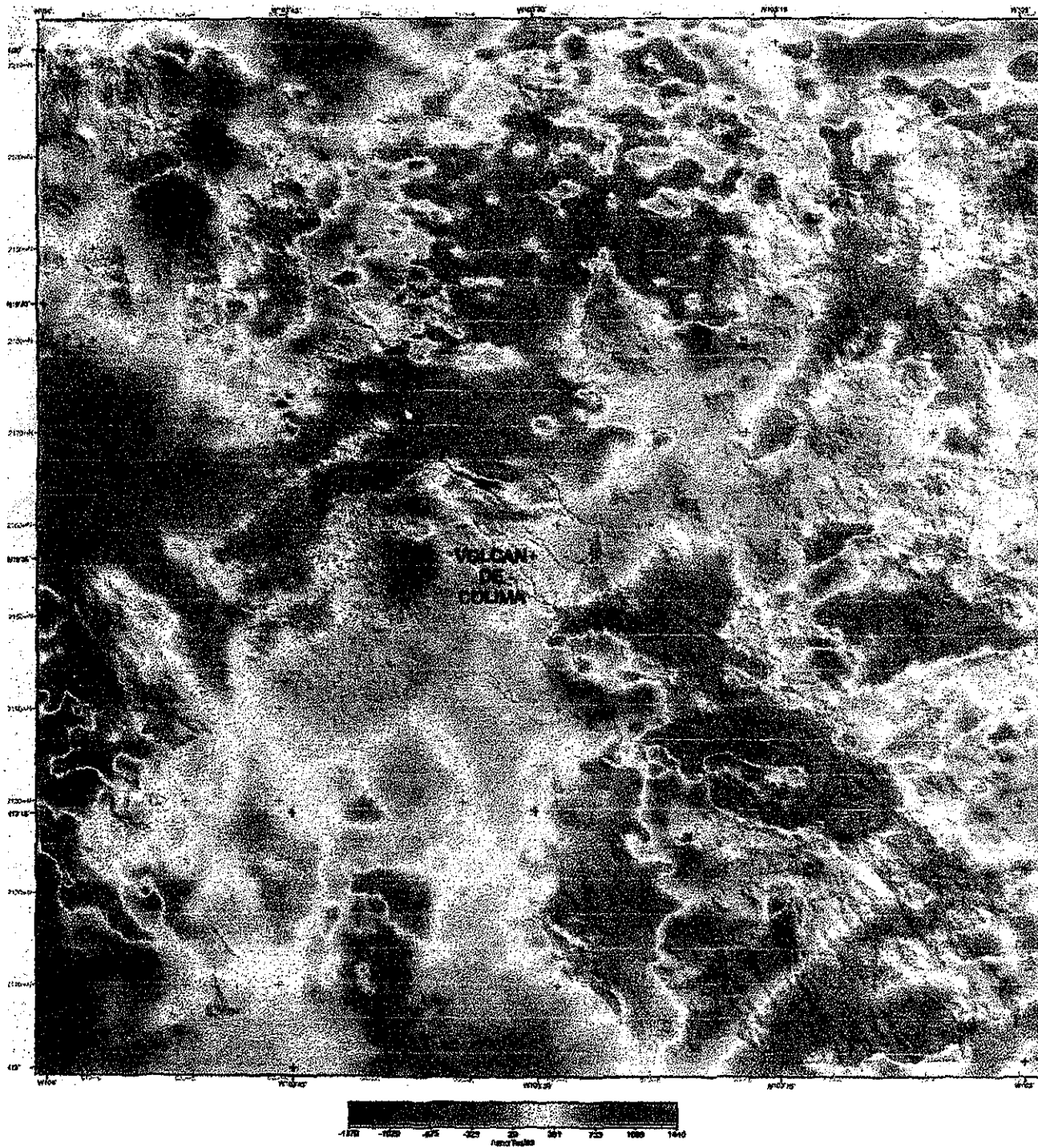


Fig. 2-2 Carta magnética del campo total (CMT) con modelo digital del terreno en relieve, obsérvese al centro de la carta las anomalías magnéticas de los volcanes de Colima y Nevado. Las tonalidades en rojo están relacionadas con la presencia de minerales ferromagnesianos. Al CMT se le sustrajo el campo geomagnético internacional de referencia, IGRF 1995, (adaptada del CRM, 2000).

Geológicamente todo el DAM se asocia principalmente a depósitos de avalancha de escombros volcánicos con zonas de gran espesor (López-Loera y Gutiérrez-Pineda, 1977) y hacia el SW a depósitos de aluvión superficial (Fig. 2-3).

Este DAM presenta dos anomalías magnéticas de características monopolares del orden de las 90 nT cada una, la primera ubicada entre la población de Quesería y de Montitlán, y la otra localizada al E de la población del Trapiche, estos altos magnéticos por sus características se pueden asociar a apófisis de intrusivo a profundidad. Las anomalías magnéticas se alinean en la dirección del CVC, es decir, N-S.

Hacia el SW de la ciudad de Colima, en la zona de la población de Coquimatlán este DAM se presenta con valores del campo geomagnético bajos, característicos de depósitos sedimentarios de aluvión y de carbonatos de calcio (calizas).

El DAM está limitado al E y W por las fallas asociadas a los cauces de los ríos Armería al W y Tuxpan-El Naranjo al E, asimismo presenta zonas de debilidad en las direcciones NNE, NW-SE y NE-SW.

#### **2.2.4 Dominio aeromagnético III**

Este DAM se ubica en la parte centro norte de la zona estudiada y se localiza al N del volcán Nevado de Colima. La principal característica de este DAM es su asociación con bajos magnéticos. La zona está asociada con respuestas magnéticas caracterizadas por frecuencias y amplitudes medias.

Este DAM presenta dos alineamientos asociados con bajos magnéticos con intensidades de  $-120$  a  $-420$  nT con dirección NE-SW asociados posiblemente con zonas de fracturas y/o fallas (Figs. 2-4 y 2-5).

Geológicamente el DAM se asocia a lavas y brechas andesíticas precaldera (I) del Nevado de Colima cubiertas por capas más jóvenes de ceniza y escoria de caída (Luhr y Carmichael, 1990) Fig. 2-3.

#### **2.2.5 Dominio aeromagnético IV**

Este DAM se localiza al NW de los volcanes de Colima y tiene una dirección NW-SE (Figs. 2-4 y 2-5). Está caracterizado por presentar respuestas magnéticas normales, es decir, el campo magnético total en la mayor parte del DAM no presenta distorsiones que generen la existencia de anomalías aeromagnéticas. Este tipo de respuesta magnética en esta zona se asocia con la formación Atenquique (Luhr y Carmichael, 1990) compuesta principalmente por gravas y arenas volcánicas así como por depósitos piroclásticos derivados de los volcanes de Colima (Fig. 2-3). El DAM contiene tres pequeñas anomalías monopolares asociadas geológicamente a conos cineríticos que erupcionaron lavas y escorias de composición basanítica (Luhr y Carmichael, 1990). Este sector magnético está limitado por zonas de debilidad asociadas a fallas al SW (cauce del Río Armería) y SE.

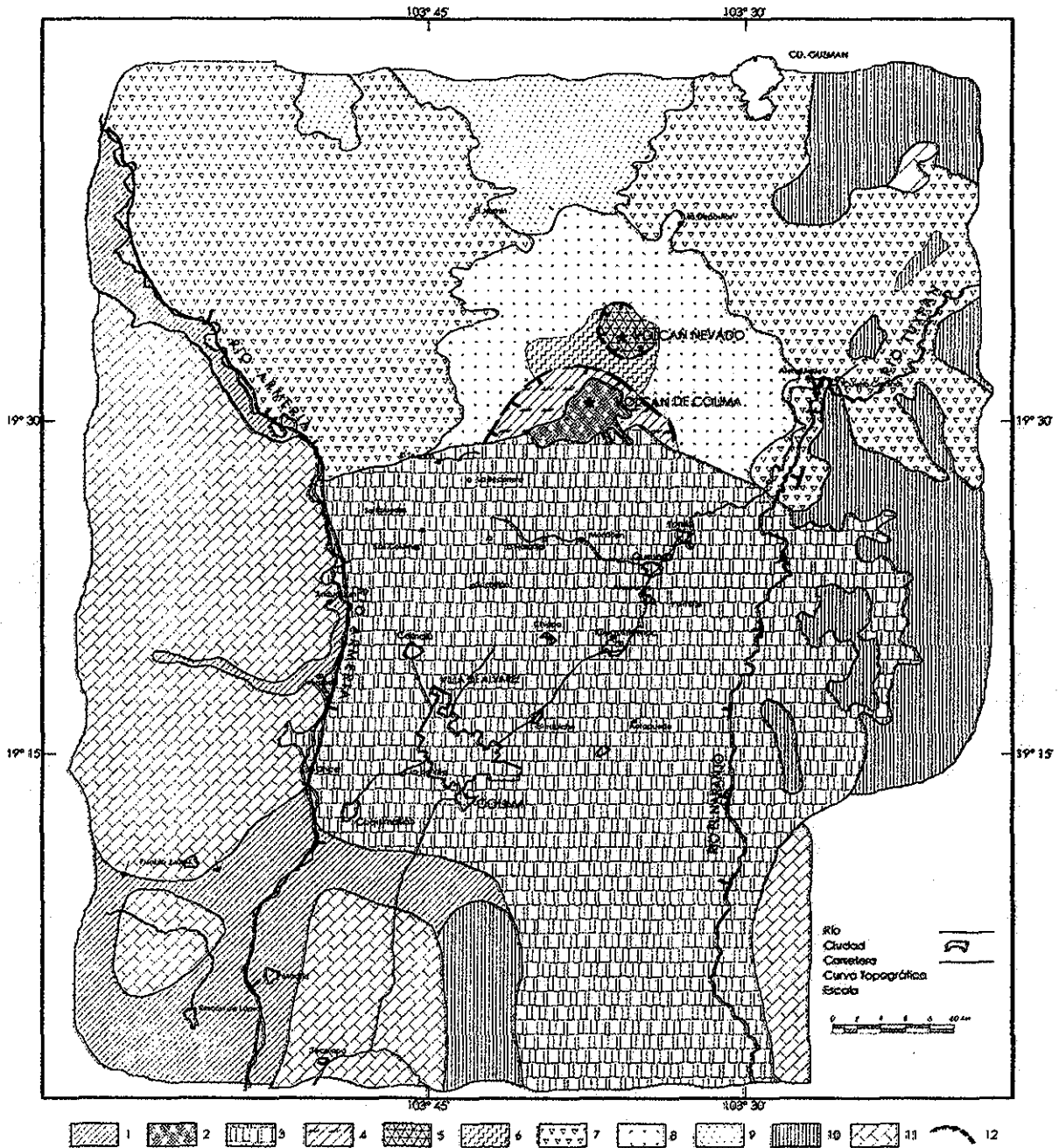


Fig. 2-3 Mapa geológico del área de los volcanes de Colima: 1 = Depósitos de aluvi6n 2 = Dep6sitos de lavas y brechas andes6ticas post-caldera del volc6n de Colima, 3 = Dep6sitos de avalancha de escombros volc6nicos del colapso del ancestral Volc6n de Colima 4 = Lavas y brechas andes6ticas pre-caldera del Volc6n de Colima, cubiertas por capas de ca6da de ceniza y escoria m6s j6venes en algunos lugares 5 = Lavas y brechas andes6ticas post-caldera del Nevado de Colima, cubiertas por dep6sitos m6s j6venes de ca6da de ceniza y escoria en muchos lugares 6 = Lavas y brechas andes6ticas precaldera (II) del Nevado de Colima, cubiertas por capas de escoria y ceniza m6s j6venes, en algunos lugares 7 = Formaci6n Ateniquique, arenas y gravas volc6nicas derivadas de los volcanes de Colima 8 = Lavas y brechas andes6ticas pre-caldera (I) del Nevado de Colima, cubiertas por capas de ca6da de ceniza y escoria m6s j6venes 9 = Lavas andes6ticas porfir6ticas del volc6n El C6ntaro 10 = Rocas 6gneas, meta-6gneas y sedimentarias cl6sticas 11 = Calizas 12 = Falla normal. (Modificado de Luhr y Carmichael, 1990, los nombres originales de las unidades geol6gicas se respetaron).

### **2.2.6 Dominio aeromagnético V**

Este DAM se localiza a 45 km al NW de los volcanes de Colima y al W y SW de la población de Tapalpa. Se caracteriza por presentar señales magnéticas de longitud de ondas grandes y amplitudes del campo geomagnético altas (Figs. 2-4 y 2-5).

El DAM contiene al menos tres anomalías de características monopolares altamente magnéticas que se identifican por sus amplitudes del campo magnético que van de las 570 a las 960 nT. Se asocian a intrusivos granodioríticos y probablemente lo que se observa magnéticamente son tres apófisis de un gran intrusivo a profundidad.

El DAM geológicamente se asocia a intrusivos, tobas y brechas volcánicas de composición intermedia, existiendo al N de la zona rocas ígneas extrusivas básicas (Fig. 2-3).

Este dominio está limitado por zonas de debilidad asociadas a fallas y/o fracturas con dirección NW-SE y NE-SW.

### **2.2.7 Dominio aeromagnético VI**

Este dominio aeromagnético se localiza al N de los volcanes de Colima y su principal característica es que contiene al volcán El Cántaro, el cual representa junto con los volcanes Nevado y Colima las principales estructuras volcánicas del CVC. El Cántaro es el volcán más septentrional de la cadena volcánica.

Este DAM está caracterizado por contener señales magnéticas con longitudes de onda pequeñas a medianas y anomalías magnéticas asociadas a amplitudes medias.

El DAM, al N y centro, se asocia superficialmente con depósitos de playa en la vecindad del poblado de Sayula. La mayor parte de este DAM se debe asociar a depósitos de rocas volcánicas en forma de flujos, brechas, domos y depósitos piroclásticos (Fig. 2-3), ya que su firma aeromagnética así lo sugiere, dado que la configuración genera una morfología magnética en forma de "bolerío", característico de este tipo de rocas volcánicas (Figs. 2-4 y 2-5).

La anomalía aeromagnética asociada con el volcán El Cántaro, no es clara, probablemente por que su construcción primaria está oscurecida por la erosión (Luhr y Carmichael, 1990), parece estar asociada a una zona de falla que genera una anomalía magnética del orden de las 390 nT. La zona magnética correlacionada con el volcán El Cántaro tiene una superficie aproximada de 3 km<sup>2</sup>. El bajo magnético tiene una forma alargada en la dirección NE-SW, el alto magnético es en forma circular alargada hacia el SSW y pareciera estar rodeado de bajos magnéticos.

Otra de las características de este DAM es la de presentar algunas anomalías magnéticas aparentemente invertidas, debido probablemente a secuencias de rocas volcánicas en forma de flujos de diferentes épocas.

### **2.2.8 Dominio aeromagnético VII**

El DAM se ubica al NNW de los volcanes de Colima y NE y E del Volcán Cántaro. Está caracterizado por tener respuestas magnéticas asociadas a longitudes de onda corta y amplitudes medias, en un ambiente de bajos magnéticos (Figs. 2-4 y 2-5).

Al NNE de Cd. Guzmán y a una distancia aproximada de 17 km, este DAM muestra una clara anomalía dipolar invertida, superficialmente asociada a depósitos de playa, aunque a profundidad se debe de asociar a un cuerpo intrusivo o tronco volcánico.

En general, el DAM se asocia superficialmente a depósitos de playa y a profundidad a rocas volcánicas dado el tipo de configuración que presenta, el cual está asociado a una morfología magnética en forma de “bolero”, característico de rocas volcánicas (Fig. 2-3).

Este DAM se interpreta que está limitado al NW por una zona de falla con dirección NE-SW.

### **2.2.9 Dominio aeromagnético VIII**

Este DAM se localiza a una distancia de 30 km al W y SW de los volcanes de Colima y tiene como límite E al río Armería. Se caracteriza por contener señales magnéticas asociadas a longitudes de onda grandes y amplitudes de campo magnético bajas. Geológicamente se asocia con la Sierra de Manantlán la cual está constituida por rocas calcáreas (Fig. 2-3).

Este DAM presenta en la porción centro sur una anomalía de características monopoles de baja intensidad que puede deberse a la presencia de un cuerpo ígneo intrusionando a la secuencia calcárea. Asimismo presenta en su parte central una anomalía dipolar normal de baja intensidad en forma alargada en dirección NW-SE que puede estar asociada a una zona de falla (Figs. 2-4 y 2-5).

El DAM está limitado por fallas y/o fracturas; al N, E y SE por la falla cauce del Río Armería y al W y SW por una falla en dirección NE-SW. En su interior presenta zonas de debilidad asociadas con fracturas y/o fallas con dirección NW-SE y NE-SW.



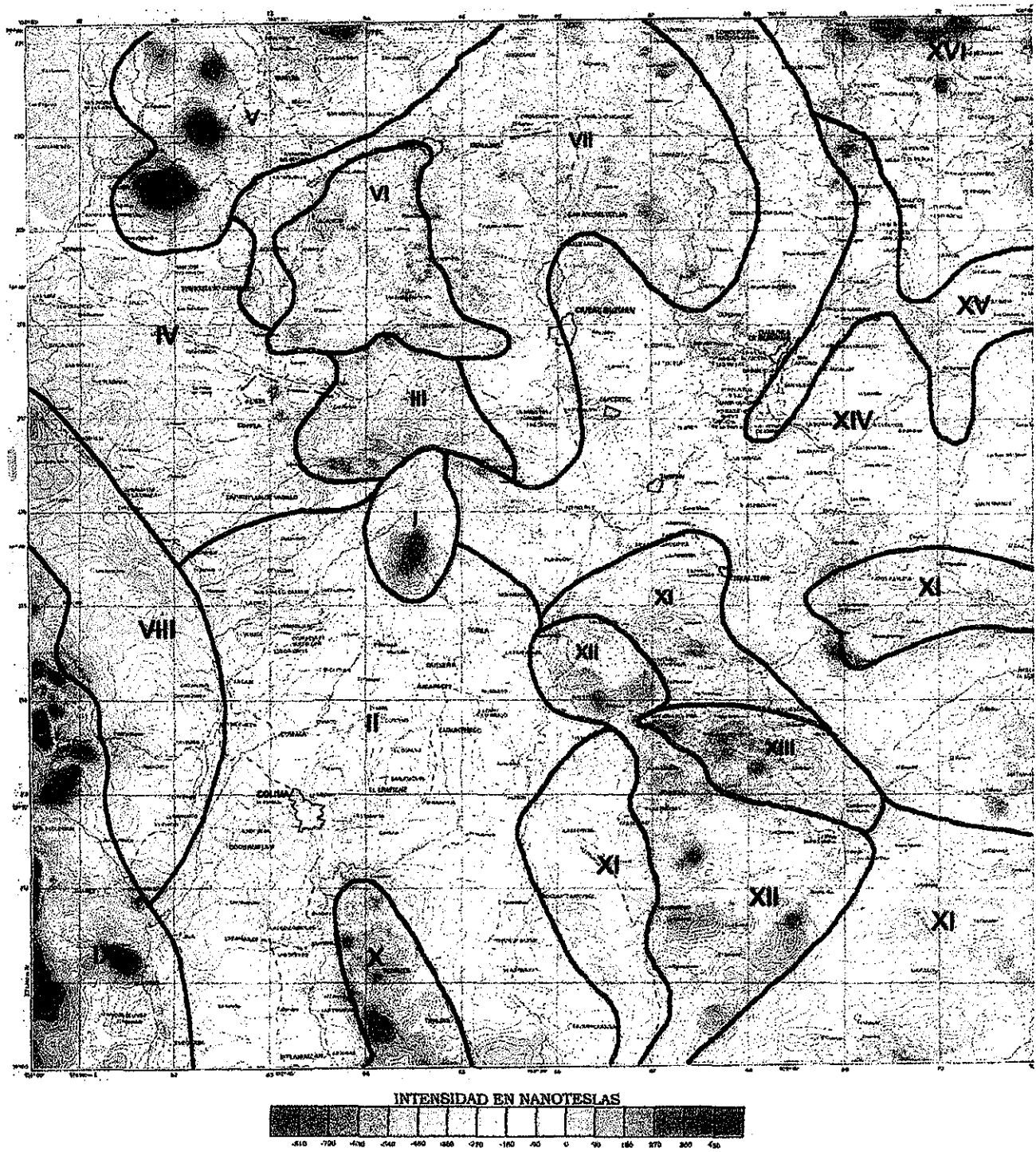


Fig. 2-4 Sectores o dominios aeromagnéticos con base en la configuración magnética del campo total (CMT) del Complejo Volcánico de Colima y áreas circunvecinas. Los volcanes Nevado de Colima y Fuego o de Colima están ubicados en el Sector I y los depósitos de avalancha de escombros volcánicos se identifican en el Dominio II. Al CMT se le sustrajo el campo geomagnético internacional de referencia, IGRF 1995, (adaptada del CRM, 1999).



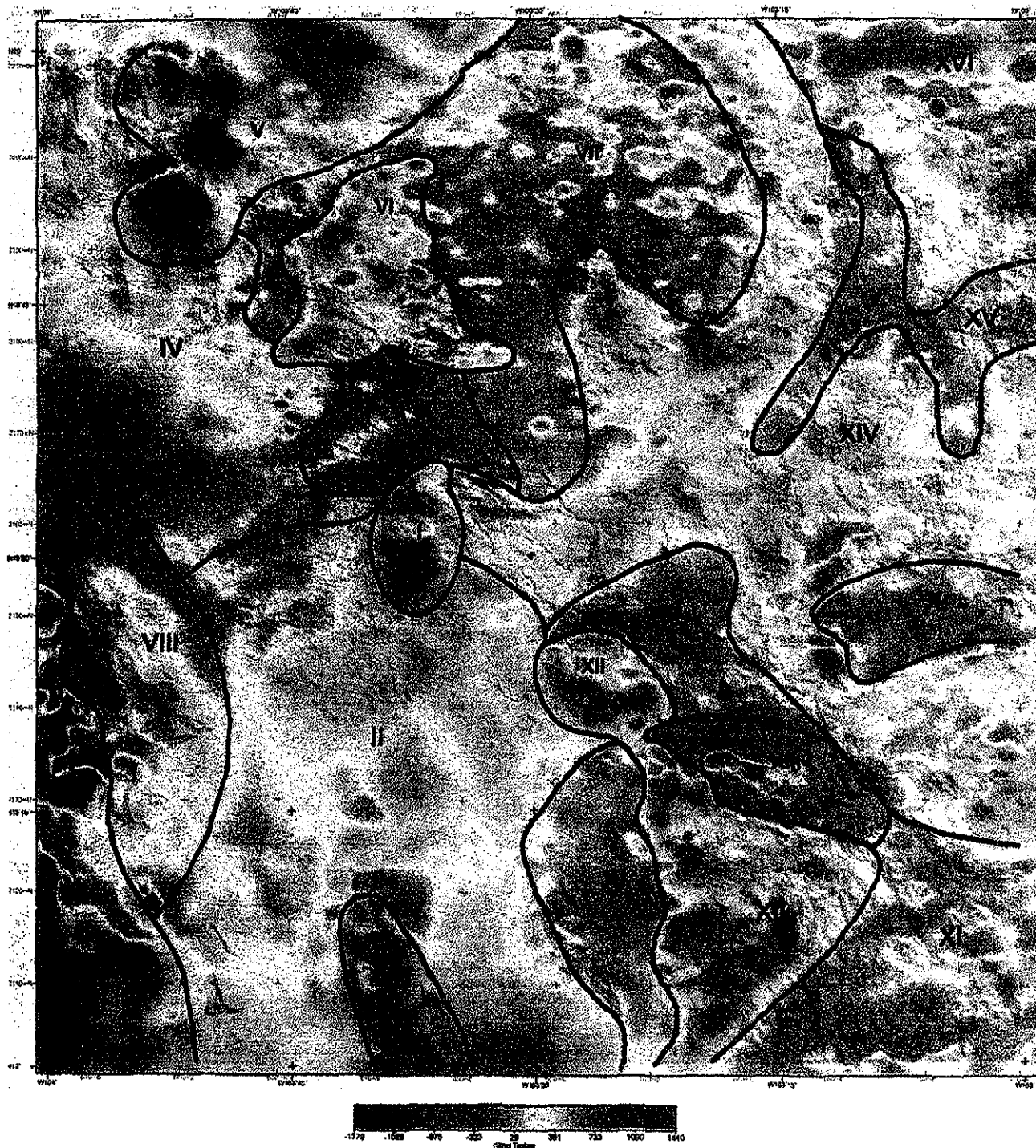


Fig. 2-5 Sectores o dominios aeromagnéticos con base en la carta magnética del campo total con modelo digital del terreno en relieve del Complejo Volcánico de Colima y áreas circunvecinas. Los volcanes de Colima se asocian al Dominio I y los depósitos de avalancha de escombros se identifican principalmente con el Sector II.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

### **2.2.10 Dominio aeromagnético IX**

Este DAM se localiza a 55 km al SW de los volcanes de Colima y a 25 km al W y SW de la ciudad de Colima. Se caracteriza por señales magnéticas de grandes longitudes de onda principalmente, y amplitudes de campo geomagnético altas (Figs. 2-4 y 2-5). Geológicamente se asocia a la Sierra de Perote la cual está conformada por rocas ígneas, metaígneas y sedimentarias clásticas (Fig. 2-3).

El DAM presenta algunas anomalías magnéticas dipolares normales muy claras por sus altas intensidades del campo geomagnético. Algunas de estas anomalías están asociadas con cuerpos intrusivos granodioríticos, rocas ígneas extrusivas (andesitas) y depósitos de mineral de hierro, por ejemplo Cerro Náhuatl ubicado al E de Pueblo Juárez.

Este DAM está limitado al E por el cauce falla del Río Armería, presentando asimismo una zona de debilidad asociada a bajos magnéticos en la dirección NW-SE.

### **2.2.11 Dominio aeromagnético X**

El DAM se localiza a una distancia de 50 km al S de los volcanes de Colima y a 20 km al SSE de la ciudad de Colima. Se identifica por tener señales magnéticas con longitudes de onda en un amplio rango, desde pequeñas hasta grandes, presenta amplitudes del campo magnético de medias a altas. El DAM tiene una forma alargada con una dirección NNW-SSE (Figs. 2-4 y 2-5).

En este DAM se pueden identificar algunas anomalías dipolares normales que se asocian a pequeños depósitos de mineral de hierro cercanos a la población de Tepames. Asimismo al NE de la población de Ixtlahuacán se identifican anomalías magnéticas de características monopolares con una intensidad mayor a las 500 nT y con longitud de onda grande asociada probablemente a un intrusivo granodiorítico.

En general este DAM se asocia a rocas ígneas intrusivas y extrusivas, vulcanosedimentarias, metavolcánicas y calcáreas (Fig. 2-3). El DAM presenta una zona de fractura y/o falla en dirección NNW-SSE.

### **2.2.12 Dominio aeromagnético XI**

Este DAM se identifica en cuatro áreas ubicadas al SE de los volcanes de Colima (Figs. 2-4 y 2-5). Está caracterizado magnéticamente por contener señales asociadas a zonas de bajos magnéticos, mostrando frecuencias de bajas a medias y amplitudes del campo geomagnético principalmente bajas.

El DAM presenta algunas anomalías magnéticas dipolares de baja intensidad del campo magnético asociadas con pequeños cuerpos de mineral de hierro de baja ley y/o hematíticos (p.ej. El Ahuijullo). Se asocia principalmente a rocas ígneas intrusivas (granito), tobas ácidas, vulcanosedimentarias (arenas y conglomerados) y calizas (Fig. 2-3). Tres de las cuatro áreas donde se observa este sector o dominio magnético rodean al DAM XIII.

Las áreas que representan este DAM están limitadas por zonas de debilidad asociadas a fracturas y/o fallas (Figs. 2-3 y 2-4).

### **2.2.13 Dominio aeromagnético XII**

Este DAM se localiza desde una distancia de 25 km hasta 55 km al SE de los volcanes de Colima y se caracteriza principalmente por contener señales magnéticas con longitudes de onda grandes y amplitudes altas, es de forma alargada con una dirección NW-SE (Figs. 2-4 y 2-5).

El DAM presenta una serie de anomalías magnéticas bien conformadas y asociadas a depósitos de mineral de fierro, como la mina del Encino que presenta una anomalía dipolar normal con una intensidad del campo magnético del orden de las 800 nT y una distancia polar de 2 km.

En la zona NW el DAM se conforma principalmente de una anomalía magnética distorsionada y alargada en la dirección E-W y constituida por tres altos magnéticos que en sus extremos forman anomalías dipolares y que probablemente estén asociadas a rocas ígneas extrusivas de composición intermedia a básica. Las intensidades del campo magnético de las anomalías es mayor de 400 nT y su distancia dipolar del orden de 2 km.

El DAM presenta asimismo anomalías monopolares de gran extensión y asociadas a rocas ígneas intrusivas. Está representado geológicamente en general por rocas ígneas intrusivas (diorita) y extrusivas (andesitas), metaígneas, vulcanosedimentarias, calcáreas y al NW por avalanchas de escombros (Fig. 2-3).

Este sector o dominio magnético está limitado al W y SE por zonas de fallas y/o fracturas, caracterizadas por fuertes contrastes magnéticos. Asimismo está limitado al N por fallas y/o fracturas con dirección NW-SE.

### **2.2.14 Dominio aeromagnético XIII**

Este DAM se localiza aproximadamente a 45 km al SE de los volcanes de Colima y como a 50 km al E de la ciudad de Colima.

Presenta señales aeromagnéticas con longitudes de onda pequeñas a medias y amplitudes del campo geomagnético principalmente altas (Figs. 2-4 y 2-5).

Al centro de este DAM se presenta una anomalía magnética dipolar normal de forma alargada, muy simétrica en cuanto a dimensiones del alto y bajo magnético, con intensidades del campo magnético mayores a 600 nT y distancias polares medias de 1.5 km, asociada a una zona de contacto entre rocas intrusivas y vulcanosedimentarias con mineral de fierro diseminado. Al S presenta una anomalía asociada a un bajo magnético que se correlaciona con un intrusivo ácido

En general el DAM se correlaciona con la presencia de intrusivos graníticos, rocas ígneas estrusivas (andesitas) y vulcanosedimentarias (Fig. 2-3).

### **2.2.15 Dominio aeromagnético XIV**

Este sector o dominio magnético se ubica hacia el ESE, E y NW de la zona de los volcanes, tiene una amplia distribución en la zona estudiada (Figs. 2-4 y 2-5), encontrándose dentro de él a las poblaciones de Tuxpan, Ciudad Guzmán y Tamazula entre otras.

Este DAM se caracteriza por estar representado por respuestas magnéticas asociadas a longitudes de onda medias a grandes y amplitudes medias. El DAM tiene la apariencia de un campo magnético normal. Se asocia al SW a rocas ígneas extrusivas ácidas, lavas, tobas y brechas andesíticas. Al centro se correlaciona con depósitos de aluvión, rocas sedimentarias e intrusivos graníticos y al E y NE con tobas y brechas de ácidas a básicas (Fig. 2-3).

### **2.2.16 Dominio aeromagnético XV**

Este DAM se localiza a una distancia media de 55 km al NE de los volcanes de Colima (Figs. 2-4 y 2-5).

Se caracteriza por estar asociado a respuestas magnéticas bajas, identificadas con longitudes de onda de medias a grandes principalmente y amplitudes bajas a medias de campo magnético. Se correlaciona con depósitos de aluvión, rocas sedimentarias, tobas y brechas andesíticas (Fig. 2-3).

### **2.2.17 Dominio aeromagnético XVI**

Este DAM se localiza a una distancia media de 75 km al NE de los volcanes de Colima (Figs. 2-4 y 2-5).

Presenta señales magnéticas caracterizadas por longitudes de ondas grandes y amplitudes de campo geomagnético altas.

El DAM está representado principalmente por un alto magnético con dirección E-W que se ubica en límite N del área estudiada.

Geológicamente este DAM se asocia a rocas ígneas intrusivas y extrusivas de composición básica, flujos de lava y tobas principalmente (Fig. 2-3).



Fig. 2-6 Zonas de debilidad asociadas a fallas y/o fracturas (líneas discontinuas) inferidas con base a la configuración de las anomalías magnéticas del campo magnético total (CMT) del Complejo Volcánico de Colima y áreas circunvecinas. Al CMT se le sustrajo el campo geomagnético internacional de referencia, IGRF 1995, (adaptada del CRM, 1999).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

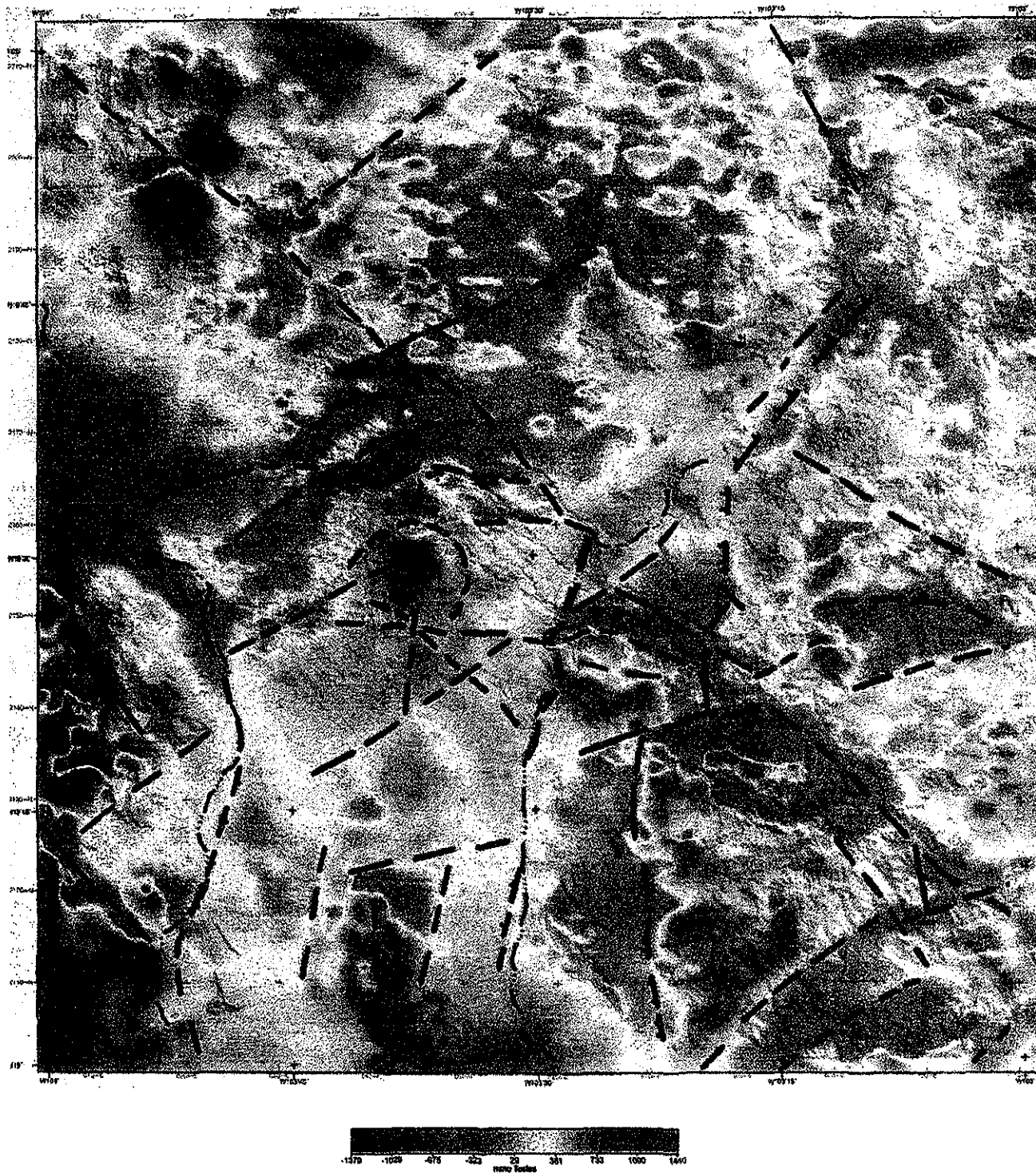


Fig. 2-7 Zonas de debilidad asociadas a fallas y/o fracturas (líneas discontinuas) inferidas con base a la carta magnética del campo total con modelos digitales del terreno en relieve del Complejo Volcánico de Colima y áreas circunvecinas. (Adaptada del CRM, 2000)

## **2.3 Procesamiento de datos aeromagnéticos**

### **2.3.1 Volcanes de Colima**

El dominio aeromagnetométrico I, que contiene al volcán Nevado de Colima y al Volcán de Colima o de Fuego, ha tenido un tratamiento más profundo en cuanto al análisis de la información, ya que forma la parte medular del estudio aquí presentado, para esto se utilizaron algunas técnicas de procesamiento que a continuación se describen.

#### **2.3.1.1 Campo magnético total (CMT)**

En la configuración del CMT (Fig. 2-8) se puede observar que el Volcán de Colima está asociado principalmente a una anomalía magnética positiva ( $42 \text{ km}^2$ ) alargada hacia el S, ubicándose la cima del cono actual en la zona del gradiente, entre el alto y bajo magnético. Este bajo magnético ( $5 \text{ km}^2$ ) es de forma alargada en la dirección E-W. El volcán Nevado de Colima presenta una señal magnética asociada a un alto magnético de forma alargada en la dirección E-W ( $18 \text{ km}^2$ ), su bajo magnético es muy discreto.

La configuración muestra claramente la existencia de zonas de debilidad asociadas a bajos magnéticos de gran amplitud ( $< -400 \text{ nT}$ ) con dirección NE-SW. Asimismo se presentan lineamientos en dirección NNE-SSW y NW-SE que limitan el contexto de los altos magnéticos hacia el W y hacia el NW respectivamente.

El alto magnético del Volcán de Colima está circundado por bajos magnéticos al E, N y NW y por otros bajos menos obvios al W y SW. La profundidad estimada de la fuente de acuerdo a un estudio inicial del espectro de potencia promediado radialmente, es de 2 km (Fig. 2-9); estudios de las características de longitud de onda (Nakatsuka, 1990) consideran profundidades a la fuente magnética entre 3 y 4 km. La anomalía magnética asociada al volcán Nevado parece extenderse hacia el W, N y NE. En esta última dirección el lóbulo positivo tiene su contraparte negativa, mostrando una clara dipolaridad lo que pudiera asociarse a una fuente de magmatismo.



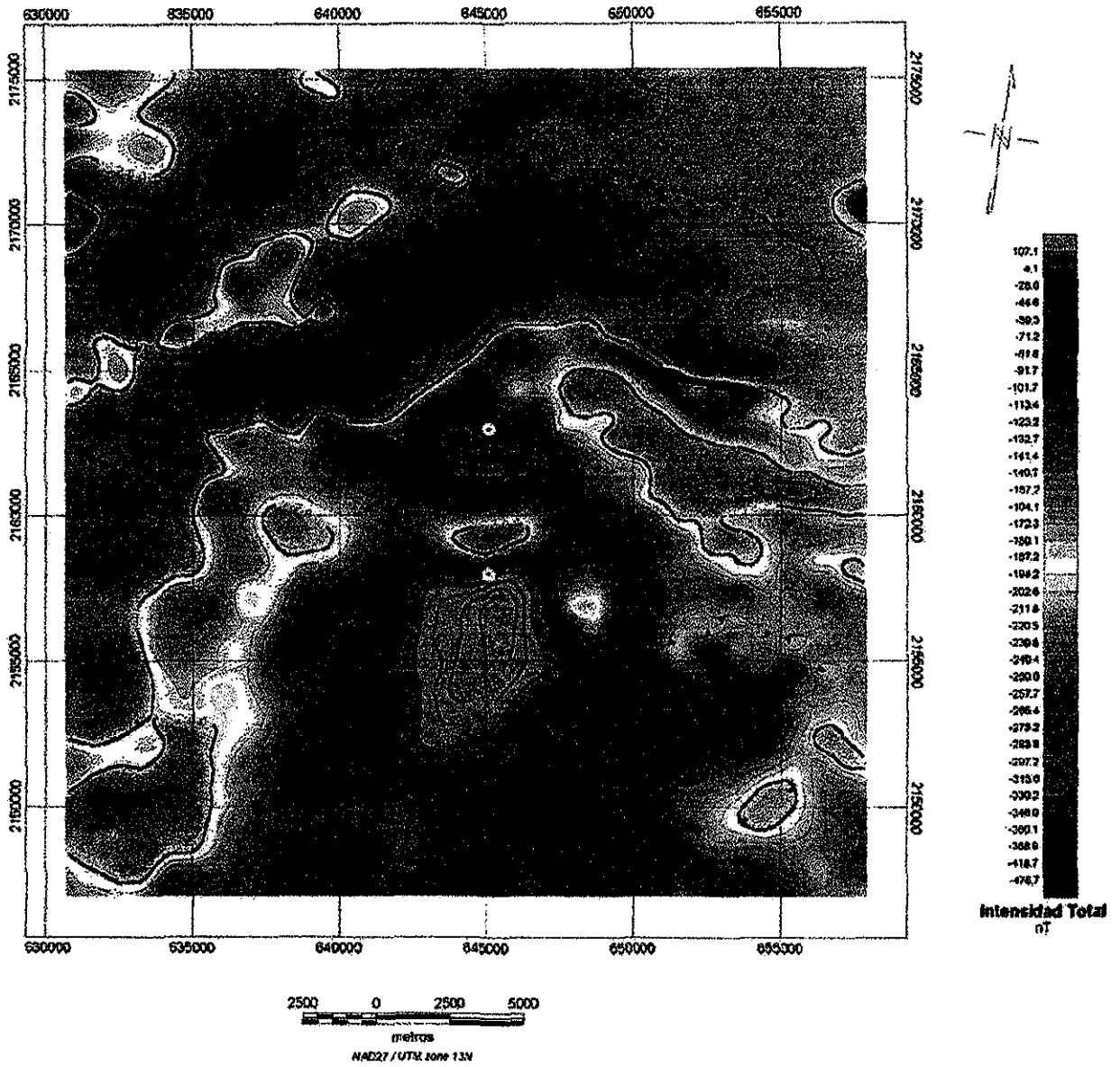


Fig. 2-8 Configuración de las anomalías del campo magnético total (CMT) del Complejo Volcánico de Colima. Los círculos amarillos ubican a los volcanes de Colima (abajo) y Nevado (arriba). Al CMT se le sustrajo el campo geomagnético internacional de referencia, IGRF 1995.



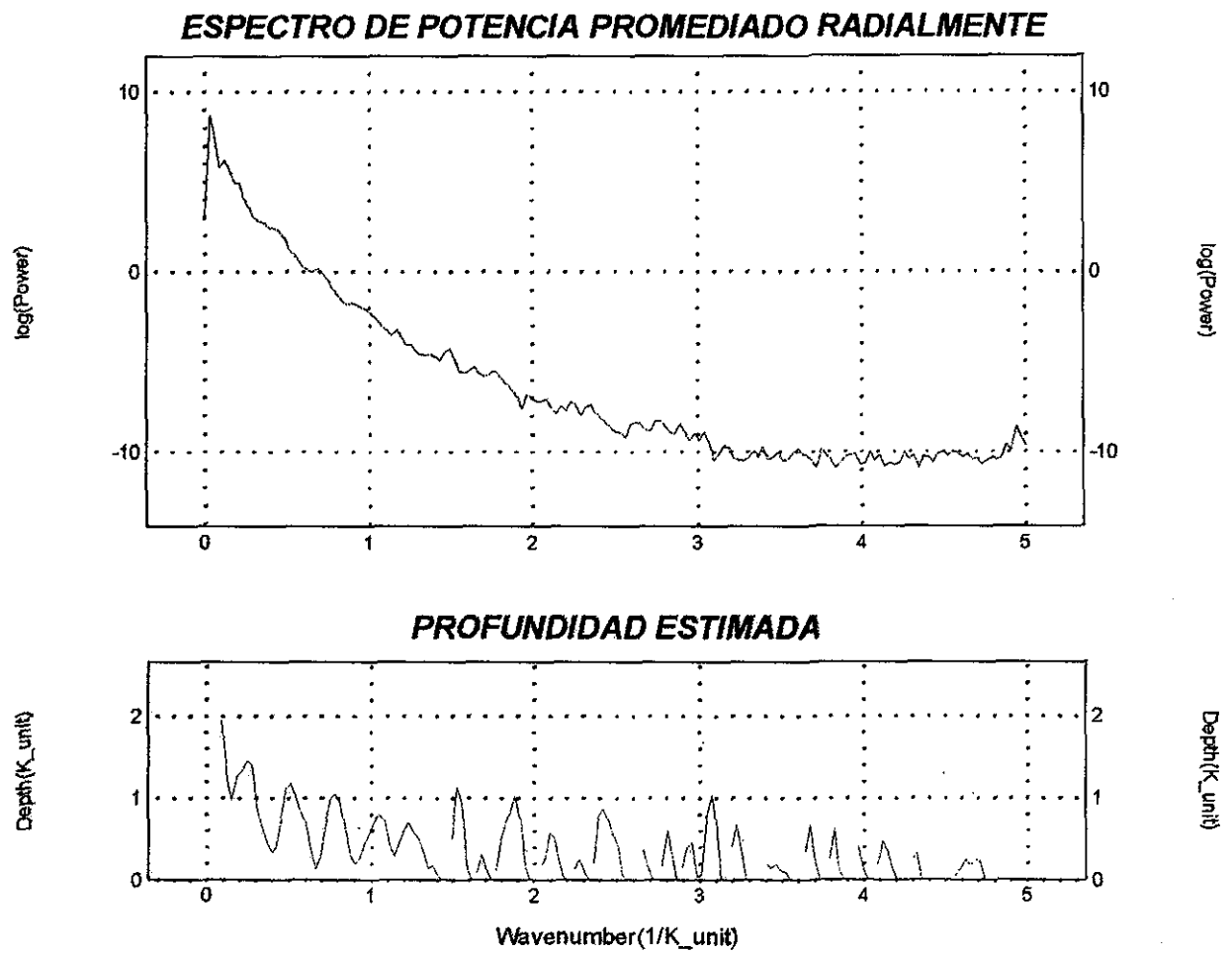


Fig. 2-9 Espectro de potencia promediado radialmente y estimación de profundidades, del campo magnético total del Complejo Volcánico de Colima.

### 2.3.1.2 Reducción al polo

A través de esta técnica las anomalías magnéticas tienden a ubicarse sobre las fuentes que las producen (Baranov y Naudy, 1964; Blakely, 1995). Así podemos observar que la anomalía magnética asociada al Volcán de Colima se centra respecto a la cima del cráter, reduce su superficie en relación con la observada en la configuración del CMT, mientras que la cima del volcán Nevado de Colima se ubica al S de la anomalía (Fig. 2-10).

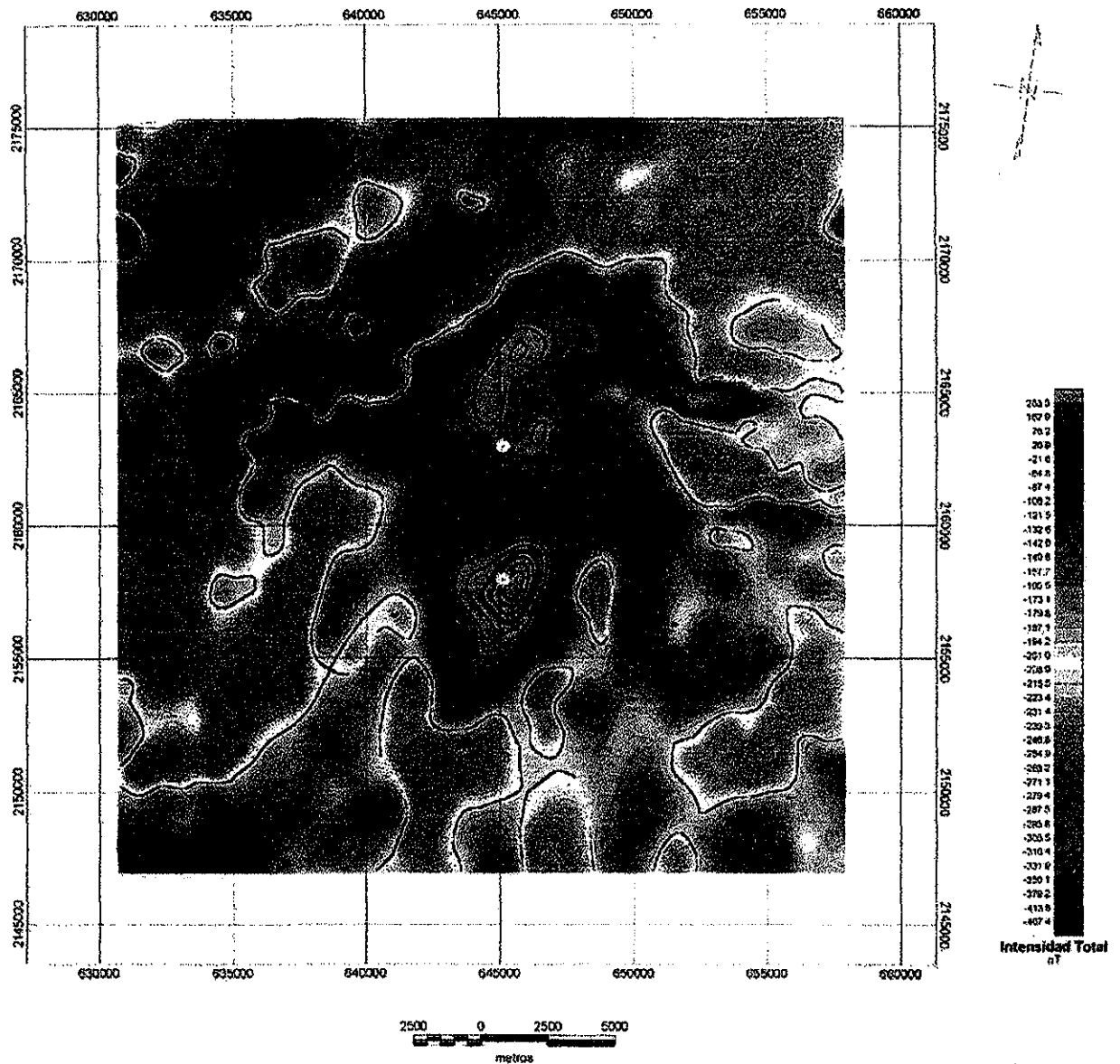


Fig. 2-10 Configuración de la anomalía del campo magnético total reducido al polo del Complejo Volcánico de Colima. Los puntos amarillos ubican a los volcanes de Colima (abajo) y Nevado de Colima (arriba).

La configuración de la reducción al polo del CMT, permite interpretar la existencia de zonas de debilidad que dividen y limitan a las fuentes magnéticas de los volcanes, asimismo presenta a la anomalía del Nevado afectada por dichas zonas que se asocian a fallas y/o fracturas. Estas zonas de debilidad tienen direcciones NE-SW, N-S y E-W principalmente.

La técnica de la reducción al polo exhibe la correlación de las fallas y/o fracturas N-S, E-W y NE-SW con el vulcanismo en el CVC.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

### 2.3.1.3 Señal analítica

La señal analítica está constituida por la combinación de los gradientes vertical y horizontal de la anomalía magnética. La señal analítica tiene una forma sobre los cuerpos fuente que depende de la localización de los cuerpos pero no de sus direcciones de magnetización (Nabighian, 1972, 1974, 1984; Roest et al., 1992).

La configuración de la señal analítica (Fig. 2-11) muestra para el Volcán de Colima, una anomalía magnética alargada en dirección N-S, en donde el alto magnético está relacionado con la cima del cráter, esta anomalía está circundada por bajos magnéticos en casi todas las direcciones, que se pueden asociar a zonas de debilidad. El Volcán Nevado en esta configuración se ubica en una zona de transición de altos magnéticos, en donde parece estar asociada a una zona de debilidad en dirección NE-SW.

La señal analítica presenta la existencia de una tendencia de altos magnéticos en dirección E-W, que cubre prácticamente toda el área N de la configuración magnética. Se puede decir que la señal analítica divide el área en altos y bajos magnéticos, en donde el S está conformado por valores bajos, exceptuando la anomalía del Volcán de Colima, y el N por altos magnéticos.

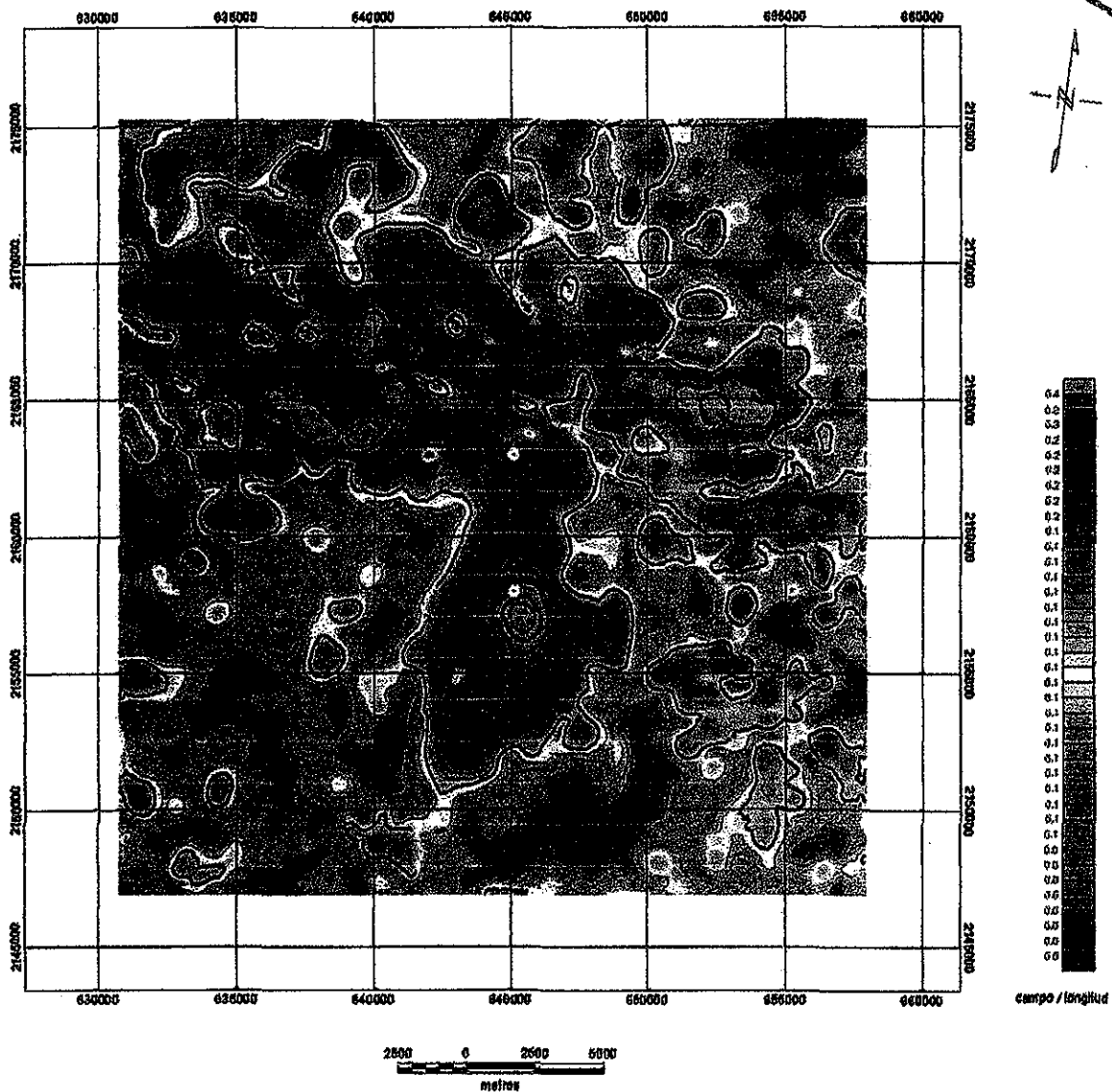


Fig. 2-11 Configuración de la señal analítica de las anomalías del campo magnético total del Complejo Volcánico de Colima. Los círculos amarillos ubican la posición de los volcanes de Colima (abajo) y Nevado (arriba).

### 2.3.1.4 Continuación ascendente

Esta técnica de procesamiento se utiliza principalmente para eliminar todas las frecuencias superficiales y aislar las señales magnéticas de fondo. En la continuación ascendente o hacia arriba, el campo potencial medido en una superficie, es transformado en el campo que se mediría en otra superficie lejos de todas las fuentes. Como se verá esta transformación atenúa las anomalías con respecto a su longitud de onda; entre más corta la longitud de onda, más grande la atenuación (Henderson and Zietz, 1949; Henderson, 1970; Blakely, 1995).

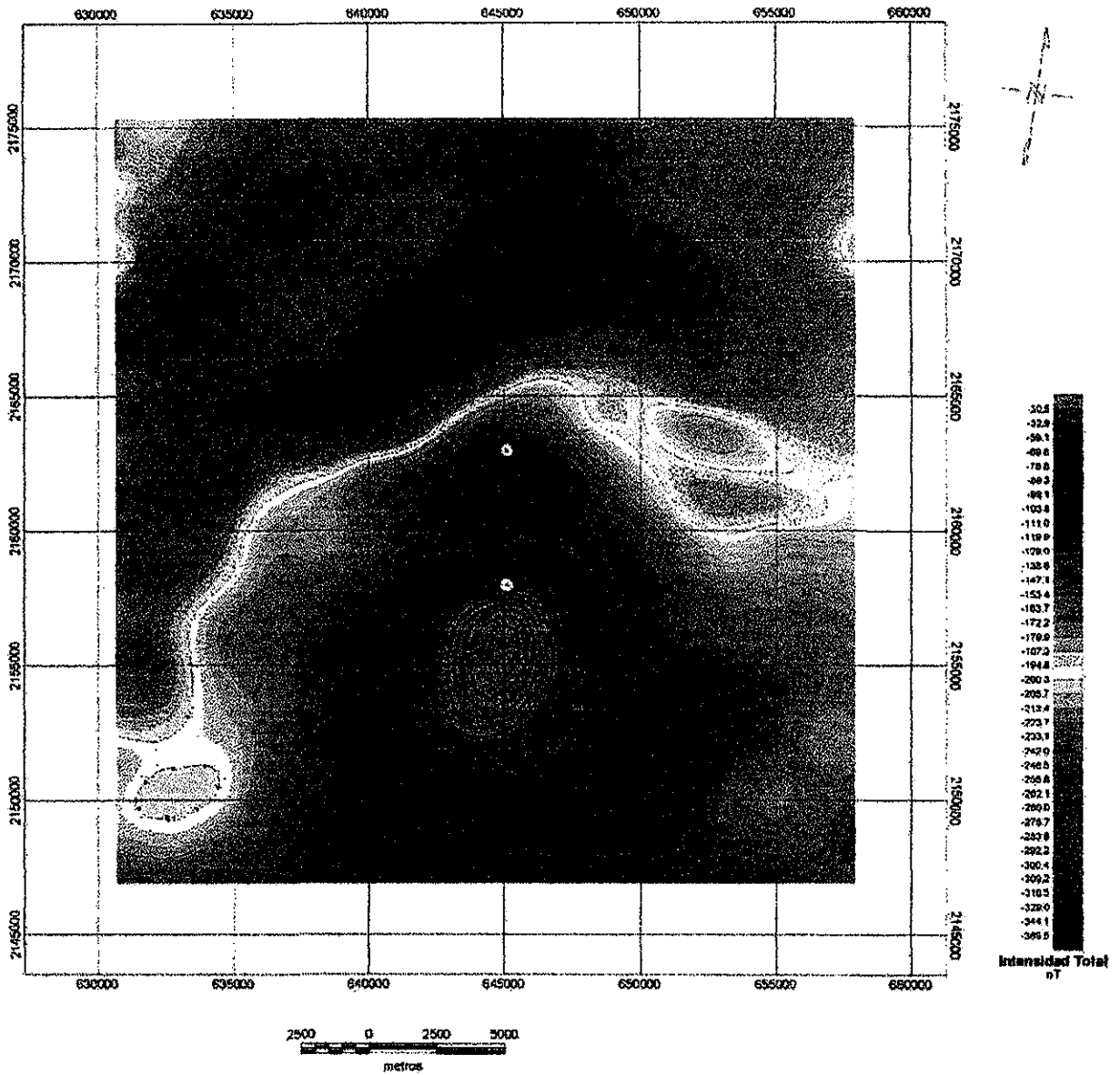


Fig. 2-12 Configuración de la continuación ascendente 1000 m de las anomalías del campo magnético total del Complejo Volcánico de Colima. Los puntos amarillos identifican a los volcanes de Colima (abajo) y Nevado (arriba).

En la configuración de la anomalía del campo magnético total (CMT) continuado 1000 metros hacia arriba (Fig. 2-12), se pueden observar que las anomalías de los volcanes se asocian a altos magnéticos bien conformados. El Volcán de Colima se relaciona con una anomalía magnética positiva de forma elipsoide alargada hacia el S mientras que el volcán Nevado muestra una anomalía magnética positiva en forma elipsoidal alargada en dirección E-W.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

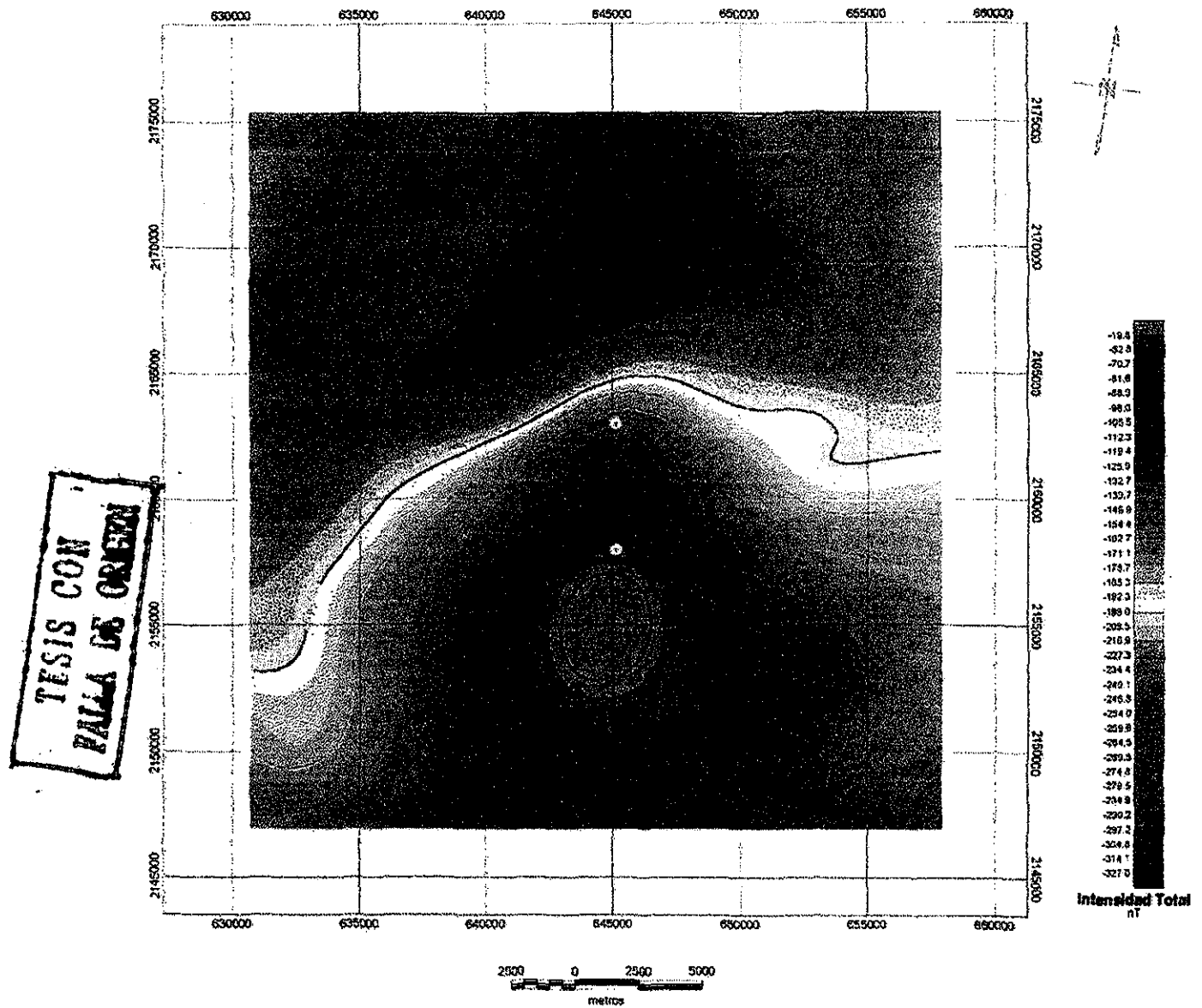


Fig. 2-13 Configuración de la continuación ascendente 2000 m de las anomalías del campo magnético del Complejo Volcánico de Colima. Los puntos amarillos ubican a los volcanes de Colima (abajo) y Nevado de Colima (arriba).

La continuación hacia arriba 1000 m del CMT muestra hacia el N y NW dos zonas bajas magnéticas, ubicándose la primera más cercana a las anomalías de los volcanes y mostrando una asociación con una gran zona de debilidad de la corteza terrestre.

Con el fin de observar el comportamiento magnético más profundo del Volcán de Colima y del Nevado se realizó una continuación hacia arriba 2000 metros al CMT (Fig. 2-13),

obteniéndose para el Colima una anomalía magnética de forma ligeramente elíptica en dirección N-S y para el Nevado una pequeña protuberancia magnética. Al N de la configuración de campo magnético ascendido se observa una depresión magnética bien conformada y con tendencias en la dirección NE-SW, que se debe asociar a una zona de debilidad

La continuación hacia arriba 2000 metros muestra algunos lineamientos muy rectilíneos que limitan el alto magnético de la anomalía del Volcán de Colima hacia el NE y NW.

### **2.3.1.5 Primera derivada vertical**

La configuración magnética generada por esta herramienta de procesamiento enfatiza los rasgos superficiales del terreno (Telford et al., 1976), de esta forma se pueden observar en la mayor parte del área la existencia de lineamientos, tendencias o “trends” magnéticos positivos y negativos asociados a longitudes de onda corta y amplitudes altas (Fig. 2-14).

Las tendencias magnéticas positivas conforman en la parte central y S un lineamiento en forma de un medio círculo, ubicándose el Volcán de Colima al centro de éste. Otros altos magnéticos se asocian con lineamientos en dirección NE-SW y NW-SE. Los bajos magnéticos con amplitudes mayores se asocian principalmente a tendencias NE-SW que se correlacionan con zonas de debilidad.

La anomalía magnética del Volcán de Colima, se conforma de tres lóbulos magnéticos en una dirección NNE-SSE, relacionándose el primero con el cráter del volcán, el segundo y tercer lóbulo parecen asociarse con las estructuras volcánicas de Los Hijos del Volcán. Esta anomalía parece estar circundada por dos semicírculos; el primero y más próximo está constituido por una serie de bajos magnéticos, en donde el bajo magnético de la anomalía del Colima forma parte de este semicírculo; el segundo semicírculo está conformado por altos magnéticos, en donde la anomalía magnética del volcán Nevado forma parte de este trend de altos magnéticos.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

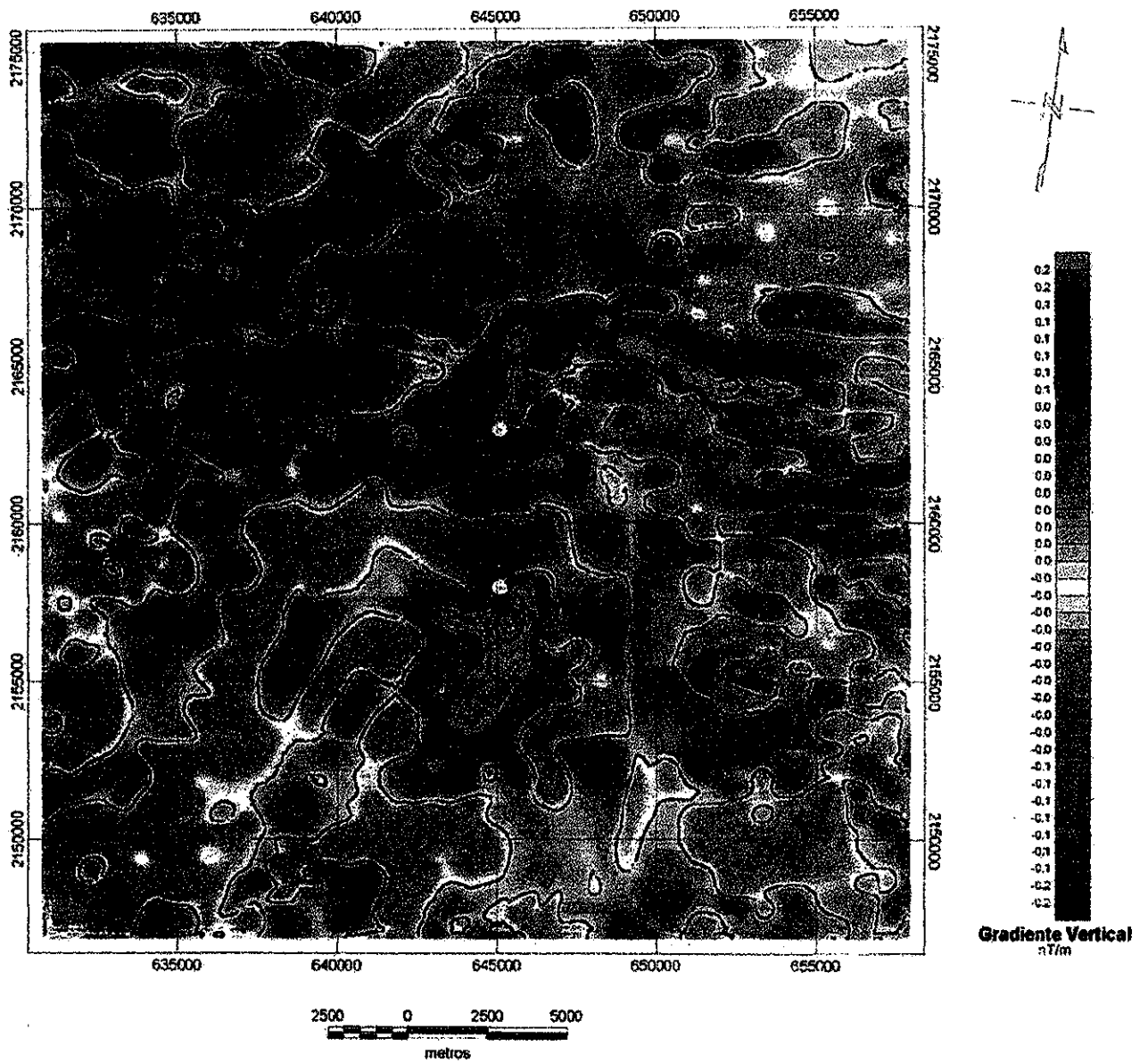


Fig. 2-14 Configuración de la primera derivada vertical de las anomalías del campo magnético total del Complejo Volcánico de Colima. Los círculos amarillos identifican a los volcanes de Colima (abajo) y Nevado (arriba).



## 2.4 Discusión

El estudio aeromagnético realizado en el complejo volcánico de Colima (CVC) y áreas circunvecinas, ha venido a proporcionar nuevos conocimientos acerca de las estructuras magnéticas y geológicas asociadas al CVC.

Bajo ciertas circunstancias que ocurren muy comúnmente, las condiciones estructurales son reflejadas significativamente en las tendencias, lineamientos o trends, en las intensidades aparentes de las configuraciones geomagnéticas. Las fallas y/o fracturas y en general cualquier estructura geológica pueden ser reconocidas o interpretadas basándose en los datos aeromagnéticos ya que estos son un reflejo directo del contenido de minerales ferromagnéticos que contiene la roca. Así la susceptibilidad magnética ( $k$ ) está en función directa del contenido de estos minerales y por lo tanto la intensidad de campo magnético está en función de la  $k$ .

En ambientes y depósitos vulcanosedimentarios, el contraste de  $k$  entre las rocas que los constituyen (intrusivos, derrames volcánicos, flujos y nubes piroclásticas, tobas, gravas, depósitos de avalanchas de escombros volcánicos y depósitos aluviales) es tal que permite distinguirlas o interpretarlas en las configuraciones aeromagnéticas, aún cuando no existan evidencias superficiales, para cada tipo de depósito se tiene una respuesta magnética asociada.

Las zonas de debilidad por lo general, en zonas volcánicas están asociadas a la presencia de hidrotermalismo, gracias a lo cual las fallas y/o fracturas se pueden mapear y configurar, ya que en los planos de falla se presenta por lo general una oxidación de la magnetita, transformándose a hematita y por lo tanto generando una disminución en el valor de  $k$ , lo que en los datos geomagnéticos se ve reflejado como lineamientos de bajos magnéticos. Llegan a existir ciertas condiciones que permiten que las zonas de debilidad, se vean emplazadas por material más magnético que la roca encajonante, generando lineamientos de altos magnéticos.

Al NW de la zona estudiada y al W de la población de Sayula, se pudo reconocer la existencia de anomalías magnéticas positivas, de características monopolares asociadas con intrusivos dioríticos, alineados casi N-S y que de alguna manera también conforman un complejo de estructuras intrusivas que probablemente a profundidad conformen un gran cuerpo ígneo (Figs. 2-4 y 2-5). Williams y Finn (1987) reportan evidencias que en Goat Rocks Wilderness, Washington se localiza un plutón superficial asociado a una anomalía magnética y gravimétrica. Honkura et al. (1991) reportan que en Japón los levantamientos aeromagnéticos sobre las islas de Japón permitieron encontrar rasgos característicos de tres cinturones de anomalías que se asocian a edificios volcánicos

Al S del volcán de Colima se localizaron también anomalías de características monopolares, posiblemente asociadas con apófisis de intrusivo, con sus altos magnéticos discretos, debido al gran espesor de depósitos de avalancha de escombros que las cubre y oscurece magnéticamente y que es del orden de los cientos de metros (López-Loera y Gutiérrez Pineda, 1977), una de ellas se localiza al W de la población de Quesería y otra a la altura del poblado del Trapiche. En estas áreas, en estudios posteriores se deberá incluir mediciones gravimétricas para interpretar con más certidumbre las anomalías magnéticas y sus implicaciones geológicas.

Los contrastes existentes entre las  $k$  de los diferentes tipos de roca que existen en el ambiente geológico de los volcanes de Colima, permiten relacionar los depósitos de avalancha de escombros volcánicos a un dominio aeromagnetométrico (DAM II). Estos depósitos se localizan principalmente al S de los volcanes de Colima.

La anomalía magnética del edificio del Volcán del Colima es predominantemente positiva y se extiende al SSW, algunos volcanes han presentado esta misma característica por ejemplo el volcán Oshima (Ueda et al., 1990) en Japón, está asociado principalmente a una anomalía positiva que se extiende en una dirección SE del Monte Mihara hacia el mar. Finn (1982) reporta que el Volcán Medicine Lake, California presenta también una anomalía magnética positiva que probablemente sea el resultado de la sobreposición de los efectos magnéticos de la topografía y del intrusivo.

La carta magnética de Colima, del campo total con modelo digital del terreno en relieve (Figs. 2-2 y 2-4), permite proponer la existencia de zonas de debilidad con direcciones NW-SE, NE-SW, N-S y E-W. En las Figs. 2-5 y 2-6 se pueden observar las zonas de debilidad mayores localizadas que se puede asociar a zonas de falla y/o fracturas.

El estudio aeromagnético permite observar la existencia del rift de Colima, así como sus fronteras, que son claras hacia el E y hacia el W y que sólo en la parte SW del rift es cuestionable su límite (Fig. 2-5 y 2-6). Hildenbrand et al. (1993) reportan haber delimitado rifts en un estudio aeromagnético en las Islas Hawaii. Mencionan que los rifts tienen patrones de características magnéticas asociados con bajos magnéticos con longitudes de onda lineales y que los procesos de alteración reducen las magnetizaciones a lo largo de los flancos de los rifts. Así mismo Meridee (1995) informa que en los planos aeromagnéticos de detalle, la falla Meers, al SW de Oklahoma, E.U., está estrechamente correlacionada con los gradientes horizontales y al escarpe lineal de la falla de 26 km de largo.

Los procesos aplicados al campo magnético del CVC, muestran una clara relación de los edificios volcánicos con las anomalías magnéticas y con zonas de debilidad en la dirección N-S, E-W y NE-SW. Núñez-Cornú et al. (1994), proponen para los eventos sísmicos localizados a distancias  $> 7$  km un alineamiento N-S, a lo largo del lineamiento Cántaro-Nevado-Colima, lo cual coincide con la zona de debilidad observada en la aeromagnetometría en dirección N-S. Asimismo estos autores proponen la posible existencia de una cámara magmática ubicada entre los volcanes de Colima y Nevado, esta zona, en aeromagnetometría se correlaciona a la zona de debilidad en la dirección E-W que se asocia con una falla (Figs. 2-5 y 2-6).

Los procesos aplicados también reflejan que la anomalía del Volcán de Colima se encuentra centrada respecto a dos linamientos magnéticos semicirculares, uno interno negativo y uno externo positivo que se pueden correlacionar con los límites de la caldera del protovolcán de Colima. La caldera Akan en Japón, está también representada por una depresión magnética que rodea a la anomalía positiva producida por el cono central post-caldera (Blank et al., 1965).

Las continuaciones ascendentes 1000 m y 2000 m del CMT, muestran que en la primera continuación, los depósitos de avalancha se reflejan ligeramente por lo que se interpreta un espesor del orden de los 500 m de estos depósitos.

En el CMT continuado 2000 m se muestra que la fuente magnética del Nevado se oscurece y sólo genera una pequeña protuberancia magnética, mientras que la del Volcán de Colima se manifiesta con mucha claridad y fuerza, lo que nos indica que dicha fuente está asociada posiblemente con su cámara magmática.

En un modelo magnético que se realizó de la anomalía continuada 2000 m, ésta se ajustó con un cuerpo fuente de forma tipo “bumerang” (Fig. 2-15) con su límite más superficial a una profundidad de 1.5 km y su más profundo a 5.0 km aproximadamente. De acuerdo a la técnica de Nakatsuka (1990) la profundidad del cuerpo fuente en el Volcán de Colima se estima aproximadamente entre 3 y 4 km. El análisis del espectro de potencia (Fig. 2-9), realizado a los datos aeromagnéticos, muestra una fuente magnética ubicada a 2 km de profundidad.

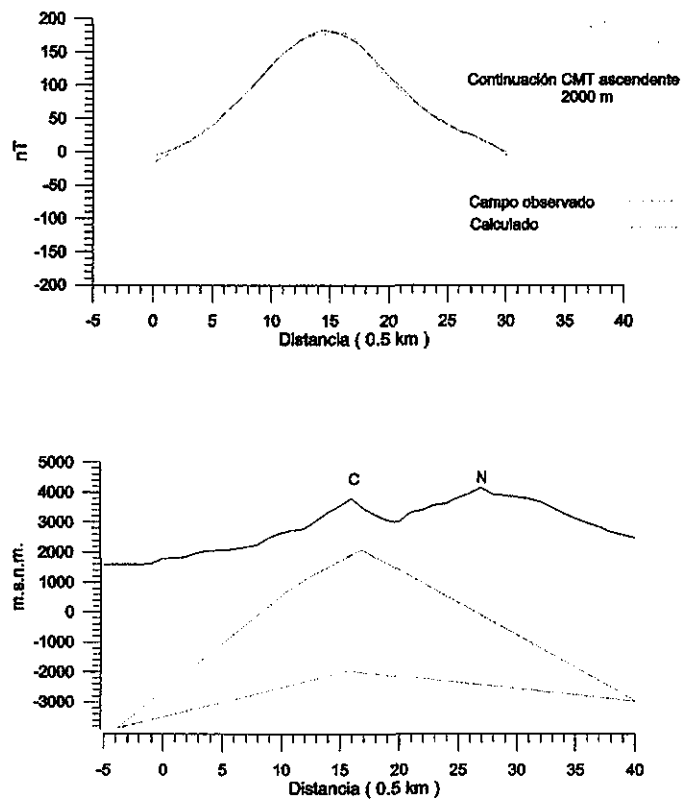


Fig. 2-15. Modelo de la anomalía magnética del campo continuado ascendente 2000 metros, en la parte central del complejo volcánico de Colima.

## 2.5 Complejo Volcánico Izta – Popo

El estudio aeromagnético realizado en el complejo volcánico Izta-Popo (CVIP) forma parte de un proyecto conjunto entre el Instituto de Geofísica de la UNAM y el Consejo de Recursos Minerales, con el fin de conocer las características magnéticas asociadas al complejo y áreas circunvecinas y su posible relación con los procesos magmáticos del volcán Popocatepetl.

Para esta investigación aeromagnética el área se dividió en 2 zonas: la primera compuesta por el CVIP y la segunda representada por la zona que circunvecina al E y S al complejo volcánico.

Para la toma de los datos se utilizó un avión Islander BN2-B27, equipado con un magnetómetro de cesio con una sensibilidad de 0.001 nT, el sistema de adquisición de datos Picodas P-101, para el posicionamiento se empleó un sistema de video Sony Pcam-500. La corrección de la deriva horaria y diaria se realizó con una estación base en tierra utilizando un magnetómetro GEM GSM-19. El control de la altitud de vuelo se realizó con un radar altímetro Sperry.

El estudio aeromagnético se realizó con líneas de vuelo en la dirección N-S, por cuestiones de estrategia de vuelo, con separación de 1000 m entre las líneas de vuelo. Las líneas de control se realizaron cada 10,000 m en una dirección E-W y en la zona del volcán Popocatepetl con una dirección NW-SE. La zona del complejo volcánico se voló a una altitud de 5000 m y la zona circunvecina a 500 m de altitud. La información se estandarizó a una altitud de 5500 m, por medio de una continuación hacia arriba del campo geomagnético (Fig. 2-16).

A los valores de la configuración se les sustrajo el campo magnético internacional de referencia (IGRF 1995).

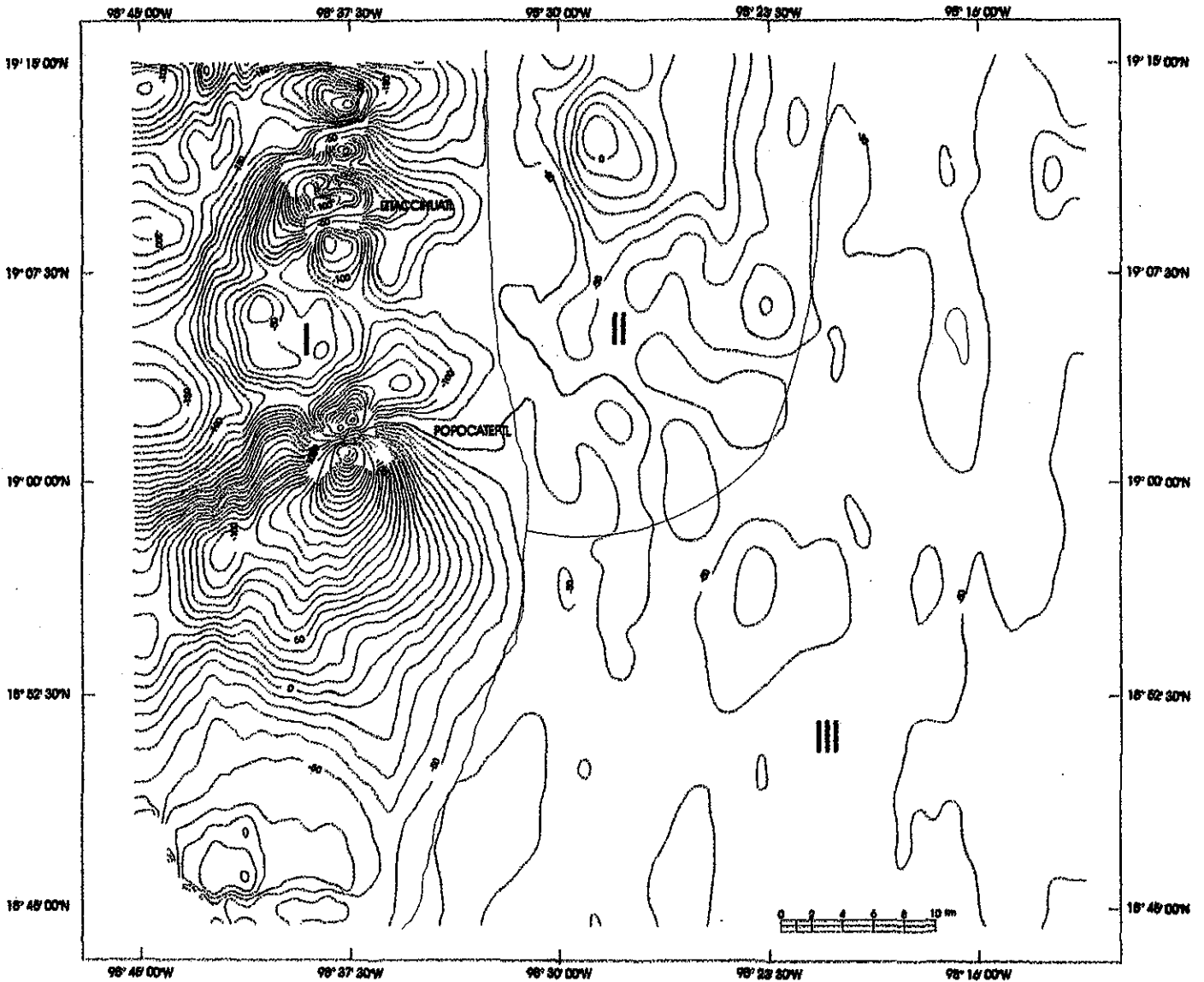


Fig. 2-16 Configuración de las anomalías magnéticas del campo, una vez realizada la sustracción del campo geomagnético internacional de referencia (IGRF 1995) estandarizado a 5500 metros de altitud, a través de una continuación ascendente del Complejo Volcánico Izta-Popo (CVIP) y áreas circunvecinas. Los sectores o dominios aeromagnéticos que conforman el CVIP y zonas contiguas se identifican con números romanos.

