



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**ESTUDIO AEROMAGNÉTICO EN EL CAMPO VOLCÁNICO
MONOGENÉTICO CHICHINAUTZIN, MÉXICO**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

**PRESENTA:
GUILLERMO DE LA PUENTE FLORES**

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Tomás González Morán

Instituto de Geofísica]

COMITÉ TUTORAL:

Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo

Mtro. Juan Esteban Hernández Quintero

Instituto de Geofísica

Ciudad Universitaria, Cd. Mx. Noviembre 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Este trabajo fue hecho gracias al esfuerzo y apoyo de muchas personas muy importantes para mi, ya que gracias a su apoyo, motivación y ejemplo me inspiraron para seguir adelante.

Le agradezco de todo corazón a mi familia por su apoyo incondicional, a mis padres por su amor y dirección, a la Universidad Nacional Autónoma de México junto con el Instituto de Geofísica de la UNAM y al CONACYT por haberme brindado la oportunidad de seguir con mis estudios y a mi tutor el Dr. Tomás Gonzales por guiarme y apoyarme en todo este proceso.

“Lo más importante es siempre creer en uno mismo, pero una pequeña ayuda de los demás es una gran bendición”.

-General Iroh-

Índice

Resumen

Introducción.....	1
Localización del área de estudio.....	2
Planteamiento del problema y justificación.....	3
Objetivo general.....	4
Objetivos particulares.....	4
Capítulo 1 Antecedentes.....	5
1.1 Introducción.....	5
1.2 Faja volcánica Transmexicana (FVTM).....	5
1.3 Campo volcánico monogenético Chichinautzin (CVC).....	7
1.3.1 Geocronología del CVC.....	11
1.3.2 Geología General del CVC.....	15
1.3.3 Estratigrafía general del CVC.....	17
1.3.4 Geología Estructural del CVC.....	20
1.3.5 Sismicidad.....	23
1.3.6 Probabilidad de una nueva erupción en el CVCH.....	26
Capítulo 2 Análisis superficial de la zona de estudio a partir de percepción remota.....	27
2.1 Procesamiento de imágenes.....	28
2.2 Filtros digitales.....	30
2.2.1 Procesamiento para mapeo de estructuras circulares.....	31
2.2.2 Procesamiento para mapeo de alineamientos.....	32
2.3 Composición a falso color.....	34
Capítulo 3 Principios de la prospección magnética.....	37
3.1 Marco teórico.....	37
3.1.1 Prospección Magnetométrica.....	37

3.1.2	Fuerza entre polos magnéticos.....	37
3.1.3	Campo magnético.....	38
3.1.4	Momento e intensidad magnética.....	38
3.1.5	Susceptibilidad magnética.....	39
3.1.6	Susceptibilidad magnética de rocas y minerales.....	42
3.1.7	Campo geomagnético	43
3.1.7.1	Componentes del campo magnético.....	43
3.1.8	Unidades de medición.....	45
3.1.9	Campo magnético anómalo.....	46
3.1.10	Variaciones del campo magnético Terrestre.....	47
3.1.10.1	Variación secular.....	47
3.1.10.2	Variación diurna.....	48
3.1.10.3	Tormentas magnéticas.....	49
3.1.10.4	El campo geomagnético internacional de referencia.....	49
3.1.11	Levantamiento magnético.....	50
3.1.12	Aspectos generales del método aeromagnético.....	50
3.1.12.1	Instrumentación.....	52
3.1.13	Procesamiento de datos magnéticos.....	53
3.1.13.1	Reducción al polo.....	53
3.1.13.2	Filtro continuación ascendente.....	55
3.2	Modelamiento de anomalías de campos potenciales.....	56
3.2.1	Modelado de anomalías magnéticas.....	57
3.2.2	Modelado con GM-SYS(OASIS MONTAJ GEOSOFT)	58
Capítulo 4 Metodología.....		60
4.1	Información de datos aeromagnéticos.....	60
4.2	Procedimiento realizado.....	61
4.2.1	Malla de datos.....	61

4.2.2 Reducción al polo.....	62
4.2.3 Filtro continuación ascendente.....	63
4.2.4 Perfiles a modelar.....	65
Capítulo 5 Resultados.....	67
5.1 Resultados del análisis superficial de la zona de interés.....	67
5.1.1 Estructuras circulares.....	67
5.1.2 Lineamientos.....	73
5.2 Resultados del estudio magnético.....	76
Capítulo 6 Análisis y discusión.....	84
Capítulo 7 Conclusiones.....	90

Referencias

Apéndices

Apéndice 1: Filtros digitales

Apéndice 2: Análisis de componentes principales

Apéndice 3: Catalogo de sismos

Apéndice 4: Landsat 7

Resumen

El Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin (CVC), es uno de los campos monogenéticos más importantes de México, el cual se encuentra ubicado en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), al sur de la Ciudad de México.

Los campos volcánicos monogenéticos son regiones que se caracterizan por presentar el nacimiento de nuevos aparatos volcánicos, asociados a las intersecciones de zonas de debilidad cortical. Generalmente los rasgos estructurales en estos campos son difíciles de observar, por esta razón, se tratan de inferir a partir de la alineación de los cuerpos volcánicos. En el CVC se ha reportado una tendencia principal de dirección E-W. En este trabajo se realizó la verificación de estos alineamientos usando radios de influencia para limitar las zonas de interacción entre los centros eruptivos, observado que la tendencia E-W se conserva independientemente del método utilizado, siendo la dirección preferencial de los alineamientos e las estructuras del CVC. Esto sugiere que el campo volcánico se presenta un comportamiento extensional, en dirección N-S.

Este trabajo aborda el estudio de la respuesta magnética del campo volcánico monogenético Chichinautzin para conocer la estructura profunda del campo así como los rasgos estructurales regionales, que pueda evidenciar el análisis y procesamiento de información magnética.

Al mapa de anomalías magnéticas de campo total de la zona, se le realizaron múltiples procesos con el objetivo de poder estudiar en una forma general, el comportamiento magnético del CVC, con ello se concluyó que el vulcanismo monogenético de la zona se presenta en múltiples bloques limitados por fallas inferidas, mediante el análisis magnético, con direcciones E-W y NE-SW, los cuales también son visibles en los perfiles realizados. El estudio permitió establecer zonificaciones que agrupan conjuntos de conos monogenéticos y establecer una diferenciación entre el CVC con la zona de lago de la Ciudad de México y la Sierra Nevada.

La estructura profunda del campo volcánico fue interpretada en los dos perfiles realizados, en este trabajo, los cuales se seleccionaron con base a los altos magnéticos presentes en la zona ubicándolos en dos direcciones diferentes una N-S ubicándolo en el centro de la zona y el otro perfil con una dirección NW-SE cruzando los altos magnéticos del campo. Los perfiles muestran la separación de

bloques del campo volcánico en conjunto con un esquema de Horst y Grabens, asociados al régimen extensional reportado y observado, en el campo.

Introducción

Los campos volcánicos monogenéticos son regiones cuyas características geológicas permiten el nacimiento de nuevos volcanes, de acuerdo con una periodicidad propia de cada campo. Los datos estructurales en los campos volcánicos monogenéticos son difíciles de obtener debido a los materiales expulsados, que generalmente enmascaran los rasgos estructurales del lugar. [Delgado-Granados et al \(2008\)](#) menciona que los volcanes monogenéticos surgen en las intersecciones de fallas y fracturas que permiten el ascenso de los magmas a la superficie, permitiendo inferir los patrones estructurales mediante la distribución de los volcanes del campo, ya que estos deben de estar relacionados, entre sí.

En este trabajo se presenta un estudio aeromagnético en el campo volcánico monogenético Chichinautzin (CVC), ubicado en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), al sur de la Ciudad de México.

En el CVC se han hecho gran cantidad de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos, desde cartografía y geología regional (e.g. [Fries,1960](#); [García-Palomo et al.,2001](#); [Avila-Bravo, 1998](#); etc.); estudios de vulcanología y/o geoquímica descriptiva (e.g. [Bloomfield, 1975](#); [Martín del Pozzo, 1980, 1982, 1989](#); [Martín del Pozzo et al., 1997](#); [Márquez et al., 1999](#)), estudios de petrogénesis que incluyen modelos geoquímicos cuantitativos (e.g. [Verma, 1999](#); [Siebe, 2004](#)). Recientemente, se han publicado estudios de geocronología del campo y modelos evolutivos del comportamiento eruptivo del campo ([Delgado-Granados et al, 2008](#), [Jaimes et. al., 2018](#) y [Nieto Torres et. al., 2019](#)).

El propósito de este trabajo es sumar nueva información sobre este campo, en concreto en la zona limitada entre la Sierra de las Cruces y la Sierra Nevada (Figura 1).

Los métodos de exploración geofísica se han convertido en una herramienta indispensable para el estudio de áreas volcánicas, ya que con ellos se puede obtener una buena

caracterización del subsuelo para poder identificar, de mejor manera, las estructuras de la zona. Los métodos potenciales son los más indicados para conocer de forma regional las principales estructuras que componen el área volcánica, ya que ocupan los propios campos potenciales de la Tierra como fuente.

Con el objetivo de poder definir rasgos de fallas y fracturas presentes en el campo volcánico Chichinautzin en la zona de estudio antes mencionada, se procesaron y analizaron datos aeromagnéticos pre-procesados por el Servicio Geológico Mexicano y proporcionados por el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (Proyecto CeMIEGeo P-01). También se utilizaron imágenes Landsat 7 (Apéndice 4) e información publicada, para el desarrollo de este trabajo.

Localización del área de estudio

El área de estudio está limitada al oeste por la Sierra de las Cruces, al este por la Sierra Nevada, al norte por el Valle de México y al sur, por los valles de Cuernavaca y Cuautla en una ventana rectangular de 3,316 km², en la cual se presentan las anomalías aeromagnéticas de campo total, más importantes, del campo volcánico monogenético Chichinautzin (Figura 1).

Las coordenadas extremas de nuestra zona de estudio, se muestran a continuación:

Tabla 1 Coordenadas extremas de la zona de estudio.

UTM WGS84-N14

X min [m]	X max [m]	Y min [m]	Y max [m]
475,606	535,137	2'074,440	2'130,135

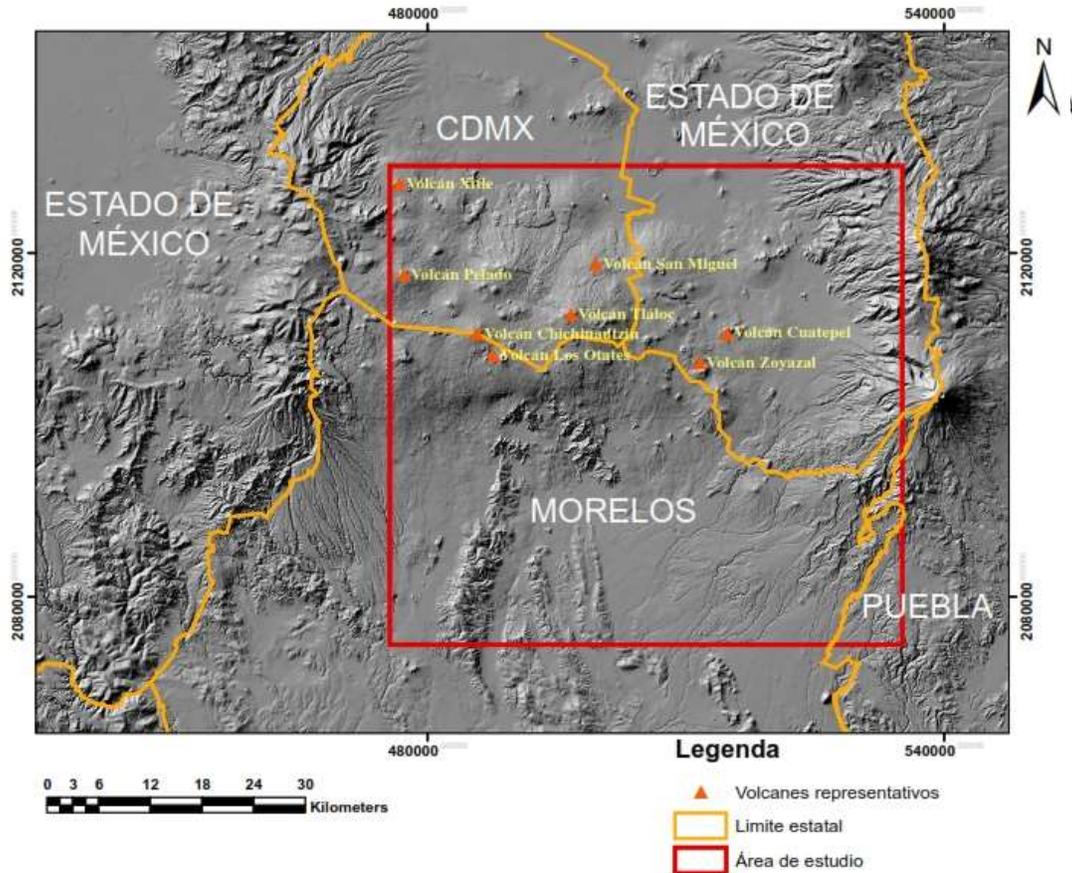


Figura 1: Mapa de relieve con la ubicación del área de estudio

Planteamiento del problema y justificación

El Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) es el segundo campo monogenético más grande de México y el más cercano a la Ciudad de México, por lo que los estudios de este campo son de gran importancia tanto para el ámbito del conocimiento científico como para temas de urbanización, planeación y prevención de desastres naturales, entre otros.

Objetivo general

El propósito de este trabajo es conocer la estructura profunda del campo volcánico monogenético Chichinautzin a partir de su comportamiento magnético regional, definiendo y correlacionando rasgos tectónicos en el área de estudio, mediante el análisis, procesamiento e interpretación de la información magnética de la zona.

Objetivos particulares

- A partir de la información magnetométrica identificar fallas regionales.
- Correlacionar el mapa de distribución espacial de los grupos volcánicos monogenéticos definidos por [Jaimes et. al. \(2018\)](#), con la información magnetométrica levantada en la zona.
- Verificar y analizar la tendencia E-W de los alineamientos de los cuerpos volcánicos reportados por [Márquez et al \(1999\)](#), [Fries \(1960\)](#), [Martin del Pozzo \(1982\)](#), [Bloomfield \(1975\)](#); entre otros.

Capítulo 1 Antecedentes

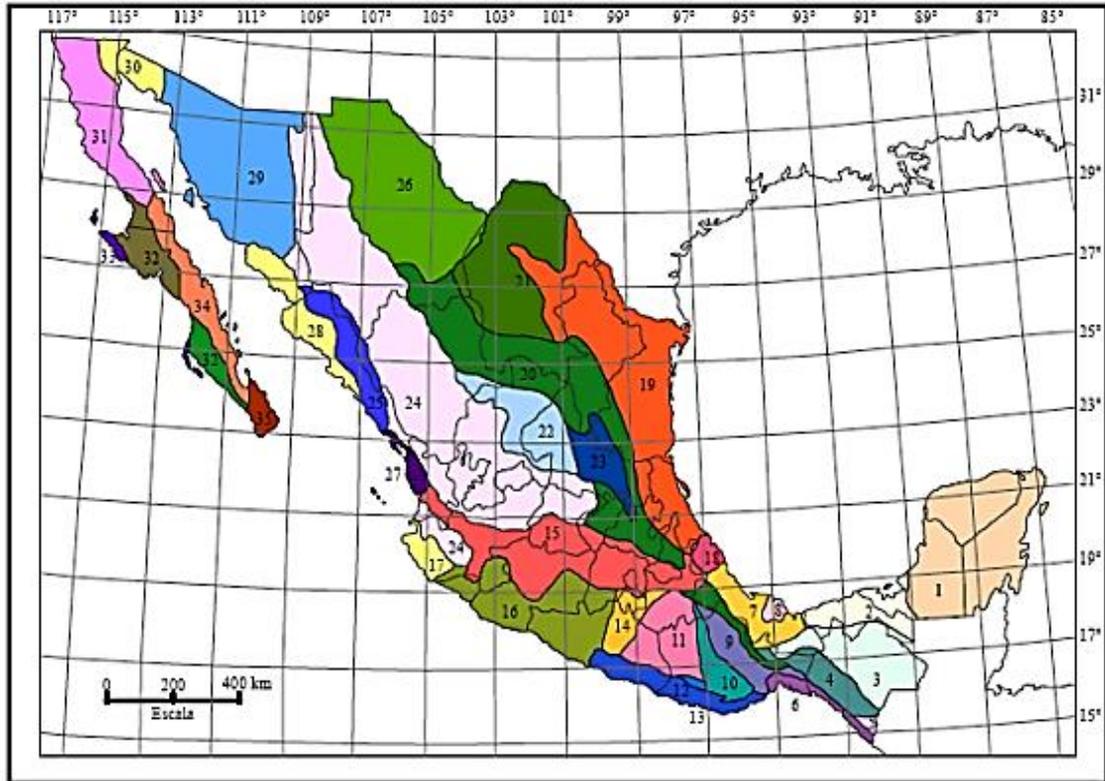
1.1 Introducción

Los campos volcánicos monogenéticos son regiones que se caracterizan por presentar el nacimiento de nuevos aparatos volcánicos, de acuerdo con una periodicidad particular de cada campo y donde cada centro volcánico presenta una sola erupción (Delgado-Granados et al., 2008).

El nacimiento de nuevos volcanes en estos campos está asociados a las intersecciones de zonas de debilidad cortical, que facilitan el ascenso de magma de la corteza. Generalmente estas zonas de debilidad están cubiertas por los productos eruptivos, por lo cual estos rasgos son inferidos a partir de la distribución de los volcanes. Aunque las erupciones de los volcanes monogenéticos no son tan intensas como las de los volcanes poligenéticos, suelen modificar sustancialmente la morfología y afectar gravemente los asentamientos humanos cercanos a la zona de erupción, por lo cual su estudio es de gran importancia. (Delgado-Granados et al., 2008).

1.2 Faja volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un cinturón montañoso de origen volcánico que presenta una orientación preferencial E-W, con un ancho variable entre 20 a 70 km que se extiende aproximadamente entre los paralelos 19° a 21° de latitud norte (Ortega-Gutiérrez, et al., 1992). Se encuentra separada de la costa oriental de México por las provincias geológicas del macizo ígneo de Palma Sola, Cuenca Deltaica de Veracruz y Juchateca; y del lado suroccidental, la separan de la costa las provincias geológicas de la Faja Ignimbrítica Mexicana y por el Batolito de Jalisco (Figura 2).



- | | |
|---|--|
| 1. Plataforma de Yucatán | 18. Macizo ígneo de Palma Sola |
| 2. Cuenca Deltaica de Tabasco | 19. Miogeodinal del Golfo de México |
| 3. Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas | 20. Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas |
| 4. Batolito de Chiapas | 21. Plataforma de Coahuila |
| 5. Macizo ígneo del Soconusco | 22. Zacatecana |
| 6. Cuenca de Tehuantepec | 23. Plataforma de Valles -San Luis Potosí |
| 7. Cuenca Deltaica de Veracruz | 24. Faja Ignimbrítica Mexicana |
| 8. Macizo Volcánico de los Tuxtlas | 25. Cinturón Orogénico Sinaoense |
| 9. Cuicateca | 26. Chihuahuense |
| 10. Zapoteca | 27. Cuenca de Nayarit |
| 11. Mixteca | 28. Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa |
| 12. Chatina | 29. Sonorense |
| 13. Juchateca | 30. Delta del Colorado |
| 14. Plataforma de Morelos | 31. Batolito de Juárez-San Pedro Mártir |
| 15. Faja Volcánica Transmexicana | 32. Cuenca de Vizcaíno-Purísima |
| 16. Complejo Orogénico de Guerrero-Colima | 33. Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita |
| 17. Batolito de Jalisco | 34. Faja Volcánica de La Giganta |
| | 35. Complejo Plutónico de La Paz |

Figura 2: Provincias Geológicas de México (Ortega-Gutiérrez, et al., 1992).

Existen diversas interpretaciones del origen de la FVTM pero la hipótesis más aceptada sobre su origen es la que la relacionan a la subducción de la Placa de Cocos, bajo la Placa Norteamericana, que al nivel de la astenosfera sufre una fusión parcial y origina los magmas presentes en la FVTM (Urrutia y Del Castillo, 1977; Demant, 1978).

La abundancia de materiales calco-alcalino de esta provincia refuerzan esas viejas hipótesis de la subducción de placas, aunque la posición oblicua del eje con respecto a la Trinchera de Acapulco no resulta un rasgo típico de esta clase de fenómenos. [Urrutia y Del Castillo \(1977\)](#) explican esta falta de paralelismo por medio de un modelo donde se muestra que la dirección de movimiento de las placas de Cocos y la Norteamericana no es perpendicular a la trinchera de Acapulco y que en los extremos noroeste y sureste de la trinchera, la Placa de Cocos se vuelve más densa, menos caliente, con un mayor espesor y con más rigidez lo que sugiere una edad más antigua en las rocas en estas partes de la placa de Cocos.

[Kim et al, \(2012\)](#) reportaron que el ángulo de subducción entre 15° a 20° aproximadamente entre la trinchera de Acapulco y la FVTM, aplanándose aproximadamente a 300 kilómetros sobre la trinchera.

Al subducirse la placa de Cocos, bajo la placa Norteamericana, se dan condiciones de presión y temperatura que producen tanto la fusión parcial de la corteza oceánica como la de la corteza continental, generando los magmas que alimentan esta provincia. El ascenso de los magmas puede presentarse directamente desde la zona de fusión parcial de la corteza, hasta la superficie como es el caso del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) o llegar a cámaras magmáticas intermedias y de ahí salir a la superficie, como es el caso de los estratovolcanes de la Sierra Nevada [\(Cervantes y Molinero, 1995\)](#).

[Pérez-Campos et al, \(2008\)](#) reportaron a partir del análisis de los datos de una red sísmica de banda ancha una zona de baja viscosidad a 150 km por debajo de la Ciudad de México que separa el manto de la corteza, esta zona de baja viscosidad puede ser la fuente del magma el cual se alimenta el CVC.

1.3 Campo volcánico Chichinautzin (CVC)

En la parte central de la FVTM se ubica el campo volcánico monogenético Chichinautzin (CVC), a una elevación aproximada de 3000 m.s.n.m. Presenta una morfología alargada en la misma dirección preferencial de la FVTM (dirección E-W), extendiéndose desde las faldas

del Nevado de Toluca, como límite occidental, hasta los flancos de la Sierra Nevada en su límite oriental (Figura 3).

El CVC constituye uno de los dos campos monogenéticos más importantes de México, ubicados en la porción central de la FVTM, junto con el Campo Volcánico de Michoacán – Guanajuato (CVMG) ubicado al oeste de la Ciudad de México. (Martín del Pozzo, 1989). El CVC presenta una de las concentraciones más altas de volcanes en toda la FVTM con una densidad de conos de $0.1/\text{km}^2$ (Bloomfield, 1975).

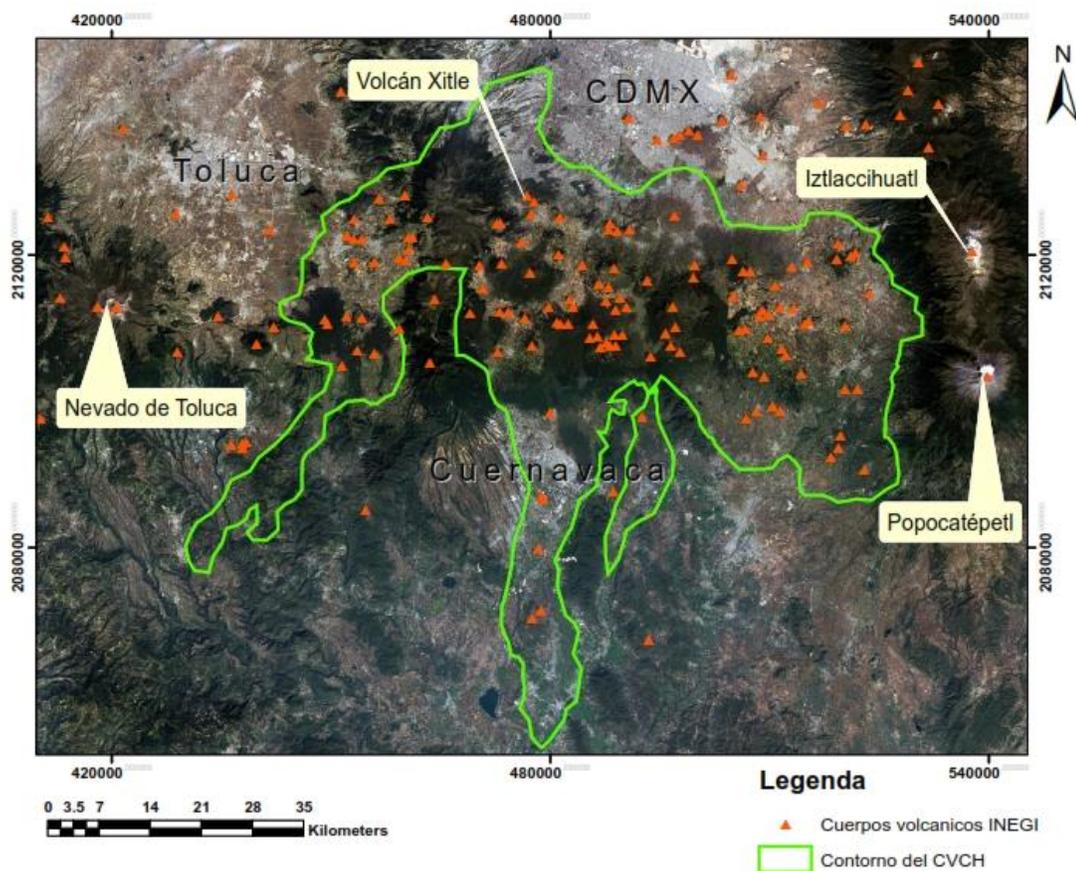


Figura 3. Localización del Campo Volcánico Chichinautzin.

A la acumulación de productos lávicos y piroclastos del vulcanismo del CVC se le ha atribuido el cierre de la Cuenca de México para la parte sur de la cuenca (Martín del Pozzo, 1989), así como a la presencia de una estructura en horst que separa el límite sur del campo volcánico Chichinautzin del valle de Cuernavaca (Siebe et al., 2004).

Siebe et al., (2009) estiman el período de retorno promedio en el CVC mayor a 1700 años, tomando en cuenta que la última erupción, se produjo aproximadamente, entre 1,700 a 2,000 años, lo cual reafirma en su trabajo Nieto et al., (2019) que calcularon una probabilidad de 0.99 para la aparición de un nuevo evento volcánico dentro de 2,000 años después de su último evento. Esto indicaría que esta región volcánica sea propensa a registrar un nuevo evento eruptivo, en un futuro cercano ya que se estima que el último evento eruptivo sucedió hace 1,800 años.

De acuerdo a Nieto et al., (2019) los volúmenes de lava expulsados por los volcanes monogenéticos en el CVC varían entre 1 y 3 km³/cono y el promedio de la tasa estimada de erupción en el campo es de 11.75 km³/1000 años (Márquez et al, 1999). Los diámetros basales de las estructuras volcánicas varían de 0.1 km a 2 km (Velasco-Tapia y Verma, 2001). En general, el índice de explosividad parece haber sido intermedio con un estilo de erupción estromboliano (Martín del Pozzo, 1982).

En los estados de México, Morelos y la Ciudad de México, han sido reportadas más de 220 estructuras volcánicas pertenecientes a este campo volcánico monogenético (Márquez et al, 1999). Las estructuras características constan de conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo y domos de lava dentro de un área aproximada entre 2,400 a 2,600 km² (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982, García-Palomo, et al. 2008). Los conos de ceniza representan aproximadamente el 91% de las estructuras ubicadas en la CVC (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Se considera que todos los volcanes son monogenéticos y que la mayoría de este tipo de estructuras presentaron una erupción de tipo estromboliana (Guilbaud et. al. 2009). Los volcanes tipo escudo, como el volcán Pelado, ocupan el 4.5% de las estructuras de la CVC, que constituyen extensos flujos de lava fluida. Ocasionalmente en la cima presentan un cono de ceniza y el resto domos de lava (Martín del Pozzo, 1982, Velasco-Tapia y Verma, 2001).

El CVC es muy peculiar, ya que sus productos tienen una composición heterogénea los cuales varían desde basaltos hasta dacitas. Muchos estudios y discusiones se han enfocado a entender el origen de los magmas primarios y su evolución (Arce et. al. 2015).

La fusión parcial de un manto litosférico, en un ambiente de extensión, podría explicar la geoquímica observada en los magmas máficos del CVC, mecanismo que también ha sido propuesto en otras regiones del FVTM (Ruiz-Martínez et al. 2000). Interpretaciones de datos paleomagnéticos han sugerido que la zona del FVTM en donde se ubica el CVC, ha sido una zona de extensión desde el Mioceno tardío. Márquez et al, (1999) propusieron un modelo acerca de las condiciones de extensión en la parte central del FVTM. Este modelo es consistente con las observaciones geofísicas en la región central del FVTM:

- Una sismicidad somera en condiciones extensionales (focos a 50 km de profundidad)
- La existencia de un manto anómalo somero (una capa con baja velocidad sísmica, $V_p = 7.6$ km/s, y baja densidad, 3.29-3.25 g/cm³)
- Una fuerte anomalía negativa (-200 m/s) en la velocidad de las ondas S, que se extiende hasta los 200 km de profundidad
- Un alto flujo de calor (- 90 mW/m²)

Campos-Enriquez et. al, (2000) realizaron un estudio de gravimetría en la FVTM estimando un espesor de la corteza terrestre que subyace al CVC aproximadamente de 42 km.

Estas características, típicas de márgenes activos, han sido reportadas en regiones con magmatismo relacionado a rifts continentales (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Su origen pudiera estar relacionado con la subducción de las placas Rivera y Cocos por debajo de la Placa de Norte América, aunque hay estudios que invalidan la interacción de la placa de Cocos en la génesis del magma (Reyes Luna., 2012).

Ferrari y Rosas-Elguera (1999) señalaron que sólo el 19% de los centros eruptivos del CVC muestran una afinidad intraplaca. En el contexto de un modelo extensional en la etapa temprana de una extensión continental, el manto litosférico es una potencial fuente magmática. La mayor parte de estos magmas se emplazarían en la base de la corteza. Fix (1975) sugiere la existencia de material fundido en la base de la corteza en el centro de México. Estos magmas podrían contribuir a un incremento en el espesor de la corteza y provocar su fusión parcial, así como procesos de mezcla entre los magmas máficos y evolucionados, consistentes con lo observado en el CVC (Verma, 1999). De esta forma, sólo una

parte del volumen de los magmas tendrían características similares a los de zonas de extensión.

1.3.1 Geocronología del CVC

[Urrutia-Fucugauchi y Martín del Pozzo \(1993\)](#) reportaron que el paleomagnetismo de la CVC muestra en general una polaridad normal y correlacionable con el cron normal de Brunhes, por lo que el inicio de la actividad del campo sería más joven que 0.78 a 0.79 Ma.

Con base en fechamientos de ^{14}C en la zona central del CVC y datos de geoquímica de elementos mayores, distinguieron diferentes etapas de manifestaciones volcánicas en el campo, las cuales consistieron en emisiones de material andesítico a dacítico, como primera etapa prosiguiendo con la expulsión de material dacítico a basáltico para un segundo episodio y terminando con la emisión de material basáltico en el campo (Figura 4) ([Velazco-Tapia et al 2001](#)).

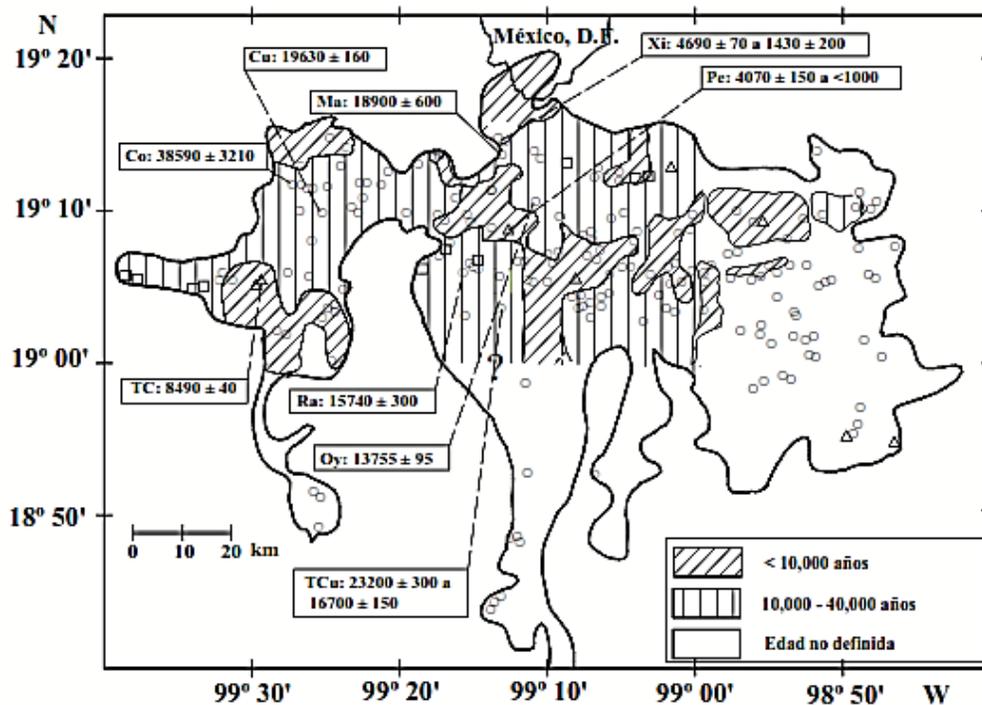


Figura 4 Zonificación geocronológica y localización de los sitios de muestreo de estudios geocronológicos y edades ^{14}C reportadas. Co=Coaxusco, Cu= Cuauatl, Ma= Malinale, Oy=Oyameto, Pe=Pelado, Ra=Raices, TC= Tres Cruces, TCu=Tres Cumbres, Xi=Xitle ([Velazco-Tapia et al, 2001](#)).

Tabla 2 Edad de los productos volcánicos de la Sierra de Chichinautzin, determinada por el método radiométrico de ^{14}C ,
(Recopilación tomada de Velazco-Tapia et al 2001)

Volcán	Edad (años)	Referencia
Pelado	< 1,000	Delgado <i>et al.</i> (1997)
	4,070 ± 150	Martín del Pozzo (1989); Kirianov et al. 1990
Xitle	1,430 ± 200	Heizer y Bennyhoff (1958)
	1,745 ± 50	Delgado-Granados <i>et al.</i> (1999)
	1,945 ± 55a	
	1,975 ± 60	Deevey et al. (1959)
	2,025 ± 55a	Delgado et al. (1999)
	2,030 ± 60	
	2,030 ± 60a	Córdova et al. (1994)
	2,040 ± 200	Crane y Griffin (1958)
	2,090 ± 70a	Córdova et al. (1994)
	2,400 ± 100	Libby (1955)
	2,422 ± 250	Arnold y Libby (1951)
	2,965 ± 85a	Delgado et al. (1999)
	3,200 ± 50	Kirianov et al. (1990)
	3,250 ± 10	Martín del Pozzo (1989)
	4,690 ± 70a	Córdova et al. (1994)
Tres Cruces	8,390 ± 100	Bloomfield (1975)
	8,490 ± 40	
Tetepetl	8,390 ± 440	Bloomfield (1973)
	8,440 ± 440	
	8,700 ± 180	
Cima	10,160 ± 70	Martín del Pozzo (1989)
	10,410 ± 80	Martín del Pozzo (1989); Kirianov et al. 1990
Oyameyo	13,755 ± 95	Wallace y Carmichael (1999)
Raices	15,570 ± 300	Martín del Pozzo (1989); Kirianov et al. 1990
	15,740 ± 80	Martín del Pozzo (1989)
Tres Cumbres	16,700 ± 150	
	18,680 ± 120	
	23,200 ± 300	Martín del Pozzo (1989); Kirianov et al. 1990
Cuauatl	19,630 ± 160	Bloomfield (1975)
Malinale	18,900 ± 600	
Tezontle	21,860 ± 540	
Molcajete	30,200 ± 1,120	
Coaxusco	38,590 ± 3,210	

Recientemente, [Jaimes et al. \(2018\)](#) establecen que el vulcanismo monogenético en el CVC ha tenido varios episodios volcánicos a través del tiempo y que presenta diferencias en la orientación de los alineamientos de conos, edad del material expulsado y composición química. Proponen que el vulcanismo en el CVC está constituido por cuatro grupos volcánicos distintos diferenciados tanto por su composición, como por su edad (Figura 5).