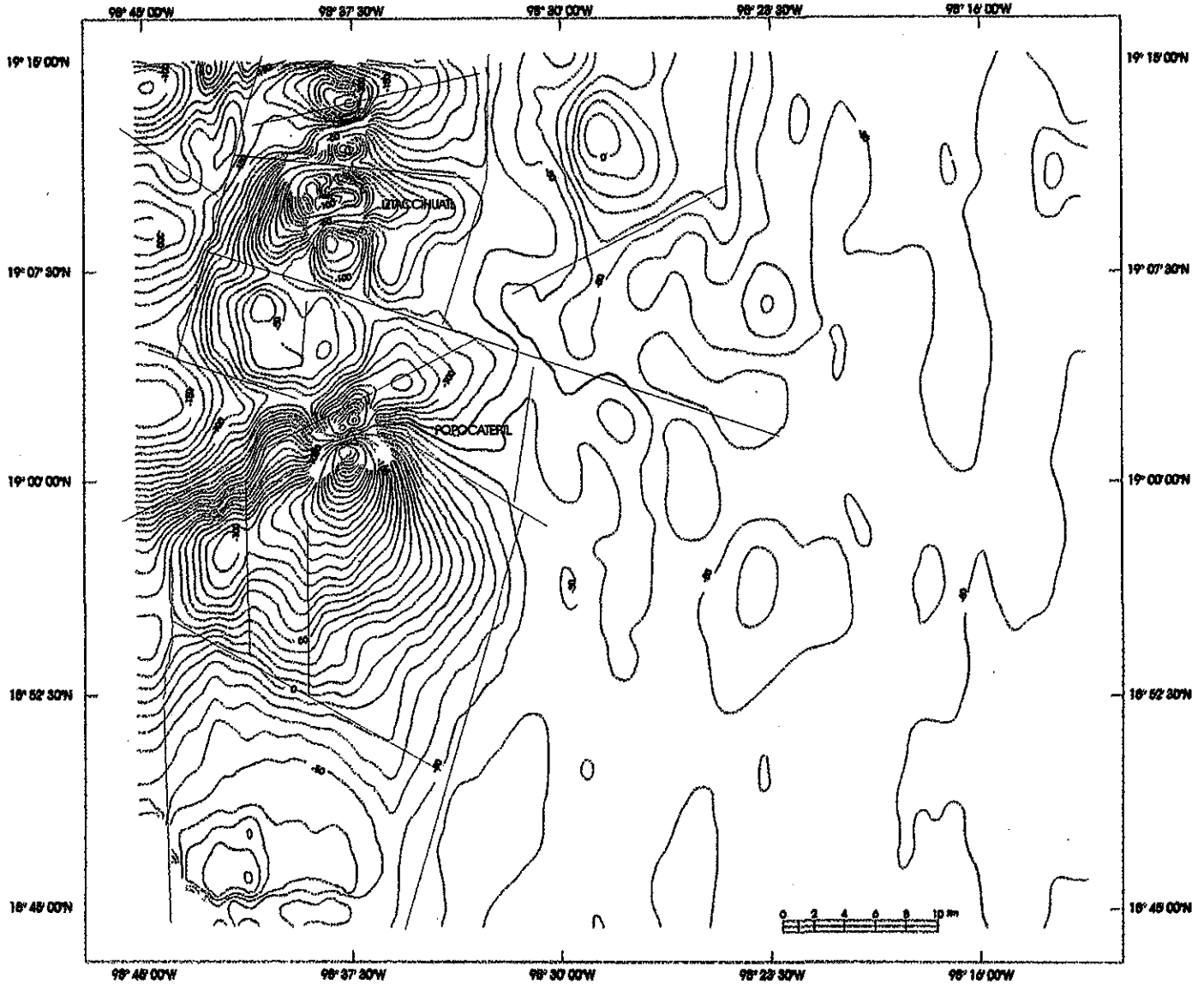


Fig. 2-17 Zonas de debilidad asociadas posiblemente con fallas y/o fracturas (líneas discontinuas) sobre la base de la interpretación de la configuración del campo total del Complejo Volcánico Izta-Popo y áreas circunvecinas.

### 2.5.1 Análisis y descripción de la información aeromagnética.

El análisis de la información comprende datos geomagnéticos en una superficie aproximada de 5655 km<sup>2</sup> (65 x 87 km). El área estudiada se ubica entre las coordenadas 18°45' a 19°18' Latitud N y 98° 00' a 98° 45' Longitud W.

En la configuración de los valores del campo geomagnético se pueden observar la existencia de 3 sectores o dominios aeromagnéticos (DAM), en los que las características magnéticas son similares. La configuración muestra una serie de discordancias magnéticas asociadas a zonas de debilidad correlacionadas con fracturas y/o fallas con dirección N-S, NW-SE y NE-SW, siendo esta última preponderante (Fig. 2-17).

## **2.5.2 Dominio aeromagnético I**

Este DAM tiene una clara dirección N-S y está conformado por una serie de estructuras volcánicas, siendo las más importantes el volcán Iztaccíhuatl y el volcán Popocatepetl. Se propone la existencia de una estructura volcánica entre estos dos grandes volcanes, que no tiene una expresión superficial y que se asocia con el área de Paso de Cortés. También se sugiere una estructura al S del DAM que es interpretada como intrusivo y cubierta principalmente por depósitos de avalancha (Fig. 2-18). Al N del DAM se tiene la presencia del pequeño volcán Cerro Teyotl (Figs. 2-16, 2-17 y 2-18).

El área del volcán Iztaccíhuatl, se encuentra asociado principalmente a una anomalía magnética positiva en la que se localizan tres de sus conductos: Rodillas (5,100 m), Pecho (5,286 m) y Cabeza (5,146 m) (Nixon, 1989). La anomalía se caracteriza por tener una forma alargada (13 x 4 km) en la dirección E-W y muestra aparentemente una dipolaridad invertida (Fig. 2-19). La anomalía está conformada por una parte central de forma elipsoidal, dentro de la cual existen 2 altos magnéticos asociados con los conductos de Rodillas y Pecho. La Cabeza se ubica en la parte N del gradiente de la anomalía sugiriendo una dipolaridad normal muy discreta ya que su bajo magnético es aparentemente muy pequeño (Fig. 2-19). La zona de los Pies (4,703 m) está asociada al gradiente de un bajo magnético de forma semicircular (4 x 3 km). Geológicamente este bajo se relaciona con la caldera de los Pies (Nixon, 1989) y está circundado en su mayor parte por altos magnéticos.

En general el Iztaccíhuatl es un conjunto de estructuras magnéticas limitadas por fallas y/o fracturas en direcciones, NE-SW, N-S y E-W (Figs. 2-17 y 2-19) principalmente, que se asocian a rocas andesíticas y dacíticas, Fig. 2-18 (Nixon, 1989).

Al N del volcán Iztaccíhuatl, existe una pequeña anomalía de características dipolares de forma semicircular (3 x 2 km) correlacionada con el volcán Cerro Teyotl y asociadas con rocas dacitas (Figs. 2-18 y 2-19).

Al S del volcán Iztaccíhuatl y al centro del CVIP, en el área conocida como Paso de Cortés, existe una anomalía magnética de características monopolares (Tabla 2) de forma semicircular (7.5 x 6 km), que dentro de ella exhibe una franja en forma de herradura con un radio aproximado de 5 km y que se asocia a altos magnéticos.

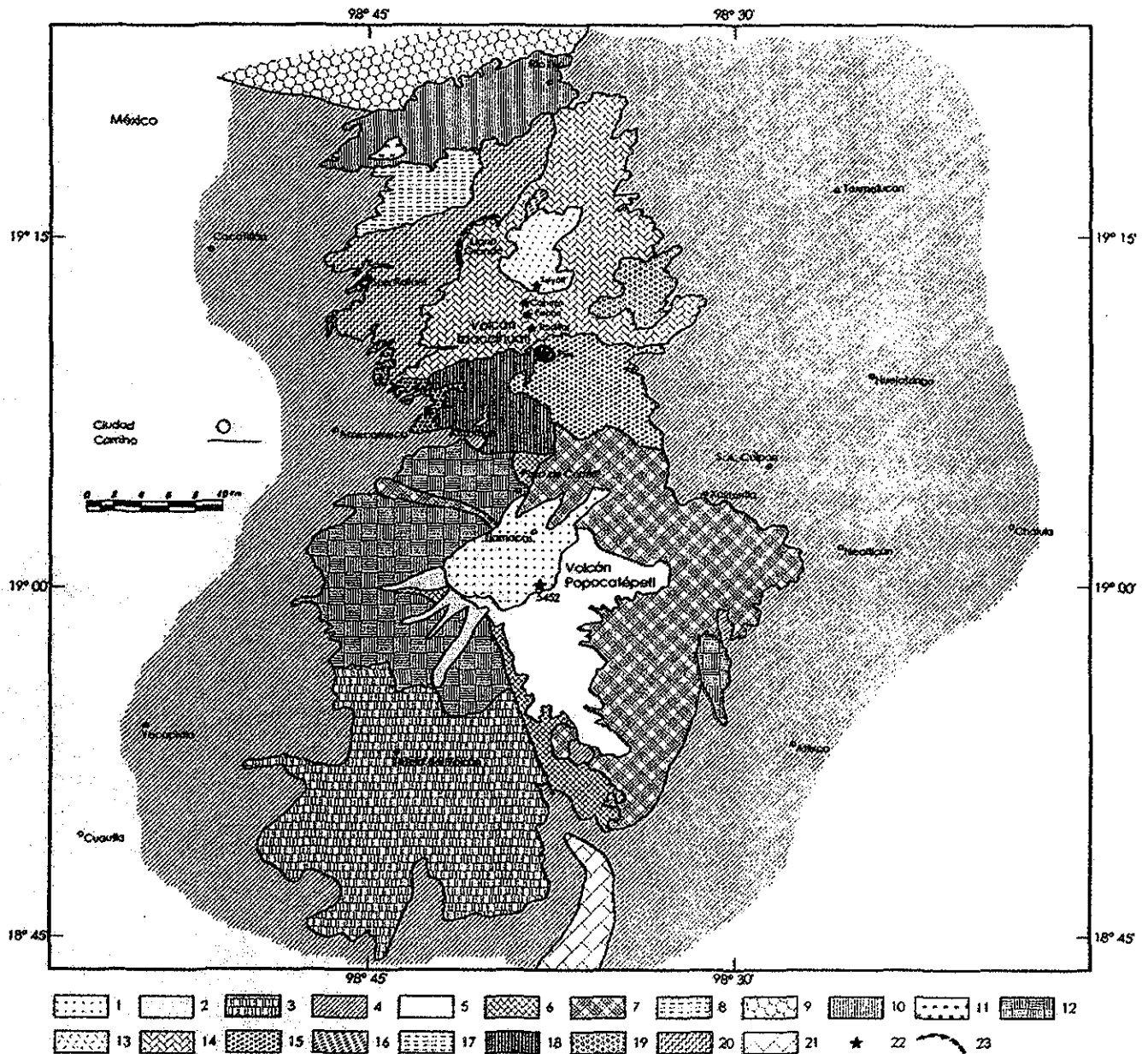


Fig. 2-18 Mapa geológico del complejo volcánico Izta-Popo: 1 = Flujos de lava del cono del Popocatepetl 2 = Lahares 3 = Depósitos de avalancha de escombros volcánicos 4 = Depósitos de aluvión y conglomerados 5 = Depósitos de ceniza y pómez 6 = Flujos de lava de dacita 7 = Depósitos de flujos piroclástico de tipo San Vicente del volcán El Fraile y cono del Popocatepetl 8 = Brechas volcánicas epiclásticas 9 = Derrames de andesita y dacita de Sierra Río Frio 10 = Derrames dacíticos El Papayo 11 = Escoria y derrames de andesita basáltica de Iztaltitloc 12 = Flujos de lava del volcán primitivo, 13 = Derrames dacíticos de Teyotl, dacitas jóvenes 14 = Derrames lávicos de la serie Summit, andesitas y dacitas más jóvenes 15 = Derrames lávicos de Pies, andesitas y dacitas más jóvenes 16 = Derrame riodacítica de Tlacupaso 17 = Derrames lávicos de La Trampa, andesitas y dacitas antiguas 18 = Derrames lávicos de Ancestral Pies, andesitas y dacitas más antiguas 19 = Derrames lávicos de los conos de Ancestral Pies y Llano Grande 20 = Derrames lávicos del volcán Llano Grande, andesitas y dacitas más antiguas 21 = Calizas 22 = Cráter 23 = Falla normal. (Conformado con los mapas de Robin, 1984, Carrasco, 1985 y Nixon, 1989, se han respetado los nombres de las unidades geológicas dadas por estos autores).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



La anomalía magnética de Paso de Cortés está limitada por lineamientos E-W y N-S (Fig. 2-19). Superficialmente en esta zona se observan depósitos de tobas, piroclásticos y andesitas. A pesar de que no tiene ninguna expresión superficial se ha interpretado como la raíz o remanente de una estructura volcánica que debió haber existido en ese lugar y que probablemente se destruyó por un evento tipo San Vicente, como lo plantea Robin (1984), para el volcán El Fraile.

El volcán Popocatepetl presenta una anomalía magnética dipolar muy clara y consistente, con su lóbulo positivo de forma circular alargado hacia el SW y de grandes dimensiones (20 x 14 km). Su bajo negativo es de forma alargada (10 x 3 km) en dirección NE-SW, presenta una amplitud máxima > 500 nT (Tabla 2). La anomalía magnética (Fig. 2-19) presenta hacia el NW una distorsión que se asocia con el remanente del volcán El Fraile (Robin, 1984), o del volcán Nexpayantla (Carrasco-Núñez, 1985).

La estructura del edificio volcánico del Popocatepetl en la configuración del campo geomagnético, se observa asociada a zonas de debilidad correlacionadas con fallas y/o fracturas que parecen cruzar el cono y que sugieren cierta asociación de estas con la actividad volcánica. El área del Popo se asocia a grandes volúmenes de rocas andesíticas basálticas que se diferencian magnéticamente a andesitas, andesitas ácidas, dacitas y riodacitas en forma de flujos y brechas volcánicas (Carrasco-Núñez, 1985). Asimismo se asocia a depósitos de piroclásticos y de avalanchas de escombros (Siebe et al., 1995), como también a depósitos de ceniza y escoria (Robin, 1984).

La zona interpretada como intrusivo se localiza al S del dominio magnético. Esta estructura se pudo observar en los datos aeromagnéticos continuados hacia arriba (5500m), presentando una anomalía magnética de características regionales (14 x 10 km) se asocia superficialmente a tobas y depósitos de avalancha (Figs. 2-17, 2-18 y 2-19).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

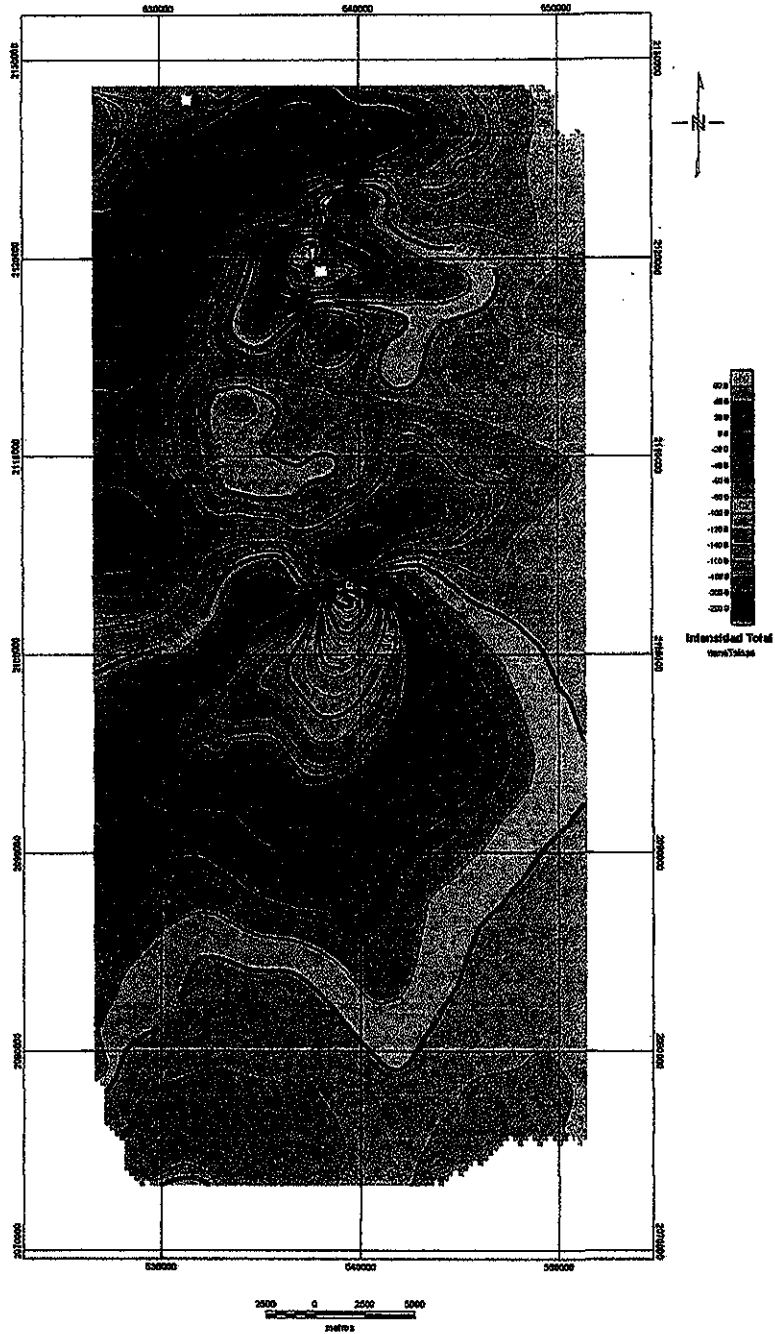


Fig. 2-19 Configuración de las anomalías del campo magnético total del Complejo Volcánico Izta – Popo. Obsérvese al W de la anomalía del Popocatepetl la distorsión magnética asociada al volcán El Fraile (?). Los puntos amarillos ubican la posición de los diferentes conductos volcánicos, de S a N: 1= Popocatepetl; 2= Pies; 3= Rodillas; 4= Pecho; 5= Cabeza y 6= Cerro Teyotl. Nótese al centro, la zona anómala asociada con la estructura volcánica de Paso de Cortés.

## Características Magnéticas

Estructura Volcánica	Polaridad	Distancia Polar (km)	Intensidad (nT)
<b>Iztaccíhuatl</b>	Normal	2.4 – 6.0	106 - 336
<b>Paso de Cortés</b>	Monopolar	---	60
<b>Popocatepetl</b>	Normal	2.0	504
<b>Intrusivo</b>	Monopolar	---	40

Tabla 2. Características aeromagnéticas de cuatro estructuras volcánicas del Complejo Volcánico Izta-Popo

A los datos aeromagnéticos relacionados con los edificios volcánicos del CVIP, se les aplicó un análisis espectral (Spector y Grant, 1970; Treitel et al., 1971) promediado radialmente (Fig. 2-20). Los resultados iniciales indican una profundidad del orden de 4000 metros para las fuentes más profundas; 1000 metros para las fuentes intermedias y 500 metros para las superficiales.

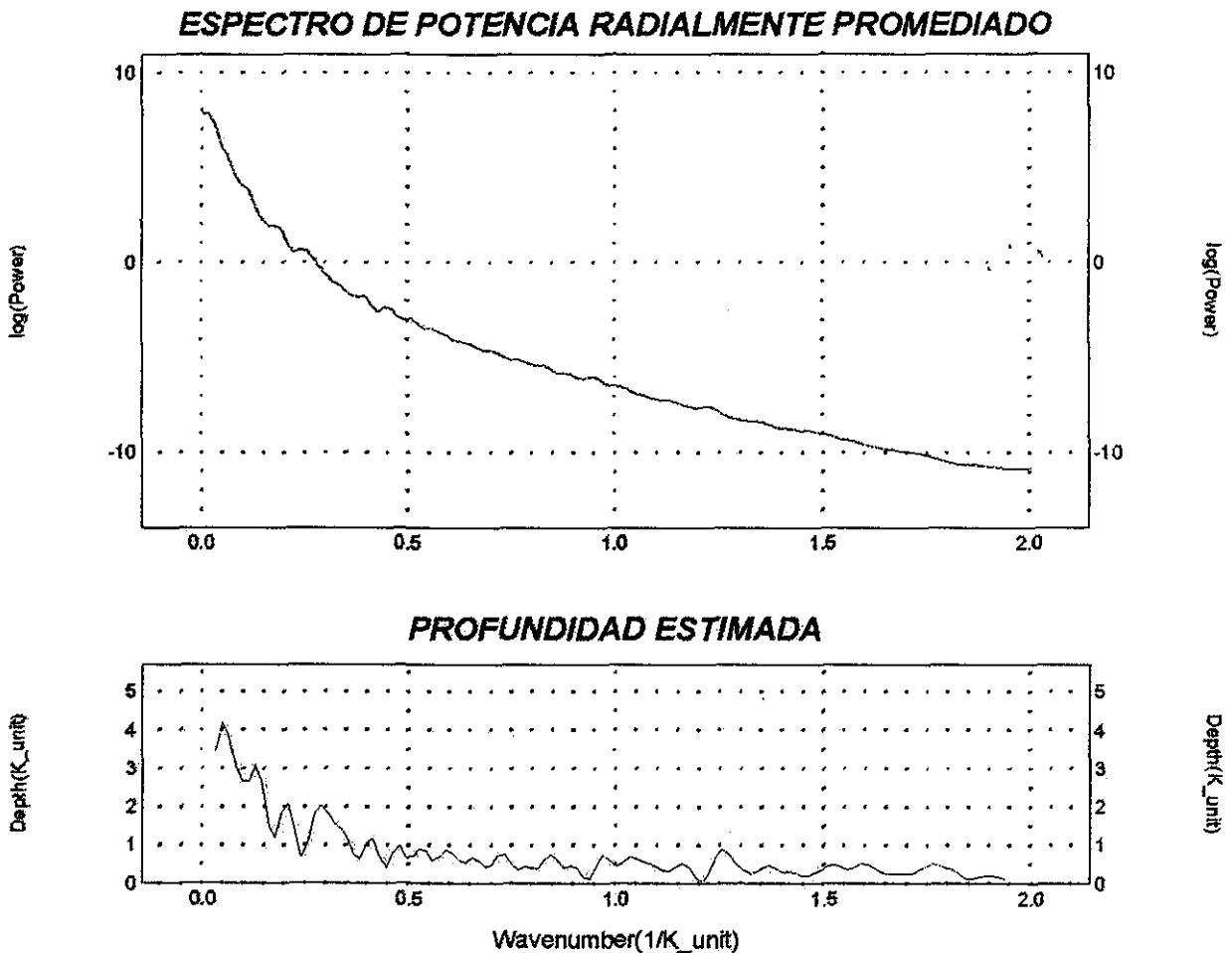


Fig. 2-20 En la gráfica superior se observa el espectro de potencia promediado radialmente de los datos aeromagnéticos del CVIP. En la gráfica inferior se presenta la estimación de profundidades de las fuentes magnéticas. Observándose que las fuentes profundas se localizan a 4 km.

Asimismo se aplicaron algunos procesamientos de datos con el fin de observar sus características magnéticas más claramente. Estas técnicas de interpretación se presentan a continuación:

### 2.5.2.1 Procesamiento de datos

### 2.5.2.2 Reducción al polo

Este instrumento de procesamiento de datos (Baranov y Navío, 1964) permite observar la anomalía magnética sobre el cuerpo fuente.

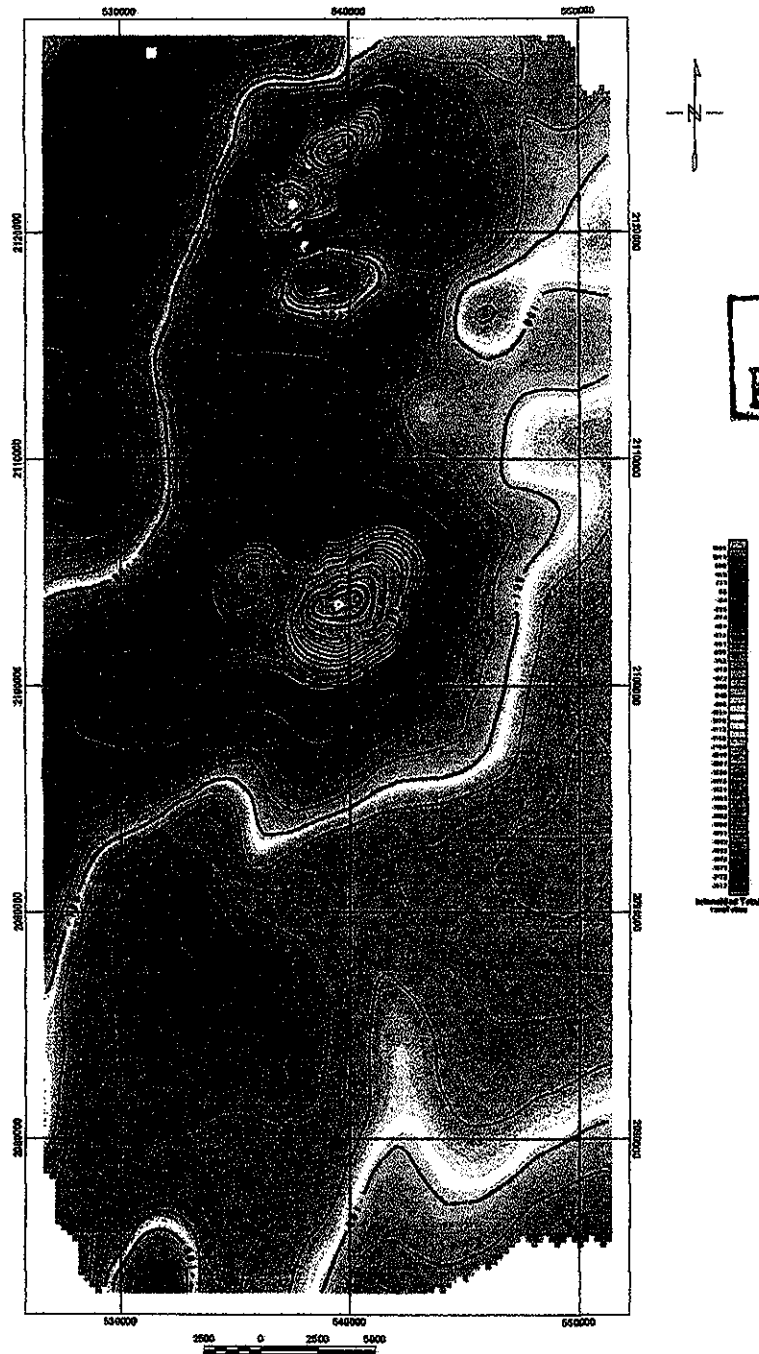


Fig. 2-21 Configuración de las anomalías del campo magnético reducidas al polo del Complejo Volcánico Izta – Popo. Obsérvese al W de la anomalía del Popocatepetl la distorsión magnética asociada al volcán El Fraile (?). Los puntos amarillos ubican la posición de los diferentes conductos volcánicos, de S a N: 1= Popocatepetl; 2= Pies; 3= Rodillas; 4= Pecho; 5= Cabeza y 6= Cerro Teyotl.

La anomalía magnética relacionada con el volcán Iztaccihuatl, modifica totalmente su forma generando una anomalía alargada en la dirección NE-SW. El alto magnético que conforma la anomalía tiene una forma tipo “antifaz” u “8”, ubicándose la Cabeza (Nixon, 1989) al centro del círculo inferior y el Pecho en el límite S de dicho círculo. Las Rodillas se ubican al iniciar la

anomalía magnética. El área de los Pies se muestra al centro de un bajo magnético circundado por altos magnéticos, que se pueden asociar a la existencia de una pequeña caldera (Fig. 2-21). El Cerro Teyotl se localiza asociado al alto de la anomalía en la parte central del "8".

La anomalía magnética del volcán Popocatepetl se centra sobre la cima del cráter, adquiriendo una forma semicircular, con cierto alargamiento del alto magnético en dirección NE-SW y hacia el N. De acuerdo a la técnica de Nakatsuka (1990) el cuerpo fuente se debe ubicar aproximadamente a 3.0 km de profundidad. La anomalía del Popocatepetl presenta al WNW un pequeño apófisis magnético que se asocia al remanente del volcán El Fraile.

La zona de Paso de Cortés forma parte de la curva magnética (isonantelsa) que envuelve a la anomalía del Popocatepetl, presenta una pequeña anomalía en el extremo NW de dicha envolvente y en su parte central parece constituir la base profunda de este alto magnético.

Al S del volcán Popocatepetl y a una distancia del orden de los 30 km se observa la presencia de un bajo magnético, que debe tener cierta correlación con el cuerpo intrusivo interpretado en esa dirección y que probablemente se asocie a un cuerpo de características graníticas.

La configuración de la reducción al polo del CMT muestra lineamientos magnéticos en dirección NE-SW, N-S y E-W principalmente.

### **2.5.2.3 Primera derivada vertical**

Este proceso de datos muestra en el área de los volcanes la distribución de los productos volcánicos claramente (Fig. 2-22).

El volcán Iztaccíhuatl muestra una anomalía constituida por un alto magnético alargado principalmente en la dirección E-W. Este alto contiene en su parte central a los conductos de la Cabeza, Pecho y Rodillas (Nixon, 1989). Los Pies se asocian a un bajo magnético, circundado en su mayor parte por altos magnéticos. Las zonas de bajos magnéticos rodeadas por altos se pueden asociar a la existencia de calderas.

La zona de Paso de Cortés se asocia a una anomalía conformada por un alto semicircular con una zona de bajo magnético al centro. Esta anomalía está limitada por lineamientos E-W y N-S y parece estar asociada a una antigua estructura volcánica, destruida por un evento tipo San Vicente y cubierta por depósitos de piroclásticos, cenizas y flujos volcánicos.

El volcán Popocatepetl muestra alargamiento de las anomalías que se asocian a la presencia de flujos de lava en forma de cuerpos alargados en dirección SSW y SW que proceden del cráter actual y están cubiertas por ceniza y pómez, así como depósitos de avalanchas de escombros volcánicos hacia el S, SW (Fig. 2-18) al parecer en forma dirigida. También presenta un pequeño alto magnético hacia el WNW del cráter que se debe asociar al remanente del volcán El Fraile (Robin, 1984)

La derivada vertical muestra los lineamientos principales en dirección NE-SW, E-W y N-S, estos lineamientos se asocian a zonas de debilidad que a su vez se correlacionan con fracturas y/o fallas.

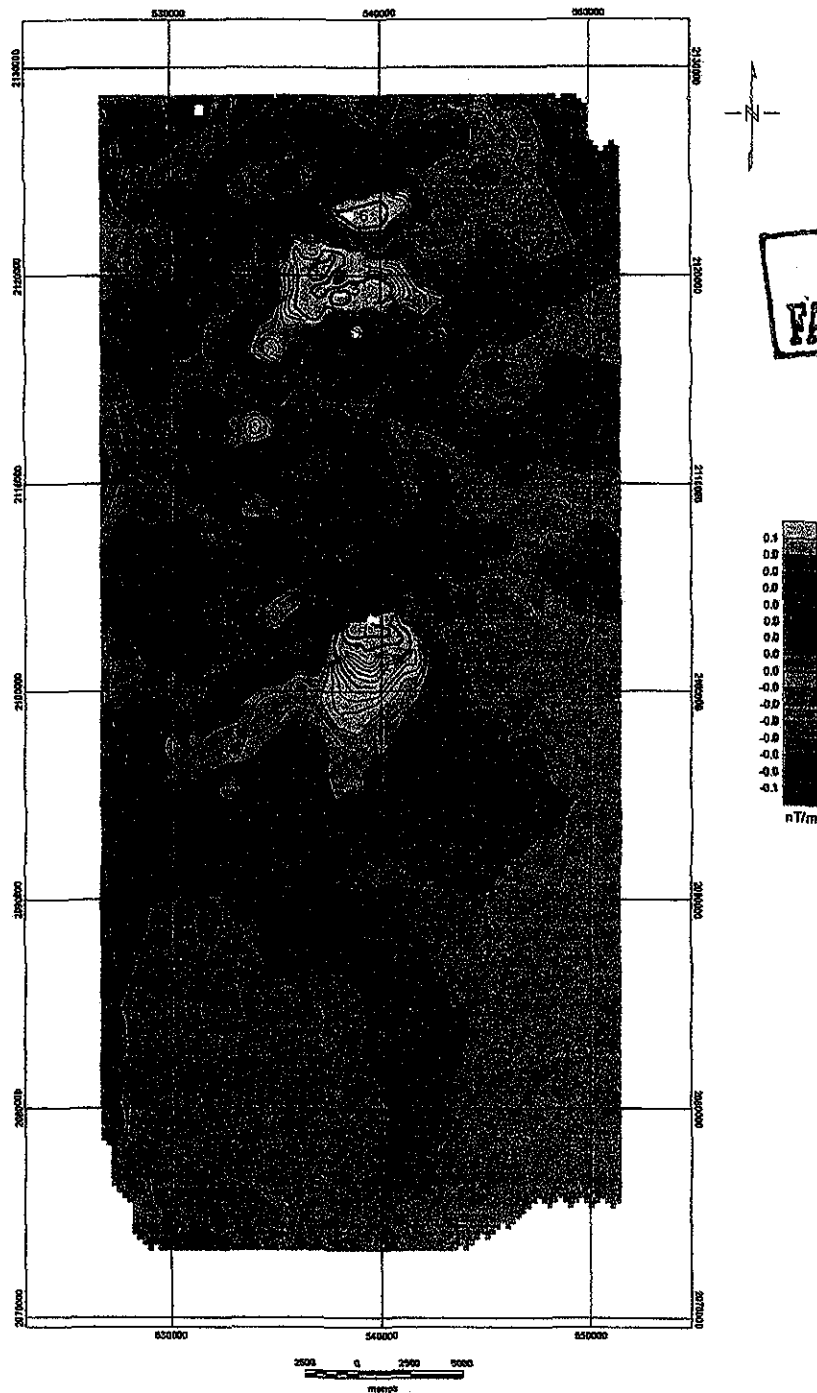
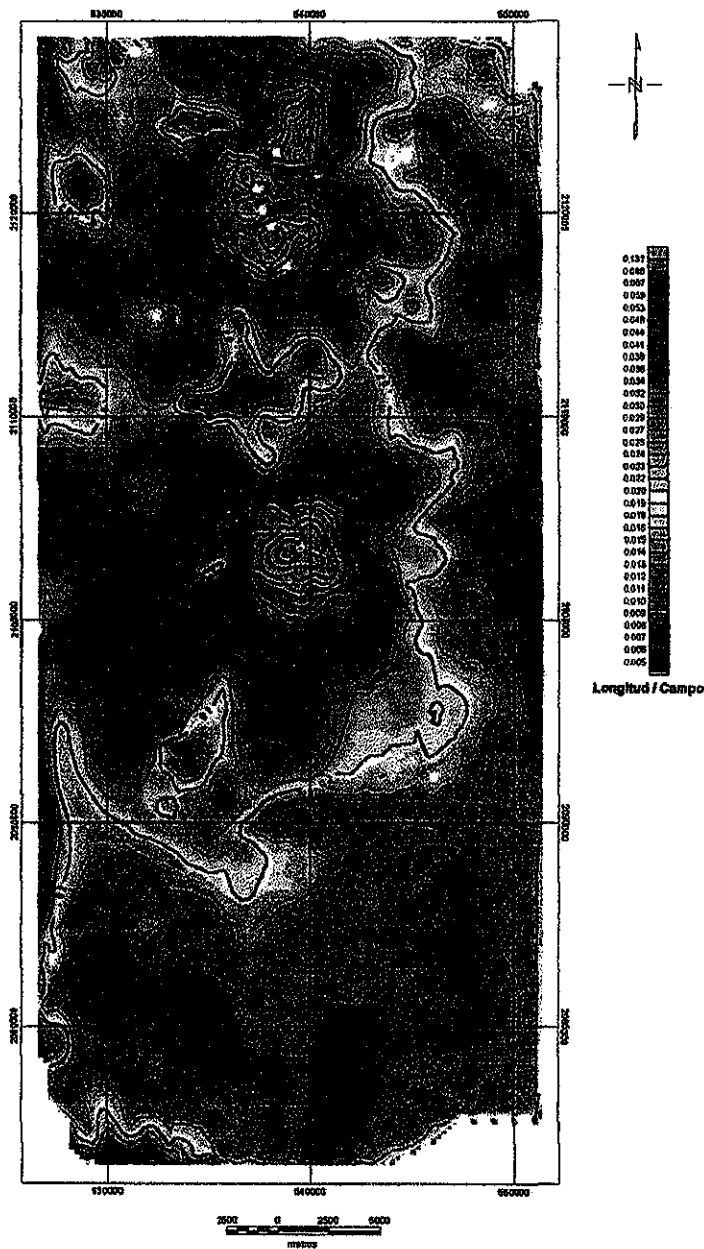


Fig. 2-22. Configuración de la primera derivada vertical de las anomalías del campo magnético del Complejo Volcánico Iztaccihuatl-Popocatepetl. Los puntos amarillos ubican la posición de los diferentes conductos volcánicos, de S a N: 1= Popocatepetl; 2= Pies; 3= Rodillas; 4= Pecho; 5= Cabeza y 6= Cerro Teyotl.

### 2.5.2.4 Señal Analítica

El valor absoluto de la señal analítica (Nabighian, 1972, 1974 y 1984; Roest et al., 1992) debería de presentar máximos en los límites laterales de los cuerpos fuente y eso no sucede con los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Esta teoría en la práctica parece sólo cumplirse en la zona de Paso de Cortés, en donde se genera un bajo central rodeado por valores magnéticos más altos ( Fig. 2-23 ).



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Fig. 2-23 Configuración de la señal analítica de las anomalías del campo magnético del Complejo Volcánico Izta-Popo, asociada con los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Los puntos amarillos ubican la posición de los diferentes conductos volcánicos, de S a N: 1= Popocatepetl; 2= Pies; 3= Rodillas; 4= Pecho; 5= Cabeza y 6= Cerro Teyotl.



### **2.5.2.5 Continuaciones de campo magnético**

Este procesamiento de datos permite resaltar rasgos magnéticos superficiales o profundos. El primer caso es a través de una continuación hacia abajo del campo magnético total (Grant y West, 1965; Hagiwara, 1965) y el segundo por medio de una continuación hacia arriba del CMT (Henderson y Zietz, 1949; Hagiwara, 1965; Henderson, 1970; Telford et al., 1976). Este segundo procedimiento es un suavizamiento a los datos que permite observar características de la fuente más profundas.

#### **2.5.2.5.1 Continuación descendente 250m**

En este proceso las anomalías se definen más claramente (Fig. 2-24). En el Iztaccíhuatl, los conductos de la Cabeza, Pecho y Rodillas (Nixon, 1989) están contenidos en una anomalía magnética de forma alargada en la dirección E-W principalmente. El Pecho y las Rodillas se ubican en la parte central del alto magnético y se asocian a los valores de intensidad de campo geomagnético más altos. La Cabeza se correlaciona con la zona del gradiente magnético N.

Los Pies están asociados a un bajo magnético circular que se asocia a una caldera. Geológicamente (2-18) el Iztaccíhuatl está asociado con rocas andesíticas y dacíticas jóvenes y antiguas (Nixon, 1989). La configuración magnética permite interpretar que los diferentes conductos conforman un mismo volcán Iztaccíhuatl, a excepción de los Pies, que conforma otro volcán.

Al N del Iztaccíhuatl se localiza una anomalía bien conformada de características dipolares y separada por una zona de debilidad de dirección E-W. Esta anomalía magnética se asocia con el volcán Cerro Teyotl.

Las anomalías de Paso de Cortés se observan separadas superficialmente y generadas por una misma fuente magnética a profundidad, conforman aparentemente un lineamiento tipo herradura que pudiera estar mostrando una posible asociación con el límite de una estructura volcánica.

La anomalía del volcán Popocatepetl, muestra una fuerte y clara dipolaridad, así como un alto magnético con distorsiones hacia el SW, que probablemente se asocien a la presencia de zonas de debilidad. El bajo magnético de la anomalía del Popo exhibe una dirección NE-SW, que es la continuación de un lineamiento asociado a una zona de debilidad que limita la anomalía positiva al NW. Asimismo muestra una protuberancia magnética relacionada con el remanente del volcán El Fraile (Robin, 1984) o asociada al volcán Nexpayantla (Carrasco-Núñez, 1985).

En la configuración de la continuación hacia abajo se pueden observar lineamientos de bajos magnéticos asociados con zonas de debilidad en dirección NE-SW, E-W y NW-SE que separan y limitan a las fuentes magnéticas.



Fig. 2-24 Configuración de la continuación hacia abajo 250 m de las anomalías del campo magnético del Complejo Volcánico Iztac-Popo. Los puntos amarillos ubican la posición de los diferentes conductos volcánicos, de S a N: 1= Popocatepetl; 2= Pies; 3= Rodillas; 4= Pecho; 5= Cabeza y 6= Cerro Teyotl .

### 2.5.2.5.2 Continuación ascendente 2000m

Este proceso de suavizamiento de datos, muestra en el área del volcán Iztaccihuatl una anomalía magnética de forma elipsoidal con su eje mayor en la dirección E-W. Esta anomalía se relaciona con sus conductos volcánicos; las Rodillas y el Pecho se ubican en la parte central del

alto magnético, mientras que los Pies y la Cabeza (Nixon, 1989) se localizan en las márgenes S y N de dicha anomalía respectivamente (Fig. 2-25). Al N del Iztaccihuatl se observa un bajo magnético de características regionales con dirección NE-SW interpretado como una zona de debilidad.

La zona de Paso de Cortés genera una anomalía magnética discreta pero consistente de baja amplitud, que sugiere estar asociada con un remanente de cuerpo volcánico a profundidad.



Fig. 2-25 Configuración de la continuación ascendente 2000 m de la anomalía del CMT del complejo volcánico Izta-Popo. Los puntos amarillos ubican la posición de los diferentes conductos volcánicos, de S a N: 1= Popocatepetl, 2= Pies, 3= Rodillas, 4= Pecho, 5= Cabeza y 6= Cerro Teyotl.

El volcán Popocatepetl se asocia a una anomalía semicircular bien definida en donde el alto forma parte de una tendencia magnética en dirección NE-SW, su cráter se ubica en el gradiente N.

### 2.5.2.5.3 Continuación ascendente 4000m

Este procesamiento muestra que los cráteres del volcán Iztaccíhuatl se ubican en su mayor parte hacia el NW de una anomalía magnética de forma elipsoidal con su eje mayor en la dirección NW-SE. Los Pies, Rodillas y Pecho (Nixon, 1989) se localizan dentro del alto magnético (Fig. 2-26).

La zona de Paso de Cortés presenta una somera distorsión magnética con valores de la intensidad del campo magnético similar a la generada por el volcán Iztaccíhuatl.

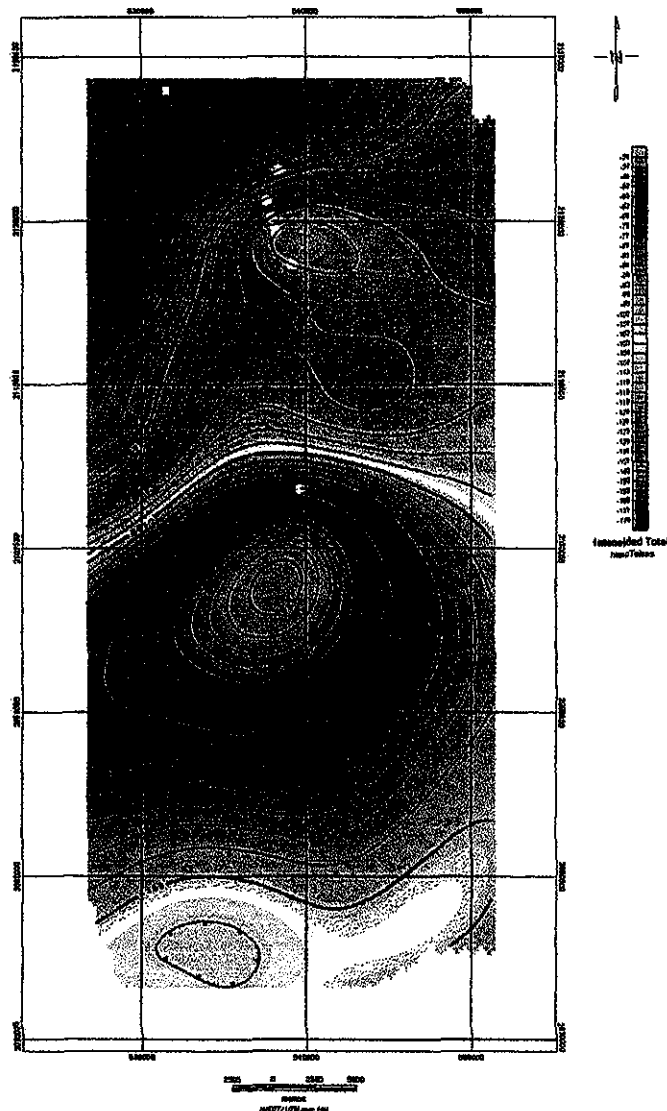


Fig. 2-26 Configuración de la continuación ascendente 4000 m del campo magnético del CVIP. . Los puntos amarillos ubican la posición de los diferentes conductos volcánicos, de S a N: 1= Popocatépetl; 2= Pies; 3= Rodillas; 4= Pecho; 5= Cabeza y 6= Cerro Teyotl .

El volcán Popocatepetl muestra una anomalía magnética de características monopolares de forma elipsoidal con tendencia hacia el SW y cuya fuente magnética de acuerdo a la técnica de Nakatsuka (1990) se extiende hasta profundidades de 6 km.

### **2.5.3 Dominio aeromagnético II**

Este dominio se caracteriza por presentar, en el campo magnético terrestre continuado a 5500 m, una anomalía de características monopolares (Fig. 2-15), ubicada al E del volcán Iztaccíhuatl, y que se puede asociar a un antiguo conducto volcánico (¿?).

El DAM en general presenta en los datos continuados una respuesta magnética de longitudes de onda y amplitudes medias que se correlacionan superficialmente a tobas básicas y brechas volcánicas.

### **2.5.4 Dominio aeromagnético III**

Este DAM se localiza circundando al E y S al complejo volcánico Izta-Popo (Fig. 2-15). En la información aeromagnética capturada a una altitud de 550 m, presenta una firma magnética caracterizada por contener frecuencias altas y amplitudes medias. En general presenta un esquema magnético de "bolerío", característico de rocas volcánicas superficiales. En la continuación ascendente del campo magnético total a 5500m que se realizó a los datos, muestra un campo magnético muy estable con amplitudes muy homogéneas y frecuencias muy bajas. Se asocia a la presencia de tobas, brechas volcánicas y depósitos de avalancha (Figs. 2-16, 2-17 y 2-18).

## **2.6 Discusión**

Las anomalías aeromagnéticas, son el resultado de la suma de efectos producidos por las fuentes magnéticas y del efecto topográfico. La Fig. 2-24 muestra un ejemplo de lo anterior, en donde se pueden apreciar, una clara correspondencia de las anomalías aeromagnéticas con la topografía. Este efecto se elimina a través de continuar los campos magnéticos hacia arriba, aislando la respuesta de las fuentes magnéticas (Hagiwara, 1965).

Cuando el campo magnético total del complejo volcánico Izta-Popo se continúa hacia arriba 2000 m, las anomalías magnéticas debidas a la topografía desaparecen, obsérvese que las anomalías asociadas a fuentes magnéticas profundas son las que se muestran en la configuración (Fig. 2-25). En la distribución del campo magnético terrestre continuado hacia arriba 4000 m (Fig. 2-26), el Popocatepetl se observa como una fuente con raíces profundas, mientras que el Iztaccíhuatl se manifiesta asociado con fuentes más superficiales.

La anomalía magnética de la estructura volcánica del Popocatepetl, es predominantemente positiva y se extiende al SSW al igual que la anomalía del Volcán de Colima y algunos otros como el Volcán Medicine Lake, California (Finn, 1982) y el volcán Oshima, en Japón (Ueda et al.,

1990) el cual está asociado principalmente a una anomalía positiva que se extiende en una dirección SE del Monte Mihara hacia el mar.

El volcán Popocatepetl tiene una respuesta magnética que se asocia con una fuente que se ubica a 4 km de profundidad de acuerdo a los resultados iniciales de un análisis espectral realizado a los datos aeromagnéticos (Spector y Grant, 1970; Treitel et al., 1971). De acuerdo a la técnica de Nakatsuka et al. (1990) la fuente magnética del Popocatepetl se debe extender entre 3 y 6 km de profundidad. Nakatsuka et al. (1990) encontraron en un estudio en el volcán Izu-Oshima que las anomalías magnéticas generalmente tienen características de longitud de onda cercana al doble de la profundidad del cuerpo fuente. Valdés y colaboradores (1995, 1997) en un análisis de la localización de los hipocentros de 183 eventos vulcanotectónicos encontraron que la mayoría de ellos se ubicaban a 4 km de profundidad y en un diámetro de 3 km. Arciniega y colaboradores (1999) a través de un estudio de señales sísmicas de periodo muy largo asociadas con erupciones del cono del volcán Popocatepetl encontraron que los eventos vulcanotectónicos ocurrían a profundidades de 2.5 a 10 km bajo el cráter.

Las anomalías magnéticas que se generan aplicando una derivada vertical al campo geomagnético del complejo volcánico, muestran una fuente magnética asociada al cráter del volcán Popocatepetl en la que se observa que los derrames principales de lava tienen dirección hacia el SSW y SW. En general este procedimiento configura los productos volcánicos.

La conformación de las anomalías magnéticas del complejo volcánico Izta-Popo, muestra que los conductos volcánicos que contiene, están afectados y limitados por la presencia de estructuras de falla y/o fracturas, con direcciones preferentes NE-SW y NW-SE.

Las configuraciones magnéticas muestran que en el centro del complejo volcánico Izta-Popo (CVIP), en el área de Paso de Cortés existe una zona que se correlaciona con una posible estructura volcánica, de la que sus restos están cubiertos por productos volcánicos. Robin, (1984) supone la existencia de un gran cráter antiguo al norte del cono del Popocatepetl, basándose en ciertos remanentes que observó como el Pico El Fraile. Este antiguo gran cráter sería producto de un evento explosivo tipo San Vicente. La estructura volcánica que se asocia a las anomalías en la zona central del CVIP, podría haberse destruido también con otro evento explosivo tipo San Vicente. Nixon (1989) considera que existió cercano a esta área el volcán Ancestral Pies y probablemente sea lo que se refleja con la magnetometría pero ubicada mas al S donde sugiere existió dicho volcán.

La anomalía aeromagnética que se localizó al S del CVIP, producto de la continuación ascendente del campo geomagnético, se ha interpretado como una estructura intrusiva enterrada. Una situación similar es documentada por Williams y Finn (1987), que localizaron en Goat Rocks Wilderness, Washington, un cuerpo plutónico superficial asociado a una anomalía gravimétrica que también exhibe una gran anomalía magnética.

Con el fin de intentar investigar la geometría y propiedades magnéticas de los cuerpos fuentes asociados a las anomalías, se realizó un modelado magnético utilizando el programa GMSYS<sup>TM</sup>, de la continuación hacia arriba 2000 metros. Las anomalías son modeladas por dos cuerpos poligonales; uno asociado con el Iztaccíhuatl y otro relacionado con el Popocatepetl (Fig. 2-27). Una gran limitante en el análisis es la falta de información sobre la variación de las

propiedades magnéticas a profundidad, a pesar de lo anterior, los modelos estiman que los cuerpos fuente de las anomalías se extienden cientos de metros a profundidad.

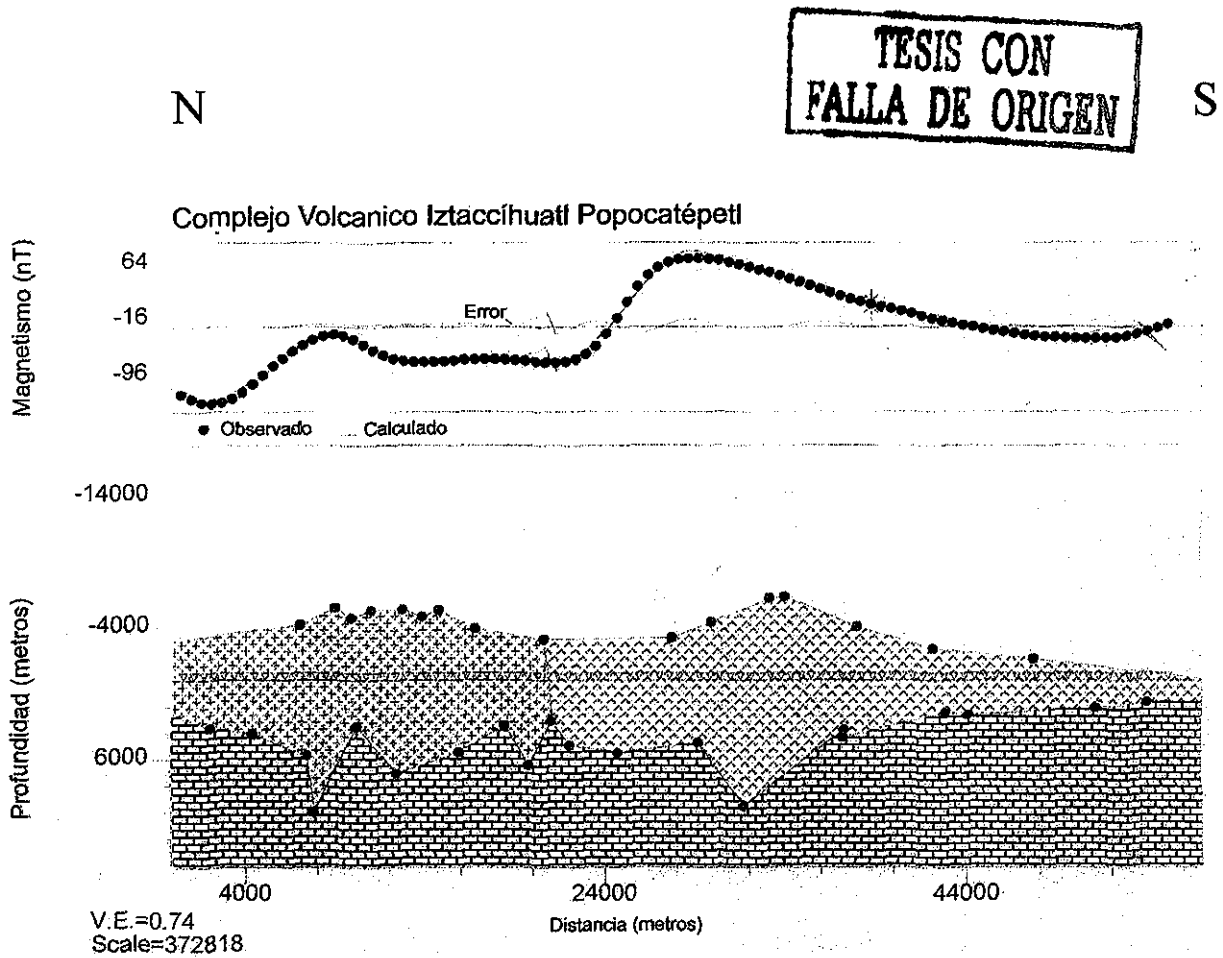


Fig. 2-27 Modelo magnético realizado a un perfil central de la configuración del campo magnético total continuado 2000 metros hacia arriba del CVIP, utilizando el programa GMSYS™. Obsérvese que cada una de las estructuras volcánicas que conforman el complejo volcánico Izta-Popo, tiene un comportamiento magnético particular, y que las formaciones volcánicas se extienden miles de metros a profundidad bajo los volcanes.

### **3 Magnetometría Terrestre en el Complejo**

#### **Volcánico de Colima**



### **3 Magnetometría terrestre en el Complejo Volcánico de Colima**

#### **3.1 Introducción**

Las estructuras en el subsuelo en áreas volcánicas han sido investigadas por levantamientos geofísicos del campo potencial (p.ej. Takahasi y Nagata, 1937; Nagata, 1941; Rikitake y Yokoyama, 1955; Yokoyama, 1955). El estudio de las anomalías magnéticas se han utilizado también, para investigar los procesos magmáticos y su relación con estructuras profundas de volcanes activos (p.ej. Davis et al., 1983; Nishida y Miyajima, 1984; Sasai et al., 1986; Zlotnicki y Le Moüel, 1990; Dzurisin et al., 1990; Connor et al., 1993; Tanaka, 1995; Johnston, 1997). Los métodos magnéticos se han utilizado para estudiar los volcanes de composición intermedia a básica, debido a la abundancia de minerales ferromagnéticos capaces de generar anomalías magnéticas de gran amplitud (Grant, 1985). La distribución, morfología y arreglo de las anomalías magnéticas están relacionadas con características de su estructura geológica.

En este capítulo se presentan algunos resultados de la investigación magnética realizada en la porción central y S del rift de Colima y del complejo volcánico de Colima (CVC). El complejo está conformado por una cadena volcánica orientada N-S y contiene tres volcanes compuestos ó estratovolcanes; el Cántaro, Nevado de Colima y el Volcán de Colima. El presente estudio, cubre al Nevado de Colima y al Volcán de Colima y se extiende a lo largo y ancho del rift de Colima. El Volcán de Colima es históricamente el volcán más activo en México (Robin et al., 1987; Luhr y Carmichael, 1980, 1990) y se han realizado en él una serie de estudios, como parte de la Década Internacional para la Reducción del Riesgo Volcánico. La ubicación del complejo volcánico de Colima y del rift han sido ligados con estructuras de fallas mayores, como la falla Tamazula (Garduño-Monroy et al., 1998). Los estudios preliminares en el área indican que la traza de las fallas pueden ser identificadas por un patrón de anomalías magnéticas (López-Loera y Urrutia-Fucugauchi, 1996). En este estudio se realizó una serie de perfiles magnéticos para estudiar y documentar las fallas asociadas al complejo volcánico y la zona de rift.

#### **3.2 Complejo Volcánico de Colima**

El complejo volcánico de Colima está localizado en la zona suroccidental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, donde el frente volcánico está cercano a la trinchera Mesoamericana (Fig. 3-1). El complejo está formado por tres volcanes andesíticos compuestos y orientados N-S; el Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima. La actividad volcánica migró hacia el S durante la construcción del complejo, el Volcán de Colima es el único centro activo en el presente (Robin et al., 1987). El complejo está localizado en la parte sur central de una depresión tectónica orientada N-S de cerca de 150 km de longitud y de 40 km de ancho (Luhr y Carmichael, 1990) que definen al rift de Colima. Su límite E es el Río Tuxpan-El Naranjo y su límite W el río Armería (Fig. 3-2 y 3-3). Esta depresión topográfica constituye el rift de Colima (Luhr y Carmichael 1980, 1990; Allan y Carmichael, 1984; Allan, 1986; Urrutia-Fucugauchi y Molina, 1992; Bandy et al., 1995).

El rift forma parte de una estructura tectónica mayor de tres rifts, (Luhr et al., 1985; Ferrari et al., 1994; Rosas-Elgueras et al., 1996) que se intersectan y forman una triple unión continental al N del CVC y al S de Guadalajara (Fig. 3-1).

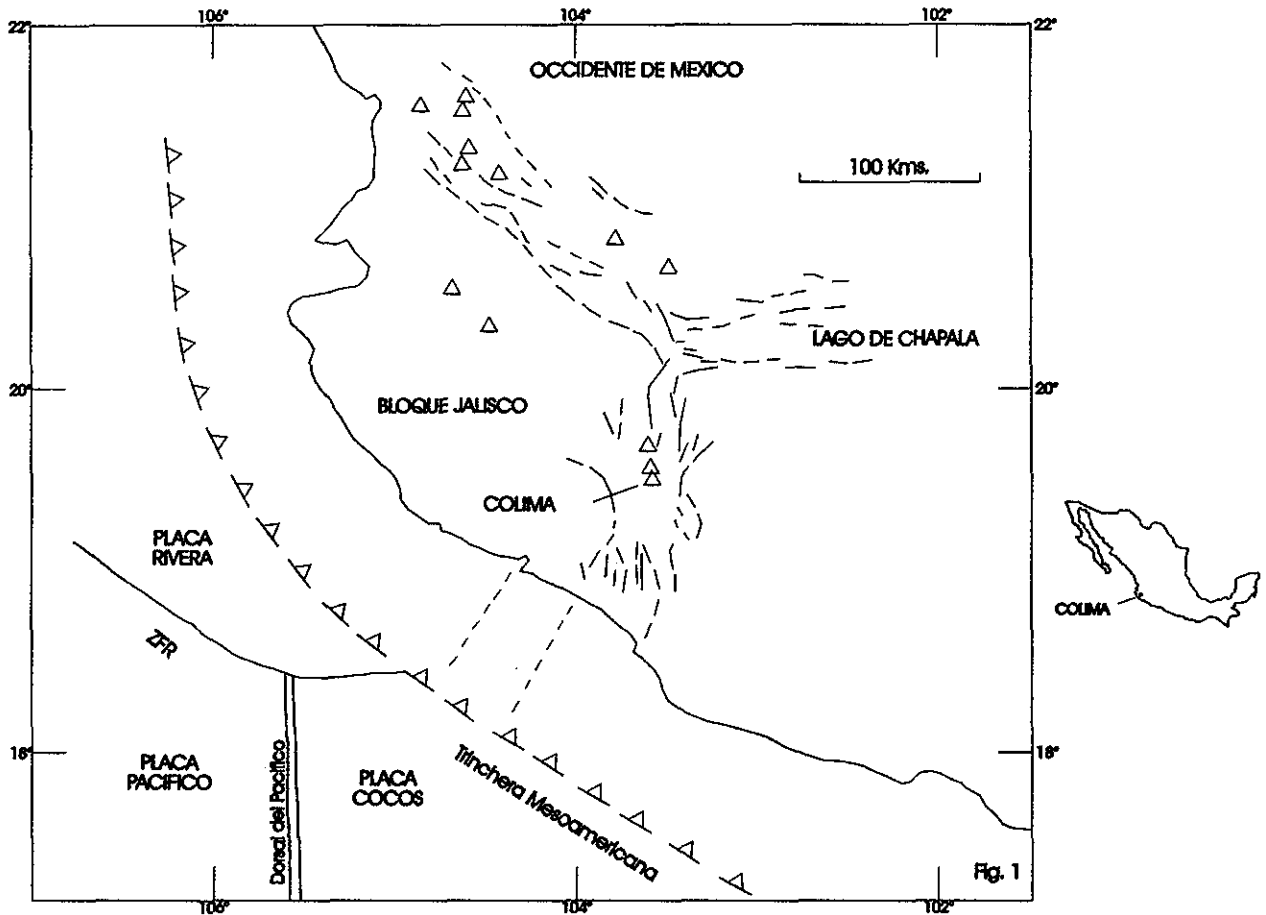


Fig. 3-1 Mapa tectónico esquemático del occidente de México donde se observa el rift de Colima y el complejo volcánico de Colima. Los triángulos muestran los centros volcánicos principales en el área. Las curvas discontinuas representan los lineamientos estructurales importantes, mostrando las depresiones tectónicas de los rift de Colima, Tepic-Zacoalco y Chapala.

El rift de Colima ha sido considerado como el límite E del bloque de Jalisco; el segmento S tiene una orientación general que varía NNE-SSW con respecto al trend promedio N-S. El basamento local que sustenta la secuencia volcánica del CVC (Luhr y Carmichael, 1981, 1990) está integrada por rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias marinas, relacionadas con procesos de arco magmático insular (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986). La edad de la secuencia del arco magmático es entre el Neocomiano y el Albiano temprano (Alancaster y Pantoja-Alor, 1986), aunque bien se pudiera extender hasta el Jurásico tardío. Estudios geofísicos han indicado hasta 900m de sedimentos en la zona N del graben (Allan, 1985). En la zona S del CVC entre el Volcán de Colima y la ciudad de Colima puede alcanzar hasta los 700m (López-Loera y Gutiérrez, 1977). El CVC está caracterizado por una serie de avalanchas de escombros que forman un volumen entre 60 y 100 km cúbicos; algunos alcanzaron distancias de más de 100 km, llegando hasta la costa del Pacífico (Stoopes y Sheridan, 1990; Capra, 2000).

Las fallas y fracturas que afectan la estructura volcánica presentan dos direcciones dominantes: la primera N-S que coincide con el lineamiento de la cadena volcánica Cántaro-Nevado de Colima-Volcán de Colima (Aubert y Lima, 1986; Rodríguez-Elizarraras, 1991; López-Loera y Urrutia-Fucugauchi, 1995; Rosas Elguera et al., 1996) y NE-SW que coincide con la orientación de la falla La Lumbre y con la alineación de los conos parásitos del Volcancito (Fig. 3-3).

Las propiedades magnéticas de las rocas de algunas muestras del CVC han sido medidas por Urrutia-Fucugauchi et al. (1997) y Connor et al. (1993). El último trabajo incluye muestras del domo del cráter del Volcán de Colima. Las susceptibilidades magnéticas de cinco muestras que se consideran representativas presentaron un rango entre 2.61 y  $8.16^{-5}$  unidades SI. Los datos correspondientes para la intensidad de magnetización remanente fueron de 1.08 a 3.84 A/m. Tres muestras presentaron temperaturas de desbloqueo discretas que van de los 450° a los 575° C y dos de las muestras presentan un ancho y bajo rango de distribución de temperaturas de desbloqueo.

Las polaridades magnéticas para los flujos de lavas andesíticas de los volcanes Nevado de Colima y Colima son todas normales. La dirección de la remanencia para los clastos volcánicos de los depósitos de avalancha de escombros antiguas y jóvenes muestran una distribución dispersa.

En el complejo volcánico de Colima y en el rift de Colima se han desarrollado innumerables trabajos describiendo: su geología (Luhr y Carmichael 1980, 1981, 1990; Allan y Carmichael, 1984; Allan, 1985, 1986; Delgado-Granados, 1993); petrología (Demant, 1979; Luhr y Carmichael, 1980, 1981, 1982, 1990; Robin et al., 1990; Connor et al., 1991; Macías et al., 1993); eventos eruptivos (Waitz, 1906, 1915, 1921; Ortiz, 1944; Mooser, 1961; Torpe, 1977; Allan et al., 1986; Robin et al., 1987; Luhr y Presteggaard, 1985, 1988; Saucedo-Girón, 1999); estratigrafía (Luhr y Carmichael, 1990; Rodríguez-Elizarraras, 1991; Stoope y Sheridan, 1992; Komorowski et al., 1994, 1996); ciclicidad de los eventos eruptivos (Luhr, 1981; Medina, 1983; Robin et al., 1991); paleomagnetismo de las rocas (Alva-Valdivia et al., 1990; Clement et al., 1993; Urrutia-Fucugauchi et al., 1997); posibilidades geohidrológicas (López-Loera y Gutiérrez-Pineda, 1977); estudios geofísicos (Allan, 1985; Aubert y Lima, 1986; Campos-Enríquez et al., 1989; De la Fuente et al., 1990; Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Bandy et al., 1991, 1993; Serpa et al., 1992; Medina et al., 1996; López-Loera et al., 1996; López-Loera y Urrutia-Fucugauchi, 1999; Urrutia-Fucugauchi et al., 1999); imágenes de satélite (Abrams et al., 1991; Álvarez et al., 1993) y modelos explosivos (De la Cruz Reyna, 1993).

### **3.3 Observaciones de campo magnético total**

Con el fin de investigar la estructura del subsuelo del complejo volcánico de Colima y la regiones circunvecinas del rift de Colima, se realizó un levantamiento magnético por medio de un sistema de perfiles que cruzan los rasgos estructurales mayores en los volcanes y en los límites de las fallas normales del rift (Figs. 3-2 y 3-3).

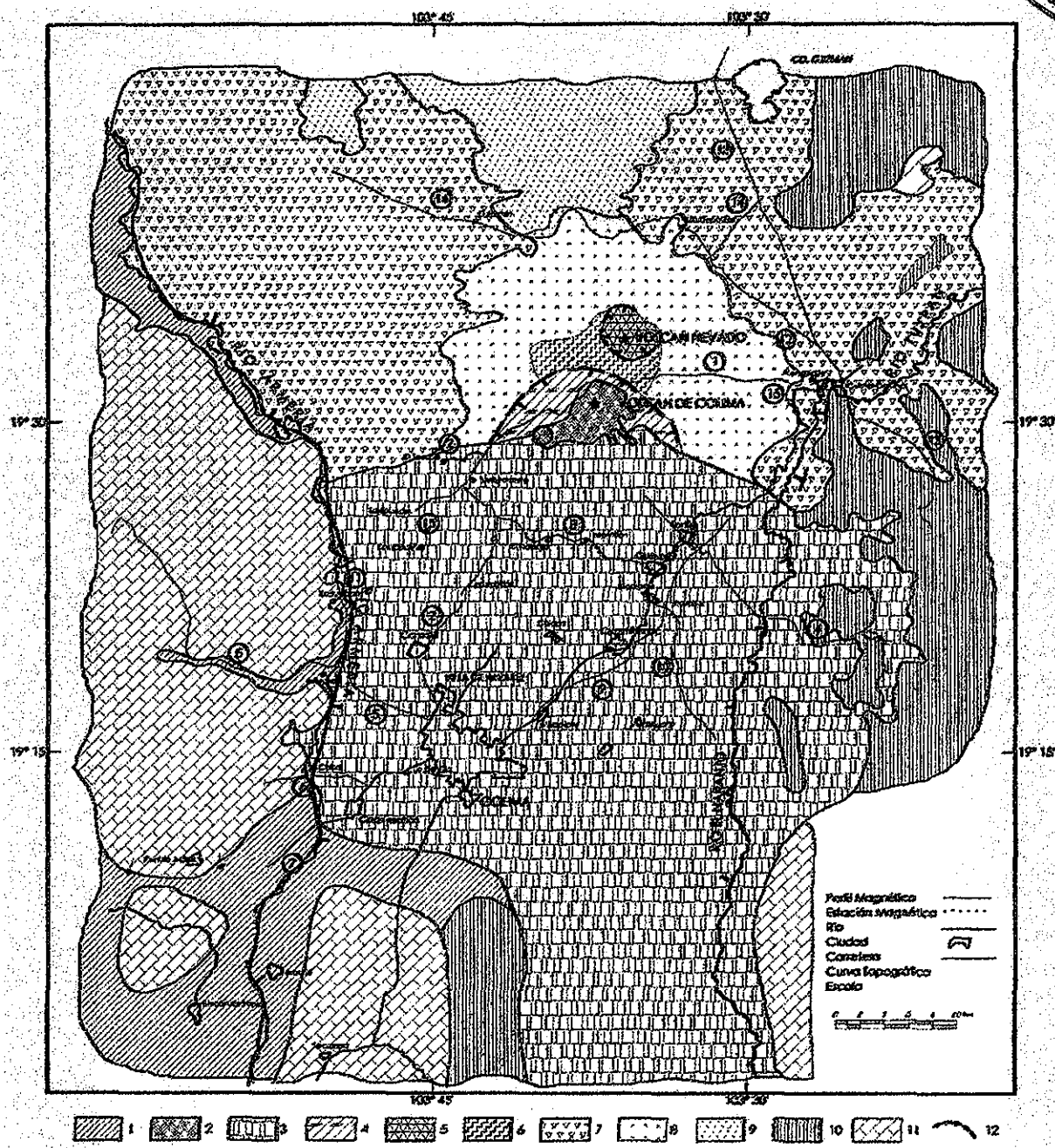


Fig. 3-2 Mapa en donde se observan las secciones magnéticas y las unidades geológicas del complejo volcánico de Colima: 1 = Depósitos de aluvión 2 = Depósitos de lavas y brechas andesíticas post-caldera del volcán de Colima 3 = Depósitos de avalancha de escombros volcánicos del colapso del ancestral Volcán de Colima 4 = Lavas y brechas andesíticas pre-caldera del Volcán de Colima, cubiertas por capas de caída de ceniza y escoria más jóvenes en algunos lugares 5 = Lavas y brechas andesíticas post-caldera del Nevado de Colima, cubiertas por depósitos más jóvenes de caída de ceniza y escoria en muchos lugares 6 = Lavas y brechas andesíticas precaldera (II) del Nevado de Colima, cubiertas por capas de escoria y ceniza más jóvenes, en algunos lugares 7 = Formación Atenquique, arenas y gravas volcánicas derivadas de los volcanes de Colima 8 = Lavas y brechas andesíticas pre-caldera (I) del Nevado de Colima, cubiertas por capas de caída de ceniza y escoria más jóvenes 9 = Lavas andesíticas porfíricas del Volcán El Cántaro 10 = Rocas ígneas, meta-ígneas y sedimentarias clásticas 11 = Calizas 12 = Falla normal. (Mapa modificado de Luhr y Carmichael, 1990, se han respetado los nombres de las unidades dadas por estos autores).

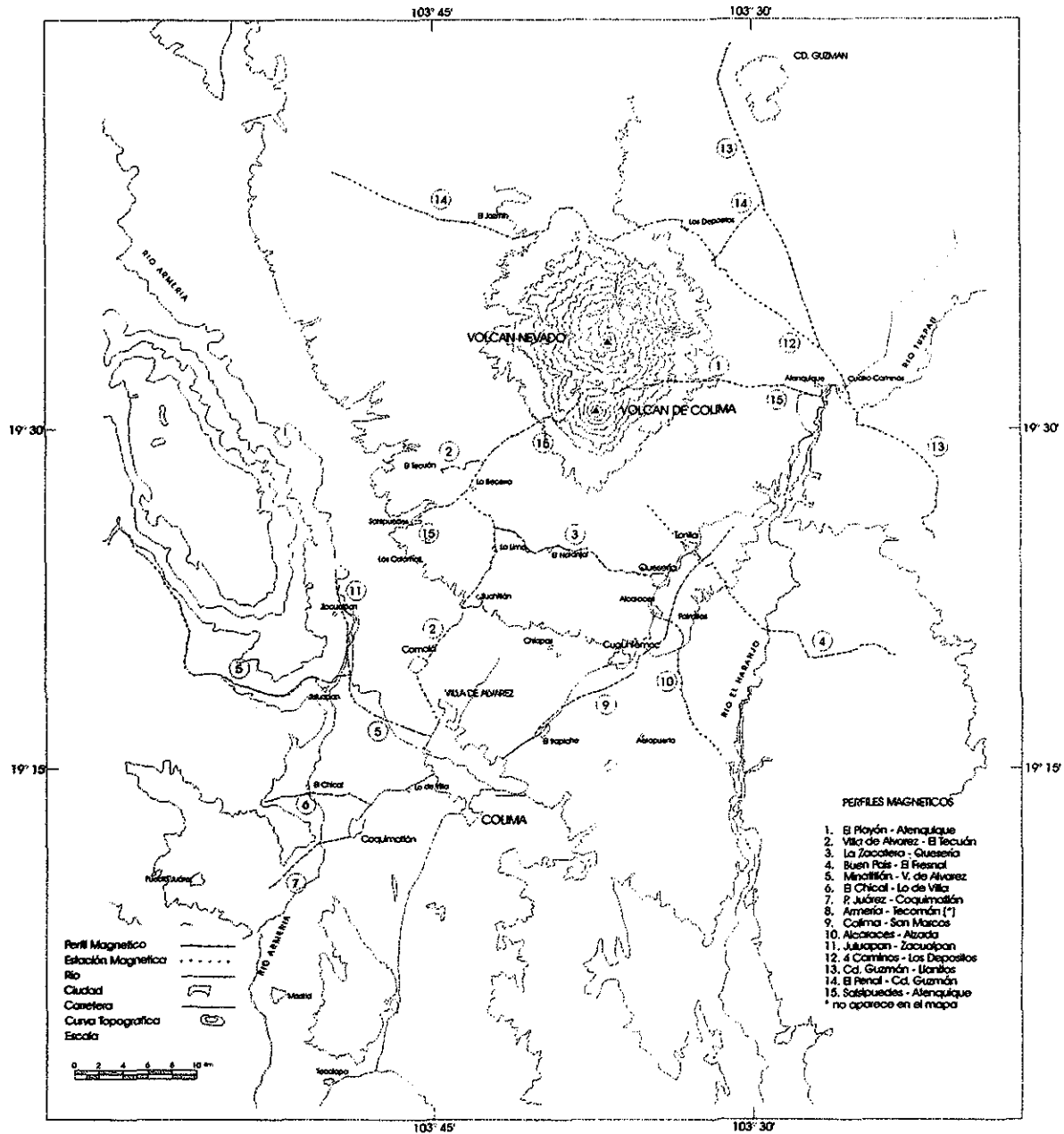


Fig. 3-3 Mapa topográfico esquemático del centro del rift de Colima mostrando la morfología y la ubicación de los perfiles magnéticos, indicados por los números dentro de los círculos.

Además, se efectuaron mediciones magnéticas a lo largo de las trazas de las fallas principales mapeadas en la región. Algunas de las fallas muestran una expresión topográfica, y algunas zonas de falla pueden ser reconocidas en el patrón de drenaje construido en los depósitos volcano-sedimentarios. Las mediciones de campo magnético fueron realizadas a lo largo de 440 km distribuidos en 15 perfiles con estaciones de medición cada 500 m (Figs. 3-2 y 3-3). Los efectos de las variaciones diurnas fueron abstraídos de las mediciones magnéticas en cada uno

de los perfiles. Las mediciones de campo magnético fueron tomadas con dos magnetómetros de presión nuclear marca Geometrics G-836 y G-856, y están dadas en nano-Teslas (nT). Para todos los perfiles, el gradiente magnético horizontal fue calculado por medio de  $(T_{j+1}-T_j)/\Delta x$ , con  $\Delta x= 500$  m, el cual enfatiza las zonas con cambios laterales fuertes en las anomalías magnéticas.

Al igual que en los datos aeromagnéticos, en los datos magnéticos terrestres se emplea el termino sector o dominio magnético, para identificar zonas en la sección o perfil magnético que presentan características de frecuencia y amplitud (longitud de onda) similares.

El análisis de la sección magnética terrestre se realiza con la base de que cualquier contraste magnético está relacionado con un cambio geológico, entre más grande el contraste magnético más la discordancia geológica, la cual puede ser desde un cambio lateral en el contenido de ferromagnesianos de una roca volcánica y/o una simple fractura y/o la existencia de una estructura de falla y/o un contacto geológico. La gran ventaja del método es que aún en condiciones en las cuales no se observen afloramientos y/o estructuras geológicas, esto no es ningún impedimento para identificarlas en el subsuelo.

### **3.3.1 Sección magnética Atenquique – El Playón**

Ubicada al N del área de estudio; esta sección tiene una dirección E-W, inicia en el entronque de la carretera federal Colima-Guadalajara-Volcán de Colima, a 2 km al S de la población de Atenquique y termina al W de la zona conocida como El Playón, tiene una longitud de 35 kilómetros (Figs. 3-2 y 3-3).

La sección topográficamente es ascendente por 30 kilómetros, inicia en la cota 1120 msnm (Atenquique) alcanza los 3050 msnm (El Playón) y finaliza a los 2700 msnm (W del Playón) sobre ella hay estaciones de observación magnetométrica cada 500m y cada 3 kilómetros existe una mojonera para mayor referencia. (Fig. 3-4).

Esta sección presenta la existencia de tres dominios magnetométricos caracterizados, el primero por amplitudes y frecuencias bajas (km 10 - km 20.5) y asociado a una secuencia de conglomerados volcánicos, arenas y depósitos piroclásticos conocida como formación Atenquique (Luhr y Carmichael, 1990). El segundo dominio magnético se identifica con frecuencias altas y por amplitudes de bajas a medias, geológicamente corresponden a lavas y brechas andesíticas precaldera (km 20.5 – km 34.5). El tercer dominio magnético se identifica por sus amplitudes y frecuencias altas y geológicamente se asocia con lavas y brechas andesíticas postcaldera (km 34.5 – km 45) Fig. 3-4.

**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**

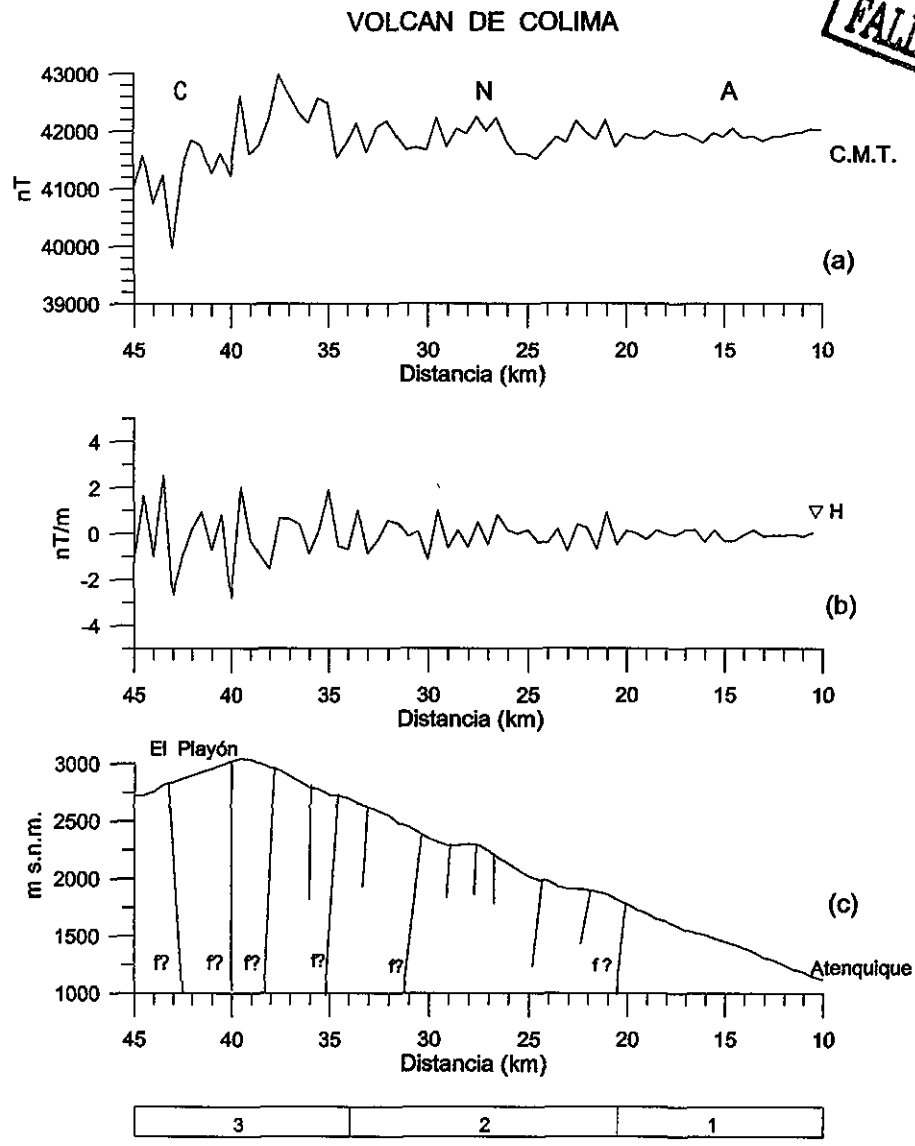


Fig. 3-4 Sección magnética El Playón - Atenuisque. Con una dirección E - W se ubica al N y E del Volcán de Colima. En la gráfica (a) se muestra el campo magnético total, en donde se observan los sectores Colima (C), Nevado (N) y Atenuisque (A); en (b) se presenta el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y (b). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Fm. Atenuisque; 2: Lavas y brechas andesíticas pre-caldera; 3: Lavas y brechas andesíticas postcaldera.

En la sección magnética se pueden observar seis zonas anómalas asociadas posiblemente a zonas de fracturamiento y/o falla y/o contacto. La primera cercana a la estación km 20.5; la segunda en la estación km 25; la tercera zona anómala se ubica en la estación km 34.5; la cuarta en la estación km 39; la quinta en la estación km 41 y la sexta zona anómala se localiza en la estación km 43.

Los valores del campo magnético de la tierra (CMT) inician en 42,000 nT (km 10) siendo su máximo de 43,000 nT (km 37.5) y su mínimo de 40,730 nT (km 43). La zona del alto

magnético, no corresponde a la zona de mayor altura topográfica como podría suponerse, se ubica a los 2900 msnm.

### 3.3.2 Sección magnética Villa de Álvarez – El Tecuán

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

Esta sección está ubicada al SW y W del Complejo Volcánico de Colima (CVC), tiene una orientación N-S, principia en la población de Villa de Álvarez, pasa por los poblados de Comala, Suchitlán, San Antonio y termina en la población de El Tecuán. Este perfil tiene una longitud de 37 kilómetros y estaciones de lectura cada 500m, inicia topográficamente en los 600 msnm y termina a los 1400 msnm (Figs. 3-2 y 3-3).

En el perfil magnetométrico se observan tres dominios magnéticos (Fig. 3-5); el primero corresponde a la parte S de la sección y se asocia a amplitudes bajas y uniformes y longitudes de onda medias del campo magnético terrestre (km -6.5 a km -2), geológicamente se asocia a una zona de avalanchas de escombros muy homogéneas, con intensidades de 41600 a 41700 nT. El segundo dominio magnetométrico (km -2 a km 14) está representado por amplitudes y longitudes de onda bajas, su asociación geológica es con una zona de avalanchas de escombros con intensidades de 41600 a 41800 nT. El tercer dominio magnetométrico (km 14 a km 29) está representado por amplitudes medias y longitudes de onda de medias a altas, su asociación geológica es con una zona de avalanchas de escombros fracturadas y/o afallados, con intensidades de campo geomagnético de 41,200 a 41,900 nT.

En esta sección magnética se capturaron tres zonas anómalas de posible asociación con fallas y/o fracturas geológicas. La primera se registra con un contraste magnético muy discreto (km -2) pero claramente observable tanto en los valores del campo geomagnético como en su gradiente horizontal. La segunda se observa como una anomalía dipolar normal de 600 nT y distancia polar de 500m (km 16.5 a km 17). Se correlaciona geológicamente a la estructura de falla conocida como La Escondida (Álvarez et al., 1991). La tercera zona no es tan obvia como las anteriores, se interpretó como la continuación de la falla y/o fractura El Remate – La Lumbre (López-Loera, et al., 1994).

El gradiente horizontal resalta claramente la zona de falla de La Escondida y refleja en cierta manera el área de La Lumbre.