De los cuatro grupos volcánicos tres de estos muestran límites temporales bien definidos:

- Grupo Volcánico Monogenético El Peñón (PMVG; 1294 ± 36 a 765 ± 30 ka)
- Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo (Older CMVG; 238 ± 51 a 95 ± 12 ka)
- Grupo Volcánico Chichinautzin Joven (Yonger CMVG; $< 35 \pm 4$ ka)
- La Sierra Santa Catarina (SSC; 132 ± 70 a 2 ± 56 ka) Queda fuera de la zona de estudio

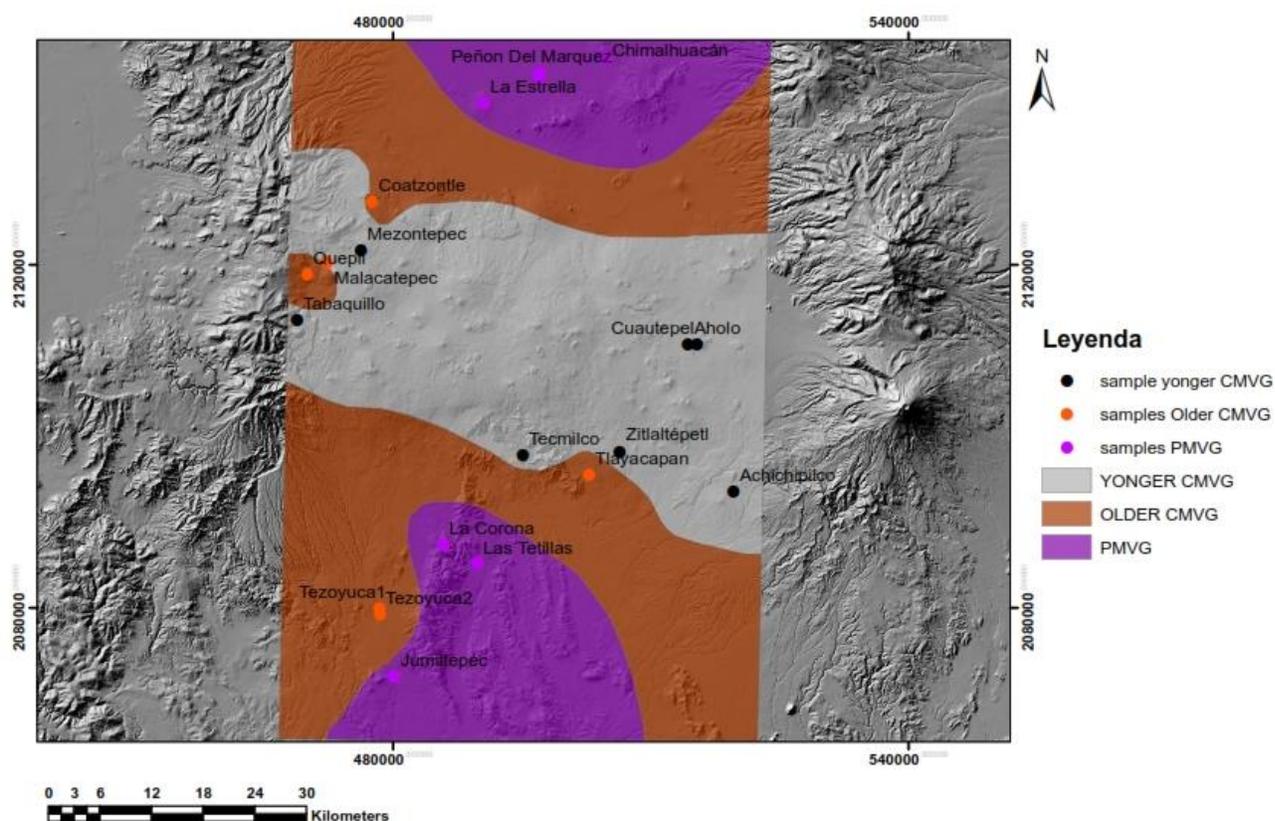


Figura 5. Mapa de distribución y clasificación de los grupos volcánicos monogenéticos del

CVC ([Jaimes et. al, 2018](#))

[Jaimes et al., \(2018\)](#) establecen que el vulcanismo en CVC se inicia en la parte norte con el campo con el grupo volcánico monogenético El Peñón (PMVG) en el Pleistoceno temprano, tomando lugar la formación de grandes conos, ampliamente distribuidos (Figura 5). Los bordes norte y sur, identificados para este campo monogenético, indican el alcance máximo para la actividad monogenética más antigua en el área.

Después del primer periodo de inactividad en el vulcanismo monogenético de esta zona, la actividad volcánica se reactivó formando el grupo volcánico Chichinautzin Antiguo (Older CMVG) con conos con diámetro basal de 580 m, aproximadamente, y una variación química predominante, de basaltos a dacitas. Posteriormente, después de un segundo gap temporal en el vulcanismo monogenético, el régimen de esfuerzos cambió de NW-SE a N-S, produciendo así los volcanes del grupo volcánico Chichinautzin Joven (Yonger CMVG) con una alineación E-W. Estos conos están más cercanos entre sí, muchos formando agrupaciones. El área de distribución, respecto del campo volcánico anterior, es más estrecha a las anteriores concentrándose en una franja al centro del campo.

La variación química del material expulsado por el CVC es diversa, presentando desde basaltos hasta dacitas.

Los límites Norte y Sur de cada grupo volcánico en el área se fueron reduciendo a través del tiempo. Sin embargo, los límites Este y Oeste se mantuvieron relativamente constantes entre la Sierra de las Cruces y el volcán Popocatepetl. Esta disminución en el área del campo monogenético puede estar ligada a los cambios en el campo de esfuerzos que provocaron zonas de debilidad cortical con orientación que varió de NNE-SSW a NE-SW a E-W ([Jaimes et. al, 2018](#)).

Las características eruptivas identificados en la zona, cambiaron de estromboliano (grupo volcánico monogenético Peñón) a estromboliano violento en los volcanes del grupo volcánico Chichinautzin Antiguo; mientras que en el grupo volcánico Chichinautzin Joven se identificaron estructuras formadas por actividad estromboliana, estromboliana violenta y efusiva ([Jaimes et. al, 2018](#)).

1.3.2 Geología General del CVC

Como se ha dicho anteriormente, el campo volcánico Chichinautzin, es un campo monogenético, de edad Cuaternaria, ubicado al sur de la cuenca del Valle de México. Esta región presenta un especial interés por su cercanía a la Ciudad de México. Es difícil delimitar (espacial y temporalmente) al campo volcánico Chichinautzin, ya que el intervalo composicional de sus productos lávicos es muy amplio (aunque con predominio de andesitas basálticas) y con edades que varían entre 1294 ka hasta 7 ka (Jaimes et al. 2018).

En general, las rocas del CVC se caracterizan por mostrar textura, esencialmente, porfirítica con < 26% de fenocristales y algunas de ellas presentan vesículas. Martin Del Pozzo, (1989) divide las rocas del campo volcánico en tres grupos petrográficos según el tipo de sus fenocristales ferromagnesianos:

- Grupo 1: Predomina el contenido de olivino, generalmente acompañado de cristales más pequeños de augita y/o hiperstena
- Grupo 2: Presenta microfenocristales de hiperstena y/o augita, subofíticos
- Grupo 3: Caracterizado por fenocristales de hornblenda

Jaimes et al. (2018) describen cada uno de sus grupos volcánicos definidos geocronológicamente, mostrando que el grupo volcánico monogenético El Peñón es consistente con polaridad inversa y es asociado con el Cron Matuyama, mayor a 700 ka (Martin Del Pozzo, 1989). La clasificación petrográfica realizada por Jaimes et al, (2018) muestra que el GVMP presenta principalmente andesitas basálticas (Figura 6) y el grupo volcánico Chichinautzin Antiguo (GVCV) las muestras analizadas químicamente fueron clasificadas como basaltos, andesitas ricas en sílice y dacitas. Todas son calcoalcalinas con contenido de K medio.

Para el grupo volcánico Chichinautzin joven (GVCJ) la petrográfica realizada por las muestras analizadas fueron clasificadas como rocas de basaltos a dacitas con composición calcoalcalinas K-medio (Figura 6) Jaimes et al, (2018).

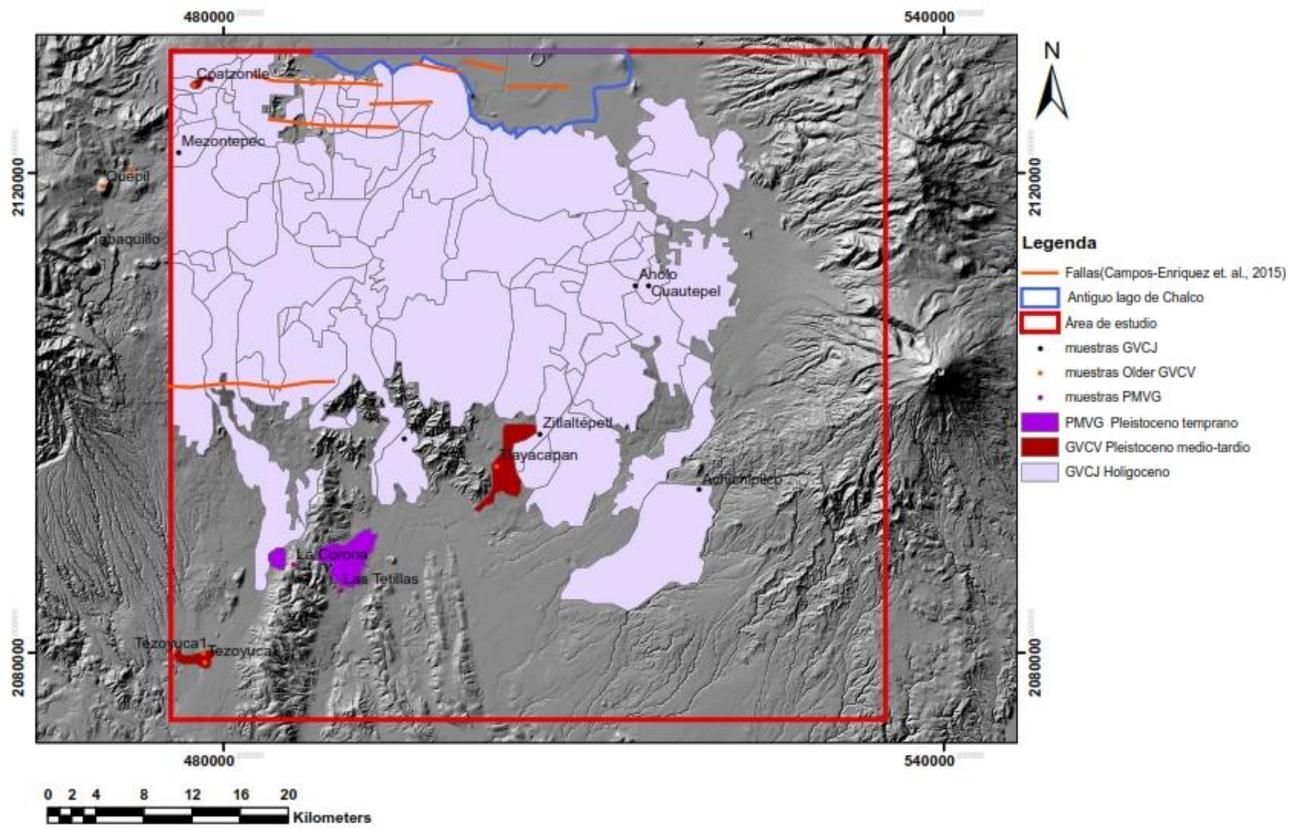


Figura 4. Mapa geocronológico, acotado al área de estudio, definido por [Jaimes et al 2018](#), donde se observan los puntos de muestreo que tomo para la elaboración de la distribución de los grupos volcánicos.

Líneas naranjas: fallas (García-Palomo et al, 2002, 2008);

Línea azul: límite inferido del antiguo lago de Chalco.

1.3.3 Estratigrafía general del CVC

El basamento estratigráfico del Grupo Chichinautzin lo constituyen las formaciones Morelos y Cuautla, pertenecientes al Mesozoico. [Fries \(1960\)](#) define a la Fm. Morelos como una sucesión de calizas y dolomitas cuya textura es predominantemente de tipo grainstone. Presenta nódulos de pedernal y espesores mínimos de 900 m, con edad Albiano-Cenomaniano, debido a que su base no se encuentra expuesta. También definió a la Fm. Cuautla como un banco calcáreo de edad Cenomaniano-Turoniano que descansa en discordancia sobre la Fm. Morelos, con un espesor aproximado de 750 m que se acuña e interdigita con los sedimentos clásticos calcáreos, suprayacentes de la Fm. Mezcala, de al menos 1,200 m de espesor.

[Mooser \(1962\)](#) propone el nombre de Fm. Xochitepec para todas las tobas, brechas y complejos volcánicos profundamente erosionados, más antiguos que los aparatos volcánicos del Plioceno, descritos por Fries (andesita Zempoala, volcán Popocatepetl y volcán Nevado de Toluca) ya que quedaron cubiertos por estos últimos y supuso que su edad es del Oligoceno Tardío al Mioceno. Sobreyaciendo la anterior, se tiene a la Fm. Tepoztlán, compuesta predominantemente por detritos volcánicos depositados por lahares en capas, que varían en espesor de 50 cm hasta más de 10 m y echado de 7° al N. Sus contrastes topográficos difieren notablemente de la mayoría de las rocas volcánicas y sedimentarias de la región, producida por fallamientos normales orientados N 65° E, N 60° E y E-W y pendientes de 10° en la base a más de 45° en laderas, llegando inclusive a 90°, lo que hace que tengan un aspecto de acantilados escalonados. [Lenhardt et. al, \(2010\)](#) proponen que, esta formación alcanza espesores desde 78 m hasta 378 m, ubicando su localidad tipo en el poblado de Tepoztlán, Morelos, dividiendo al cerro del Tepozteco en tres secciones, donde la primera tercera parte se compone de areniscas tobáceas y conglomerados, mientras que las dos terceras partes superiores, corresponden a depósitos de brechas tobáceas, originadas por flujos de detritos laháricos.

De acuerdo con fechamientos Ar-Ar y correlaciones paleomagnéticas realizadas en lavas dacíticas-andesíticas de la Fm. Tepoztlán, se obtuvieron edades entre 22.8 y 18.8 Ma, correspondientes al Mioceno Temprano (Aquitaniense – Burdigaliano) (Lenhardt et. al, 2010). Ávila-Bravo (1998) considera que la Fm. Tepoztlán fue parcialmente sepultada por los flujos de lava pertenecientes al grupo Chichinautzin, rodeándola e introduciéndose en las cañadas gracias a los escarpes preexistentes en la zona. Fries (1960) define al grupo Chichinautzin como: “Todas las corrientes lávicas, tobas y brechas que se han generado desde el Pleistoceno hasta el reciente” (Figura 7). En este Grupo son comunes estructuras asociadas a procesos explosivos y efusivos, como conos escoriáceos, volcanes escudo, coladas y domos de lava principalmente, cuyas composiciones son esencialmente andesíticas, pasando por algunos basaltos alcalinos y dacitas.

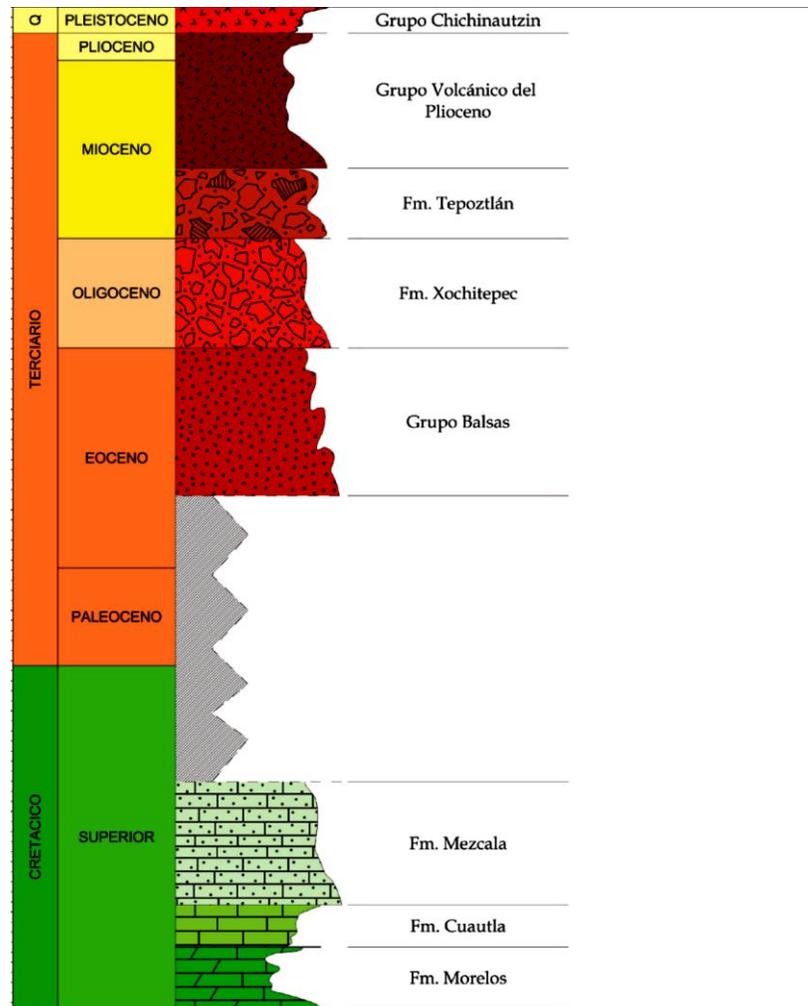


Figura 7. Columna estratigráfica general del campo Chichinautzin (Gómez 2011).

Bloomfield (1975) y Martín Del Pozzo (1982,1989) estimaron en 80 km^3 el volumen mínimo eruptado en el CVC. Otros autores a partir del análisis de mapas topográficos y modelos de elevación digital, han reportado un volumen total de 470 km^3 , asumiendo una edad máxima de 40,000 años con base en los datos geocronológicos con una razón de $11.75 \text{ km}^3/1000$ años. (Márquez et al. 1999)

Finalmente, el vulcanismo del CVC ha tenido un profundo impacto social, morfológico y climático en la parte central de México debido al de material expulsado a una velocidad relativamente alta. [\(Martín Del Pozzo et al., 1997\)](#).

1.3.4 Geología Estructural del CVC

El volumen de productos eruptivos de campos volcánicos activos como el de Chichinautzin han cubierto las trazas de las fallas y fracturas que actuaron como conducto de los magmas generados a profundidad. En raras ocasiones, es posible encontrar planos de falla expuestos. Es por ello que las principales estructuras geológicas se han tratado de identificar en función de los alineamientos volcánicos. El predominio de las direcciones NE-SW y E-W en los alineamientos volcánicos presentes en el CVC, muestran que estas son las direcciones estructurales preferenciales, de las fracturas del área que comprende este campo.

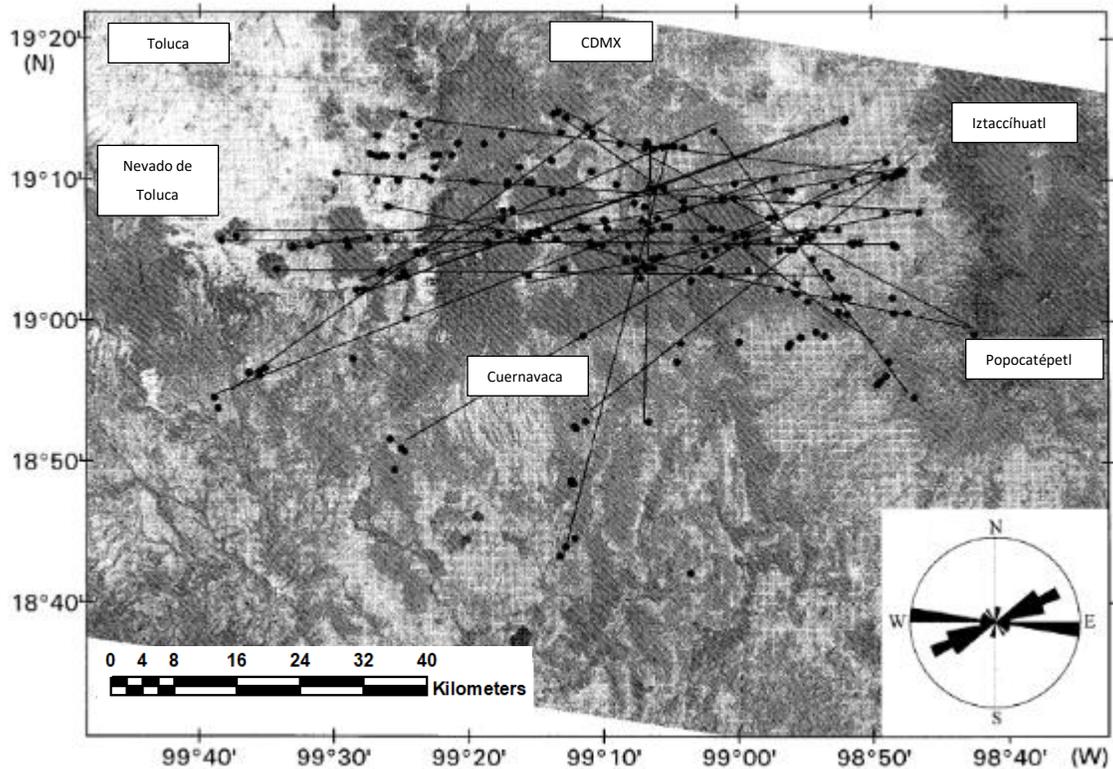


Figura 8 Alineamientos volcánicos y su diagrama de roseta el cual muestra las direcciones preferenciales de los alineamientos, modificada de Márquez et al, 1999.