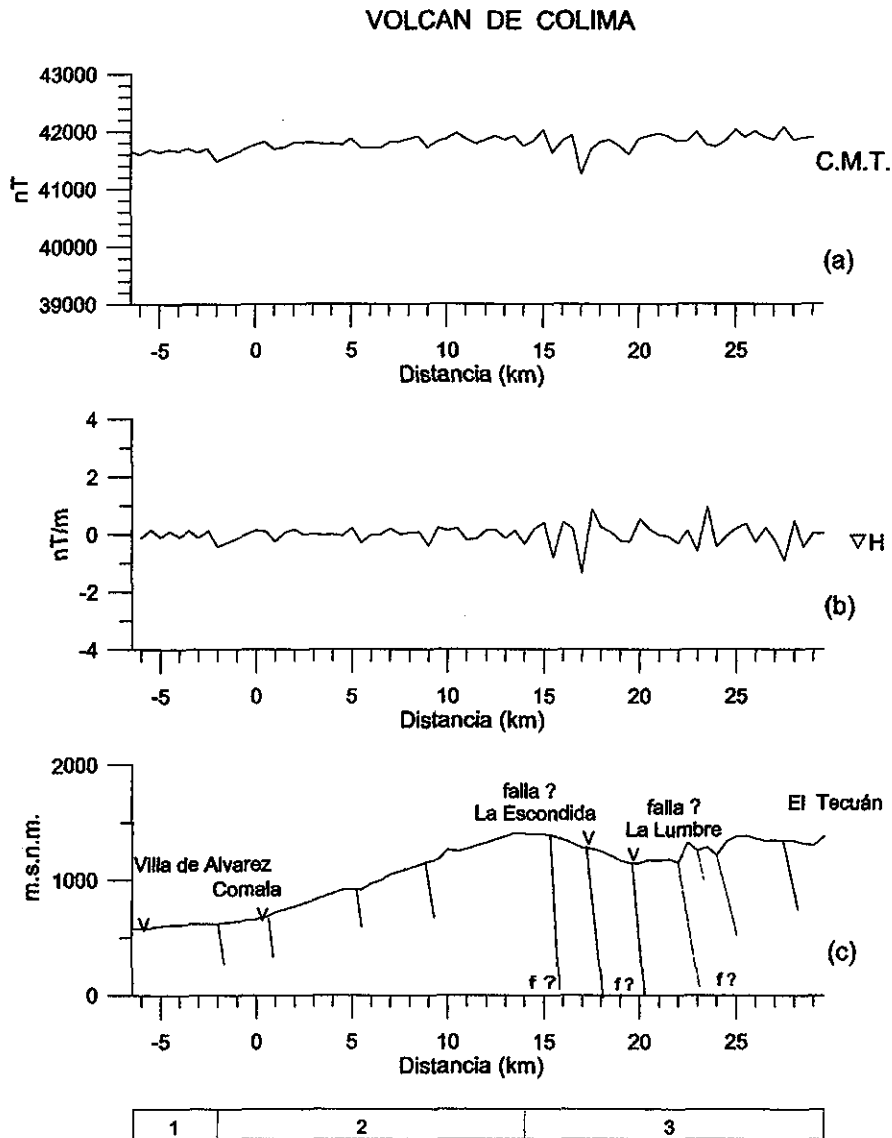


Fig. 3-5 Sección magnética Villa de Álvarez – El Tecuán. Con una dirección N – S, se ubica al SW y W del CVC. Se presenta en la gráfica: (a) la intensidad del campo magnético total, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) se exhibe la topografía y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y (c). En la parte inferior se expone el esquema geológico. 1: Avalanchas de escombros volcánicos (Ave) muy homogéneos; 2: Ave y 3: Ave muy fracturados y/o fallados.

### 3.3.3 Sección magnética La Zacatera – Quesería

Este perfil inicia en la ranchería de La Zacatera y termina en el poblado de Quesería; tiene una orientación NW-SE, con una longitud de 24 km y estaciones de medición cada 500m. Topográficamente inicia a los 1158 msnm y termina a los 1271 msnm, con una elevación máxima de 1500 msnm cerca de la ex-Hacienda de San Antonio. Se localiza al Sur del CVC (Figs. 3-2 y 3-3).

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

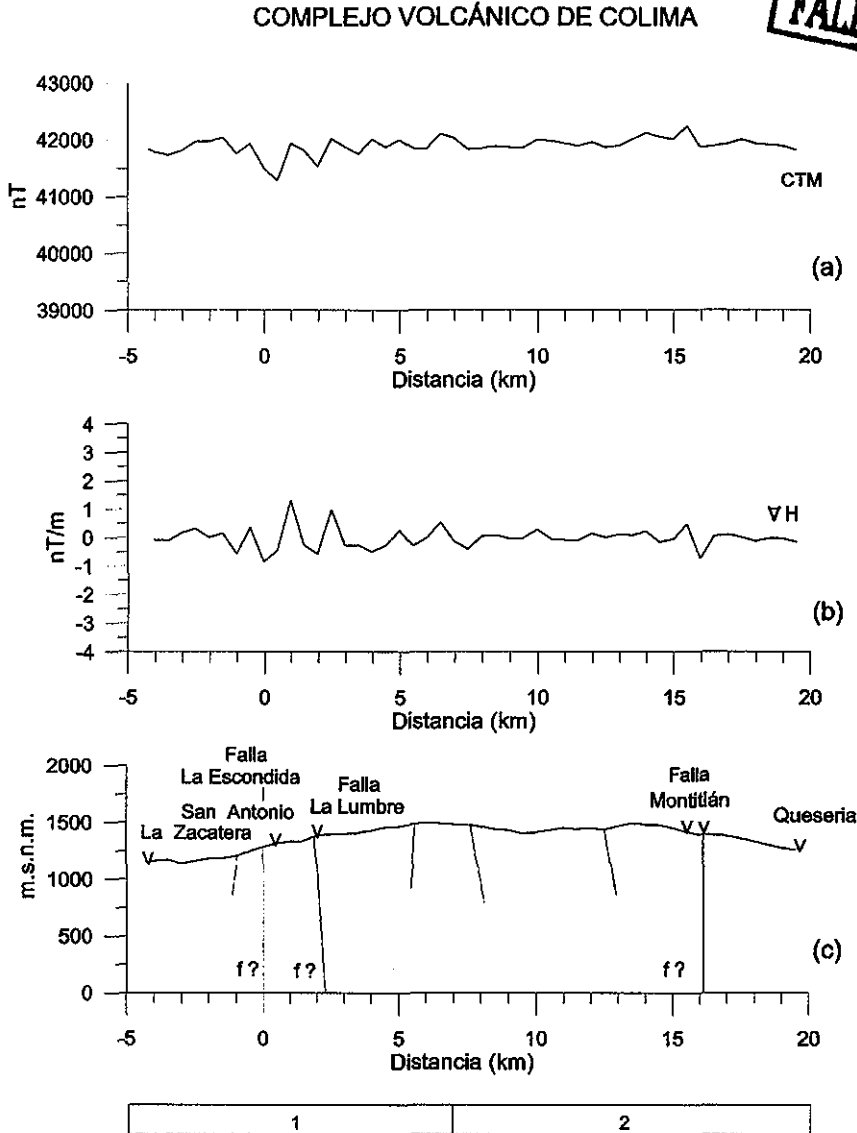


Fig. 3-6 Sección magnética La Zacatera – Quesería. Con una dirección E-W se localiza al S del complejo volcánico de Colima. Se presenta en (a) la intensidad de campo magnético total, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) la topografía y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Avalanchas de escombros volcánicos (Avev) fracturados y fallados; 2: Avev más homogéneos.

Este perfil muestra dos áreas distintas (Fig. 3-6), la primera (km -4 a km 7) asociada a un dominio magnético caracterizado por amplitudes y frecuencias de medias a altas (longitudes de onda de cortas a intermedias). Las intensidades están en el rango de 42,100 a 42,200 nT. La segunda (km 7 a km 20) con amplitudes y frecuencias bajas (longitudes de onda largas). Ambas zonas están asociadas geológicamente a depósitos de avalancha de escombros, pero con diferentes características magnéticas. En este perfil se identificaron tres áreas magnéticamente anómalas, una asociada con la zona de la falla de La Escondida caracterizada por una anomalía del orden de 800 nT; una segunda correlacionada con la falla de La Lumbre con una anomalía magnética del orden de las 500 nT y una tercera cercana a la población de Montitlán con 400 nT, que probablemente se relacione con una zona de falla de características regionales.

### 3.3.4 Sección magnética Buenpaís – El Fresnal

Con una dirección preponderante NW-SE, esta sección se extiende a lo largo de 38 kilómetros, con estaciones de observación magnética cada 500m. Inicia en El Fresnal pasando por la población de Tonila, cruza el cauce del río Tuxpan - El Naranjo, pasa por la ranchería de Buenpaís y termina en el entronque de la carretera que va a Pihuamo, Jal. Topográficamente inicia en los 2000 msnm, llega a los 750 msnm en el cauce del río y termina en los 950 msnm. Se ubica al SE del CVC (Figs. 3-2, 3-3).

En esta sección se pueden observar tres dominios magnéticos (Fig. 3-7); el primero está caracterizado por longitudes de onda corta y amplitudes altas (km 12 a km 5), geológicamente se asocia a derrames y bloques andesíticos principalmente y en menor proporción a avalanchas de escombros (Fig. 3-2). El segundo dominio magnético está definido por señales magnéticas caracterizadas por contener longitudes de onda de cortas a medias y amplitudes de bajas a medias (km 5 a km -10.5), geológicamente se asocia a depósitos de avalancha de escombros. El tercer dominio magnético está caracterizado por contener longitudes de onda cortas y amplitudes medias (km -10.5 a km -27), se asocia geológicamente a lahares y avalanchas de escombros. El límite entre el segundo y tercer dominio magnético es una zona anómala de 450 nT asociado posiblemente al límite oriente del rift de Colima y al cauce falla del río Tuxpan – El Naranjo. La anomalía de campo total y el gradiente magnético horizontal muestran una asociación con la falla del Río Tuxpan – El Naranjo y una anomalía de mediana amplitud alrededor de la estación km 11.

En la respuesta del CMT y de su gradiente horizontal de esta sección magnetométrica se observa claramente el bajo magnético asociado con la falla cauce de río Tuxpan – El Naranjo (Fig. 3-7). Asimismo se puede observar una zona de debilidad de la corteza con claridad alrededor de la estación km 7 (falla La Escondida).

En el gradiente magnético horizontal se observa muy contrastante los límites entre los derrames, bloques andesíticos y las avalanchas de escombros volcánicos (Fig. 3-7b). Entre esta última y los depósitos de lahares el contraste es menor que el primero caso pero suficiente para diferenciarlos.

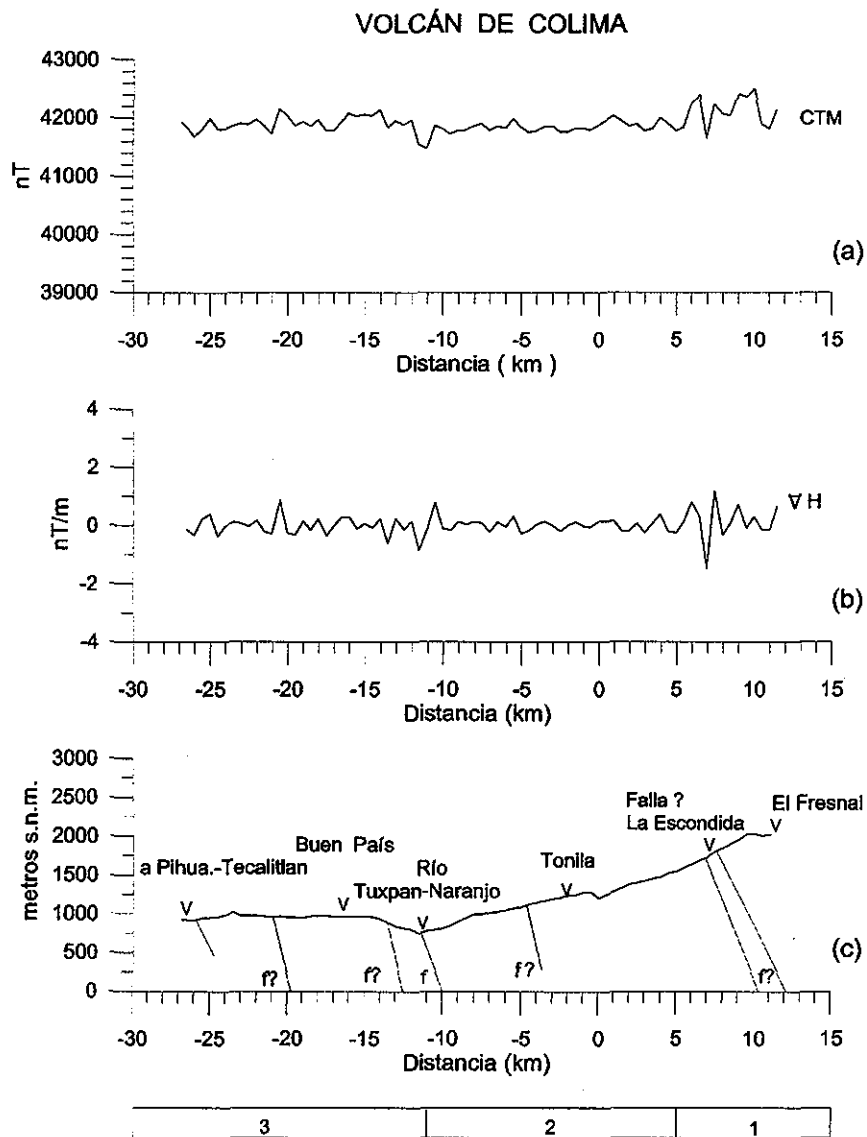


Fig. 3-7 Sección magnética Buen País – El Fresnal. Con una dirección NW-SE se ubica al SE del complejo volcánico de Colima. En la gráfica (a) se presenta la intensidad de campo magnético total; en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Derrames, bloques andesíticos y avalanchas de escombros volcánicos; 2: Depósitos de avalanchas de escombros volcánicos; 3: Lahares y avalanchas de escombros. Obsérvese la anomalía magnética correlacionada con la falla del río Naranjo que representa el límite E del graben de Colima

**ESTA TESIS NO SALÍ  
DE LA BIBLIOTECA**

### 3.3.5 Sección magnética Villa de Álvarez – Minatitlán

Esta sección tiene una dirección preponderante NW-SE y se extiende a lo largo de 40 kilómetros con estaciones de lectura magnética cada 500m. Inicia en la población de Villa de Álvarez (550 msnm) y siguiendo la carretera que va a Minatitlán la sección termina pasando 3 kilómetros del poblado El Sauz (Figs. 3-2 y 3-3). El perfil se localiza al S y al SW del CVC.

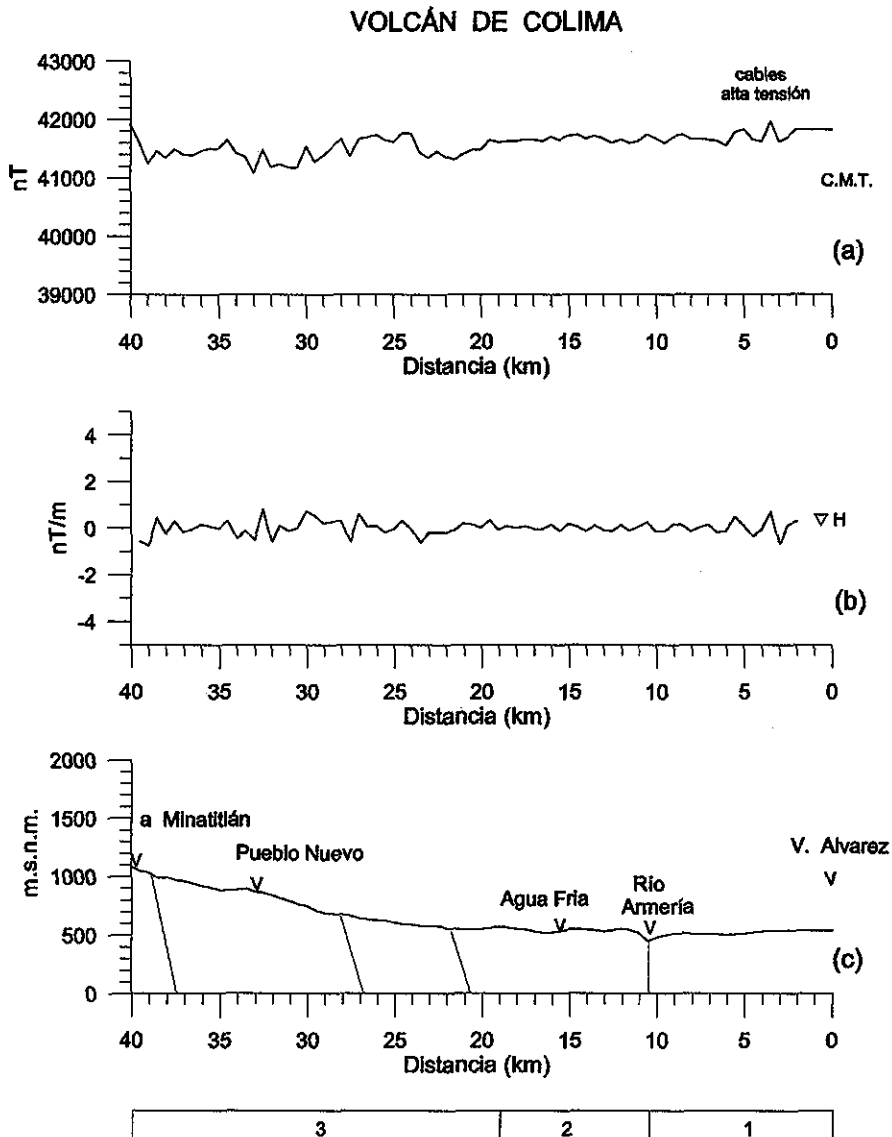


Fig. 3-8 Sección magnética Minatitlán – Villa de Álvarez. Tiene una dirección NW - SE y se ubica al SW del complejo volcánico de Colima. En la gráfica se presenta: (a) la intensidad del campo magnético, (b) el gradiente magnético horizontal, (c) la topografía y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Depósitos de avalancha de escombros; 2: Rocas sedimentarias calcáreas; 3: Rocas ígneas intrusivas, extrusivas y tobas. Nótese que el río Armería no presenta una anomalía magnética clara.

La sección magnética denota la presencia de tres dominios (Fig. 3-8): el primero asociado con longitudes de onda corta y amplitudes medias (km 0 a 10.5), geológicamente se asocia a depósitos de avalanchas de escombros y su límite es la falla del río Armería, el cual representa la frontera occidental del rift de Colima (Fig. 3-2). El segundo dominio magnetométrico (km 10.5 a km 19) está correlacionado con valores bajos y uniformes en amplitud y frecuencia (longitudes de onda grandes) y se asocian a depósitos sedimentarios de roca caliza (Cerro Grande). El tercer dominio magnético (km 19 a km 39) está caracterizado por amplitudes y frecuencias bajas a medias. Geológicamente se asocia a zonas de rocas ígneas, intrusivas y extrusivas.

En la sección magnetométrica se puede observar algunas zonas anómalas de posible asociación con fracturas y/o fallas: El arroyo Seco (km 6), el río Armería (km 10.5), una zona a 1 kilómetro al NW de Pueblo Nuevo (km 24) y otra a 5 kilómetros al SE de El Sauz (km 30 a km 34). Estas posibles zonas de fallas representan también los contactos entre las diferentes unidades geológicas existentes en la zona estudiada.

En el gradiente horizontal magnético se clarifican las áreas del arroyo Seco y Pueblo Nuevo como zonas de posibles fallas. La falla del río Armería no tiene una respuesta magnética clara ni en la intensidad del campo magnético ni en su gradiente horizontal, probablemente por que las unidades geológicas que se ponen en contacto son depósitos aluviales al E y calizas al W en esta sección, con susceptibilidades magnéticas muy semejantes y además con valores sumamente bajos del orden de  $5 \times 10^{-4}$  (SI) característicos de minerales paramagnéticos (Tarling y Hrounda, 1997).

### **3.3.6 Sección magnética Lo de Villa – El Chical**

Esta sección se ubica al SW del CVC e inicia en el entronque de la carretera Lo de Villa-Coquimatlán hacia El Chical, tiene una longitud de 10 kilómetros y una orientación E-W, con estaciones de lectura del campo magnético de 500m y en el cauce del río Armería cada 25m, con el fin de poder observar algún tipo de respuesta asociada al límite W del rift de Colima. Topográficamente casi toda la sección va sobre una misma cota 380 msnm (Figs. 3-2 y 3-3).

La sección magnetométrica muestra un solo dominio magnético dado que no se tiene contrastes de susceptibilidad magnética (Fig. 3-9), geológicamente no se observan afloramientos de ningún tipo en toda el área estudiada, la sección muestra suelos aluviales (Fig. 3-2), aunque se interpreta la existencia de rocas sedimentarias (calizas) a profundidad, dada las respuestas magnéticas capturadas las cuales son de amplitudes, intensidades y frecuencias bajas y uniformes.

El gradiente horizontal magnético genera una zona anómala en el cauce del río Armería, lo que sugiere la presencia de una estructura de falla geológica.

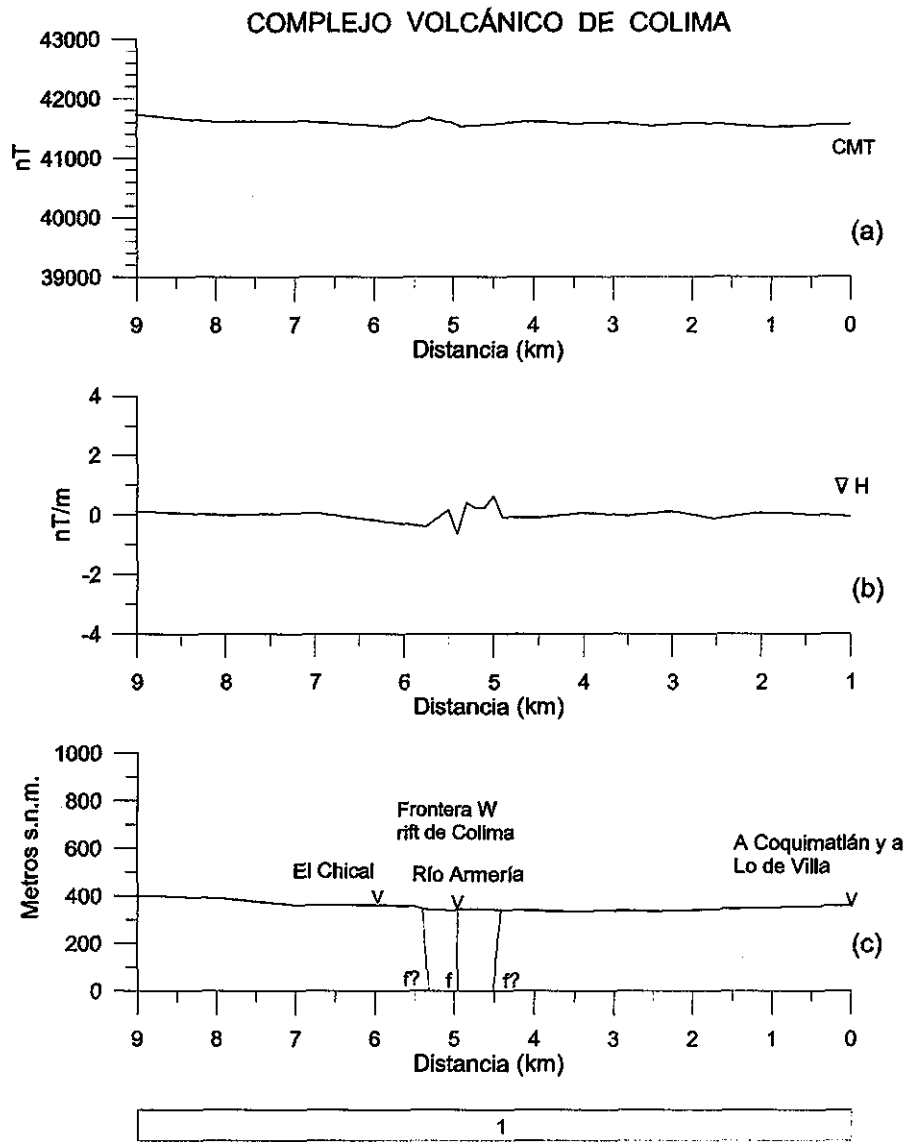


Fig. 3-9 Sección magnética Lo de Villa - El Chical. Tiene una orientación casi E - W, y se ubica al SW de complejo volcánico de Colima. Se presenta en la gráfica (a) la intensidad del campo magnético total, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Depósitos aluviales. Nótese la anomalía magnética asociada al cauce del río Armería.

### 3.3.7 Sección magnética Pueblo Juárez - Coquimatlán

Esta sección se ubica al suroeste del CVC, inicia a 12 km al SW de Colima va de la población de Coquimatlán a la ranchería de La Esperanza, tiene 7 kilómetros de longitud y una dirección NE-SW, con estaciones de lectura del campo magnético cada 500m y en el cauce del río Armería cada 25m. Topográficamente la sección es "plana" con una cota de 250 msnm (Figs.

se realizó con el fin de identificar en esta zona la respuesta asociada al límite W del rift de Colima, representada por el río Armería.

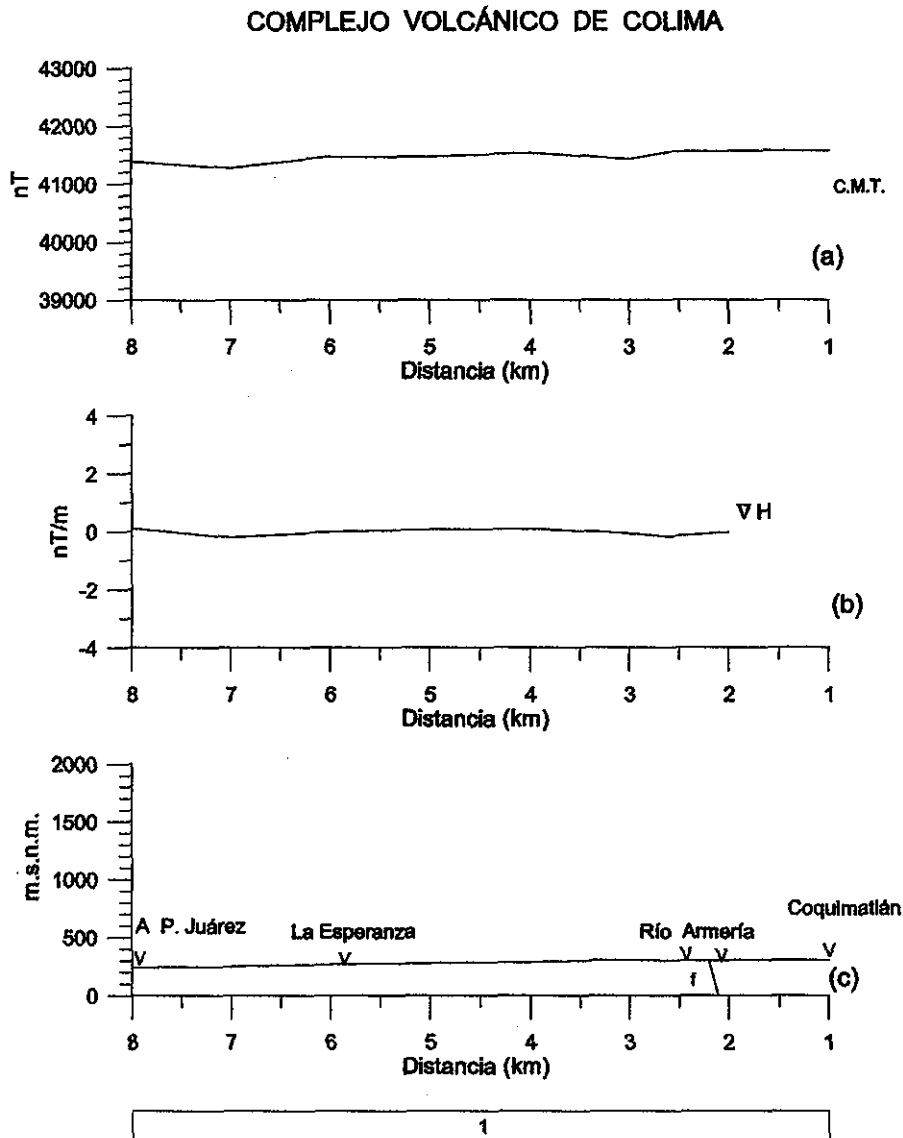


Fig. 3-10 Sección magnética Coquimatlán – La Esperanza. Con una orientación NE - SW se ubica al SW del complejo volcánico de Colima. Se muestra en las gráficas: (a) Intensidad del campo magnético total, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) la topografía. Se presenta en la parte inferior el esquema geológico. 1: Depósitos aluviales.

La sección magnética muestra un solo dominio en el que la característica principal es que las amplitudes y frecuencias son muy bajas, constantes y uniformes (longitudes de onda grandes) Fig. 3-10. Geológicamente el perfil se asocia a suelos aluviales y a rocas carbonatadas (calizas) a profundidad (Fig. 3-2).

La respuesta magnética del límite W del rift de Colima en esta zona es muy discreta y sólo se observa bajo ciertas condiciones, como cambiar la escala en la cual los valores de la



intensidad de campo magnético total así como su gradiente horizontal son graficados. Obsérvese la diferencia entre las gráficas de las Figs. 3-10 y 3-10A.

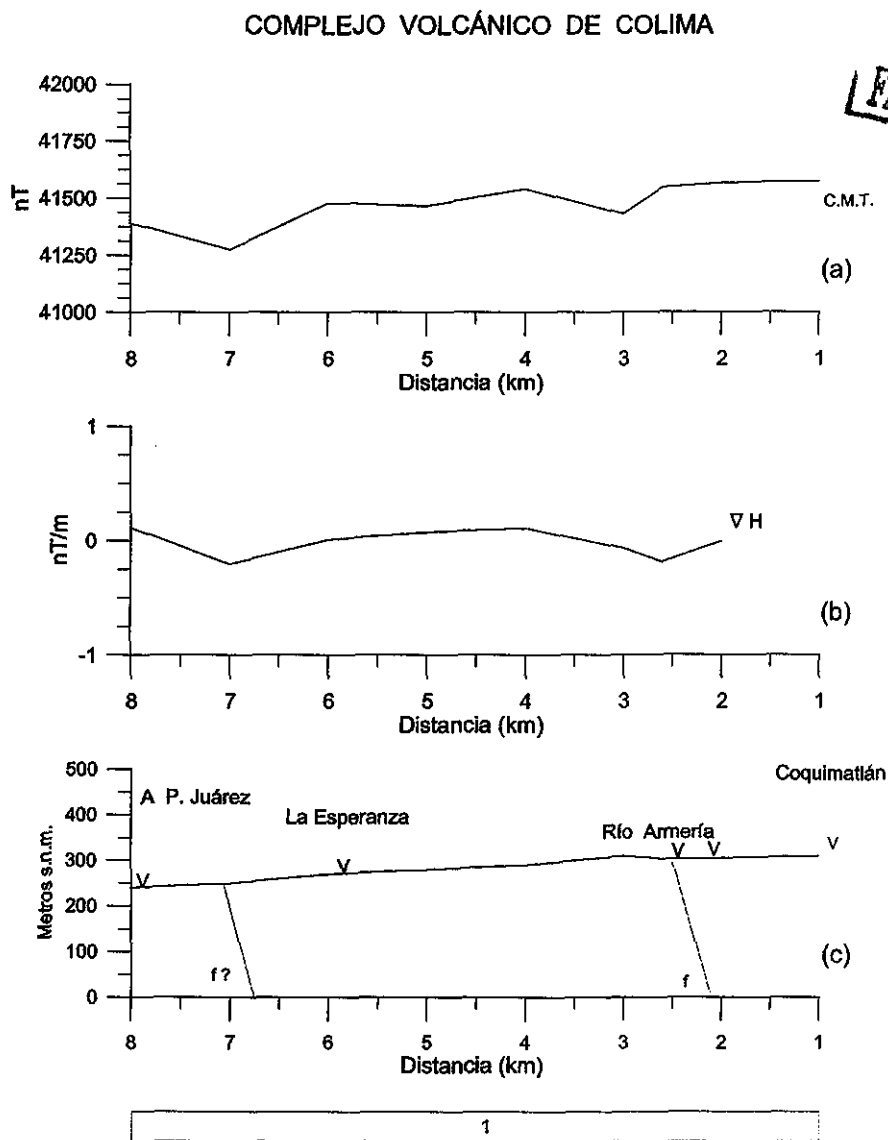


Fig. 3-10A Sección magnética Coquimatlán – La Esperanza. Se muestra en las gráficas: (a) intensidad del campo magnético total, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad con base en (a) y (b). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Depósitos aluviales. Nótese que dependiendo de la escala utilizada para los valores de la intensidad de campo magnético, se puede o no (Fig. 9), observar la existencia de disturbios magnéticos, asociados al cauce del río Armería.

### 3.3.8 Sección magnética Tecomán – Armería

La sección se ubica en la zona costera del estado de Colima y fuera del CVC, se efectuó con el fin de estudiar el límite W del rift de Colima. Esta sección tiene una dirección NE-SW, con una longitud de 12 kilómetros y estaciones de lectura cada 500m, aunque en el cauce del río

Armería se efectuaron lecturas cada 25m, con el fin de poder observar algún contraste magnético asociado con la falla que limita al rift de Colima (Fig. 3-11).

El perfil magnetométrico va de la ciudad de Tecomán a la población de Armería, por la supercarretera que va al puerto de Manzanillo, Col., topográficamente la zona es totalmente plana con una cota de 50 msnm.

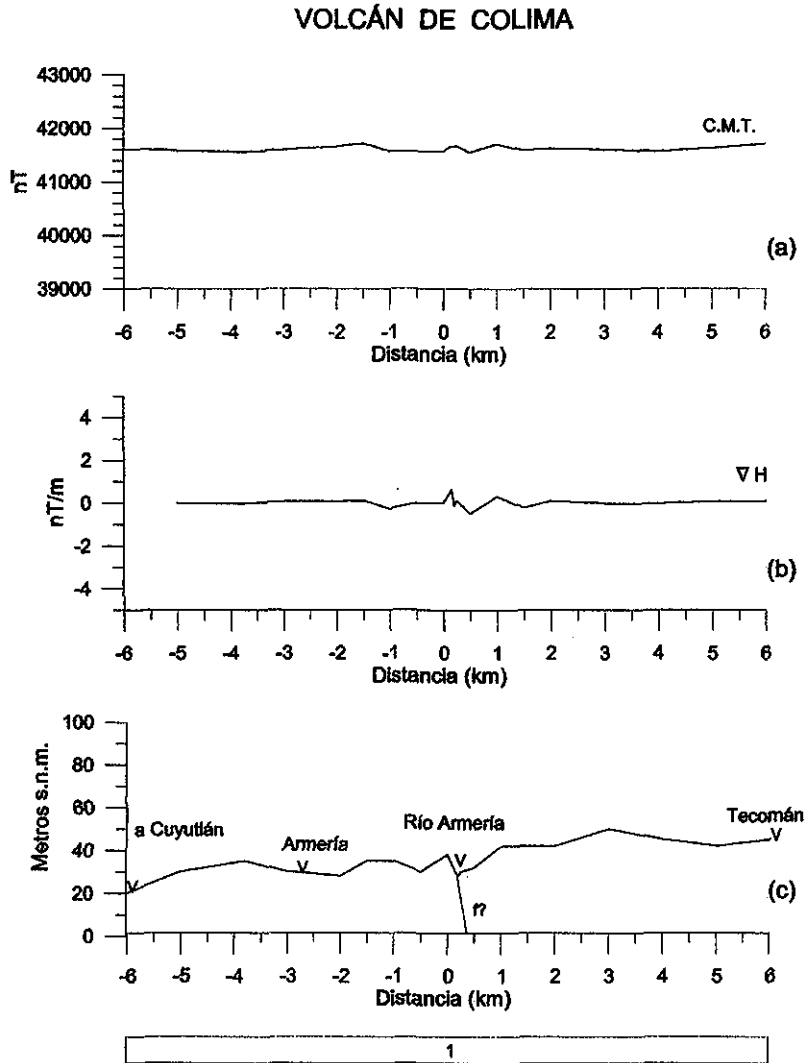


Fig. 3-11. Sección magnética Tecomán – Armería. Tiene una orientación NE-SW, se ubica en la zona costera del Estado de Colima y se encuentra fuera del complejo volcánico de Colima. Se muestra en las gráficas: (a) intensidad del campo magnético total, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad con base en (a) y (b). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Depósitos aluviales.

En la sección magnetométrica se observa la presencia de un solo dominio magnético en el que existe un subdominio caracterizado por la falla del río Armería. El dominio se identifica por tener amplitudes, intensidades y frecuencias bajas, constantes y uniformes. Geológicamente no existen afloramientos diferentes a los depósitos aluviales.

El gradiente horizontal magnético refleja claramente la presencia de la zona de falla sobre el río Armería.

### 3.3.9 Sección magnética Colima – San Marcos

La sección tiene una longitud de 30 kilómetros con una dirección NE-SW, va a lo largo de la autopista Colima – Guadalajara y tiene estaciones de lectura cada 500m. Topográficamente el perfil va de la cota 580 msnm hasta los 1030 msnm. Esta sección se ubica al S-SW del CVC (Figs. 3-2 y 3-3).

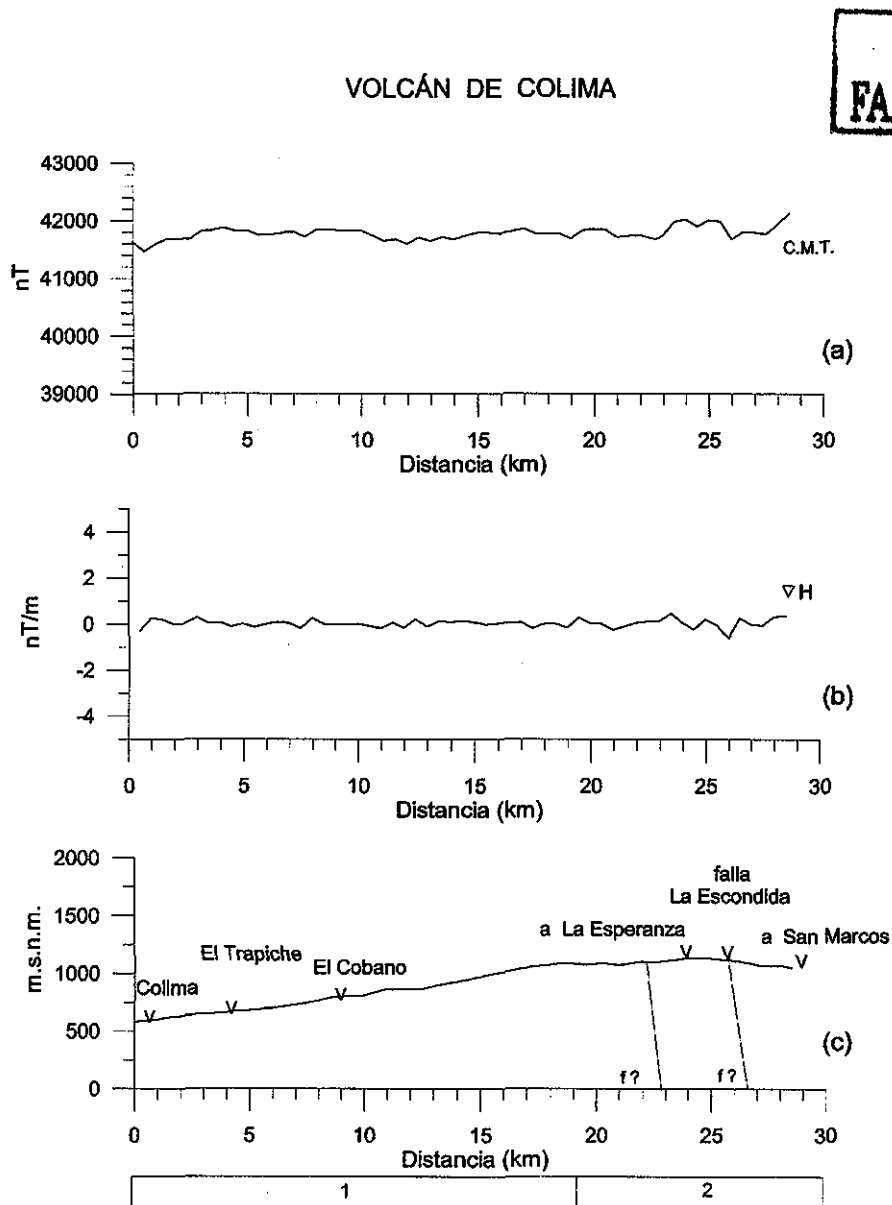


Fig. 3-12. Sección magnética Colima – San Marcos. Con una dirección NE - SW se ubica al SE del complejo volcánico de Colima. Se muestra en la gráfica (a) la intensidad del campo magnético total, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad interpretadas. En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Avalancha de escombros volcánicos (Avev); 2: Avev.

Magnetométricamente se observan dos sectores o dominios en la sección estudiada (Fig. 3-12); uno representado por amplitudes y frecuencias bajas asociadas a depósitos de avalancha de escombros del Volcán de Colima (km 0 a km 19). El segundo, se caracteriza por contener amplitudes, intensidades y frecuencias de bajas a medias (km 19 a km 30) asociadas a depósitos de avalancha de escombros (Fig. 3-2).

En la sección magnética se puede apreciar en el segundo dominio, áreas de bloques levantados (km 19 a km 21 y de km 23 al km 26) que pudieran estar asociados a zonas de debilidad activas.

El gradiente horizontal magnético refleja la posible existencia de fallas y/o fracturas asociadas a los bloques levantados descritos en el párrafo anterior.

### **3.3.10 Sección magnética Los Alcaraces – Alzada**

Esta sección tiene una longitud de 22 kilómetros y estaciones de lectura cada 500m, con una dirección NW-SE. Se localiza al S del CVC. Parte de la población de Los Alcaraces y termina en el entronque a la estación de ferrocarril Alzada. Topográficamente va de los 1120 msnm a los 700 msnm (Fig. 3-3).

La sección presenta un solo dominio magnetométrico caracterizado por amplitudes y frecuencias medias (Fig. 3-13). Geológicamente está asociado con depósitos de avalancha de escombros y lahares (Fig. 3-2).

La anomalía magnética que se observa cercana al poblado de Alzada se correlaciona con la presencia de la peletizadora de mineral de fierro que en esa población se ubica.

La respuesta del gradiente horizontal magnético denota la presencia de una unidad geológica altamente fracturada y/o fallada (Fig. 3-13b).

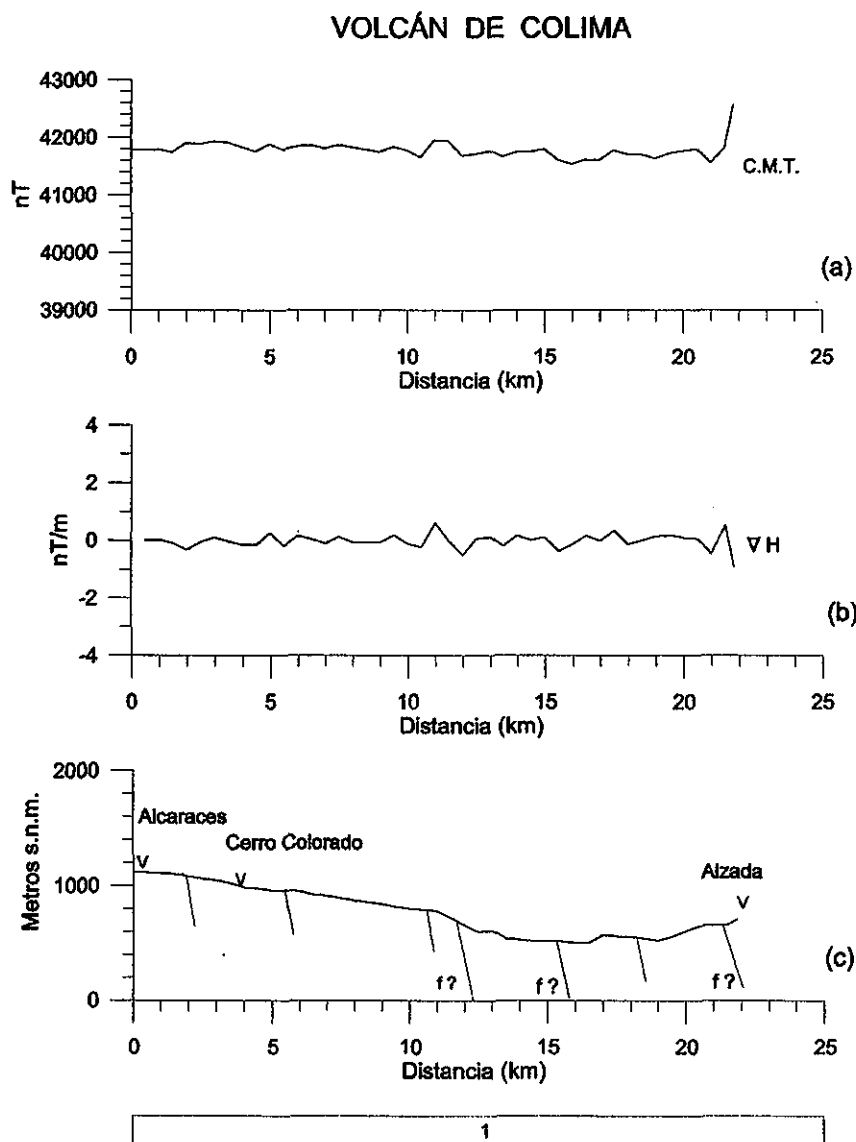


Fig. 3-13. Sección magnética Los Alcaraces – Alzada. Tiene una dirección NW-SE y se localiza al SE del complejo volcánico de Colima. En las gráficas se presenta: (a) la intensidad del campo magnético total, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) la topografía y zona de debilidad interpretada con base en (a) y en (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Avalanchas de escombros volcánicos.

### 3.3.11 Sección magnética Juluapan – Zacualpan

Esta sección tiene una longitud de 9.5 kilómetros con una dirección NW-SE y con estaciones de lectura magnética cada 500 m. Se ubica al SW del CVC, parte del entronque que existe en la carretera Villa de Álvarez – Minatitlán y termina pasando Zacualpan. Topográficamente el perfil inicia en los 450 msnm y termina en los 500 msnm (Fig. 3-3).

La sección magnetométrica presenta características de estar conformada por un solo dominio, el cual está definido amplitudes y frecuencias bajas (longitudes de onda grandes), su intensidad media es de 41600 nT (Fig. 3-14). Geológicamente está asociada con la formación Atenquique constituida por areniscas y conglomerados (Fig. 3-2). Al final de la sección se observó un conglomerado polimíctico fuertemente cementado y fracturado con fragmentos de rocas sedimentarias e ígneas, englobadas en una matriz calcárea de grano muy fino, al parecer se le ha considerado como constituyente del grupo Balsas (Castillo, 1984), aunque Garduño (comunicación personal) considera esto incierto pues menciona que son concordantes con las calizas cretácicas.

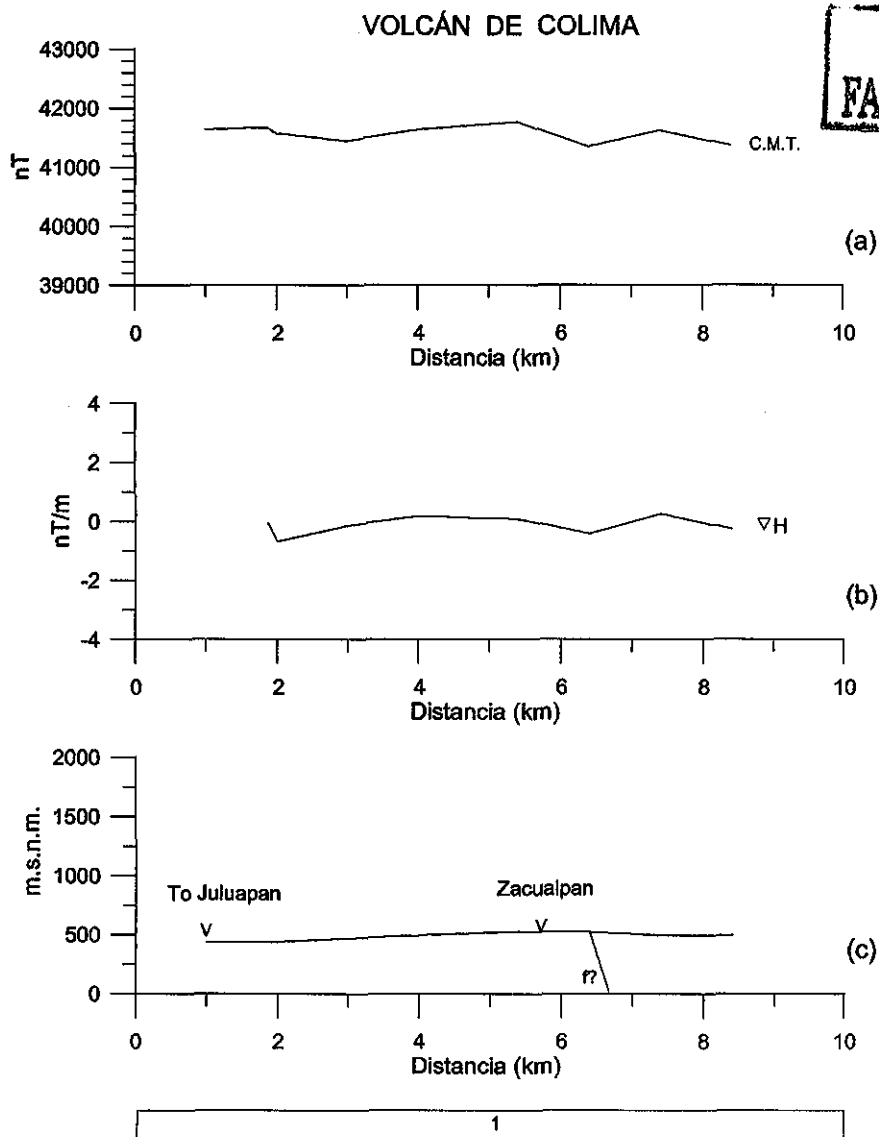


Fig. 3-14 Sección magnética Juluapan - Zacualpan. Con una orientación NW-SE y se ubica al SW del complejo volcánico de Colima. En las gráficas se presentan en (a) la intensidad del campo magnético total, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) la topografía y zona de debilidad interpretada con base en (a) y en (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Fm Atenquique compuesta por arenas y conglomerados.

En el gradiente horizontal magnético se puede observar dos zonas (km 2 y km 6) que pudieran asociarse a fracturamientos de la unidad sedimentaria.

### 3.3.12 Sección magnética Cuatro Caminos – Los Depósitos

Esta sección magnética se ubica al E del CVC, tiene una longitud de 14 kilómetros, con estaciones de lectura cada 500m y con una dirección NW-SE. Inicia en el entronque de Cuatro Caminos (1100 msnm) pasa por El Fresno y termina en el poblado de Los Depósitos (1650 msnm) (Figs. 3-2 y 3-3).

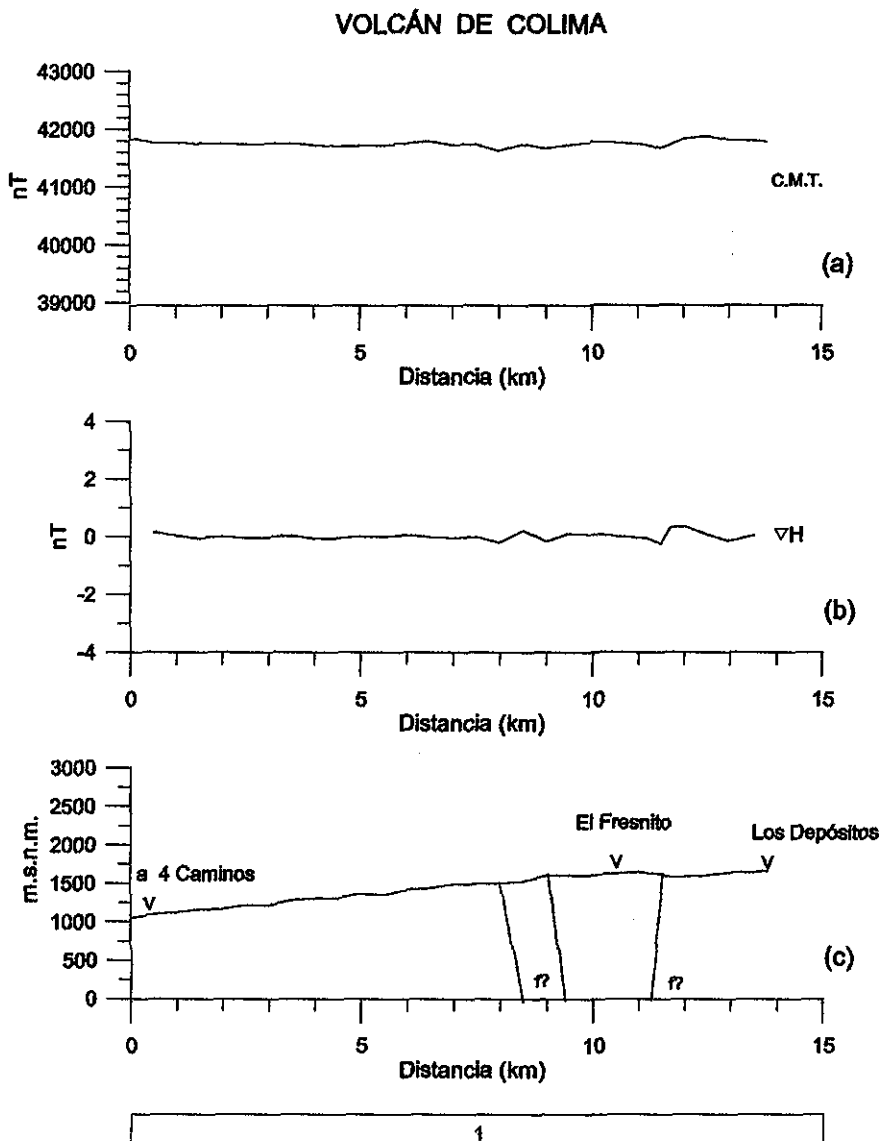
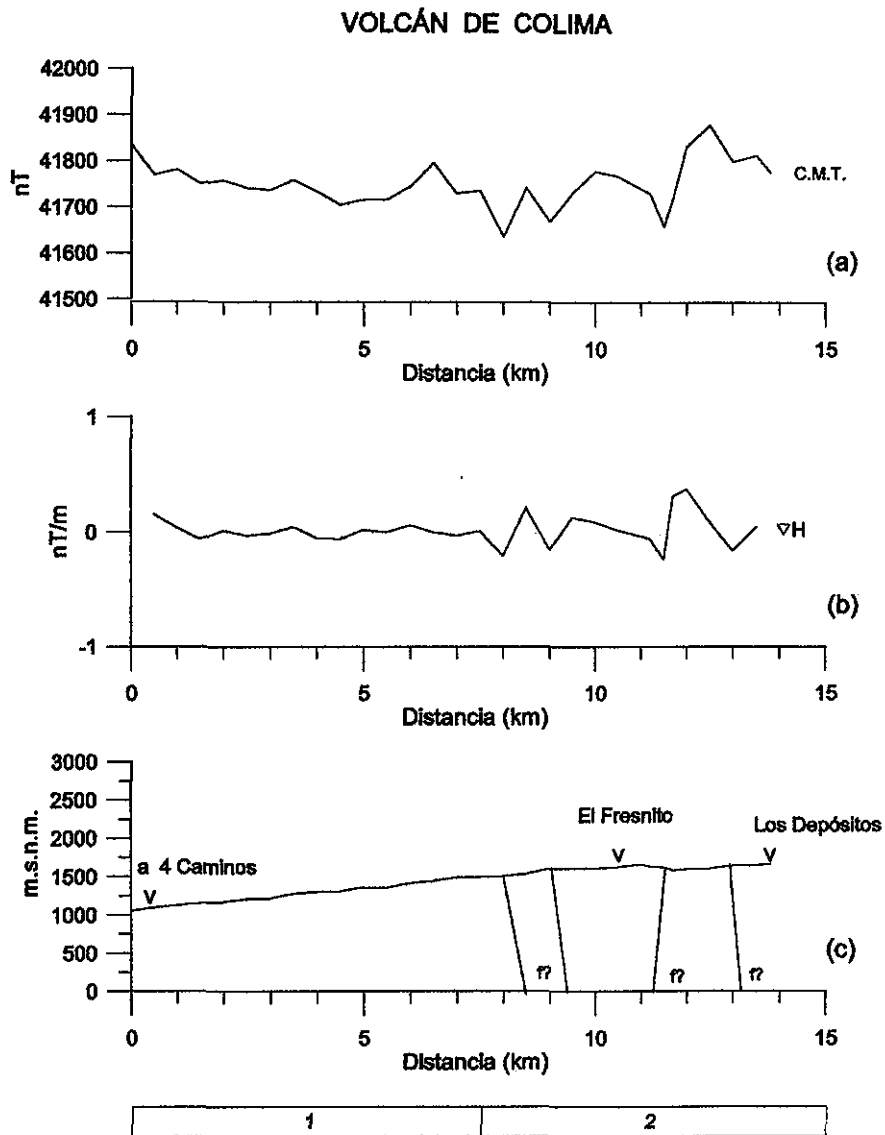


Fig. 3-15. Sección magnética Cuatro Caminos – Los Depósitos. Tiene una dirección NW-SE y se ubica al E y NE del volcán de Colima. En las gráficas se muestran: (a) la intensidad del campo magnético, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y (b). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Formación Atenquique compuesta por arenas y gravas (Luhr y Carmichael, 1990).

La información magnética no presenta contrastes fuertes (amplitudes y frecuencias bajas) si se analiza bajo las mismas condiciones que se han estudiado las otras secciones magnéticas (Fig. 3-15), pero si los datos se analizan bajo otras condiciones, se puede interpretar que la sección refleja la existencia de al menos dos dominios o sectores magnéticos (Fig. 3-15A) caracterizados el primero por amplitudes bajas a intermedias y frecuencias bajas y localizado de la estación km 0 a km 6.5 y el segundo dominio, se identifica por frecuencias altas y amplitudes medias ubicado de la estación km 6.5 a km 14.



**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

Fig. 3-15A Sección magnética Cuatro Caminos – Los Depósitos. Tiene una dirección NW-SE y se ubica al E y NE del Volcán de Colima. Las gráficas muestran: (a) la intensidad del campo magnético total, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) el perfil magnético y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y en (b). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Formación Atenquique (FmA) constituida principalmente por arenas y gravas; 2: FmA fracturada y/o fallada.

Los datos del gradiente horizontal magnético permiten interpretar la existencia de zonas de debilidad asociadas con fracturamiento y/o fallamiento en las estaciones km 8, 9, 10.5 y 13. Garduño-Monroy (comunicación personal) considera la posibilidad que sean el reflejo



de la falla Tamazula (Garduño-Monroy et al., 1998). Geológicamente la sección se asocia a depósitos de la formación Atenquique (Luhr y Carmichael, 1990) la cual está constituida por arenas y gravas volcánicas (Fig. 3-2).

### 3.3.13 Sección magnética Llanitos - Cd. Guzmán

Esta sección tiene una longitud de 45.5 kilómetros con estaciones cada 500m, se ubica al SE, E y NE del CVC, tiene una dirección NW-SE e inicia 10 km al N de Cd. Guzmán, pasa por Cuatro Caminos y termina en la ranchería de Llanitos. Topográficamente inicia en los 1550 msnm, baja hasta los 950 msnm y termina en los 1400 msnm (Fig. 3-3).

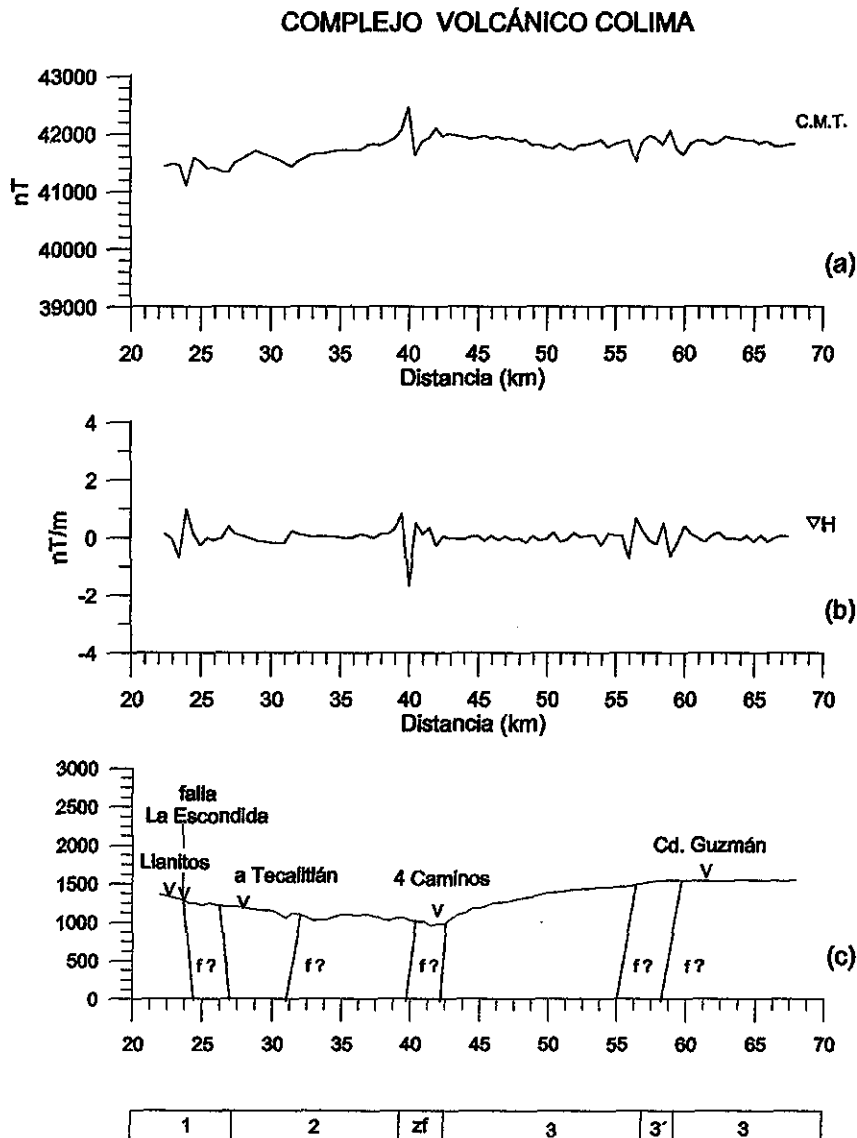


Fig. 3-16 Sección magnética Llanitos-4 Caminos-Cd. Guzmán. En la gráfica se muestra: (a) la intensidad del campo magnético, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) el perfil topográfico y las zonas de debilidad interpretadas. En la parte inferior se exhibe el esquema geológico. 1: Rocas ígneas, metaígneas y sedimentarias clásticas; 2: Rocas metaígneas y Formación Atenquique (FmA) constituida por arenas y gravas; zf: Zonas de falla; 3: FmA; 3': FmA y rocas volcánicas fracturadas y/o falladas.

La sección magnética refleja la existencia de tres dominios magnetométricos (Fig. 3-16); el primero caracterizado por respuestas asociadas con amplitudes y frecuencias medias (km 22 a km 27), geológicamente se asocia a rocas ígneas, metaígneas y sedimentarias clásticas (Fig. 3-2). El segundo dominio (km 27 a km 39) está asociado a frecuencias y amplitudes bajas. Geológicamente se asocia a rocas metaígneas y a formación Atenquique. El tercer dominio (km 42 a km 68), se caracteriza por contener un subdominio asociado a amplitudes medias a altas y frecuencias altas (km 56 a km 59), geológicamente se asocian con la formación Atenquique, aunque en el subdominio se interpreta la presencia de rocas volcánicas. Existe una zona limítrofe entre los dominios magnéticos 2 y 3 que está representada por una zona claramente anómala (km 39 a km 42).

El gradiente horizontal magnético refleja cuatro zonas de debilidad de la corteza asociadas a las estaciones km 59.5, 55, 40 y 24, esta última parece ser la continuación de la falla La Escondida.

### **3.3.14 Sección magnética El Penal – Cd. Guzmán**

Esta sección se ubica al E, NE, N y NW del CVC. Tiene una longitud de 45 kilómetros con estaciones de lectura del campo magnético cada 500m y tiene una dirección preponderante E-W. Inicia en las cercanías a Cd. Guzmán (1550 msnm), pasa por la ranchería llamada Floripondio, 2250 msnm y termina pasando El Penal, 1250 msnm (Fig. 3-3).

La sección magnética refleja la presencia de tres dominios magnetométricos (Fig. 3-17); el primero asociado geológicamente a arenas y gravas de la formación Atenquique (Fig. 3-2) y con una respuesta magnética caracterizada por contener amplitudes de bajas a medias y frecuencias de medias a altas (km -6 al 10). El segundo dominio magnético está asociado a lavas y brechas andesíticas precaldera (I) del Nevado de Colima (Luhr y Carmichael, 1990) cubiertas en ocasiones por capas de ceniza y escoria (Fig. 3-2), magnetométricamente está caracterizado por contener respuestas asociadas a amplitudes grandes y frecuencias de medias a altas (km 10 a km 27). El tercer dominio magnético se asocia a respuestas con amplitudes y frecuencias bajas, constantes y uniformes, geológicamente se correlaciona a lavas y escorias provenientes de conos cineríticos (km 27 al km 39).

### VOLCÁN DE COLIMA

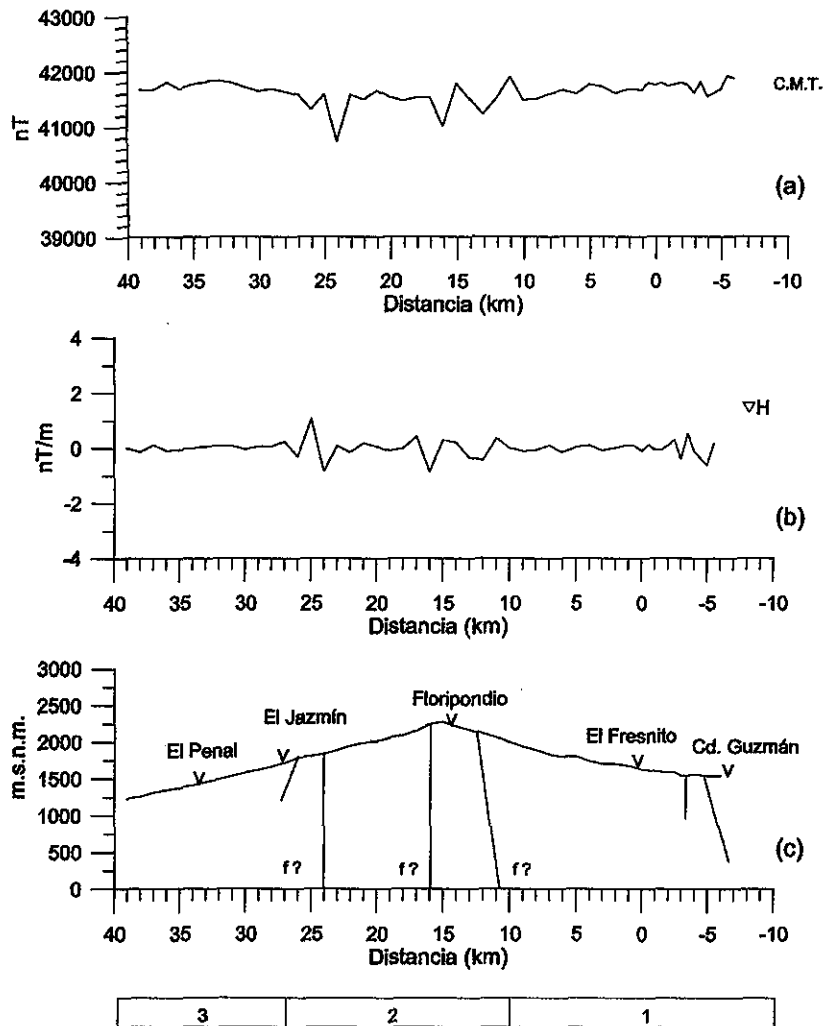
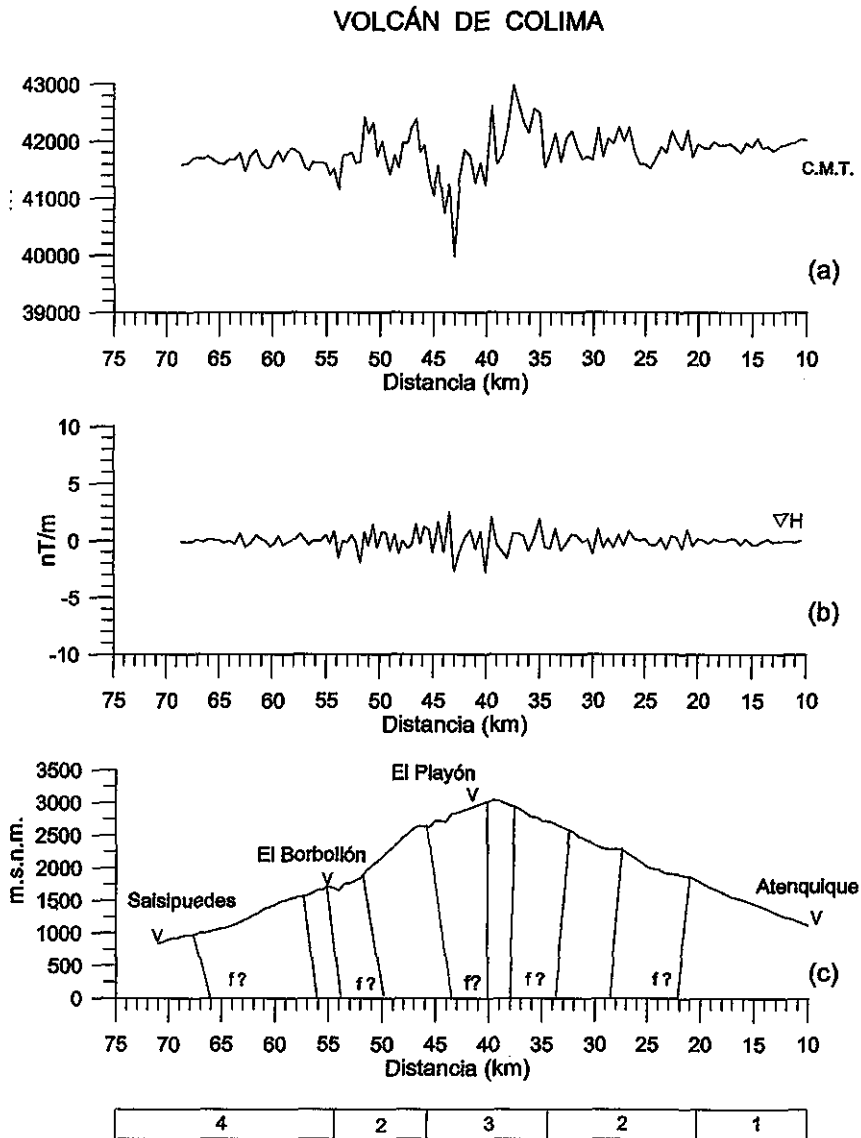


Fig. 3-17 Sección magnética El Penal – Cd. Guzmán. Tiene una dirección preponderante E-W y se ubica al SE, N y NW del volcán Nevado de Colima. En las gráficas se presenta: (a) la intensidad del campo magnético total, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Formación Atenquique, constituida por arenas y gravas; 2: Lavas y brechas andesíticas precaldera del Nevado de Colima (Luhr y Carmichael, 1990); 3: Lavas y escorias provenientes de conos cineríticos.

El gradiente horizontal del campo magnético refleja la presencia de por lo menos cuatro zonas de debilidad de la corteza que puede estar asociadas a fracturas y/o fallas (km -5, 12.5, 16 y 24).

### 3.3.15 Sección magnética Salsipuedes – Atenquique

Esta sección magnética es la continuación del perfil El Playón – Atenquique (Fig. 3- 4), se continuó hacia el suroeste hasta la ranchería Salsipuedes, con el fin de tener una imagen E-W del CVC. El perfil se ubica al E-NE, N y SW del Volcán de Colima, tiene una longitud de 71 kilómetros con estaciones de lectura aproximadamente cada 500m. Topográficamente inicia en los 1120 msnm (Atenquique), alcanza los 3050 msnm (El Playón), baja a 1700 msnm en la ranchería El Borbollón y termina en los 850 msnm en la ranchería de Salsipuedes. (Figs. 3-3, 3-18).



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Fig. 3-18 Sección magnética Salsipuedes – Atenquique. Con una dirección E-W, cambia a la altura de El Playón a NE-SW, se ubica al E-NW, N y SW del volcán de Colima. En las gráficas se presentan: (a) la intensidad del campo magnético total, (b) el gradiente horizontal magnético y (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad interpretadas en base de (a) y (b). Se muestra en la parte inferior el esquema geológico. 1: Arenas y gravas de los volcanes de Colima; 2: Brechas y lavas andesíticas pre-caldera del Nevado de Colima (Lühr y Carmichael, 1990); 3: Brechas y lavas post-caldera del Volcán de Colima; 4: Avalanchas de escombros volcánicos

Magnetométricamente la sección presenta la existencia de cuatro dominios magnéticos (Fig. 3-18); el primero está representado por amplitudes y frecuencias de bajas a medias (longitudes de onda largas a medias), asociado geológicamente a gravas y a arenas (formación Atenquique) derivadas de los volcanes de Colima (km 10 a km 20.5). El segundo dominio magnético está caracterizado por contener señales asociadas a amplitudes medias y frecuencias altas (longitudes de onda corta), este dominio se ubica tanto al E como al W del perfil (km 20.5 a km 34.5 y km 46 a km 54.5), aunque al W las amplitudes se presentan más altas. Geológicamente se correlaciona a brechas y lavas andesíticas precaldera del Nevado de Colima en ocasiones están cubiertas por capas más jóvenes de ceniza y escoria. El tercer dominio magnético se caracteriza por estar relacionado a respuestas que contienen señales con amplitudes y frecuencias altas (km 34.5 a km 46). Geológicamente está asociado a brechas y lavas andesíticas post-caldera del Volcán de Colima (Fig. 3-2). El cuarto dominio magnetométrico se correlaciona con amplitudes medias y frecuencias de medias a altas, asociado geológicamente a depósitos de avalanchas de escombros del colapso del ancestral Volcán de Colima (km 54.5 a km 71).

El gradiente horizontal del campo magnético (Fig. 3-18b) denota la existencia de zonas de debilidad asociadas con fracturas y/o fallas a lo largo de toda esta sección, algunas se reflejan con contrastes someros (km 20.5), otras con contrastes medios (km 27, 54.5 y 66), otras con contrastes fuertes (km 34) y otras más con contrastes muy fuertes (km 37, 40.5 y 44). Algunas de estas áreas se correlacionan también a contactos entre unidades litológicas diferentes (p.ej., km 20.5 y 54.5).

En un intento por investigar la geometría y propiedades magnéticas de los cuerpos fuente de las anomalías se realizó un modelo de las anomalías magnéticas (Fig. 3-18A), utilizando el algoritmo de Talwani et al. (1964) y el programa Magpoly<sup>TM</sup> en una versión para PC. Se utilizaron valores promedio de susceptibilidades e intensidades de magnetizaciones remanentes a partir de estudios paleomagnéticos (Connor et al., 1993; Urrutia-Fucugauchi, et al., 1997). Para modelar los bajos magnéticos se utilizaron contrastes de susceptibilidad negativos (Sasai et al., 1990).

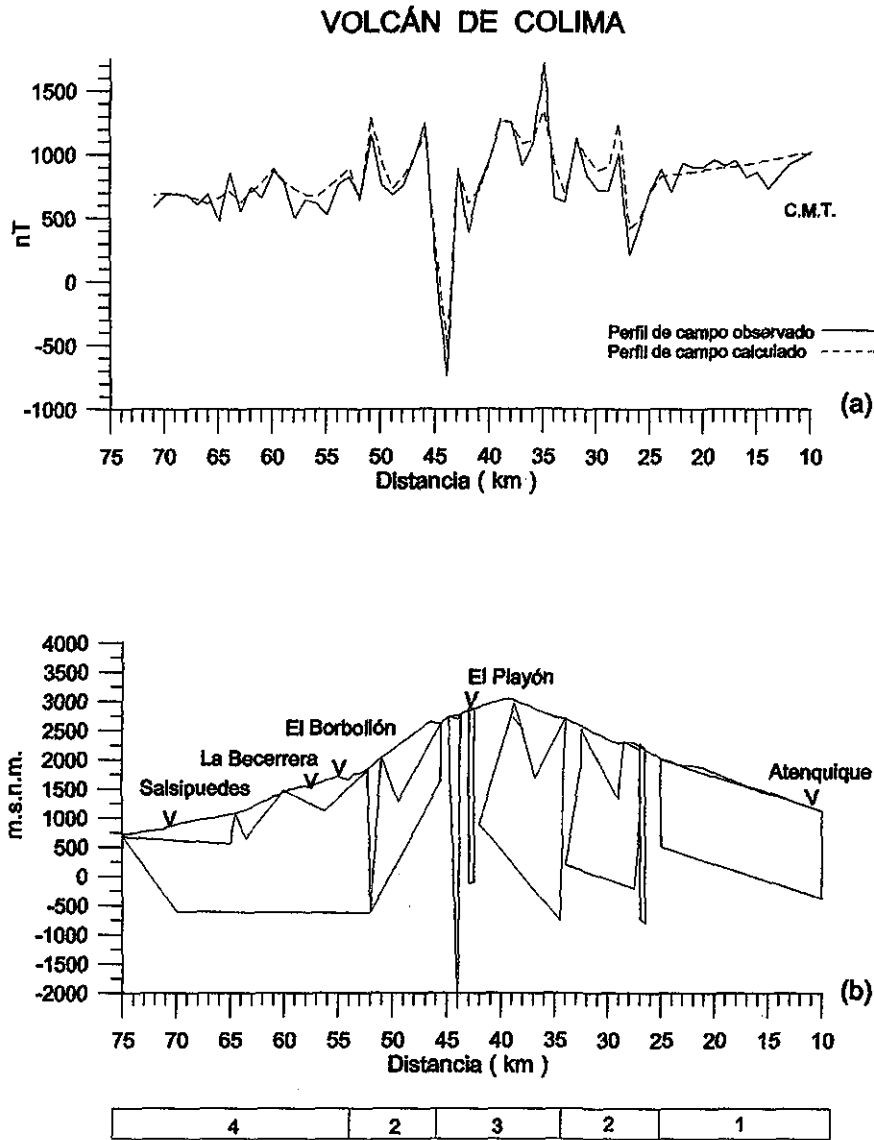


Fig. 3-18A Modelo magnético de la sección Salsipuedes - El Playón - Atenquique. En la gráfica se observa: (a) la anomalía del campo observado y calculado, (b) los cuerpos fuentes que se utilizaron en el modelado. Se muestra en la parte inferior el esquema geológico superficial. 1: Arenas y gravas de los volcanes de Colima; 2: Brechas y lavas andesíticas pre-caldera del Nevado de Colima (Luhr y Carmichael, 1990); 3: Brechas y lavas post-caldera del Volcán de Colima; 4: Avalanchas de escombros volcánicos

### 3.4 Correlaciones entre perfiles magnéticos

Con el fin de investigar la respuesta magnética de las zonas de falla y/o fracturamiento, así como su continuidad, se analizaron en conjunto perfiles que cortaron dichas estructuras geológicas, de esta manera se analizan la estructura de La Lumbre que presenta una orientación NE-SW; La Escondida con una dirección cercana a la E-W y la estructura de Montitlán que presenta una orientación casi N-S (Fig. 3-19).

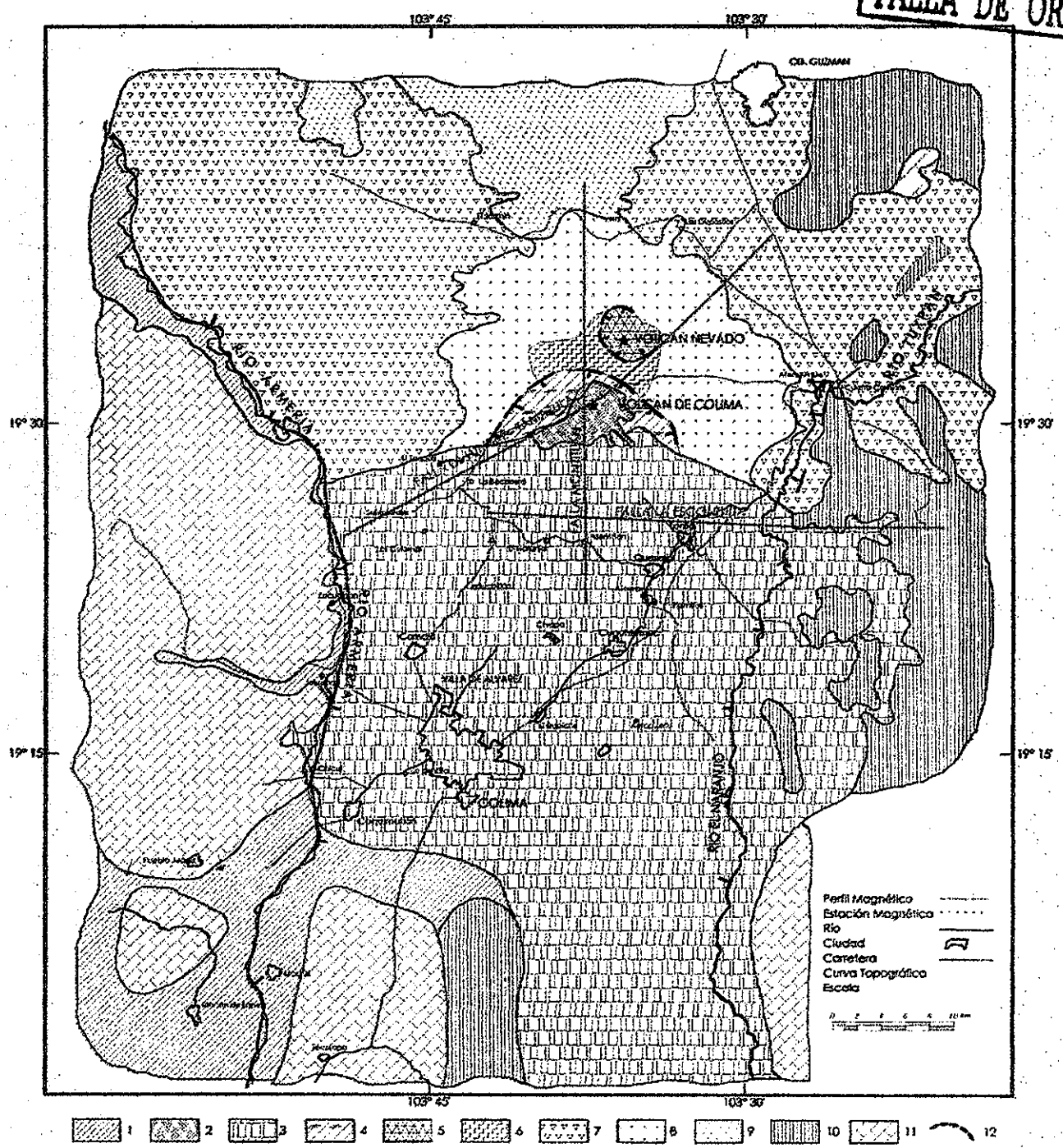


Fig. 3-19 Zonas de debilidad asociadas a fallas ubicadas en un mapa geológico del complejo volcánico de Colima: 1 = Depósitos de aluvi3n 2 = Dep3sitos de lavas y brechas andes3ticas post-caldera del volc3n de Colima 3 = Dep3sitos de avalancha de escombros volc3nicos del colapso del ancestral Volc3n de Colima 4 = Lavas y brechas andes3ticas pre-caldera del Volc3n de Colima, cubiertas por capas de ca3da de ceniza y escoria m3s j3venes en algunos lugares 5 = Lavas y brechas andes3ticas post-caldera del Nevado de Colima, cubiertas por dep3sitos m3s j3venes de ca3da de ceniza y escoria en muchos lugares 6 = Lavas y brechas andes3ticas precaldera (II) del Nevado de Colima, cubiertas por capas de escoria y ceniza m3s j3venes, en algunos lugares 7 = Formaci3n Atenquique, arenas y gravas volc3nicas derivadas de los volcanes de Colima 8 = Lavas y brechas andes3ticas precaldera (I) del Nevado de Colima, cubiertas por capas de ca3da de ceniza y escoria m3s j3venes 9 = Lavas andes3ticas porf3ricas del Volc3n C3ntaro 10 = Rocas 3gneas, meta-3gneas y sedimentarias cl3sticas 11 = Calizas 12 = Falla normal. (Modificado de Luhr y Carmichael, 1990).

### 3.4.1 Estructura geológica La Lumbre.

Este rasgo geomorfológico está asociado a un arroyo llamado La Lumbre – El Remate (Fig. 3-19), con una dirección NE-SW presenta un espectro asociado a bajos magnéticos muy similares en forma y amplitud. De los perfiles magnéticos efectuados tres de ellos la cruzan (Fig. 3-20). La sección Villa de Álvarez-El Tecuán, cercana al área de San Antonio presenta un bajo magnético asociado a la zona del arroyo de La Lumbre; la sección El Playón-Atenquique cruza esta zona de falla generando en el cruce un bajo magnético que además es el contacto entre dos unidades geológicas, las lavas y brechas precaldera y post-caldera (Luhr y Carmichael, 1990); la sección Llanitos-Cuatro Caminos-Cd. Guzmán parece tener un espectro magnético asociable con esta falla, la cual en la sección presenta también un bajo magnético bastante claro. En la zona del complejo volcánico de Colima esta falla ha sido denominada como La Lumbre (López-Loera et al., 1994) y más recientemente como Tamazula (Garduño-Monroy et al., 1998).