Con base en el análisis de imágenes de satélite, se han reportado la presencia de fallas normales con una orientación E-W y N60E, en el límite norte de la CVC por lo que propusieron un ambiente extensional del CVC, con σ_3 en una dirección N-S (dirección de menos esfuerzo) y σ_2 en una dirección E-W, acompañada de una componente de rumbo sinistral N60E (Márquez et al, 1999). Este modelo ha sido apoyado con base en estudios geológicos (García-Palomo et al., 2000). Algunas de estas fallas, pertenecientes al sistema Acambay, se consideran sísmicamente activas (Suter et al., 1995). Fries (1960) reportó la presencia de fallas normales en el valle de Cuernavaca. Se ha reportado actividad sísmica de pequeña magnitud (< 4) y focos someros también (< 50 km) en el CVC y corroborado por el análisis del mecanismo focal del sismo de Milpa Alta (profundidad 12 km), interpretado como un evento de fallamiento normal E-W con una componente de rumbo sinistral importante (UNAM and CENAPRED, Seismology Group, 1995).

Marquez et al.,1999, con base en interpretaciones geológicas y reológicas, así como en datos termobarométricos, propusieron un modelo de extensión asimétrica que contempla una corteza dividida en dos capas (dominios frágil y dúctil). En esta propuesta se sugiere que la entrada de magmas máficos en la corteza inferior se realiza desde la capa de manto anómalo que la subyace. Los magmas que ascienden a lo largo de las fallas N-S se acumularían en la zona de transición cortical frágil-dúctil. En contraste, aquellos magmas que se mueven hacia la superficie a lo largo de las fallas E-W lo harían más rápidamente, permaneciendo períodos cortos en la zona de transición. Este régimen extensional podría provocar el rompimiento cortical, facilitando la formación y la erupción de los volcanes monogenéticos en la CVC. Este modelo es consistente con las observaciones geofísicas acerca de la existencia de una capa de manto de baja densidad (3.29 g/cm^3) y baja velocidad ($V_p = 7.6 \text{ km/s}$) en la base de la corteza (40 km), en la parte central del FVTM.

1.3.5 Sismicidad

La sismicidad del área se puede asociar a zonas de debilidad, fallas y/o zonas de ruptura las cuales se pueden considerar a partir de enjambres de sismos o alineamientos que en el caso de los campos monogénicos pueden apoyar en la localización aproximada de fallas activas/inactivas las cuales no pueden ser identificadas visualmente en campo.

En la zona de estudio se tuvo acceso al registro sísmico (SSN), desde enero del 2000 hasta junio del 2018, contando con 116 eventos registrados con magnitudes y profundidad promedio de 3.2 M y 9.2 kilómetros respectivamente.

Los eventos sísmicos georeferenciados se plasmaron en un mapa para observar de mejor manera su distribución. La representación de los sismos se realizó tomando en cuenta su

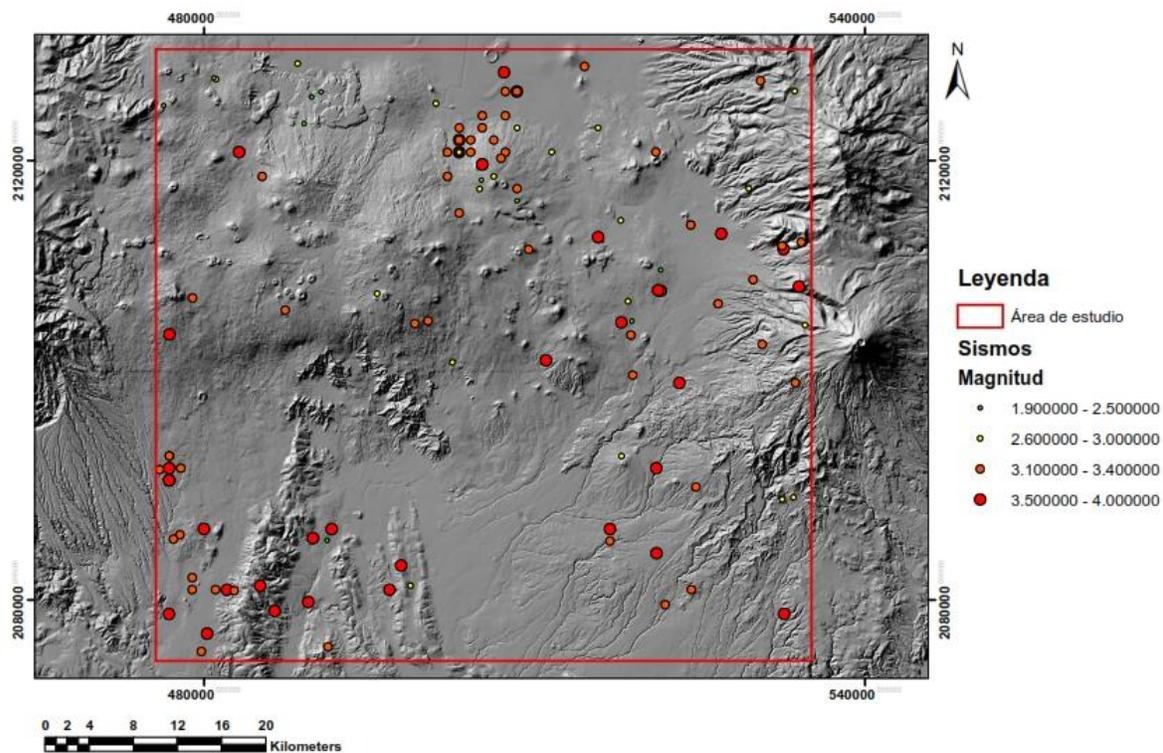


Figura 9 . Magnitudes de sismos ocurridos en la zona de estudio del primero de enero del 2000 hasta el trece de junio del 2018 ([Servicio Sismológico Nacional, 2018](#)).

magnitud y posteriormente, su profundidad, poder realizar una mejor comparación entre ellos.

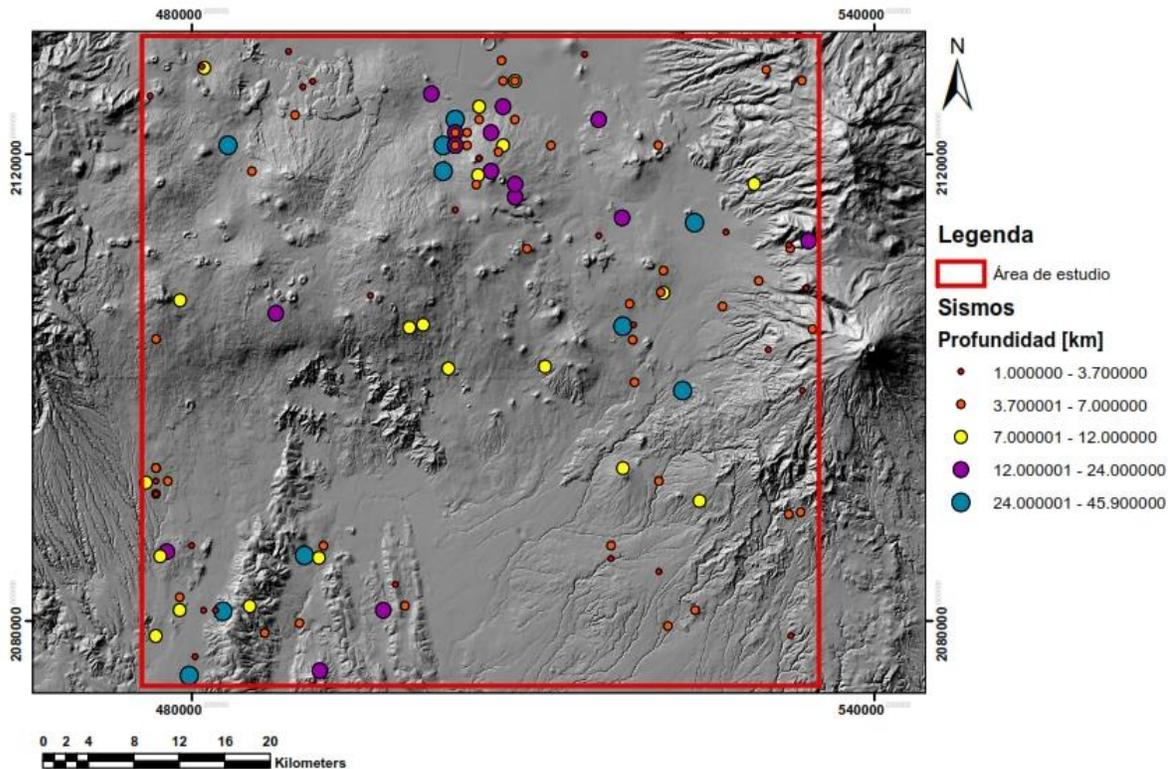


Figura 10. Profundidades de los sismos ocurridos en la zona de estudio del primero de enero del 2000 hasta el seis de junio del 2018 (Servicio Sismológico Nacional, 2017).

Se puede observar en forma general la presencia de dos enjambres sísmicos bien definidos; el primero se encuentra en la parte norte-central del área de estudio y el segundo en la parte SW del área de estudio presente en el valle de Cuernavaca (Figura 9 y 10).

Campos-Enriquez et. al (2015) analizaron la actividad sísmica en el CVC a partir de los registros sísmicos (SSN) pertenecientes de agosto de 1980, a marzo del 2006, clasificando los enjambres observados en esa ventana temporal, en cuatro zonas de las cuales tres se encuentran en nuestra área de estudio, estas son (Figura 11):

- Zona I Xochimilco-Milpa Alta: Cuenta con una distribución espacial aproximadamente E-W y se correlaciona con la falla Xochimilco y es la zona más activa del área
- Zona II Xochitepec: Cuenta con una distribución espacial aproximada NW-SE
- Zona III Zempoala: Cuenta con una distribución espacial aproximada E-W

Los resultados obtenidos por [Campos-Enriquez et. al \(2015\)](#) comparados con la distribución de los sismos mostrados en este trabajo, muestran que la sismicidad en la zona ha cambiado en los últimos años, teniendo una mayor actividad en el valle de Cuernavaca, aunque se conserva el área de mayor actividad la definida por [Campos-Enriquez et. al 2015](#) como Zona I Xochimilco- Milpa Alta.

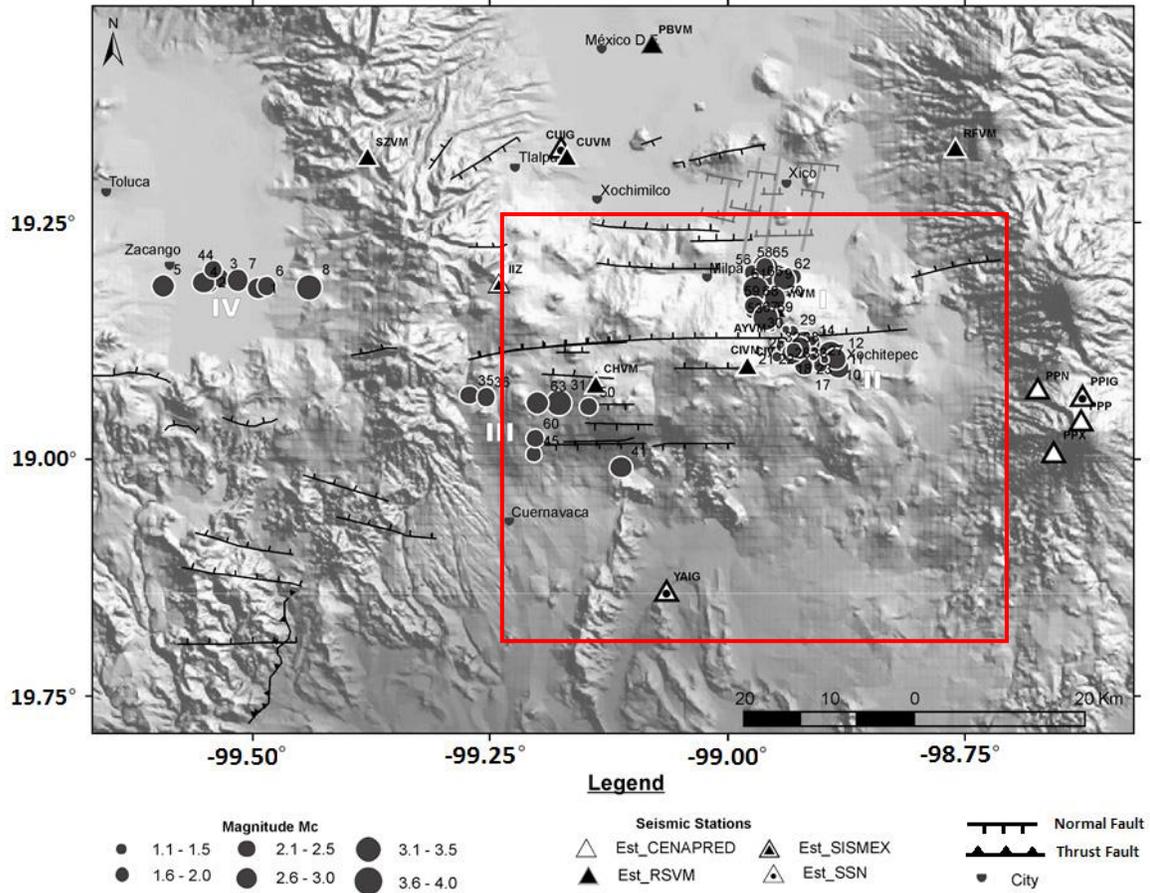


Figura 11. Mapa de relieve que indica las zonas sísmicas descritas por [Campos-Enriquez et. al 2015](#). Se marca en rojo la zona de estudio.

1.3.6 Probabilidad de una nueva erupción en el CVCH.

[Nieto-Torres et al. \(2018\)](#) reportaron la tasa de recurrencia y la probabilidad temporal en el campo volcánico Chichinautzin Joven y estableciendo una probabilidad de 0.99 de que una nueva erupción pueda ocurrir en el campo en una ventana de tiempo de 2,000 años, ya que la última erupción, tuvo lugar hace 1.835 años. El procedimiento realizado por [Nieto-Torres et al. \(2018\)](#) para la elaboración de un mapa de probabilidad de ocurrencia espacial consistió en la división del campo en celdas y considerando todos los eventos eruptivos ocurridos en cada celda, obtuvieron una probabilidad de ocurrencia de aproximadamente 0.3 para las zonas con mayor probabilidad. El mapa de susceptibilidad muestra tres áreas con mayor probabilidad de que se forme un nuevo volcán, ubicado en el Noroeste y parte central del área de estudio, cerca de la Ciudad de México.

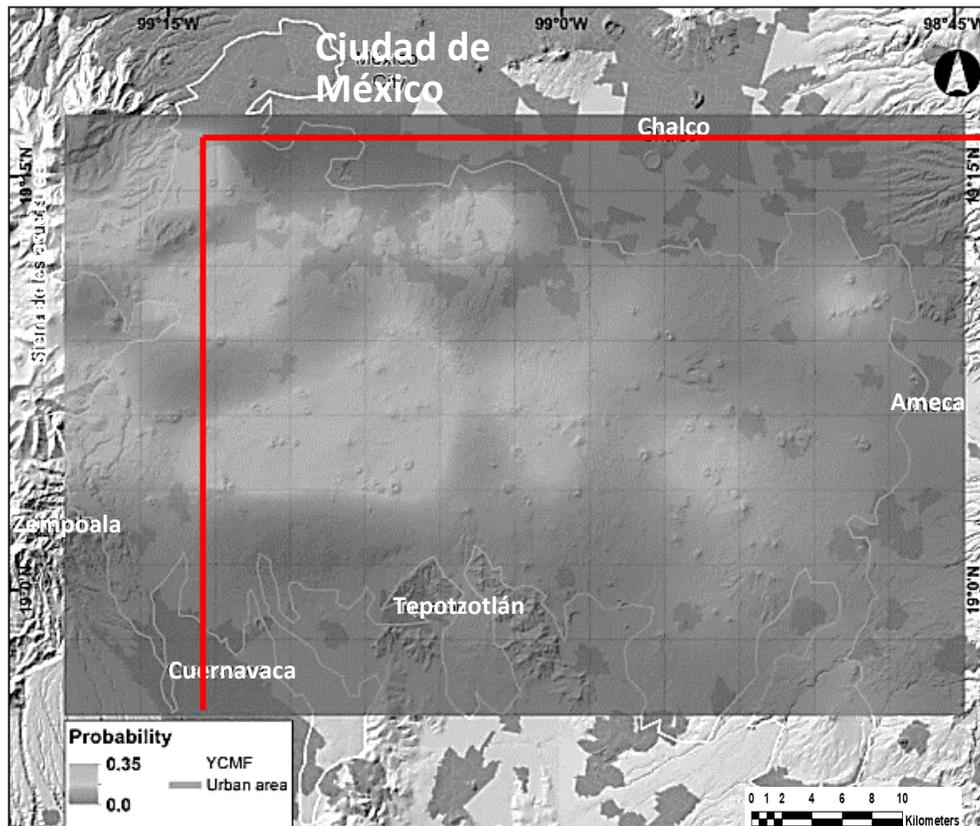


Figura 12. Mapa de susceptibilidad mostrando la probabilidad espacial de una nueva erupción volcánica, reportado por [Nieto et al. \(2018\)](#). Se muestra en rojo los límites de la zona de estudio.

Capítulo 2 Análisis superficial de la zona de estudio a partir de percepción remota

El área del campo volcánico Chichinautzin (CVC) está contenida en las imágenes de Landsat7 pertenecientes al Path: 26 y Row: 47 del reservorio de imágenes satelitales de “EarthExplorer”, perteneciente al United States Geological Survey (USGS).

Las imágenes usadas para este trabajo fueron tomadas el 30 de octubre del 2014, estas imágenes fueron recortadas por una ventana rectangular con las coordenadas extremas siguientes:

Tabla 3 Coordenadas extremas de la ventana usada en las imágenes satelitales

Landsat 7

UTM WGS84-N14

X min [m]	X max [m]	Y min [m]	Y max [m]
410,685	570,015	2'044,995	2'153,415

El objetivo de esta ventana seleccionada fue realizar un reconocimiento general del campo volcánico y posteriormente reducirla a la zona de estudio.