## COMPLEJO VOLCÁNICO DE COLIMA

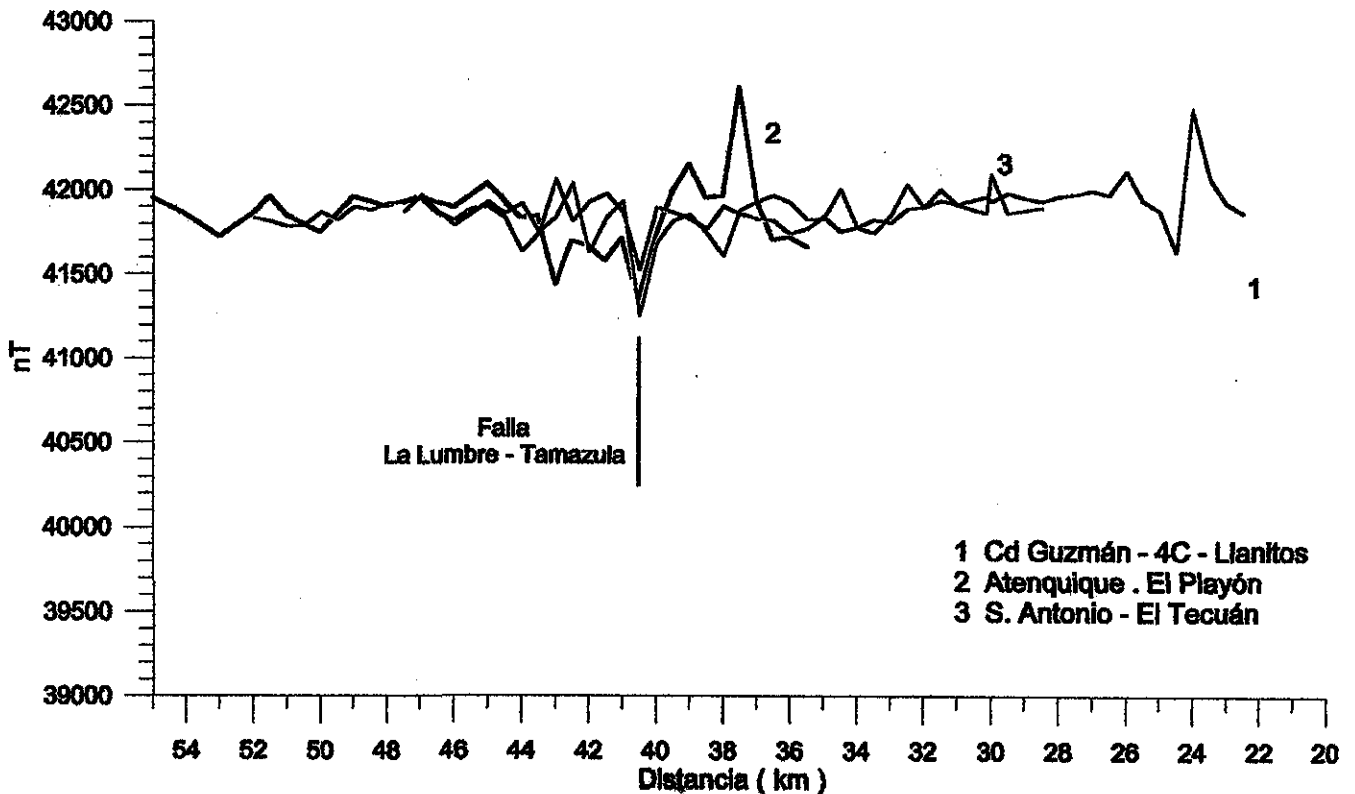


Fig. 3-20 Secciones magnéticas asociadas a la falla La Lumbre. Se presentan tres secciones magnéticas asociadas con la estructura geológica de La Lumbre que tiene una dirección NE-SW y se observa su correlación con anomalías de bajos magnéticos.



### 3.4.2. Estructura geológica La Escondida.

Esta falla tiene una orientación cercana a la E-W y es cruzada por tres de los perfiles magnéticos realizados (Fig. 3-19); la sección Llanitos-Cuatro Caminos, El Fresnal-Tonila y por el perfil San Antonio-El Tecuán, en las secciones la zona de falla La Escondida presenta un reflejo magnético asociado a un bajo bastante similar en su forma (Fig. 3-21), lo que sugiere la existencia de la estructura de falla, dado que presenta un mismo espectro magnético en los tres perfiles.

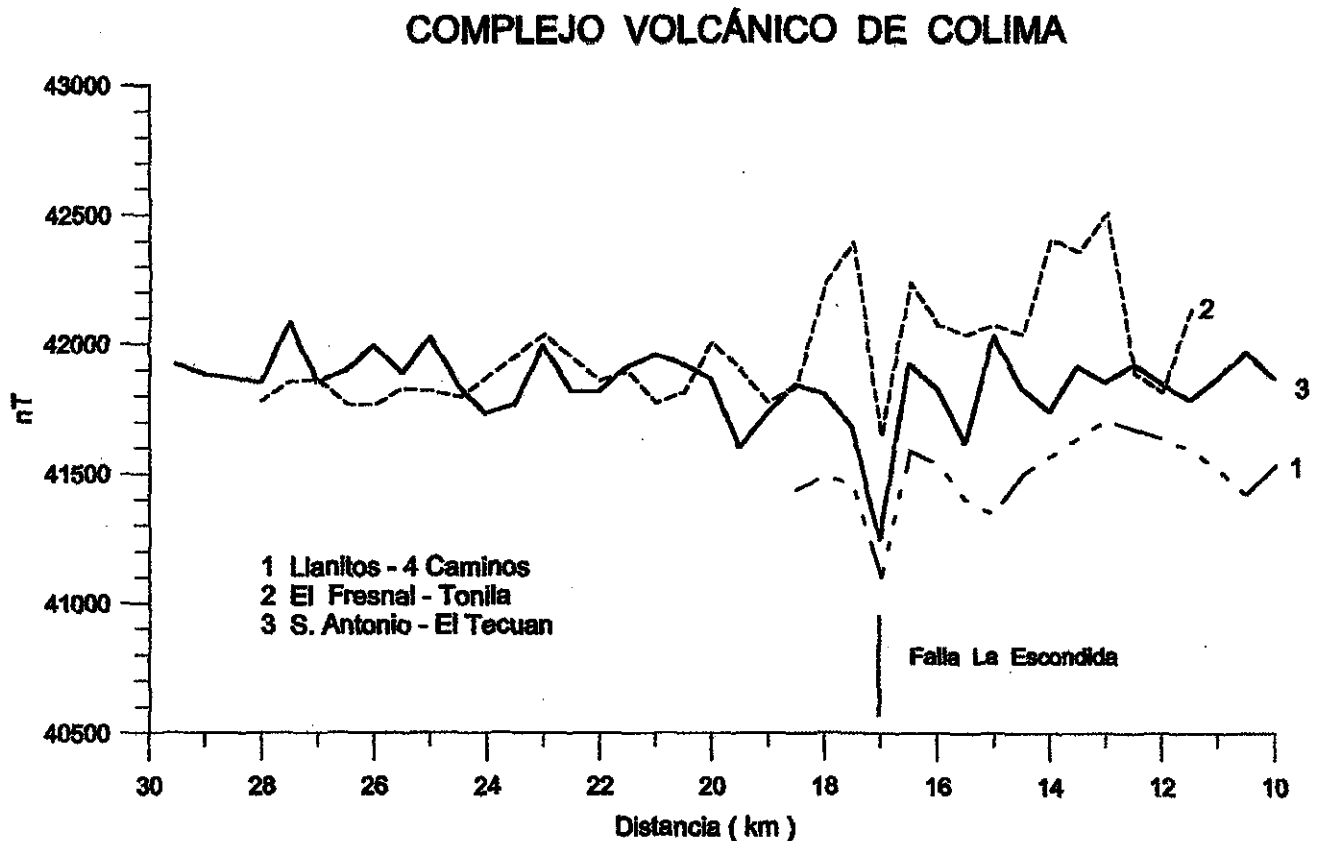


Fig. 3-21 Secciones magnéticas asociadas a la falla La Escondida. En la figura se pueden observar tres secciones magnéticas que cruzan la falla La Escondida la cual tiene una dirección E-W y en todas ellas se ve claramente la asociación de la estructura geológica con las anomalías caracterizadas por bajos magnéticos.

### 3.4.3 Estructura geológica Montitlán.

Con una dirección NNE-SSW (Fig. 3-19) esta estructura de falla corta a la zona del Volcán de Colima y se continúa tanto al N como al S según lo muestran las secciones que la cruzan, las cuales son: El Penal - Cd. Guzmán; Salsipuedes - Atenquique y la Zacatera- Quesería

(Fig. 3-22). Estas estructuras presentan valores de intensidad asociados a la falla bastantes contrastados, debido a que hacia el S (La Zacatera – Quesería) existe una cubierta cuaternaria de depósitos de avalancha de escombros de gran espesor (López-Loera y Gutiérrez., 1977) que atenúa el efecto magnético de la zona de falla. Por el contrario en la zona de la caldera de avalancha del Volcán de Colima (Salsipuedes – El Playón – Atenquique) la respuesta de la zona de falla es muy clara y de gran intensidad magnética. Hacia el N (El Penal – Cd. Guzmán) la respuesta de la zona de falla sigue siendo muy clara y de intensidad magnética considerable. Como se puede observar en la gráfica (Fig. 3-22) es claro que las zonas de falla se asocian a anomalías magnéticas caracterizadas por la presencia de bajos magnéticos.

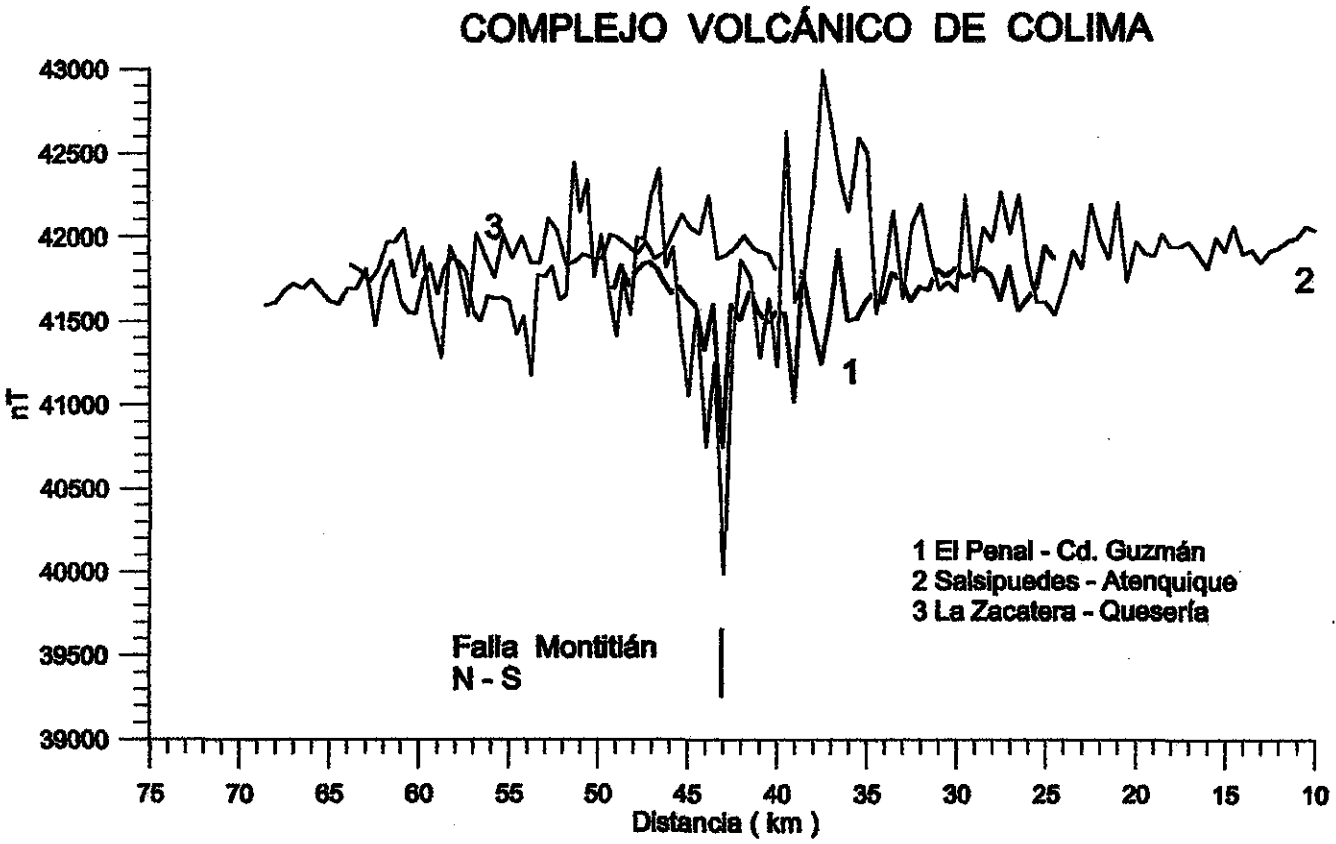


Fig. 3-22 Secciones magnéticas asociadas a la falla Montitlán que presentan la intensidad del campo magnético total. Esta falla tiene una dirección N-S y cruza por el volcán de Colima y su espectro magnético está asociado a anomalías de gran intensidad al N de ella (1) y en la caldera de avalancha (2). Al S presenta intensidades muy discretas por la cubierta cuaternaria de gran espesor que existe y que está compuesta por depósitos de avalanchas de escombros volcánicos que atenúan la respuesta magnética de la falla (3).

### 3.5. Discusión

Las mediciones del campo geomagnético en 15 secciones terrestres con una longitud de 472 km lineales y estaciones de medida cada 500m, permitieron investigar la estructura y actividad magmática del activo Volcán de Colima y en general del centro y S del Complejo Volcánico de Colima. En el área se pudieron diferenciar por sus características magnéticas cinco unidades geológicas diferentes (Fig. 3-3): (1) Las avalanchas de escombros del Nevado de Colima con una gran extensión (Stoopes y Sheridan, 1990) y los conglomerados volcánicos de la Formación Atenquique (Luhr y Carmichael, 1990) caracterizados por bajas amplitudes y frecuencias de bajas a medias. (2) Las lavas y brechas andesíticas del Nevado de Colima, caracterizadas por un grupo de anomalías de mediana amplitud y frecuencias altas. (3) Brechas y lavas andesíticas del Volcán de Colima caracterizadas por amplitudes de muy bajas a altas y frecuencias altas. (4) Los depósitos de avalanchas de escombros del Volcán de Colima correlacionados con anomalías con amplitudes medias y frecuencias de medias a altas. (5) Depósitos aluviales y rocas calcáreas con ausencia de anomalías magnéticas. Asimismo con las mediciones realizadas se pudieron reconocer los límites E y W del rift de Colima, los cuales están asociados en los perfiles a bajos magnéticos. En el SW del área, el límite W del rift no es muy claro pues las rocas que están en contacto a un lado y otro de la falla son depósitos sedimentarios y calizas con una susceptibilidad magnética cero.

En este estudio, algunas fallas y fracturas de carácter local y regional pudieron ser reconocidas. Las estructuras grandes incluyen las fallas de Montitlán, La Lumbre-Tamazula y La Escondida.

La falla Montitlán (Figs. 3-6, 3-17, 3-18, 3-18a, 3-19, 3-22) tiene una orientación N-S y cruza el Volcán de Colima. Esta falla había sido inferida en un mapeo geológico anterior y detectada por medio de un estudio de anomalías de potencial natural en el área de El Playón (Aubert y Lima, 1986); está asociada al área del Playón con una anomalía identificada por un bajo magnético de más de 1000 nT (Fig. 3-17). La falla La Lumbre (Figs. 3-3, 3-4, 3-5, 3-15A y 3-20) con una orientación NE-SW cruza al Volcán de Colima por el centro y a los Volcancitos. Parece estar alineada con la falla Atenquique-Tuxpan-Tamazula (Garduño-Monroy et al., 1998; Fig. 3-19). La falla La Escondida (Figs. 3-5, 3-6, 3-7, 3-12, 3-16 y 3-20) tiene una orientación E-W y en un estudio previo por medio de imágenes de satélite pudo ser reconocida (Álvarez et al., 1993).

Las mediciones del campo magnético realizadas a través de las zonas de fallas de La Lumbre y La Escondida indican la ocurrencia de anomalías magnéticas sobre la traza de las fallas. Anomalías similares con amplitudes grandes fueron observadas en el perfil a lo largo de la pendiente este del complejo volcánico de Colima (López-Loera y Urrutia-Fucugauchi 1999). Las anomalías magnéticas sobre las zonas de falla están bien definidas, y claramente distinguibles de otro tipo de respuesta en el perfil. Sin embargo, las fuentes de las anomalías magnéticas no son aparentes, existen pocos datos de magnetismo de rocas o de estudios de anomalías magnéticas sobre zonas de fallas disponibles en la literatura. Henkel y Guzmán (1977) reportaron que las zonas de falla en su área de estudio estaban caracterizadas por mínimos alargados, asociados con la oxidación de la magnetita a hematita en las zonas de alteración en las fallas. Estos autores documentaron las susceptibilidades magnéticas bajas y la reducción de la intensidad de la

magnetización remanente en rocas ígneas a través de las zonas de fractura. Michel y Zlotnicki (1998) reportan haber detectado en el volcán la Fournise (isla Reunión) una falla y su correlación con la circulación de fluidos por medio de un estudio de potencial natural y magnetometría terrestre, ellos presentan perfiles magnéticos en los que se observa la correlación de bajos magnéticos con zonas de falla. Roquemore (1984) en un estudio magnético terrestre realizado en un campo volcánico, investigó el fallamiento y la asociación con los patrones de alteración hidrotermal, observó que las rocas alteradas hidrotermalmente a lo largo de la intersección de zonas de falla muestran fuertes bajos magnéticos, relacionados a fluidos calientes que rellenan las fracturas con permeabilidad alta. Okubo et al. (1991) en un estudio magnético terrestre sobre la falla Tanna, en la península Izu, encontraron que la distribución de la intensidad total representa un contraste formando relativamente altos magnéticos al W de la falla y bajos en el E, la falla Tanna se ubica claramente al terminar los altos magnéticos. Oshiman et al. (1987) en un estudio eléctrico y magnético terrestre en la falla Atotsugawa, que es una falla activa de tipo deslizamiento de 60 km de largo en Japón central, observaron que es una falla altamente magnetizada como se deduce de la anomalía magnética del orden de los 600 nT que se observó sobre un cuerpo resistivo. Este cuerpo resistivo y altamente magnetizado se interpretó como un cuerpo dique que intrusionó en la zona fracturada representada por el bajo resistivo. Ozina y Kinoshita (1964) estudiaron el magnetismo de las rocas andesíticas a través de zonas de falla, ellos observaron un incremento aparente del grado de anisotropía cercana a las zonas de falla. De cualquier manera, las rocas ígneas no muestran un efecto inducido por la tensión, debido probablemente a su incompetencia en condiciones de baja temperatura y alta presión. Estas características se han utilizado para documentar historias de deformación donde las rocas de diversa competencia bajo condiciones de esfuerzo bajo ocurren en zonas de deformación (p.ej. Rathore y Becke, 1980).

Las anomalías magnéticas observadas sobre zonas de falla pueden ser modeladas en términos de contrastes laterales de magnetización utilizando un modelo de escalón (Grant y West, 1965). La morfología de la anomalía magnética es no obstante, altamente dependiente de la orientación relativa del vector de magnetización y de la geometría del plano de falla (Fig. 3-18a). La forma de la anomalía es también función de la inclinación del vector total de magnetización y de la contribución relativa de la magnetización remanente e inducida.

Otro lado del problema en la construcción de modelos cuantitativos de detalle es la fuerte heterogeneidad de las propiedades magnéticas observadas en los depósitos de avalanchas de escombros, donde la magnetización remanente reside en los clastos de las rocas volcánicas y las direcciones de magnetización resultante están dispersas con diferentes intensidades. Además, el fallamiento en el área del rift de Colima cercana a la superficie afecta los depósitos volcano-sedimentarios ampliamente esparcidos, lo cual resulta en una no yuxtaposición de unidades con diferentes propiedades magnéticas a través del plano de la falla. Puede ser, que el fallamiento normal ponga a rocas del mismo tipo en contacto dentro de los depósitos de avalancha de escombros. Todos estos efectos resultan en una anomalía relativamente pequeña asociada a la zona de falla.

Una posible fuente alternativa para las anomalías magnéticas sobre zonas de fallas es la inclinación y deformación de los bloques, el fracturamiento y efectos de alteración. Las unidades rocosas en las zonas de deformación y alteración son más susceptibles a la alteración mineralógica. En ambientes volcánicos, los efectos hidrotermales pueden realzar la alteración,

resultando en porosidades más altas, contenidos de arcilla, propiedades magnéticas débiles y resistividades eléctricas bajas (Finn et al., 2001). Las anomalías magnéticas características de las zonas de falla pueden ser modeladas asumiendo el modelo de escalón con contrastes laterales en la zona de falla y en los cuerpos no magnéticos delgados, alargados y rodeadas por rocas volcánicas, con susceptibilidades magnéticas y magnetizaciones remanentes más grandes.

En un intento por investigar la geometría y propiedades magnéticas de los cuerpos fuente de las anomalías, se realizó un modelo de las anomalías de campo magnético utilizando el algoritmo de Talwani et al. (1964) y el programa Magpoly<sup>TM</sup> en su versión para PC. Las anomalías fueron modeladas por un conjunto de cuerpos poligonales con magnetizaciones variadas (Fig. 3-18A). Una gran limitación para el análisis es la falta de información concerniente a la variación de las propiedades magnéticas a profundidad. Para el modelado se utilizaron valores promedio de la susceptibilidad magnética y de la magnetización remanente. La polaridad magnética de todas las unidades es normal, de acuerdo a la edad del CVC. De esta forma la dirección de magnetización remanente se mantiene constante y cercana al valor dipolar con una inclinación de 45° y una declinación hacia el N. Sin embargo, se espera que existan grandes variaciones en la susceptibilidad magnética e intensidad de remanencia, debido a la alteración hidrotermal, grado de intemperismo etc. ( Tarling, 1983; Grant, 1985; Dzurisin et al., 1990, Finn et al., 2001). Con estas incertidumbres, se encontró que los cuerpos fuentes de las anomalías utilizadas para ajustar las anomalías magnéticas se extienden a gran profundidad. Para el modelado de los bajos magnéticos se utilizaron contrastes negativos relativos, estos se han utilizado anteriormente en otros volcanes activos, por ejemplo en el volcán Izu-Oshima (Sasai et al., 1990) y en el Monte Showa-Shinzan del volcán Usu, (Nishida y Miyajima, 1984).

En la presentación de los valores del campo magnético, así como los del gradiente horizontal, la selección de las escalas, son una decisión importante en el análisis de los datos pues de ello se derivan las bases para la interpretación de las secciones magnéticas y por lo tanto de la estructura geológica del subsuelo, esto se deduce de observar las Figs. 3-10, 3-10A, 3-15 y 3-15A, las cuales conducen con los mismos datos a interpretaciones muy diferentes dependiendo la escala utilizada, así la Figs. 3-10 y 3-10A, nos indican la existencia o no de una estructura de falla asociada al río Armería. De igual manera las Figs. 3-15 y 3-15A, nos informan de la existencia de uno o más dominios magnéticos asociados con zonas de falla dependiendo la escala de valores utilizada.

## **4 Magnetometría Terrestre en el Complejo**

### **Volcánico Izta - Popo**

## 4 Magnetometría terrestre en el Complejo Volcánico Izta - Popo

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

### 4.1 Introducción

En este capítulo, se reportan los resultados del estudio magnético realizado en el complejo volcánico Izta-Popo, el cual forma parte de la Sierra Nevada, que se orienta N-S, en donde además de los dos gigantes estratovolcanes, Iztaccíhuatl y Popocatepetl, sobresalen estructuras volcánicas como Telapón y Tláloc. La Sierra Nevada es el límite oriental de la enorme cuenca lacustre donde se ubica la Cd. de México y constituye el parteaguas que separa las cuencas de México y Puebla. Los resultados iniciales del estudio realizado, indican que la Sierra Nevada está limitada al E y W por zonas de falla y que podría considerarse como una estructura de "horst" (Schlaepfer, 1968). El límite S de la Sierra Nevada lo constituye el volcán Popocatepetl, mientras que el extremo N se extiende mas allá de la Sierra de Río Frío.

### 4.2 Complejo Volcánico Izta - Popo

El complejo volcánico Izta-Popo está localizado en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano (Fig. 4-1), el cual es una provincia predominantemente calco-alcalina y que contiene más de 3000 volcanes (Quaas et al., 1995).

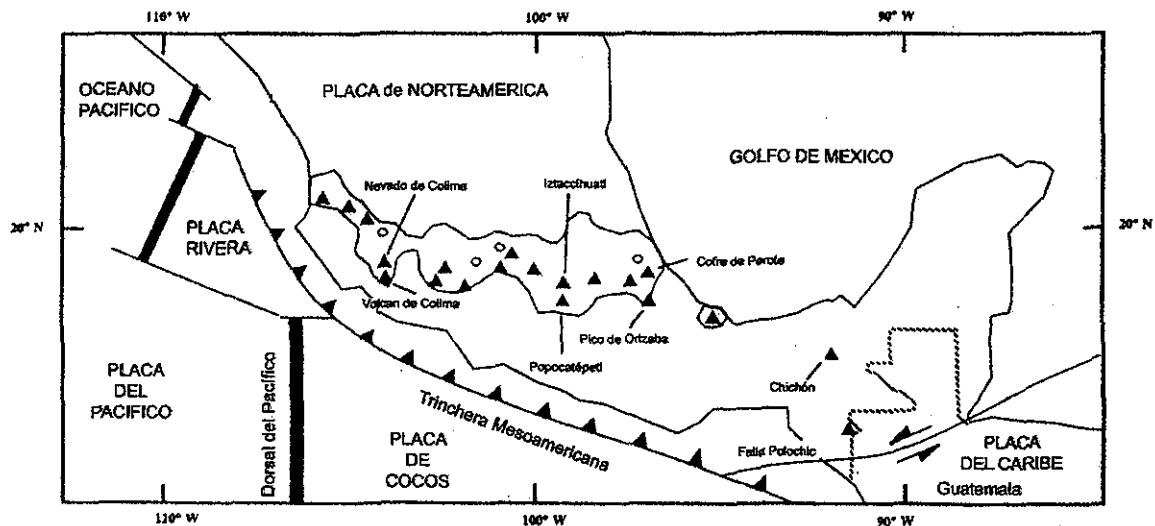


Fig. 4-1 Mapa tectónico esquemático del centro y sur de México en donde se observa el Cinturón Volcánico Mexicano. Los triángulos muestran los edificios volcánicos más importantes.

Este complejo está formado por los volcanes Iztaccíhuatl de forma alargada y Popocatepetl de forma cónica. El volcán Iztaccíhuatl se localiza aproximadamente a 60 km al SE de Cd. de México y se ubica en la parte central de la Sierra Nevada, la cual es una extensión montañosa orientada N-S y que forma la margen SE del Valle de México. El extremo S de la Sierra Nevada está ocupado por el volcán Popocatepetl, el cual se localiza aproximadamente a 70 km al SE de la Cd. de México.

El Iztaccíhuatl es un volcán conformado por una serie de cráteres, entre los que destacan los conocidos como Cabeza (5,146 m), Pecho (5,286 m), Rodillas (5,100 m) y el cráter más bajo

está constituido por los Pies (4,703 m), nombrados de N a S respectivamente (Fig. 4-2). Los productos eruptivos del volcán Iztaccíhuatl (450 km<sup>3</sup>; Nixon, 1989) son principalmente andesitas y dacitas en forma de flujos viscosos y brechas con material piroclástico menor intercalado. Las salidas principales están alineadas NNW y SSE. La evolución del Iztaccíhuatl está dividida en dos fases principales representadas por la Serie de Volcánicas Viejas (> 0.6 Ma) y por la Serie de Volcánicas Jóvenes (< 0.6 Ma), ambas series están constituidas por andesitas y dacitas viejas y andesitas y dacitas jóvenes respectivamente. Nixon (1989) en una publicación especial, describe ampliamente la geología y la evolución del Iztaccíhuatl.

El volcán Popocatepetl, se localiza en las coordenadas 19° 02' N y 98° 62' W y es uno de los 14 volcanes activos que existen en el Cinturón Volcánico Transmexicano y que se ubican en o cerca del paralelo 19. El Popo, como suele llamársele, es uno de los más peligrosos del país (sólo después del Volcán de Colima); tiene una altitud máxima sobre el nivel del mar de 5452 m (la segunda cima más alta de México) y es un estratovolcán en forma de un gran cono truncado, que define un cráter externo elíptico y tiene una orientación NE-SW, con un diámetro mayor del cráter de 900m y en su base tiene un diámetro de 25 km. Se localiza aproximadamente a 45 km de la ciudad de Puebla que junto con la Cd. De México se estima una población de 20 millones de personas.

El volcán Popocatepetl está formado por una combinación de derrames de lavas, que en su parte superior se intercalan con brechas y depósitos piroclásticos sin consolidar, tanto de caída libre, como de flujos de ceniza o avalanchas incandescentes que se encuentran ampliamente dispersos en torno al volcán o formando parte de la secuencia que forma la estructura principal. Estos materiales presentan una composición que va de rocas básicas (andesitas basálticas), hasta rocas ácidas (riodacitas), pasando por una amplia gama de tipo intermedio (andesitas, andesitas ácidas y dacitas) que constituyen el volumen más importante. Estos depósitos dan una idea de la gran explosividad de los eventos eruptivos que han ocurrido más recientemente, siendo éstos de tipo plineano, principalmente. En la edificación del volcán se han distinguido dos grandes etapas: la primera de ellas se inició con emisiones de andesitas básicas, pasando por dacitas y finalizando con lavas riodacíticas. La segunda, que sugiere una reactivación del vulcanismo, expulsó andesitas ácidas, dacitas y un volumen de materiales piroclásticos que fueron ampliamente dispersados (Carrasco-Núñez, 1985). Estas dos etapas en la edificación del Popocatepetl, son responsables de la formación de un “cono base” y de un “cono reciente”.

White (1951) postuló la existencia del volcán Nexpayantla, del cual únicamente se conservan los restos de su flanco NW, representados por las rocas que afloran en la barranca Nexpayantla y el Ventorrillo. Este “volcán de base”, presenta una composición predominantemente andesítica, iniciando sus emisiones con derrames de tendencia básica que van haciéndose cada vez más ácidas y en la parte superior va graduando en forma continua hacia productos más diferenciados del tipo riodacíticos. La secuencia debajo de la Sierra Nevada se considera de acuerdo a dos dataciones entre 22.5-25.7 y 13.4 y 4.18 Ma (Schlaepfer, 1968). El cono reciente o cráter principal que conforma el volcán Popocatepetl, corresponde a una nueva etapa de reactivación de este volcán, que sobrepone al antiguo volcán Nexpayantla en forma parcial. Los productos emitidos por esta nueva estructura reflejan una explosividad mayor, pues presentan productos piroclásticos de composición tanto básica como ácida, así como espesos derrames de roca andesítica (Carrasco- Núñez, 1985).



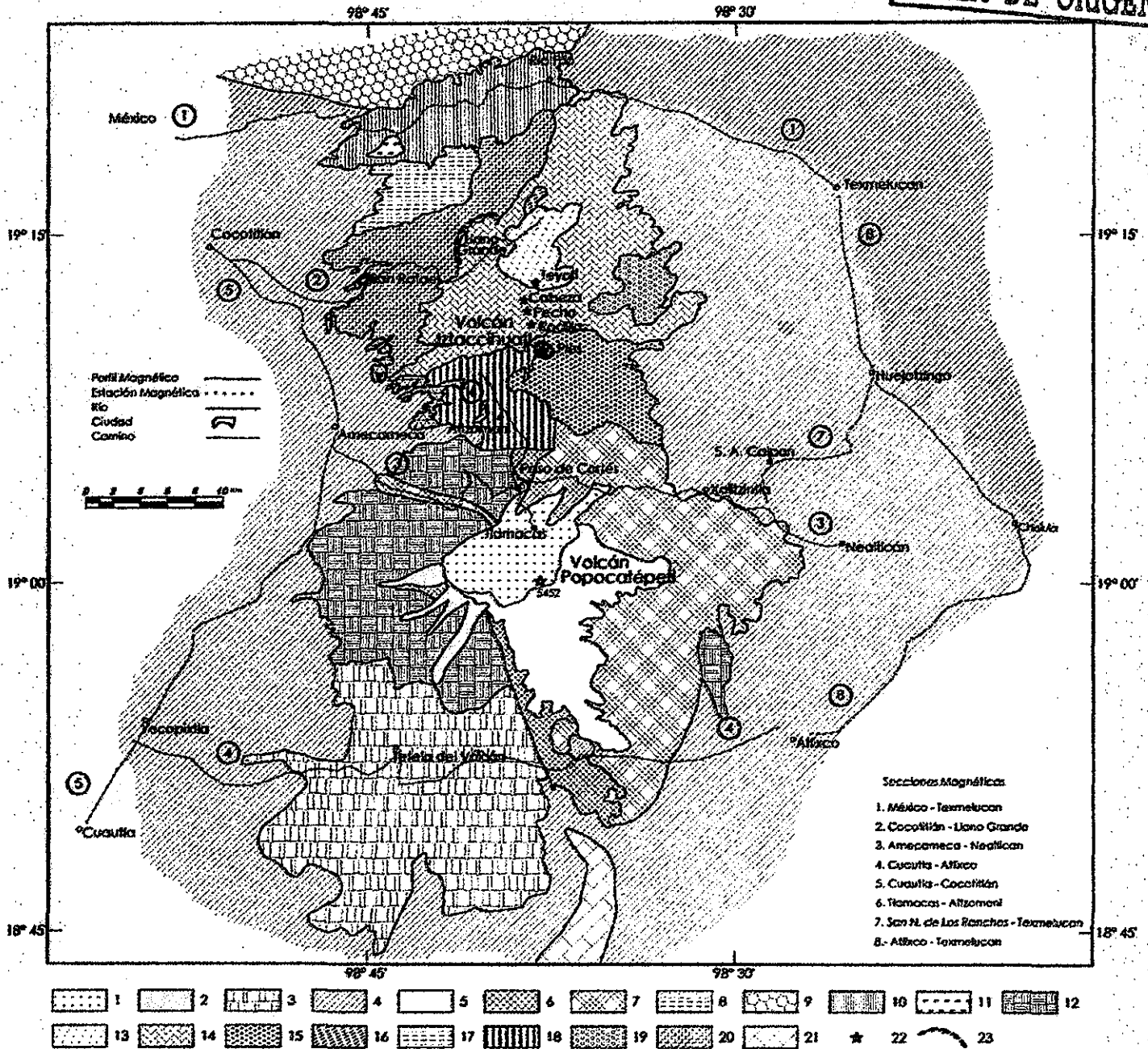


Fig. 4-2 Mapa que ubica las secciones magnéticas y unidades geológicas del complejo volcánico Iztapa-Popocatepetl: 1 = Flujos de lava del cono del Popocatepetl 2 = Lahares 3 = Depósitos de avalancha de escombros volcánicos 4 = Depósitos de aluvión y conglomerados 5 = Depósitos de ceniza y pómez 6 = Flujos de lava de dacita 7 = Depósitos de flujos piroclástico del tipo San Vicente del volcán El Fraile y cono del Popocatepetl 8 = Brechas volcánicas epiclásticas 9 = Derrames de andesita y dacita de Sierra Río Frio, 10 = Derrames dacíticos de El Papayo 11 = Escoria y derrames de andesita basáltica de Iztaltitloc 12 = Flujos de lava del volcán primitivo 13 = Derrames dacíticos de Teyotl, dacitas jóvenes 14 = Derrames lávicos de la serie Summit, andesitas y dacitas más jóvenes 15 = Derrames lávicos de Pies, andesitas y dacitas más jóvenes 16 = Derrame riódacítica de Tlacupaso 17 = Derrames lávicos de La Trampa, andesitas y dacitas antiguas 18 = Derrames lávicos de Ancestral Pies; andesitas y dacitas más antiguas 19 = Derrames lávicos de los conos de Ancestral Pies y Llano Grande 20 = Derrames lávicos del volcán Llano Grande, andesitas y dacitas más antiguas 21 = Calizas 22 = Cráter 23 = Falla normal. (Conformado con los mapas de Robin, 1984, Carrasco, 1985 y Nixon, 1989, se han respetado los nombres de las unidades geológicas dadas por estos autores).

Robin (1984) proponen la existencia de un volcán que existió después del Nexpayantla y antes del Popocatepetl llamado El Fraile (Fig. 4-2). Él considera que la parte más alta de la estructura volcánica del Ventorrillo, ubicada al NW del cráter actual, es un remanente de ese volcán, el cual fue destruido por un evento tipo San Vicente.

El complejo volcánico Izta-Popo está relacionado con cuatro depósitos de avalancha y dos de ellos, probablemente ligados al derrumbe parcial del edificio volcánico del Popocatepetl (Siebe et al., 1995). Dichos depósitos consisten en fragmentos de roca del antiguo edificio volcánico, incluyendo bloques de lava dacítica y andesítica, porciones de depósitos piroclásticos, y áreas alteradas hidrotermalmente.

Los depósitos de avalancha del Popocatepetl se pueden clasificar entre los más grandes del mundo y son comparables en sus dimensiones a los observados en el Monte Shasta, California; Socompa, Chile y en el complejo volcánico de Colima (Siebe et al., 1995). Robin y Boudal (1987) fecharon el último depósito de avalancha del Popocatepetl por medio de material orgánico entre 30,000 y 50,000 años, sin embargo Siebe et al. (1995) fecharon un trozo de madera encontrado en un paleosuelo, así como material carbonizado dentro de los flujos de ceniza y obtuvieron una edad radiométrica de aproximadamente 23,000 años.

### **4.3 Observaciones del campo magnético total**

Con el fin de investigar algunas de las características de la estructura del subsuelo del complejo volcánico Izta-Popo, se realizó un estudio de campo magnético a través de carreteras, caminos y brechas cubriendo un total de 341.5 km distribuidos en ocho perfiles magnéticos con estaciones de medición cada 500 metros (Figs. 4-2 y 4-3). Las mediciones de la intensidad del campo magnético total fueron efectuadas con un magnetómetro de precesión nuclear marca Geometrics G-856. Para corregir los efectos de la variación diurna se utilizaron las mediciones del observatorio magnético de Teoloyucan.

En el análisis de la información magnética terrestre se utiliza la denominación de sector o dominio magnético, para identificar regiones dentro de las secciones magnéticas que presentan características de longitud de ondas similares. Así mismo el análisis tiene como base el hecho de que cada cambio o contraste en la intensidad de campo magnético está correlacionado con un cambio geológico en la misma magnitud. De esta forma las diferentes unidades geológicas que existen en los ambientes volcánicos pueden ser inferidas a partir de los datos magnéticos, aún cuando éstas no tengan una manifestación superficial. También las características estructurales son reflejadas en los perfiles o secciones magnéticas, las fallas y/o fracturas pueden ser reconocidas o interpretadas basándose en los datos magnéticos ya que están en función directa del valor de la susceptibilidad magnética. Las zonas de debilidad por lo general en zonas volcánicas, están asociadas a hidrotermalismo, causando con esto que los minerales ferromagnéticos se alteren y se oxiden transformando a la magnetita en hematita y generando por lo tanto una disminución en las susceptibilidades magnéticas y en el valor de la intensidad del magnetismo remanente, con lo que las fracturas y/o fallas en la mayoría de los casos se asocian a bajos magnéticos.

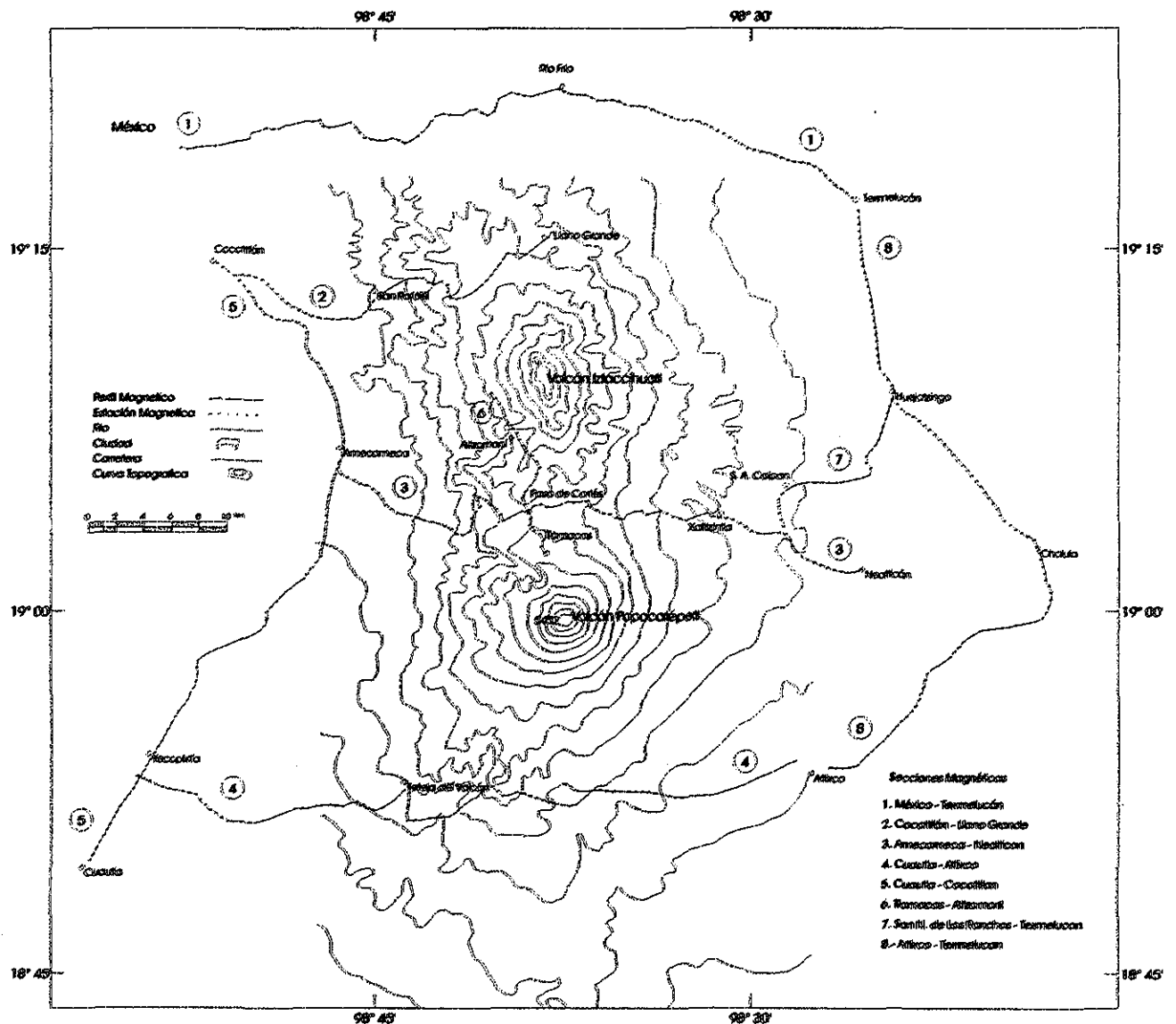


Fig. 4-3 Mapa topográfico esquemático del Complejo Volcánico Izta-Popo, donde se localizan 8 secciones magnéticas terrestres que cubren un total de 341.5 km lineales.

### 4.3.1 Sección magnética México – Texmelucan

Esta sección tiene una orientación general E –W y se localiza al N y del complejo volcánico Izta-Popo, inicia en la ciudad de Texmelucan pasando por la población de Río Frío y termina en la población de Chalco cercana a Cd. de México. Este perfil tiene una longitud de 54 kilómetros y estaciones de lectura entre 500 m y 1 km, inicia topográficamente en los 2272 msnm llegando hasta la cota 3163 msnm y terminando a los 2288 msnm (Figs. 4-2 y 4-3).

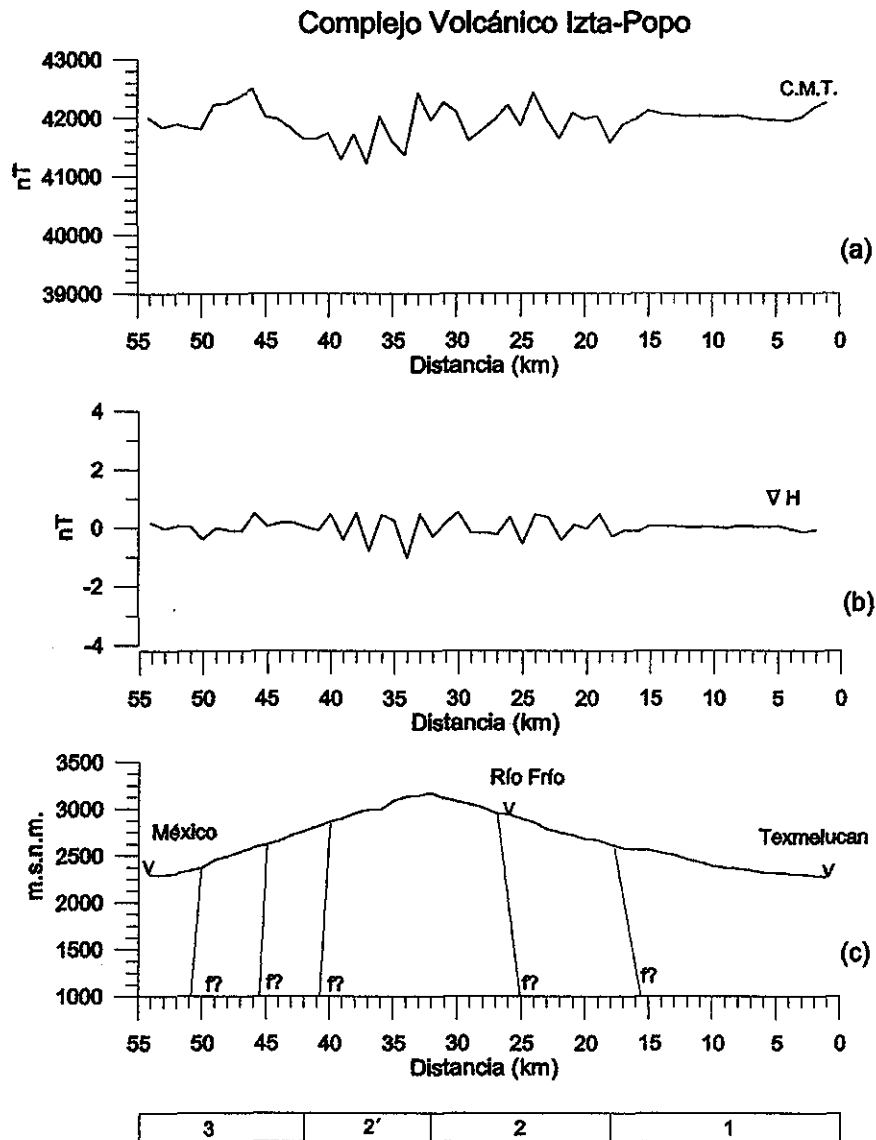


Fig. 4-4 Sección magnética México- Texmelucan, con una dirección general E-W, se localiza al N del volcán Iztaccíhuatl. Las gráficas presentan en (a) la intensidad del campo magnético total, en (b) el gradiente horizontal magnético, en (c) el perfil topográfico y las zonas de debilidad interpretadas en base en (a) y (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Depósitos de aluvión; 2: Derrames de lava andesíticas y dacíticas mas jóvenes y 2': Derrames dacíticos del Papayo; 3: Brechas, rocas básicas (?) y depósitos de aluvión.

El perfil magnético refleja la existencia de tres dominios magnéticos (Fig. 4-4); el primero corresponde a la parte E de la sección y se asocia a señales magnéticas con amplitudes y frecuencias bajas y uniformes (estación km 0 a km 18) y gradientes magnéticos horizontales promedio de  $-0.023$  nT/m, se asocia superficialmente a depósitos cuaternarios de aluvión con intensidades promedio de  $41995$  nT, lo que denota la presencia de rocas volcánicas posiblemente tobas de composición intermedia subyaciendo a estos depósitos aluviales (Fig. 4-2). El segundo rasgo magnetométrico se identifica con frecuencias altas y amplitudes de medias a altas (estación km 18 a km 42) y gradientes magnéticos horizontales promedio de  $-0.016$  nT/m, geológicamente se asocia a rocas volcánicas andesíticas y dacíticas mas jóvenes y a derrames dacíticos del

Papayo (Fig. 4-2) con intensidades que varían desde 41210 nT a 42420 nT, lo que sugiere que este dominio esté conformado por dos subdominios, uno de la estación km 18 a km 32 caracterizado por intensidades promedio de 41985 n T y un segundo subdominio de la estación km 32 a km 42, asociado a intensidades promedio del campo magnético de 41658 nT. El tercer dominio magnético se identifica por amplitudes de medias a altas, frecuencias de bajas a medias y gradientes magnéticos promedio del orden de 0.028 nT/m (km 42 a km 54), se relaciona superficialmente a brechas sedimentarias y depósitos de aluvi3n con intensidades promedio de campo magnético de 42034 nT, por lo que se debe asociar a profundidad con rocas volcánicas intrusivas.

En la sección magnética se puede observar claramente el límite E del complejo volcánico Izta-Popo, a través del contraste magnético que existe entre los dominios magnéticos 1 y 2 (km 18); este límite posiblemente esté asociado a una zona de falla (Fig. 4-4). Asimismo, en el perfil se pueden identificar al menos otras tres áreas anómalas asociadas posiblemente también a zonas de falla y/o fracturamiento. La primera, cercana a la estación km 29; la segunda en la estación km 41 y la tercera en la estación km 50.

#### **4.3.2 Sección magnética Cocotitlán – Llano Grande**

Este perfil se localiza al NE y N del volcán Iztaccíhuatl, tiene una dirección general E – W con una longitud de 29 kilómetros con estaciones de lectura de la intensidad del campo magnético total cada 500 metros. Inicia en la población de Cocotitlán (2175 msnm) pasando por las poblaciones de Tlalmanalco y San Rafael, terminando al N de la “cabellera” del Iztaccíhuatl en el área llamada Llano Grande (Figs. 4-2 y 4-3) a una altitud de 3515 msnm.

En esta sección se distinguen cinco áreas magnéticas (Fig. 4-5). La primera se caracteriza por estar constituido, con señales magnéticas asociadas a frecuencias y amplitudes bajas y uniformes (km -22 a km -12) y a gradientes magnéticos horizontales promedio del orden de 0.018 nT/m, se asocian superficialmente a depósitos de aluvi3n con intensidades promedio del campo magnético total de 41862 nT. La segunda zona se asocia con respuestas magnéticas con frecuencias y amplitudes medias que constituyen un área de bajo magnético, asociado posiblemente a una zona de falla (km -12 a km -7) con gradientes magnéticos horizontales promedio de -0.038 nT/m, se asocia superficialmente a depósitos aluviales, brechas volcánicas básicas y a tobas con intensidades promedio de campo magnético de 41390 nT.

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

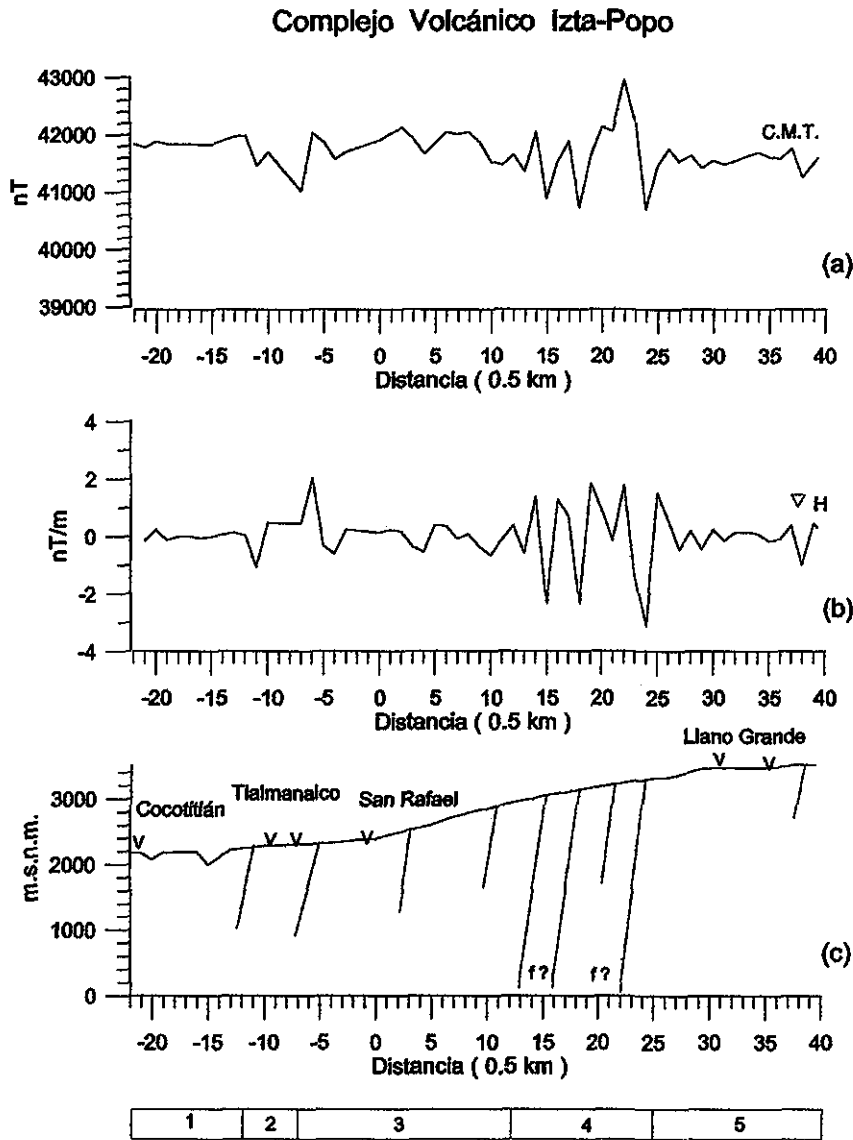


Fig. 4-5 Sección magnética Cocotitlán-Llano Grande se localiza al NE y N del volcán Iztaccíhuatl, tiene una dirección general E-W. En la gráfica (a) se presenta la intensidad del campo magnético total, en (b) se muestra el gradiente horizontal magnético y en (c) se observa el perfil topográfico y zonas de debilidad inferidas con base en (a) y en (b). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Depósitos de aluvión; 2: Zona de debilidad, probablemente una falla que representa el límite W del complejo volcánico Izta-Popo; 3: Brechas, tobas volcánicas y rocas andesíticas y dacíticas antiguas; 4: Rocas volcánicas andesíticas y dacíticas jóvenes altamente fracturadas; 5: Tobas y dacitas jóvenes en la caldera de Llano Grande (Nixon, 1989).

El tercer sector magnético se correlaciona también con frecuencias y amplitudes medias (km -7 a km 12), con gradientes horizontales promedio de 0.06 nT/m, se asocian superficialmente con brechas, tobas, rocas andesíticas y dacíticas antiguas. El cuarto dominio magnético está representado por señales magnéticas identificadas por frecuencias y amplitudes altas (km 12 a km 25), con valores promedio de gradiente magnético horizontal de  $-0.03$  nT/m, se asocian a la presencia de rocas volcánicas andesíticas y dacíticas jóvenes altamente fracturadas, existiendo posiblemente diques intrusionándolas a profundidad, con intensidades promedio de campo magnético de 41661 nT. La quinta área magnética se identifica por frecuencias y amplitudes de

bajas a medias (km 25 a km 39.3) con valores promedio de gradiente magnético horizontal de 0.027 nT/m, superficialmente se asocian a tobas y rocas volcánicas dacíticas jóvenes, presentando valores promedio de intensidad del campo magnético total de 41564 nT. Esta zona se correlaciona con la caldera de Llano Grande (Nixon, 1989).

Los valores de la intensidad del campo magnético total (Fig. 4-5a) y el gradiente magnético horizontal (Fig. 4-5b), reflejan la presencia de zonas de falla y/o fracturas en al menos cinco áreas; la primera alrededor de la estación km -7; la segunda en la estación km 15; la tercera en la estación km 18, la cuarta en la estación km 24 y la quinta en la estación km 38.

### 4.3.3 Sección magnética Amecameca – Nealticán

Esta sección tiene una longitud de 49 kilómetros y una dirección general E – W, se localiza al S del volcán Iztaccíhuatl y al N del volcán Popocatepetl, inicia en la población de Amecameca a 2530 msnm, pasa por la población de San Pedro Nexapa, por el Paso de Cortés donde se tiene una cota de 3725 msnm y termina en la población de Nealticán a una altitud de 2305 msnm (Figs. 4-2 y 4-3). Las estaciones de lectura en esta sección se ubicaron cada 500 metros.

Las intensidades de campo magnético total y sus gradientes horizontales, muestran la existencia de cuatro dominios magnéticos caracterizados el primero, por frecuencias de bajas a medias y amplitudes bajas (km 1 a km 20) y con gradientes magnéticos promedio de 0.0001 nT/m (Fig. 4-6); geológicamente se asocia superficialmente con depósitos de aluvión y de avalancha de escombros volcánicos (Fig. 4-2) con intensidades promedio de campo magnético de 41826 nT. El segundo dominio magnético, está constituido por frecuencias altas y amplitudes medias a bajas (km 22 a km 43) y con gradientes horizontales magnéticos promedio de 0.13 nT/m; geológicamente se asocian con depósitos de avalancha y rocas volcánicas andesíticas con intensidades del campo magnético promedio de 41868 nT; el tercer dominio magnético está asociado a frecuencias altas y amplitudes de bajas a altas ( km 43 a km 79) y con gradientes horizontales promedio de 0.028 nT/m; geológicamente se correlacionan con rocas volcánicas andesíticas y brechas volcánicas básicas con intensidades promedio del campo magnético de 41929 nT. Por la morfología de este subdominio magnético se infiere la presencia de estructuras de diques basálticos intrusionando a las rocas preexistentes. El cuarto dominio magnético, se caracteriza por contener frecuencias de bajas a medias y amplitudes bajas (km 79 a km 98) con gradientes horizontales promedio de 0.17 nT/m, geológicamente se asocia a brechas volcánicas básicas y depósitos piroclásticos con una intensidad promedio de campo magnético de 41953 nT.

En este perfil se pueden observar claramente los límites W y E del complejo volcánico Izta–Popo. El límite W está constituido por una zona de falla (km 20 a km 22) caracterizada por un bajo magnético de amplitud alta ( $> 1000$  nT). El límite E no es tan evidente; sin embargo, presenta un claro contraste en la intensidad del campo magnético y en su gradiente horizontal que delimita al segundo y tercer dominios magnéticos.

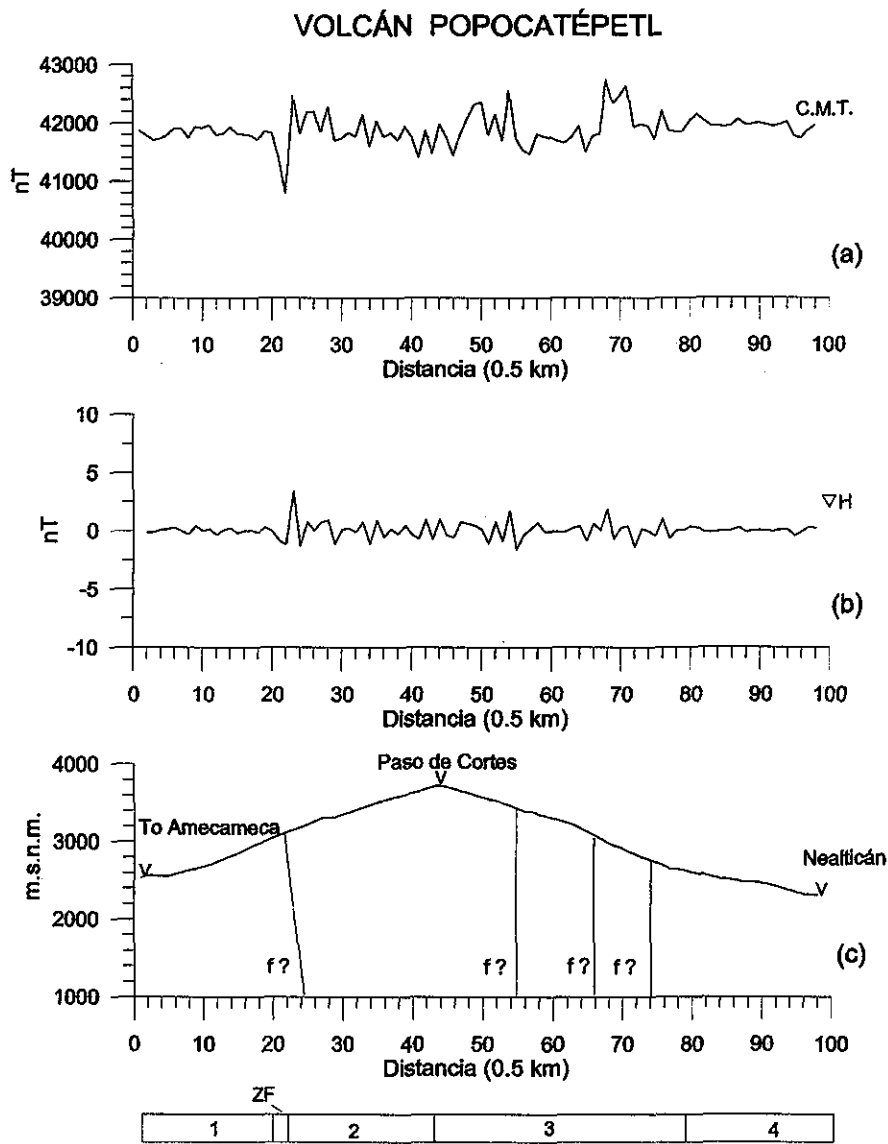


Fig. 4-6 Sección magnética Amecameca-Paso de Cortés-Nealticán, se ubica al S del volcán Iztaccihuatl y al N del volcán Popocatepetl, tiene una dirección general E-W. Se muestra en las gráficas (a) la intensidad de campo magnético total, en (b) al gradiente magnético horizontal y en (c) el perfil topográfico y la interpretación de zonas de debilidad con base en (a) y en (c). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Depósitos de aluvión; zf: Zona de falla; 2: Rocas andesíticas de vulcanismo antiguo; 3: Rocas andesíticas, brechas volcánicas y depósitos piroclásticos; 4: Depósitos piroclásticos; Obsérvese lo claro de la anomalía magnética asociada a los límites W (km 22) y E (km 78) del complejo volcánico Iztza-Popo.

Este perfil magnético presenta una serie de zonas de fallas y/o fracturas, principalmente asociadas con el segundo dominio magnético que se asocia a productos volcánicos, principalmente derrames, brechas volcánicas, depósitos piroclásticos y estructuras de diques.



#### 4.3.4.- Sección magnética Cuautla – Atlixco

La sección se localiza al S del volcán Popocatepetl, tiene una longitud de 58.5 kilómetros, con estaciones de lectura de la intensidad del campo magnético cada 500 metros, tiene una orientación general E – W. Inicia en la ranchería de Yecopixtla cercana a la ciudad de Cuautla, pasa por la población de Tetela del Volcán y termina en las cercanías de la ciudad de Atlixco. Topográficamente inicia en los 1593 msnm, llega hasta la cota 2547 msnm y termina a los 2010 msnm (Figs. 4-2 y 4-7).

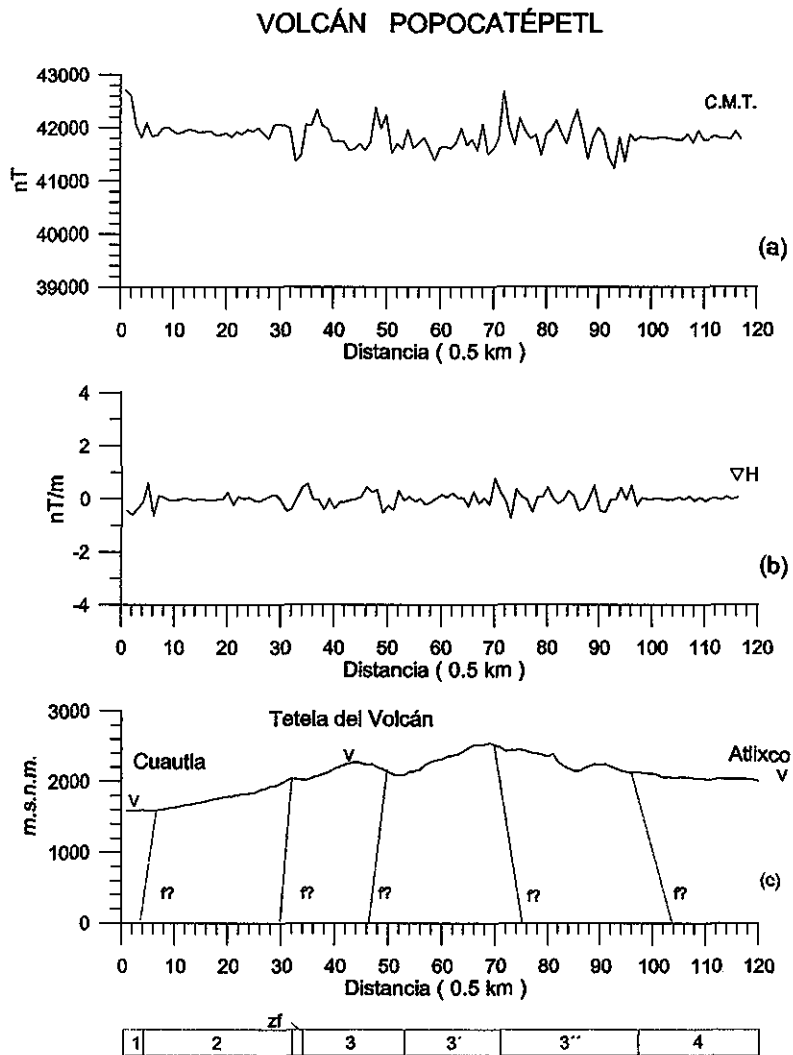


Fig. 4-7 Sección magnética Cuautla-Atlixco se ubica al S del Popocatepetl, tiene una orientación general W-E. Se muestra en las gráficas (a) la intensidad del campo magnético total, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad inferidas. En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Depósitos de aluvión y roca básica (?); 2: Depósitos de aluvión y conglomerados; zf: Zona de falla; 3: Avalanchas de escombros volcánicos, rocas andesíticas y dacíticas y depósitos piroclásticos; 4: Depósitos de aluvión y conglomerados andesíticos. Obsérvese los límites W (estación km 33) y E (estación km 97) del complejo Volcánico Izta-Popo

Este perfil magnetométrico presenta la existencia de 4 dominios magnéticos, caracterizados el primero de ellos por un alto magnético mayor a 42600 nT que puede estar asociado a una roca intrusiva básica que no presenta afloramientos en el área (km 0 a km 4). El segundo dominio se asocia con frecuencias de altas a medias y amplitudes pequeñas (km 4 – km 32), el promedio de su gradiente horizontal magnético es de  $-0.058$  nT/m, geológicamente se asocia superficialmente a depósitos de arenas y conglomerados que presentan una intensidad promedio del campo magnético del orden de las 41932 nT. El tercer dominio magnético está conformado por tres subdominios, identificándose el primero por estar asociado a respuestas magnéticas con frecuencias de medias a altas y amplitudes de altas a bajas (km 32 a km 53) el promedio de su gradiente horizontal magnético es  $0.012$  nT/m, su correlación geológica superficial es con rocas volcánicas, principalmente tobas y brechas que presentan una intensidad promedio del campo magnético de 41857 nT. El segundo subdominio se asocia a señales magnéticas caracterizadas por contener frecuencias altas y amplitudes medias (km 53 a km 71), el promedio de su gradiente magnético horizontal es de  $0.03$  nT/m, geológicamente se asocia superficialmente a tobas y brechas volcánicas básicas con una intensidad promedio del campo magnético de 41702 nT. El tercer subdominio magnético se correlaciona con frecuencias muy altas y amplitudes de altas a medias (km 71 a km 97) y con un promedio de gradiente horizontal magnético de  $-0.028$  nT/m, geológicamente se asocia superficialmente a derrames volcánicos andesíticos principalmente con una intensidad promedio del campo magnético de 41845 nT. En general este segundo dominio magnético presenta un esquema geológico constituido por rocas volcánicas afalladas y/o altamente fracturadas.

El cuarto dominio magnético, está asociado a respuestas magnéticas caracterizadas por contener frecuencias bajas a medias y amplitudes pequeñas (km 97 a km 117), el promedio del gradiente magnético horizontal es de  $0.0074$  nT/m y geológicamente se correlaciona con depósitos de aluvión, arenas y conglomerados con una respuesta promedio de la intensidad del campo magnético de 41811 nT.

Asimismo en el perfil se pueden observar claramente los límites W y E del complejo volcánico Izta-Popo, los cuales están representados por posibles zonas de falla que se ubican en las estaciones km 33 – 34 y km 97 respectivamente.

#### **4.3.5 Sección magnética Cuautla – Cocotitlán**

Esta sección tiene una dirección general S-N, se ubica al W del complejo volcánico Izta-Popo, tiene una longitud de 50 kilómetros, con estaciones de lectura de la intensidad del campo magnético total entre 500 y 1000 metros. Inicia en el poblado de Cocotitlán (2260 msnm) pasando por la población de Amecameca y terminando en la ciudad de Cuautla (1541 msnm).

Los datos de intensidad del campo magnético total así como del gradiente magnético horizontal, reflejan la existencia de posiblemente tres dominios magnéticos (Fig. 4-8). El primer dominio se asocia con frecuencias altas a medias y amplitudes medias (km 0 a km 12), el valor promedio del gradiente magnético horizontal es de  $-0.017$  nT/m y su correlación geológica superficial es con rocas volcánicas tobáceas (Fig. 4-2) con una intensidad promedio de campo.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

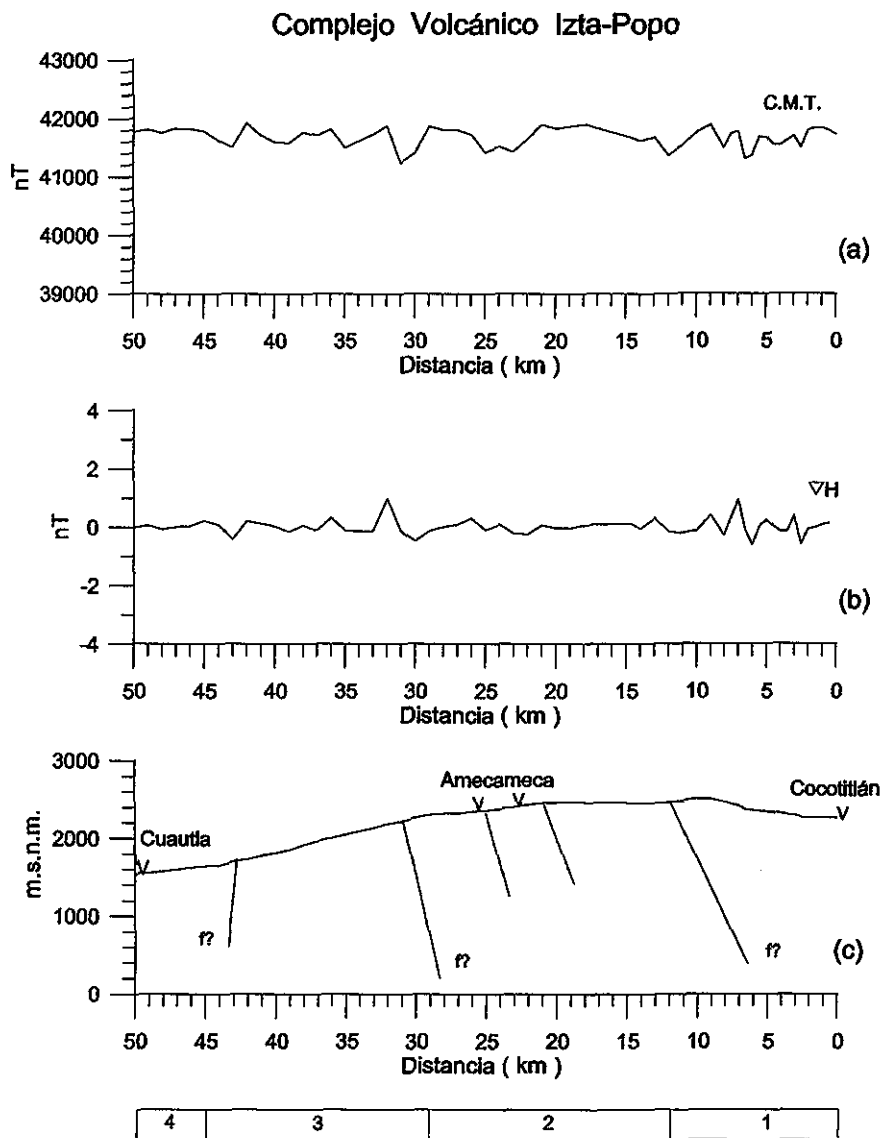


Fig. 4-8 La sección magnética Cuautla-Cocotitlán, se ubica al W del complejo volcánico Izta-Popo, tiene una dirección general S-N. En las gráficas se presenta en (a) la intensidad del campo magnético, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico y las zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y en (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Rocas volcánicas tobáceas y depósitos de aluvión; 2: Depósitos de aluvión; 3: Brechas volcánicas, depósitos de aluvión y conglomerados; 4: Depósitos de aluvión y conglomerados.

El segundo dominio magnético se identifica por respuestas caracterizadas por frecuencias bajas y amplitudes de bajas a medias (km 12 a km 29) con valores promedio de gradiente horizontal de  $-0.014$  nT/m, está representado superficialmente por depósitos de aluvión con una intensidad promedio de campo magnético de 41713 nT. El tercer dominio magnético está representado por frecuencias y amplitudes medias a bajas (km 29 a km 45) con gradientes horizontales promedio de  $-0.023$  nT/m y asociado a brechas volcánicas, arenas y conglomerados con intensidades promedio del campo magnético de 41689 nT. El cuarto dominio (km 45 a km 50) está caracterizado por frecuencias y amplitudes bajas y asociado a depósitos de aluvión.

Los valores del gradiente magnético horizontal no presentan contrastes relevantes y los que presenta, más bien se asocian con zonas de falla y/o fracturamiento (km 30 y km 43).

#### **4.3.6 Sección magnética Tlamacas – Altzomoni**

Esta sección se localiza en la parte central oeste del complejo volcánico Izta-Popo, tiene una orientación general N-S, con una longitud de 12.5 kilómetros y estaciones de lectura de la intensidad del campo magnético total cada 250 metros. Inicia en el flanco N del volcán Popocatepetl, a 5 kilómetros en línea recta de su cima (Fig.4-9), cerca del albergue de Tlamacas (3940 msnm) pasa por Paso de Cortés (3750 msnm) y termina casi a 3 kilómetros al N del albergue de Altzomoni (3750 msnm).

El perfil magnético de la intensidad del campo magnético total así como el gradiente horizontal magnético muestran claramente la existencia de 4 dominios magnéticos (Fig. 4-9); el primero de ellos se localiza en el flanco N del volcán Popocatepetl (km 0 a km 6) se asocia con frecuencias altas, amplitudes medias a altas, geológicamente se asocia a rocas volcánicas andesíticas y piroclásticas (Fig. 4-2) con intensidades promedio de campo magnético de 41818 nT. El segundo dominio magnético, está caracterizado por contener señales magnéticas asociadas a frecuencias y amplitudes altas (km 6 a km 8.5), geológicamente se correlaciona con rocas andesíticas, dacíticas y tobáceas superficialmente. El tercer dominio magnético, se correlaciona con frecuencias y amplitudes bajas (km 8.5 a km 16), se asocia superficialmente a rocas tobáceas. El cuarto dominio está conformado por dos subdominios magnéticos; el primero de ellos (km 16 a km 19.5 y de km 22 a km 24.5) se caracteriza por contener frecuencias y amplitudes altas, se asocia superficialmente a rocas volcánicas andesíticas y dacíticas muy fracturadas que presentan un promedio de intensidad de campo magnético del orden de 41442 nT; el segundo subdominio (km 19.5 a km 22) se asocia a frecuencias altas y amplitudes muy altas (> 1000 nT), geológicamente se correlaciona con rocas andesitas y dacitas más antiguas con un promedio de intensidad de campo magnético de 42197 nT.

El perfil magnético de esta sección exhibe una serie de zonas de debilidad asociadas con fallas y/o fracturas, siendo las más importantes las que limitan los dominios magnéticos o se localizan próximos a dichos límites (km 5.5, km 16.5 y km 22).

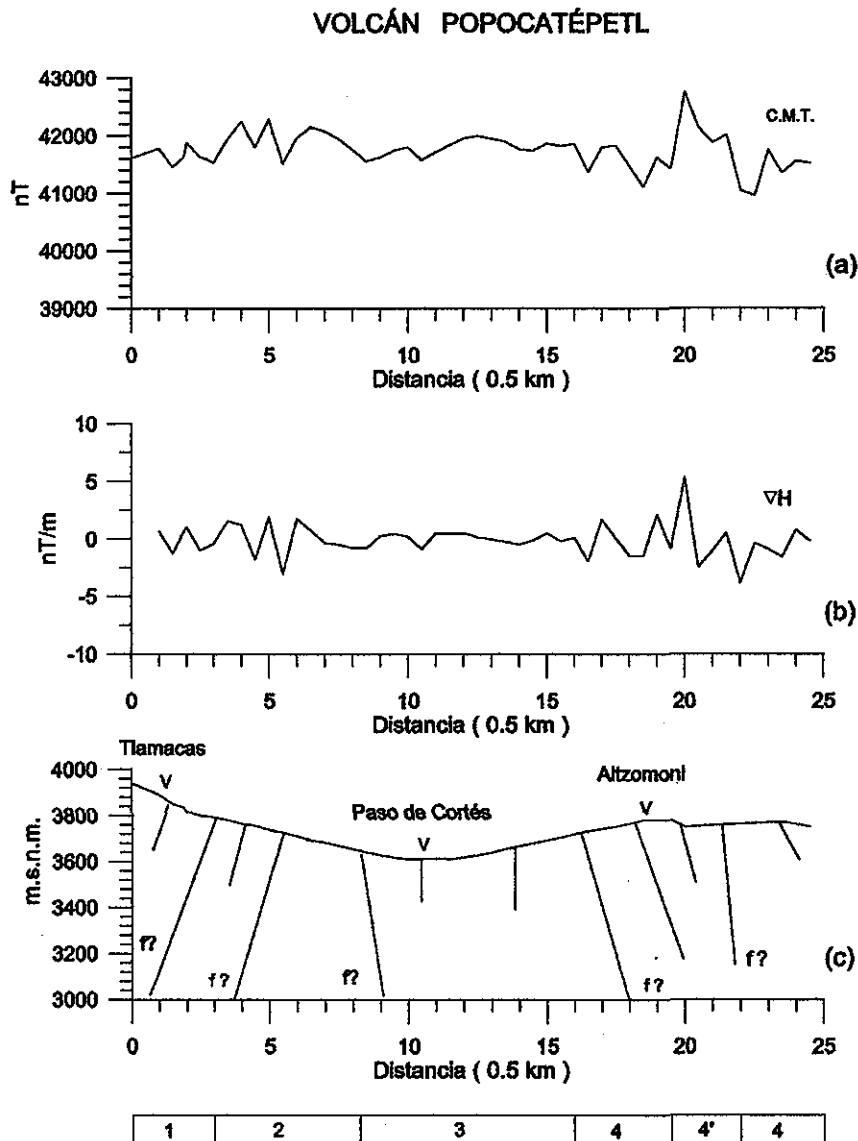


Fig. 4-9 La sección magnética Tlamacas-Altzomoni se localiza en la parte central oeste del complejo volcánico Izta-Popo, tiene una dirección general S-N. Inicia al N del Popocatepetl y llega al S del Iztaccihuatl. Se presenta en la gráfica: (a) la intensidad del campo magnético total, (b) el gradiente magnético horizontal y (c) el perfil topográfico y zonas de debilidad interpretadas con base en (a) y en (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Rocas volcánicas andesíticas y piroclásticas; 2: Rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y tobáceas; 3: Rocas tobáceas; 4: Rocas andesíticas y dacíticas muy fracturadas; 4': Rocas andesitas y dacitas más antiguas.

#### 4.3.7 Sección magnética San Nicolás de los Ranchos – Texmelucan

Esta sección se ubica al E del complejo volcánico Izta-Popo y tiene una dirección mixta, en general tiende a ser N-S. Inicia en la población de San Nicolás de los Ranchos con una elevación topográfica de 2437 msnm, pasa por la población de San Andrés Calpan y Huejotzingo y termina en la ciudad de Texmelucan con una elevación de 2270 msnm. Tiene una longitud de 28 kilómetros con estaciones de lectura de la intensidad de campo magnético cada 500 metros (Fig. 4-3 y 4-10).

28 kilómetros con estaciones de lectura de la intensidad de campo magnético cada 500 metros (Fig. 4-3 y 4-10).

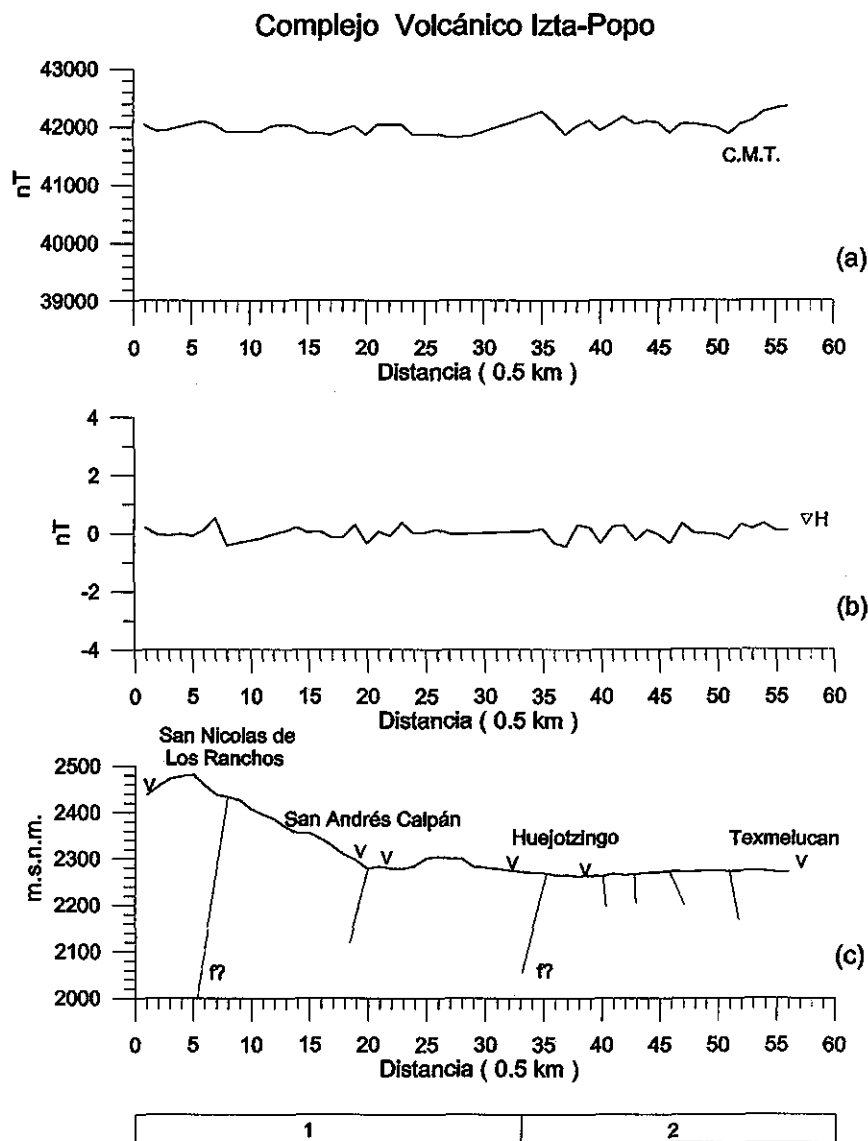


Fig. 4-10 Sección magnética San Nicolás de Los Ranchos, se ubica al E del complejo volcánico Izta-Popo, tiene una dirección general NE-SW. Se presenta en la grafica (a) la intensidad de campo magnético total, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico y la interpretación de zonas de debilidad con base en (a) y en (b). En la parte inferior se muestra el esquema geológico. 1: Rocas tobáceas y depósitos de aluvión; 2: Depósitos de aluvión.

La sección magnética presenta contrastes discretos, se pueden distinguir la existencia de dos dominios magnéticos (Fig. 4-10); el primero se correlaciona con respuestas magnética caracterizadas por amplitudes y frecuencias de bajas a medias, con valores promedios de gradiente magnético horizontal de 0.013 nT/m (km 0 a km 33). Se asocia superficialmente a tobas y depósitos de aluvión (Fig. 4-2) que presentan un promedio de intensidad de campo magnético de 41942 nT; el segundo dominio magnético se asocia con frecuencias altas y amplitudes medias,

con valores promedio de gradiente horizontal de 0.02 nT/m (km 34 a km 56); geológicamente se correlaciona a depósitos de aluvión, con intensidades promedio de 42071 nT, lo que sugiere la existencia de rocas volcánicas básicas subyaciendo a estas unidades geológicas.

El perfil magnético y el del gradiente horizontal, muestran una zona de debilidad claramente (km 8) que se puede asociar a una falla y/o fractura en la unidad tobácea; asimismo presentan al segundo dominio magnético con fuertes contrastes magnéticos asociables posiblemente a fracturamiento.

#### **4.3.8 Sección magnética Texmelucan - Atlixco**

La sección se ubica al E del complejo volcánico Izta-Popo, tiene una dirección mixta que cambia de NW-SE a NE-SW (Fig. 4-3), pero que tiende a una dirección muy general N-S, tiene una longitud de 60 kilómetros con estaciones de lectura de la intensidad del campo magnético cada 1000 metros. Inicia al S de la población de Texmelucan (2155 msnm), pasando por Huejotzingo y Cholula y terminado al N de Atlixco (1825 msnm).