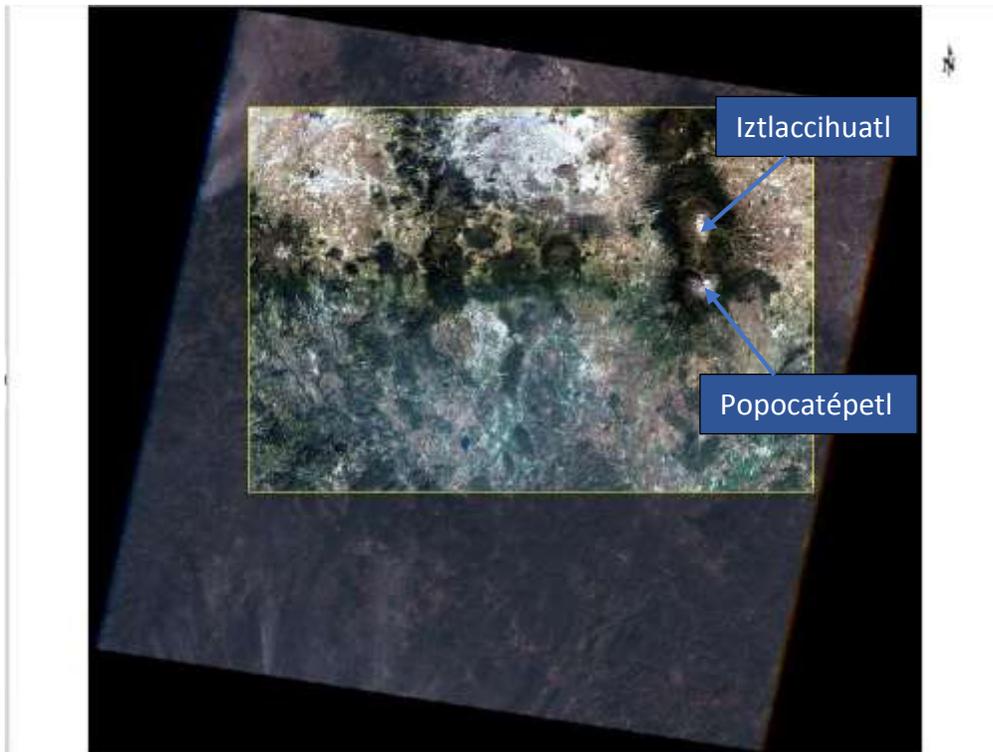


Figura 13. Configuración RGB 321 (Color real) de las imágenes utilizadas mostrando la ventana a la cual se redujo el área de estudio (la ventana se muestra en color real y con corrección atmosférica).

2.1 Procesamiento de imágenes

Como primer paso se procedió al recorte de la zona de interés contenida en las imágenes satelitales. Posteriormente se consideró la dispersión atmosférica que pudiera afectar las imágenes y se procedió a corregir este efecto; existen varios métodos para corregirlo, el que se usó en este trabajo fue la extracción del pixel más oscuro, que consiste en restar el valor mínimo de cada banda para evitar el efecto de dispersión atmosférica. Los valores máximos y mínimos de las imágenes originales y corregidas son mostrados en la tabla 4.

Tabla 4 Valores máximos y mínimos de las bandas utilizadas del satélite Landsat 7

Bandas originales	Mínimo	Máximo	Bandas corregidas	Mínimo	Máximo
B1	34	255	B1	0	221
B2	22	255	B2	0	233
B3	14	255	B3	0	241
B4	9	255	B4	0	246
B5	6	255	B5	0	249
B7	1	255	B7	0	254

Al tener las imágenes corregidas por el efecto de la atmósfera se procedió a realizar un análisis de componentes principales (**Apéndice 2**). Este proceso es de gran ayuda en el realce espacial ya que jerarquiza la información dependiendo su variancia, en la componente uno. En este caso de estudio la componente principal representa el 81% de la variancia de las 6 bandas (Tabla 5).

Tabla 5 Porcentaje de variancia para cada componente principal realizada

T-MODE COMPONENT	C 1	C 2	C 3	C 4	C 5	C 6
% VAR.	80.864451	10.902714	6.980157	0.660509	0.507330	0.084838
T-MODE EIGENVAL.	1348.435154	181.805514	116.395883	11.014156	8.459857	1.414697

El resultando se puede observar de manera gráfica en la Figura 14.

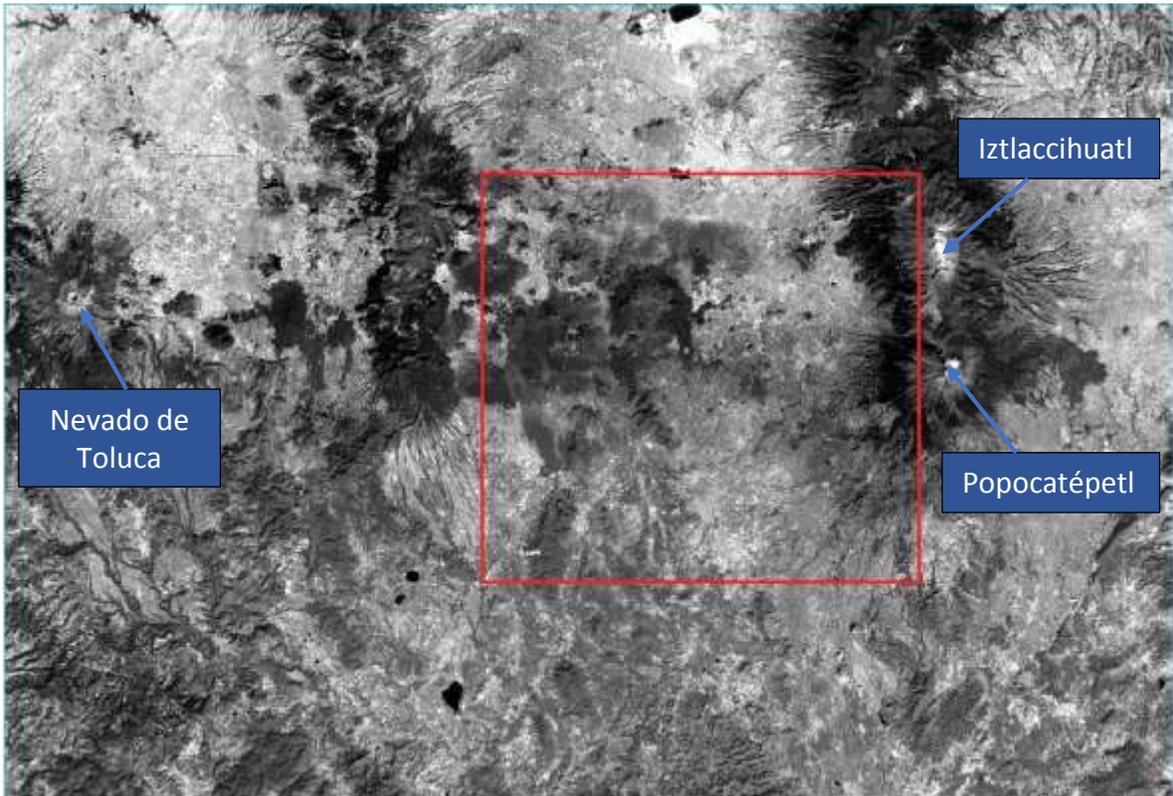


Figura 14. Representación gráfica de la Componente Principal 1, sobrepuesta el área de estudio en color rojo.

La componente principal 1 (Figura 14) es la representación de los datos con mayor variancia de nuestras bandas por lo que se asemeja a un mapa de relieve, ya que la topografía es la que presenta la mayor variancia en sus datos.

2.2 Filtros digitales

Los filtros digitales son utilizados para resaltar o suprimir, de forma selectiva, información contenida en una imagen a diferentes escalas espaciales.

El proceso de filtrado consiste en la aplicación de una matriz de tamaño $N \times N$ (generalmente de 3×3) compuesta por números enteros y que interactúa con la imagen original generando un nuevo valor mediante una función del valor original y los de los pixeles circundantes.

Los filtros direccionales, así como los de detección de bordes son el resultado de la convolución de una matriz de 3x3, con la matriz de datos original (**Apéndice 1**).

2.2.1 Procesamiento para mapeo de estructuras circulares

A partir de la componente principal uno, se usó el método propuesto por [Moore y Waltz \(1983\)](#), para mapear lineamientos. Este proceso consiste de los siguientes 5 pasos:

1. Aplicar un filtro pasa bajas, a la imagen a tratar.
2. A la imagen generada se le aplica un filtro de detección de bordes. En este caso se usó el filtro tipo Sobel, ya que este propicia el realce de estructuras circulares.
3. Volver a aplicar un filtro pasa bajas a la imagen utilizada.
4. Aplicar un proceso de Stretch con saturación, a la imagen generada
5. Sumar la imagen generada en el paso anterior con la original y aplicarle un proceso de Stretch con saturación.

Aplicando la metodología anterior se generó una nueva imagen donde se procedió a marcar los bordes de las estructuras circulares apreciables en la imagen, para ello se hizo un zoom en esta y se empezó a mapear todas las estructuras visibles del campo volcánico Chichinautzin en el área de estudio (Figura 15).

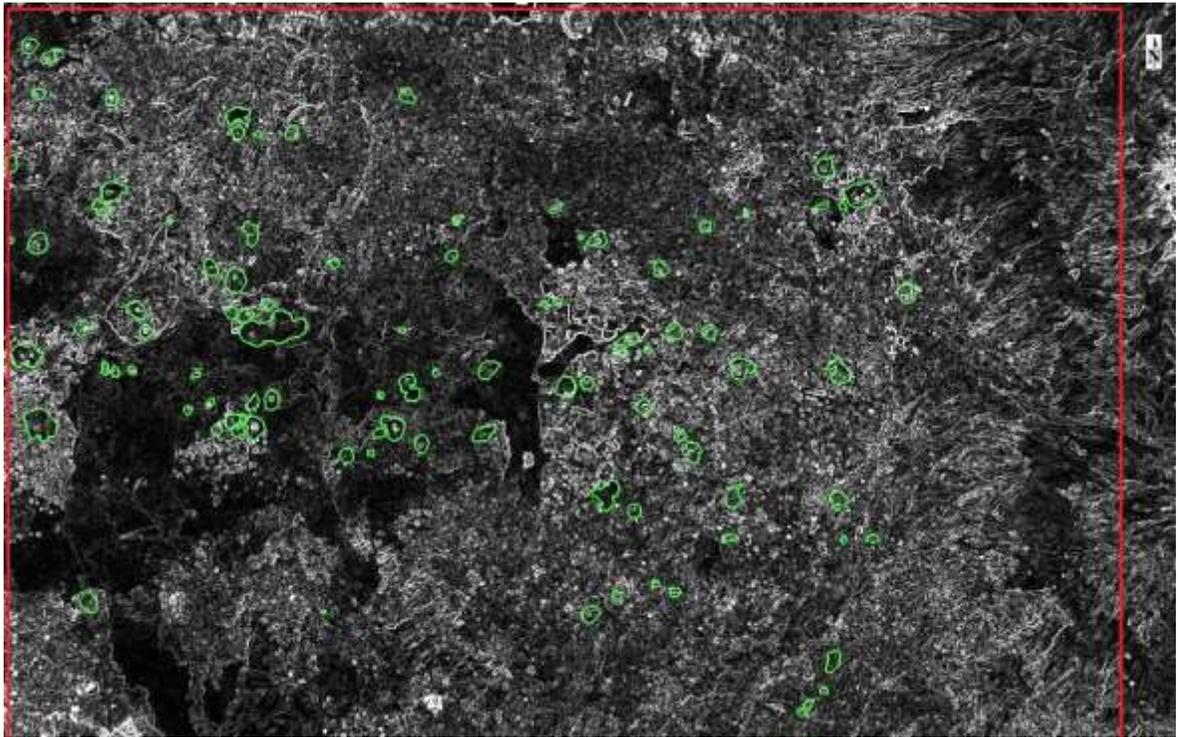


Figura 15. Detalle de la parte norte del área de estudio (límites del área en color rojo) mostrando la digitalización de los bordes para estructuras circulares.

A partir de las estructuras circulares detectadas se marcaron las bocas volcánicas, las cuales serán utilizadas para determinar alineamientos entre ellas, que nos puedan sugerir las zonas de debilidad cortical del campo.

2.2.2 Procesamiento para mapeo de alineamientos

A partir de la imagen con la componente principal 1 se usó la misma metodología empleada para el mapeo de estructuras circulares con la diferencia de que en lugar de utilizar el filtro de Sobel se aplicaron filtros direccionales (Norte, Sur, Este, Oeste, Noreste, Sureste, Noroeste y Suroeste) los cuales enfatizan la diferencia entre los valores de los píxeles en la dirección aplicada, ayudando al reconocimiento de alineamientos que pueden ser asociados con estructuras geológicas y/o civiles.

Se muestra en la Figura 16 el filtro direccional aplicado en dirección norte junto con los lineamientos observados en las 8 direcciones analizadas.

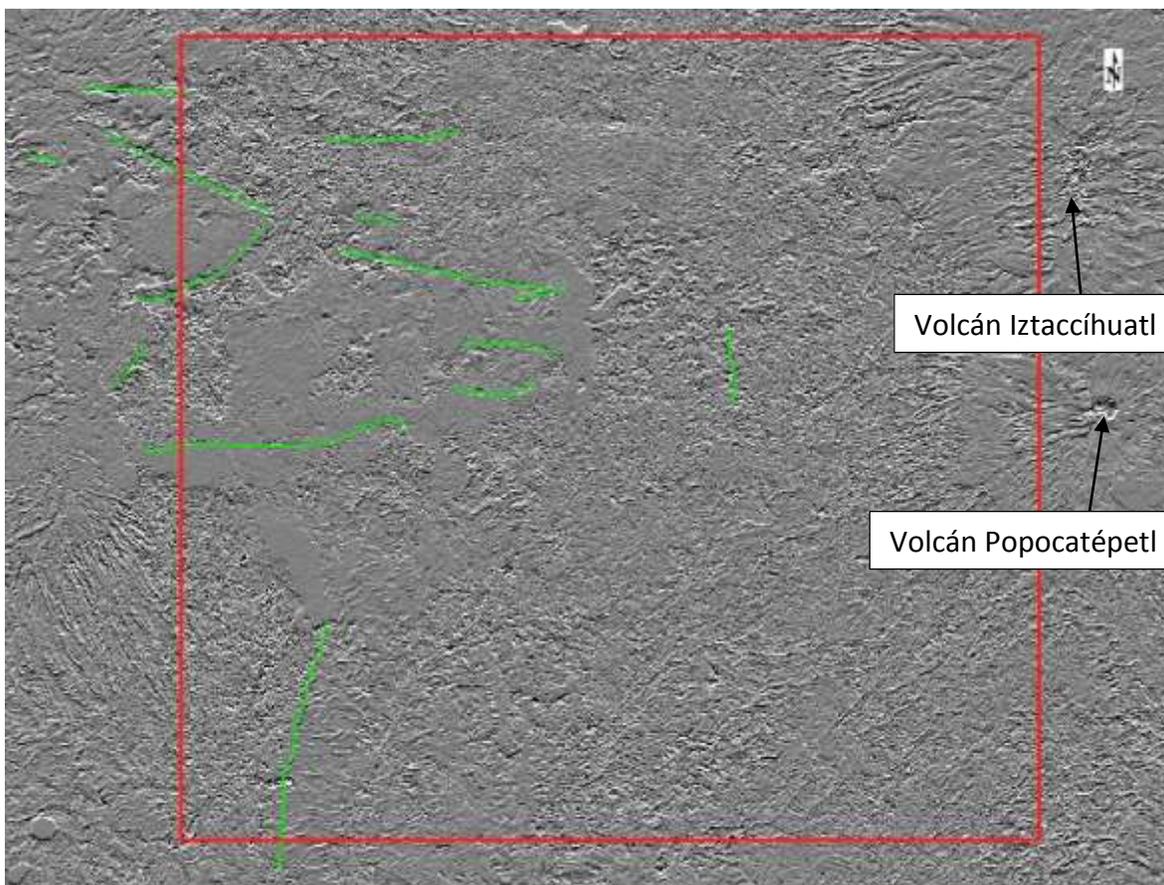


Figura 16. Filtro direccional Norte aplicado a la imagen. De color verde se muestran los alineamientos observados en la imagen.

Estos alineamientos nos muestran los rasgos lineales que se pueden observar en superficie los cuales pueden estar asociados a fallas, fracturas, caminos o carreteras, intersecciones entre los volcanes, a los limites de los flijos de lava, etc.

2.3 Composición a falso color

La configuración en RGB de diferentes bandas espectrales permite mostrar diferentes materiales debido al nivel de reflectancia de cada material, en particular, en el espectro electromagnético.

El objetivo de emplear la composición a falso color, para este trabajo, es el de identificar las rutas de transporte terrestre principales en nuestra zona de estudio ya que estos se pueden confundir con alineamientos de fallas, aunque esto no quiere decir que no se utilice el rumbo de una falla para la construcción de un camino.

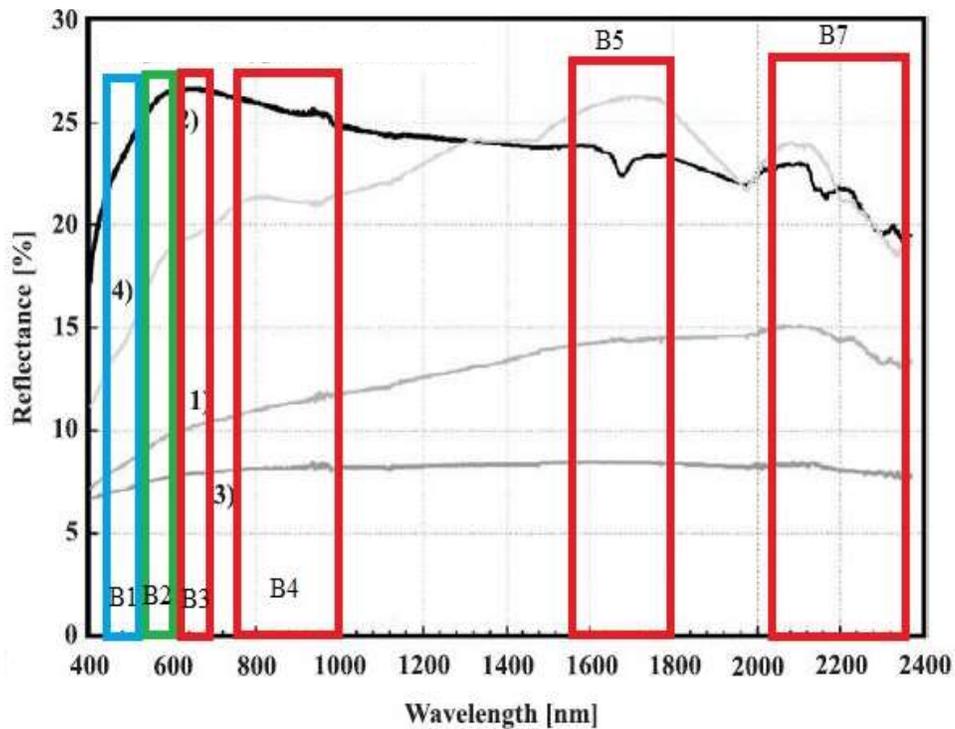


Figura 17. Respuesta espectral de materiales comúnmente encontrados en la superficie de caminos mostrando las longitudes de onda que cubre el satélite Landsat 7.

Teniendo como materiales 1) camino de asfalto 2) estacionamiento 3) camino de concreto 4) camino de grava (Martin Herold et. al., 2004) (Dar A. Roberts et. al. 2004).

En este estudio, se utilizaron dos tipos de composiciones, a color falso el RGB-742 el cual muestra las zonas urbanas y los caminos de concreto, de un color morado, ya que tienen una mayor respuesta en la banda 7 y la 2, en verde la vegetación ya que su mayor reflectancia está en la banda 4 y de un color gris oscuro los caminos de asfalto (Figura 17). Otra buena opción para la visualización de estas carreteras y cuerpos de concreto, es la combinación RGB 432 mostrando los caminos de concreto en color Cian, en color rojo la vegetación ya que su mayor reflectancia se encuentra en la banda 4 y de igual manera de un color gris oscuro las carreteras de asfalto. Estas relaciones, se pueden observar en las siguientes imágenes (Figura 18 y 19):

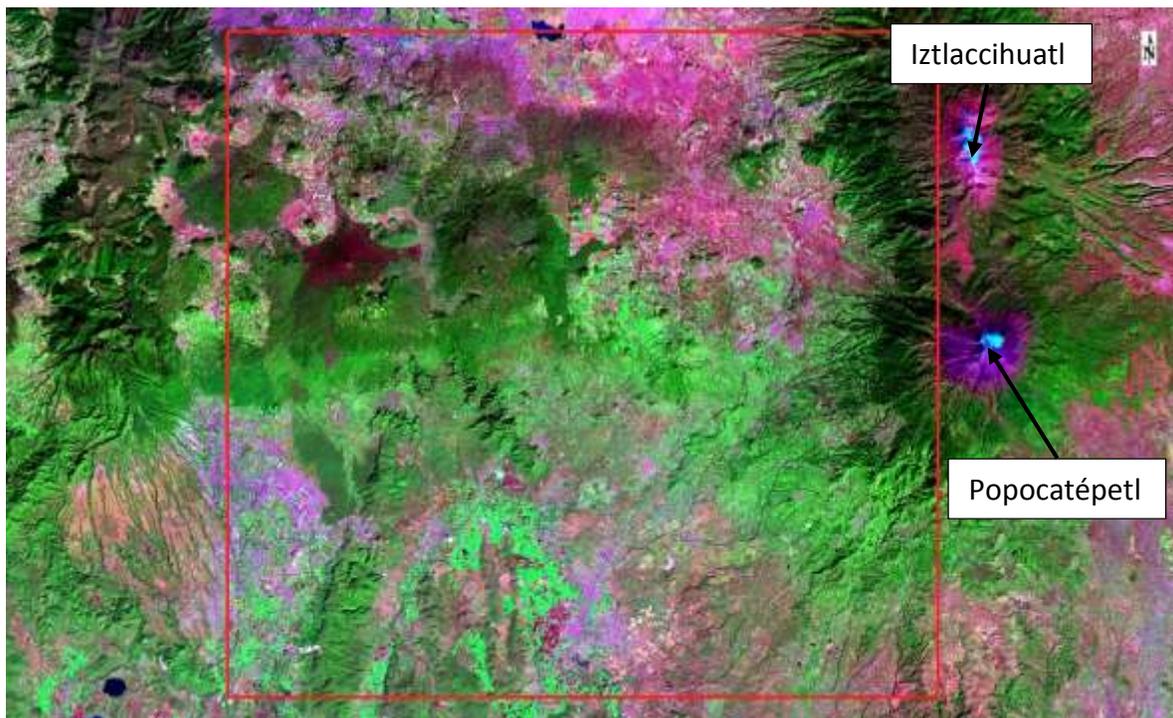


Figura 18. Composición a falso color RGB 742, observando los límites de la zona de estudio en color rojo.

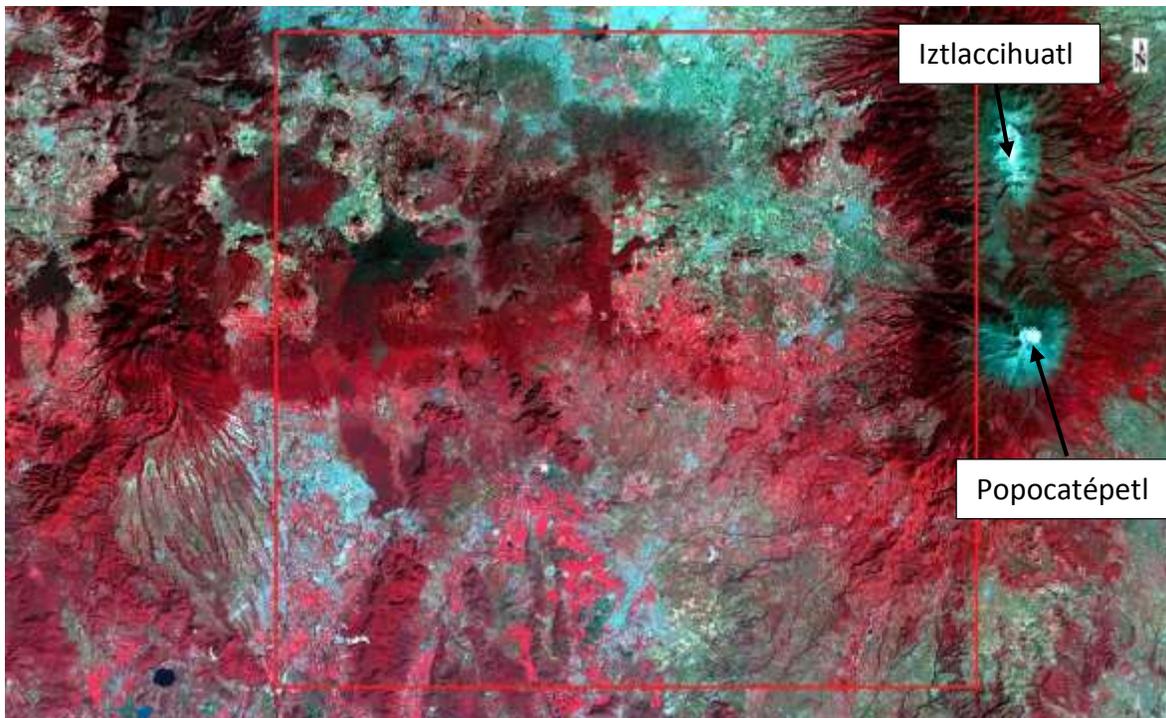


Figura 19. Composición a falso color RGB 432, observando los límites de la zona de estudio en color rojo.

Las imágenes a falso color muestran la fuerte influencia urbana que tiene nuestra área de estudio y por ello la importancia del estudio de esta zona.

Capítulo 3 Principios de la prospección magnética

3.1 Marco teórico.

3.1.1 *Prospección Magnetométrica.*

La base del estudio de la prospección magnética es en la medición de la variación del campo magnético de la Tierra, con el propósito de encontrar variaciones debidas a las características magnéticas de las rocas encontradas en el lugar que se está investigando.

A continuación, se mencionarán los conceptos físicos del magnetismo para entender mejor esta prospección.

3.1.2 *Fuerza entre polos magnéticos.*

Si dos polos de fuerza P_0 y P_1 respectivamente están separados por una distancia r , la fuerza F entre ellos será:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P_1}{r^2}$$

La constante μ es conocida como la permeabilidad magnética que depende del medio en donde los polos están situados. La fuerza F será de repulsión cuando los polos tengan la misma polaridad o atracción en el caso de polos contrarios.

Se define como unidad de intensidad magnética (unidad de polo), a la intensidad de dos polos magnéticos que a la distancia de 1 cm se repelen con la fuerza de 1 dina (Cantos, F.J., 1987)

3.1.3 *Campo magnético.*

Se conoce como campo magnético al espacio en el que actúa la fuerza atractiva o repulsiva de un cuerpo magnetizado. La intensidad del campo magnético en un punto se define como la fuerza por unidad de polo que se ejercería cuando un pequeño polo de fuerza P_0 se colocará en dicho punto. Por lo tanto, la intensidad de campo H , debido al polo de fuerza P situado a una distancia r :

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P_1}{\mu r^2}$$

La intensidad o potencia de un campo magnético en un punto, es numéricamente igual a la fuerza en dinas, actuando sobre una unidad de polo magnético situado en ese punto.

El campo magnético se representa por líneas de fuerza que son líneas continuas y cuya tangente en cualquier punto coincide con la dirección del campo en dicho punto. Parten del polo norte del cuerpo magnético y continúan hasta el polo sur, recorriendo el interior del mismo hasta salir nuevamente del polo norte.

3.1.4 *Momento e intensidad magnética.*

Los polos magnéticos no se encuentran libres, siempre se encuentran en dipolos. Se define como momento magnético de un dipolo al producto de la intensidad de un polo (p) por la distancia entre los dos (r), definido por:

$$\bar{M} = p\bar{r}$$

Además, un dipolo elemental tendrá un momento magnético, también elemental:

$$\vec{M} = p d\vec{l} = p d\vec{r}$$

Siendo r el vector de posición del polo magnético positivo respecto al negativo (Cantos, F.J., 1987).

3.1.5 Susceptibilidad magnética.

Si se tiene un campo externo homogéneo H que forma un ángulo θ con la normal a la superficie de un material magnético, la fuerza polar inducida por unidad de superficie será:

$$I = \chi H \cos \theta$$

Donde la constante de proporcionalidad χ conocida como susceptibilidad magnética, será un parámetro característico del material, siendo cero en el vacío. (Dobrin, M. B., 1988).

Con esta propiedad de los materiales se pueden clasificar en los siguientes grupos:

- Diamagnéticas: Son sustancias donde sus átomos presentan una variación del radio y de velocidad de sus cargas, lo que varía el momento magnético de estos, generando una oposición al campo magnético exterior de acuerdo con la ley de Lenz. Este fenómeno lo presentan todos los átomos pero solo se aprecia en aquellos en los que el número de electrones es grande y están dispuestos con una simetría que anulen el momento magnético (Cantos, F.J., 1987).

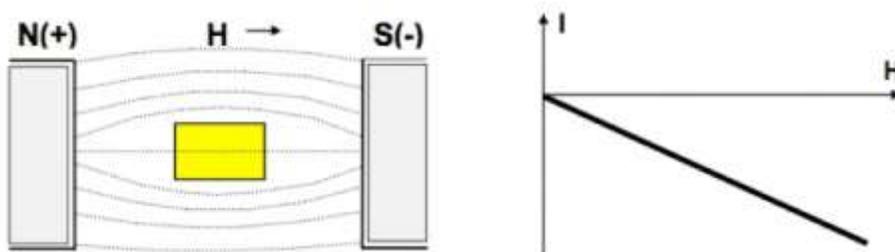


Figura 20. Comportamiento de un material diamagnético donde la magnetización I es proporcional al campo, pero de signo contrario, debido a que la susceptibilidad χ es negativa. (Cantos, F.J., 1987)

- Paramagnéticas: Son las sustancias en las que sus momentos magnéticos no son nulo, se encuentran en todas direcciones por lo que dan la apariencia de no ser magnéticas, pero al estar en presencia de un campo externo se ordenan de forma que refuerzan la acción de este campo (Cantos, F.J., 1987).

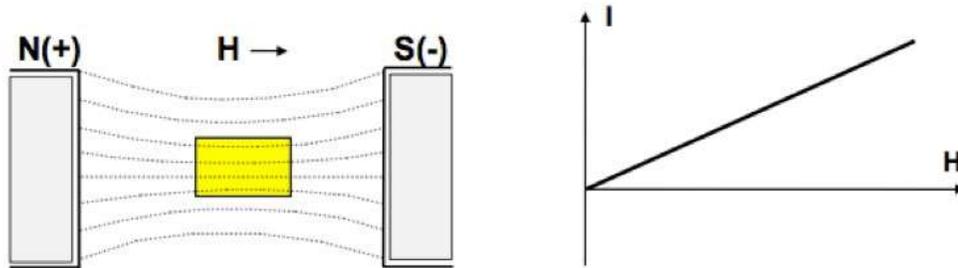


Figura 21. Comportamiento de un material paramagnético donde la magnetización I es proporcional al campo y con el mismo sentido, debido a que la susceptibilidad χ es positiva. (Cantos, F.J., 1987)

- Sustancias Ferromagnéticas: Son aquellas que muestran una pronunciada reacción paramagnética. La susceptibilidad χ y la permeabilidad μ son muy grandes y no son constantes como en las diamagnéticas y paramagnéticas.

La variación de la magnetización en función del campo magnético no sigue la misma trayectoria sino una curva llamada ciclo de Histéresis. El área incluida en la curva de histéresis es proporcional a la energía disipada en forma de calor en el proceso irreversible de imantación y desimantación. Si esta área es pequeña, las pérdidas de energía en cada ciclo serán pequeñas, y el material se denomina magnéticamente blando.

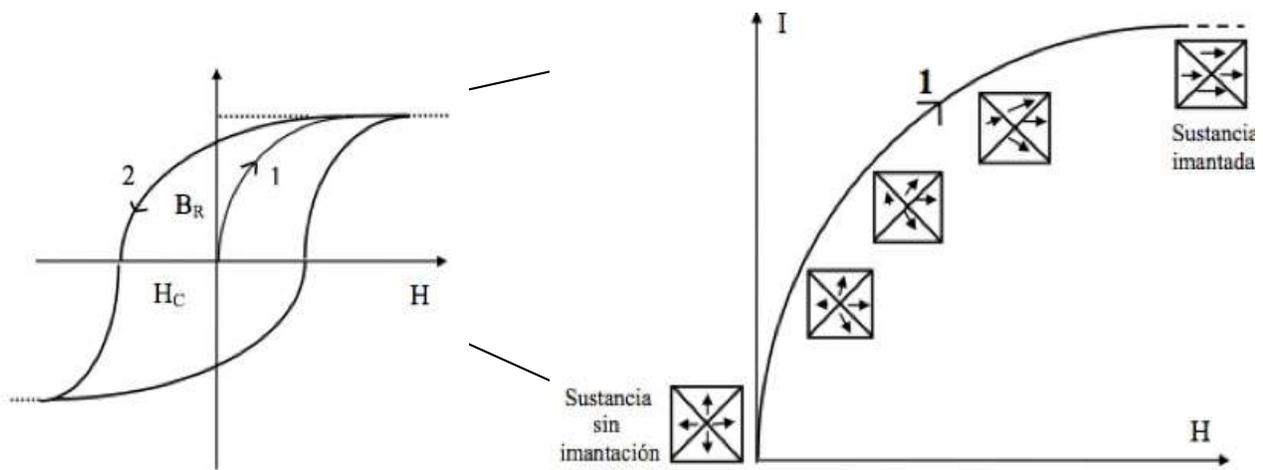


Figura 22. La magnetización aumenta según la curva 1 hasta saturarse. Al disminuir el campo, la desmagnetización recorre la curva 2 y queda un magnetismo remanente B_R . Para anularlo se hace necesario invertir el sentido del campo hasta un valor $-H_C$ que se denomina fuerza Coercitiva. [Telford,W.M et al. 1917](#)

Figura 23. Acercamiento del aumento de magnetización de un material ferromagnético. [Telford,W.M et al. 1917](#)

3.1.6 Susceptibilidad magnética de rocas y minerales.

La susceptibilidad en rocas y minerales generalmente depende de la cantidad de magnetita que contienen. Rocas sedimentarias y rocas ígneas ácidas, tienen una susceptibilidad baja, mientras que el basalto, doleritas, gabros y serpentinas, son el caso contrario y son rocas con bastante contenido magnético.

Generalmente la erosión reduce la susceptibilidad magnética debido a que la magnetita se oxida a hematita, aunque aun así pueden retener magnetización remanente. (Milsom, 1939).

Tabla 6: Susceptibilidad magnética de algunas rocas ígneas de diversos autores (Escorza et al, 2010).

Susceptibilidad Magnética (SI)				
Roca	J.J. Milson	E. S. Robinson	D.S. Parasnis	W. M. Telford
ROCAS ÍGNEAS				
Basalto	0.001-0.1	0.00002-0.0145	0.0015-0.025	0.00002-0.0145
Riolita	0.00025-0.01	0.00002-0.003		0.00002-0.003
Gabro	0.001-0.1	0.00008-0.0072	0.0038-0.09	0.00008-0.0072
Granito s/m*	0.00001-0.000065	0-0.004		0-0.004
Granito c/m**	0.000025-0.05			
Pórfido		0.00002-0.0167		0.00002-0.0167
Diorita		0.00005-0.01		0.00005-0.01
Andesita		0.0135		0.0135
Sienita				0.0027-0.0036

3.1.7 Campo geomagnético.

Una de las propiedades de la Tierra es que tiene un campo magnético. Este cambia a través del tiempo. El geomagnetismo estudia en forma detallada el comportamiento del campo magnético terrestre y su relación con otros fenómenos físicos.

La naturaleza del campo magnético dipolar terrestre es un vector con magnitud y dirección donde la intensidad del campo es medida en nanoteslas (nT). Este campo magnético terrestre es débil teniendo una máxima intensidad en los polos magnéticos donde su valor es aproximado a 60 000 nT. El vector magnético puede ser expresado en componentes paralelos a los ejes ortogonales teniendo así las direcciones paralelas al norte al este y verticalmente hacia abajo.

3.1.7.1 Componentes del campo magnético.

Para estudiar los componentes de la intensidad del campo magnético (B, H y M) deben ser descritos en un marco de referencia fijo con respecto a los puntos de observación en la superficie de la tierra, esto se puede realizar de dos formas. El vector se puede describir en términos de tres componentes cartesianas ortogonales como se muestra en la Figura 24 (Blakely, 1996).