La sección magnética de la intensidad del campo, así como su gradiente horizontal presenta la existencia de cuatro dominios magnéticos (Fig. 4-11); el primero se identifica por contener señales magnéticas asociadas con frecuencias y amplitudes medias, con valores promedio del gradiente horizontal de 0.0035 nT/m, (km 0 a km 7), se asocia geológicamente en superficie con depósitos de aluvión (Fig. 4-2) con valores promedio de intensidad de campo de 42012 nT, lo que sugiere la existencia de rocas volcánicas básicas subyaciendo a las rocas sedimentarias cuaternarias. El segundo dominio magnético se correlaciona con frecuencias de altas a medias y amplitudes medias, con valores promedio del gradiente horizontal de  $-0.022$  nT/m (km 7 a km 16), geológicamente se asocia con rocas volcánicas tobáceas que presentan en superficie un valor promedio de intensidad del campo magnético de 41879 nT. El tercer dominio magnético está conformado por dos subdominios, uno identificado con frecuencias de bajas a medias y amplitudes medias, con valores promedio de gradiente horizontal magnético de  $-0.002$  nT/m (km 16 a km 33); geológicamente se asocia con tobas intermedias que tienen un promedio de intensidad del campo de 41787 nT; el segundo subdominio magnético está asociado con frecuencias y amplitudes de bajas a medias, con gradientes horizontales promedio de 0.0084 nT/m (km 33 a km 47), se correlaciona geológicamente también con tobas intermedias que presentan en superficie un valor promedio de la intensidad de campo magnético de 41756 nT. El cuarto dominio magnético, se caracteriza por contener señales magnéticas con frecuencias y amplitudes de medias a altas y valores promedio de gradientes horizontales magnéticos de 0.0056 nT/m (km 47 a km 60); geológicamente se asocia a depósitos de aluvión y conglomerados con una intensidad promedio de campo magnético de 41812 nT.

Las secciones de intensidad y gradiente horizontal del campo magnético terrestre muestran un contraste discreto pero continuo (Fig. 4-11), lo que implica un cierto grado de fracturamiento y/o fallamiento a lo largo de la mayor parte de la sección magnética.

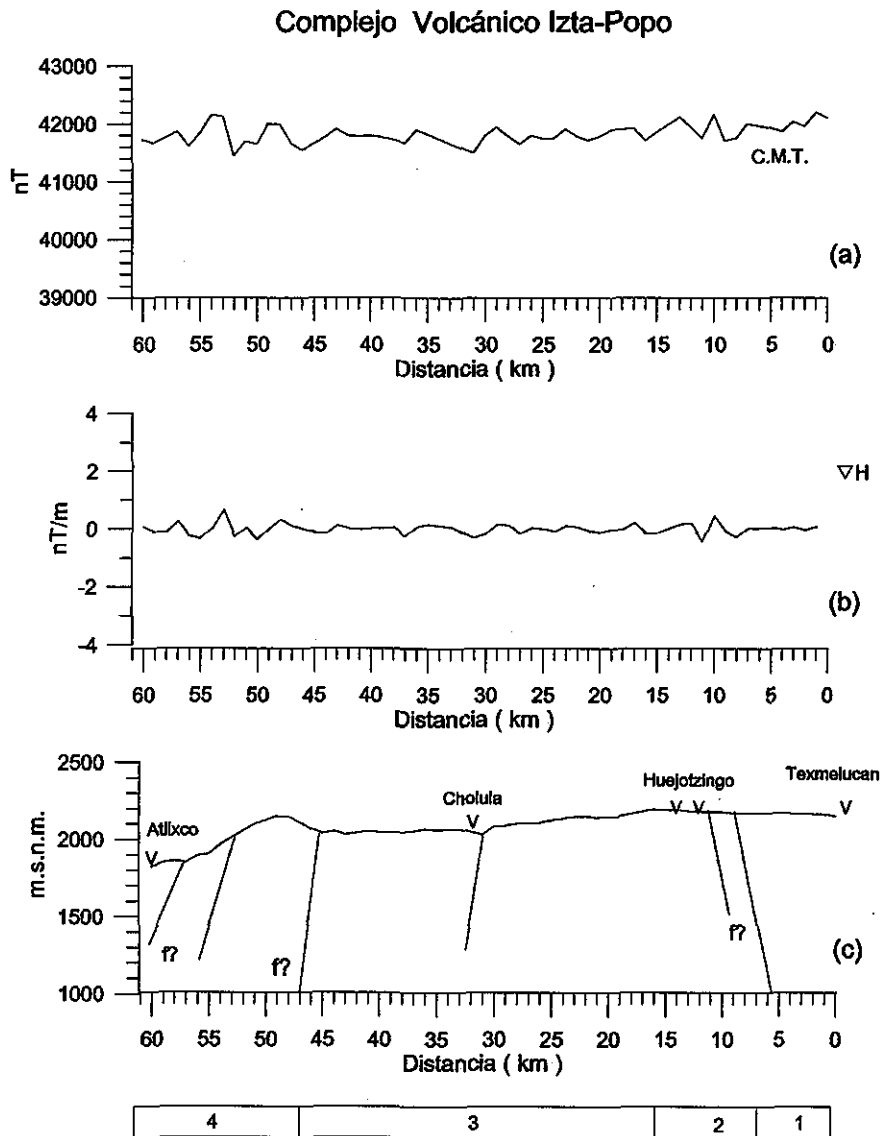


Fig. 4-11 La sección magnética Texmelucan-Atlixco se localiza al E del complejo volcánico Izta-Popo, con una dirección muy general N-S. Se muestra en la gráfica (a) la intensidad del campo magnético, en (b) el gradiente horizontal magnético y en (c) el perfil topográfico e interpretación de zonas de debilidad con base en (a) y (b). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Depósitos de aluvi6n; 2: Rocas volcánicas tobáceas; 3: Tobas intermedias; 4: Depósitos de aluvi6n y conglomerados.

#### 4.4 Discusi6n

La observaci6n y estudio del campo magnético por medio de ocho perfiles terrestres con una longitud de 341 km, permitieron investigar la estructura del complejo volcánico Iztaccíhuatl-Popocatépetl (CVIP). En el área se pudieron distinguir por sus intensidades del campo magnético las diferentes unidades geológicas, que van desde depósitos de avalancha de escombros, aluvi6n, arenas, conglomerados, flujos, brechas volcánicas y rocas intrusivas (Fig. 4-2).



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

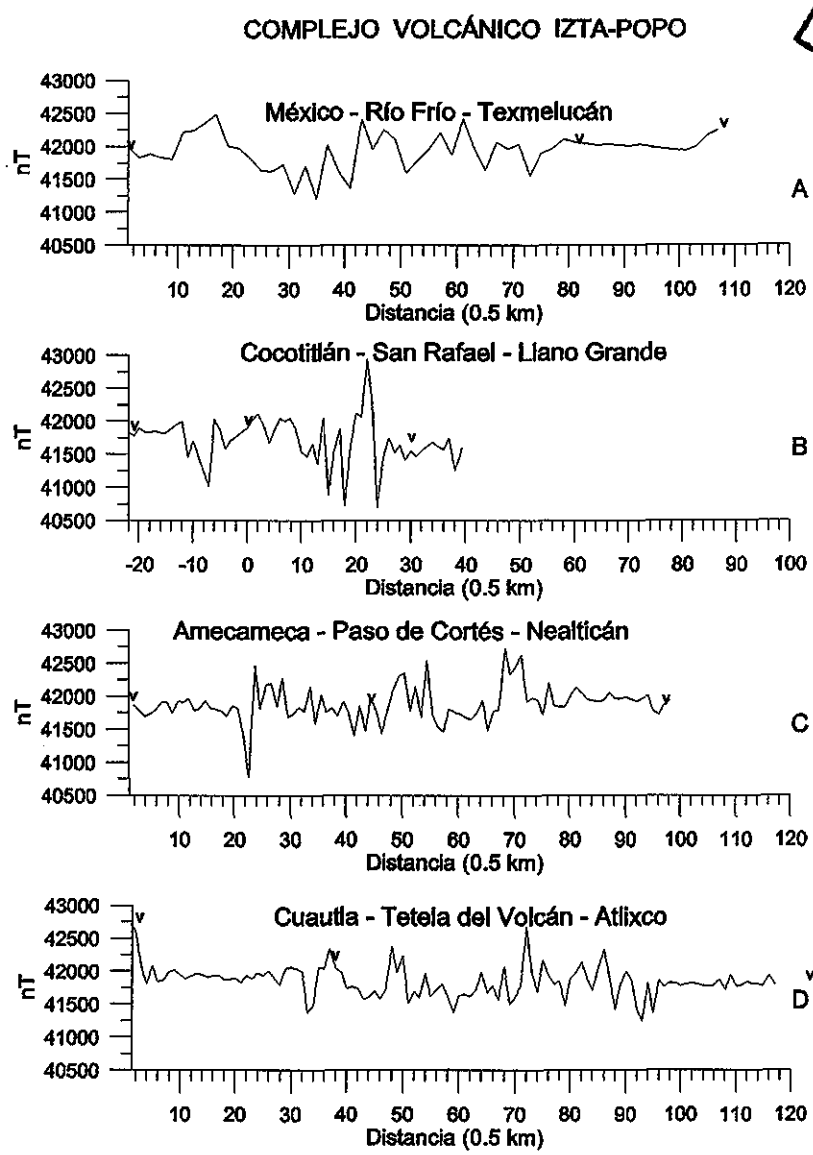


Fig. 4-12 Secciones magnéticas en el complejo volcánico Izta-Popo, con dirección W-E. En todas las secciones se pueden observar los contrastes entre el complejo volcánico y las rocas circundantes. Estos contrastes son tales que generan anomalías muy claras en las zonas de contacto. Las marcas "v" sobre los perfiles ubican a las poblaciones que le dan el nombre a la sección.

Especialmente se pudo identificar que el complejo volcánico está constituido por una serie de eventos magmáticos caracterizados por sus respuestas magnéticas, de esta manera se observa que los eventos magmáticos son diversos y diferentes a lo largo y ancho del complejo, lo que nos indica que los productos tienen diferentes fuentes (Carrasco-Núñez, 1985; Nixon, 1989). Así mismo con las mediciones realizadas se pudieron reconocer los límites E y W del complejo volcánico Izta-Popo, que de acuerdo a Schlaepfer (1968) constituyen un "horst".

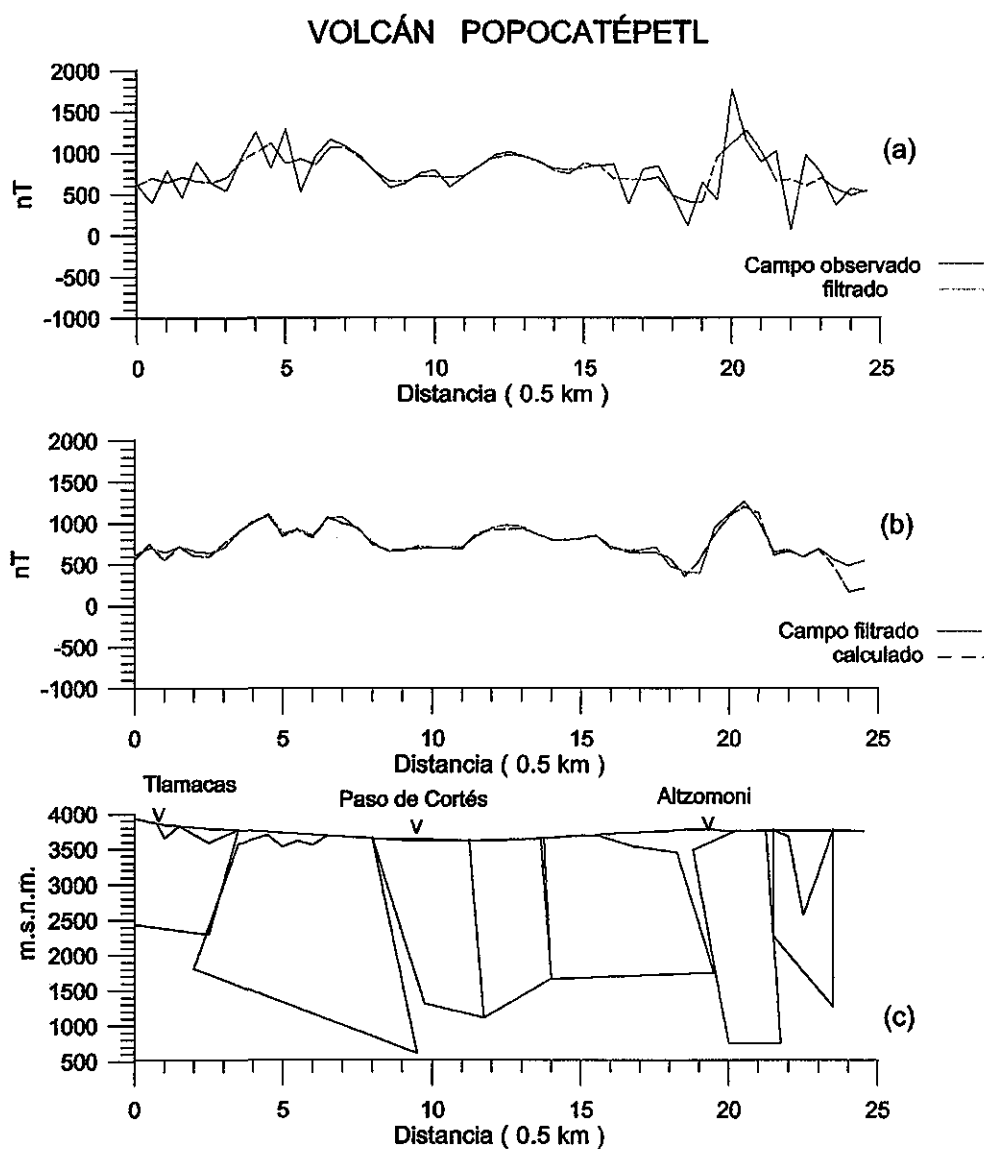


Fig. 4-13 Modelo de la sección magnética Tlamacas-Paso de Cortés-Altzomoni. En la gráfica (a) se observa cómo se suaviza la información con un filtro de promedios pesados. En la gráfica (b) se nota el alto grado de coincidencias entre el campo filtrado y el calculado y, en la gráfica (c) se presentan los cuerpos que generan el modelo. El modelo muestra la extensión de los cuerpos a profundidad.

Las mediciones de campo magnético realizadas a través de las zonas de falla del complejo volcánico, indican la ocurrencia de anomalías magnéticas sobre las trazas de las fallas N-S que limitan al complejo hacia el E y W (Fig. 4-12). Las anomalías magnéticas sobre las zonas de falla están bien definidas y claramente distinguibles de otro tipo de respuesta en el perfil. Este hecho se debe en parte a que, en la zona de falla el grado de anisotropía tiende a incrementarse (Ozina y Kinoshita, 1964). Así mismo se ha visto que en la zona de falla y/o fractura de rocas ígneas la oxidación de la magnetita a hematita es mayor, por lo que las susceptibilidades magnéticas son bajas y se presenta una reducción de la intensidad de magnetismo remanente (Hankel y Guzmán, 1977).

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

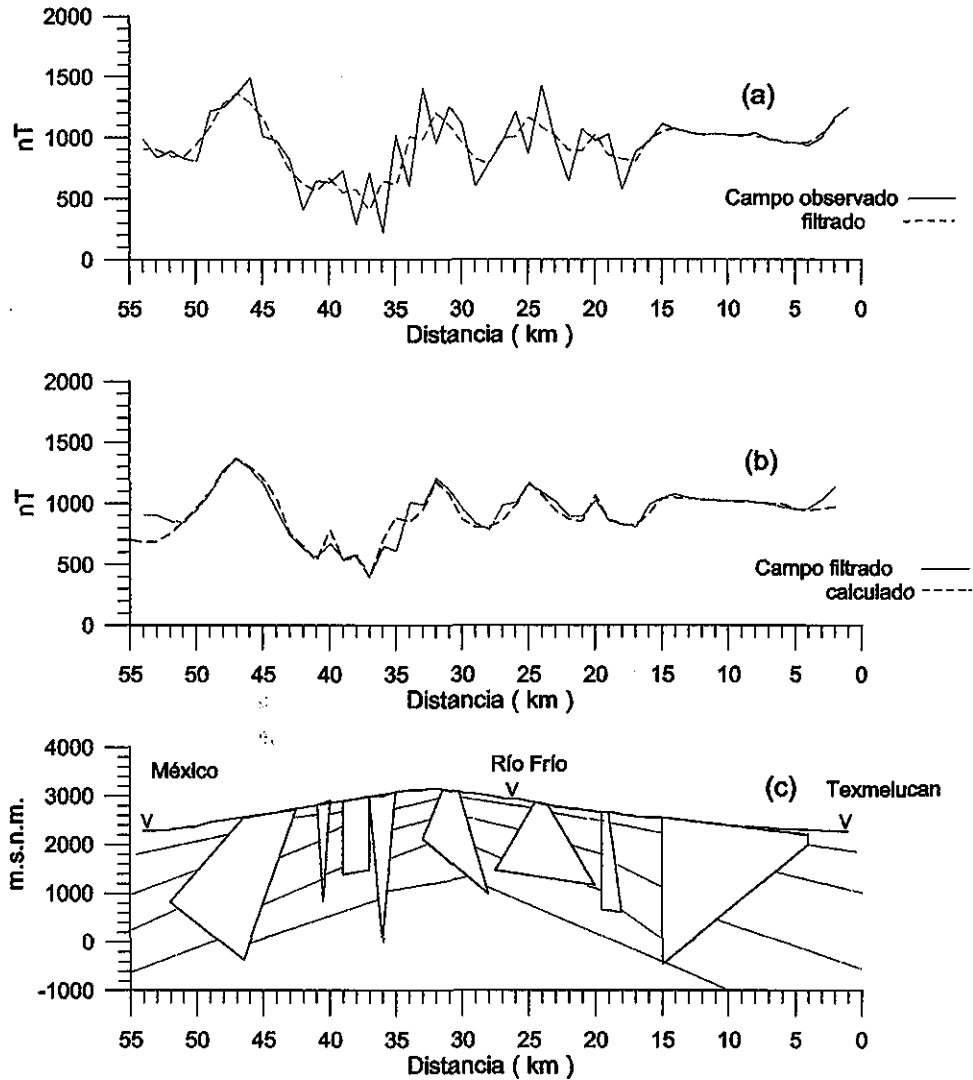


Fig. 4-14 Modelo de la sección magnética México-Río Frío-Tezmelucan. En la gráfica (a) se observa el suavizado a la información a través de un filtro de promedios pesados. En la gráfica (b) se ve el ajuste que se tiene entre el campo filtrado y el calculado, el cual es bastante aceptable. En la gráfica (c) se presentan los cuerpos que constituyen el modelo magnético utilizado.

Las zonas de falla en el CVIP están asociadas a bajos magnéticos, incluyendo sus límites E y W. Roquemore (1984) en un estudio magnético terrestre realizado en el campo volcánico de Coso, California, para investigar el fallamiento y la asociación con los patrones de alteración hidrotermal, encontró que las rocas alteradas hidrotermalmente a lo largo de la intersección de zonas de falla muestran bajos magnéticos. Así mismo, Okubo et al., (1991), en una investigación magnetométrica terrestre sobre la falla Tanna, en Japón encontraron que la distribución de la intensidad total representa un contraste, formando relativamente altos magnéticos al W de la falla y bajos al E, ubicándose claramente la falla al terminar los altos magnéticos, es decir, sobre su gradiente máximo, que se ubica entre el alto y bajo magnético.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

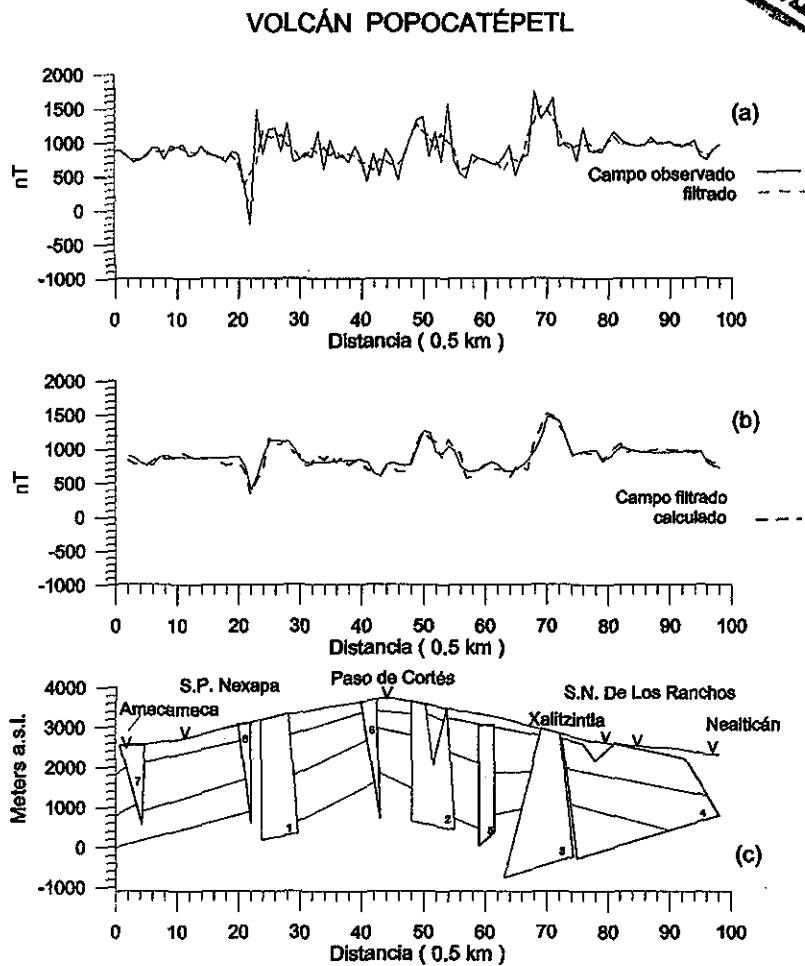


Fig. 4-15 Modelo de la sección magnética Amecameca-Paso de Cortés-Nealticán. Se presenta en (a) la intensidad de campo magnético observado y el filtrado, en (b) se muestra el ajuste entre el campo magnético filtrado y el calculado, y en (c) se observa el modelo magnético utilizado, apreciándose que los cuerpos se extienden cientos de metros a profundidad.

También, Meridee (1995) encontró sobre la falla Meers, en Oklahoma, que se asocia a los gradientes magnéticos, en la magnetometría terrestre. La falla Meers tiene un escarpe de 26 a 37 km de longitud.

En un intento por investigar la geometría y propiedades magnéticas de los cuerpos fuente de las anomalías, se intentó modelar las anomalías de campo magnético de las secciones con dirección W-E que cubren todo el complejo volcánico Izta-Popo (Fig. 4-12) y la sección central con dirección N-S (Fig. 4-13) usando el algoritmo de Talwani (Talwani et al., 1964) y el programa Magpoly<sup>TM</sup> en su versión para computadora PC.

Las anomalías son modeladas por un conjunto de cuerpos poligonales con magnetizaciones variadas (Figs. 4-14, 15 y 16). Una gran limitante en el análisis es la ausencia de información concerniente a las variaciones de las propiedades magnéticas a profundidad.

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

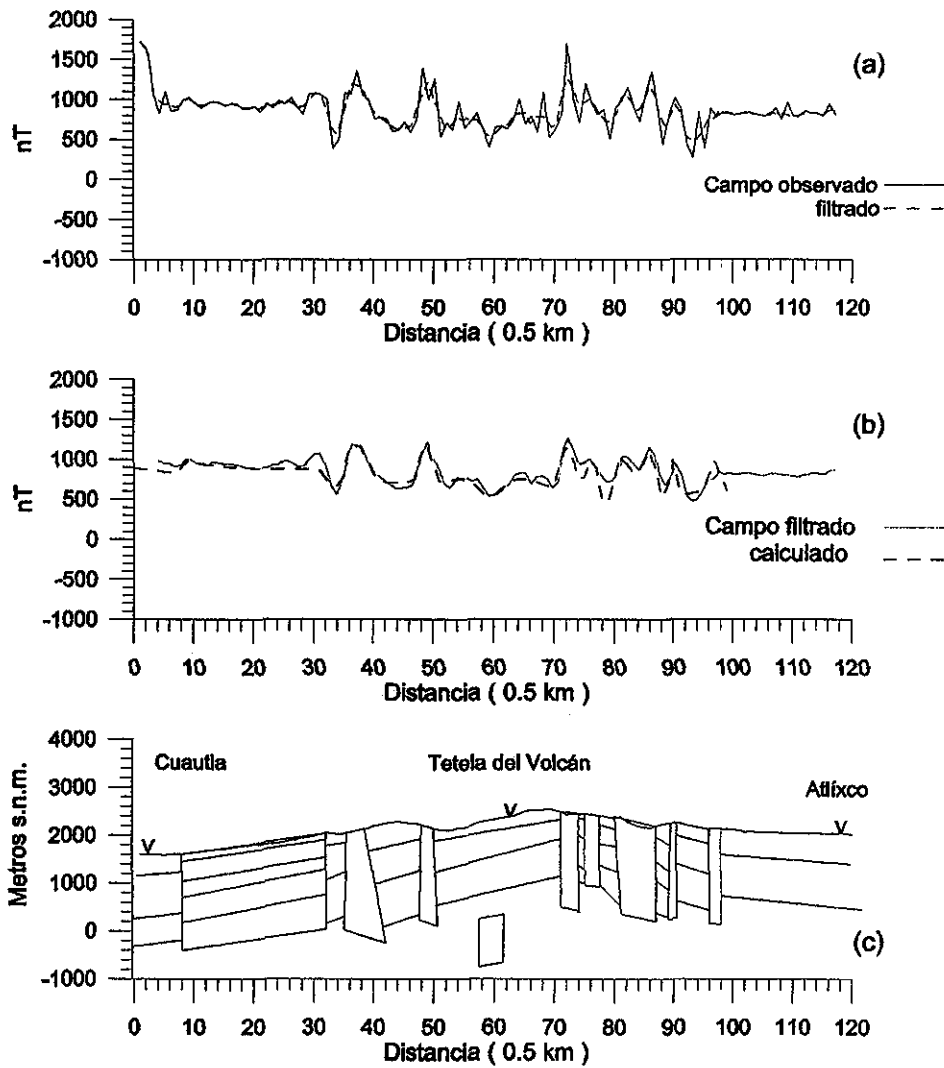


Fig. 4-16 Modelo de la sección magnética Cuautla-Tetela del Volcán-Atlixco. En la gráfica superior (a) se ve cómo el campo observado se suaviza por medio de un filtro de promedios pesados. En la gráfica central (b) se nota el ajuste entre el campo filtrado y el calculado, a través del modelo magnético (c) que se presenta en la gráfica inferior. Nótese la existencia de zonas de falla en los límites W y E del complejo volcánico Izta-Popo.

Para el modelado se utilizaron los datos de susceptibilidad, magnetización inducida y remanente natural de muestras paleomagnéticas colectadas de varias unidades geológicas, en las que se incluyen flujos de andesita y basaltos, depósitos piroclásticos y de avalanchas (Conte y Urrutia-Fucugauchi, 2001). Promedios de susceptibilidad magnética y magnetización remanente se utilizaron como valores iniciales en los modelados. La polaridad magnética de la mayoría de las unidades es normal de acuerdo a la edad del complejo volcánico Izta-Popo. Se consideró que la dirección de magnetización remanente permanece constante y cercana al valor dipolar con

inclinación de  $46.7^\circ$  y una declinación hacia el N de  $\pm 7^\circ$ . De cualquier manera, se espera que existan fuertes variaciones en la susceptibilidad magnética y en la intensidad de remanencia debido a alteraciones hidrotermales, grado de intemperismo, etc. (Tarling, 1983; Grant, 1985; Dzurisin et al., 1990; Finn, 2001). A pesar de estas inconsistencias, se encontró que los cuerpos fuente usados para ajustar las anomalías magnéticas se extienden a considerable profundidad.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

**5 Variaciones Vulcano-Magnéticas en los  
Volcanes de Colima y Popocatépetl**

## 5 Variaciones vulcanomagnéticas en los volcanes de Colima y Popocatépetl

### 5.1 Introducción

La posibilidad de que variaciones del campo magnético terrestre puedan ser observadas y asociadas a eventos volcánicos ha permitido a diferentes autores reportar estas variaciones como precursoras de la actividad volcánica (Rikitake, 1951; Johnston y Stacey, 1969 a,b; Pozzi et al., 1979; Johnston et al., 1981; Zlotnicki y Le Moüel, 1988; Sasai et al., 1990; Zlotnicki et al., 1993; Tanaka, 1993,1995). Estas variaciones vulcanomagnéticas pueden ser causadas por diferentes tipos de mecanismos, por ejemplo: desmagnetización/remagnetización termal debido a la temperatura (efecto termo-magnético) a efectos piezomagnéticos debidos a la tensión (estrés), a movimientos cinéticos de rocas ígneas, a cambios químicos de minerales magnéticos y a efectos electrocinéticos debido a flujos de agua subterránea.

En los volcanes activos monitoreados magneticamente se ha visto que el efecto termo-magnético es el más importante debido a la gran cantidad de energía termal concentrada y disipada a través del cráter por medio de la actividad fumarólica y expulsión de productos volcánicos como ceniza, piroclásticos y lava. Cualquier efecto termo-magnético está fuertemente asociado al contenido y tipo de minerales ferromagnéticos que conforman las rocas (Tanaka, 1993).

Los volcanes de composición química básica (basálticos) son los volcanes en donde los efectos vulcanomagnéticos han sido más observados debido a su intensa magnetización y aunque en los volcanes de composición química intermedia la mayoría de las variaciones son de poca amplitud, de algunas nanotelsas, es posible que ocurran en los volcanes más peligrosos, como lo son los estratovolcanes explosivos andesíticos (Johnston et al., 1993; Davis et al., 1984; Zlotnicki, 1986; Zlotnicki et al., 1987, 1988; Tanaka, 1995).

La investigación de las variaciones vulcanomagnéticas se ha realizado en diferentes volcanes y de diferente forma dependiendo el número de magnetómetros con que cuente para su estudio, por ejemplo, el volcán Izu-Oshima, en Japón se estudió con 5 fijos hasta 1986 (Sasai et al., 1990) y actualmente se investiga con una red de 10 magnetómetros fijos y 15 estaciones de medición (Hamano et al., 1990); el volcán La Soufriere, (Guadeloupe) en la Isla Reunion con 5 magnetómetros fijos y 10 estaciones de medición (Pozzi et al., 1979); el volcán Aso en Japón con 4 fijos y 13 estaciones de medición (Tanaka, 1993); el volcán Merapi en Indonesia con 6 magnetómetros fijos (Zlotnicki et al., 2000); el volcán Monte Santa Helena, en Estados Unidos se estudiaba con 3 magnetómetros antes de la gran explosión del 18 de mayo de 1980 (Johnston et al., 1981) y actualmente se investiga con 5 fijos (Davis et al., 1984; Dzurisin et al., 1990); el volcán Kilauea en Hawai, con 3 magnetómetros fijos (Davis et al., 1973); el volcán Ruapehu, en Nueva Zelanda (Johnston y Stacey, 1969) y el volcán Volcano en Italia con 2 magnetómetros (Del Negro y Ferrucci, 2000).

La metodología de estudio para la observación de los efectos vulcanomagnéticos en los volcanes consiste principalmente en comparar las mediciones del campo magnético entre los diferentes magnetómetros, de los cuales al menos uno de los instrumentos magnéticos debe ubicarse fuera del ámbito volcánico y las mediciones de éste se toman como referencia para las



mediciones de los otros magnetómetros. El campo magnético total en la estación base se graba cada determinado tiempo, por ejemplo, cada 1, 5 ó 10 minutos y se compara con las mediciones de los otros magnetómetros que a su vez graban al mismo tiempo la intensidad del campo magnético. Las diferencias en la intensidad del campo magnético entre la estación base y cada uno de los magnetómetros se grafica y se intenta interpretar el tipo de efecto volcánico-magnético causante de dichas variaciones.

En las investigaciones realizadas buscando medir las variaciones vulcanomagnéticas con más exactitud existen estudios que han intentado desglosar todas las componentes que constituyen el campo magnético principal (Pozzi et al., 1979; Del Negro et al., 2000) como lo son: el campo interno (debido al núcleo terrestre); el campo producido por fuentes magnéticas estáticas (debido a las rocas de la corteza terrestre); el campo asociado a la estructura volcánica e inducido por el fenómeno eruptivo y por el campo formado por todos los trasientes cuya fuente principal es externa y aún de más allá.

La metodología que hasta el momento ha presentado los mejores resultados como precursora de actividad volcánica es aquella que compara los resultados de las mediciones de la intensidad de campo magnético terrestre dentro y fuera del ambiente volcánico. Debido a las limitaciones instrumentales que existieron en la medición de la intensidad del campo magnético terrestre para la investigación de las variaciones vulcanomagnéticas en los volcanes de Colima y Popocatepetl, los cuales se han estudiado con sólo un magnetómetro, no fue posible aplicar completamente la metodología conocida, por lo que en este trabajo se desarrolla una metodología alternativa de medición magnética como precursora de actividad magmática para aquellos volcanes que por falta de instrumental no sea posible su monitoreo con más de un magnetómetro.

## **5.2 Variaciones vulcanomagnéticas en el Volcán de Colima**

El estudio de las variaciones vulcanomagnéticas en el Volcán de Colima, se realizó a través de un monitoreo magnético en tres secciones, una de ellas, El Playón, conforma la parte W de la primera sección, que la constituye el perfil Atenquique-El Playón, el acceso a esta última zona en un momento dado fue imposible, por lo que se procedió a ubicar otra sección de más fácil acceso en la porción S del edificio volcánico para poder continuar con el estudio.

## **5.3 Monitoreo magnético**

### **5.3.1 Sección Atenquique - El Playón**

Este estudio se inició realizando primeramente mediciones magnéticas a lo largo de una sección de 35 kilómetros de largo, con estaciones de lectura cada 500 metros, las cuales se indicaron en el terreno con estacas para su reocupación periódica, existiendo cada 3 kilómetros una mojonera para mejor referencia. Esta sección inicia en el camino de brecha que parte de la carretera federal Colima-Guadalajara con dirección al Parque Nacional del Volcán de Colima (Fig. 5-1).

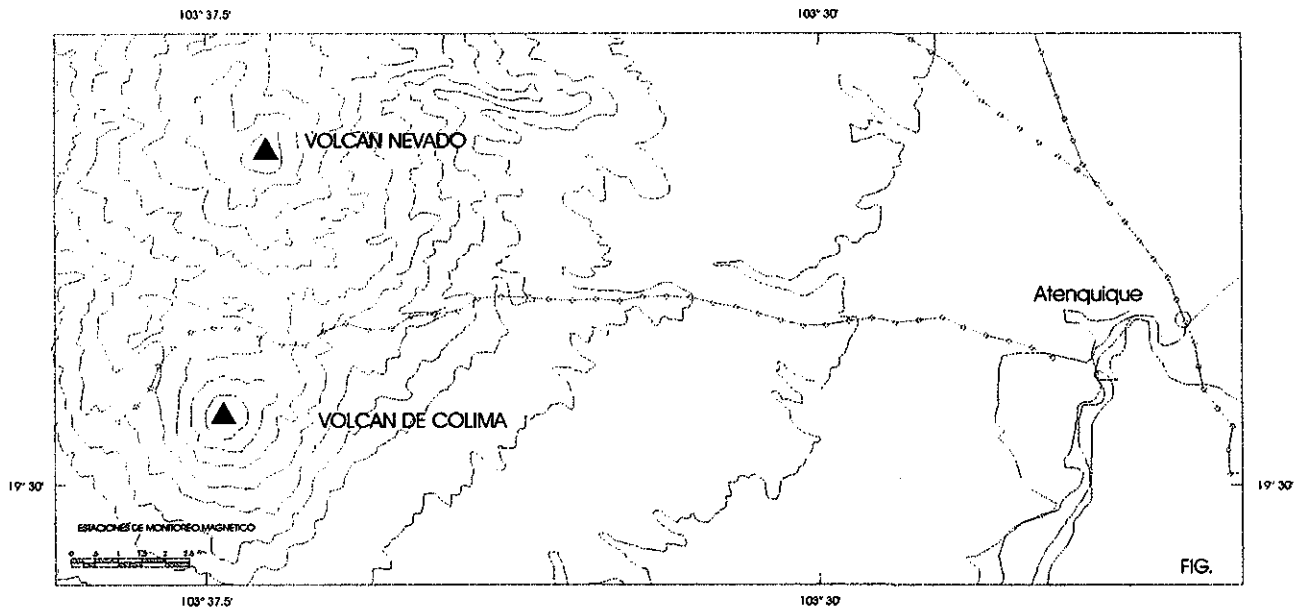


Fig. 5-1 Plano topográfico de la parte central del Complejo Volcánico de Colima en donde se muestra la ubicación de la sección El Playón-Atenquique.

La sección inicia en Atenquique y termina en El Playón (Fig. 5-2). Las mediciones analizadas en esta etapa del estudio cubren un periodo que va del 27 de abril de 1995 al 16 de mayo de 1996. En este tiempo, se realizaron cuatro levantamientos, medidos en las mismas estaciones (Fig. 5-3).

Los resultados iniciales reflejan la existencia de tres zonas con comportamientos magnéticos distintos a lo largo de la sección. El sector A (Atenquique) asociado a depósitos de avalanchas de escombros y depósitos volcano-sedimentarios de la formación Atenquique del volcán Nevado (Luhr y Carmichael, 1990) entre las estaciones km 10 y km 20.5, caracterizado por longitudes de onda muy bajas (amplitudes y frecuencias bajas). El sector N (Nevado, 2) sobre brechas y lavas andesíticas del volcán Nevado de Colima entre las estaciones km 20.5 y km 34.5, caracterizado por un conjunto de anomalías de alta frecuencia y amplitudes diversas. Esta área es caracterizada por cambios magnéticos temporales de baja amplitud. El sector C (Volcán de Colima, 3) ubicado entre las estaciones km 34.5 y km 45, caracterizado por altas frecuencias y amplitudes varias (bajos y altos). Se asocia geológicamente con avalanchas de escombros, lavas y brechas del Volcán de Colima actual (Luhr y Prestegard, 1988).

## VOLCAN DE COLIMA

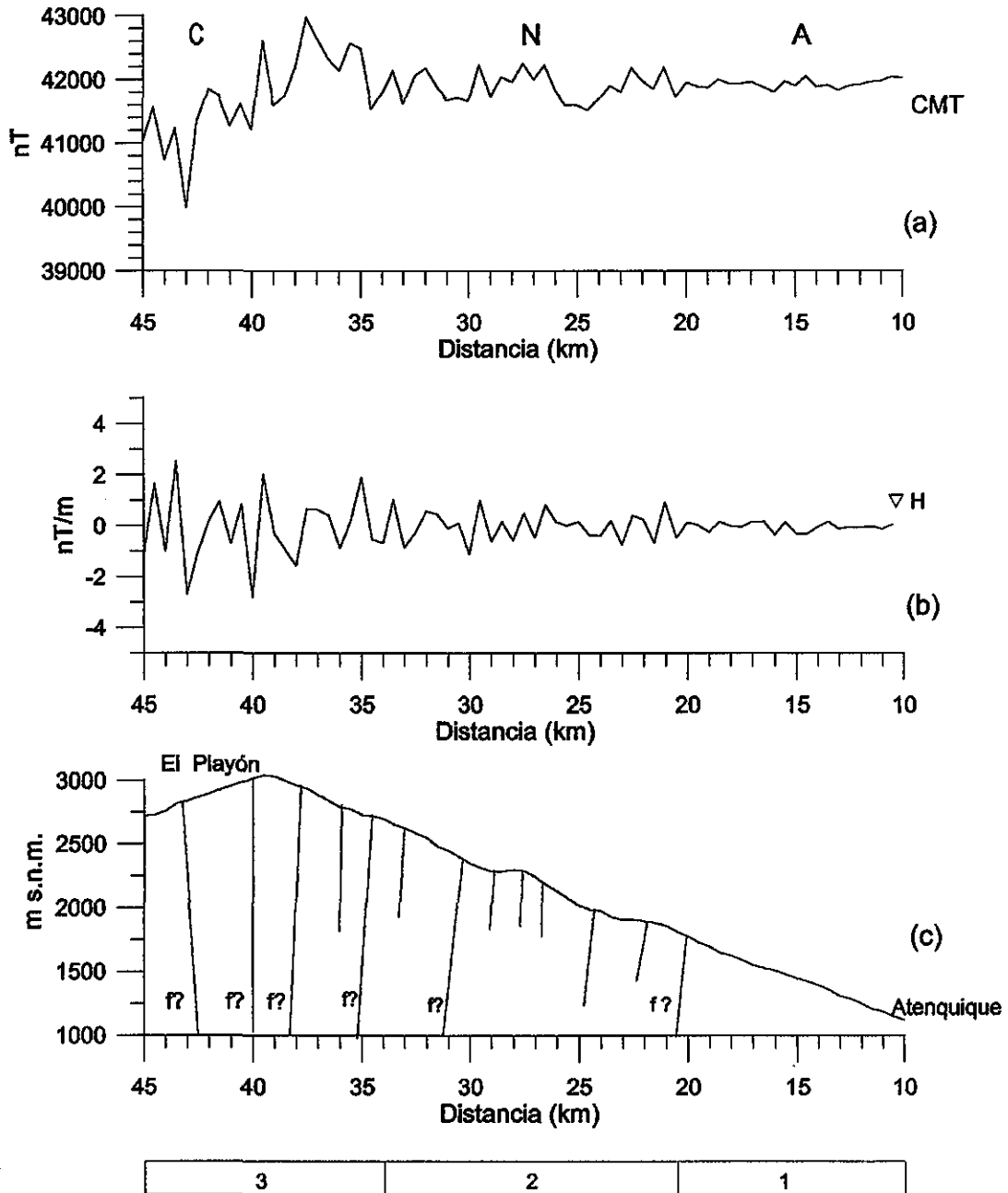


Fig. 5-2 Sección El Playón - Atenquique, en donde se muestran los perfiles de la intensidad del campo magnético total (a), gradiente horizontal magnético (b) y topográfico (c). Obsérvese las diferencias magnéticas entre los diferentes sectores o dominios (C, N, A) que conforman el perfil magnético. En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Formación Atenquique; 2: Lavas y brechas andesíticas precaldera; 3: Lavas y brechas postcaldera (Luhr y Carmichael. 1990).

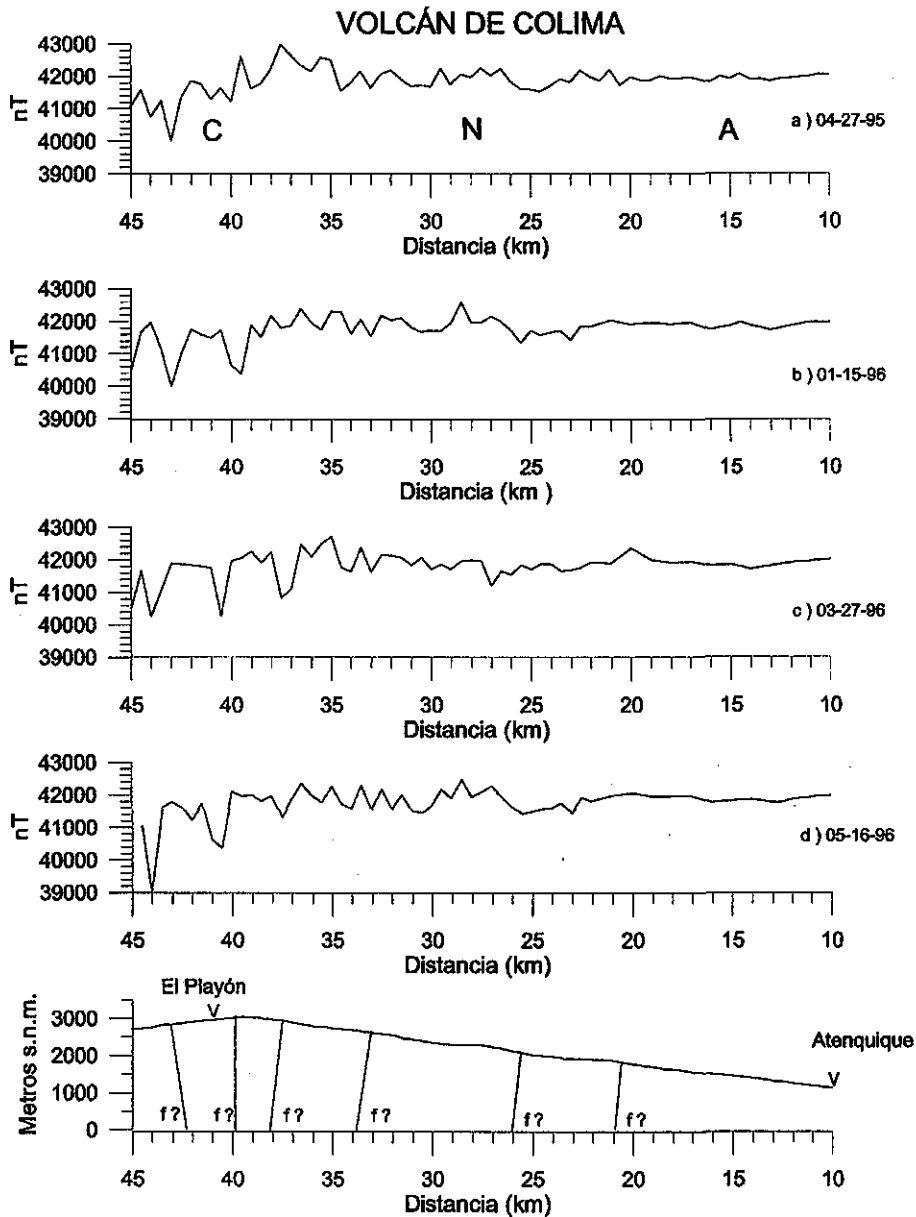


Fig. 5-3 Perfiles magnéticos de las cuatro mediciones de la intensidad de campo magnético total realizadas en la sección El Playón - Atenquique, de abril 27 de 1995 a mayo 16 de 1996. Nótese las claras diferencias entre los tres dominios magnéticos que constituyen la sección: Colima (C), Nevado (N) y Atenquique (A).

Los modelos de las anomalías de campo magnético, indican que los cuerpos fuente pueden extenderse cientos de metros a profundidad (Fig. 5-4), aunque existe una considerable incertidumbre en las variaciones de las propiedades magnéticas a profundidad. Los datos de las anomalías sugieren que las variaciones temporales en la magnetización en la zona del volcán están causadas por cambios en la temperatura. En particular el proceso de magnetización/desmagnetización bajo el cono y áreas asociadas en la actividad eruptiva pueden contribuir a los cambios. Los mecanismos potenciales para los procesos de calentamiento/enfriamiento pueden incluir movimientos del magma, así como un sistema

hidrotermal activo con fuerte actividad fumarólica e interacciones de agua subterránea. Un bajo magnético de 1500-2500 nT está asociado al cono volcánico y a la caldera de avalancha. Los cambios temporales observados se superponen sobre estas altas amplitudes con anomalías magnéticas de baja frecuencia.

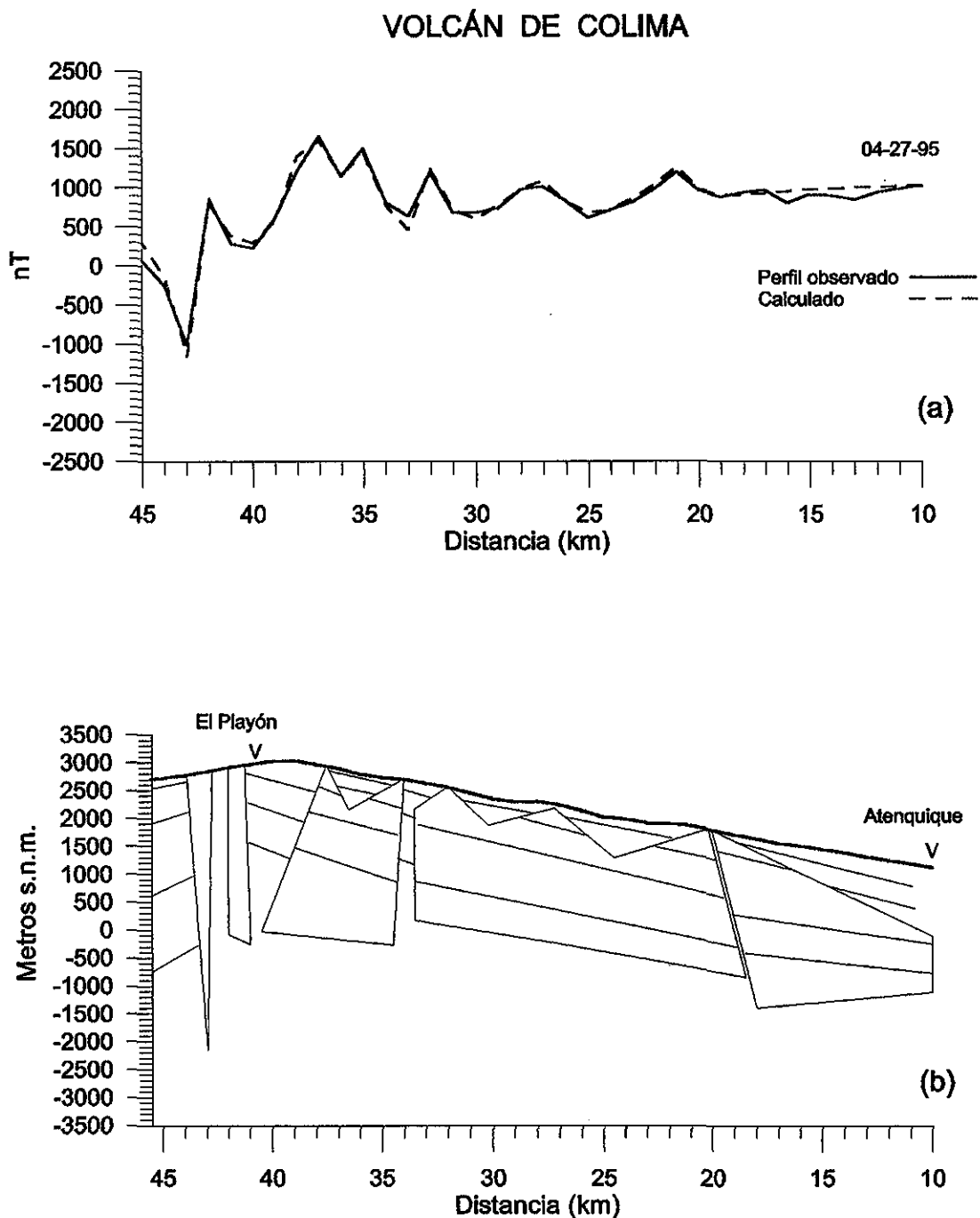


Fig. 5-4 Modelo magnético de la sección El Playón - Atenquique. En las gráficas (a) se presenta la intensidad de Campo Magnético Total observada y calculada, apreciándose un buen ajuste entre las dos, en (b) se observa el perfil topográfico y los cuerpos fuentes que sirvieron para el modelo magnético. Obsérvese que los cuerpos fuentes se extienden a cientos de metros a profundidad.

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

### 5.3.2 Sección El Playón

En la primera etapa de este estudio se observó que de los tres dominios magnéticos interpretados en la sección Atenquique-El Playón de 35 km de largo y ubicada en el flanco E del volcán, el sector C (Volcán de Colima, Fig. 5-5), presentó los cambios magnéticos más notorios en tiempo y espacio, por lo que se procedió a ubicar una serie de estaciones de lectura del campo magnético dentro y fuera del piso del cráter del protovolcán de Colima, la mayoría de ellas ubicadas en la zona denominada El Playón.

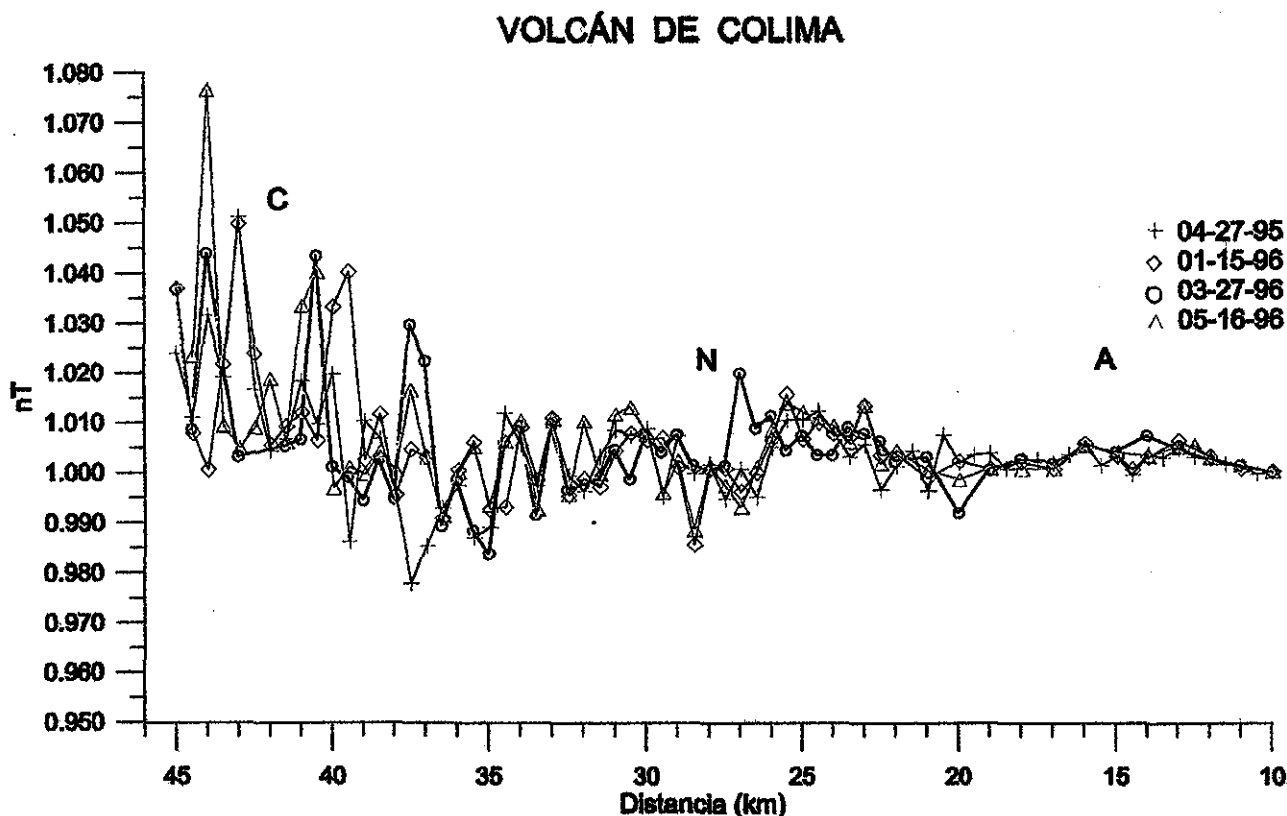


Fig. 5-5 Perfiles magnéticos normalizados de las mediciones del campo total realizadas en la sección El Playón – Atenquique y en donde se observa que las variaciones magnéticas mayores se presentan en el sector Colima (C).

Las estaciones de lectura se ubicaron a lo largo de una sección de casi 7 km de longitud, de la estación km 39.3 a la km 46. Ubicándose las estaciones de lectura con mojoneas y a una distancia entre 200 y 500 metros entre cada dos estaciones. Estas estaciones de lectura del campo magnético se reocupan periódicamente. Los datos magnéticos están corregidos por variación diurna y las mediciones de campo total fueron tomadas con magnetómetros de precesión nuclear marca Geometrics G-856 y G-816/826-A.

Las estaciones de lectura se reocuparon en cinco ocasiones diferentes en 1998; abril 21, mayo 21, junio 07, noviembre 02 y diciembre 20. En la Fig. 5-6 se resumen los cinco levantamientos magnéticos.

## VOLCÁN DE COLIMA

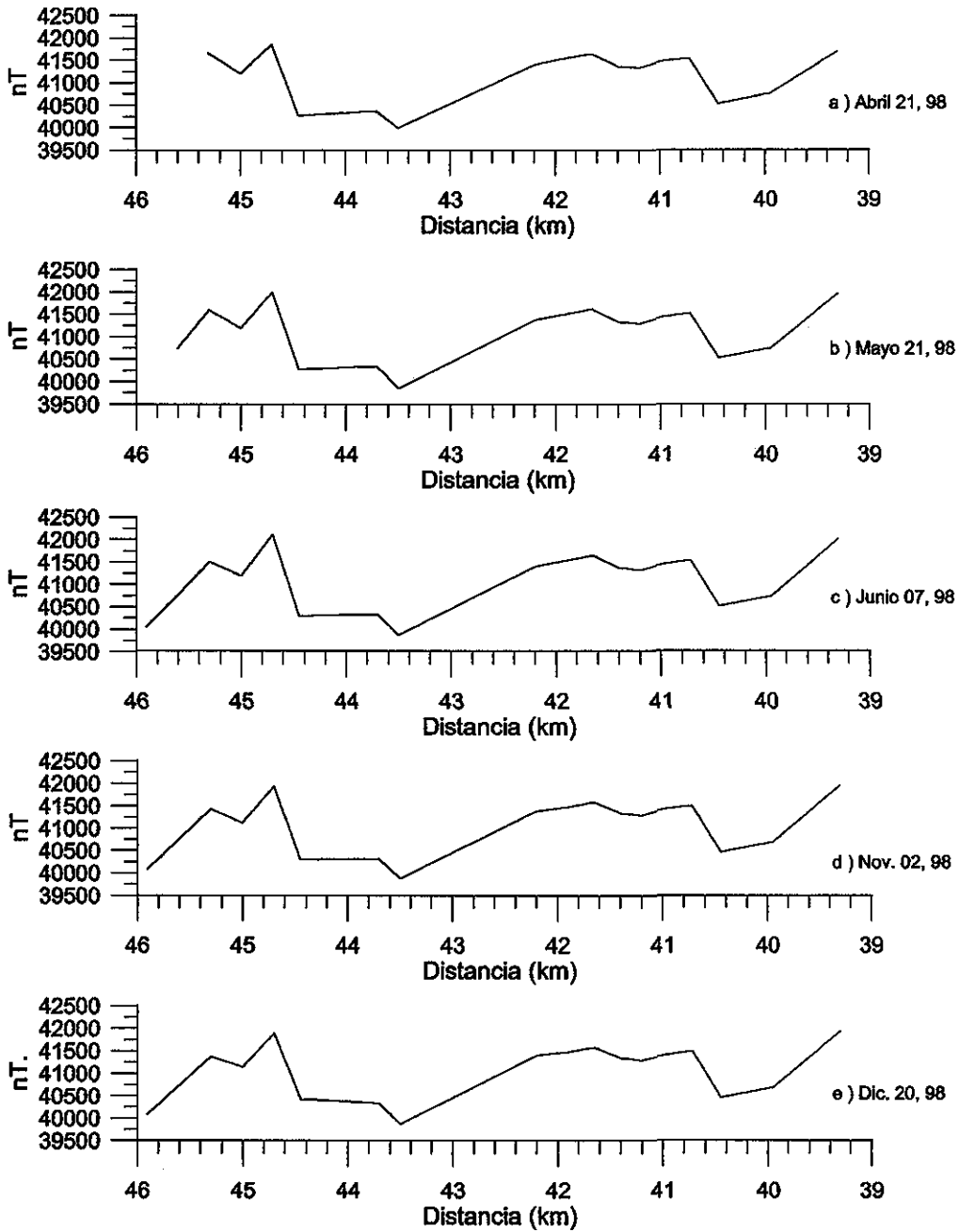
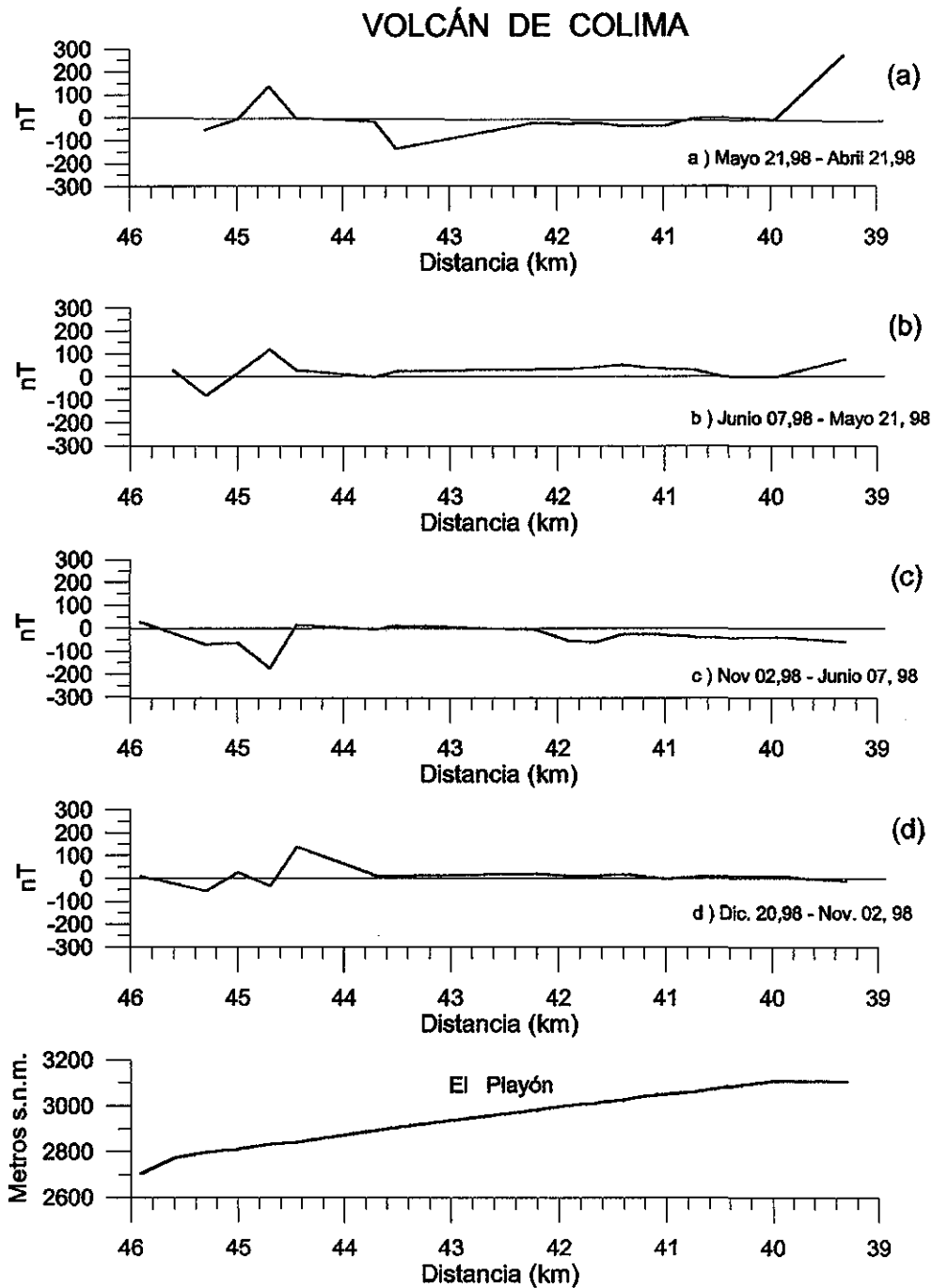


Fig. 5-6 Perfiles magnéticos de las cinco mediciones de la intensidad de campo magnético total realizadas en la zona de El Playón (sector magnético C) entre abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998.

En la Fig. 5-7 se pueden observar las diferencias entre cada dos conjuntos de mediciones vecinas realizadas en 1998. Se observa (Fig. 5-7a) que la intensidad de magnetismo en la mayor parte de la sección disminuyó de mayo 21 con respecto a abril 21; por el contrario las mediciones de junio 07 (Fig. 5-7b) muestran un incremento de la intensidad de magnetismo respecto de las

de mayo 21; las mediciones de la intensidad de magnetismo de noviembre 02 (Fig. 5-7c) en relación con junio 07 muestran una clara disminución en la mayor parte de la sección. La intensidad de magnetismo en el volcán tuvo un ligero incremento de diciembre 20 con respecto de noviembre 02 de 1998 (Fig. 7d).



**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

Fig. 5-7 Diferencias entre cada dos conjuntos de mediciones consecutivas de la intensidad de campo magnético total realizadas en la zona de El Playón entre abril 21 y diciembre 20 de 1998.



Existen seis estaciones (Fig. 5-8) que se midieron desde abril 27 de 1995 hasta diciembre 20 de 1998, en este lapso de tiempo estas estaciones se reocuparon en nueve ocasiones diferentes. Existe una mojonera por cada estación con un señalamiento para su lectura, por lo que la estación se ubica con una precisión de 1 centímetro.

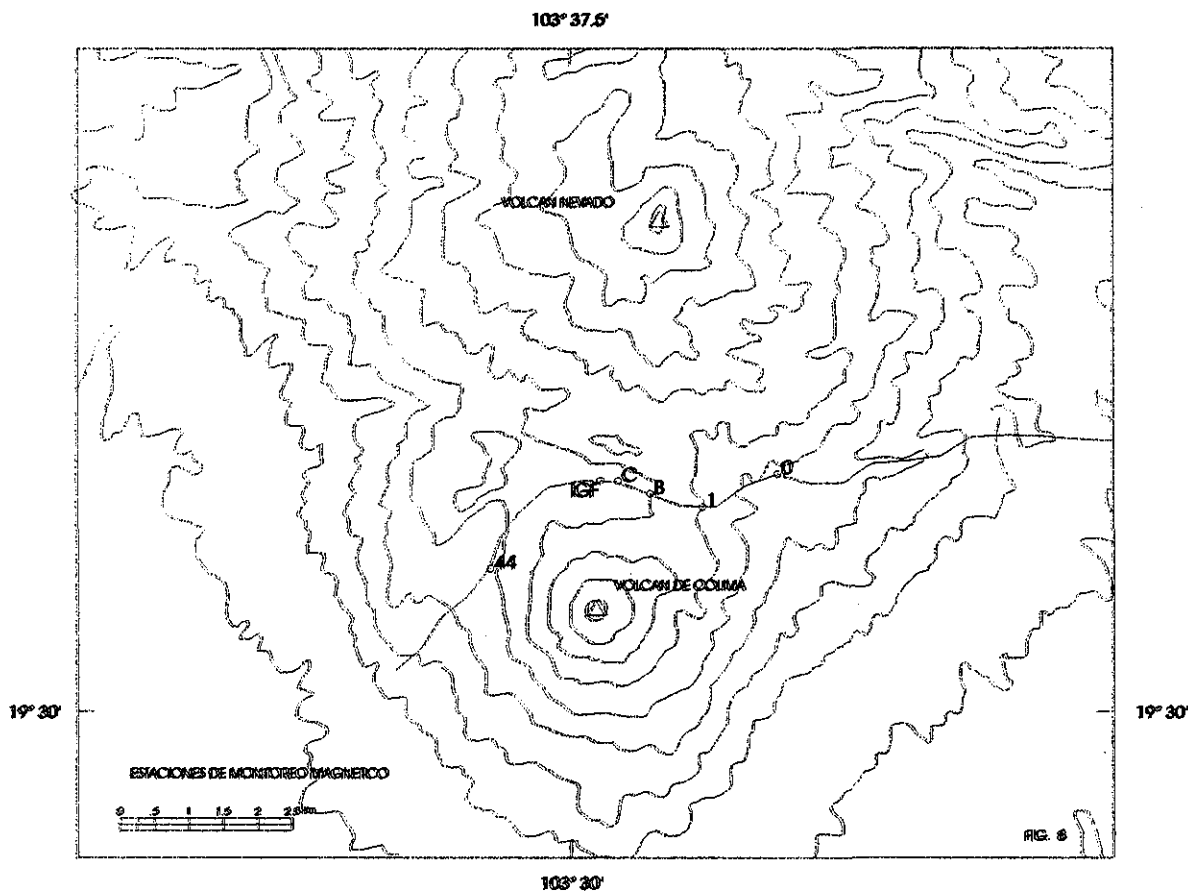


Fig. 5-8 Ubicación de las seis estaciones en las que se monitoreó la intensidad de campo magnético total en el sector Colima de abril 25 de 1995 a diciembre 20 de 1998.

La primera de estas estaciones se ubica al inicio del Parque Nacional Volcán de Colima (2950 msnm), es decir, que se localiza en la estribación E del Volcán de Colima y se identifica como estación 0 (Fig. 5-9). La segunda estación se sitúa en el límite exterior del protovolcán (3150 m) y se identifica como estación 1 (Fig. 5-10). La tercer estación se localiza al iniciar el protovolcán y se llama estación B (3080 m, Fig. 5-11). La cuarta se sitúa entre el límite interior del protovolcán y el área conocida como El Playón (3060 m) y se identifica como estación C (Fig. 5-12). La quinta estación se localiza en la zona de El Playón y tiene el nombre de IGF-3 (Fig. 5-13), por ser ésta una mojonera del Instituto de Geofísica (3050 m). La sexta estación se asocia a un área correlacionada con una zona de debilidad, probablemente una falla (2905 m), se sitúa próxima a la estación sísmológica Soma del RESCO, se denomina km 44 (Fig. 5-14).

Al analizar en conjunto todas estas estaciones magnéticas (Fig. 5-21) se observa que la mayoría de ellas presentan una disminución entre la primera (abril 27 de 1995) y última lecturas (diciembre 20 de 1998) de la intensidad del CMT. El comportamiento magnético de cada una de las estaciones está correlacionado con su ubicación respecto al cráter. Las intensidades magnéticas ( $> 42,000$  nT) de las estaciones ubicadas al E del cráter (0 y 1) son mayores que la ubicadas en el área del protovolcán ( $<42,000$  nT) y de éstas, las ubicadas en la cercanía con los límites del protovolcán presentan intensidades de campo magnético menores (estación B). La estación magnética ubicada en el Parque Nacional (estación 0) muestra lo que sería el comportamiento normal del campo magnético asociado a un flanco de una estructura volcánica, observándose una disminución constante de la intensidad magnética que probablemente esté asociada a la variación secular en la zona, exhibe una clara disminución de la intensidad del magnetismo entre abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996 (Fig. 5-9), así como una recuperación de la intensidad del magnetismo en marzo 27 de 1996. La estación que presenta los mayores contrastes en la susceptibilidad magnética es la estación 1 (Figs. 11 y 21), la cual se ubica en el límite de la caldera del protovolcán. Esta zona está sometida, por un lado, a variaciones termomagnéticas y por otro a efectos piezomagnéticos

El comportamiento magnético que muestran las estaciones ubicadas en el área de El Playón (estaciones C y IGF) se correlaciona a un cambio moderado y constante de la intensidad de campo magnético (Fig. 5-21).

Se efectuó un estudio del comportamiento magnético de cada estación durante un periodo de 36 meses en los que se realizaron mediciones de la intensidad, espaciadas en tiempo desde un mes hasta 23 meses. Los resultados se analizan a continuación.

### 5.3.2.1 Estación 0

Ubicada en el flanco E del Volcán de Colima (Fig. 5-8) presenta una alta intensidad magnética y su comportamiento en general es "normal", es decir, presenta una clara variación secular, sólo en el mes de enero de 1996 presenta una "anomalía" asociada con un decremento anormal de la intensidad de campo magnético (Figs. 5-9 y 5-21).

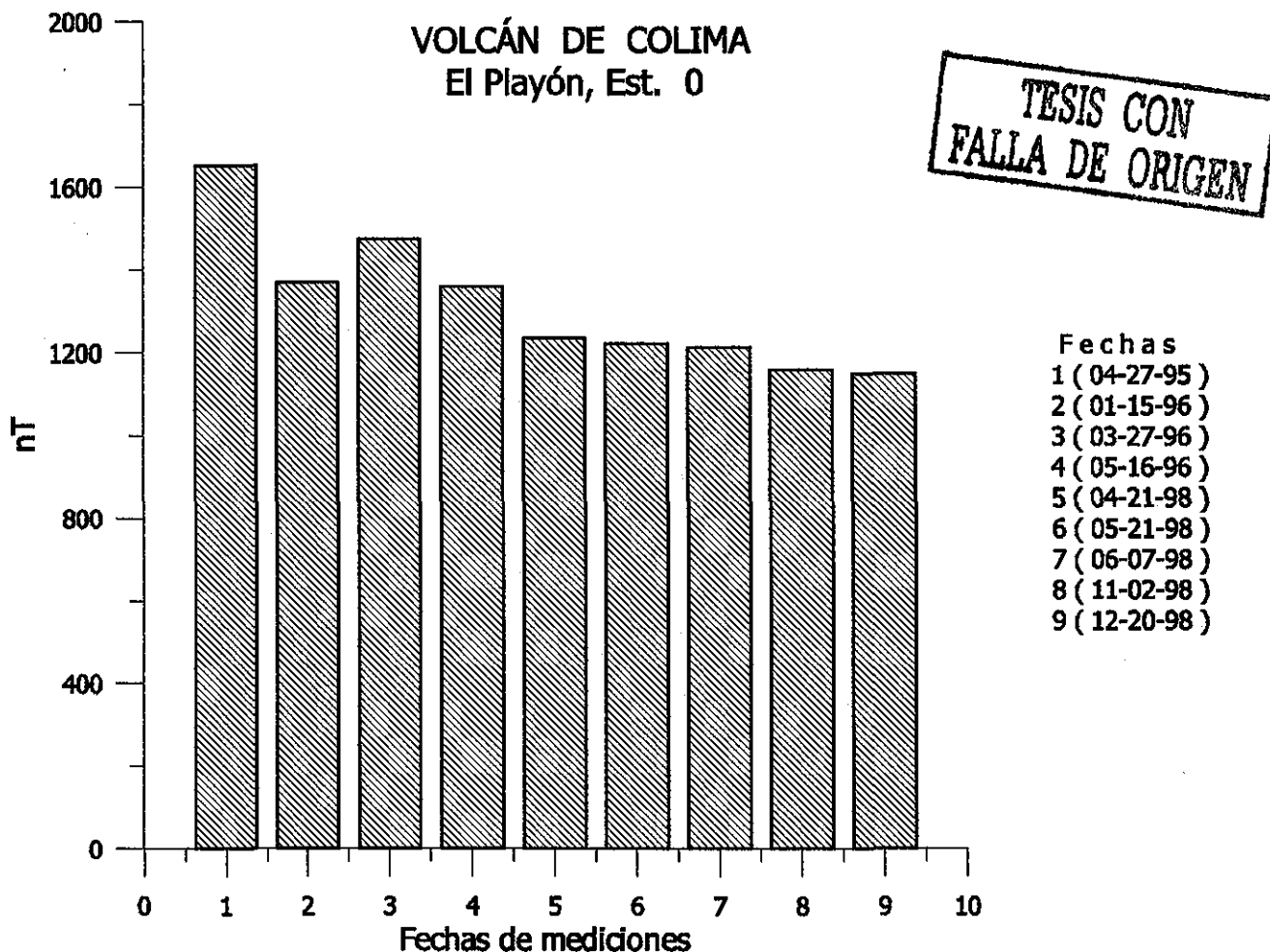


Fig. 5-9 Estación 0 de monitoreo magnético. En la gráfica se observan las diferentes mediciones de la intensidad de campo geomagnético. A las intensidades magnéticas les fue extraído el valor de la intensidad campo geomagnético de referencia (IGRF).

Las variaciones magnéticas que presenta esta estación respecto a las ubicadas en el cráter del protovolcán, se pueden asociar en tres grupos, uno conformado por las estaciones que tienen un paralelismo como el que constituyen las estaciones 0, B, C e IGF y que no generan ninguna anomalía magnética clara (Fig. 5-10). El segundo está asociado a la diferencia magnética entre las estaciones 0 y km 44; de marzo 27 y mayo 16 de 1996 en donde existe una anomalía de la intensidad de campo. La estación 1 conforma el tercer grupo, y presenta las variaciones más

fuertes con respecto a la estación cero (0). La diferencia en la intensidad magnética entre estas dos estaciones genera anomalías en las mediciones de enero 15, marzo 27 de 1996 y abril 21 de 1998.

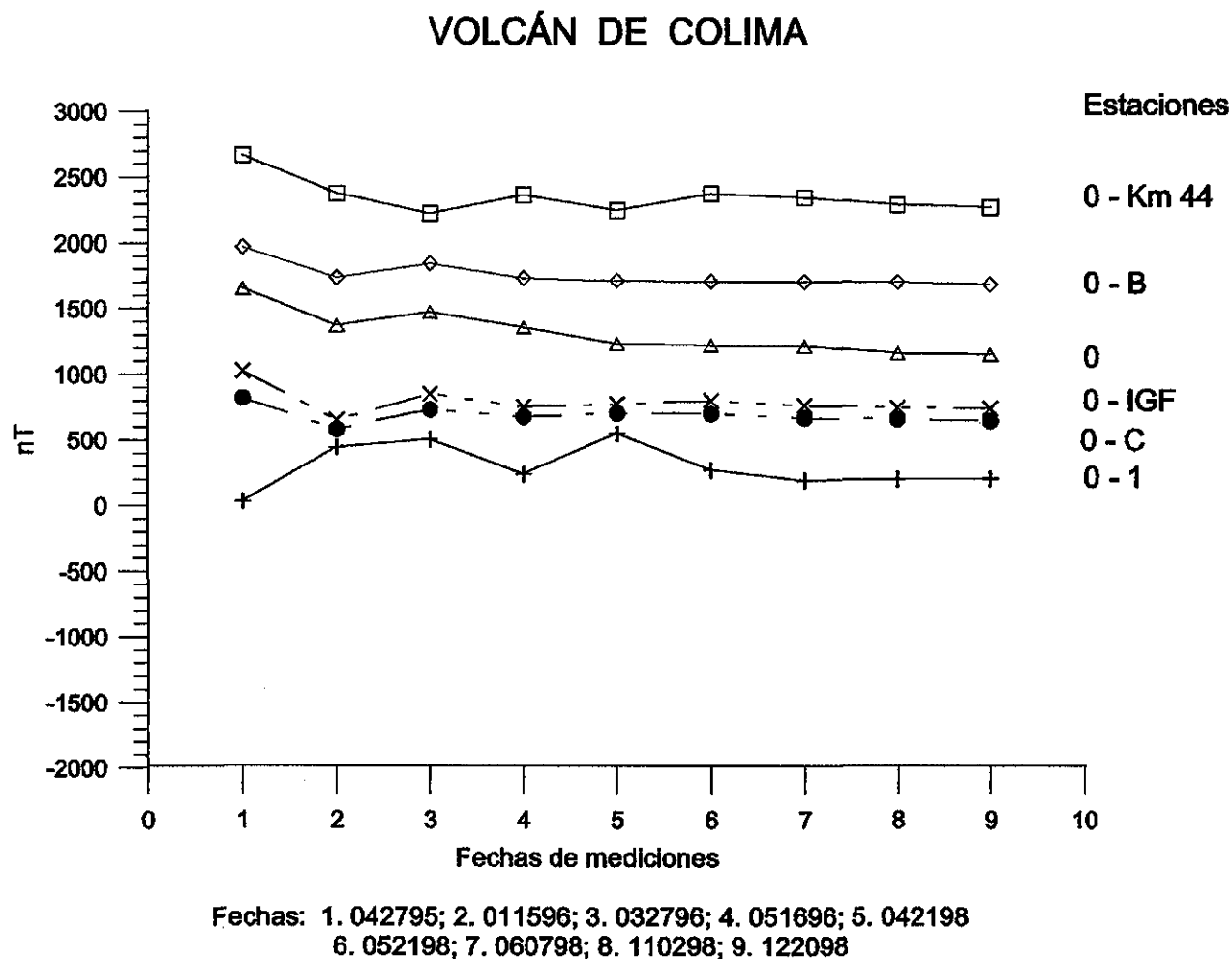


Fig. 5-10 Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad de campo geomagnético entre la estación 0 y las otras estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998. La estación 0 se ubica en el flanco E del Volcán de Colima.

#### 5.3.2.2 Estación 1

Esta estación se ubica entre el límite interno y externo de la caldera del protovolcán (Fig.5- 8), presenta fuertes contrastes en la intensidad del campo magnético.

La estación registró una serie de comportamientos magnéticos de abril 27 de 1995 a enero 15 de 1996, tiene una fuerte disminución en su intensidad magnética, después de eso presenta un periodo de incremento de la intensidad de campo para volver a disminuir en abril 21 de 1998 y retomar otro periodo de incremento de la intensidad hasta junio 07 y de ahí a diciembre 20 de 1998 muestra otro periodo de disminución de la intensidad del campo geomagnético (Figs. 5-11 y 5-21).

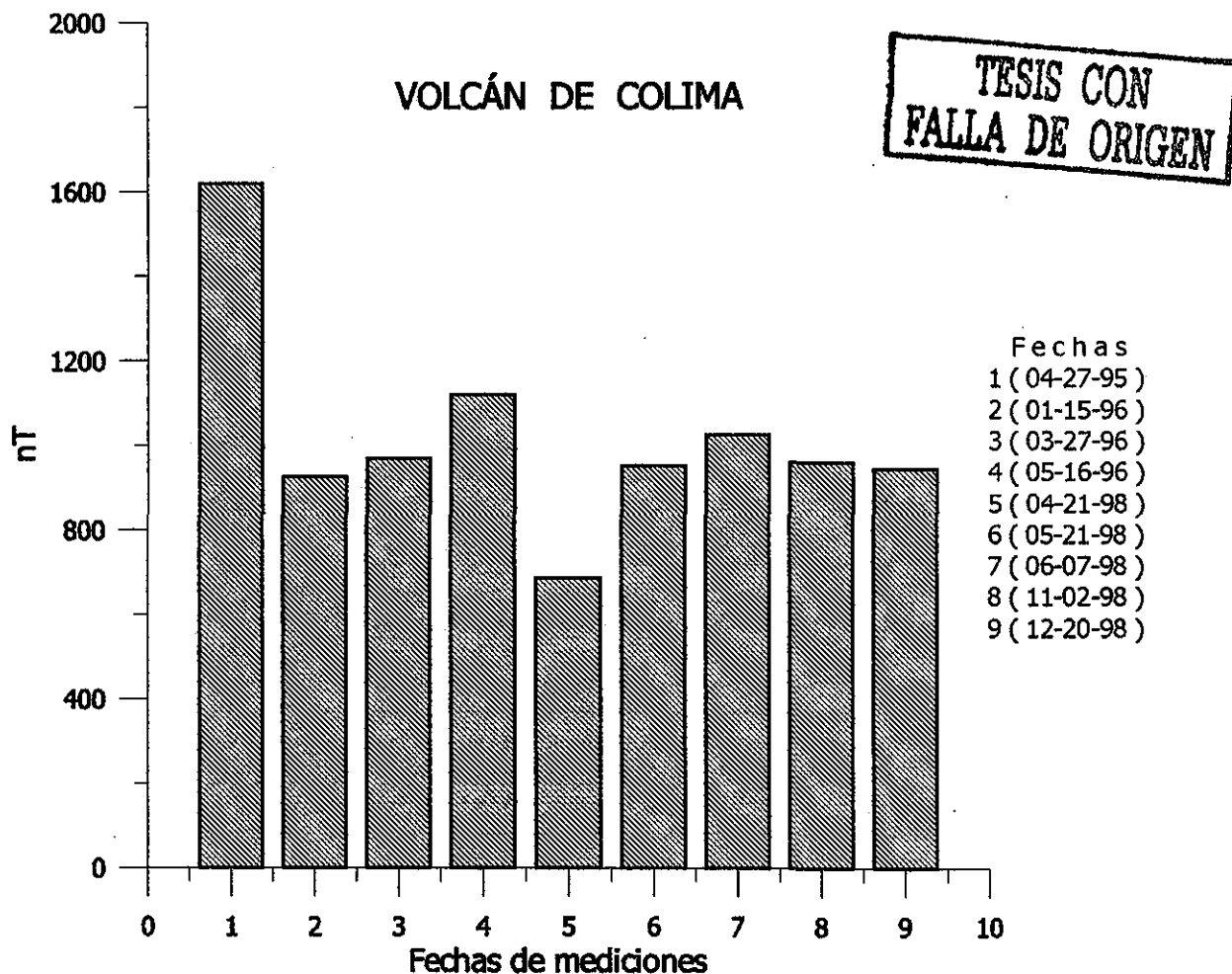
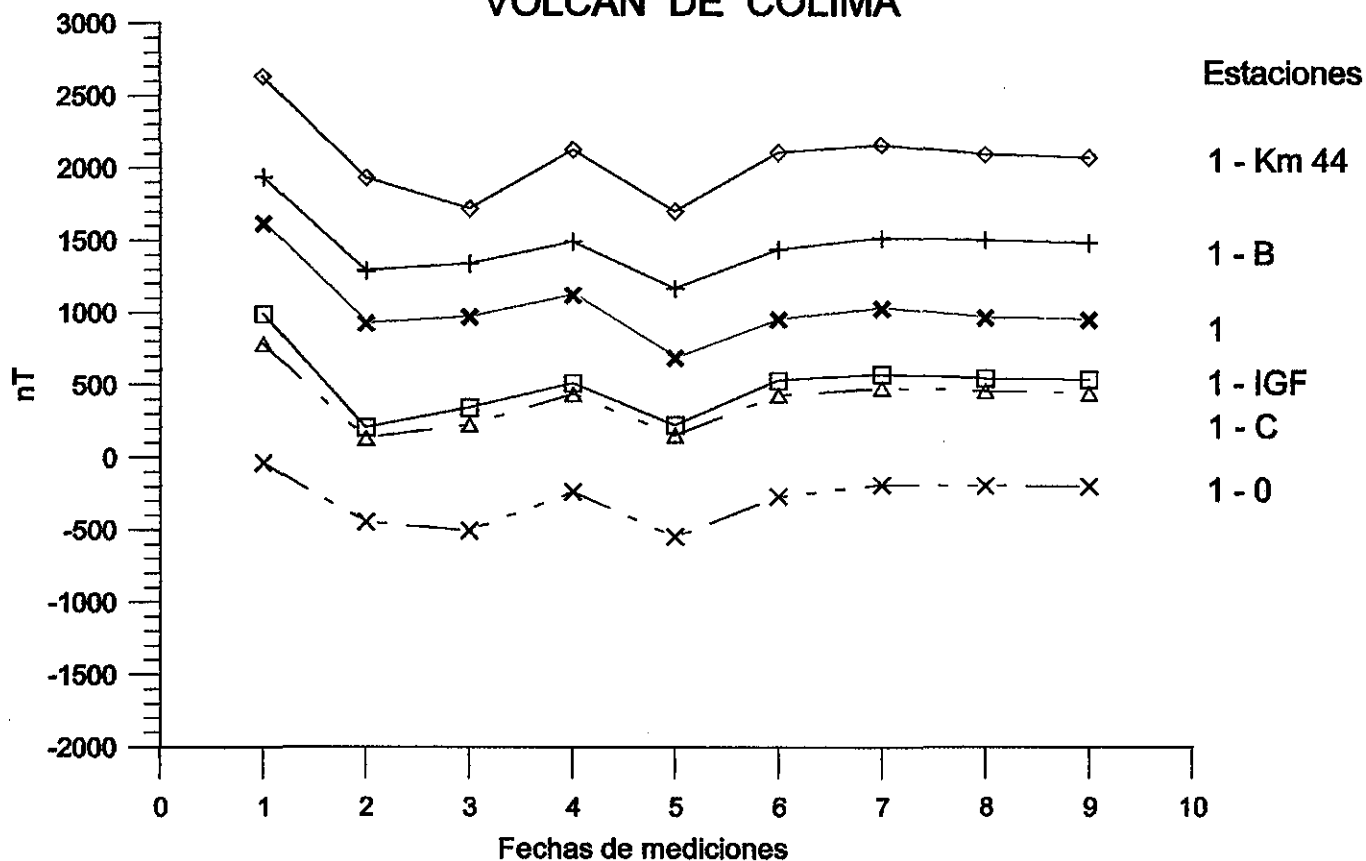


Fig. 5-11 Estación 1 de monitoreo magnético. En la gráfica se observan las diferentes mediciones de la intensidad de campo geomagnético. A los valores magnéticos les fue extraído el valor del IGRF.