La intensidad de la componente horizontal por lo tanto es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2}$$

El vector de intensidad total puede ser descrito como:

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2}$$

La Inclinación es el ángulo entre el vector y el plano horizontal:

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}}$$

Por convención, la inclinación es positiva cuando el vector tiene una inclinación por debajo del plano horizontal y negativa cuando está por encima del plano horizontal. El plano vertical que contiene al vector se le llama meridiano magnético, y la declinación se define como el azimut de dicho meridiano, positivo hacia el este y negativo hacia el oeste.

$$D = \arcsin \frac{B_y^2}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}}$$

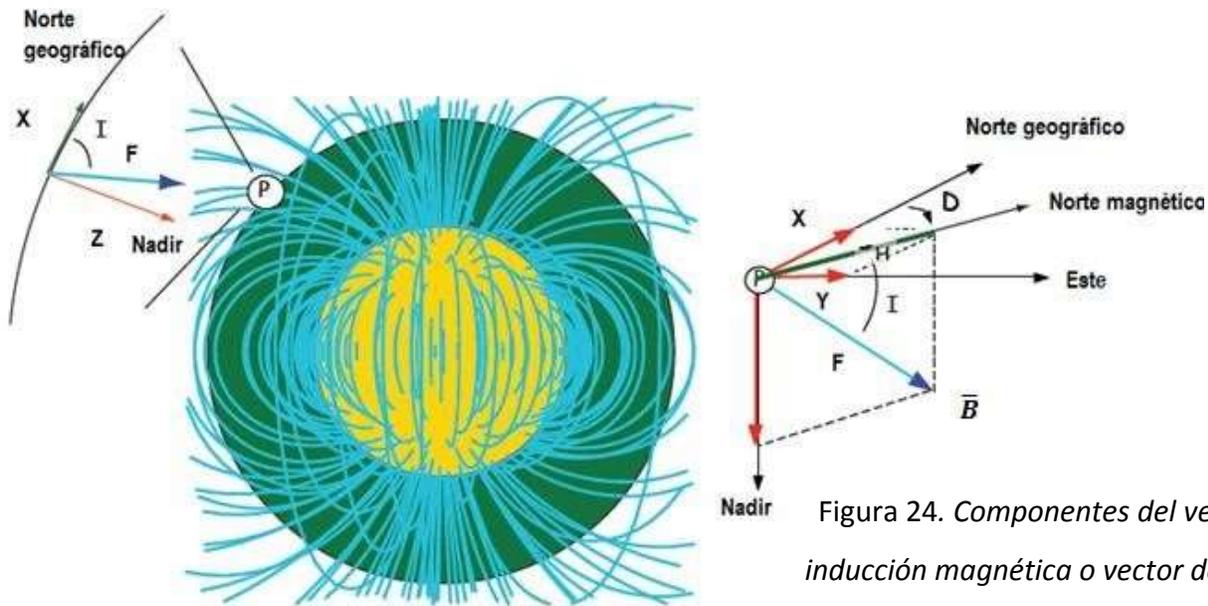


Figura 24. Componentes del vector de inducción magnética o vector de campo geomagnético referido al punto P, sobre la superficie terrestre (Blakely.1996).

En 1838, Gauss empleó el análisis armónico esférico cuantitativo del campo geomagnético, concluyendo que el campo observado en la superficie de la Tierra se origina completamente desde dentro de la Tierra (Blakely.1996).

En estos días se conoce que el campo magnético que se observa en un punto de la Tierra tiene dos orígenes, uno interno y otro externo.

El campo de origen interno es semejante al producido por un dipolo magnético situado en el centro de la Tierra el cual contribuye con el 93.7% del campo geomagnético total por lo que podemos concluir que el campo magnético observado en la superficie es originado en el interior.

La expresión del potencial debido a las fuentes internas del campo geomagnético es:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos \varphi + h_n^m \sin m\varphi) P_n^m(\theta)$$

Donde “a” es el radio de la Tierra, r, p y θ son coordenadas geográficas cuyo origen está referido al centro de la Tierra y corresponden al radio, colatitud y longitud, respectivamente, los términos de la segunda sumatoria son polinomios de Legendre de grado n y orden m, conocidos g y h como coeficientes de Gauss.

Considerando n=1 corresponde a una fuente dipolar por lo cual la ecuación se resume en la siguiente expresión:

$$V^D = \frac{a^3}{r^2} [g_1^0 P_1^0(\theta) + (g_1^1 \cos \varphi + h_1^1 \sin \varphi) P_1^1(\theta)]$$

3.1.8 Unidades de Medición.

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

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

Sistema Internacional	EMU
1 tesla	= 10 ⁴ gauss
1 nanotesla	= 10 ⁻⁹ tesla
	1 gamma
	10 ⁻⁸ gauss

En la mayoría de los casos, las conversiones entre sistemas de unidades son simples, no obstante, en el caso del magnetismo no es así debido a que las unidades de la intensidad de campo magnético H son diferentes, tanto numérica como dimensionalmente entre los sistemas EMU y SI. Lo anterior se debe a que existen algunas diferencias entre los sistemas anteriormente mencionados en cuanto a la definición de H (Blakely, 1996):

$$B = H + 4\pi M \quad (\text{EMU})$$

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

Donde
$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ NA}^{-2}$$

3.1.9 *Campo magnético anómalo.*

El campo magnético anómalo es generado en la corteza terrestre procedente de los minerales ferromagnéticos que contienen las rocas que la constituyen, como consecuencia la magnetización inducida o por el magnetismo remanente que pueden conservar.

Las fuentes de anomalías magnéticas locales son constantes en espacio y tiempo, y se consideran como fuentes someras porque a grandes profundidades bajo la corteza continental y la corteza oceánica, ya que al alcanzar una temperatura por encima del punto de Curie (600°C) los minerales pierden su magnetización, esta profundidad es variante ya que depende del gradiente térmico de cada zona.

Del carácter magnético de las rocas de la corteza, se infiere que prácticamente todas las anomalías magnéticas observadas sobre los continentes y los océanos deben ser atribuidas a las rocas ígneas y metamórficas, las cuales generalmente poseen tanto magnetización remanente como magnetización inducida.

3.1.10 Variaciones del campo magnético Terrestre.

3.1.10.1 Variación secular.

Las variaciones del campo magnético de la Tierra se determinan por los registros continuos de sus componentes en los observatorios magnéticos a lo largo de muchos años. Después del cálculo de los valores medios de cada componente en los diferentes puntos para una serie de años, se determina la variación media de cada componente en un año, el valor calculado se denomina variación secular. Estas variaciones seculares se ponen de manifiesto en los mapas isopóricos. Un mapa isopórico tiene una serie de líneas ondulantes que representan las tasas de cambio constante, ya sea en nT por año. Las células rodean toda la tierra en las que no ha existido cambio, y una serie de amplios máximos cerrados cuyos centros son llamados focos de isóporas; dichos focos se desplazan continuamente, desarrollándose nuevos focos. La mecánica de esta migración es lenta y no se puede predecir, es decir la inestabilidad de la variación secular y el aumento continuo de los puntos de apoyo exigen la constante renovación de los mismos [\(Blakely, 1996\)](#).

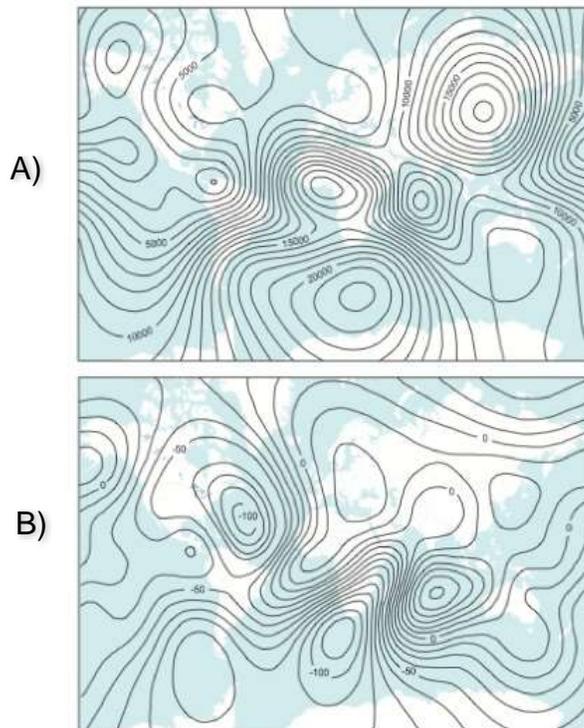


Figura 25. A) Campo total basado en el modelo IGRF 1990, B) Variación secular en nT/año, basando en el IGRF de 1990 [Blakely, 1996].

3.1.10.2 Variación diurna.

Las variaciones diurnas se dividen en solares y lunares. Las solares tienen un periodo de 24 horas, siendo referidas al tiempo solar local. Tienen prácticamente el mismo carácter en todos los puntos de una misma latitud magnética, sin embargo, en todos los casos existe una particularidad común: mayor amplitud durante el día que durante la noche y en verano mayor que en invierno, es decir, la intensidad de la variación es directamente proporcional a la duración de la iluminación solar en la zona de observación [Dobrin, 1988].

Los cambios que provoca la variación diurna en el planeta se presentan en forma gradual y depende de la latitud. La componente vertical de la variación diurna se hace

aproximadamente cero en el Ecuador, también es importante mencionar que en el hemisferio sur esta cambia de signo. La componente horizontal de la variación diurna es mínima a los 40 grados aproximadamente y llega a ser máxima en el Ecuador (Dobrin,1988).

3.1.10.3 *Tormentas magnéticas.*

Además de las variaciones poco amplias y predecibles en el campo terrestre, hay bruscos disturbios que por analogías meteorológicas se llaman tormentas magnéticas. Entre el Ecuador y los 60° de latitud las variaciones del campo magnético durante estas tormentas pueden alcanzar valores de hasta 1000 gamas. Estas tormentas no se pueden predecir, aunque tienden a producirse en intervalos de unos 27 días; también tienen correlación con la actividad de manchas solares. Su duración oscila entre algunas horas y días (Dobrin,1988).

Las tormentas afectan considerablemente las mediciones magnéticas, y no hay manera de corregir los datos por los efectos no previsibles, de manera que lo mejor es suspender la obtención de datos (Dobrin,1988).

3.1.10.4 *El campo geomagnético internacional de referencia (IGRF).*

El IGRF es un modelo matemático del campo magnético terrestre y sus variaciones temporales. Consiste en los coeficientes de Gauss hasta de grado 10 ($n = 1,2,\dots,10$), estos términos de bajo orden representan en gran parte el campo originado por el núcleo de la Tierra. El modelo fue desarrollado en 1965, por la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) el cual publica sus cálculos cada cinco años, asumiendo que cada coeficiente de Gauss cambia linealmente con el tiempo (Blakely,. 1996).

3.1.11 Levantamiento magnético.

Un levantamiento magnético consiste en la medición del campo magnético Terrestre en una zona con fines exploratorios, y estos se pueden hacer de 3 tipos:

- Levantamientos terrestres
- Levantamientos aéreos
- Levantamientos marinos

3.1.12 Aspectos generales del método aeromagnético

Generalmente, en un levantamiento aeromagnético el avión vuela siguiendo líneas paralelas atravesadas por otras, que suelen llamarse líneas de control o también líneas base, cuyo espaciado es un determinado número de veces mayor que el de las líneas de vuelo principales. En general, las líneas de control son perpendiculares a las líneas de vuelo surgiendo en las intersecciones de ellas diferencias en las medidas del campo magnético que se utilizan para eliminar los efectos de las variaciones temporales y los de la deriva instrumental.

El espaciado óptimo de las líneas de vuelo depende del objetivo de la investigación, adoptándose una distancia superior a la mitad de profundidad a la que se encuentra la estructura geológica que se desea estudiar. Cuando los estudios se centran en el basamento, la profundidad sólo se conoce de forma muy somera o incluso es desconocida por ser variable. En este caso, no es posible modificar el espaciado para ajustarse a una profundidad variable, por lo que éste se elige de forma empírica manteniéndose constante para todo el levantamiento o para una parte del mismo.

La orientación de las líneas de vuelo es importante. Si la tectónica de la zona es conocida o si se dispone de levantamientos anteriores menos detallados, las líneas de vuelo se orientan aproximadamente perpendiculares a la tendencia magnética. Desviaciones respecto de la óptima inferiores a 30° no suelen causar grandes problemas, sin embargo, cuando las líneas

Tabla 7. Ventajas y desventajas del levantamiento aeromagnético.

Ventajas	Desventajas
Rapidez	La precisión de los resultados de los trabajos aéreos está siempre limitada por la exactitud del mapa en que se transcriben los datos magnéticos.
Accesibilidad a la zona de estudio	Cuando la altitud de vuelo es de 300 metros, se cometen por lo general errores de 15 metros en la localización, aun contando con buenos mapas.
Efectos de variación diurna y deriva instrumental quedan reducidos al mínimo por la velocidad del trabajo	
Los campos magnéticos artificiales afectan en un mínimo las mediciones	
Regularidad de los datos	

3.1.12.1 Instrumentación

Para realizar un levantamiento magnético es necesario ubicar los puntos observados con el respectivo valor magnético medido, y también es el caso en los levantamientos aeromagnéticos, para ellos existen múltiples instrumentos para la medición del campo magnético, así como para poder determinar la posición del punto de medida.

Los magnetómetros de bombeo óptico opera con el principio de niveles de energía alterna de los electrones en los átomos aplicando alguna fuente de energía. Los elementos específicos (cesio, rubidio, sodio y helio) con los que trabaja responden a los niveles de energía producidos por el campo magnético terrestre

El equipo utilizado en los levantamientos magnéticos realizados en el CVC consistió en un magnetómetro Scintrex CS2 de bombeo óptico a vapor de Cesio con sensibilidad de 0.001

nT en la versión de sensor fijo, instalado en el avión. El posicionamiento de las trayectorias de vuelo se llevó a cabo mediante el sistema de navegación por satélite

3.1.13 Procesamiento de datos magnéticos

Las anomalías magnéticas contienen la suma de los efectos de distintas fuentes (cuerpos someros, intermedios, profundos, fuentes de ruido, etc.) y el proceso de filtrado nos permite separar los efectos de ellas. Existen diversos filtros con distintos objetivos, pero su propósito general es realzar las anomalías de interés para obtener información preliminar de la localización de la fuente.

Los procesos más comúnmente aplicados en datos magnetométricos, se pueden catalogar en las siguientes categorías:

- El pre-procesamiento necesario, previo a la aplicación de otros procesos, de los que se espera obtener información acerca de las fuentes causantes de la anomalía magnética.
- Como resultado de este tipo de procesos, se tendrá la anomalía magnética de campo total, libre de ruido causado durante la adquisición de datos.

Existen muchas técnicas y procesamientos que uno puede aplicar en sus datos magnéticos, puesto que todos los estudios son distintos y presentan distintos desafíos algunos necesitarán más o menos procesos dependiendo del objetivo del estudio, la calidad de los datos y la complejidad de la zona.

3.1.13.1 Reducción al polo

Después de realizar el análisis del mapa de anomalía magnética de campo total se realizan una serie de transformaciones y algoritmos para facilitar la interpretación de las anomalías magnéticas.

El método de reducción al polo tiene como objetivo facilitar el análisis e interpretación de los mapas magnéticos disminuyendo los efectos por la distorsión que presentan las anomalías debido a la inclinación y a la declinación del campo magnético inductor, [Baranov \(1957\)](#) y [Baranov and Naudy \(1964\)](#), desarrollaron una metodología para transformar la señal de intensidad de campo total a una equivalente. El mapa de anomalías magnéticas reducido al polo recalcula los datos de intensidad de campo magnético total simulando que son afectados por un vector de intensidad magnética con una inclinación magnética igual a 90 grados. Este proceso transforma anomalías dipolares en anomalías monopulares, centradas directamente sobre los cuerpos que las originan, simplificando la interpretación de los datos.

Primeramente, debe eliminarse el efecto de la inclinación y declinación sobre los datos, simulando que la zona es afectada por un campo magnético vertical, es decir, con una inclinación igual a 90° y una declinación igual a 0° . Debe tenerse en cuenta que el mapa de reducción al polo que se obtuvo, es solo una aproximación del que se obtendría si en verdad se tuviera un campo magnético vertical. En latitudes entre los 15 y 30 grados, estos resultados pueden ser usados junto con el mapa original de IMT para consideraciones aceptables, a diferencia de aquellas zonas con latitudes mayores a 45 grados, donde la representación es más razonable. Sin embargo, otros autores consideran que es mejor no utilizar este proceso para latitudes menores a 20 grados afirmando que se amplifica el ruido de alta frecuencia.

Debe tenerse en cuenta que el algoritmo de reducción al polo asume que la magnetización y el campo regional son uniformes a lo largo del área de estudio ([Blakely, 1996](#)).

La operación requiere el conocimiento de los valores de la inclinación y declinación del campo magnético de la tierra de la zona donde se llevó a cabo el registro. Adicionalmente se requiere el valor de la altura a la cual se hizo el levantamiento, en este caso de 300

metros. Pueden conocerse los valores de inclinación y declinación a partir de la latitud y longitud auxiliados del modelo de IGRF.

La expresión de reducción al polo que se utilizó es la siguiente [\(Grant and Dodds, 1972\)](#):

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i * \cos(I) * \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) * \cos^2(D - \theta)] * [\sin^2(I) + \cos^2(I) * \cos^2(D - \theta)]}$$

Donde:

D = Declinación

I= Inclinación

Ia = Inclinación para corrección de amplitud

3.1.13.2 Filtro continuación ascendente

Es considerado como un filtro limpio, ya que casi no produce efectos secundarios de distorsión, como otros operadores. Este filtro transforma el campo potencial medido en una superficie, que nos permite cambiar a otro plano de observación. A incrementar la altura, las altas frecuencias tienden a atenuarse eliminando rasgos estructurales y anomalías superficiales y resaltando las bajas frecuencias, que están asociadas con la estructura profunda del subsuelo. [\(Henderson, 1970\)](#)

Este proceso es realizado gracias al teorema de Green (Tercera Identidad de Green), de la cual se puede calcular el valor de un campo potencial en cualquier punto dentro de una región cerrada; siempre y cuando no existan otras fuentes que afecten a las superficies que satisfacen la ecuación de Laplace, esto permitirá tomar cualquier punto por encima del nivel

de superficie horizontal de forma que si se necesita el potencial a un nivel superior al de la superficie se tomará de referencia $U(X,Y,Z_0-\Delta z)$. (Blakely 1996)

La ecuación para el cálculo del potencial será:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2]^{\frac{3}{2}}} dx' dy' \text{ donde } \Delta z > 0$$

Esta misma ecuación puede ser utilizada en el dominio de Fourier, siendo un procedimiento más eficiente. En el dominio de los números de onda la ecuación anterior es una convolución en dos dimensiones, el potencial del punto U , así como el segundo término queda de la forma:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = e^{-\Delta z|k|}, \quad \Delta z > 0$$

Esto resulta cierto para cualquier tipo de campo potencial tanto en las componentes de gravedad como el campo magnético medido en una superficie horizontal (Blakely 1996).

3.2 Modelado de anomalías de campos potenciales.

El objetivo de la interpretación de los campos potenciales, es el de mejorar la comprensión de la configuración y composición de diferentes tipos de estructuras que dieron origen a las diferentes anomalías. En particular, se obtiene para cada uno de ellos la profundidad, tamaño y extensión. La interpretación cualitativa involucra la descripción de los resultados y explica los principales rasgos revelados por el estudio en términos de litologías y estructuras probables que pueden dar lugar a las anomalías. Esta clase de interpretación requiere de información geológica de apoyo.

El análisis e interpretación cuantitativa permite estimar las anomalías obtenidas en términos de profundidad y extensión de las respectivas fuentes, y calcular su efecto

mediante algoritmos matemáticos. La interpretación cuantitativa frecuentemente toma la forma de generación de modelos de fuentes generadoras de anomalías, las cuales, en teoría, replicarían las anomalías obtenidas a partir de los datos de campo. En otras palabras, los modelos conceptuales del subsuelo son creados y sus anomalías calculadas para ver si el modelo es consistente con lo que ha sido observado. Así, en un modelo dado, el cual es una aproximación física aceptable a la geología desconocida, la anomalía teórica del modelo es calculada y comparada con la anomalía observada. Los parámetros del modelo son ajustados para obtener una mejor concordancia entre las anomalías observadas y calculadas. La interpretación cuantitativa se realiza por tanto de manera directa (método directo) y de manera inversa (método inverso).