Las diferencias con las otras estaciones (Fig. 5-12) no modifica en general el comportamiento magnético de esta estación a excepción de la variación obtenida con las intensidades de campo de marzo 27 de 1996 con la estación km 44. En la diferenciación de las estaciones, la intensidad magnética de la estación 1 es predominante y por eso conserva su comportamiento.

## VOLCÁN DE COLIMA



**Fechas: 1. 042795; 2. 011596; 3. 032796; 4. 051696; 5. 042198**  
**6. 052198; 7. 060798; 8. 110298; 9. 122098**

Fig. 5-12 Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad del campo geomagnético entre la estación 1 y las demás estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 a diciembre 20 de 1998. La estación 1 se localiza en el límite interno y externo de la caldera del protovolcán de Colima.

### 5.3.2.3 Estación B

La estación se localiza en la parte interior (piso) del protovolcán de Colima y cercana al límite de la caldera (Fig. 5-8), presenta en general una disminución de la intensidad de campo magnético mostrando un ligero incremento de noviembre 02 a diciembre 20 de 1998 (Fig. 5-13).

Dentro de las disminuciones de la intensidad de magnetismo que presenta esta estación, exhibe decrementos anormales en la intensidad del campo entre abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996, así como en las mediciones del campo de mayo 16 de 1996 y abril 21 de 1998. En las intensidades magnéticas de junio 27 a noviembre 02 de 1998 existe una disminución mayor que la que venía presentando desde abril de 1998 (Fig. 5-13).

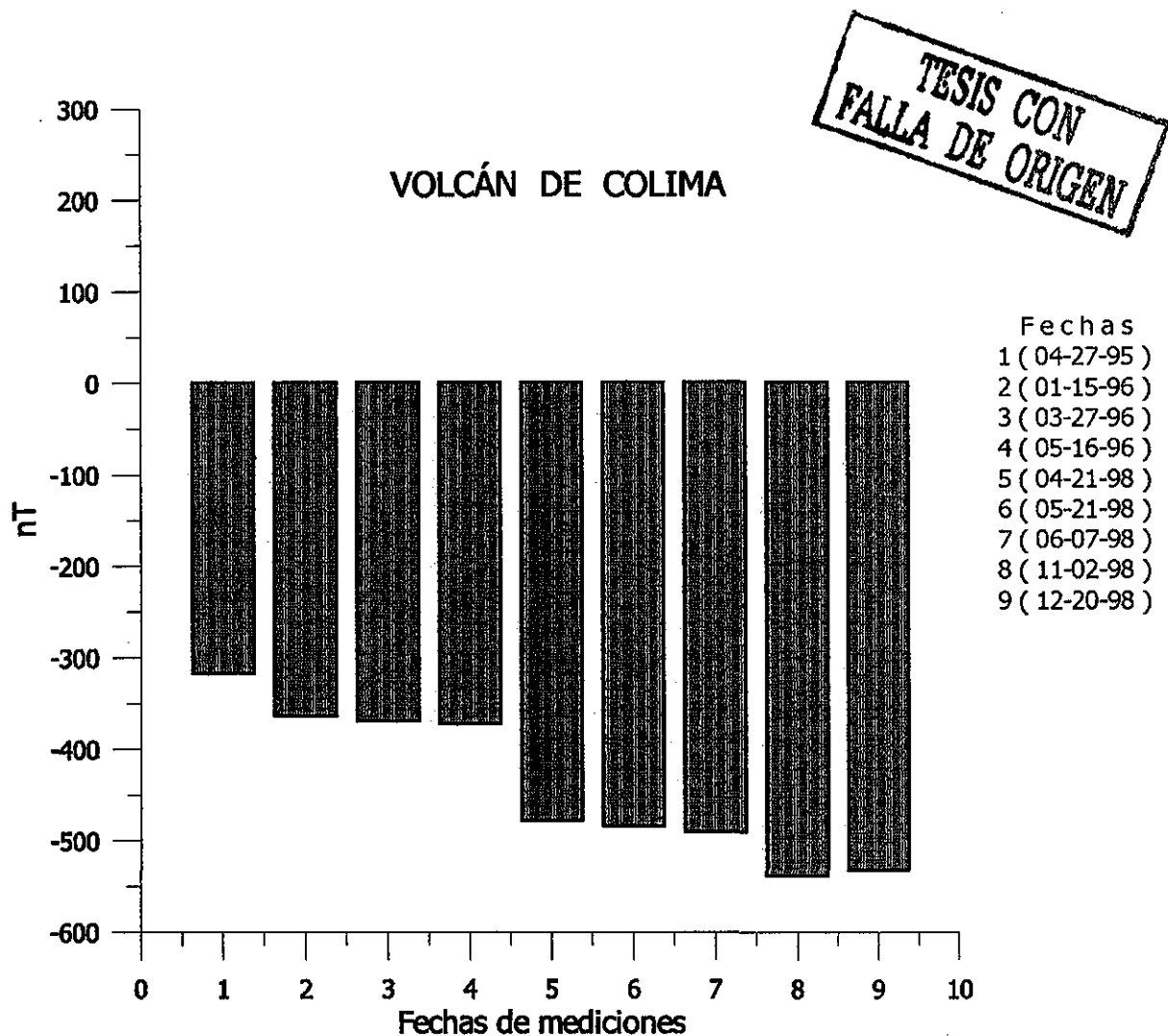
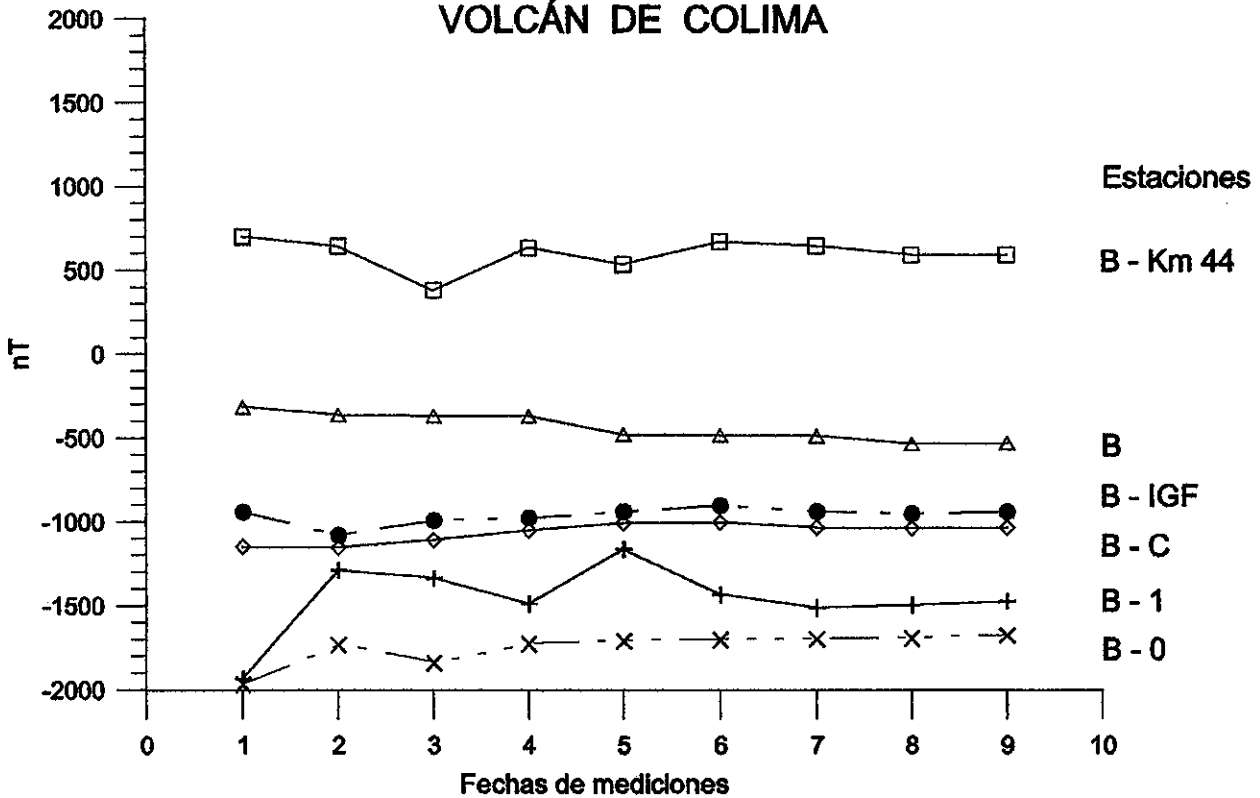


Fig. 5-13 Estación B de monitoreo magnético. En la gráfica se observan las diferentes mediciones de la intensidad de campo geomagnético. A los valores magnéticos les fue extraído el valor del IGRF. Nótese que esta estación presenta valores negativos respecto al CMT.

La comparación de esta estación con el resto de estaciones genera resultados muy diversos; con tocante a la estación 0, presenta una discreta anomalía magnética entre las lecturas de abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996; la variación de la estación 1 con respecto a esta estación, presenta fuertes contrastes de magnetismo entre las estaciones de abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996, así como en abril 21 de 1998; el comportamiento magnético de las estaciones C e IGF en conexión con la estación B, es muy similar, se puede observar una discreta anomalía entre las estaciones enero 15 y mayo 16 de 1996 (Fig. 5-14). La comparación y diferencia entre la intensidades de campo magnético medidas entre las estaciones B y km 44 genera una anomalía en las mediciones de marzo 27 de 1996 (Fig. 5-14).

## VOLCÁN DE COLIMA



**Fechas: 1. 042795; 2. 011596; 3. 032796; 4. 051696; 5. 042198**  
**6. 052198; 7. 060798; 8. 110298; 9. 122098**

Fig. 5-14 Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad de campo geomagnético entre la estación B y las otras estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998. La estación B se ubica en la parte interior del protovolcán de Colima y cercana al límite de la caldera.

### 5.3.2.4 Estación C

Situada en la zona de El Playón (piso del protovolcán, Fig. 5-8), la estación presenta en los valores de la intensidad de campo magnético una disminución aproximadamente constante de abril 27 de 1995 a mayo 16 de 1996 (Figs. 5-15 y 5-21); de esta última fecha a abril 21 de 1998 sufre una fuerte disminución en la intensidad del magnetismo, continúa con un discreto decremento de intensidad de campo hasta mayo 21; en junio 07 de 1998 los valores de la intensidad parecen reponerse con un ligero incremento de la intensidad de magnetismo; en noviembre 02 de 1998 con respecto a la fecha anterior vuelve a disminuir; en diciembre 20 de 1998 la intensidad del campo magnético permanece prácticamente igual que en noviembre (diferencia de 2 nT).



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

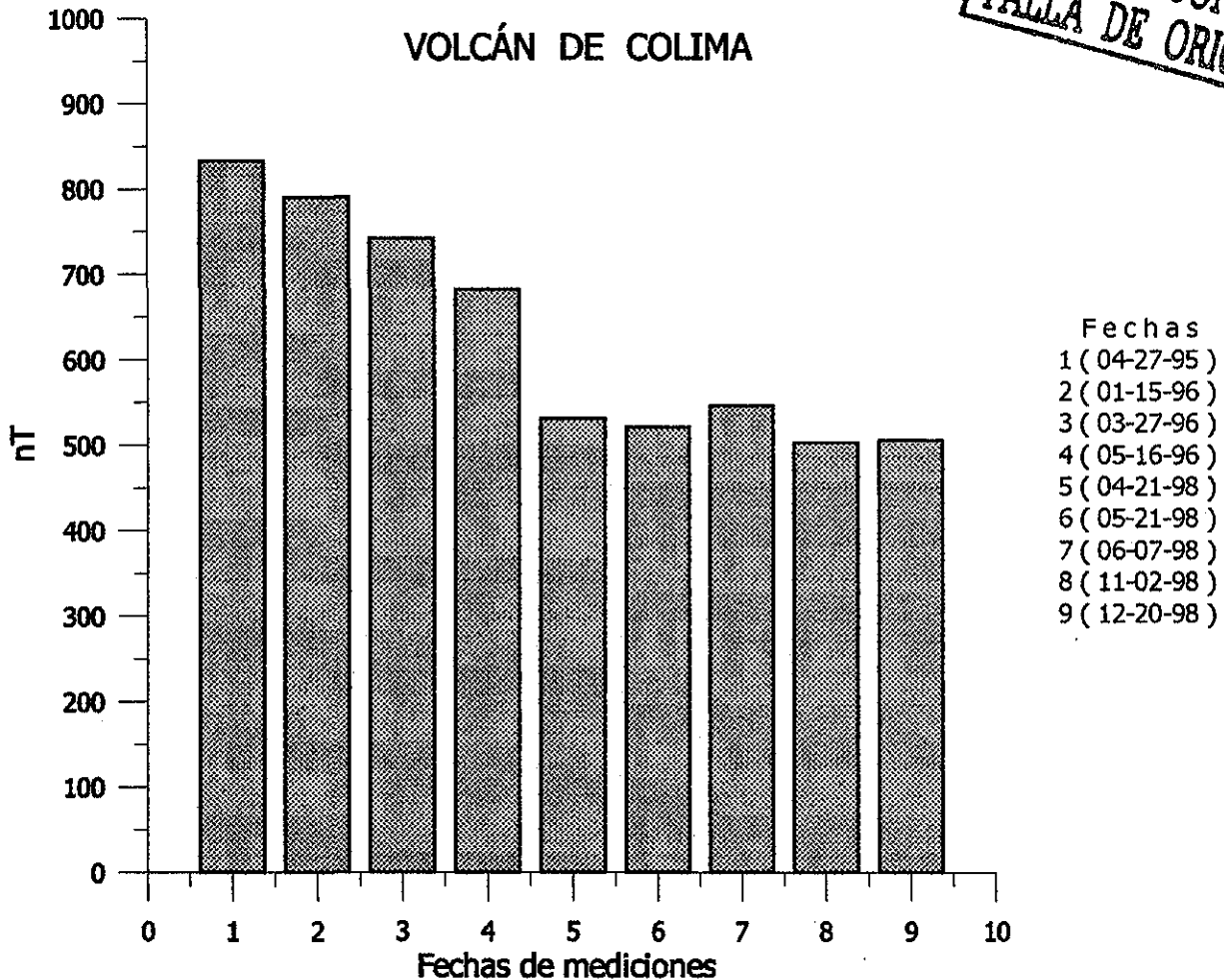
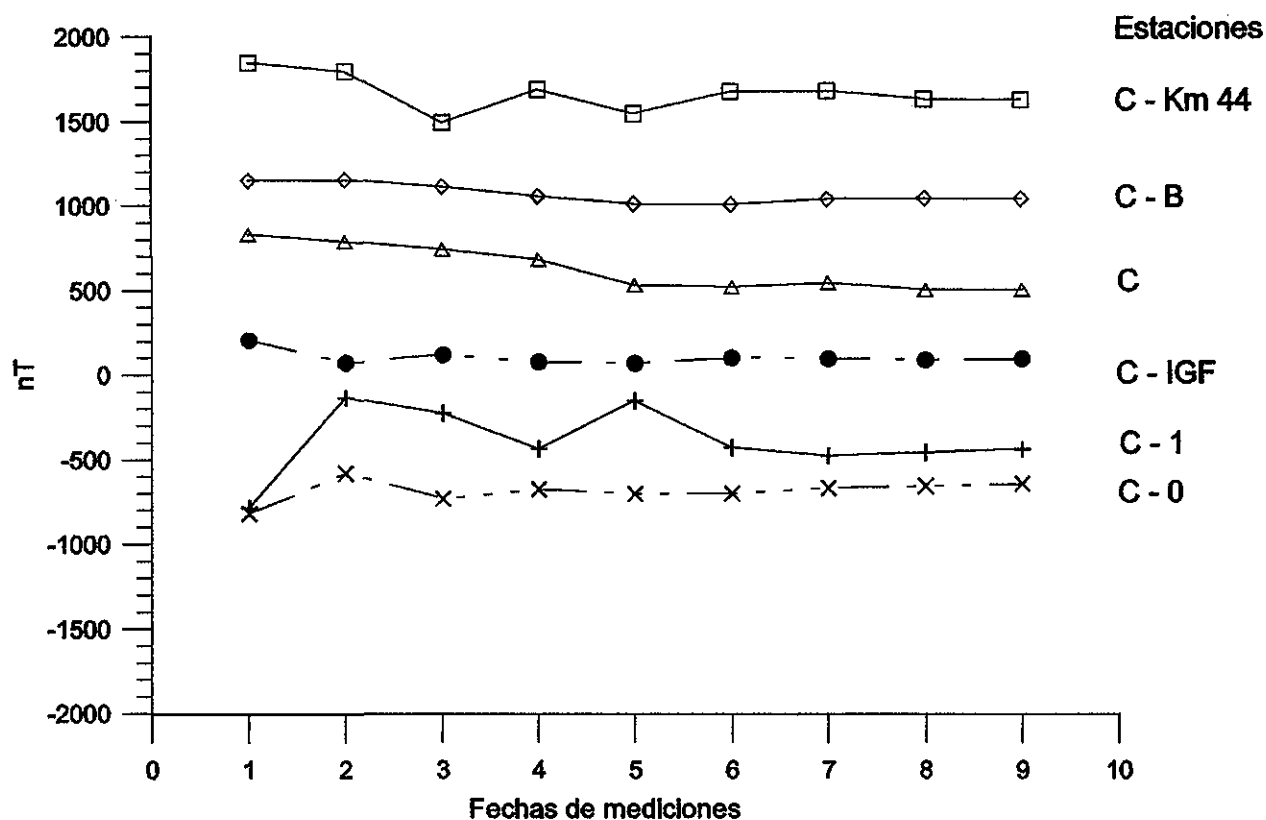


Fig. 5-15 Estación C de monitoreo magnético. En la gráfica se observan las diferentes mediciones de la intensidad de campo geomagnético. A las intensidades magnéticas les fue extraído el valor de la intensidad campo geomagnético de referencia (IGRF).

En la comparación de esta estación con las otras estaciones se observa que con relación a la estación 0, hay una clara distorsión en las mediciones de enero 15 de 1996; en lo relacionado con la estación 1, en enero 15 de 1996 y abril 21 de 1998 presenta claras variaciones en la intensidad del campo magnético; la diferencia entre las estaciones C y B no presenta ninguna distorsión del campo magnético (Fig. 5-16); con respecto a la estación IGF sólo en las mediciones de la intensidad del campo de enero 15 de 1996 se puede observar una discreta variación anormal, en lo concerniente a las diferencias en la intensidad de campo magnético entre las estaciones C y km 44 se observa claramente la existencia de una diferencia anormal en las mediciones de marzo 27 de 1996 y una más discreta en abril 21 de 1998.

## VOLCÁN DE COLIMA



**Fechas: 1. 042795; 2. 011596; 3. 032796; 4. 051696; 5. 042198**  
**6. 052198; 7. 060798; 8. 110298; 9. 122098**

Fig. 5-16 Gráfica que muestra las diferencias en valor de la intensidad de campo geomagnético entre la estación C y las demás estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998. Esta estación se sitúa en el piso del protovolcán de Colima, en la zona conocida como El Playón.

### 5.3.2.5 Estación IGF

Esta estación se localiza en la zona de El Playón (Fig. 5-8). Su comportamiento magnético muestra en lo general una disminución de la intensidad de campo. Presenta dos periodos anómalos magnéticamente: enero 15 de 1996 y junio 07 de 1998, en estas fechas el campo geomagnético se remagnetizó ya que presenta un incremento en su intensidad. Entre mayo 16 de 1996 y abril 21 de 1998 se presentó una disminución anormal de la intensidad del campo magnético (Figs. 5-17 y 5-21).

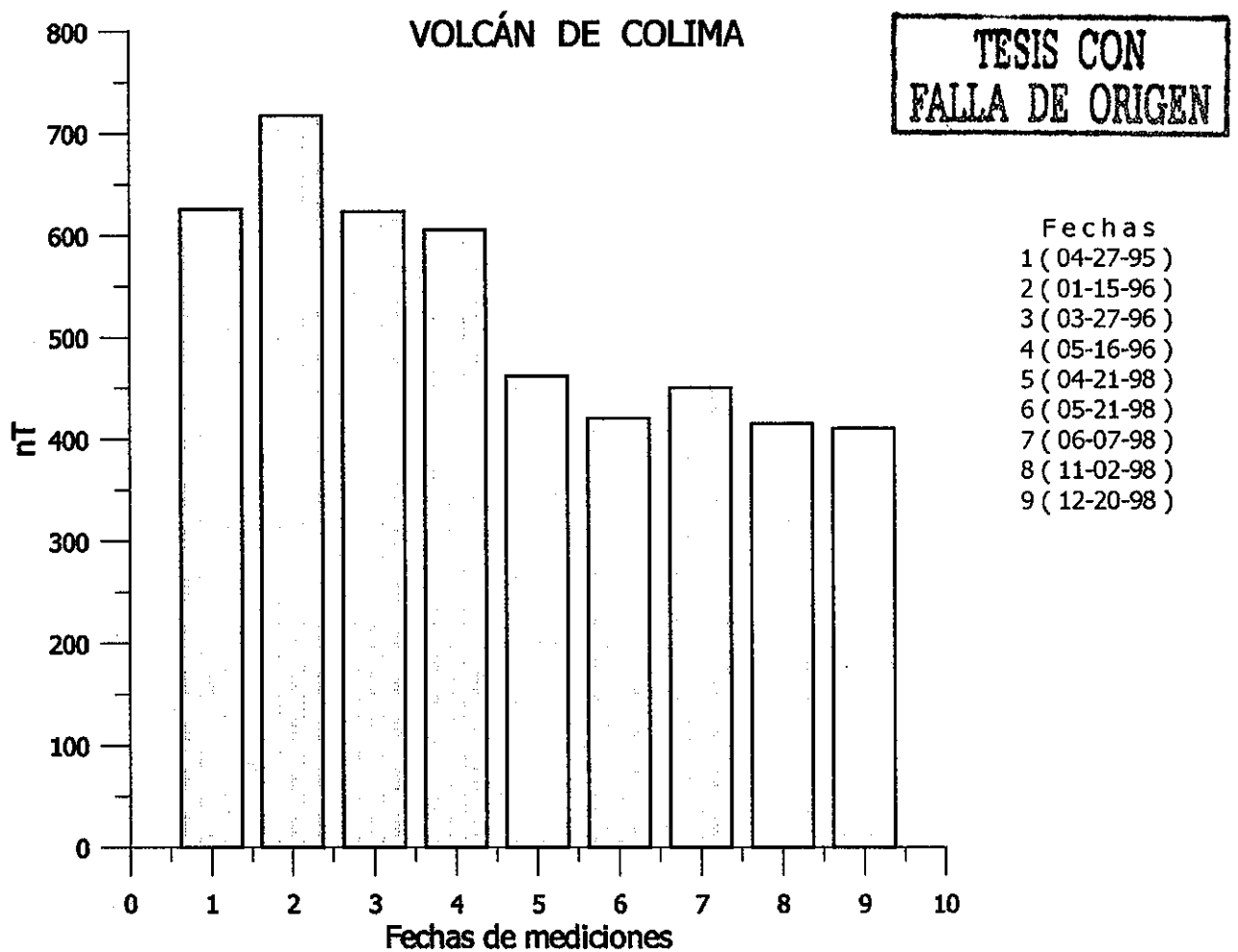
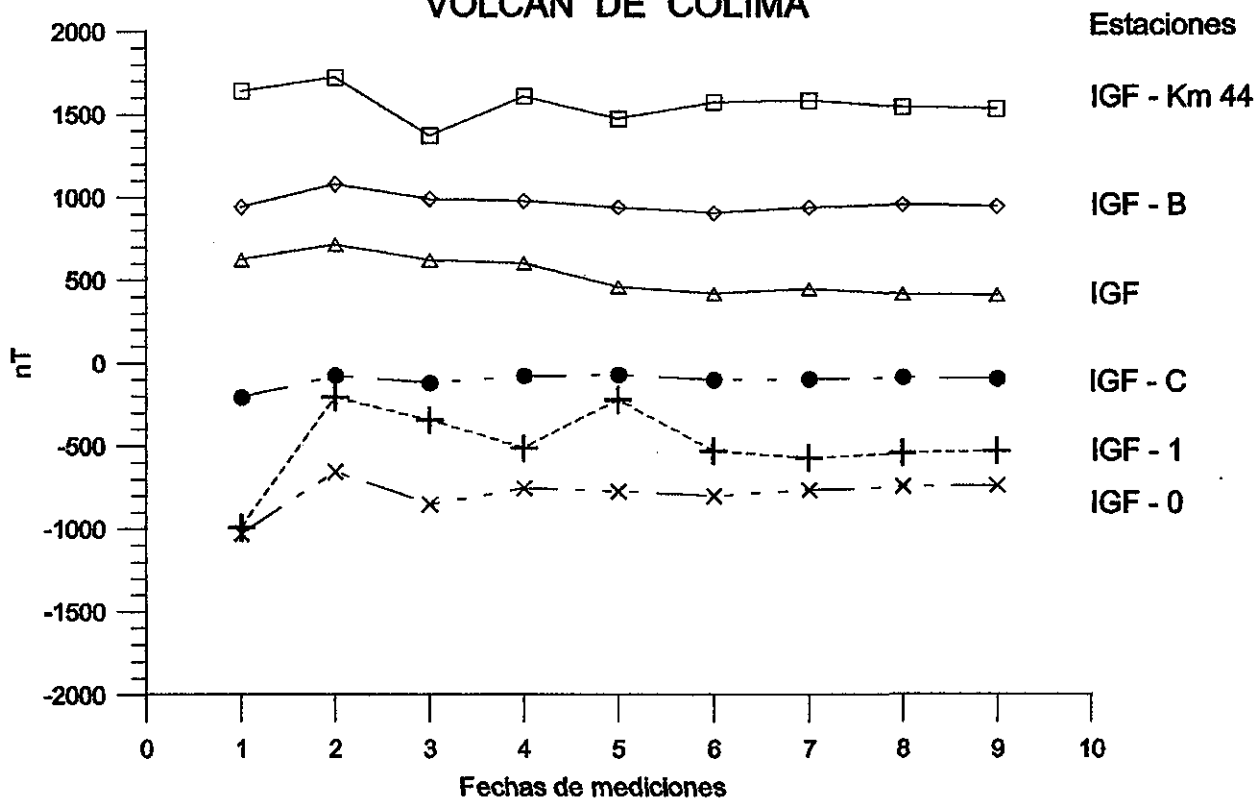


Fig. 5-17 Estación IGF de monitoreo magnético. En la gráfica se observan las diferentes mediciones de la intensidad del campo geomagnético. A las intensidades magnéticas les fue extraído el valor de la intensidad del campo geomagnético de referencia (IGRF).

La diferenciación entre esta estación y las demás estaciones, muestra con respecto a la estación 0 una clara anomalía en las intensidades de campo de entre abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996 (Fig. 5-18); en relación con la estación 1 presenta dos periodos claramente anómalos, el primero entre abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996 y el segundo en abril 21 de 1998 (Fig. 5-18); la variación magnética entre las estaciones IGF y C es muy discreta y se presenta desde abril 27 de 1995 hasta mayo 16 de 1996 (Fig. 5-18); la diferencia entre las estaciones magnéticas IGF y B no muestran ninguna anomalía (Fig. 5-18). En la comparación de las estaciones IGF y Km 44, se observan dos tiempos magnéticamente anómalos, el primero y muy claro en marzo 27 de 1996 y el segundo más discreto en abril 21 de 1998 (Fig. 5-18).

## VOLCÁN DE COLIMA



**Fechas: 1. 042795; 2. 011596; 3. 032796; 4. 051696; 5. 042198**  
**6. 052198; 7. 060798; 8. 110298; 9. 122098**

Fig. 5-18 Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad de campo geomagnético entre la estación IGF-3 y las otras estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998. La estación IGF se localiza en la parte central de El Playón.

### 5.3.2.6 Estación km 44

Esta estación se localiza dentro de la caldera del protovolcán de Colima, pero fuera de la zona conocida como El Playón, se ubica muy cercana a la estación sísmica del RESCO (Red Sísmica de Colima) llamada Soma (Fig. 5-8). La estación está asociada a una zona de debilidad de la corteza que se asocia con una gran fractura y/o falla (Figs. 3-17 y 5-4) lo cual contribuye a que los valores de la intensidad de campo magnético sean bajos. Esta estación presenta un comportamiento magnético cuyas características principales están asociadas con cambios claros en la susceptibilidad magnética en marzo 27 de 1996 y mayo 21 de 1998. A partir de esta última fecha y hasta diciembre 20 de 1998 el campo se comportó con discretos pero continuos cambios en la intensidad del campo magnético (Fig. 5-19 y 5-21).

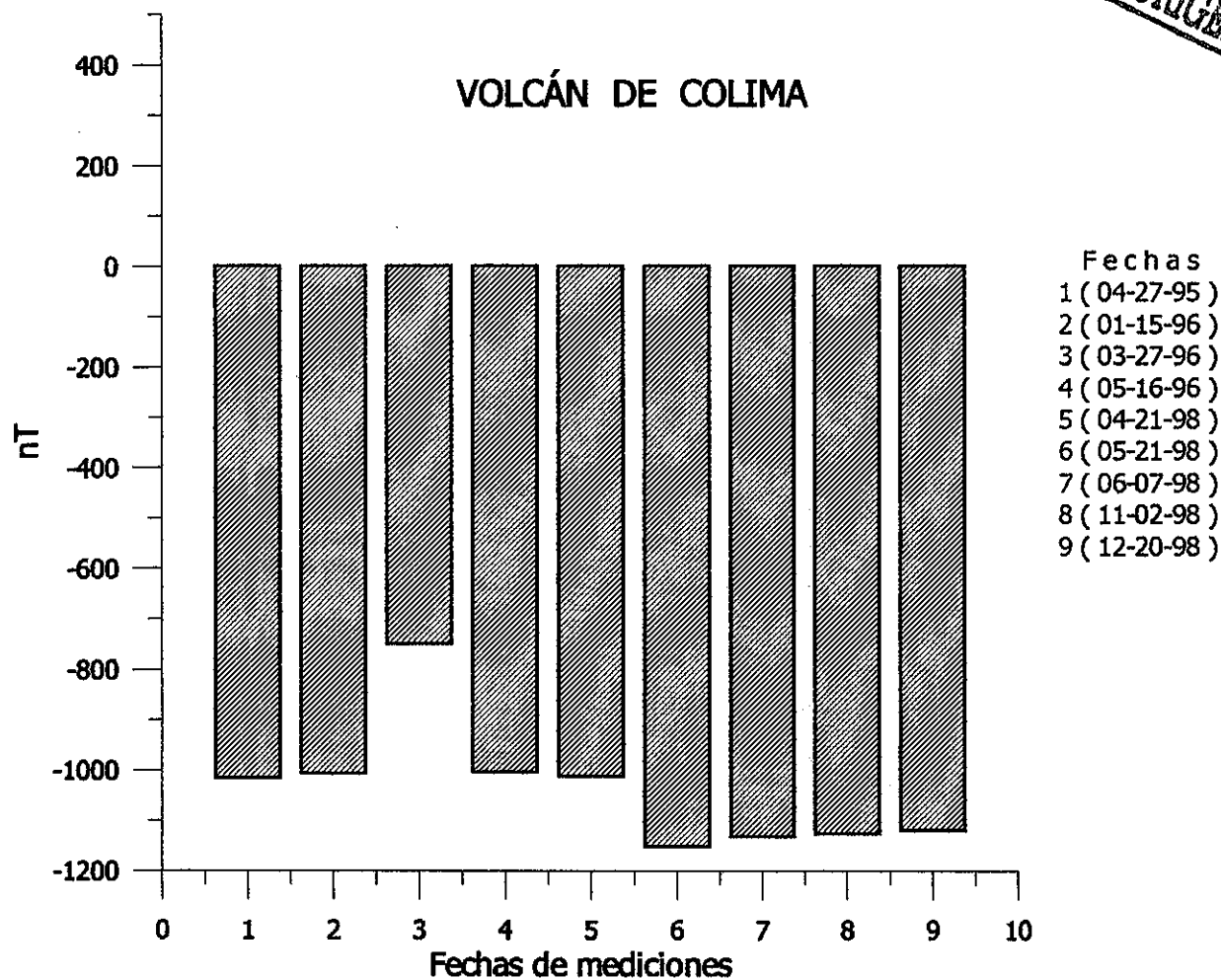
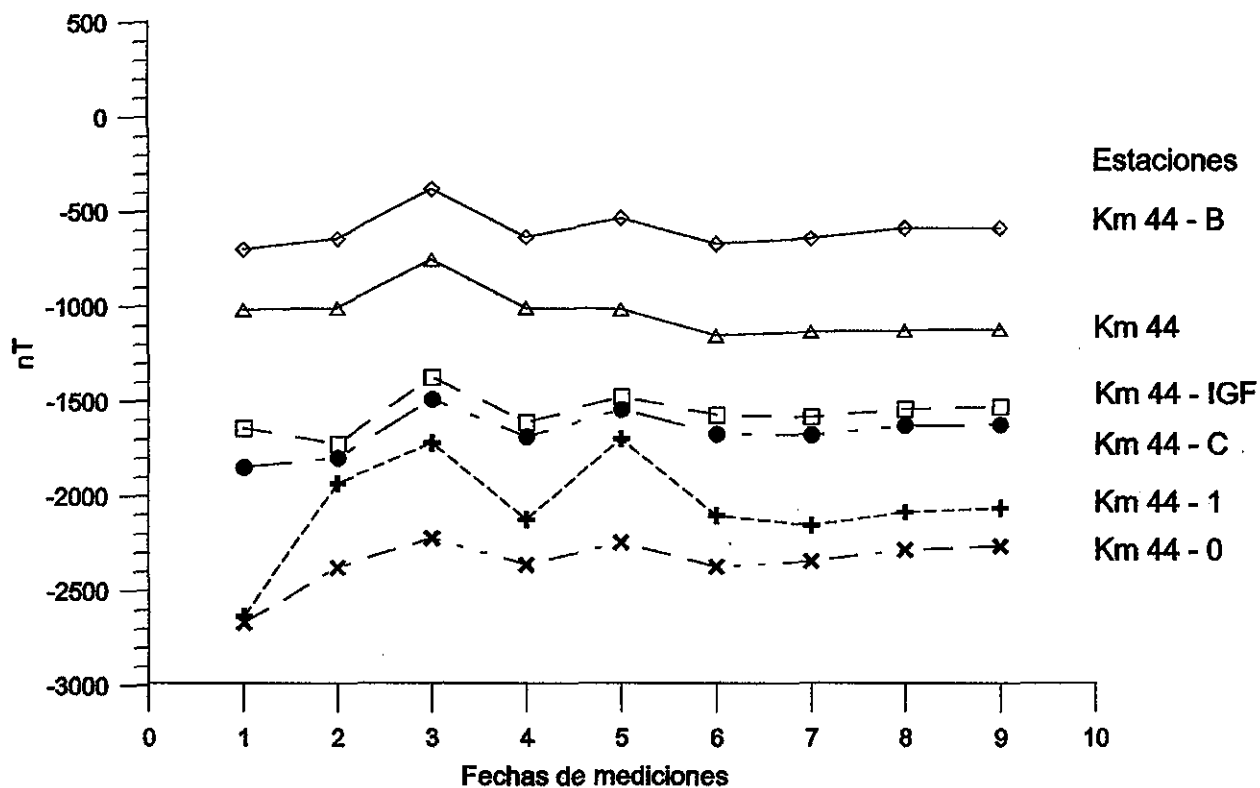


Fig. 5-19 Estación km 44 de monitoreo magnético. En la gráfica se observan las diferentes mediciones de la intensidad de campo geomagnético. A las intensidades magnéticas les fue extraído el valor de la intensidad campo geomagnético de referencia (IGRF).

Las variaciones vulcanomagnéticas entre esta estación y las estaciones B, C y IGF no generan una discordancia magnética fuerte (Fig. 5-20). Con respecto a la estación 1 se muestran unas diferencias anómalas en la intensidad del campo en mayo 16 de 1996 y con respecto a la estación 0, en abril 27 de 1995 y en mayo 16 de 1996, esta última muy discreta.

## VOLCÁN DE COLIMA



**Fechas: 1. 042795; 2. 011596; 3. 032796; 4. 051696; 5. 042198**  
**6. 052198; 7. 060798; 8. 110298; 9. 122098**

Fig. 5-20 Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad del campo geomagnético para cada una de las fechas de medición realizadas entre el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998, entre la estación Km 44 y las demás estaciones del monitoreo magnético. Esta estación se localiza dentro de la caldera del protovolcán, al W de El Playón y su ubicación se relaciona con una zona de debilidad asociada a una falla.

**VOLCÁN DE COLIMA  
El Playón**

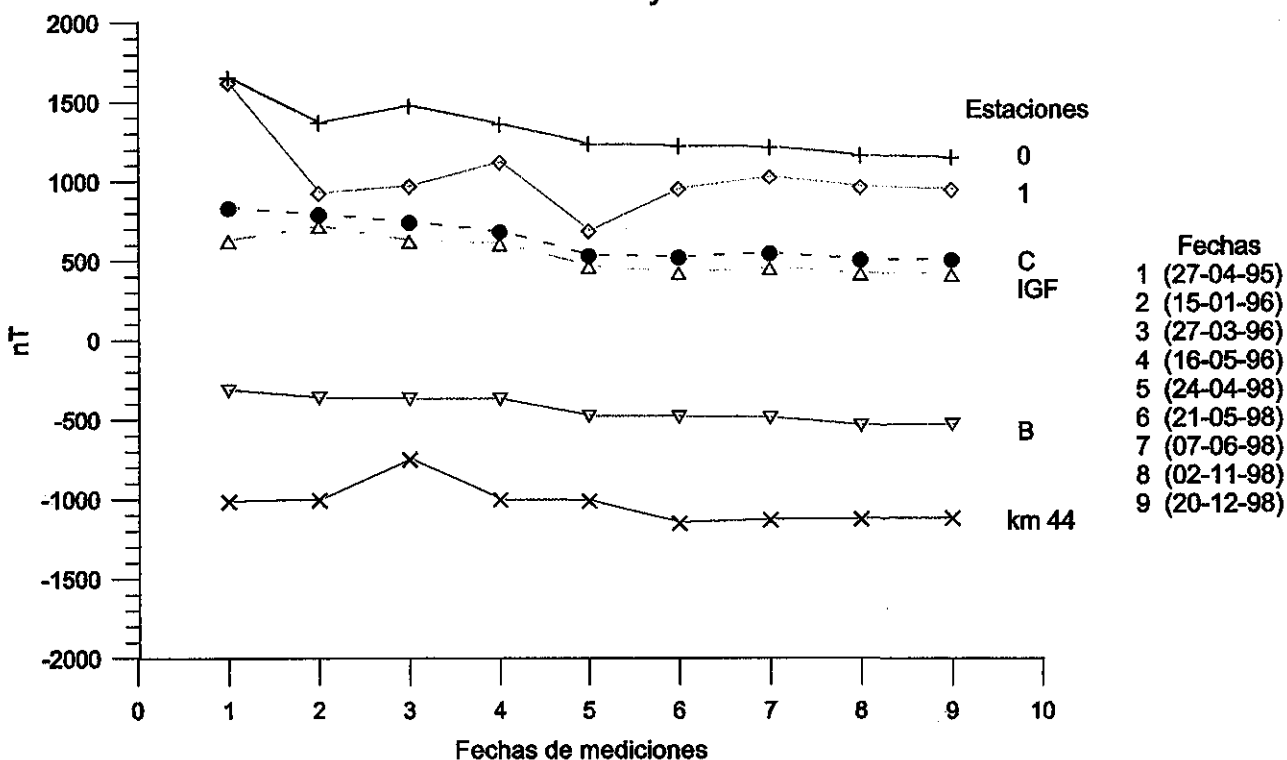


Fig. 5-21 Gráfica que muestra los valores del campo geomagnético observado en las nueve mediciones realizadas entre abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998, en las seis estaciones del monitoreo magnético del Volcán de Colima. A los valores magnéticos se les sustrajo el valor del Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF) de 1995.

**5.3.2.7 Discusión**

La intensidad del campo magnético asociado a la estructura volcánica del Volcán de Colima, tiene cuatro comportamientos: la intensidad del magnetismo del área fuera del volcán, (estación 0, Figs. 5-8 y 5-9), la intensidad del magnetismo en el límite de la caldera del protovolcán (estación 1, Figs. 5-8 y 5-11), la intensidad del magnetismo correlacionado con el piso del protovolcán (El Playón, estaciones C e IGF, Figs. 5-8, 5-15 y 5-17) y el cuarto es el que se asocia a zonas de debilidad como fracturas y/o fallas (estación Km 44, Figs. 5-8 y 5-19).

La intensidad del magnetismo fuera del volcán se toma como un comportamiento normal y nos sirve de nivel base (background) en el análisis del magnetismo en el área. Las estaciones ubicadas en el piso de la caldera del protovolcán de Colima, presentan un magnetismo que sugiere la hipótesis de estar asociado directamente con la cámara magnética y que las variaciones magnéticas están correlacionadas con efectos termales principalmente generados por la reactivación de la cámara.

El magnetismo en la zona límite de la caldera, presenta los mayores contrastes, probablemente porque los límites de la caldera magmática se asocian a fallas y esto implica que además de la contribución (efectos termo-magnéticos) que tiene de la cámara, tiene el asociado a la tensión (efectos piezomagnéticos) que se ejerce en las zonas de debilidad de la caldera al entrar una cámara magmática en reactivación (estación 1).

El magnetismo asociado a zonas de debilidad en la caldera, presenta la mayoría de las veces variaciones discretas, probablemente porque los valores de intensidad de campo son muy bajos con relación a su medio, esto debido probablemente a que dichas zonas están alteradas y los minerales ferromagnéticos se oxidan cambiando la magnetita a hematita (estaciones B y Km 44).

A pesar que la intensidad de magnetismo permite diferenciar zonas dentro de una estructura volcánica, en este estudio se identificaron variaciones vulcanomagnéticas pero no se pudo identificar una señal claramente como precursora a la actividad volcánica, ya que en el momento de hacerse está visible, la intensidad de campo en la zona, sufrió cambios menores a los que anteriormente había presentado (Figs. 5-11, 5-13, 5-15, 5-17 y 5-19).

El 20 de noviembre de 1998 el volcán presentó una actividad visible al fluir lava hacia el flanco S y SW de su cono y continuó con actividad hasta mediados de 1999. Probablemente la disminución de la intensidad del campo geomagnético que se pudo medir en noviembre con respecto a junio de 1998, se asoció con la intrusión de magma al conducto del cono volcánico.

El Volcán de Colima tuvo un incremento considerable de su energía liberada (Rsem y/o RASM, Real time seismic amplitude measurement; Endo y Murray, 1991; Murray y Endo, 1992 ) a principios de noviembre de 1998 (Reyes G., RESCO, comunicación personal) (Fig. 5-22) teniendo su máximo alrededor del día 21 de noviembre.



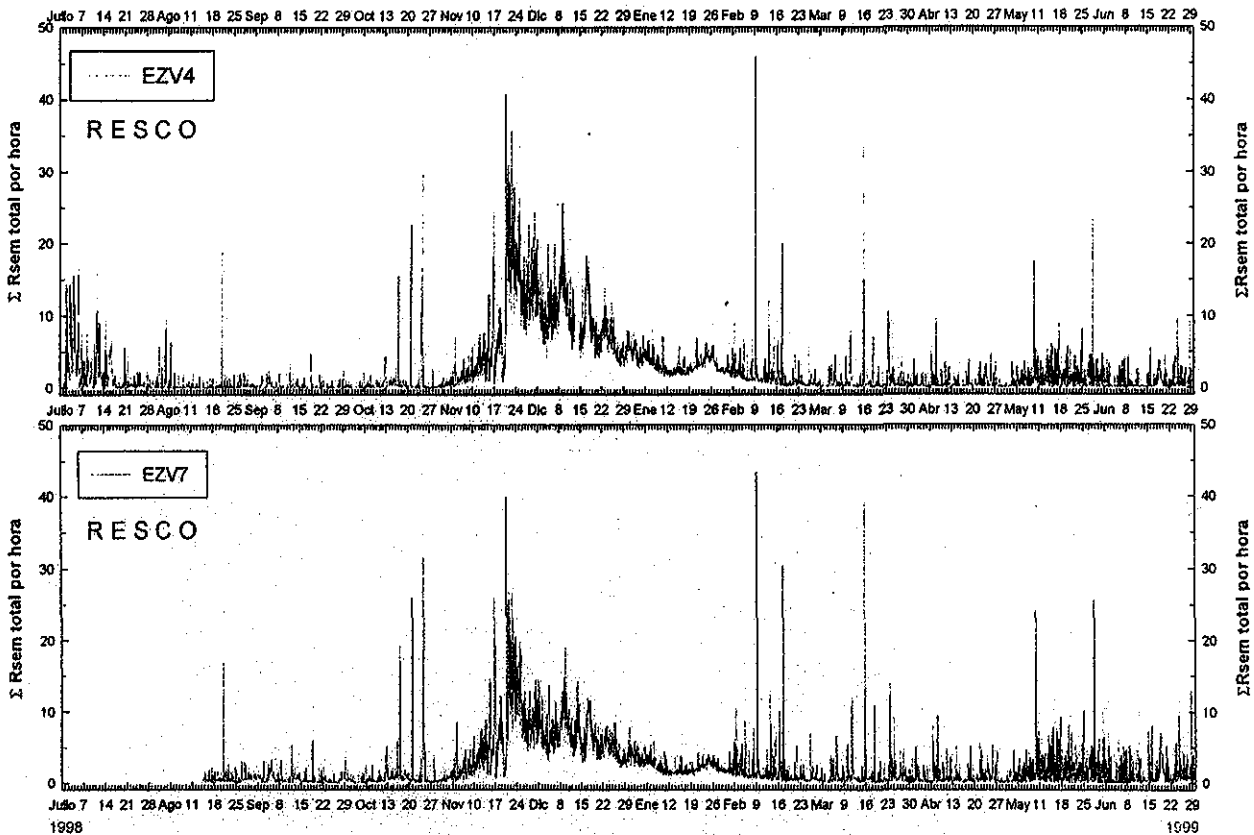


Fig. 5-22 Se muestra la gráfica de la energía liberada de julio de 1998 a junio de 1999, en dos estaciones sísmicas, EZV4 EZV7 ubicadas en el Volcán de Colima. Obsérvese el valor máximo alrededor del día 21 de noviembre de 1998. Esta gráfica fue proporcionada por el M. en C. Gabriel Reyes, de la Universidad de Colima.

Después de las mediciones de diciembre 20 de 1998 el camino de acceso a El Playón se volvió imposible y ya no fue viable continuar con el monitoreo en esta sección, por lo que se procedió a iniciar mediciones en otra sección ubicada al S del volcán.

### 5.3.3 Sección El Naranjal – Montitlán – Quesería

Esta sección magnética se ubica al S del Volcán de Colima y tiene una dirección general ESE-WNW con una longitud de 11 kilómetros y estaciones de lectura de la intensidad del campo magnético cada 500 m (Fig. 5-23).

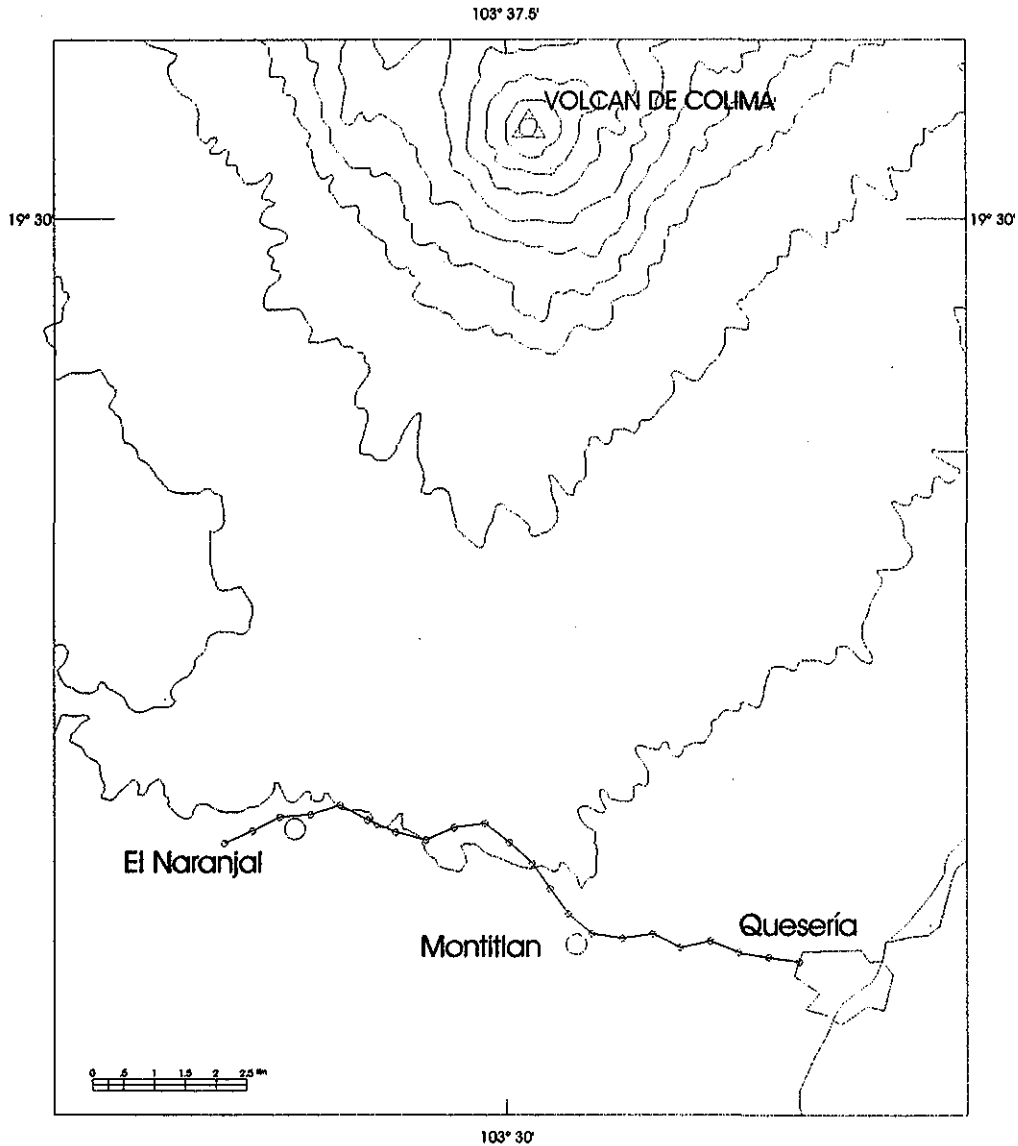
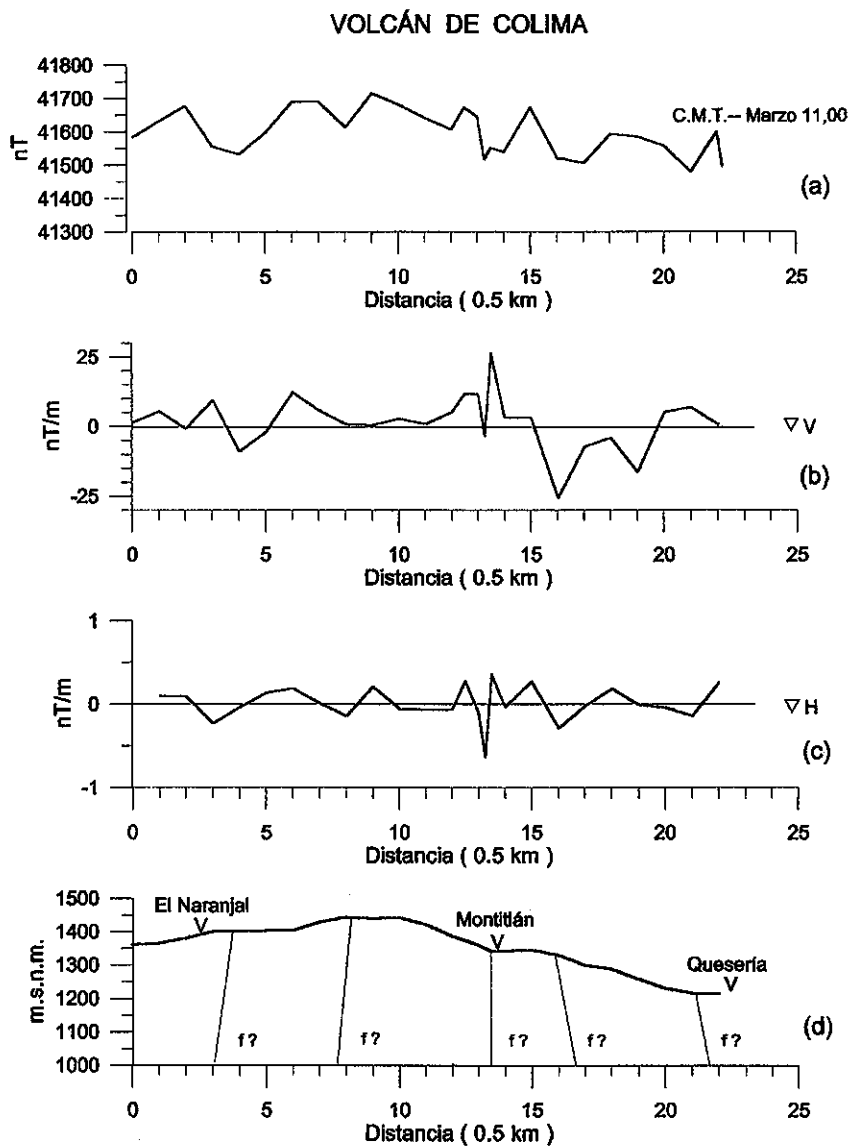


Fig. 5-23 Plano topográfico de la zona sur del Volcán de Colima con la ubicación de la sección de monitoreo magnético El Naranjal-Montitlán-Quesería

Las estaciones para su reocupación se marcaron sobre el centro del camino asfaltado que va de El Naranjal a Quesería pasando por Montitlán. Geológicamente la sección se asocia a

depósitos de avalancha de escombros, así como a una serie de zonas de debilidad que se correlacionan con fracturas y/o fallas y que se manifiestan en la intensidad de magnetismo, como en los gradientes magnéticos vertical y horizontal (Fig. 5-24).



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Fig. 5-24 Sección magnética El Naranjal-Montitlán-Quesería mostrando los valores de la intensidad de campo geomagnético (a), de sus gradientes vertical (b) y horizontal (c) y su perfil topográfico (d) presentando una interpretación de zonas de debilidad con base en (a), (b) y (c). Obsérvese las anomalías magnéticas asociadas con la estructura geológica de Montitlán.

En esta sección se realizaron mediciones del CMT de febrero 18 de 1999 hasta enero 24 de 2001, habiéndose reocupando en 13 ocasiones las estaciones de lectura del CMT en este lapso de tiempo. El equipo utilizado para medir la intensidad de magnetismo fue un magnetómetro tipo Overhauser GEM-19 con opción a gradiómetro vertical

Las diferencias entre cada dos mediciones vecinas se pueden observar en las Figs. 5-25, 5-26 y 5-27. En estas gráficas (Fig. 5-25a) se nota que la intensidad de magnetismo de marzo 08 de 1999 con relación a febrero 18 se incrementó considerablemente, por otro lado la energía liberada del volcán (Rsem) tuvo un decremento en este periodo; en marzo 16 la intensidad de magnetismo se incrementó ligeramente con respecto a marzo 08 de 1999 (Fig.5-25b); contrariamente a lo que venía sucediendo en mayo 14 la intensidad de magnetismo disminuyó con respecto a marzo 16, (Fig. 5-25c), el Rsem en este periodo se incrementó; en junio 09 de 1999 en relación a mayo 14, continuó la disminución de la intensidad de magnetismo ligeramente (Fig. 25d); en julio 13, con respecto a junio 09, la intensidad de campo incrementó levemente en la mayor parte de la sección (Fig. 5-26e); en julio 20 con respecto a junio 13, continuó el incremento en la intensidad

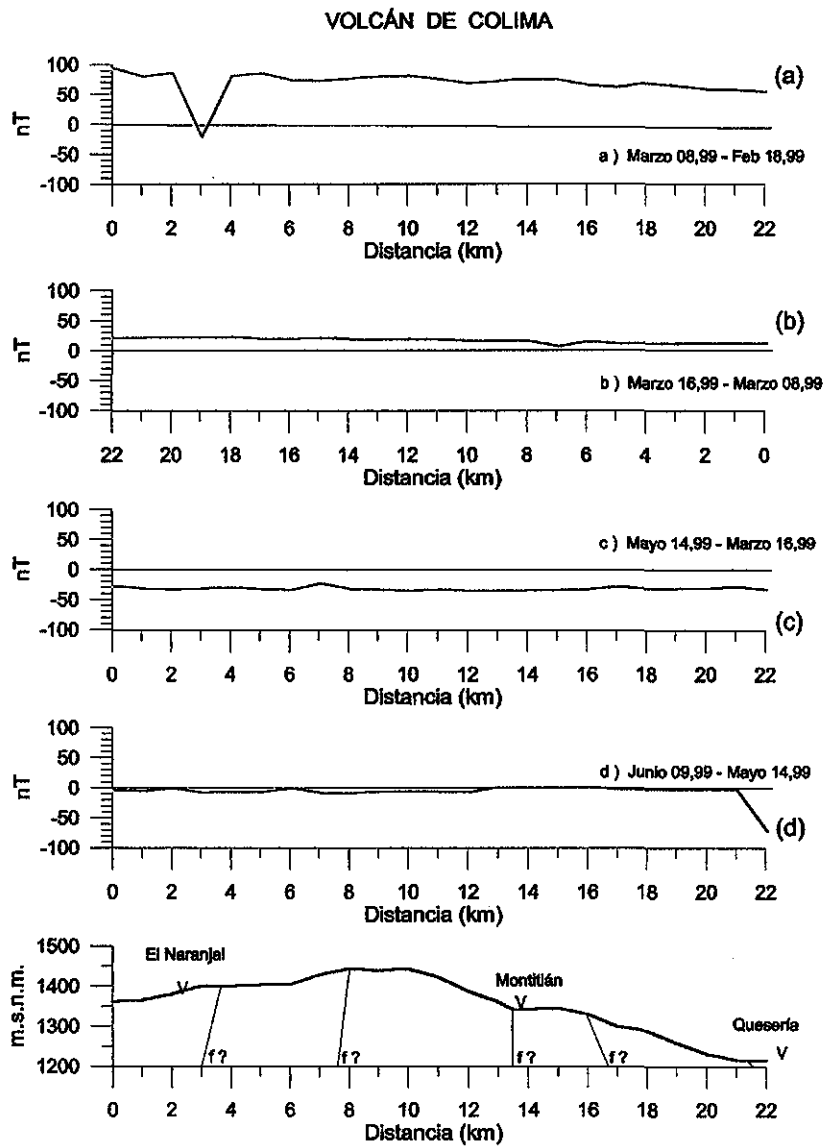


Fig. 5-25 Gráficas que muestran las diferencias en valor de la intensidad de campo geomagnético al S del Volcán de Colima, entre cada dos conjuntos de mediciones vecinas, en la sección de monitoreo magnético El Naranjal-Montitlán-Quesería. En las gráficas (a) y (b) se observa un incremento de la intensidad del magnetismo, mientras que en (c) y (d) una disminución.

del magnetismo (Fig. 5-26f); en agosto 23 de 1999, la intensidad de magnetismo disminuyó notablemente respecto a las mediciones de julio 20, (Fig. 5-26g); en octubre 27, con relación a agosto 23, el campo tuvo un comportamiento complejo, presentando una ligera disminución de la intensidad hacia las orillas de la sección y un leve incremento en general hacia la parte central de la sección (Fig. 26h).

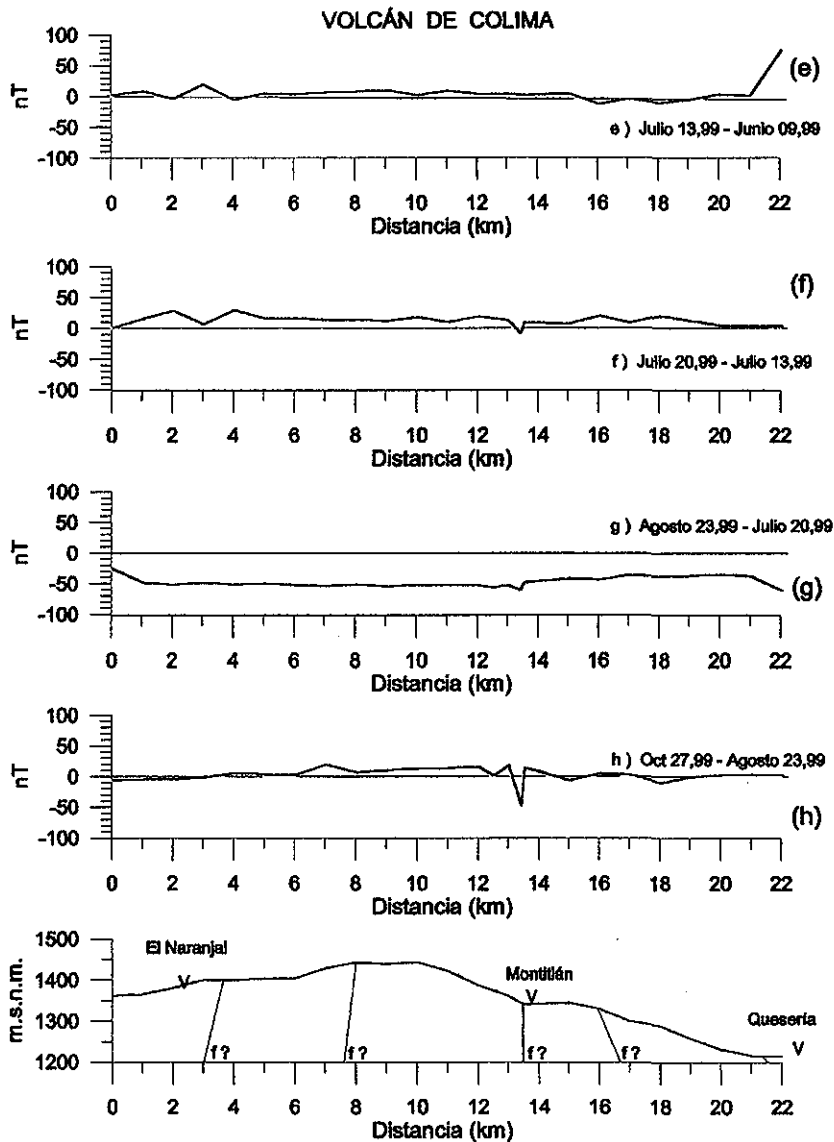
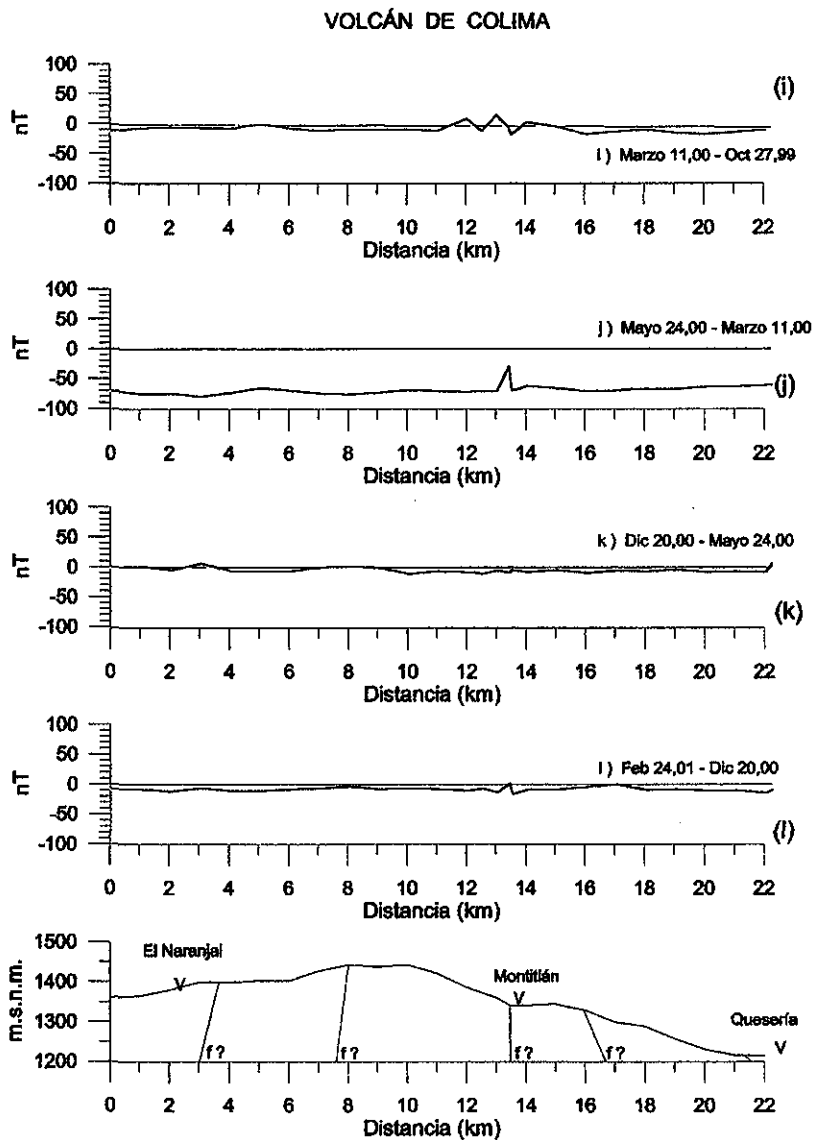


Fig. 5-26 Gráficas que muestran las diferencias en el valor de la intensidad de campo geomagnético al S del Volcán de Colima, entre cada dos conjuntos de mediciones vecinas, en la sección de monitoreo magnético El Naranjal-Montitlán-Quesería. En las graficas (e), (f) y (h) se nota un ligero incremento de la intensidad de magnetismo, mientras que en (g) se observa una disminución.

En las mediciones de la intensidad de magnetismo de marzo 11 de 2000 con respecto a octubre 27 de 1999, se observa una pequeña pero generalizada disminución de la intensidad de magnetismo (Fig. 27i); las lecturas de la intensidad del CMT de mayo 24 de 2000 en relación con las de marzo 11, disminuyeron fuertemente (Fig. 27j) y este comportamiento continuó en las lecturas de intensidad magnética de diciembre 20 de 2000 con respecto a mayo 24, (Fig. 27k); las mediciones de la intensidad magnética efectuadas en enero 21 de 2001 con relación a diciembre 20 de 2000 muestra un ligero pero constante decremento en su intensidad (Fig. 27l).



**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**

Fig. 5-27 Gráficas que muestran las diferencias en el valor de la intensidad de campo geomagnético al S del Volcán de Colima, entre cada dos conjuntos de mediciones vecinas, en la sección de monitoreo magnético El Naranjal-Montitlán-Quesería. En todas las gráficas se observa una disminución de la intensidad de magnetismo, que va de ligero (i), (l) y (k) a fuerte (j).

### 5.3.3.1 Discusión

El Volcán de Colima en el periodo que se condujo el estudio de esta sección presentó cinco eventos explosivos: febrero 10, mayo 10, julio 17 y 29 de 1999 y en febrero 22 de 2001. En las gráficas de variaciones magnéticas se pueden observar la posible asociación con estos eventos, siendo los más claros los del mes de julio de 1999 (Fig. 5-26g) y el decremento en la intensidad de campo que experimentó la sección desde marzo 11 de 2000 hasta febrero 24 de 2001 (Fig. 5-27) que pudiera considerarse como un precursor a la actividad presentada por el Volcán de Colima en febrero 24 de 2001.

Los conjuntos de mediciones que se tienen no son lo suficientemente grandes para entender claramente las posibles fuentes de los cambios geomagnéticos que observamos en la sección El Naranjal-Montitlán-Quesería. Por un lado tenemos que los efectos termomagnéticos son de largo plazo y que probablemente se asocien a la desmagnetización sufrida en la zona de marzo 11 de 2000 hasta febrero 24 de 2001 (Fig. 5-27), y por otro lado tenemos cambios rápidos como entre julio 20 y agosto 23 de 1999 (Fig. 5-26) que sólo se podrían asociar a efectos piezomagnéticos debido a tensiones en la magnetización del volcán. Un gran problema que se tiene en la interpretación de las variaciones geomagnéticas en esta sección es la distancia al cráter del Volcán de Colima la cual es mayor a 10 km y por otro lado que las mediciones magnéticas realizadas no son continuas.

Al analizar el comportamiento del magnetismo con relación al Rsem o energía liberada en el volcán de Colima, se puede apreciar que tienen conductas inversas, cuando la intensidad de magnetismo se incrementa la energía liberada disminuye y viceversa, esto hasta cierto grado es normal, porque además de los efectos termomagnéticos en los periodos de actividad se deben sumar efectos piezomagnéticos debidos a la tensión que debe ejercer la intrusión del magma en su ascensión hacia el cráter.

La actividad de este volcán ha disminuido en el 2000 y 2001, pero aún se espera el gran evento con el que normalmente ha finalizado sus anteriores periodos de actividad, el cual representa todo un riesgo para las poblaciones cercanas al volcán. El final de un periodo de actividad constituye el inicio del siguiente periodo el cual dura en promedio entre 70 y 100 años (Medina, 1983, Luhr y Carmichael, 1990) y finaliza con una gran explosión tipo Pliniana, habiéndose presentado la última en 1913.

## 5.4 Variaciones vulcanomagnéticas en el Volcán Popocatepetl

La investigación en busca de cambios geomagnéticos en el volcán Popocatepetl, se realizó en dos secciones magnéticas principalmente, la primera cruza de E-W el complejo volcánico Izta-Popo y la segunda tiene una dirección N-S primordialmente. Las secciones magnéticas se presentan a continuación.

### 5.4.1 Sección Amecameca – Paso de Cortés – Nealticán

Esta investigación se inició en una sección que principia en las cercanías a la población de Amecameca, pasa por San Pedro Nexapa, Paso de Cortés, Xalizintla, San Nicolás de Los Ranchos y termina en la población de Nealticán, tiene una longitud de 49 kilómetros y una dirección general WNW-ESW (Fig. 5-28). La sección tiene estaciones de lectura de la intensidad del campo magnético cada 500 m, habiéndose ubicado las estaciones en el centro del camino marcándose con pintura para su reocupación. En esta sección se utilizó un magnetómetro de precesión nuclear marca Geometrics-856.

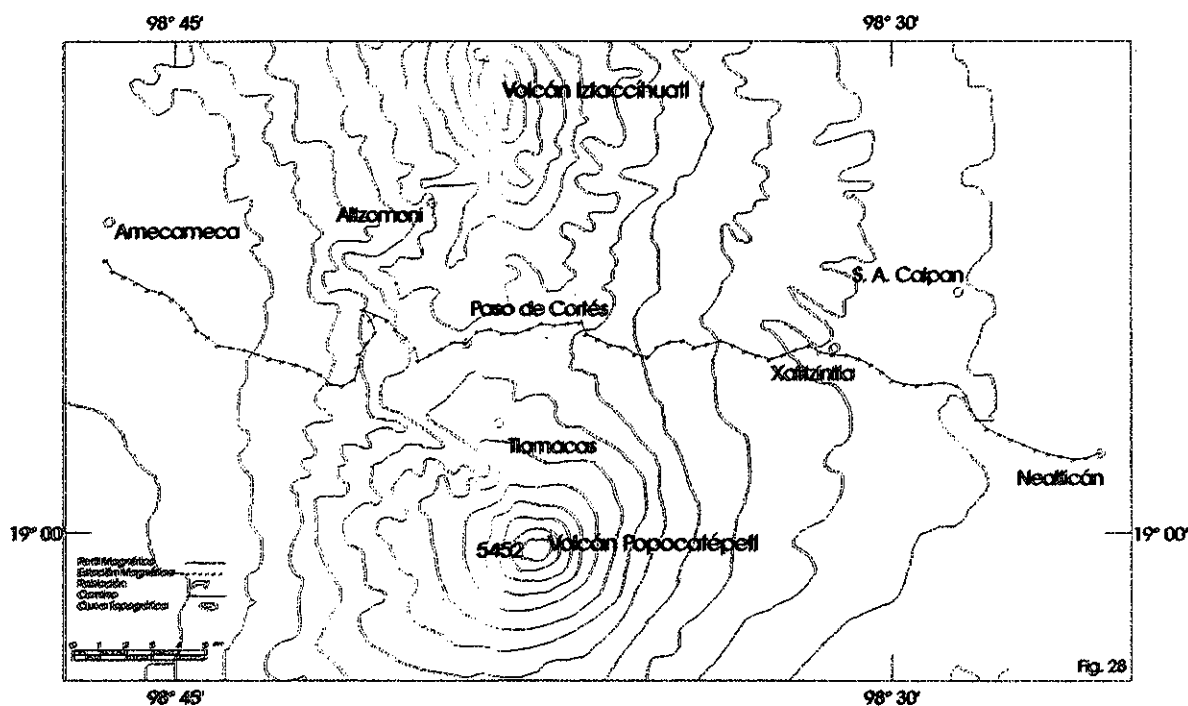


Fig. 5-28 Plano topográfico del complejo volcánico Izta-Popo, en donde se ubica la sección de monitoreo magnético Amecameca-Paso de Cortés-Nealticán.

Esta sección fue estudiada en cuatro ocasiones diferentes entre octubre 27 de 1997 y abril 30 de 1998 (Fig. 5-29) aunque sólo en tres de ellas se efectuó a lo largo de toda la sección. Magnéticamente la línea está conformada por cuatro dominios y refleja la existencia de zonas de debilidad limitando los dominios. Geológicamente se correlacionan con rocas volcánicas y depósitos piroclásticos, un modelo magnético muestra la posible existencia de cuerpos fuente que se extienden a profundidad (Fig. 5-30).



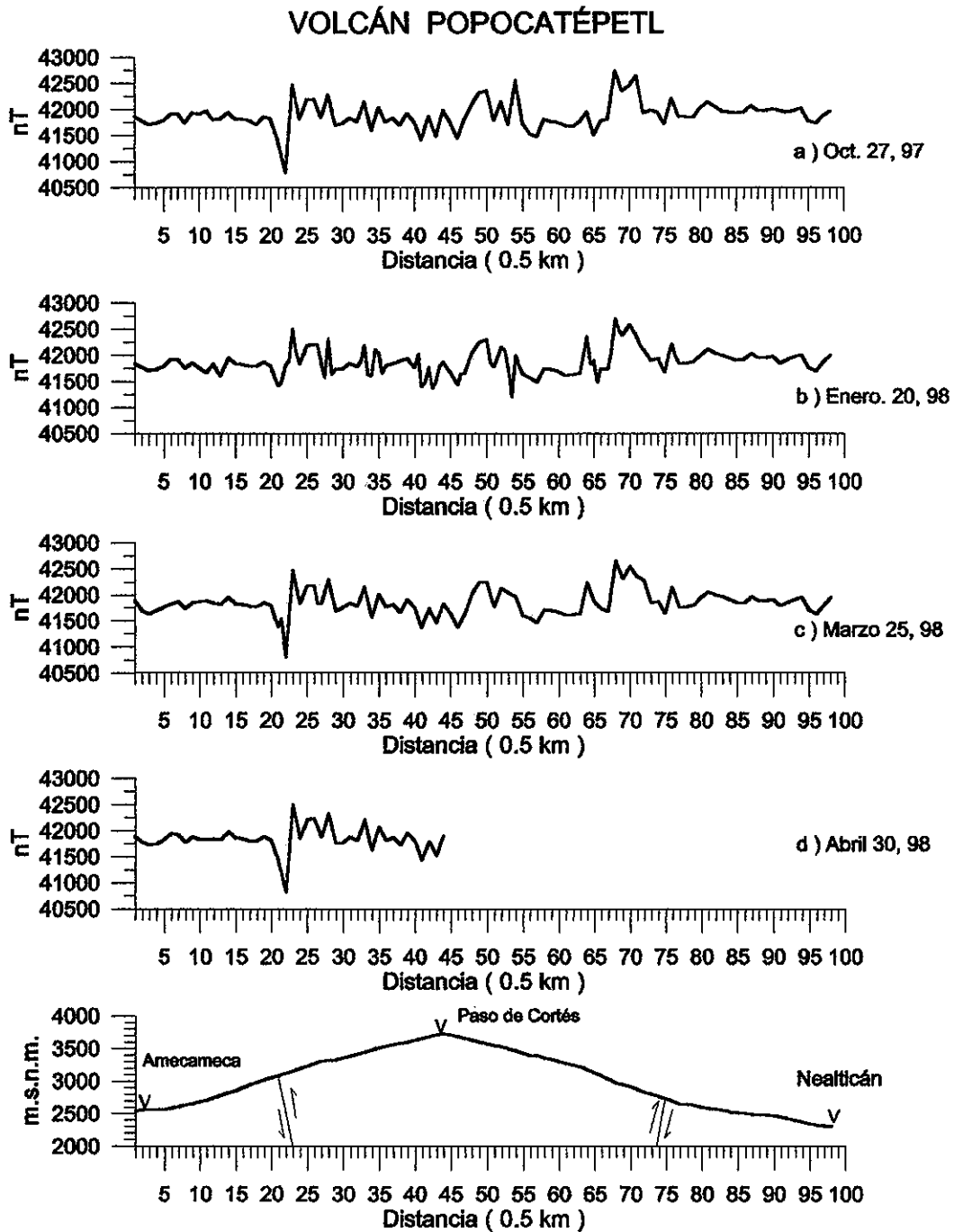


Fig. 5-29 Perfiles que muestran los valores de la intensidad de campo magnético total en las diversas mediciones realizadas entre octubre 27 de 1997 y abril 30 de 1998, de la sección de monitoreo magnético Amecameca-Paso de Cortés-Nealticán.

VOLCÁN POPOCATÉPETL

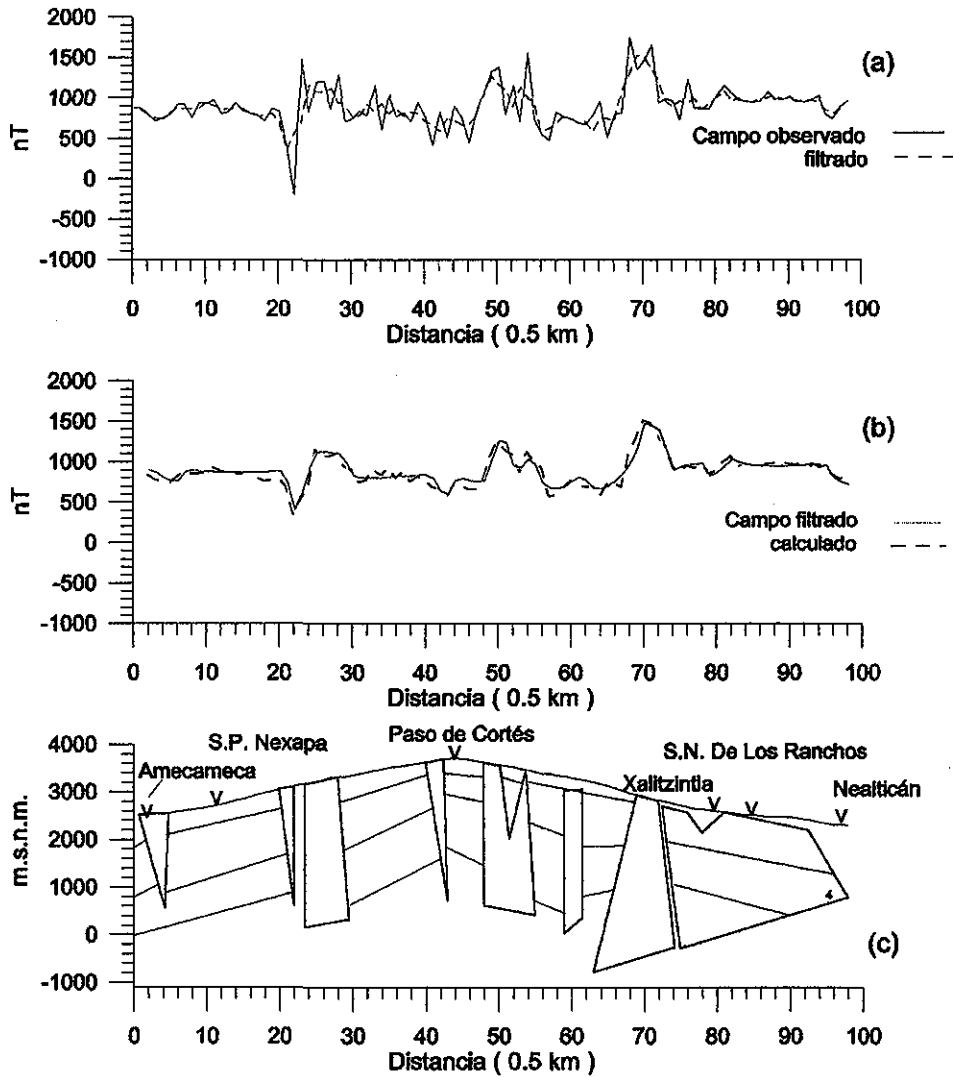


Fig. 5-30 Modelo magnético de la sección de monitoreo Amecameca-Paso de Cortés-Nealticán. En la gráfica se muestra: (a) la intensidad del campo magnético observado y filtrado, (b) se presenta la intensidad de campo magnético filtrado contra el calculado y (c) se observan los cuerpos fuente que constituye el modelo magnético, el cual está conformado por cuerpos que se extienden a profundidad cientos de metros.

En esta sección el análisis de las variaciones vulcanomagnéticas se efectuó realizando una normalización a los datos magnéticos respecto a la estación 1 (Fig. 5-31), mostrando que las variaciones vulcanomagnéticas se presentaban hacia la zona centro-este y E de la sección.

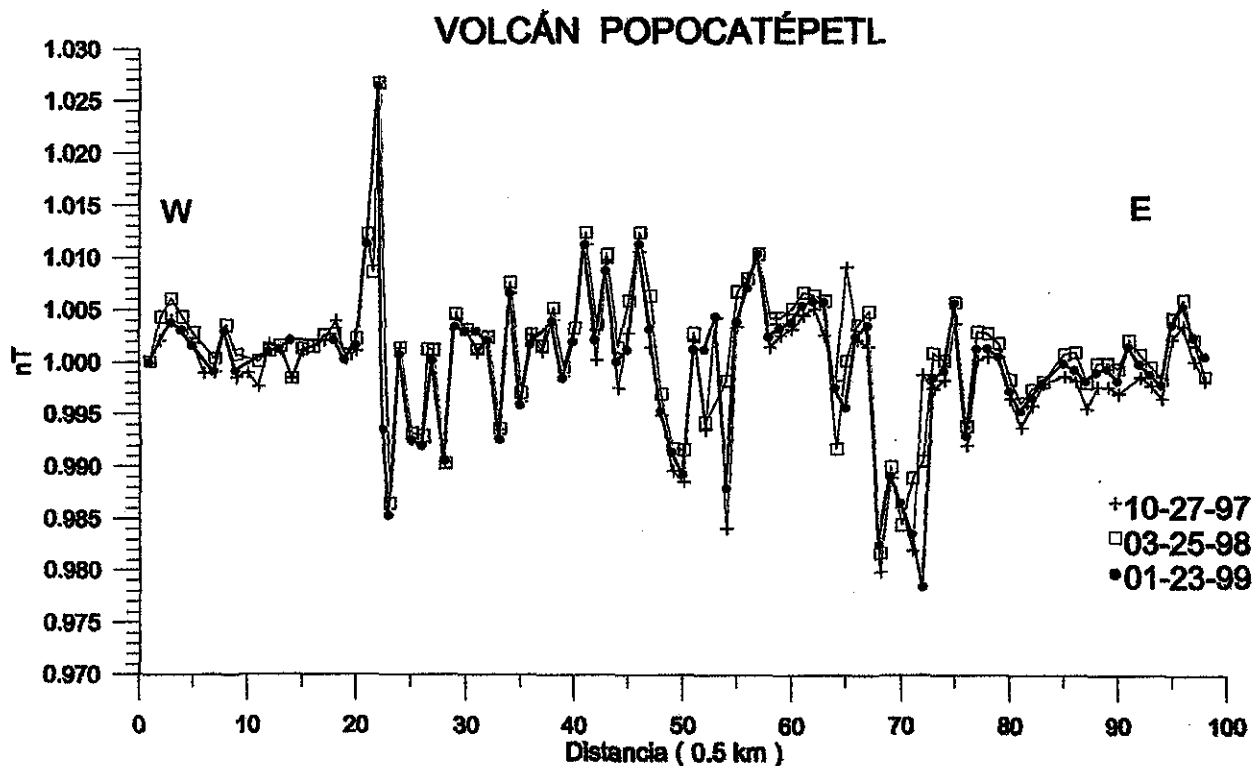


Fig. 5-31 Gráficas normalizadas de los valores de intensidad del campo magnético total de las diferentes mediciones realizadas entre octubre 27 de 1997 y enero 23 de 1999, en la sección de monitoreo magnético Amecameca-Paso de Cortés-Nealticán. Obsérvese las diferencias magnéticas mayores se muestran hacia el flanco E de la sección.

### 5.4.2 Sección Tlamacas – Paso de Cortés – Alzomoni

Esta sección inició en el flanco N del Volcán Popocatepetl, como a 100 metros hacia el S del albergue de Tlamacas, llega a Paso de Cortés y de ahí hasta pasando el albergue de Alzomoni (Fig. 5-32). Tiene una longitud aproximada de 9.5 kilómetros y una dirección con tendencia SE-NW, con estaciones de lectura de la intensidad del CMT cada 250 metros (Fig. 5-33).

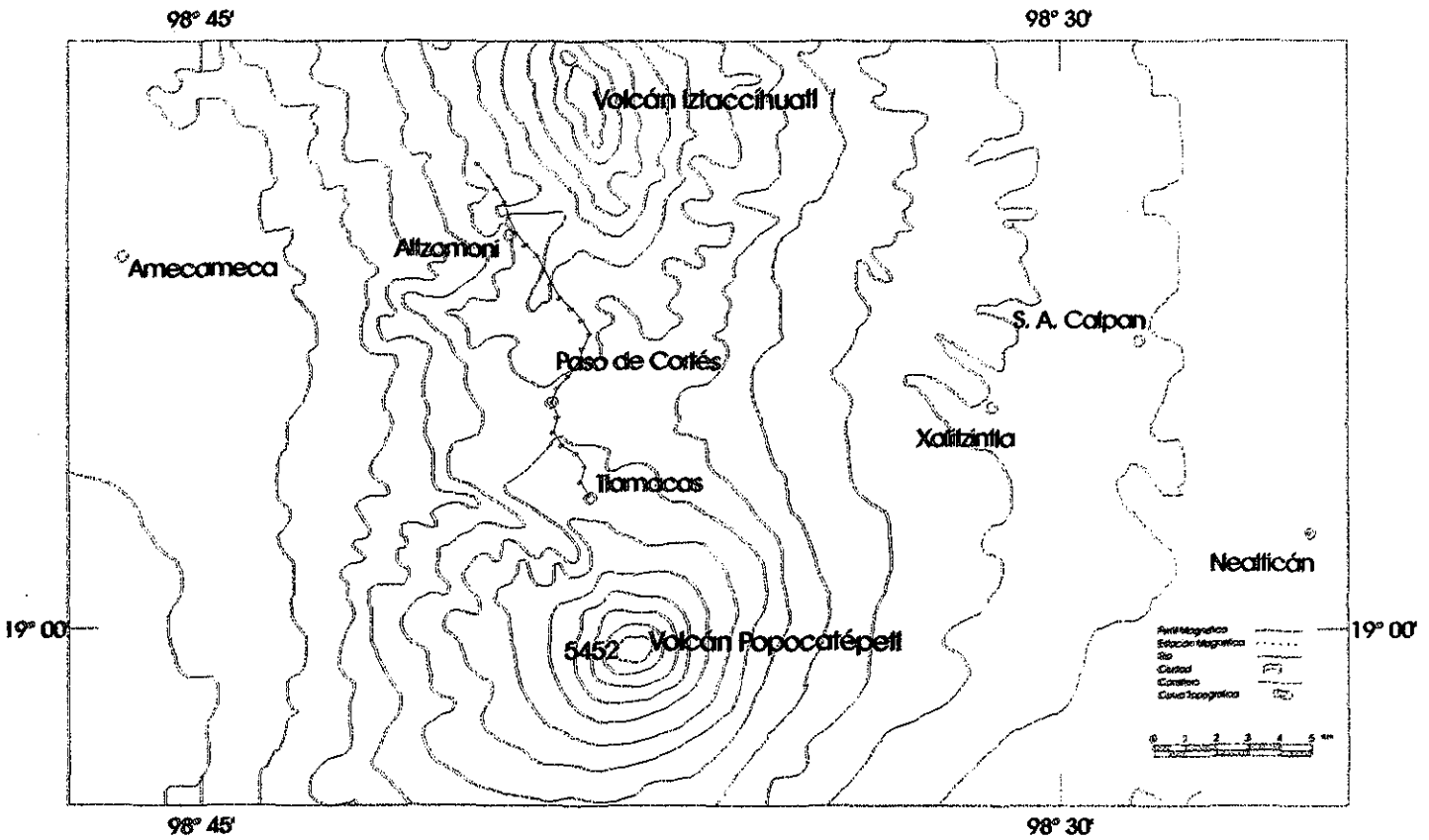


Fig. 5-32 Plano topográfico del complejo volcánico Izta-Popo, en donde se localiza la sección de monitoreo Tlamacas-Paso de Cortés-Alzomoni.

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

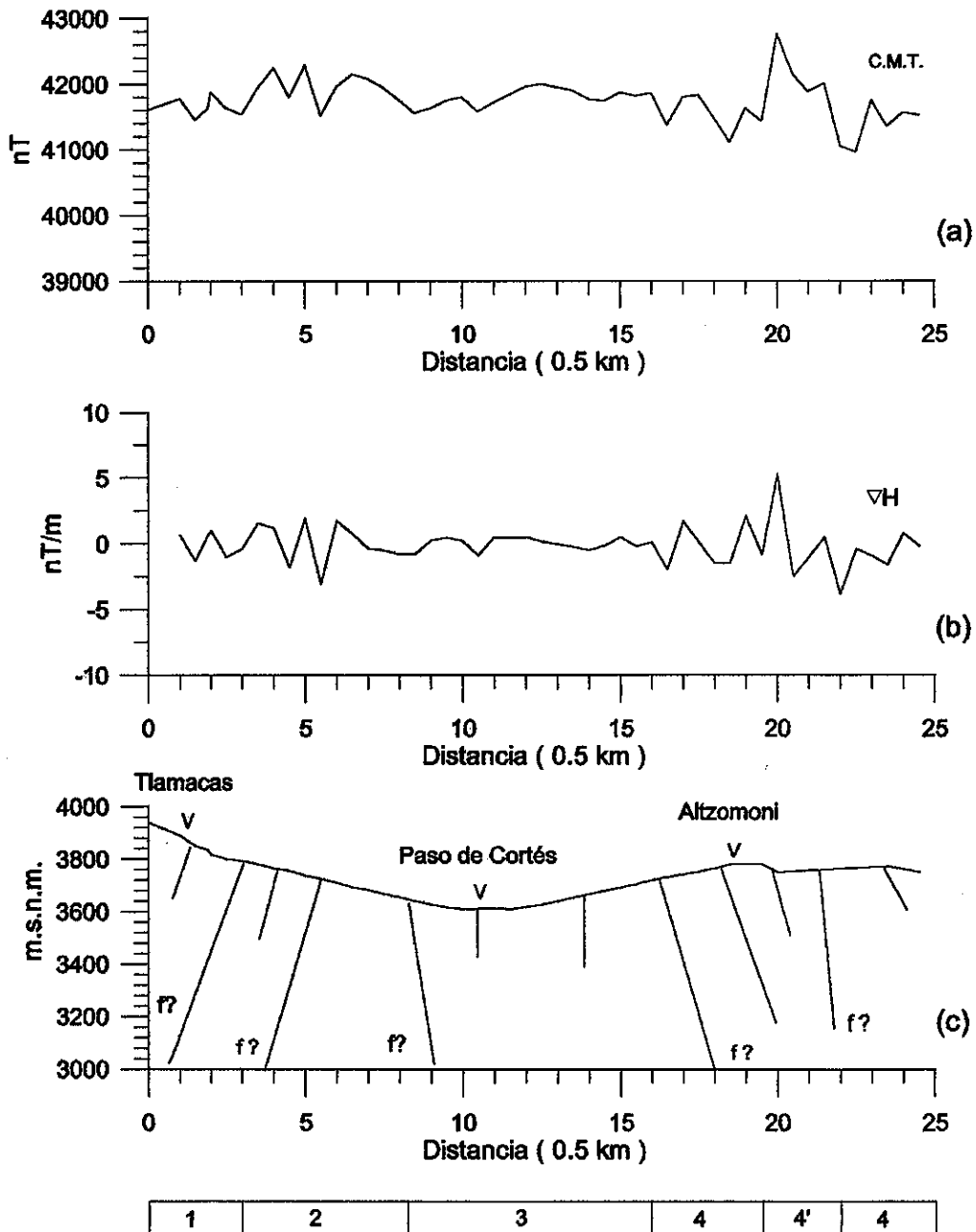


Fig. 5-33 Sección de monitoreo magnético Tlamacas-Paso de Cortés-Altzomoni, con una dirección N-S inicia en el flanco N del volcán Popocatepetl y termina al W de los "Pies" del Volcán Iztaccíhuatl. En la gráfica se muestra: (a) la intensidad del campo magnético, (b) se presenta el gradiente magnético horizontal y (c) el perfil topográfico y la interpretación de zonas de debilidad con base en (a) y en (c). En la parte inferior se muestra el esquema geológico: 1: Rocas volcánicas andesíticas y piroclásticas; 2: Rocas volcánicas, andesitas, dacita y tobas; 3: Rocas tobáceas; 4: Rocas volcánicas andesitas y dacitas muy fracturadas; 4': Rocas andesitas y dacitas más antiguas.

La sección se investigó de enero 21 de 1998 a enero 23 de 1999 (Fig. 5-34), con una serie de problemas relacionados con las posiciones de las estaciones, ya que de Paso de Cortés hacia Altzomoni, el camino de brecha es muy transitado y el área muy visitada y se tenía

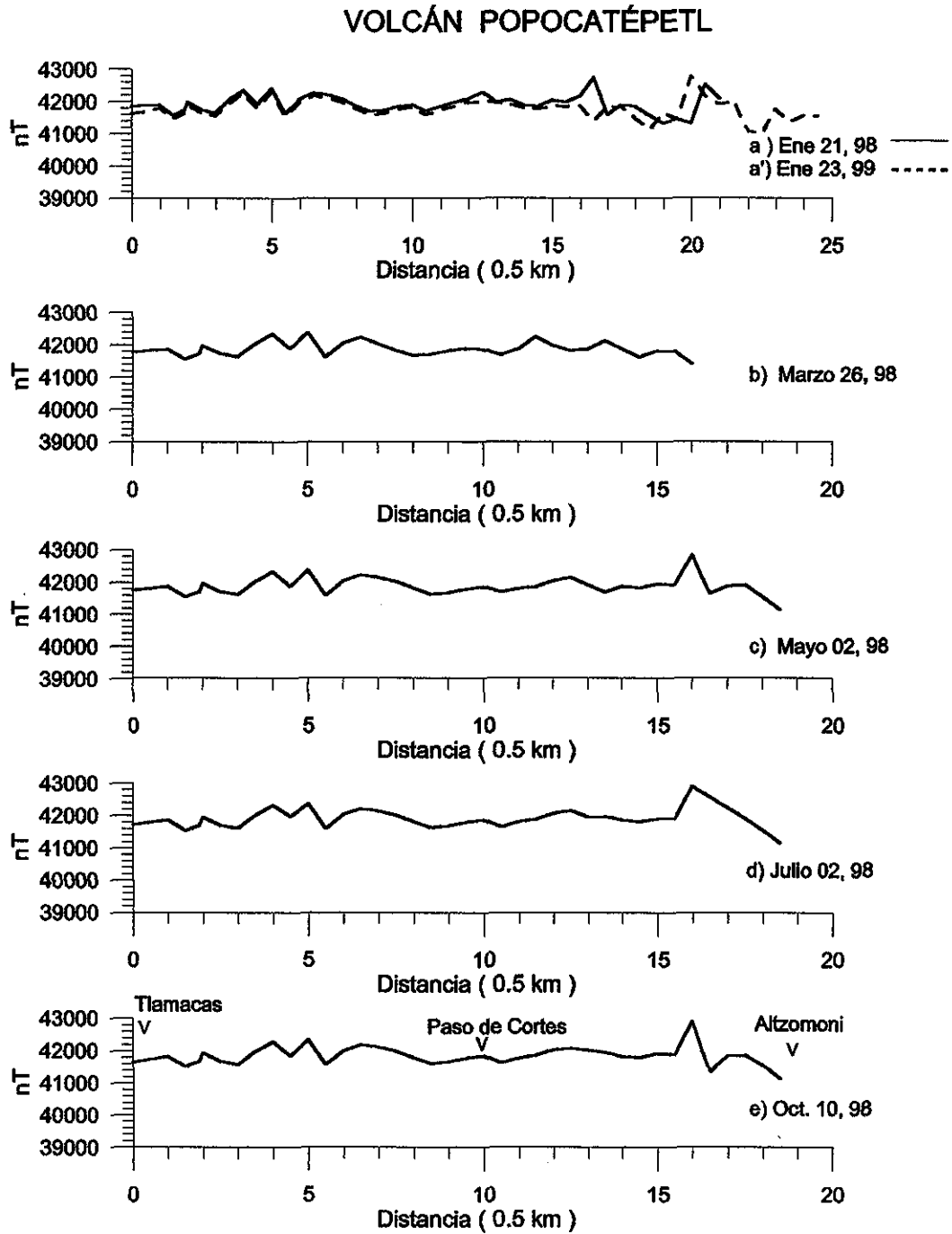


Fig. 34. Perfiles magnéticos de las diferentes mediciones que se realizaron en la sección de monitoreo magnético Tlamacas-Paso de Cortés-Altzomoni, en el periodo comprendido entre enero 21 de 1998 y enero 23 de 1999.

constantemente problemas con las estacas que representan las estaciones, por esa razón el monitoreo de esta sección se concentró al flanco N del volcán Popocatepetl. Geológicamente esta sección está conformada por "paquetes" de rocas volcánicas y depósitos piroclásticos de gran espesor según un modelo magnético (Fig. 5-35).

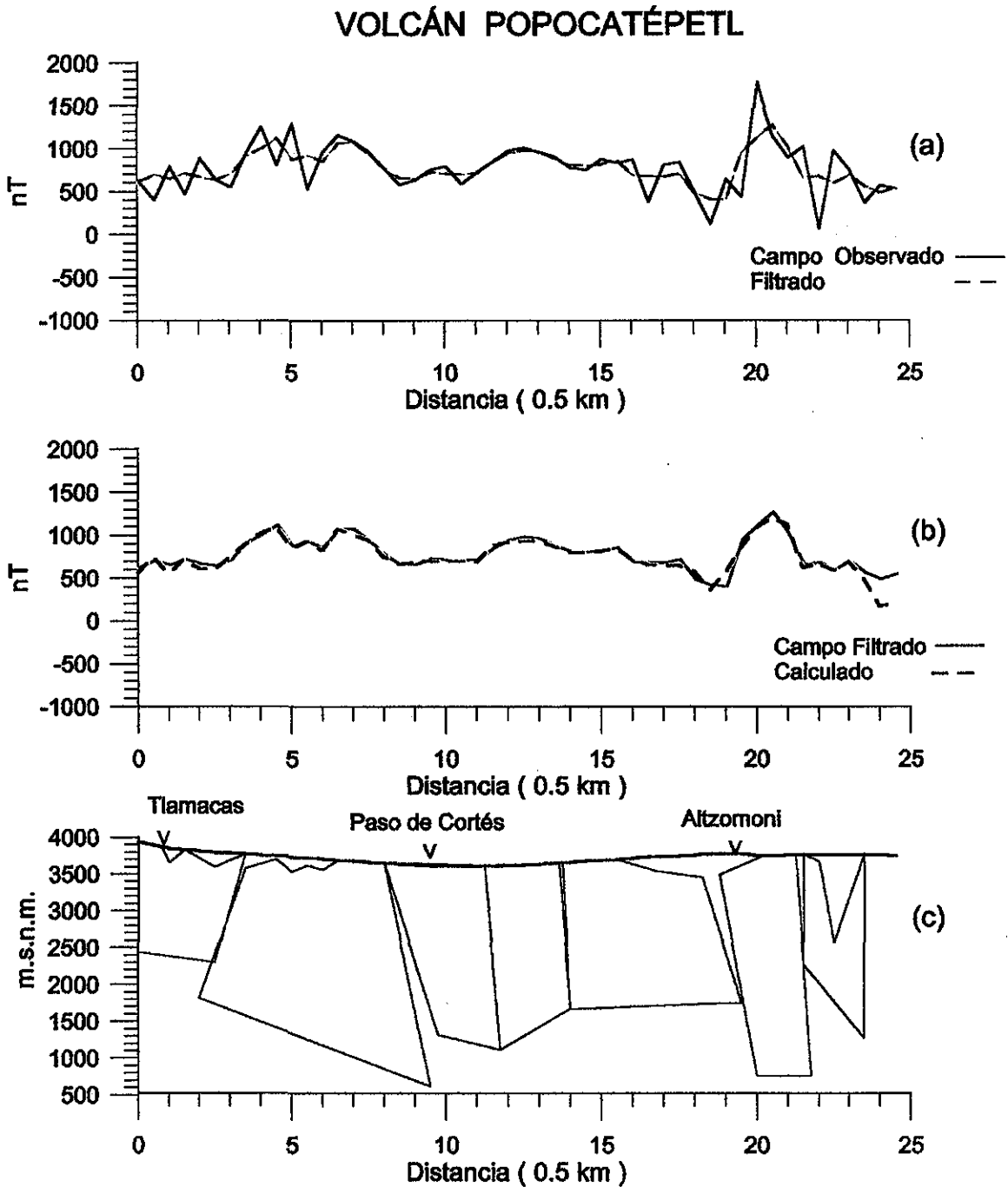


Fig. 5-35 Modelo magnético de la sección de monitoreo magnético Tlamacas-Paso de Cortés-Altzomoni. En las gráficas se presentan: (a) la intensidad de campo magnético observada y filtrada, (b) la intensidad del campo magnético filtrada y calculada y (c) los cuerpos fuentes que conforman el modelo magnético y que se pueden extender cientos de metros a profundidad.

### 5.4.3 Sección Tlamacas – Paso de Cortés

Esta sección se ubica en el flanco N del Popocatepetl, tiene aproximadamente una longitud de 5 kilómetros (Fig. 5-36), con estaciones de lectura de la intensidad del magnetismo cada 250 metros y ubicadas al centro del camino asfaltado, las estaciones de lectura se reubican con una precisión de 1 cm (Fig. 5-37), los equipos utilizados fueron magnetómetros Geometrics-856 y GEM – 19.

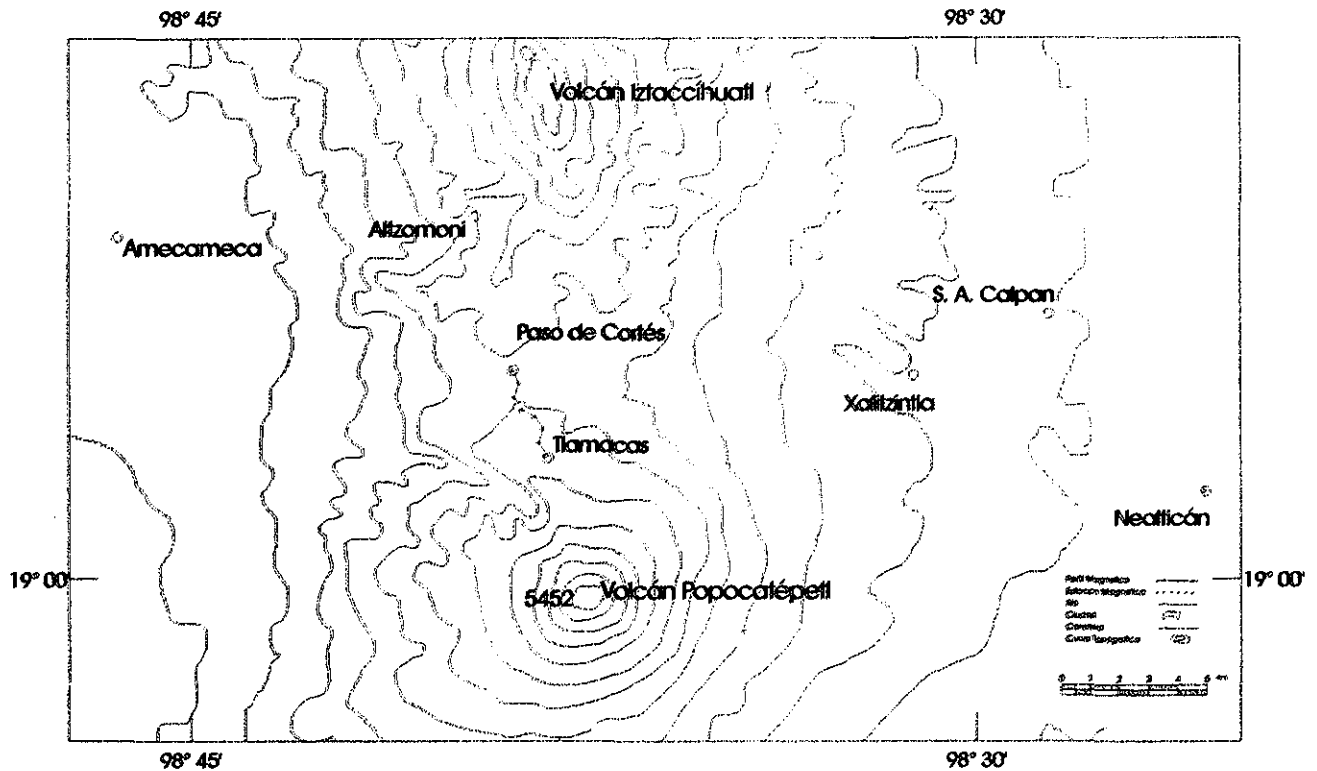


Fig. 5-36 Plano topográfico del complejo volcánico Iza-Popo. En donde se ubica la sección de monitoreo magnético Tlamacas-Paso de Cortés.

La investigación magnética de esta sección se inició en enero 21 de 1998 y las últimas mediciones para este trabajo se realizaron en mayo 08 de 2001. Las mismas estaciones en este lapso de tiempo se reocuparon en 23 ocasiones diferentes. Se estudiaron la intensidad y los gradientes vertical y horizontal del CMT (Fig. 5-37).



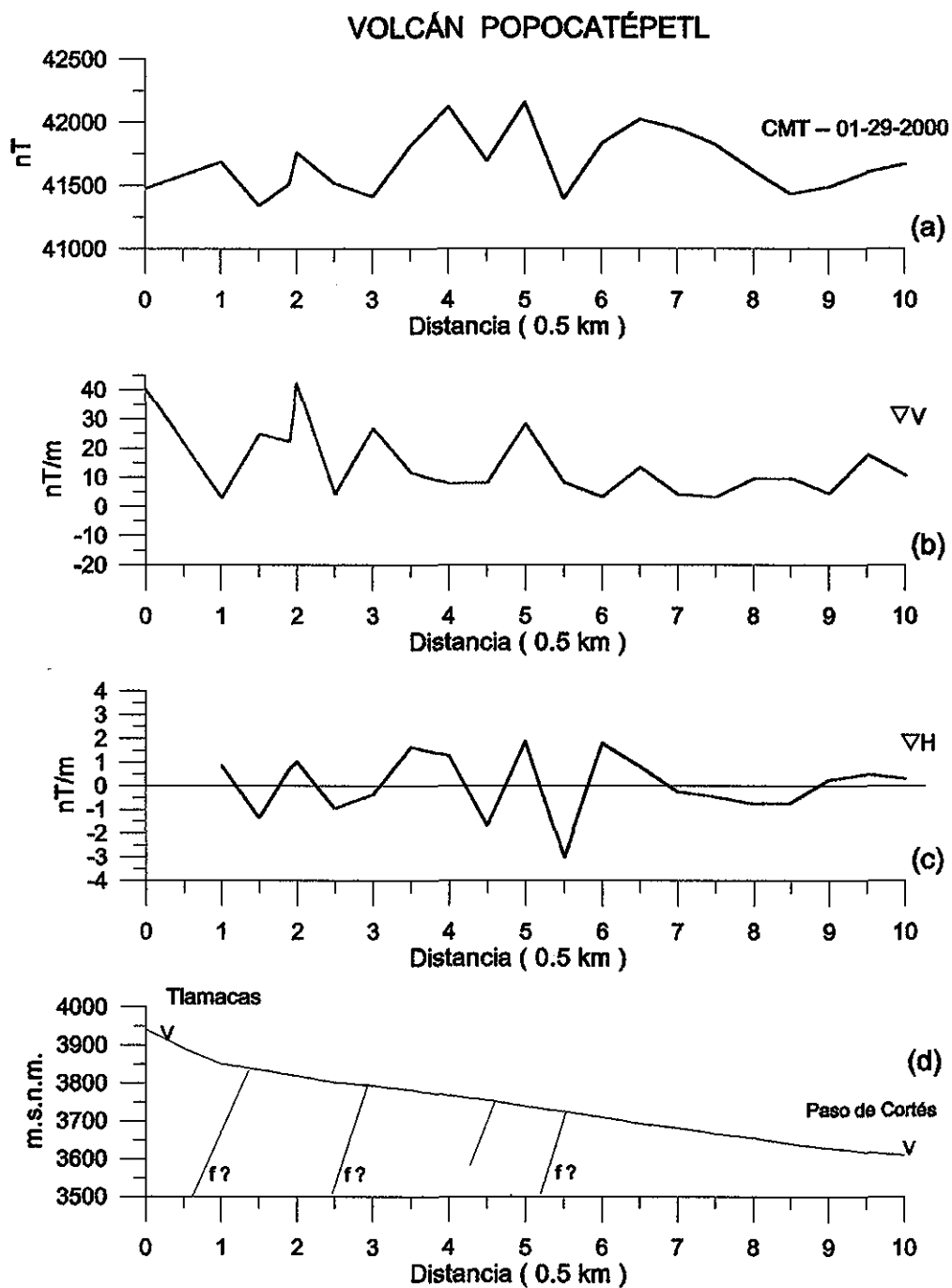


Fig. 5-37 Sección magnética del perfil de monitoreo Tlamacas-Paso de Cortés, en donde se muestran los valores de la intensidad de campo magnético total (a), los gradientes magnéticos vertical (b) y horizontal (c) y el perfil topográfico (d).

Los datos de intensidad del CMT se corrigieron, considerando al Observatorio Magnético de Teoloyucan y a la estación magnética de Paso de Cortés, como estaciones base. Los datos se corrigen por deriva horaria y diaria (Figs. 5-38 y 5-39) y por variación secular.

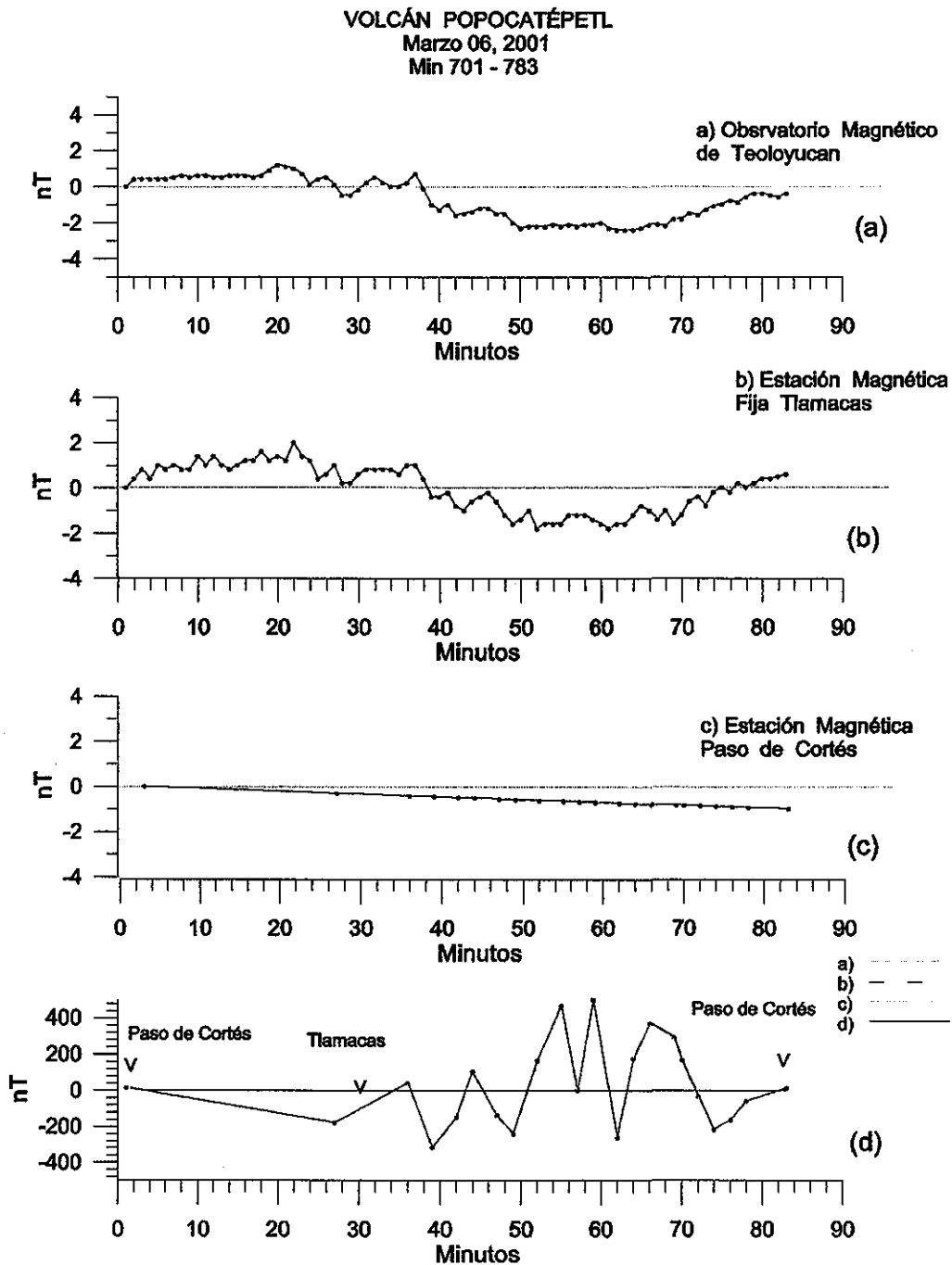


Fig. 5-38 Perfiles magnéticos de la variación del CMT en el Observatorio Magnético de Teoloyucan (a), en la estación magnética fija en Tlamanca (b), en la estación Paso de Cortés (c) y en (d) la intensidad del campo magnético reducida por IGRF y por derivas. La primera y la última estación magnética se utilizaron para las correcciones a los datos por deriva horaria y diaria de marzo 06 de 2000.

**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**

VOLCÁN POPOCATÉPETL  
Enero 20, 2001  
Min 621 - 691

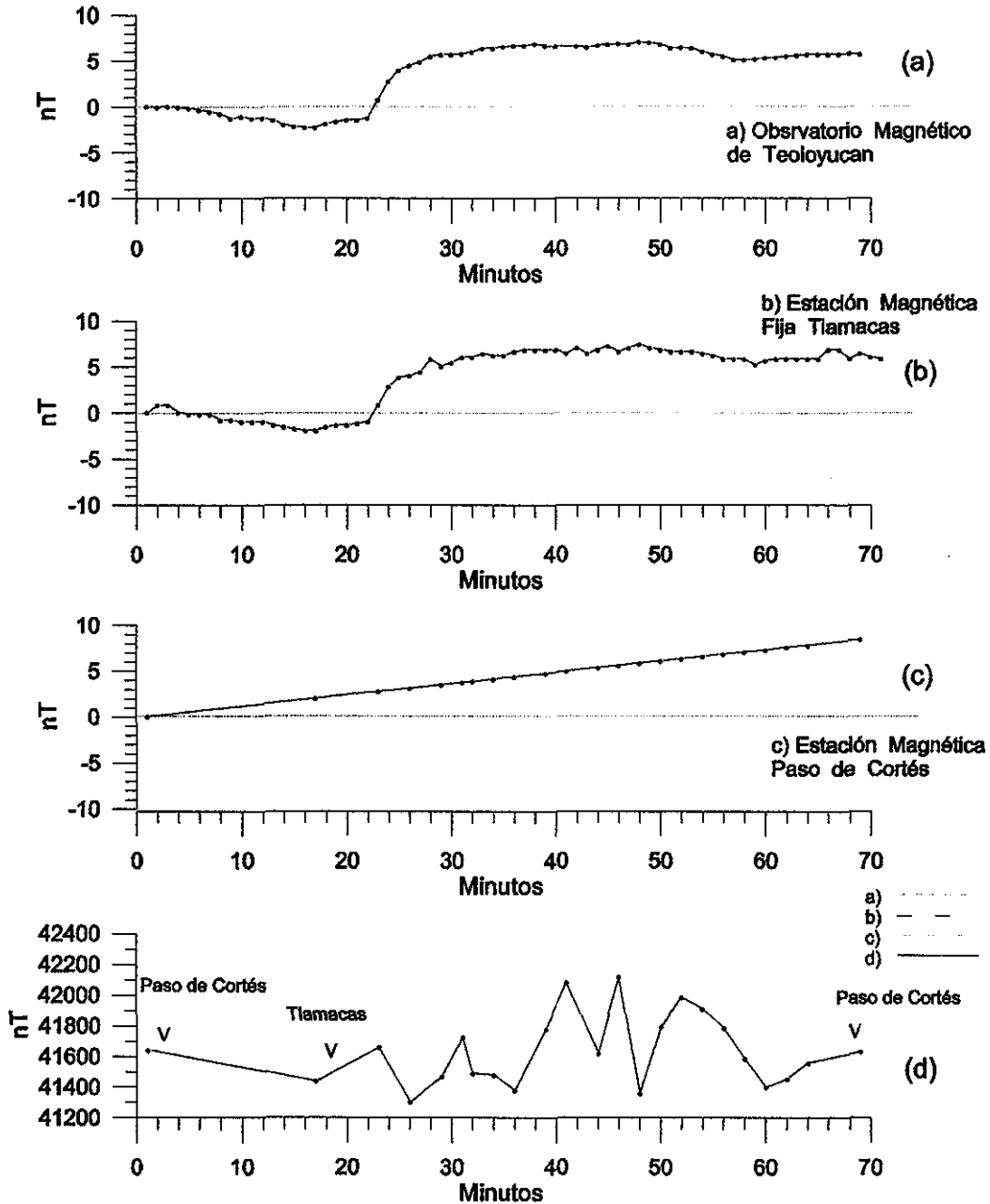


Fig. 5-39 Perfiles magnéticos de la variación del CMT en el Observatorio Magnético de Teoloyucan (a), en la estación magnética fija en Tlamanca (b), en la estación Paso de Cortés (c) y en (d) la intensidad del campo magnético reducida por IGRF y por derivas. La primera y la última estación magnética se utilizaron para las correcciones a los datos por deriva horaria y diaria de enero 20 de 2001. Obsérvese la similitud de las variaciones magnéticas entre las estaciones de Teoloyucan y Tlamanca..

El análisis que se realiza a los datos está basado en las variaciones magnéticas que se tienen en cada par de mediciones consecutivas (Fig. 5-40).

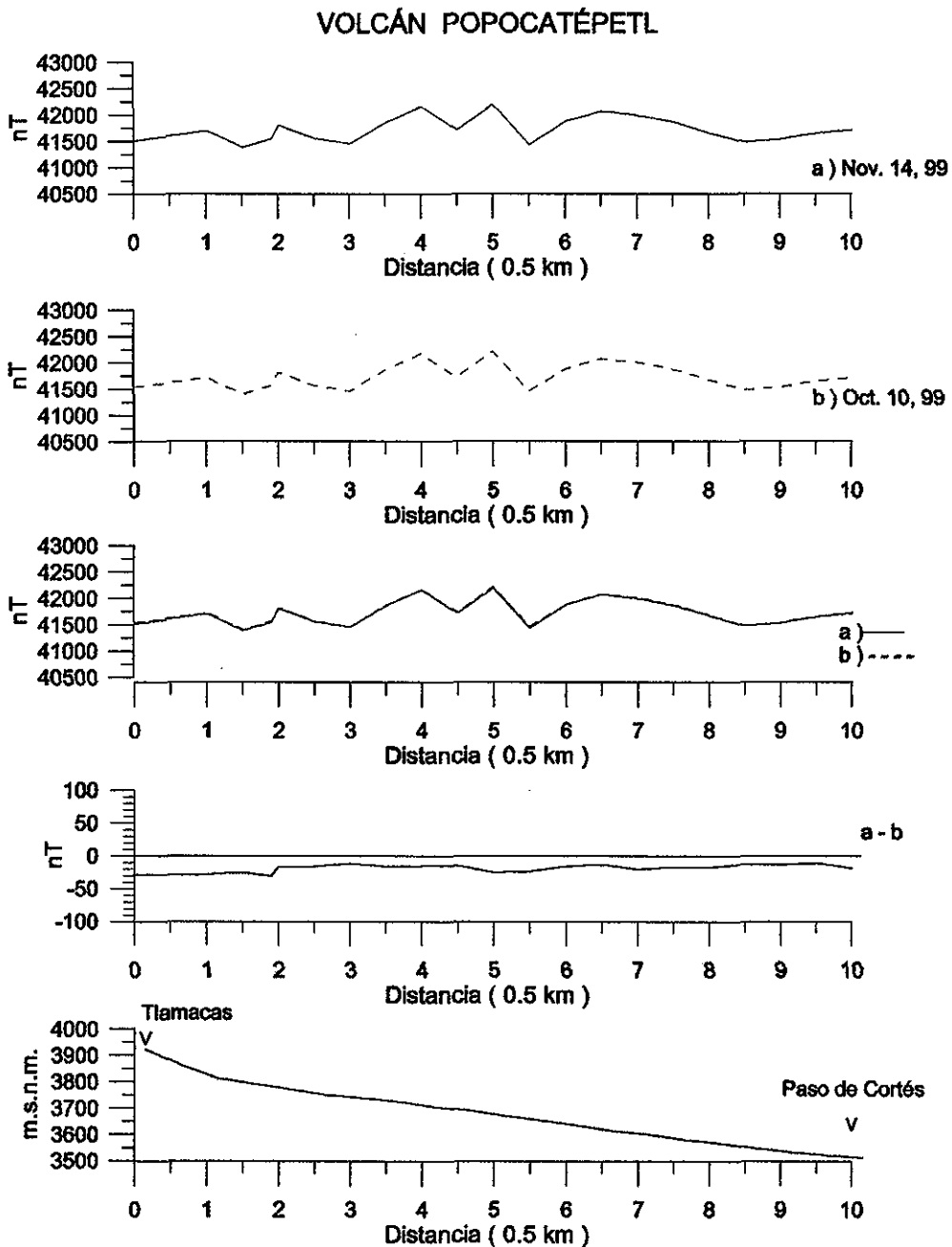


Fig. 5-40 Perfiles magnéticos de la sección de monitoreo Tlamacas-Paso de Cortés. Las mediciones de dos conjuntos de datos consecutivos del campo magnético total (a y b) se comparan uno contra el otro (a-b) y la resultante es la variación magnética. En esta gráfica se comparan las mediciones de noviembre 14 y octubre 10 de 1999. Obsérvese que en noviembre 14 la intensidad del CMT disminuyó respecto a octubre 10 de 1999.

De acuerdo al monitoreo efectuado, la intensidad de campo magnético en el flanco N del volcán Popocatéptl, ha tenido en general una disminución en su valor, pero con periodos de magnetización. La sección muestra una disminución de la intensidad de enero 21 de 1998 a enero 23 de 1999 (Figs. 5-41 y 5-42); de marzo 25 hasta junio 26 de 1999 el campo se incrementó (Fig. 5-42f y g); de septiembre 28 de 1999 a enero 29 de 2000 la intensidad del campo disminuyó (Figs. 5-42 y 5-43)

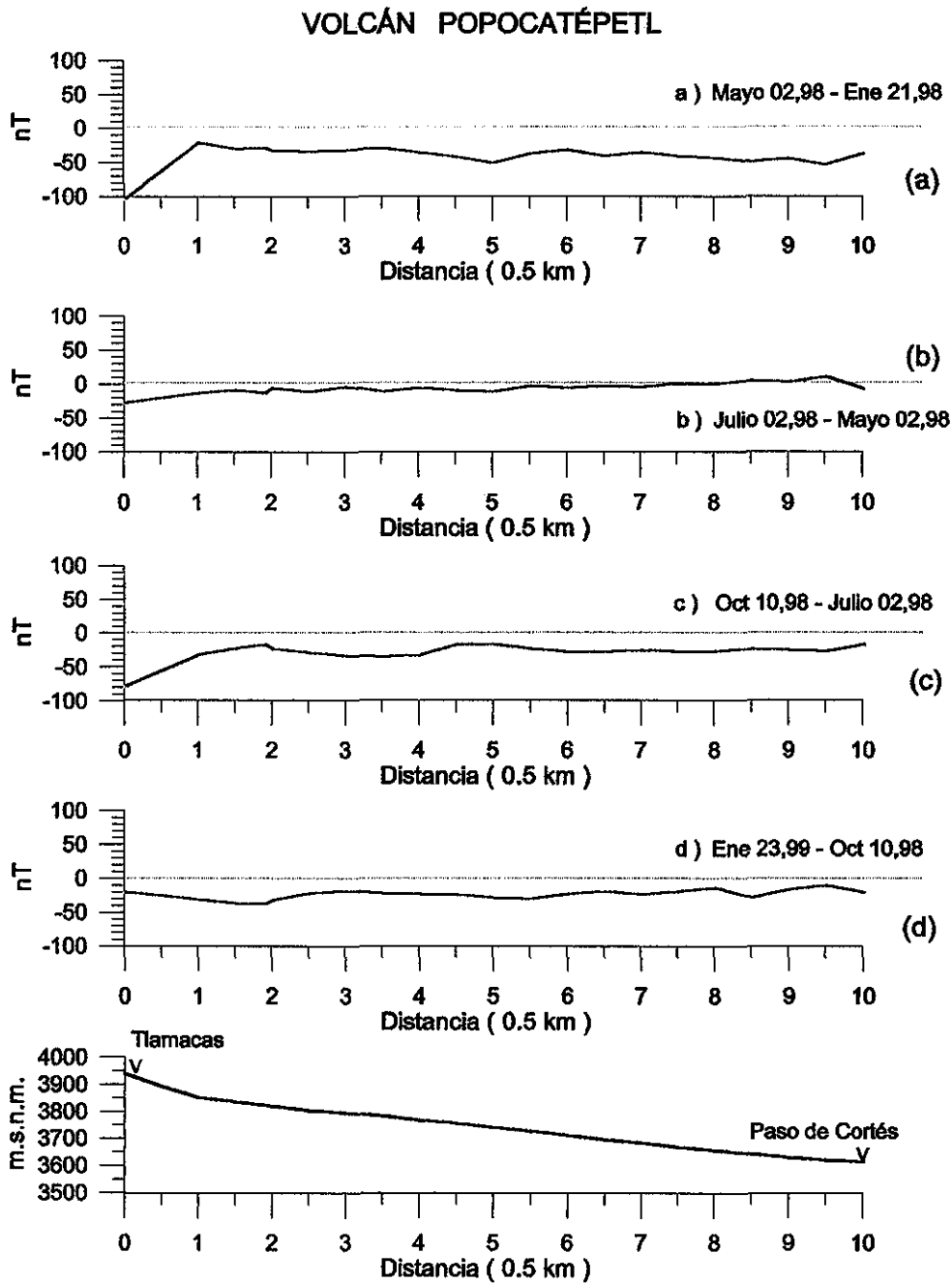


Fig. 5-41 Gráficas que muestran las diferencias entre dos conjuntos de mediciones magnéticas consecutivas en la sección de monitoreo magnético Tlamacas-Paso de Cortés. Los perfiles presentan en general una disminución de la intensidad del campo geomagnético de enero 21 de 1998 a enero 23 de 1999.

VOLCÁN POPOCATÉPETL

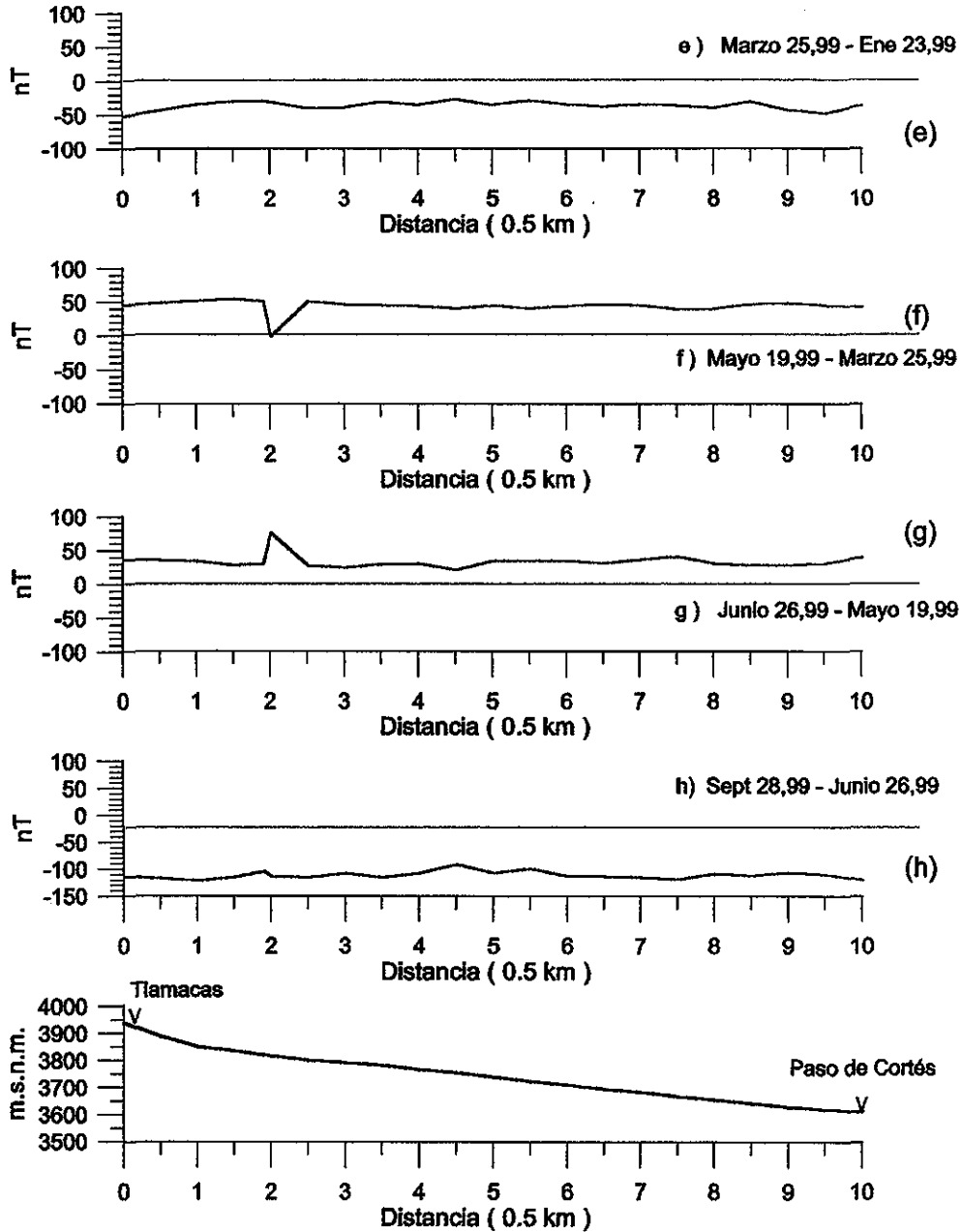


Fig. 5-42 Gráficas que muestran las diferencias magnéticas entre dos conjuntos de mediciones continuas del CMT en la sección de monitoreo Tlamanca-Paso de Cortés. En los perfiles se observa la presencia de periodos de desmagnetización (e, h) y magnetización (f, g) del flanco N del volcán Popocatepetl.

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

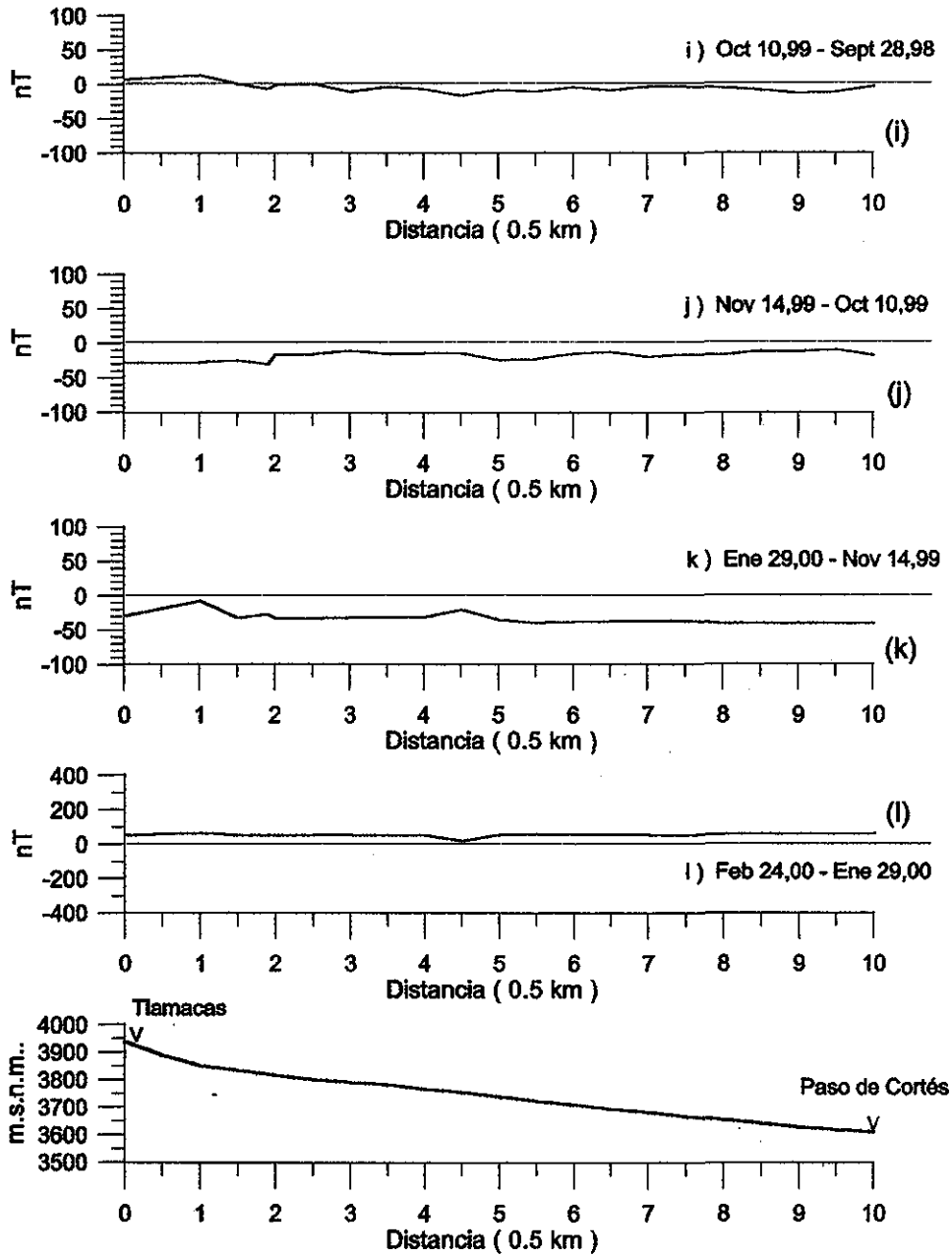


Fig. 5-43 Gráficas que muestran las diferencias magnéticas entre dos conjuntos de mediciones continuas del campo geomagnético en la sección de monitoreo Tlamicas-Paso de Cortés. En los perfiles se muestra que la intensidad magnética disminuye de septiembre 28 de 1999 a enero 29 de 2000 (i, j, k) incrementándose en febrero 24 (l).

De febrero 24 a marzo 25 de 2000, la intensidad del campo se incrementa ligeramente (Figs. 5-43 l y 5-44 m); de abril 28 a junio 24 de 2000, la intensidad del magnetismo disminuye (Fig. 5-44).

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

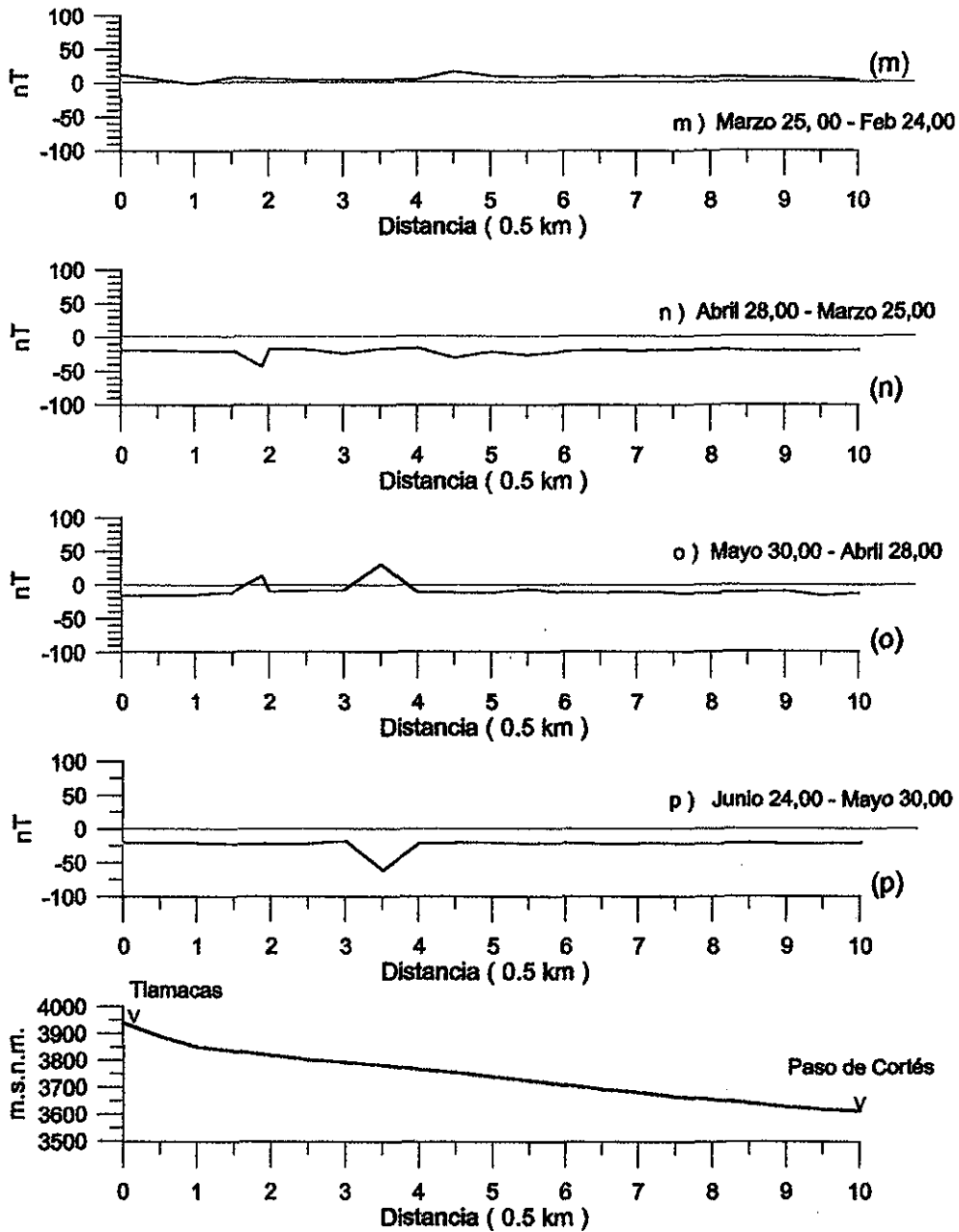


Fig. 5-44 Gráficas que muestran las diferencias magnéticas entre dos conjuntos de mediciones continuas del campo geomagnético en la sección de monitoreo Tlamacas-Paso de Cortés. Se observa en los perfiles, que en marzo 25 de 2000 (m) el campo geomagnético incrementa su valor de intensidad ligeramente y disminuye de abril 28 a junio 24 de 2000 (n, o y p).

En agosto 24 de 2000 la intensidad se incrementa ligeramente (Fig. 5-45q); en septiembre 30 disminuye considerablemente (Fig. 5-45r); en octubre 30 la intensidad del campo vuelve a incrementarse (Fig. 5-45s); de enero 20 a marzo 06 de 2001 la intensidad del campo magnético



sufre un decremento (Fig. 5-46t y 5-46u); en abril 03 el campo tiende a estabilizarse (Fig. 5-46v); y en mayo 08 de 2001 la intensidad del campo se reduce ligeramente (Fig. 5-46w).

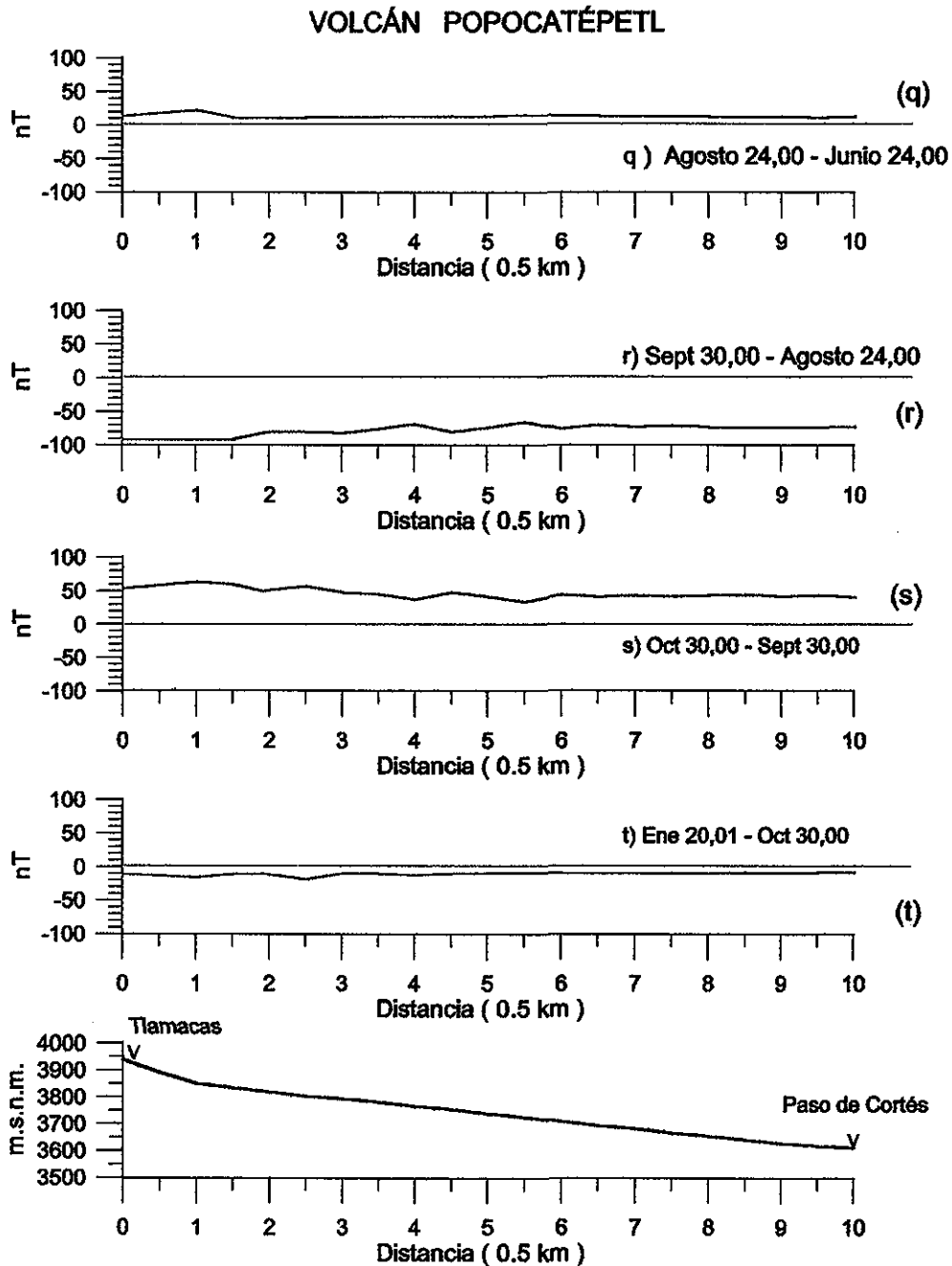


Fig. 5-45 Gráficas que muestran las diferencias magnéticas entre dos conjuntos de mediciones continuas del campo geomagnético en la sección de monitoreo Tlamacas-Paso de Cortés. En los perfiles se observa una fuerte variación vulcanomagnética entre las mediciones de agosto 24 de 2000 (r) y octubre 30 de 2000 (s).

Las variaciones vulcanomagnéticas que se midieron en el flanco N del Popocatépetl, corresponden en algunas de las ocasiones (Fig. 5-45r) al emplazamiento de magma en el cráter del volcán y a la formación de domos en su interior.

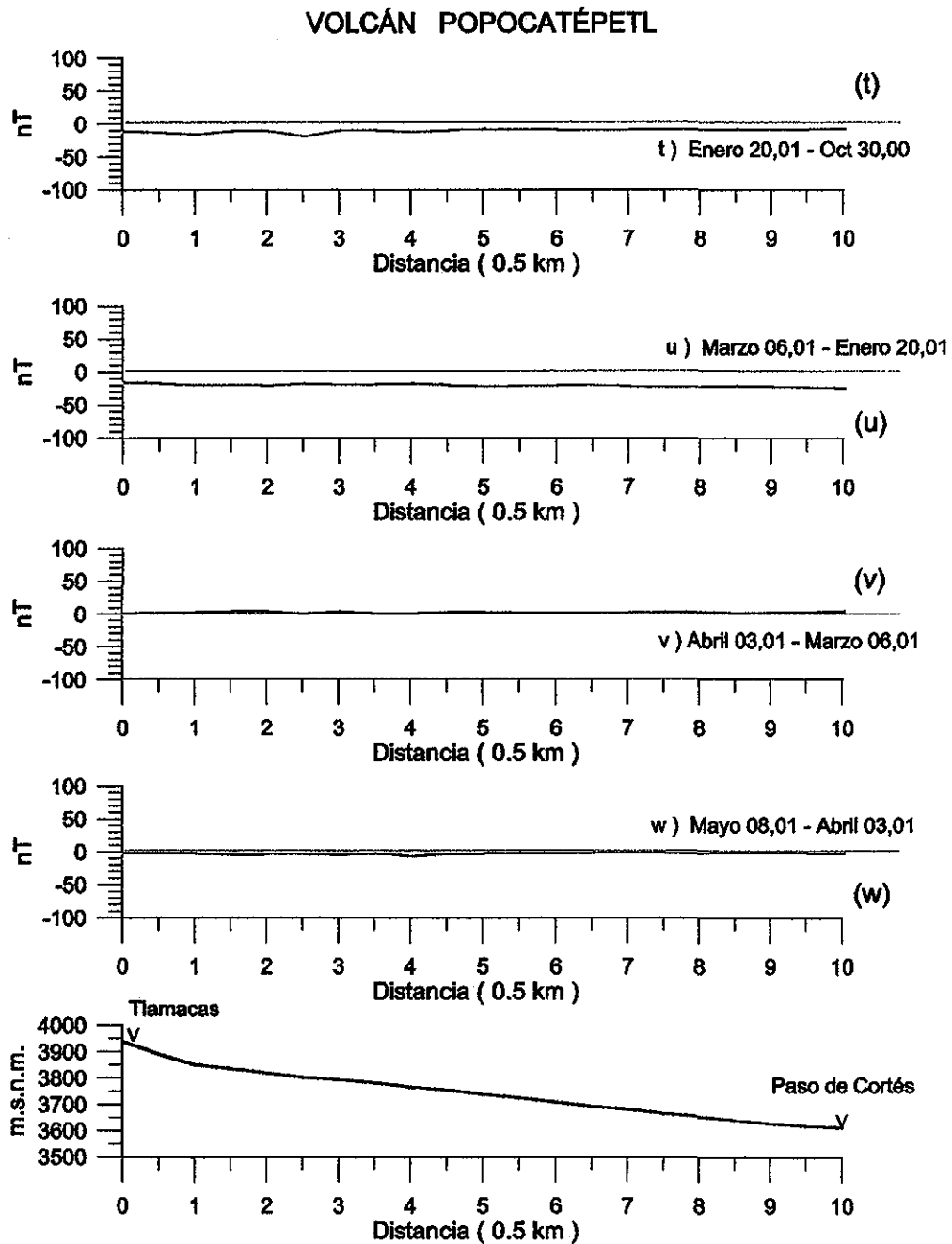


Fig. 5-46 Gráficas que muestran las diferencias magnéticas entre dos conjuntos de mediciones continuas del campo geomagnético en la sección de monitoreo Tlamacas-Paso de Cortés. En estos perfiles se observa una ligera disminución de la intensidad del campo geomagnético (t, u), tendiendo a un equilibrio en las mediciones posteriores (v, w).

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

Las variaciones vulcanomagnéticas que muestra el campo magnético en el Popocatepetl están íntimamente asociadas al calentamiento/enfriamiento que se asocia con la presencia del agua. La actividad fumarólica en el cráter está asociada con la abundancia de agua subterránea. En la parte más superficial del cráter, la energía termal puede ser efectivamente transportada por fluidos como el agua, vapor o gases volcánicos (Tanaka, 1993). Se infiere que en el Popocatepetl, la convección juega un papel definitivo en el transporte de calor y por lo tanto también en los efectos termomagnéticos.

La función del agua subterránea es importante bajo la vecindad del cráter debido a que el agua se transforma en vapor por el calor del magma y mucha energía se pierde por un calor latente de evaporación. Si el conducto se tapa, el vapor sobrecalentado y el agua caliente se expanden a través de las fisuras de las rocas circundantes debido a que la presión del agua subterránea se incrementa por la evaporización. Así que el agua superficial y subterránea enfría las temperaturas hirvientes, convirtiéndolas en un vapor caliente para elevar la temperatura de las rocas circunvecinas. Esto causa la desmagnetización, por otro lado, si el conducto es abierto el vapor escapa de la parte superior del conducto produciendo una despresurización. Como resultado, el agua regresa cerca del conducto y las rocas circunvecinas son enfriadas (Tanaka, 1993). Esto causa una magnetización.

Al graficar los valores de intensidad del campo magnético obtenidos durante toda la investigación (37.5 meses) en tres estaciones: Teoloyucan, Paso de Cortés y Tlamacas (Figs. 5-47 y 5-48) y analizar sólo los valores extremos, se observa que en la primera estación magnética se tuvo una variación del campo magnético de 287 nanoteslas (nT), en la segunda de 282 nT y en la tercera de 431 nT, lo que nos indica que la variación magnética de Paso de Cortés presenta una disminución de 5 nT con respecto al observatorio magnético de Teoloyucan y en la estación Tlamacas de 144 nT respecto de la misma estación. Este hecho se ha asociado con un proceso de desmagnetización debido a efectos termomagnéticos que han venido presentándose en el volcán Popocatepetl.

Al analizar las gráficas completas, se observa que en la estación base del observatorio magnético de Teoloyucan muestra un comportamiento del magnetismo normal y que la variación que se observa se asocia a la variación secular del campo magnético y que sólo alrededor de las mediciones realizadas en enero 29 de 2000 se tiene un cambio en la tendencia de los valores de intensidad de campo (Fig. 5-47, fecha 13).

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

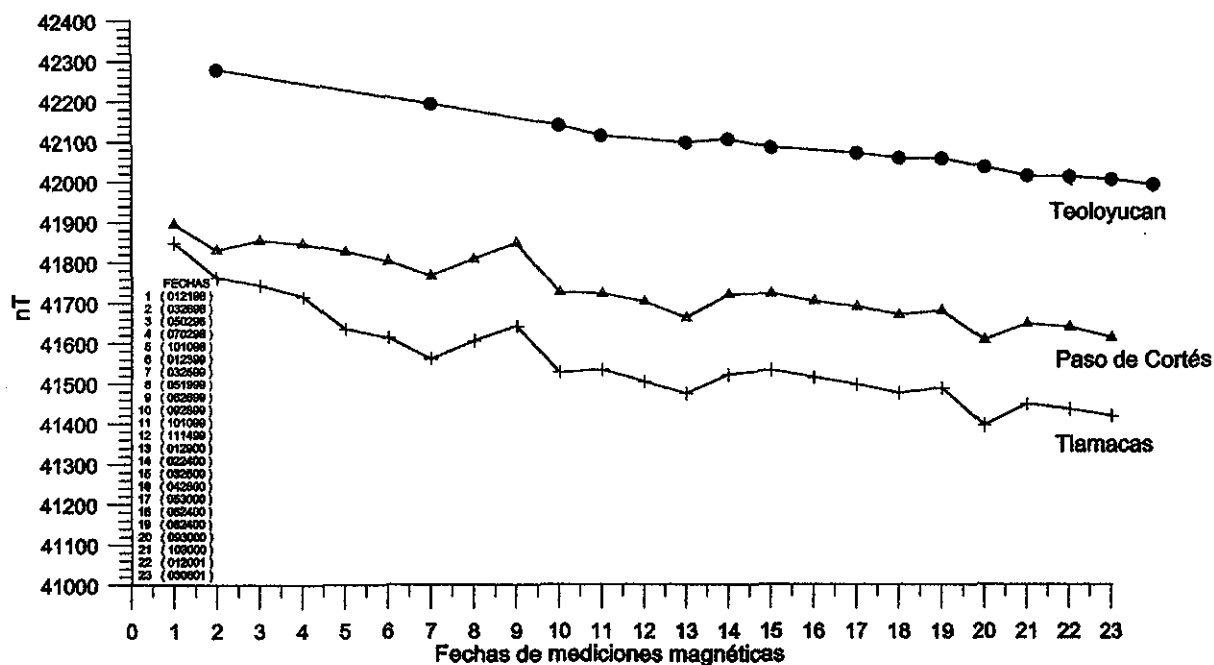


Fig. 47. Gráfica que muestra el comportamiento y variación durante 37.5 meses del campo geomagnético en tres estaciones de monitoreo magnético: Observatorio magnético de Teoloyucan (287 nT); Paso de Cortés (282 nT); Tlamacas (431 nT).

Las estaciones magnéticas de Paso de Cortés y Tlamacas muestran en general las mismas tendencias, estas en ocasiones muestran una asociación con los emplazamientos del magma en el conducto del cráter, como las variaciones que se observan alrededor de las mediciones efectuadas en marzo 26 de 1998 (fecha 2), marzo 25 de 1999 (fecha 7), septiembre 28 de 1999 (fecha 10), enero 29 de 2000 (fecha 13) y septiembre 30 de 2000 (fecha 20), Fig. 5-48.

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

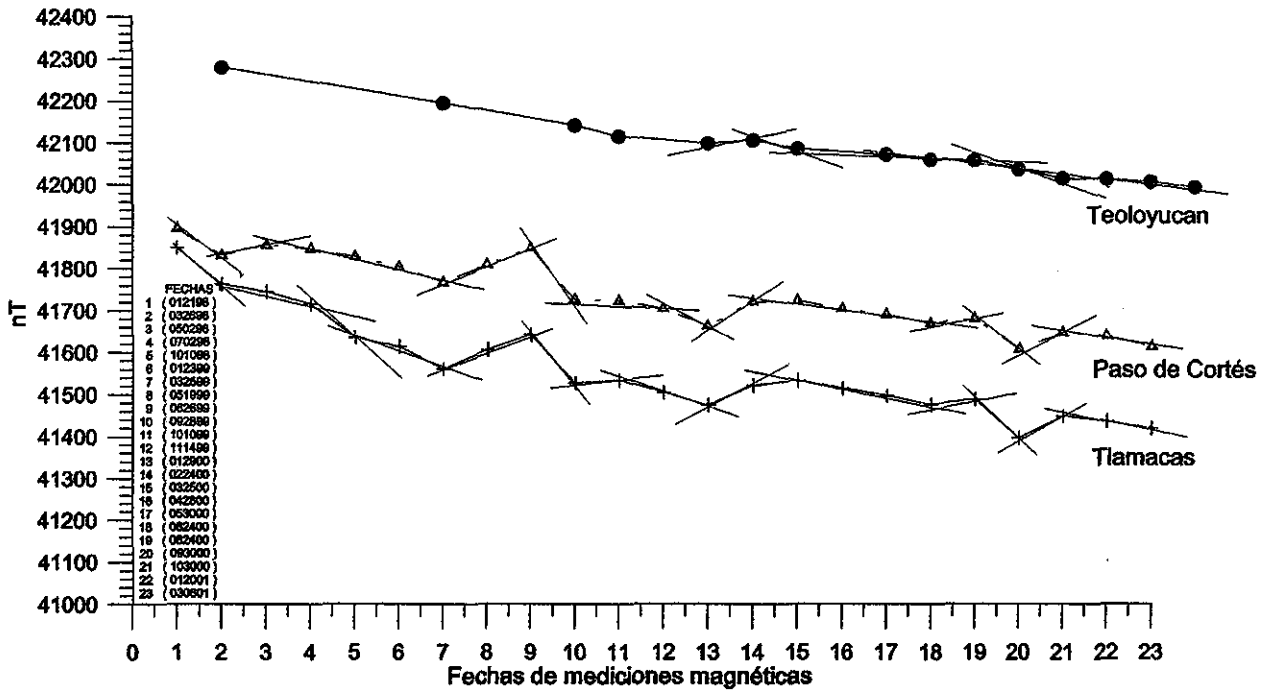


Fig. 48. Gráfica que muestra el comportamiento del campo geomagnético durante el periodo de enero 21 de 1998 a marzo 08 de 2001, en las estaciones magnéticas de: Observatorio de Teoloyucan, Paso de Cortés y Tlamacas. El comportamiento magnético de la primera estación se considera como normal. Las discordancias de las otras dos estaciones con respecto de la primera se consideran como variaciones vulcanomagnéticas.

Al graficar y analizar las diferencias promedio entre cada dos mediciones consecutivas de las estaciones que conforman la sección Tlamacas - Paso de Cortés (Fig. 5-49) se observa que las variaciones se deben asociar a cambios en el comportamiento magnético del volcán Popocatepetl. Aparentemente el cambio en la tendencia en los valores se asocia a la formación de domos en el cráter. CENAPRED informó de la presencia de domos en el cráter en febrero 25 y septiembre 15 de 2000, lo cual se correlaciona con los datos graficados, aunque si esto se confirma debería haber habido otros domos anteriores a los mencionados.

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

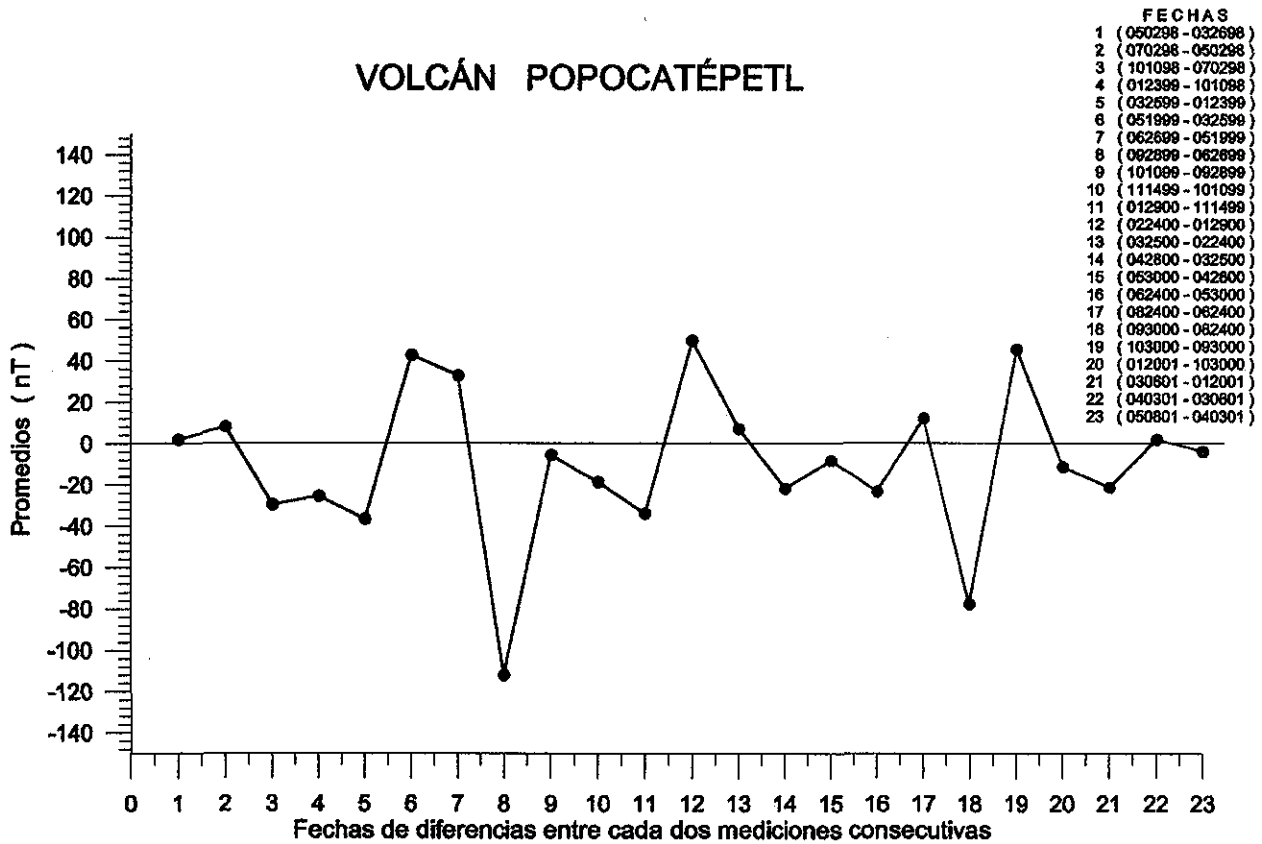


Fig. 5-49 Gráfica que muestra las diferencias promedio entre cada dos mediciones consecutivas en la sección de monitoreo magnético Tlamacas-Paso de Cortés. El cambio de tendencia se asocia en ocasiones al emplazamiento de domos en el cráter del volcán Popocatépetl.

Con el fin de encontrar posibles asociaciones de las variaciones vulcanomagnéticas y sismicidad, se analizaron los eventos sísmicos junto con las mediciones magnéticas en las estaciones de Tlamacas, Paso de Cortés y observatorio magnético de Teoloyucan (Fig. 5-50), no advirtiéndose una clara correlación.

## VOLCÁN POPOCATÉPETL

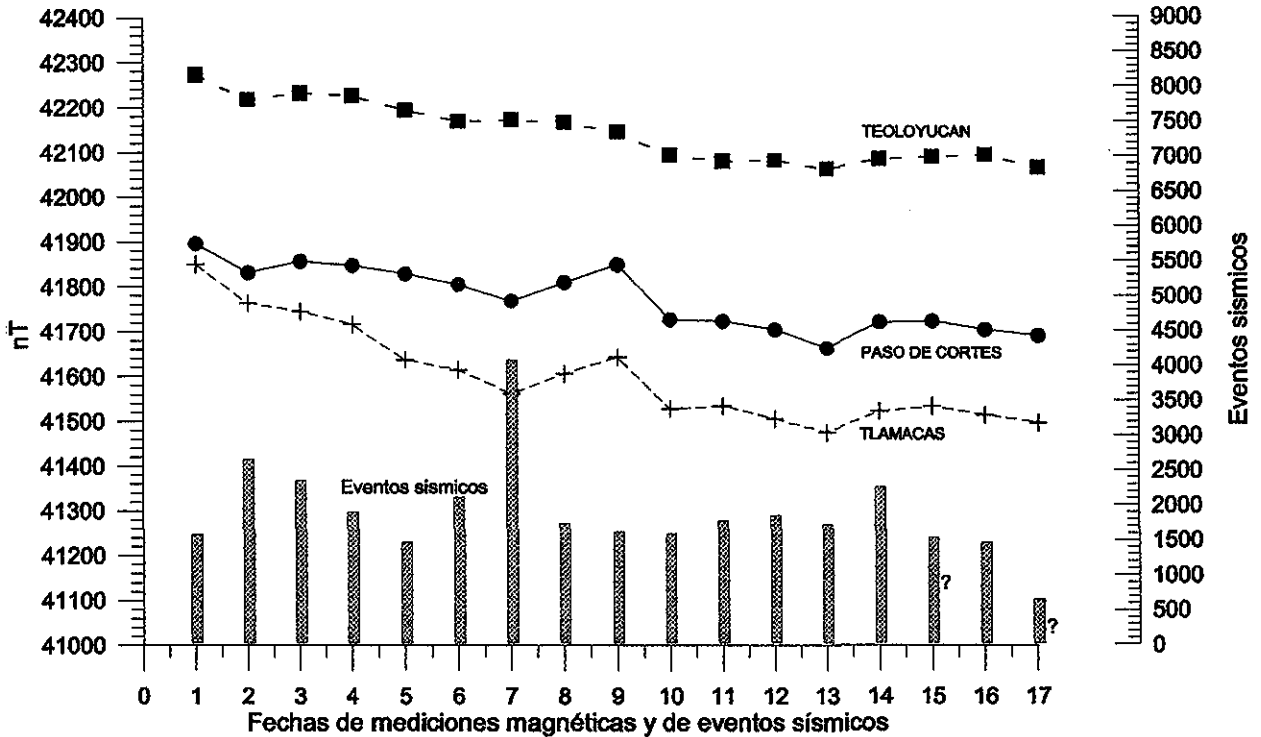


Fig. 50. Gráfica en la que se observa el comportamiento del campo geomagnético en tres estaciones de monitoreo magnético del volcán Popocatépetl y los eventos sísmicos que se han presentado en el periodo de las mediciones magnéticas.

Al investigar la sismicidad y las diferencias promedio entre cada dos mediciones consecutivas en la sección magnética Tlamacas - Paso de Cortés (Fig. 5-51), se observa cierta asociación, ya que en la mayor parte de la sección al disminuir los eventos sísmicos, las diferencias magnéticas disminuyen y viceversa, esto posiblemente se deba a que la sismicidad trae consigo efectos piezomagnéticos debido a la tensión que se debe generar en un sismo.

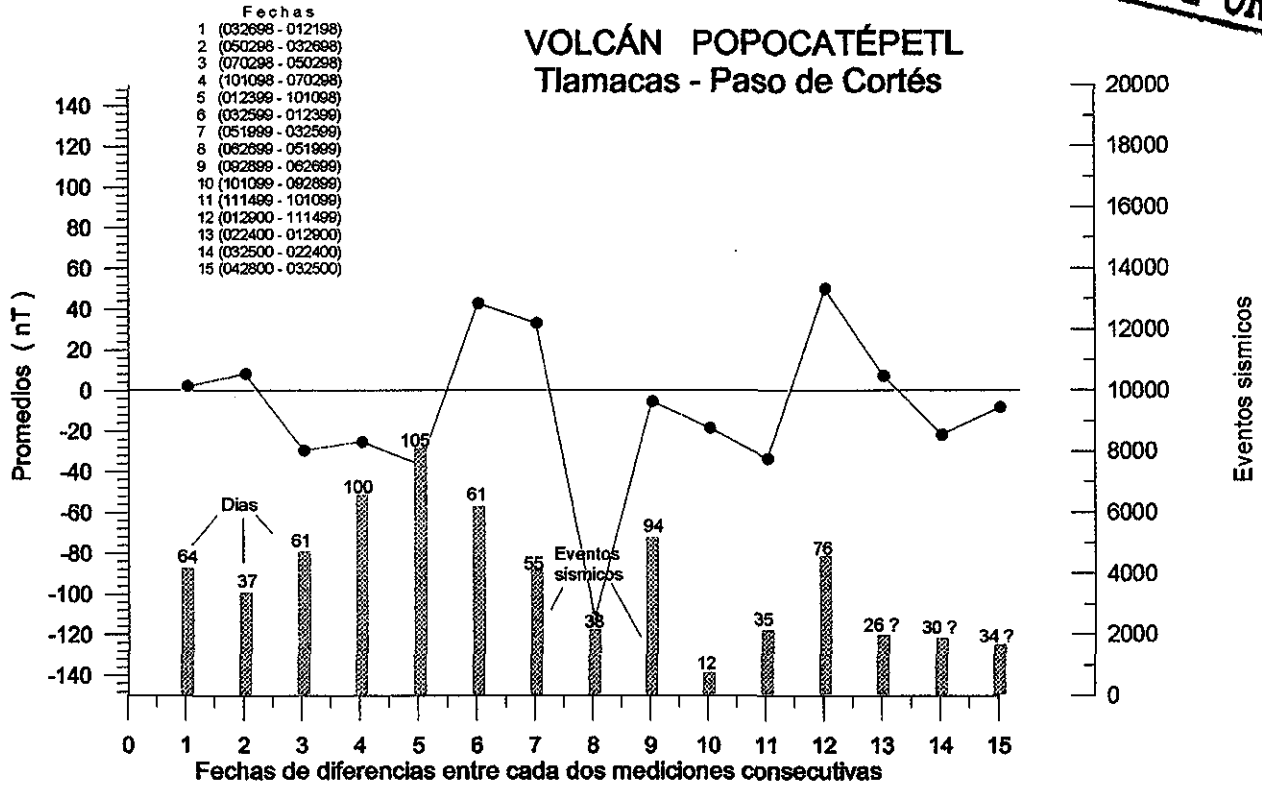


Fig. 5-51 Gráfica que muestra la relación de la sismicidad y las diferencias promedio de cada dos mediciones consecutivas en la sección de monitoreo magnético Tlamacas-Paso de Cortés.

#### 5.4.4 Discusión

En los 37.5 meses que duró este estudio, el volcán Popocatepetl mostró cinco fases de desmagnetización/magnetización, la de duración más larga, 14 meses, fue una fase de desmagnetización que se presentó de enero 21 de 1998 a marzo 25 de 1999 (Figs. 5-41 y 5-42e), asimismo exhibió un decremento en la intensidad de su magnetización de junio 26 de 1999 a enero 29 de 2000, (6 meses, Figs. 5-42h y 5-43i, j, k). Estas dos fases por su duración reflejan directamente el grado de calentamiento del cuerpo magnético bajo el volcán. La estación magnética de Paso de Cortés en el periodo de esta investigación experimentó un cambio de 5 nT en su intensidad del campo magnético, mientras que la estación magnética de Tlamacas tuvo un cambio en la intensidad de 144 nT, las estaciones se ubican aproximadamente a 10 y 5 km respectivamente del cráter del volcán. Lo anterior nos indica que la difusión del calor está en función de la distancia al cráter, y que las variaciones volcanomagnéticas observadas cerca del cráter están estrechamente asociadas con la transición de la actividad volcánica. Las variaciones volcanomagnéticas observadas en el volcán Popocatepetl se asocian principalmente a efectos termomagnéticos debidos a la convección hidrotermal.

En las fases de desmagnetización/magnetización presentadas en el Popocatepetl, indiscutiblemente se encuentra asociado con otro tipo de fuentes volcanomagnéticas, además de



las termales. Existen cambios geomagnéticos que se presentan en periodos relativamente cortos de 1 a 3 meses, como los observados por ejemplo entre marzo 25 y mayo 19 de 1999 (Fig. 5-42 f), entre junio 26 y septiembre 28 de 1999 (Fig. 5-42 h) y entre agosto 24 y octubre 30 de 2000 (Fig. 5-45 r y s), que resulta muy difícil asociarlos únicamente con variaciones termales del volcán. Estas variaciones posiblemente tengan una asociación con efectos piezomagnéticos debido a los cambios en la tensión de magnetización del volcán, ya que los valores del campo magnético en un determinado tiempo regresan a los valores preanómalos cuando la tensión cesa.

Dado que el volcán Popocatépetl presenta zonas de debilidad en su estructura, es probable que efectos electrocinéticos contribuyan también a las variaciones geomagnéticas observadas, ya que estos efectos están asociados con circulación de agua a lo largo de fracturas y/o fallas o a través de la red de poros interconectados de las rocas.

El estudio realizado demuestra que las variaciones geomagnéticas están asociadas con la reactivación del volcán Popocatépetl, entendiéndose por esto, nuevos aportes de material de la cámara magmática al cráter. La evidencia más clara de lo anterior se refleja en las mediciones entre agosto 24 y septiembre 30 de 2000 (Figs. 5-47, 5-48 y 5-49). El 15 de septiembre de 2000, informó CENAPRED la presencia de un nuevo domo en el cráter del volcán.

## **6 Conclusiones Finales**

## 6 Conclusiones finales

Como se ha podido observar a lo largo de esta investigación, los estudios que hasta la fecha se tenían sobre los complejos volcánicos de Colima e Izta-Popo, se restringían a estudios geológicos principalmente. Estos estudios tienen un alcance limitado en la caracterización de las estructuras volcánicas, debido a que los productos volcánicos como flujos de lava, ceniza, escoria, avalanchas de escombros volcánicos y depósitos piroclásticos (Figs. 2-3 y 2-18), enmascaran las características de dichas estructuras.

Los estudios aeromagnéticos ilustran el potencial de los métodos aerogeofísicos en estudiar las estructuras volcánicas sobre topografía abrupta y en fase de actividad eruptiva, que debido a su alta peligrosidad es casi imposible realizarlo por otro medio. El método permitió observar algunas de las características estructurales ocultas de los volcanes (p.ej. fallas y/o fracturas, Figs. 2-6, 2-7 y 2-17), así como la distribución y extensión de sus productos (Figs. 2-4, 2-5, 2-16). El método aeromagnético en los complejos volcánicos permitió identificar claramente cuerpos intrusivos o volcánicos enterrados, debido al contraste magnético (Figs. 2-1, 2-2, 2-16 y 2-19) que presentan con las rocas encajonantes (William y Finn, 1987). La aeromagnetometría en estructuras volcánicas, permite identificar la distribución de los productos volcánicos, ya que las susceptibilidades magnéticas que presentan los diferentes materiales como, derrames de lava, cenizas, escorias, depósitos piroclásticos y avalanchas de escombros volcánicos son contrastantes entre sí, generando anomalías de diferente intensidad magnética y morfología, lo que permite su identificación en las configuraciones del campo magnético (Fig. 2-22).

Las cartas o mapas aeromagnéticos con modelo digital del terreno proporcionan una nueva panorámica para el interpretador en Ciencias de la Tierra. Las zonas de debilidad y/o fallas, límites de calderas, cuerpos intrusivos no aflorantes y contactos geológicos son fácilmente distinguibles a través de esta técnica (Figs. 2-2, 2-5 y 2-7).

En el complejo volcánico de Colima (CVC) se identificaron dos anomalías aeromagnéticas (Figs. 2-2 y 2-3), interpretadas como dos apófisis de intrusivo enmascarados por depósitos de avalancha de escombros volcánicos y ubicados, uno al W del poblado de Quesería, a 13 km al S del Volcán de Colima y el segundo al E del poblado de El Trapiche, a 10 km al ENE de la Cd. de Colima, ambos alineados en una dirección N-S, continuando con el lineamiento general del CVC. Lo anterior sugiere que la migración del magmatismo de N a S del CVC, no terminó con las estructuras domicas conocidas como "Los Hijos del Volcán" (Luhr y Carmichael, 1990; Rodríguez-Elizarraras, 1992, Anexo I, Foto H), sino que continuó al menos hasta una distancia del orden de los 25 km al S del actual Volcán de Colima.

La profundidad estimada a la fuente de las anomalías aeromagnéticas en el Volcán de Colima de acuerdo al promedio radial del espectro de potencia (Fig. 2-9), a un modelo magnético (Fig. 2-15), y a la técnica de Nakatsuka (1990, 1994) es entre 2 y 4 km de profundidad.

En el complejo volcánico Iztaccíhuatl-Popocatepetl (CVIP) también se reconocieron tres zonas aeromagnéticamente anómalas, interpretadas como cuerpos volcánicos o intrusivos, la primera se ubica al S del Popocatepetl y está cubierta por depósitos de avalancha de escombros volcánicos principalmente (Figs. 2-16 y 2-18); la segunda se ubica en la parte central, entre los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl en la zona de Paso de Cortés (Figs. 2-16 y 2-24) y pudiera

asociarse con el remanente a profundidad de una estructura volcánica destruida por un evento tipo San Vicente, como lo propone Robin (1984) para el N del Popocatepetl. Nixon (1989) propone la existencia de un volcán llamado Ancestral Pies que pudiera ser lo que con la magnetometría aérea se ha detectado, sólo que se ubica más al S de lo propuesto por dicho autor. La tercera estructura se localiza al E del volcán Iztaccíhuatl.

Las estructuras de falla asociadas a los complejos volcánicos se interpretan a partir de las cartas o mapas de configuración del campo magnético total (Fig. 2-2, 2-3, 2-6 y 2-7). Las fallas tienen un efecto magnético asociable a una "tendencia magnética", la cual puede estar representada por bajos o altos magnéticos.

Una posible fuente para las anomalías magnéticas sobre zonas de falla, es la inclinación y deformación de los bloques, el fracturamiento y efectos de alteración. Las unidades rocosas en las zonas de deformación y alteración son más susceptibles a la alteración mineralógica. En ambientes volcánicos, los efectos hidrotermales pueden realzar la alteración, resultando en porosidades más altas, contenidos de arcilla, resistividades eléctricas bajas y causando variaciones en la susceptibilidad magnética e intensidad de remanencia (Finn, 2001), lo cual genera tendencias magnéticas asociables a bajos magnéticos (Ozina y Kinoshita, 1964; Henkel y Guzmán, 1977; Tarling, 1983; Roquemore, 1984; Grant, 1985; Dzurisin et al., 1990, Okubo et al., 1991). Cuando en los planos de falla de la estructura geológica se introduce un material de propiedades magnéticas más fuertes, las tendencias magnéticas generadas se asocian a altos magnéticos (Oshiman et al., 1987).

Las fallas pueden tener un comportamiento magnético complejo, que se da cuando sólo una parte del plano de falla es emplazado por algún tipo de material contrastante magnéticamente con la falla. Las zonas de debilidad asociadas a fallas y/o fracturas que se han interpretado en los complejos volcánicos están bien definidas a través del seguimiento, desplazamiento o abrupta terminación del rasgo magnético asociado.

En los complejos volcánicos se interpretaron con base en la magnetometría aérea zonas de debilidad asociables a fallas y/o fracturas de características regionales, semiregionales y locales, que en su mayoría no se habían reportado anteriormente. En el CVC se dedujeron las fallas La Desconocida de dirección NW-SE, la Límite E y Montitlán con orientación N-S, La Lumbre-Tamazula de rumbo NE-SW y La Escondida con trayectoria E-W (Figs. 2-6 y 2-7). En el CVIP se infirieron fallas en dirección N-S que limitan al complejo hacia el E y W y con orientación NE-SW y NW-SE que representan los bordes de los edificios volcánicos (Fig. 2-17 y 2-19).

La magnetometría terrestre realizada en los complejos volcánicos también permitió interpretar sus límites y las diferentes unidades geológicas que los conforman. Así mismo se pudo inferir zonas de falla y/o fracturamiento dentro de ellos y en general investigar algunos aspectos de su estructura geológica.

Por medio de las mediciones del campo magnético terrestre se investigaron algunas características de la estructura del activo Volcán de Colima y en general del centro y S del complejo volcánico de Colima. En el área se pudo diferenciar por sus características magnéticas cinco unidades geológicas diferentes: las avalanchas de escombros del Nevado y del protovolcán de Colima con una gran extensión (Stoopes y Sheridan, 1990; Capra, 2000); los conglomerados

volcánicos de la formación Atenquique (Luhr y Carmichael, 1990); las lavas y brechas andesíticas del Nevado; brechas y lavas andesíticas del Volcán de Colima; depósitos aluviales y rocas calcáreas. (Figs. 3-5, 3-8, 3-10 y 3-18).

Al mismo tiempo con las mediciones realizadas, se pudieron reconocer los límites E y W del rift de Colima (Figs. 3-7 y 3-10) y se pudo reforzar la existencia de algunas fallas y/o fracturas de carácter regional, por estar asociadas a bajos magnéticos. Estas estructuras mayores incluyen las fallas de La Lumbre (Figs. 3-19 y 3-20), La Escondida (Figs. 3-19 y 3-21) y Montitlán (Figs. 3-19 y 3-22).

En un intento por investigar la geometría y propiedades magnéticas de los cuerpos fuentes de las anomalías, se realizó un modelo de las anomalías de campo magnético, por medio de un conjunto de cuerpos poligonales con magnetizaciones varias (Fig. 3-18A). Una gran limitante para el análisis, es la falta de información concerniente a la variación de las propiedades magnéticas a profundidad, donde se espera que existan grandes variaciones en la susceptibilidad magnética e intensidad de remanencia, debido a la alteración hidrotermal, grado de intemperismo, etc. (Tarling, 1983; Grant, 1983; Dzurisin et al., 1990; Finn et al., 2001). Aún con esta incertidumbre, se encontró que los cuerpos fuente de las anomalías utilizados para ajustar las anomalías magnéticas se extienden a gran profundidad. Para el modelado de los bajos magnéticos, se utilizaron contrastes negativos relativos. Estos se han utilizado anteriormente en otros volcanes activos, por ejemplo, en el volcán Izu-Oshima (Sasai et al., 1990) y en el Monte Showa-Shinzar del volcán Usu (Nishida y Miyajima, 1984).

Por otro lado, la observación y estudio del campo magnético total, permitieron investigar algunas características de la estructura del complejo volcánico Izta-Popo (CVIP). En el área se pudieron distinguir por sus intensidades magnéticas las diferentes unidades geológicas que lo constituyen, específicamente se pudo identificar que el CVIP está formado por una serie de eventos magmáticos caracterizados por sus respuestas magnéticas. De esta manera se observa que dichos eventos son diversos y diferentes a lo largo y ancho del complejo volcánico (Figs. 4-9 y 4-12), lo que nos indica que los productos tienen diferentes fuentes (Carrasco-Núñez, 1985; Robin, 1987; Nixon, 1989).

En este estudio de magnetometría terrestre se pudo reconocer los límites E y W del CVIP, que de acuerdo a Schlaepfer, (1968) son los límites del "horst", constituido por el complejo volcánico. Las mediciones del campo magnético realizadas sobre dichos límites, se asocian con bajos magnéticos que a su vez se correlacionan con zonas de falla (Fig. 4-12). Esta asociación es debida probablemente a que en las zonas de falla en rocas andesíticas, el grado de anisotropía tiende a incrementarse (Ozina y Kinoshita, 1964). Al mismo tiempo, se ha visto que en las zonas de falla y/o fractura de rocas ígneas, la oxidación de la magnetita a hematita es mayor, por lo que las susceptibilidades magnéticas son bajas y se presenta una reducción de la intensidad del magnetismo remanente (Hankel y Guzmán, 1977).

La asociación de bajos magnéticos con zonas de debilidad, como fallas y/o fracturas, se observó en la mayoría de las secciones realizadas en él y alrededor del CVIP. Esta asociación ha sido observada también en el Volcán de Colima (López-Loera et al., 1994; López-Loera y Urrutia-Fucugauchi, 1999). Roquemore (1984) en un estudio magnético terrestre realizado en un campo volcánico, investigó el fallamiento y la asociación con los patrones de alteración

hidrotermal, observó que las rocas alteradas hidrotermalmente a lo largo de la intersección de zonas de falla, muestran fuertes bajos magnéticos, relacionados a fluidos calientes que rellenan las fracturas con permeabilidad alta. Existen algunos trabajos en donde reportan también, la asociación de fallas con bajos magnéticos y con zonas de gradiente (p.ej., Okubo et al., 1991; Michel y Zlotnicki, 1998).

Con el fin de investigar la geometría y propiedades magnéticas de los cuerpos fuente de las anomalías, se modelaron las anomalías del campo magnético de las secciones con dirección W-E (Figs. 4-14, 4-15 y 4-16), que cubren todo el CVIP y la sección central con dirección N-S (Fig. 4-13). Las anomalías fueron modeladas por un conjunto de cuerpos poligonales con magnetizaciones variadas. Una limitante en el análisis fue la ausencia de información en lo relativo a los cambios de las propiedades magnéticas a profundidad. Para el modelado se utilizaron muestras paleomagnéticas colectadas de varias unidades geológicas, en las que se incluyen flujos de andesita y basaltos, depósitos de piroclásticos y de avalanchas (Conte y Urrutia-Fucugauchi, 2001). Se emplearon promedios de susceptibilidad magnética y magnetización remanente como valores iniciales en los modelos. La polaridad magnética de la mayoría de las unidades es normal de acuerdo a la edad del CVIP. Se consideró que la dirección de magnetización remanente permanece constante y cercana al valor dipolar con una inclinación de  $35.4^\circ$  y una declinación hacia el N. De cualquier manera, se espera que existan fuertes variaciones en la susceptibilidad magnética y en la intensidad de remanencia debido a alteraciones hidrotermales, grado de intemperismo, etc. (Grant, 1985; Tarling, 1983; Dzurisin et al., 1990; Finn, 2001). A pesar de estas inconsistencias, se encontró que los cuerpos fuente usados para ajustar las anomalías magnéticas se extienden a considerable profundidad.

La repetición con cierta frecuencia de mediciones magnéticas en estaciones preestablecidas en los complejos volcánicos, permitió observar variaciones vulcano-magnéticas asociables a la actividad magmática y eruptiva de los volcanes de Colima y Popocatepetl.

Se observó que la intensidad del campo magnético asociado a la estructura del Volcán de Colima presentó cuatro comportamientos diferentes: 1, la intensidad del magnetismo del área fuera del volcán (estación 0, Figs. 5-8 y 5-9); 2, la intensidad del magnetismo en el límite de la caldera del protovolcán (estación km 1, Figs. 5-8 y 5-11); 3, la intensidad del magnetismo correlacionado con el piso del protovolcán (El Playón, estaciones C y IGF, Figs. 5-8, 5-15 y 5-17) y 4, que se asocia a zonas de debilidad como fracturas y/o fallas (estación Km 44, Figs. 5-8 y 5-19).

La intensidad del magnetismo en la zona límite de la caldera, presenta los mayores contrastes, probablemente porque los bordes de la caldera se asocian a fallas y esto implica que además de la contribución (efectos termomagnéticos) que tiene de la cámara magmática, tiene el asociado a la tensión (efectos piezomagnéticos) que se ejercen en las zonas de debilidad de la caldera, al entrar una cámara magmática en reactivación (estación 1, Figs. 5-8 y 5-11).

A pesar que con la intensidad de magnetismo en la sección Atenquique – El Playón, se pudo diferenciar zonas dentro de la estructura del Volcán de Colima y variaciones vulcanomagnéticas (Fig. 5-5), en este estudio y en esta sección no se identificó una señal claramente como precursora de la actividad volcánica, ya que antes y al momento de hacerse esta visible experimentó cambios menores a los que había presentado anteriormente (Figs. 5-11, 13, 15, 17 y 19).

El Volcán de Colima en el período que se condujo el estudio de las variaciones vulcanomagnéticas en la sección El Naranjal–Montitlán–Quesería, presentó cinco eventos explosivos: febrero 10, mayo 10, julio 17 y 29 de 1999 y en febrero 22 de 2001. En las gráficas de las variaciones magnéticas se puede observar la posible asociación con estos eventos, siendo los más claros los del mes de julio de 1999 (Fig. 5-25g) y el decremento en la intensidad del campo magnético que experimentó la sección desde mayo 24 de 2000, hasta enero 24 de 2001 (Fig. 5-27) que pudiera considerarse como precursor a la actividad presentada por el Volcán de Colima en febrero 22 de 2001.

Al analizar el comportamiento del magnetismo con relación al Rsem en el Volcán de Colima, se puede apreciar que tienen conductas inversas, cuando el magnetismo se incrementa, la energía liberada por el volcán disminuye y viceversa. Lo anterior es debido a que además de los efectos termomagnéticos, en los períodos de actividad se deben sumar efectos piezomagnéticos debidos a tensión que debe ejercer la intrusión del magma en su ascensión hacia el cráter.

El volcán Popocatepetl, en 37.5 meses que duró el estudio de las variaciones vulcanomagnéticas, mostró 5 fases de desmagnetización/ magnetización, siendo la de duración más larga, una fase de desmagnetización que duró 14 meses, de enero 21 de 1998 a marzo 25 de 1999 (Figs. 5-41 y 5-42e), también exhibió otro decremento de la intensidad de magnetización de 6 meses de duración (Figs. 5-42h y 5-43i, j, k). Estas dos fases por su duración reflejan directamente el grado de calentamiento del cuerpo magmático bajo el volcán. La estación magnética Paso de Cortés en el periodo de esta investigación experimentó un cambio de 5 nT en su intensidad, mientras que la estación Tlamacas sufrió una variación de 144 nT, las estaciones se ubican a 10 y 5 km respectivamente del cráter del volcán. Lo anterior nos indica que la difusión del calor está en función de la distancia al cráter, y que las variaciones vulcano-magnéticas observadas en sus cercanías, están estrechamente asociadas con la transición de la actividad volcánica y a los efectos termomagnéticos debidos a la convección hidrotermal.

En las fases de desmagnetización/magnetización presentadas en el volcán Popocatepetl, indiscutiblemente se encuentran asociadas con otro tipo de fuentes vulcanomagnéticas, además de las termales. Existen cambios geomagnéticos que se presentan en periodos relativamente cortos de 1 a 3 meses, (Figs. 5-42f, 5-42h y 5-45r,s), que resulta muy difícil asociarlos únicamente con variaciones termales del volcán. Estas variaciones posiblemente tengan una asociación con efectos piezomagnéticos debido a los cambios en la tensión de magnetización del volcán, ya que los valores del campo magnético en un determinado tiempo regresan a los valores preanómalos cuando la tensión cesa.

Dado que el volcán Popocatepetl presenta zonas de debilidad en su estructura, es probable que efectos electrocinéticos contribuyan también a las variaciones vulcano-magnéticas observadas, ya que estos efectos están asociados con circulación de agua a lo largo de fracturas y/o fallas o a través de la red de poros interconectados de las rocas.

El estudio realizado demuestra que las variaciones geomagnéticas están asociadas con la reactivación del volcán Popocatepetl, entendiéndose por esto, nuevos aportes de material de la cámara magmática al cráter. La evidencia más clara de lo anterior se refleja en las mediciones

entre agosto 24 y septiembre 30 de 2000 (Figs. 5-47, 5-48 y 5-49). El 15 de septiembre de 2000, informó CENAPRED la presencia de un nuevo domo en el cráter del volcán.

Los resultados aquí presentados son iniciales y se deberá continuar con la investigación, realizando estudios geológicos-geofísicos para confirmar la existencia de las estructuras volcánicas propuestas y reflejadas en el comportamiento magnético aéreo y terrestre. Así mismo se deberá continuar con el monitoreo de las variaciones vulcano-magnéticas en los volcanes de Colima y Popocatepetl.



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## **Bibliografía**

## Bibliografía

- Abrams, M., L. Glaze and M. Sheridan, 1991.** Monitoring Colima volcano. Mexico, using satellite data. *Bull. of Volcanology*, 53, 571-574.
- Alencaster, G. and J. Pantoja-Alor, 1986.** Coalcomana ramosa (Boehm) (Bivalviaiappurtaacea) del Albiano temprano del Cerro de Tuxpan, Jal. *Bol. Soc. Geolog. Mex.* 47, 33-46.
- Allan, J. F., 1985.** Sediment depth in northern Colima graben from 3-D interpretation of gravity *Geofis. Int.* 24, 21-30
- Allan, J. F., 1986.** Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest México: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Bull.*, 97, 473-485
- Allan, J. F. and I.S E. Carmichael, 1984.** Lamprophric lavas in the Colima Graben SW, Mexico *Contributions Mineralogy and Petrology* 88, 203-216.
- Alva-Valdivia, L. M., J. Urrutia-Fucugauchi, H. Bohnel and D. J. Moran-Zenteno, 1991.** Aeromagnetic anomalies and paleomagnetism in Jalisco and Michoacan, southern Mexico continental margin. *Tectonophysics*, 192, 169-190.
- Alva -Valdivia, L. M., A. Goguitchaichvili, L. Ferrari, J. Urrutia -Fucugauchi, 2000.** Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth Pl. Sp.* 52,7, 467-478.
- Álvarez, R., R. Bonifaz , A. L. Martín Del Pozzo, 1993.** Volcanic hazard evaluatio through remote sensing in Colima volcano México. *Ninth Conference on Geologic Remote Sensing*, Pasadena, Calif. U.S.A.
- Anguita, F., S.P. Verma, A. Márquez, M. Vasconcelos, I. López, A. Laurrieta, 2001.** Circular features in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 107, 4, 265—274.
- Arciniega-Ceballos, A., B. A. Chouet and P. Dawson, 1999.** Very long-period signals associated with vulcanian explosions at Popocatepetl Volcano, México. *Geophys., Res., Lett.*, 26, 19, 3013-3016.
- Aubert, M., and E. Lima, 1986.** Hydrothermal activity detected by self potential measurements at the N-S volcanic axis between the volcanoes Nevado de Colima and Volcan de Colima. (Mexico). *Geofis.. Int.* 25, 3075-3078.
- Baranov, V., and H. Naudy, 1964.** Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79.
- Bandy, W., C. Mortera-Gutierrez and J. Urrutia-Fucugauchi, 1993.** Gravity field in the southern Colima graben. Mexico. *Geofis. Int.*, 32, 561-567.

- Bandy, W., C. Mortera-Gutiérrez, J. Urrutia-Fucugauchi and T. W. C. Hilde, 1995.** The subducted Rivera-Cocos plate boundary- where is it, what is it and what is its relationship to the Colima rift? *Geophys. Res. Lett.* 22, 3075-3078.
- Bhattacharya, B. K., 1972.** Design of spatial filters and their application to high-resolution aeromagnetic data. *Geophysics*, 37, 68-91.
- Blakely, R. J., 1995.** Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications. *Cambridge University Press*, 441 pp.
- Blank H. R., S. Aramaki and K. Ono, 1965.** Aeromagnetic Surveys of Kuttayaro and Aso Caldera Regions, Japan., *IAV International Symposium on Volcanology (New Zealand)*. Scientific session of Nov 24, 49-50 abstract.
- Bracewell, R., 1999.** The Fourier Transform and Its Applications, 3rd ed. New York, *McGraw-Hill*, 381 pp.
- Burbach, G. V., C. Frohlinch, W. D. Pennington, T. Matumoto, 1984.** Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.
- Cabral-Cano, E., T. Dixon, F. Correa-Mora, 1999.** Mediciones de deformación mediante el uso de sistemas de posicionamiento global (GPS). *Simposio Internacional "Volcán Popocatepetl"*. Resumen, p. 5.
- Campos-Enríquez, O. and M. A. Alatorre-Zamora, 1998.** Shallow crustal structure of the northern portion of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, México. *Geofis.Int.*, 37, 263-282.
- Campos-Enríquez, J. O., M. A. Arroyo-Esquivel and J. Urrutia-Fucugauchi, 1990.** Basement Curie Isotherm and shallow-crustal structure of the Trans Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 172, 77-90.
- Campos-Enríquez, J. J., J. O. Campos-Enríquez y J. Urrutia-Fucugauchi, 1991.** Variación secular reciente y cartas de los elementos del campo geomagnético en México. *Geof. Int.*, 30, 2, 107-116.
- Capra P. L., 2000.** Colapso de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos, los casos del monte Santa Elena (EE.UU.) Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). *Inst. de Geofísica, UNAM*, Tesis Doctoral, 120 pp.
- Cárdenas-González, L., N. Piedad-Sánchez, H. Delgado, 1999.** Mediciones de las emisiones de SO<sub>2</sub> del en el volcán Popocatepetl. *Simposio Internacional "Volcán Popocatepetl"* Cd. de México 22-24 marzo. Resumen, p. 7.
- Carrasco-Núñez, G. 1985.** Estudio Geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis, *Fac. Ing. UNAM* 132 pp.

- Carrasco-Núñez, G., L. Silva-Mora, H. Delgado-Granados y J. Urrutia-Fucugauchi, 1986.** Geología y Paleomagnetismo del Popocatépetl. *Serie de Inv., Inst. Geof., UNAM*, # 33.
- Castillo, H. D. 1984.** Evaluación de una zona de interés geotérmico asociada al Complejo Volcánico de Colima. Reporte GG 10-84, *C.F.E.* Sub.Gerencia de Estudios Geotérmicos.
- Cifuentes-Nava, G., E. Hernández, E. Cabral-Cano, F. Correa-Mora, R. Chávez-Segura, A. L. Martín del Pozzo, J. Urrutia-Fucugauchi, 1999.** Análisis preliminar de la serie de tiempo geomagnética en el volcán Popocatépetl. *Simposio Internacional "Volcán Popocatépetl"* Cd. de México 22-24 marzo. Resumen p. 9.
- Clement, B. M., C. B. Connor and G. Graper, 1993.** Paleomagnetic estimate of the emplacement temperature of the long-runout Nevado de Colima volcanic debris avalanche deposit, Mexico. *Earth and Planet Sc. Lett.*, 120, 499-510.
- Conte, G., y J. Urrutia-Fucugauchi, 2001.** Estudio Paleomagnético de los flujos de lava del volcán Popocatépetl. *Segundo Simposio del Posgrado en Ciencias de la Tierra. UNAM* Resumen.
- Connor, C. B., S. B. Lane and B. M. Clement, 1993.** Structure and thermal characteristics of the summit dome, March, 1990-March, 1991; Volcan Colima, *Geofis. Int.*, 32, p 643-657.
- Davis, J. C., 1973.** Statistics and Data Analysis in Geology. *John Wiley & Sons, Inc.*, 550 pp.
- Davis, P. M., D.B. Jackson, J. Field and F. D. Stacey, 1973.** Kilauea volcano, Hawaii: A search for the volcanomagnetic effect. *Science*, 180, 73-74.
- Davis, P. M., D. R. Pierce, R. L. McPherron, D. Dzurisin, T. Murray, M. J. S. Johnston and R. Muller, 1984.** A volcanomagnetic observation on Mt. St. Helens, Washington. *Geophys. Res. Lett.* 11, 233-236.
- De La Cruz Reyna, S., 1993.** Random patterns of occurrence of explosive eruptions Colima Volcano, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 55, 51-58.
- De La Cruz-Reyna, S., J. L. Quezada, C. Peña, O. Zepeda y T. Sánchez, 1995.** Historia de la Actividad Reciente del Popocatépetl (1354-1995). *Volcán Popocatépetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 3-22.
- De La Fuente, M., Z. De Cserna, M. Mena y C. L. V. Aiken, 1990.** Anomalías potenciales en el volcán de Colima, Memorias de la Segunda Reunión Nacional "Volcán de Colima" y 1ª Reunión Internacional de Vulcanología. *Univ. de Colima, Colima*. p. 37 (resumen).
- Del Negro, C. and F. Ferrucci, 2000.** Volcanomagnetic effects at Vulcano Island (Aeolian archipelago, Italy). *Geophys J. Int.*, 140, 83-94.

- Delgado-Granados, H., G. Carrasco-Núñez, J. Urrutia-Fucugauchi and B. M. Casanova, 1988.** Análisis of the eruptive records of Popocatepetl volcano, México. Kagoshima International Conference on volcanoes, *Proceedings*. p. 510-513.
- Delgado-Granados H., 1993.** Late Cenozoic tectonics of shore western México and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, 34, 543-560.
- Delgado, H. Y M. Brugman, 1995.** Monitoreo de los Glaciares del Volcán Popocatepetl *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 221-241.
- Demant, A., 1978.** Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *UNAM, Inst. Geología, Rev.*, 2, 172-187.
- Demant, A., 1979.** Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico: *UNAM, Inst. Geología Rev.*, 3, 39-57.
- Demant, A., 1982.** Interpretación geodinámica del Volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *UNAM Inst. Geología, Rev.*, 5, 2, 217-222.
- Dr. Atl., 1939.** Volcanes de México. Vol. I La Actividad del Popocatepetl, *Ed. Polis*, México, p.13.
- Dzurisin, D., R. P. Delinger and J. G. Rosenbaum, 1990.** Cooling rate and thermal structure determined from progressive magnetization of the dacite dome at Mount St. Helens, Washington. *J. Geophys. Res.*, 95, 2763-2780.
- Endo, E. T. and T. L. Murray, 1991.** Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. *Bull. of Volcanology*, 53, 533-545
- Espíndola, J. M., M. Mena y R. Cabrera, 1994.** Bases Geofísicas y Geoquímicas de la Vigilancia de Volcanes Activos. Métodos Geodésicos. *Ciencia*, 89-104.
- Ferrari, L., V.H. Garduño, G. Pasquare and A. Tibaldi, 1994.** Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofis. Inter.* 33,1. 91-105.
- Ferrari, L., V. H. Garduño, F. Innocenti, P. Manetti, G. Paquare and G. Vaggelli, 1994.** A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. *Geofis. Inter.* 33,1,107-123.
- Ferrari, L., M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz y G. Carrasco - Núñez, 1999.** Space-time patterns of cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 4, 303-306.

- Finn, C. and D. L. Williams, 1987.** An Aeromagnetic Study of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 92, 10, 194-206.
- Finn, C. A., T. W. Sison and A. M. Deszcz-Pan, 2001.** Aerogeophysical measurements of collapse-prone hydrothermally altered zones at Mount Rainier volcano. *Nature* 409, 600-603
- Flores-Luna, C., R. Álvarez, S.K. Shing and J. Urrutia-Fucugauchi, 1977.** Aeromagnetic Survey of Los Humeros Caldera, Mexico, *Geofis. Inter.* 17, 4, 415-427.
- Galindo, I., A. González y R. Ayala, 1995.** Emisiones de Bióxido de Azufre del Volcán Popocatepetl, México, Durante la Erupción de Diciembre 1994- Enero 1995. *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 245-256.
- Garduño-Monroy, V. H., R. Saucedo-Girón, Z. Jiménez, J. C. Gavilanes-Ruiz, A. Cortés-Cortés y R. M. Uribe-Cifuentes, 1998.** La falla Tamazula, límite suroriental del bloque Jalisco, y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México. *Rev. Mexicana Ciencias Geol., UNAM, Inst. de Geología. V 15, 2*, 132-144
- González-Pomposo, G. J., A. L. Martín del Pozzo, J. Panohaya-Analco y J. A. De Gante González, 1993.** Estudio de la sismicidad y deformación del Volcán de Colima durante la crisis de abril de 1991. *Geofis. Inter.*, 32, 4, 671-682.
- Goguitchaichvili, A., L. M. Alva-Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Morales and L. Ferrari, 2000.** Absolute paleointensity results from Trans-Mexican Volcanic Belt: Implications for late Niocene geomagnetic field strength, *Geophys. J. Int.*, 143, 977-984.
- Grant, F. S., 1985.** Aeromagnetics. Geology and ore environments. I. Magnetite in igneous sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration*, 23, p 303-333.
- Grant, F. S. and G. F., West., 1965.** Interpretation Theory in Applied Geophysics. *McGraw-Hill Book Company*, 584 pp.
- Hagiwara, Y., 1965.** Analysis of the Results of the Aeromagnetic Surveys over Volcanoes in Japan (I). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 529-547.
- Hamano, Y., H. Utada, T. Shimomura, Y. Tanaka, Y. Sasai, I. Nakagawa, Y. Yokoyama, M. Ohno, T. Yoshino, S. Yukutake and H. Watanabe, 1990.** Geomagnetic variations observed after the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 42, 319-335
- Henderson, R. G., 1970.** On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. *Geophysics*, 35, 916-919.
- Henderson, R. G., and I. Zietz, 1949.** The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *Geophysics*, 14, 517-534.

- Henderson, R. G., and I. Zietz, 1949.** The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics*, 14, 508-516
- Henkel, H. and M. Guzmán, 1977.** Magnetic features of fracture zones. *Geoexploration V. 5*, 173-181.
- Hildenbrand, T. G., J. Rosenbaum, J. P. Kauahikaua, 1993.** Aeromagnetic Study of the Island of Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 98, 4099-4119.
- Johnston, M. J. S., 1997.** Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity. *Sur. Geophys.*, 18, 441-475.
- Johnston, M. J. S. and F. D. Stacey, 1969.** Volcanomagnetic effect observed on Mt. Ruapehu, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 74, 6541-6544.
- Johnston, M. J. S. and F. D. Stacey, 1969.** Transient magnetic anomalies accompanying volcanic eruptions in New Zealand. *Nature*, 224, 1289-1291.
- Johnston, M. J. S., R. J. Muller and J. Dvorak, 1981.** Volcanomagnetic observations during eruptions, May-August 1980. In: The 1980 Eruptions of Mount St. Helen, Washington. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1250, 183-189.
- Kato, Y., T. Matsuo and A. Takagi, 1962.** Aeromagnetic survey over the Oshima Island, *Sci Rept. Tohoku Univ., Ser.*, 5, 14, 65-80.
- Komorowski, J. C., R. Saucedo, A. Cortés and C. Navarro, 1994.** The 1913 paroxysmal eruption of Colima volcano, Mexico – field characteristics of flow and fall deposits, eruptive processes and implications for older historical pyroclastic sequences: *IAVCEI. General Assembly, Ankara* (abstract).
- Komorowski, J. C., A. Cortés, C. Navarro, J. C. Gavilanes, C. Siebe and S. Rodríguez, 1996** Edifice collapse and debris avalanches deposits at Colima volcanoes, México- a review with new variations on a recurrent theme: *Univ. de Colima. Reunión Inter. Volcán de Colima. 5ª, Colima, Col.* (resumen extenso, formato electrónico).
- Lermo J., J. Cuenca, T. Monfret, F. J. Hernández y E. Nava, 1993.** Algunas características espectrales de la sismicidad asociada a la actividad del Volcán de Colima. *Geofis. Int.*, 32, 4, 683-697.
- López-Loera, H. y C. Gutiérrez, 1977.** Pseudosecciones Geo-eléctricas e Implicaciones Geohidrológicas en el valle de Colima. *Geofis. Inter.*, 17,2, 127-150.
- López-Loera, H., R. Ponce, R. Castillo, J. L. Comparán and J. Urrutia-Fucugauchi, 1994.** Geophysical study of faulting associated with the Colima Volcanic Complex. *Univ. de Colima. 4ª Reunión Internacional Volcán de Colima. Colima, México. Resumen.*

- López-Loera, H. and J. Urrutia-Fucugauchi, 1996.** Geophysical study of faulting associated with the Colima Volcanic Complex. Volcán de Colima. Fifth International Meeting. *Univ. de Colima*, Colima, Mexico. January 22-26, 1996.
- López-Loera, H. and J. Urrutia-Fucugauchi., 1999.** Spatial and temporal magnetic anomalies on Volcan de Colima, Western México. *International Union of Geodesy and Geophysics, IUGG XXII General Assembly*.18-30 July. Birmingham, UK. Abstract, A.78
- López-Loera, H. and J. Urrutia-Fucugauchi, 1999.** Spatial and temporal magnetic anomalies of Colima volcano, western Mexico. *Geofis. Int.* 39, 3-16.
- López-Loera, H., J. Urrutia-Fucugauchi, L. Alva-Valdivia, O. Delgado-Rodríguez & Frank García-Pérez, 1999.** Variaciones vulcanomagnéticas asociadas al Complejo Volcánico Popocatepetl-Iztaccihuatl. *Simposio Internacional "Volcán Popocatepetl"*. Resumen, p. 22.
- López-Loera, H. y J. Urrutia-Fucugauchi, 1999.** Estudio de las anomalías magnéticas y su relación con las estructuras geológicas y actividad eruptiva de los complejos volcánicos activos de México, Popocatepetl y Colima. Primer Simposio del Posgrado en Ciencias de la Tierra. *UNAM* p 107-108 resumen.
- López-Loera, H. J. Urrutia-Fucugauchi and I. Hernández-Pérez, 2000.** Subsurface structure structure of Colima Volcanic Complex, Western Mexico as reveled by Magnetic study. *Univ. de Colima*. Seventh International Meeting, Colima, Mexico. March 6-10, 2000. p. 44 (abstract).
- López-Loera, H. and J. Urrutia-Fucugauchi, 2001.** Magnetic Characteristics of Fracture Zones and Constraints on the Subsurface Structure of Colima Volcanic Complex, Western Mexico. (*Rev.*)
- Lugo-Hubb, J., A. L. Martín del Pozzo y L. Vázquez-Selem, 1993.** Estudio geomorfológico del Complejo Volcánico de Colima, *Geof. Int.*, 32, 4, 633-641.
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael, 1980.** The Colima Volcanic Complex, Mexico. Part I, Post I. Post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contrib. Mineral. Petrology*, 71, 343-372.
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael, 1981.** The Colima Volcanic Complex, Mexico. Part II, Late Late Quaternary cinder cones: *Contrib. Mineral. Petrology*, 76, 127-147.
- Luhr, J. F. and I. S.E. Carmichael, 1982.** The Colima Volcanic Complex, Mexico. Part III. Ash and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcan Colima: *Contrib. Mineral. Petrology*, 80, 262-275.
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael, 1990.** Geology of Volcan de Colima. *Bol. Inst. Geol., UNAM*, 107, 101p.



- Luhr, J. F. and K. L. Prestegard, 1985.** Caldera formation at Volcan Colima, Mexico; a large Mount St. Helens type avalanche event 4,300 years ago; *EOS, Transactions of American Geophysical Union*, 66, 411 (abstract).
- Luhr, J. F. and K. L. Prestegard, 1988.** Caldera formation at Volcan Colima, Mexico, by a large Holocene volcanic debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35, 335-348
- Macías, J. L., B. Capaccioni, S. Conticelli, L. Giannini, M. Martín and S. Rodríguez, 1993.** Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima graben, México; Constrains on their genesis and evolution. *Geof. Int.* 32, 575-590.
- Macías, J. L., G. Carrasco y C. Siebe, 1995.** Zonificación de peligros Volcánicos del Popocatepetl. *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 79-91.
- Macías, J. L., J. M. Espíndola, Y. Taran, M. F. Sheridan and A. García, 1997.** Explosive Volcanic Activity During the Last 3,500 years at El Chichon Volcano, Mexico. *IAVCEI, Puerto Vallarta, México, 1977, General Assembly, January 19-24, Excursion No. 6, Field Guide.* 52 p.
- Malahoff, A., 1969.** Magnetic Studies over Volcanoes in The Earth's Crust and Upper mantle Geophys. Monograph 13, edited by J. H. Pernbroke, *Am. Geophysical Union* 436-446.
- Martín del Pozzo, A. L., E. Espinoza-Pereña, M. A. Armienta, A. Aguayo, M. Reyes, G. Sánchez, O. Cruz, N. Cenicerros, J. Lugo, V. González, M. A. Butrino y M. Villarreal, 1995.** La Emisión de Cenizas y Variaciones Geoquímicas Durante Diciembre-Marzo en el Volcán Popocatepetl. *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 285-294.
- Márquez, A., S. P. Verma, F. Anguita, R. Oyarzun, J. L. Brandle, 1999.** Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin; extension at front of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 93, 125-150.
- Medina-Martínez, F., 1983.** Analysis of the eruptive history of the Volcan de Colima, México (1560-1980). *Geofis. Int.*, 22, 157-178.
- Medina-Martínez, F., J. M. Espíndola, M. DeLa Fuente and M. Mena, 1996.** A gravity model model of the Colima. México region. *Geofis. Int.*, 35, 4. 409-414.
- Mooser, F., 1961.** Los Volcanes de Colima: *UNAM Inst. Geol., Bol.* 61, 49-71.
- Mooser, F., 1968.** The Mexican Volcanic Belt Structure an Development; formation of Fractures by Differential Crustal Heating: Mex. D. F. Pan. Am. Symp. On the Upper Mantle (1968), *UNAM, Inst. Geol.* 2, 15-22.
- Mooser, F., 1972.** The Mexican Volcanic Belt; Structure and tectonics. *Geof. Int.*, 12, 55-70.

- Morán-Zenteno, D. J., G. Tolson, R. G. Martínez-Serrano, B. Martiny, P. Schaaf, G. Silva-Romo, C. Macías-Romo, L. Alva-Aldave, M. S. Hernández-Bernal, G. N. Solís-Pichardo, 1999.** Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition of the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. South Am. Earth Sc.*, 12, 513-535.
- Murray, T. L. and E. T. Endo, 1992.** A real-time seismic-amplitude measurement system (RSAM). In *United States Geological Survey Bulletin 1966, Monitoring volcanoes: techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory 1980-90*, J. W. Ewert and D. A. Swanson (eds), 5-10. Washington DC: United States Government Printing Office.
- Nabighian, M. N., 1972.** The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*. 37, 507-517.
- Nabighian, M. N., 1974.** Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section. *Geophysics*. 37, 85-92.
- Nabighian, M. N., 1984.** Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. *Geophysics*. 49, 780-786.
- Nagata, T. A., 1941.** Geomagnetic study of the minor activities of volcano Mihara, Oosima Island in 1940. *Bull. Earthquakes Res. Inst.* 19, 402-413
- Nakatsuka, T., 1994.** Aeromagnetic anomalies over the area of Unzendake volcano. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 46, 529-540.
- Nakatsuka, T., M. Makino, S. Okuma and T. Kaneko, 1990.** Aeromagnetic Surveys Over Izu-Oshima Volcano before and soon after the 1986 Eruption. *J. Geomag. Geoelectr.*, 42, 337-353
- Nishida, Y. and E. Miyajima, 1984.** Subsurface structure of Usu volcano, Japan as revealed by detailed magnetic survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22, P. 271-281.
- Nixon, G. T., 1982.** The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 514-523.
- Nixon, G. T., 1988.** Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *J. Petrology*, 29, 213-264.
- Nixon, G. T., A. Demant, R. L. Armstrong and J. E. Harkal, 1987.** K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, 26, 109-158.



- Núñez-Cornu F., A. Nava, S. De La Cruz-Reyna, Z. Jiménez, C. Valencia, R. García-Arthur 1994. Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, México. *Bull. Volcanol.*, 56, 228-237.
- Ozima, M. and H., Kinoshita, 1964. Magnetic anisotropy of andesitas in a fault zone. *J. Geomag Geoelect.* 16, 194-200.
- Pantoja-Alor, J., S. Estrada-Barraza, 1986. Estratigrafía de los alrededores de la mina de fierro de El Encino, Jal., *Bol. Soc Geolog. Mex.* 47, 1-15.
- Pozzi, J. P., J. L. Le Mōuel, J. C. Rossignol and J. Zlotnicki, 1979. Magnetic observations observations made on La Soufriere volcano (Guadeloupe) during the 1976-1977 crisis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 217-237.
- Quass, R., R. González, E. Guevara, E. Ramos y S. De La Cruz-Reyna, 1995. Monitoreo Monitoreo Volcánico: Instrumentación y Métodos de Vigilancia. . *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 25-76.
- Rathore, J. S. and M. Becke, 1980. Magnetic fabric analysis in the Gail Valley (Carinthia, Austria) for the determination of the sense of movements along this region of the Periadriatic Line. *Tectonophysics*, 69, 349-368.
- Rebolledo-Vieyra, M., H. López-Loera and J. Urrutia-Fucugauchi, 2001. Aeromagnetic Anomaly Interpretation to Asses the Site for the Chicxulub Scientific deep-Drilling Program, (Rev.)
- Reynolds, R. L., J. G. Rosenbaum, M. R. Hudson and N.S. Fishman, 1990. Rock magnetism magnetism, the distribution of magnetic minerals in the Earth's crust, and aeromagnetic anomalies, in Geologic Applications of Modern Aeromagnetism Surveys, *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1924, 24-45.
- Rikitake, T. 1951. The distribution of magnetic dip in Ooshima (Oo-sima) Island and its change change that accompanied the eruption of Volcano Mihara, 1950. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 29, 161-181.
- Rikitake, T. and I. Yokoyama, 1955. Volcanic activity and changes in geomagnetism. *J. Geophys. Res.*, 31, 165-172.
- Robin, C., P. Mossand, G. Camus, J. M. Cantagrel and P. Vicent, 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 99-113.
- Robin, C., G. Camus and A. Gourgaund, 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 45, 209-225.
- Robin C., J.C. Komorowski, C. Boudal and P. Mossand, 1990. Mixed magma pyroclastic surge surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima Volcanoes, Mexico. *Bull. Volcanol.*, 52, 391-403.

- Rodríguez-Elizarraras S., 1992.** Geología del Volcán de Colima, estados de Jalisco y Colima. Tesis maestría. *UNAM, Fac. de Ciencias* 110 pp.
- Rodríguez-Elizarraras S., 1995.** Estratigrafía y estructura del volcán de Colima, México. *Rev. Mex. de Ciencias Geológicas*, 12, 1, 22-46.
- Roest, W. R., J. Verhoef and M. Pilkington, 1993.** Magnetic interpretation using the 3-D analytical signal. *Geophysics*, 57, 116-125.
- Rosas-Elguera, J., L. Ferrari, V. H. Garduño-Monroy and J. Urrutia-Fucugauchi, 1996** Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western México. *Geology*, 24, 921-924.
- Sasai, Y., T. Shimomura, Y. Hamano, H. Hutada, T. Yoshino, S. Koyama, Y. Ishikawa I. Nakagawa, Y. Yokoyama, M. Ohno, H. Watanabe, T. Yukutake, Y. Tanaka, T. Yamamoto, K. Nakaya, S. Tsunomura, F. Muromatsu and R. Murakami, 1990.** Volcanomagnetic effects observed during the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 42, 291-317.
- Saucedo-Girón R., 1997.** Reconstrucción de la Erupción de 1913 del Volcán de Colima. Tesis de Maestría. Posgrado Inst. Geofísica, *UNAM*, 185 pp.
- Schlaepfer, C. J., 1968.** Hoja México 14 Q-h(5) con resumen de la geología de la Hoja México, Distrito Federal y estados de México y Morelos. *UNAM, Inst. Geol.*, Carta Geológica México, Serie 1:100,000.
- Serpa, L., S. Smith, C. Skidmore, R. Sloan and T. Pavlis, 1992.** A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the state of Colima. *Geofis. Int.*, 31, 475-492.
- Siebe C., M. Abrams y J. L. Macías, 1995.** Derrumbes Gigantes. Depósito de Avalancha de escombros y Edad del Actual Cono del Volcán Popocatepetl. Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. *CENAPRED*, 195-220.
- Smithsonian Institution, 1993.** Popocatepetl (Mexico). Increased fumarolic activity; seismicity remains low. *Bull Global Volcanism Network (GVN)*, 18, 2, 4-5.
- Smithsonian Institution, 1993.** Popocatepetl (Mexico). Steam cloud extends to 50 km; no seismicity. *Bull. Global Volcanism Network (GVN)*, 18, 11.
- Smithsonian Institution, 1994.** Popocatepetl (Mexico). Gas and visual observations following the small 21 December eruption. *Bull. Global Volcanism Network (GVN)*, 19, 12.
- Smithsonian Institution, 1998.** Popocatepetl (Mexico). Growing lava body in crater leads to larger explosions. *Bull. Global Volcanism Network (GVN)*, 23, 11.
- Soler-Arechalde, A. M., J. Urrutia-Fucugauchi, 2000.** Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 235-248.

- Stoopes, G. and M.F. Sheridan, 1992.** Giant debris avalanches from the Colima volcanic complex, Mexico – implications for long-runout landslides (> 100 km) and hazard assessment. *Geology*, 20, 299-302.
- Takahasi, R. and T. Nagata, 1937.** Geophysical studies of volcano Mihara, Oshima Island topographic survey of the crater Mihara and the magnetic survey of Oosima. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 15, 41-167
- Talwani, M. and J. R., Heirtzler., 1964.** Computation of the magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. In: Computers in Mineral Industries, part I. Stanford University. *Geological Sciences* , 9, 464-480.
- Tarling, D. H., 1983.** Paleomagnetism. *Chapman and Hall.* United Kingdom. 379 pp.
- Tanaka, Y., 1993.** Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989-1990 activity of Aso volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, p.319-338.
- Tanaka, Y., 1995.** Volcanomagnetic effects on the Unzen volcano (1990-1992). *J. Geomagn Geoelectr.*, 47, 325-336.
- Teldord W. M., L. P. Geldart, R. E. Sheriff and D. A. Keys, 1976.** Applied Geophysics. *Cambridge University Press.* 860 pp.
- Thorpe, R. S., I. L. Gibson and J. S. Vizcaino, 1977.** Andesitic pyroclastic flows from Colima volcano, *Nature*, 265, 724-725. **Tilling R.I., 1989.** Volcanic Hazards and their Mitigation: Progress and Problems. *Am. Geophysical Union.* 27, 237-269.
- Tilling R. I., 1993.** Apuntes para un Curso Breve sobre Los Peligros Volcánicos. *World Organization of Volcano Observatories (WOVO)*, 125p.
- Ueda Y, H. Nakagawa and K. Kumagawa., 1990.** Aeromagnetic Anomaly and Derived Structure of Izu Oshima Volcano after the eruption in November, 1986. *J. Geomag. Geoelectr.*, 42, 355-363.
- Urrutia-Fucugauchi J. y L. Del Castillo, 1977.** Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi J. and R. S. Molina-Garza, 1992.** Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of Guerrero terrane-1, Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico. *Geofis. Int.* 31, 493-507
- Urrutia-Fucugauchi, J., A. L. Martín del Pozzo, L. Alva-Valdivia, H. López-Loera and R. Ponce, 1997.** Paleomagnetic estimates of emplacement temperatures of pyroclastic deposits from the Colima volcanic complex. *Intern. Assoc. Volcanol. Geochem. Earth Inter.*, IAVCEI General Assembly, January 1997, Puerto Vallarta, Mexico, Abstr. P. 12.

- Urrutia-Fucugauchi J., I. Hernández y H. López-Loera, 1998.** Estudio Aeromagnético de la estructura del Volcán Popocatepetl. *Unión Geofísica Mexicana*, Puerto Vallarta, México. Resumen.
- Urrutia-Fucugauchi J., J. H. Flores-Ruiz, W. L. Bandy and C. Mortera-Gutiérrez, 1999.** Crustal structure of Colima rift, western Mexico: gravity models revisited. *Geofis. Int.* 38, 4, 205-216
- Valdés C., G. González, A. Arciniega, M. Guzmán, E. Nava, C. Gutiérrez, M. Santoyo Santoyo, 1995.** Sismicidad del Volcán Popocatepetl a Partir del 21 de Diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. . Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. *CENAPRED*, 129-138.
- Valdés C., G. González y A. Arciniega, 1997.** El Popocatepetl, un volcán sísmicamente activo *Ing. Civil*, 334, 33-38.
- Verma, S. P., 1985.** Mexican Volcanic Belt, Part I. *Geofis. Inter.*, 24, 7-19.
- Verma, S. P. and J. F. Luhr, 1993.** Sr-Nd-Pb isotope and trace element geochemistry of calc-alkaline andesites from Volvan Colima, Mexico. *Geofis. Int.*, 32,4, 617,631.
- Waitz, P., 1906.** Le Volcán de Colima: Mexico, D.F., *Cong. Geol. Internal.*, 10, Excursión 13, 27p.
- Waitz, P., 1932.** Datos históricos y bibliográficos acerca del Volcán de Colima: *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate* (México), 53, 349-384.
- Yokoyama, I., 1969.** Anomalous changes in geomagnetic field on Oosima volcano related with its activities in the decade of 1950. *J. Phyys. Earth.* 17, p. 96-756.
- Zlotnicki, J., 1986.** Magnetic measurements on La Soufriere Volcano. Guadeloupe (Lesser Antilles). 1976-1984: a re- examination of the volcanomagnetic effects observed during the volcanic crisis of 1976-1977. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30, 83-116.
- Zlotnicki J., M. Bof, L. Perdereau, P. Yvetot, W. Tjetjep, R. Sukhyar , M. A. Purbawinata, Suharno, 2000.** Magnetic monitoring at Merapi volcano, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 100, 321-326.
- Zlotnicki J. and J. L. Le Möuel, 1988.** Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournise volcano (Reunion Island): 1985-1987. *J. Geophys. Res.*, 93 (B8), 9157-9171.
- Zlotnicki, J. and J. L. Le Möuel, 1990.** Possible electrokinetic origin of large magnetic variations at La Fournise volcano. *Nature*, 343, p. 633-636.
- Zlotnicki J., J. L. Le Mouel, J. C. Delmond, C. Pambrun and H. Delorme, 1993.** Magnetic variations on Piton de La Fournise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruptions, *J. Volc. Geotherm. Res.* 56, 281-296.

**Zlotnicki J., M.G. Moreau, J.P. Viode, 1987.** Volcanomagnetic variations related to the seismic seismic crisis that occurred from December through May 1986 on the Montagne Pelée. Martinique (Lesser Antilles). *J. Geomag. Geoelectr.*, 39, 487-500.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

**A n e x o I**



**F o t o s**

**Volcán de Colima**



A Foto panorámica de los volcanes de Colima o de Fuego (derecha) y Nevado de Colima (izquierda). Obsérvese el remanente del protovolcán de Colima, en forma de herradura de caballo en la parte centro izquierda de la imagen.



B. Imagen que muestra un evento principalmente efusivo del Volcán de Colima, en donde la columna alcanza una altitud cercana a los 2 km. Al centro de la foto se puede observar los flujos de lava en forma de Y invertida. Al fondo a la izquierda se aprecia el volcán Nevado de Colima.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



C. Foto en la que se observa en primer plano el cráter humeante del Volcán de Colima debido al domo que amenazaba con sobrepasar los límites del cráter, evento que sucedió horas más tarde al desbordarse el domo hacia el SSW del edificio volcánico ocasionando flujos de piroclásticos (ver foto D). En segundo plano, al fondo se observa el volcán Nevado de Colima. La foto fue tomada el 20 de Noviembre de 1988 por personal de la Universidad de Colima.



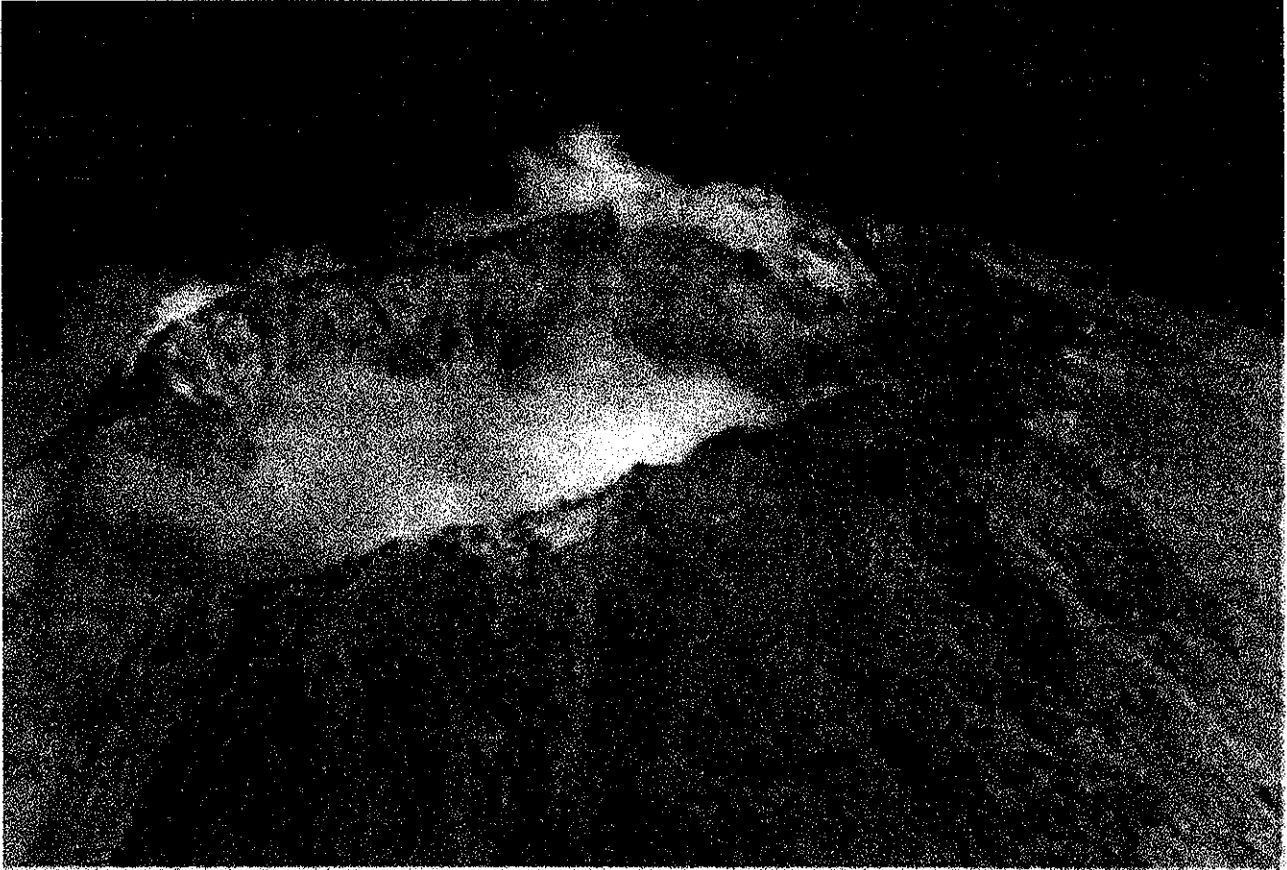
D. Fotografía que muestra un flujo de piroclásticos y derrumbes de bloques que alcanzo una distancia del orden de los 3 km. a partir del cráter del Volcán de Colima, a finales de diciembre de 1988. La imagen fue tomada desde una avioneta por personal de la Universidad de Colima

TEB. CON  
FALLA DE ORIGEN

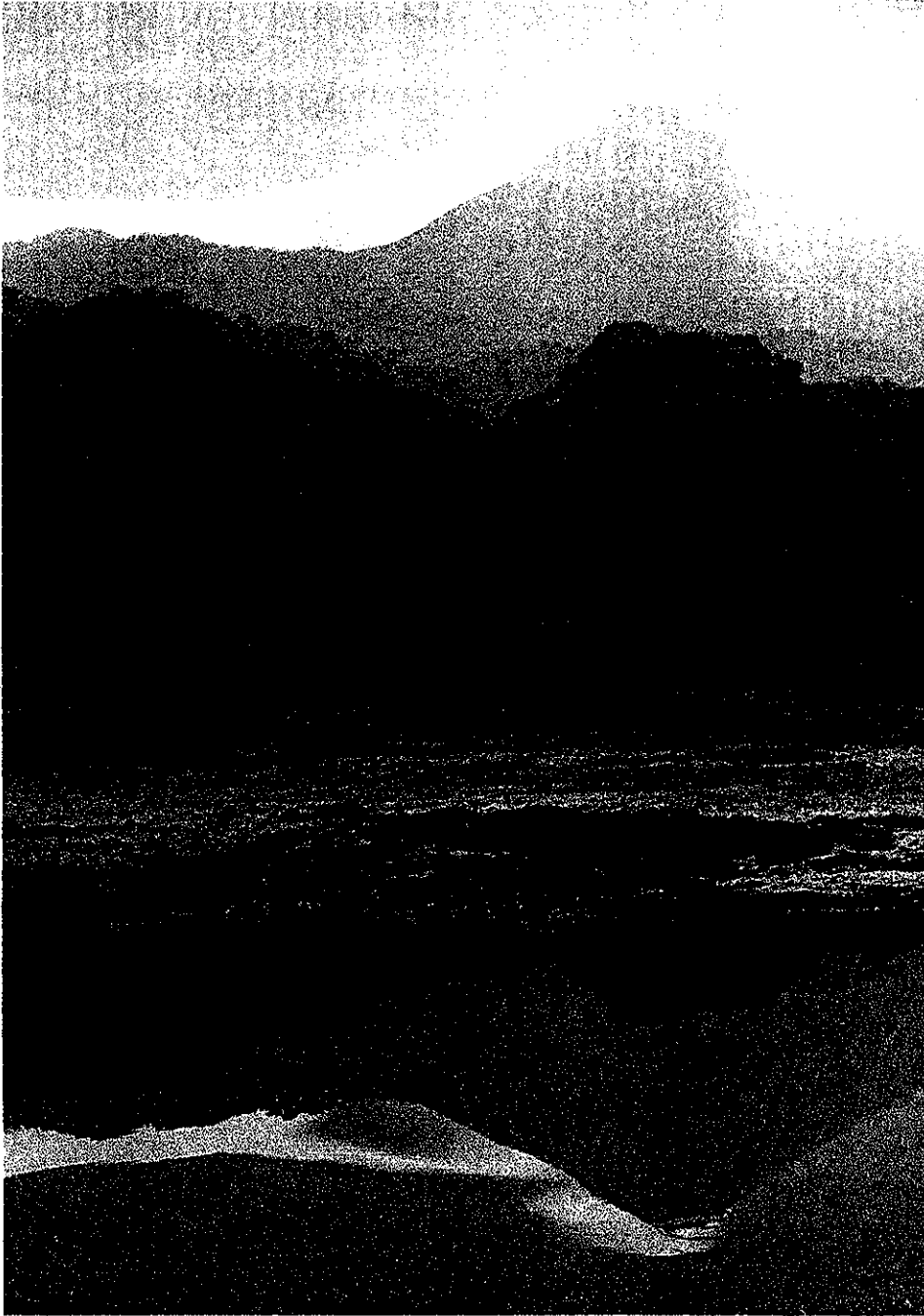


E. La foto muestra algunos de los pequeños incendios que se produjeron al sur del Volcán de Colima el 10 de febrero de 2000, por una explosión que tuvo lugar en la cima y que destruyó el domo que se alojaba en la cima del cráter.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



F Imagen que muestra el estado actual de la cima del cráter del Volcán de Colima, en donde se puede observar que el domo se destruyó por completo en los eventos explosivos de febrero 10, mayo 10 y julio 17 de 2000, dejando un cráter de un diámetro aproximado de 140 m con una profundidad de 40 m.(hoja Web U. de C.) La fotografía fue tomada por personal de la Universidad de Colima.



G Foto en la que se observa a los domos conocidos como Hijos del Volcán al sur (izquierda) del Volcán de Colima. En la parte inferior de la imagen el volcán se observa reflejado en una de las lagunas que existen en sus vecindades.





H Foto en la que se pueden observar algunos de los edificios volcánicos que conforman el Complejo Volcánico de Colima. Al N (derecha) se ve el remanente del Volcán Nevado de Colima. Al centro El Volcán de Colima o de Fuego, con un evento fumarólico, a la derecha de este se nota El pequeño cono que forman Los Volcancitos. Al S (izquierda) se percibe la morfología asociada con los domos llamados Los Hijos del Volcán. En esta imagen se puede percibir el reflejo superficial de la migración magmática de N a S, que ha sufrido el vulcanismo en esta zona.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



I. Foto del Volcán de Colima, donde se observan algunas características del domo emplazado en su cráter. Tomada el 4 de febrero de 2002 por personal de la Universidad de Colima

**Fotos**

**Volcán Popocatepetl**



A. En esta imagen se puede observar la majestuosidad y belleza del volcán Popocatepetl. La zona sombreada en el flanco NW del volcán (a la derecha) muestra los remanentes del volcán El Fraile. La zona de pinos termina a una altitud aproximada de 4000 metros sobre el nivel del mar. La altura máxima del volcán Popocatepetl es de 5452 metros en su lado W y de 5254 en su extremo E.

**Se presentan una serie de seis fotografías capturadas por CENAPRED que muestran la secuencia de un evento explosivo ocurrido el 1 de enero de 1998 en el volcán Popocatépetl.**

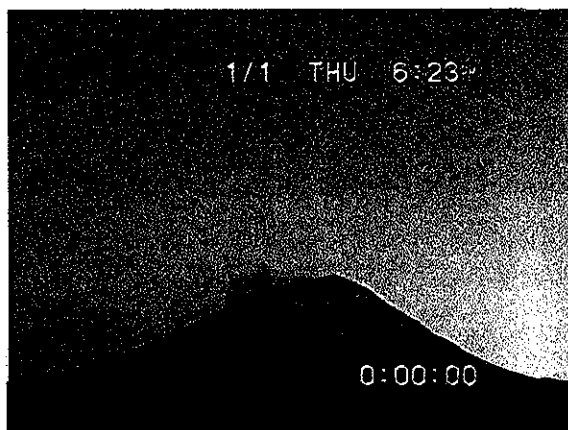


Foto 1. En esta fotografía se observa al volcán 5 minutos antes del evento explosivo



Foto 2. Se observa el inicio del evento eruptivo . La escala aproximada de la imagen es de 1:50,000



Foto 3. En esta imagen se observa un flujo de piroclásticos descendiendo por el flanco NW del volcán Popocatépetl y caída de ceniza en los flancos NE y SE.



Foto 4. En esta imagen se observa la ascensión de la pluma de explosión y también la caída de ceniza hacia el NE y SE del volcán Popocatépetl.

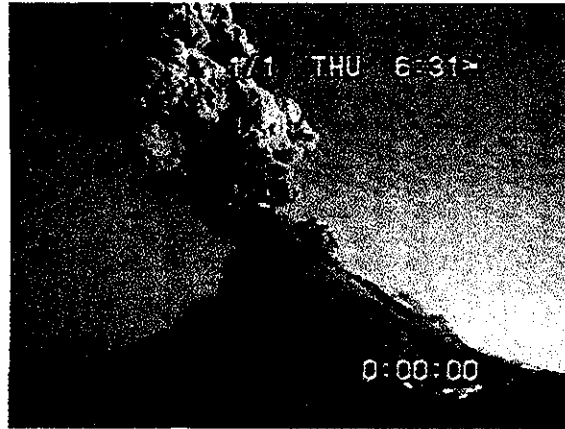
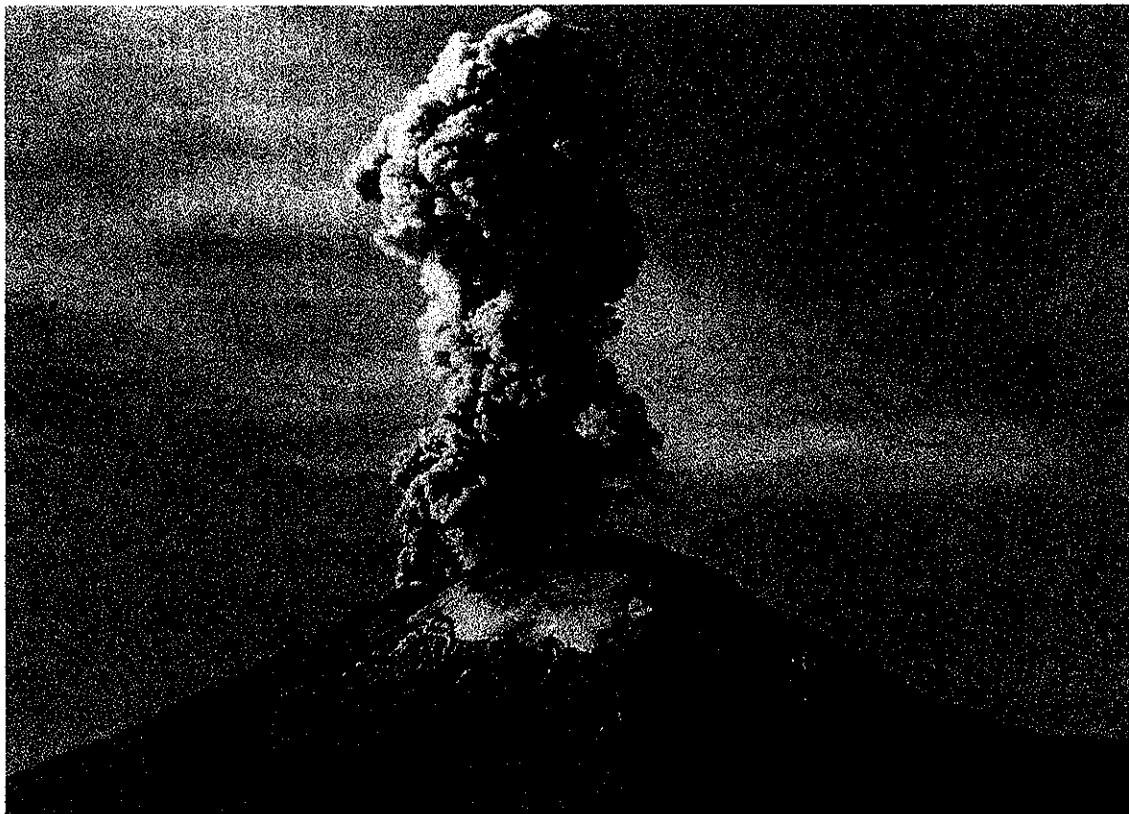


Foto 5 En la imagen se observa que la pluma alcanza después de 3 minutos una altura del orden de los 4000 metros sobre el cráter del volcán Popocatépetl.



Foto 6 En la imagen se puede observar la continua salida de material volcánico, así como la tendencia de pluma hacia en E del volcán Popocatépetl.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



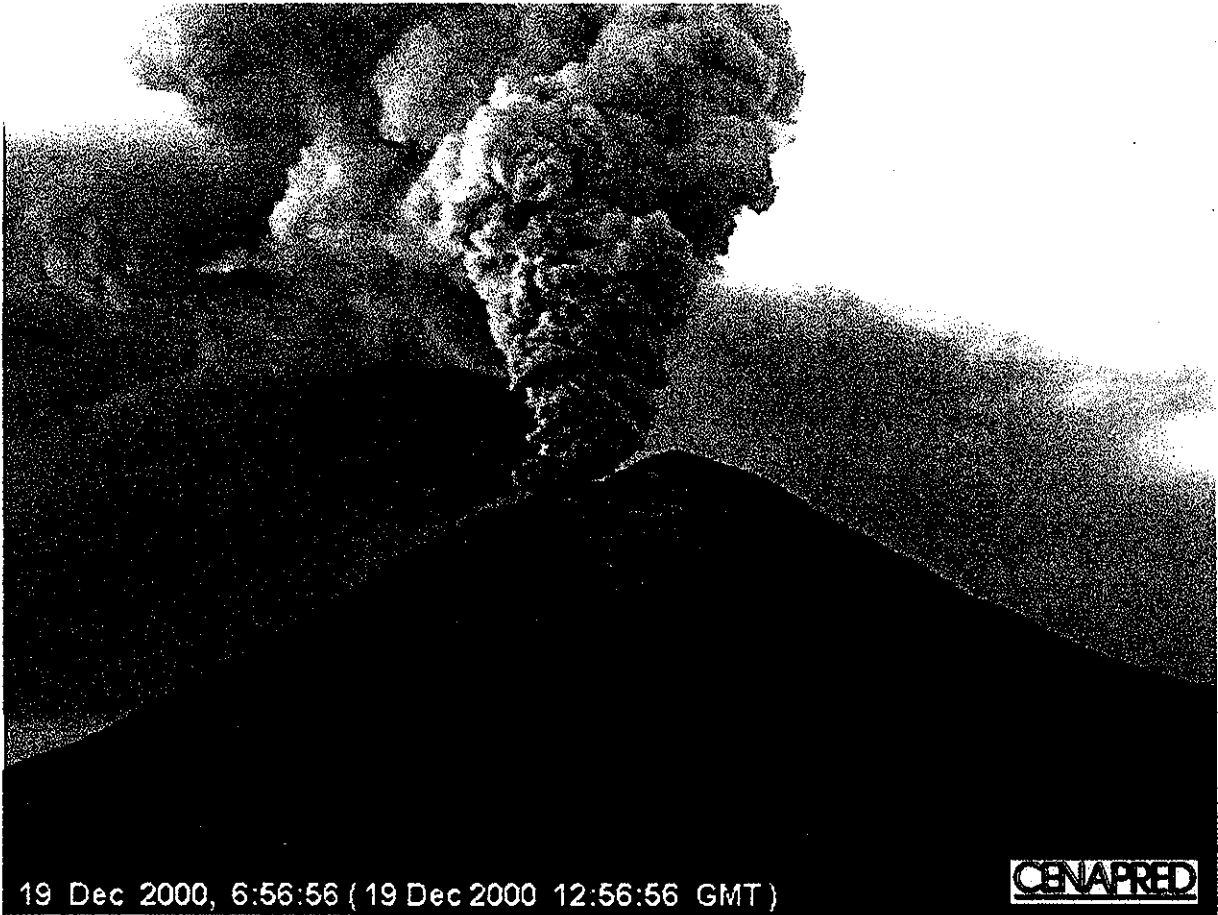
B. Fotografía del evento explosivo del 10 de junio de 1997 a las 10:30 a.m.. La pluma alcanzó una altitud mayor a los 4 km. Foto tomada de N a S.



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



C. Fotografía que muestra el emplazamiento de un nuevo domo de lava en el interior del cráter del volcán Popocatepetl. Foto tomada el 6 de octubre de 2000 por CENAPRED.



D. Fotografía en la que se capta una columna de productos volcánicos a partir del evento explosivo del 19 de diciembre de 2000 en el volcán Popocatépetl. Obsérvese también la foto E que muestra el estado del domo al interior del cráter al momento de este evento explosivo.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



E. Fotografía en la que se observa que el interior del cráter del volcán Popocatepetl está en su mayor parte ocupado por el domo que se fotografió por primera vez el 6 de octubre de 2000 (foto C).



F. Estado actual del cráter del volcán Popocatépetl, en donde se observa el emplazamiento del domo más reciente. Foto tomada por la SCT, 24 de enero de 2002.

## **A n e x o   I I**

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

# GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNION GEOFISICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE  
GEOFISICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Vol. 17

México, D.F., a 1o. de abril de 1977-78

Núm. 2

HECTOR LÓPEZ LOERA y CARLOS GUTIERREZ:

Pseudosecciones Geo-eléctricas e Implicaciones Geohidrológicas  
en el Valle de Colima.

Sobretiro del Reprint from  
17 (2): 127-50

Publicada con la ayuda del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

MEXICO  
1977-78

# Spatial and temporal magnetic anomalies of Colima volcano, western Mexico

Héctor López Loera and Jaime Urrutia Fucugauchi

Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, MEXICO

Received: September 3, 1998; accepted: November 9, 1998.

## RESUMEN

Se presentan resultados iniciales de un proyecto de largo plazo relacionados con los cambios temporales de las anomalías magnéticas sobre el Volcán de Colima. Este volcán se ha caracterizado por eventos eruptivos frecuentes en tiempos históricos. La actividad presente incluye el crecimiento de un domo de lava en la cima del cráter. Medidas del campo magnético total se tomaron en estaciones espaciadas cada 0.5 km a lo largo de una sección de 35 km que cubre el flanco este y parte de la cima entre Atenquique y El Playón, en un periodo que cubre del 27 de abril de 1995 al 16 de mayo de 1996. Se han reconocido 3 diferentes zonas con características magnéticas anómalas a lo largo de la sección. (1) La zona asociada a avalanchas de escombros del Nevado de Colima y depósitos volcano-conglomeráticos de la Formación Atenquique, entre las estaciones km 10 y 23, caracterizados por anomalías de amplitudes y frecuencias bajas sin cambios magnéticos temporales. (2) La zona de lavas y brechas andesíticas del Nevado de Colima entre las estaciones km 23 y 35, caracterizado por un conjunto de anomalías de baja frecuencia superpuestas a anomalías de altas frecuencias y amplitud variable. Está caracterizado por cambios magnéticos temporales de baja amplitud. (3) La zona entre las estaciones km 35 a 45, caracterizada por anomalías de baja frecuencia y altos y bajos magnéticos de alta amplitud con variaciones temporales de amplitud grande. Esta cruza la cima del Volcán de Colima y la caldera de avalancha, asociado a lavas y brechas andesíticas. Un modelado del campo magnético anómalo indica que los cuerpos fuente pueden extenderse cientos de metros a profundidad, más sin embargo existe una incertidumbre considerable en la variación en las propiedades magnéticas a profundidad. Los datos magnéticos anómalos sugieren que las variaciones temporales en la magnetización en el volcán son causadas por cambios en la temperatura. En particular, los procesos de magnetización/ desmagnetización bajo el área del cono relacionados a la actividad eruptiva pueden ser importantes para los cambios magnéticos. Mecanismos potenciales para los procesos de calentamiento-enfriamiento pueden incluir movimientos de magma y sistemas hidrotermales activos con actividad fumarólica fuerte e interacciones de agua subterránea. Un bajo magnético de 1500-2500 nT caracteriza a la cima del cono y a la caldera de avalancha. Se han observado cambios temporales superpuestos sobre estas anomalías magnéticas de alta amplitud y baja frecuencia, los cuales muestran efectos térmicos asociados a la actividad volcánica.

**PALABRAS CLAVE:** Anomalías magnéticas, domo, estado térmico, Volcán de Colima, occidente de México

## ABSTRACT

Colima volcano has erupted frequently in historic times. Present activity includes the episodic growth of a lava dome within the summit crater. Total magnetic field at stations spaced every 0.5 km along a 35 km long transect was measured across the eastern flank and the summit, between Atenquique and El Playón, from April 27, 1995 to May 16, 1996. Three distinct sectors were recognized. (1) The Nevado de Colima debris avalanche and volcanic conglomerates of the Atenquique Formation, between stations 10 and 23 km, characterized by low-amplitude, low-frequency anomalies and no temporal changes. (2) Andesitic lavas and breccias between stations 23 and 35 km, characterized by low-frequency anomalies with superimposed high-frequency anomalies of varying amplitude, and low-amplitude temporal changes. (3) Between stations 35 and 45 km, characterized by low-frequency, high-amplitude anomalies and large-amplitude temporal variations, across the summit and avalanche caldera, in andesitic lavas and breccias. Modeling indicates that source bodies may extend several hundred meters deep, depending on the variation of magnetic properties with depth. Temporal variations in the magnetization within the volcano may be caused by temperature changes. Magnetization/demagnetization beneath the summit may be associated with the eruptive activity. Potential mechanisms for heating/cooling processes may include magma movement, an active hydrothermal system with strong fumarolic activity and groundwater interactions. A 1500-2500 nT composite magnetic low was found at the present cone summit and the avalanche caldera. Temporal changes superimposed over the high-amplitude, low-frequency magnetic anomalies, are associated with the ongoing volcanic activity.

**KEY WORDS:** Magnetic anomalies, dome, thermal state, Colima volcano, western Mexico

## INTRODUCTION

Volcanic rocks are usually characterized by strong remanent and induced magnetizations, because of their high contents of iron oxide minerals including magnetite,

titanomagnetites and hematite (Tarling, 1983; Grant, 1985). These iron oxides represent a few weight percent or less of the mineral assemblage (Haggerty, 1976), but they are capable of acquiring strong thermo-remanent magnetizations (TRM) on cooling through the corresponding Curie tempera-

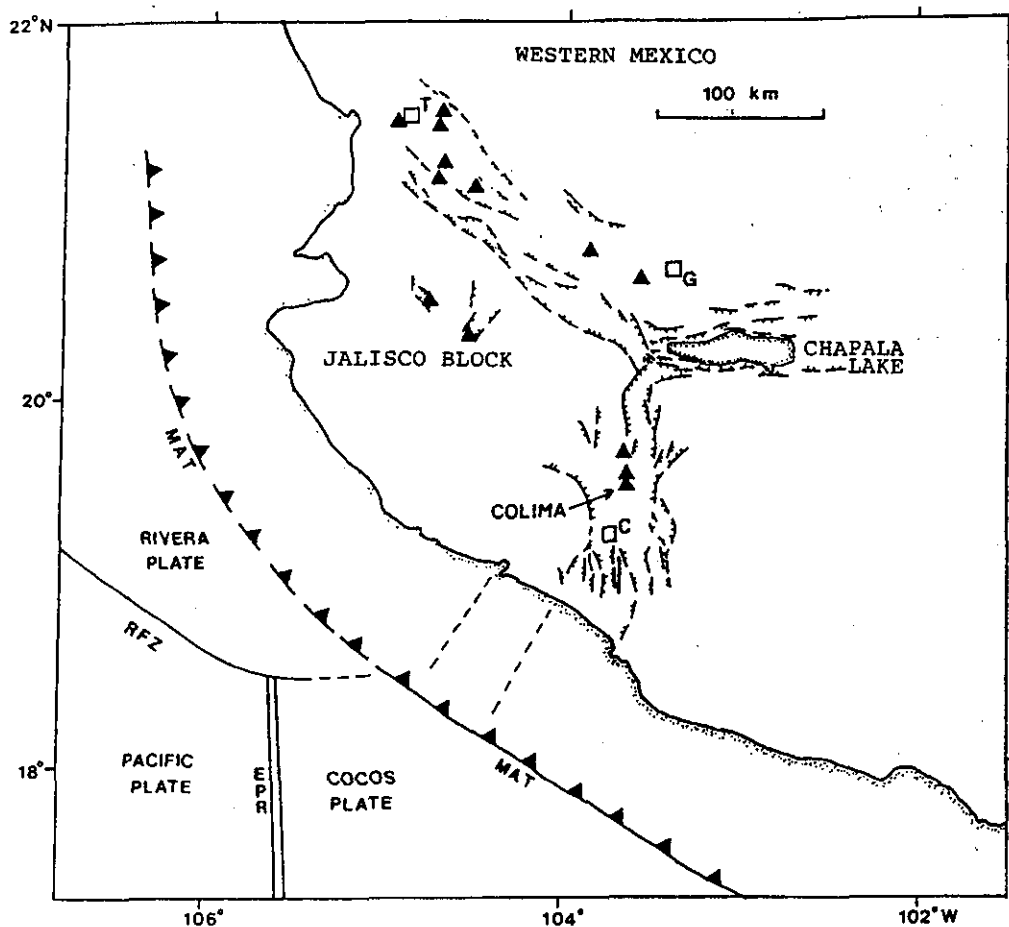
ture. The TRMs are stable for long periods, because of the large relaxation times of fine-grained titanomagnetites and magnetites in volcanic rocks. Magnetic field measurements over volcanoes have been widely used to investigate the internal structure (e.g., Nishida and Miyajima, 1984), and to monitor temporal changes associated with volcanic eruptions (e.g., Rikitake and Yokoyama, 1955; Yokoyama, 1969; Zlotnicki and Le Mouel, 1990; Tanaka, 1995; Johnston, 1997). Both approaches may be integrated in order to investigate the spatial and temporal variation patterns of the magnetization associated with the subsurface structure, magmatic activity, heating and cooling processes and the thermal structure of volcanoes (Dzurisin *et al.*, 1990).

We report some initial results of a long-term study to investigate the spatial and temporal changes of the magnetic field over Colima volcano (Figure 1). This volcano has produced frequent eruptive events in historic times (e.g., Medina-Martínez, 1983; Robin *et al.*, 1987, 1991; Luhr and Carmichael, 1990). Activity since the 16th century shows a

characteristic pattern of Plinian ash falls and pyroclastic flow followed by quiet intervals, the formation of a lava dom that fills the crater, and eventual lava flows and explosive events. Activity in the past 40 years has generated lava flows, pyroclastic flows and (since 1913) the steady growth of lava dome that may signal the end of the effusive cycle. Possible future explosive activity has increased the interest in documenting the thermal structure of the volcano and temporal and spatial changes of the Colima magmatic system. Connor *et al.* (1993) reported a study of the thermal characteristics and magnetic anomaly of the summit dome from March 1990 to March 1991. The magnetic anomaly low over the dome was interpreted in terms of a shallow body heated by ascending magma.

## COLIMA VOLCANO

Colima volcano is located at 19.51°N and 103.62°W in western Mexico (Figure 1). It is the youngest cone in major Quaternary volcanic complex that comprises the Neva-



TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

Fig. 1. Schematic map of western Mexico showing location of the Colima volcanic complex with, from south to north, Colima volcano Nevado de Colima and volcán Cántaro. Triangles indicate major Quaternary volcanic centers. Structural features that define the Colima, Tepic-Zacoalco and Chapala rifts are indicated by the broken curves. MAT, Middle American trench; EPR, East Pacific rise; C, Colima city, G, Guadalajara city; T, Tepic city; and RFZ, Rivera fracture zone (adapted from Luhr and Carmichael, 1990).



Reprinted from

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

# APPLIED GEOPHYSICS

---

Journal of Applied Geophysics 43 (2000) 101–116

## Magnetic study of archaeological structures in La Campana, Colima, western Mesoamerica

H. Lopez-Loera <sup>a</sup>, J. Urrutia-Fucugauchi <sup>a,\*</sup>, J.L. Comparan-Elizondo <sup>b</sup>,  
R. Castillo-Torres <sup>a</sup>, R. Ponce-Juarez <sup>a</sup>, A.M. Jarquin-Pacheco <sup>c</sup>,  
E. Martinez-Vargas <sup>c</sup>

<sup>a</sup> *Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofisica Nuclear, Instituto de Geofisica, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Del. Coyoacan 04510 D.F., Mexico*

<sup>b</sup> *Facultad de Fisica, Universidad Autonoma de Nuevo Leon, San Nicolas de los Garzas, Nuevo Leon, Mexico*

<sup>c</sup> *Instituto Nacional de Antropologia e Historia, Centro INAH Colima, Gabino Barreda 24, Colima 28000, Colima, Mexico*

Received 16 February 1999; received in revised form 23 August 1999; accepted 17 September 1999



ELSEVIER

235