[Talwani et al. \(1959\)](#), [Talwani y Heirtzler \(1964\)](#) y [Talwani \(1965\)](#) establecieron las bases para calcular el efecto gravimétrico y magnético producido por “n” cuerpos presentes en el subsuelo a partir de la respuesta de su representación como polígonos. En esencia, los modelos en bidimensionales requieren que el cuerpo a modelar tenga una extensión lateral de al menos 20 veces su anchura, de manera que los efectos finales puedan ser ignorados. Para muchos rasgos geológicos esta restricción es adecuada y las anomalías obtenidas a partir de tales cuerpos pueden ser analizadas satisfactoriamente, así como la aplicación de los algoritmos descritos en [Won y Bevis \(1987\)](#) y [Rasmussen y Pedersen \(1979\)](#).

3.2.1 Modelado de anomalías magnéticas.

La llegada de equipos computacionales y algoritmos matemático bidimensionales han permitido múltiples avances en el modelado de anomalías magnéticas, los procesos de ajuste entre las anomalías observadas y las calculadas por un modelo computacional han facilitado el proceso de interpretación. Los procesos más destacados son:

- Cálculo del campo magnético producido por un cuerpo de forma poligonal arbitraria ([Talwani y Heirtzler, 1964](#)). Este método calcula el efecto de un polígono por medio de la suma de los efectos de una serie de láminas horizontales con

pendientes, correspondientes a los lados del polígono. [Won and Bevis \(1987\)](#) generaron una versión más rápida de esta rutina que puede resolver situaciones en las cuales el cuerpo pueda estar situado por encima del punto de observación ([Gunn, 1997](#)).

- Cálculo del efecto magnético de cuerpos tridimensionales de forma arbitraria, aproximándolos a una lámina horizontal ([Talwani, 1965](#)).
- Anomalía magnética debida a un prisma. Calcula el efecto magnético de cuerpos prismáticos con lados paralelos en casos en los que la base y cima son horizontales ([Hjelt, 1972](#)).
- Efecto magnético de un cuerpo con sección poligonal. Tiene una ventaja significativa con respecto a la formulada por [Talwani \(1964\)](#), ya que permite secciones en los cuerpos con pendiente finita ser modeladas en un perfil. La rutina asume que porciones de igual inclinación ocurren en cualquier parte del perfil. Esta técnica normalmente es asociada con el modelado 2.5D ([Shuey and Pasquale., 1972](#)).
- Anomalía magnética debida a un prisma poligonal de tamaño finito. Calcula el campo magnético de la sección de un cuerpo arbitrario en un perfil perpendicular al cuerpo en cualquier punto a lo largo del mismo. Esta técnica esta comúnmente asociada al modelado $2\frac{3}{4}D$ ([Coggon et al., 1976](#)).
- Anomalía magnética de un elipsoide triaxial. Esta rutina es útil en el modelado de la respuesta de una variedad de cuerpos con respuesta magnética. Es capaz de calcular los efectos de la susceptibilidad anisotrópica y la desmagnetización ([Clark, 1986](#)).
- Mucha de la paquetería de modelado diseñada para simular problemas estructurales, hace posible ingresar una serie de capas horizontales y calcular el efecto de la estratigrafía en una secuencia específica de plegamiento o intrusiones ([Valenta et al., 1992](#)). Está basada en la subdivisión de unidades magnéticas no deformadas en pequeños cubos. Los efectos magnéticos del modelo original son calculados sumando la aportación magnética de cada cubo en su nueva posición.
- Cálculo del efecto magnético de cuerpos de forma arbitraria por medio de la aproximación de sus superficies a una serie de fases triangulares ([Bott et al., 1963](#)). Estas rutinas pueden modelar virtualmente cualquier situación, de cualquier forma, estas dependen de una rutina que facilite la representación entre la forma del cuerpo a partes triangulares. Esta rutina incluye la posibilidad de corregir el efecto de la desmagnetización si no hay magnetismo remanente. ([Gunn, 1997](#)).

3.2.2 Modelado en GM-SYS (OASIS MONTAJ GEOSOFT).

El software GM-SYS permite calcular las anomalías gravimétrica y magnética causadas por un polígono de n-caras bidimensionales basado en la propuesta de [Talwani et al. \(1959\)](#) y [Talwani and Heirtzler \(1964\)](#), y la aplicación de los algoritmos descritos por [Won and Bevis \(1987\)](#).

[Won and Bevis \(1987\)](#) modificaron el algoritmo para calcular la aceleración gravitacional debido a un polígono, aplicando la relación de Poisson para expresiones de la aceleración gravitacional y derivaron un segundo algoritmo para calcular la anomalía magnética debido a un polígono magnetizado por un campo externo. De este modo, la gravedad y las anomalías magnéticas se pueden determinar correctamente para cualquier punto dentro, fuera, sobre o debajo del polígono. En el modelado bidimensional (2D) de anomalías gravimétricas y magnéticas, la forma de cualquier cuerpo causativo se puede aproximar a un poligonal, en tanto que en el modelado en tres dimensiones (3D), el cuerpo causativo se puede modelar como un conjunto de polígonos yuxtapuestos.

La rutina de inversión de GM-SYS utiliza el algoritmo de inversión de [Marquardt \(1963\)](#) para linealizar e invertir los cálculos, así como una implementación de ese algoritmo para la gravedad y el magnetismo desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por su sigla en inglés) y usado en programas de computador ([Webring,1985](#)).

Para los cálculos de gravedad y magnetismo, el software GM-SYS utiliza un modelo bidimensional de la Tierra, donde asume que esta tiene topografía, pero no curvatura y se extiende a +30.000 kilómetros y -30.000 kilómetros a lo largo del perfil para eliminar los efectos de borde.

Capítulo 4 Metodología

La metodología empleada para el procesamiento de la información magnética y su posterior análisis e interpretación, se describen a continuación.

4.1 Información de datos aeromagnéticos

Los datos aeromagnéticos utilizados en este trabajo fueron obtenidos por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) y adquiridos por el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, para el proyecto (CeMIGeo P-01) con distintos propósitos, uno de ellos, el planteado en esta tesis.

La altura de vuelo del sensor de la aeronave para este trabajo, fue de 300 metros con respecto a la topografía presentada en la zona de estudio.

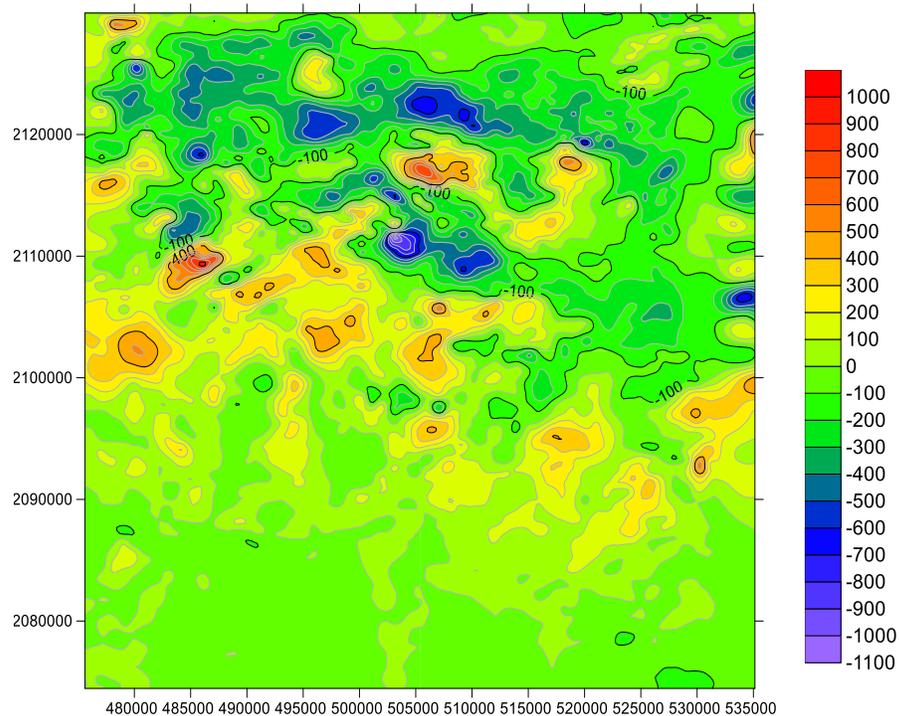


Figura 27. Mapa de anomalías magnéticas de campo total de la zona de estudio

En el mapa de anomalía de campo total (Figura 27) sobresale una franja de altos y bajos magnéticos que cruza de lado a lado la zona de interés con una inclinación NE-SW la cual puede ser asociada con las estructuras pertenecientes al campo volcánico Chichinautzin Joven definido por [Jaimes et. al. \(2018\)](#). Los bajos magnéticos se muestran en la parte norte de la zona lo puede sugerir un adelgazamiento de los estratos magnéticos presentes al norte de la zona de estudio, aunque también se observan varios dipolos magnéticos muy marcados.

4.2 Procedimiento realizado

4.2.1 Malla de datos

Los datos magnéticos obtenidos presentan un pre-procesamiento previo realizado por el SGM, por lo que ya cuentan con las correcciones por variación diurna y por el IGRF de 1995.

La malla de datos pre-procesados presentan un espaciamiento entre datos de aproximadamente 200 metros, por lo cual se realizó un remuestreo con un espaciamiento mayor entre los datos a partir de la malla original, obteniéndose una distancia aproximada de 800 metros entre cada dato, con el objetivo de eliminar efectos de los cuerpos ígneos de menor diámetro.

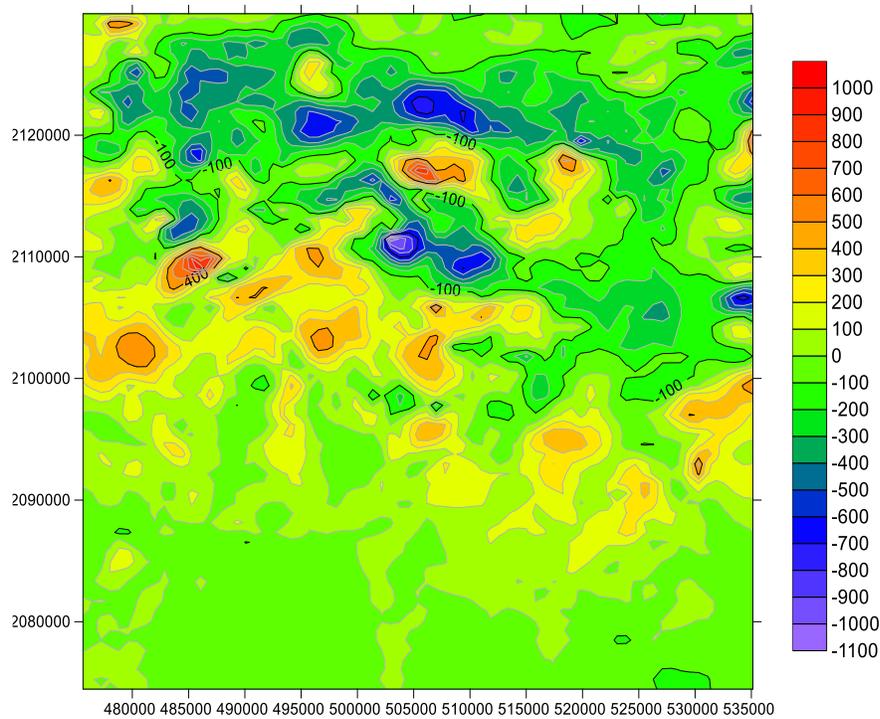


Figura 28. Mapa magnético de anomalía de campo total con un espaciamiento entre datos de 800 metros.

Al eliminar los efectos de los cuerpos volcánicos menores (Figura 28) se observa un suavizamiento general en la zona lo que nos ayuda a observar de mejor manera los efectos magnéticos pertenecientes a las estructuras regionales presentes en la zona.

4.2.2 Reducción al polo

Al observar el comportamiento de las anomalías en nuestra zona de estudio se observa el efecto dipolar de las estructuras presentes que dificultan la interpretación. Con la finalidad de facilitar el análisis se optó por aplicar la metodología propuesta por [Baranov \(1957\)](#) y [Baranov and Naudy \(1964\)](#) para transformar la señal de intensidad de campo magnético total a una equivalente la cual elimina el efecto dipolar de la señal.

La reducción al polo a los datos aeromagnéticos permite observar nuestras anomalías magnéticas con una forma pseudo gravimétrica. Este proceso matemático a los datos se

reduce el efecto bipolar de las anomalías magnéticas y facilita la localización de las fuentes ya que por la inclinación del campo magnético terrestre se produce un desplazamiento de los datos observados con respecto a la ubicación de las fuentes.

La Figura 29, muestra el resultado de aplicar la reducción al polo en el campo monogenético Chichinautzin. Se observa un reacomodo de las anomalías, mostrando el lineamiento de altos magnéticos mejor correlacionados con la geología presente en la zona.

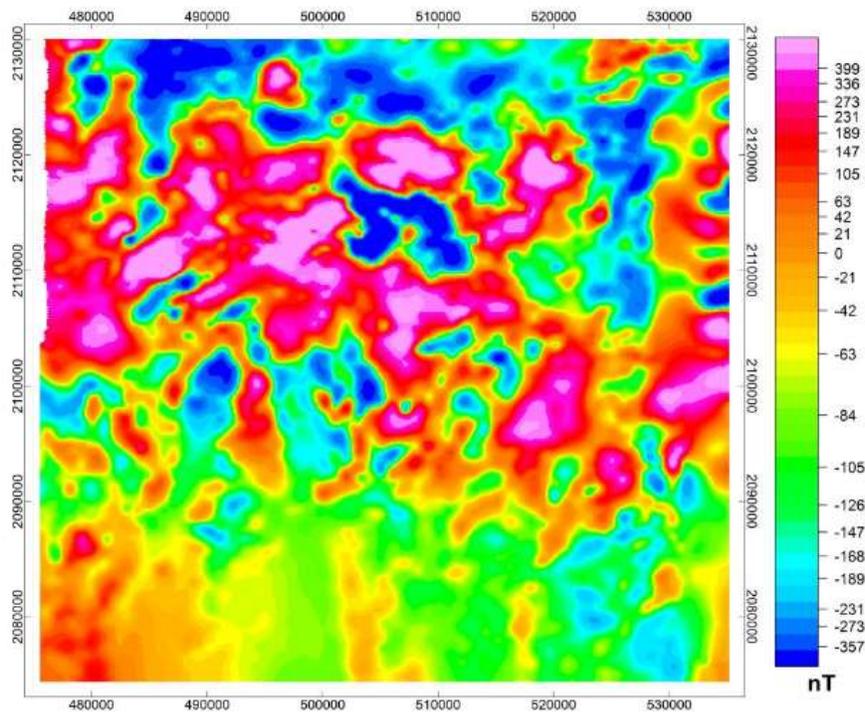


Figura 29. Mapa de anomalías magnéticas de campo total, reducida al polo.

4.2.3 Filtro continuación ascendente

Al tener nuestros datos reducidos al polo se optó por aplicar otros filtros para observar el efecto regional de la estructura profunda de la zona, por lo que se aplicó un filtro ascendente al mapa de anomalía magnética reducido al polo.

Se aplico una altura de 800 metros para el filtro ascendente, ya que a esta distancia presenta un suavizamiento general en la zona y conserva las estructuras más importantes del campo.

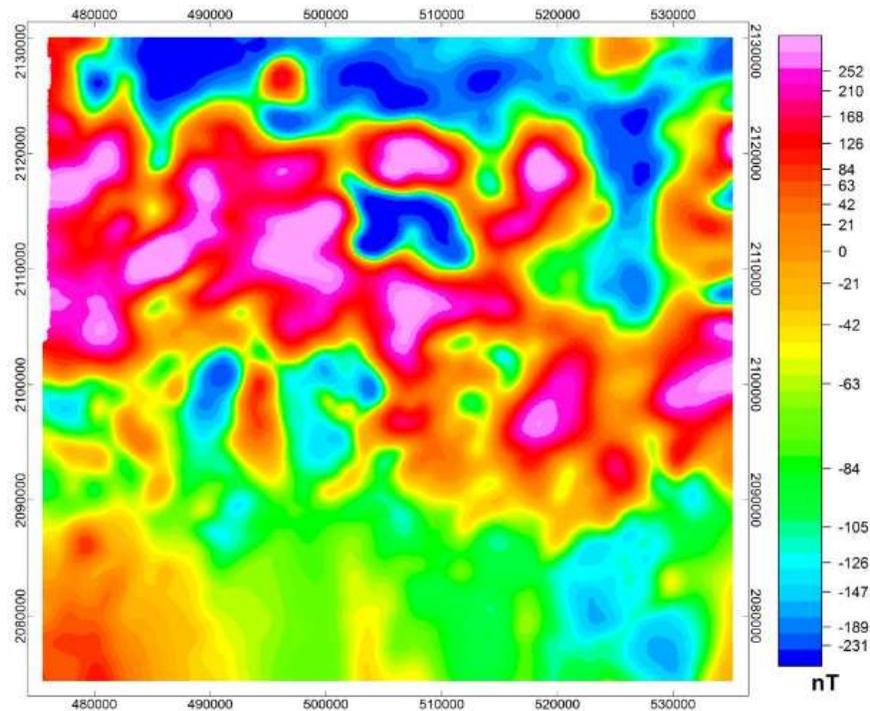


Figura 30. Mapa de anomalía magnética reducida al polo con un filtro ascendente de 800 m

La aplicación del filtro al mapa reducido al polo, nos permite observar el efecto del suavizamiento y una visión más regional de la zona. Se muestra con este procedimiento una mejor separación de intensidades magnéticas, que correlacionan adecuadamente con la geología y geocronología en la zona. En la parte inferior de nuestra área de estudio materiales moderadamente magnéticos se relacionan con los campos volcánicos más antiguos definidos por [Jaimes et al \(2018\)](#). En la parte norte de nuestro campo observamos los materiales con menor susceptibilidad, relacionados con el material lacustre del sur del Valle de México. Estas dos zonas están separadas por una franja con orientación NE-SW de altos magnéticos asociados con los materiales volcánicos del campo

volcánico Chichinautzin Joven, el cual está compuesto de basaltos, como litología predominante.

4.2.4 Perfiles a modelar.

A partir del mapa de anomalías reducidas al polo con un filtro ascendente de 800 m se seleccionaron dos perfiles que cortaran las anomalías magnéticas más importantes. El proceso del modelado se realizó utilizando el programa Oasis Montaj Geosoft, en su aplicación GM-SYS.

Los perfiles fueron elegidos de acuerdo al comportamiento magnético observado en la zona. Uno de ellos, el perfil N-S se ubica al centro de nuestra zona de estudio, cuenta con una longitud de 51.7 kilómetros y cruza un bajo magnético el cual es de interés ya que en superficie no se observa ninguna estructura que motive que el magnetismo disminuya en la zona. El otro perfil, NW-SE, con una longitud de 56.5 kilómetros se ubica dentro del campo volcánico Chichinautzin Joven definido por [James et. al. \(2018\)](#) cruzando el alineamiento de altos magnéticos presente en la zona. También presenta perpendicularidad con el sistema de fallas reportado por [Márquez et al. \(1999\)](#).

Los perfiles cuentan con una intersección justo en un alto magnético el cual se presenta a los 22.5 km para el perfil N-S y a los 32.9 kilómetros para el otro perfil (Figura31).

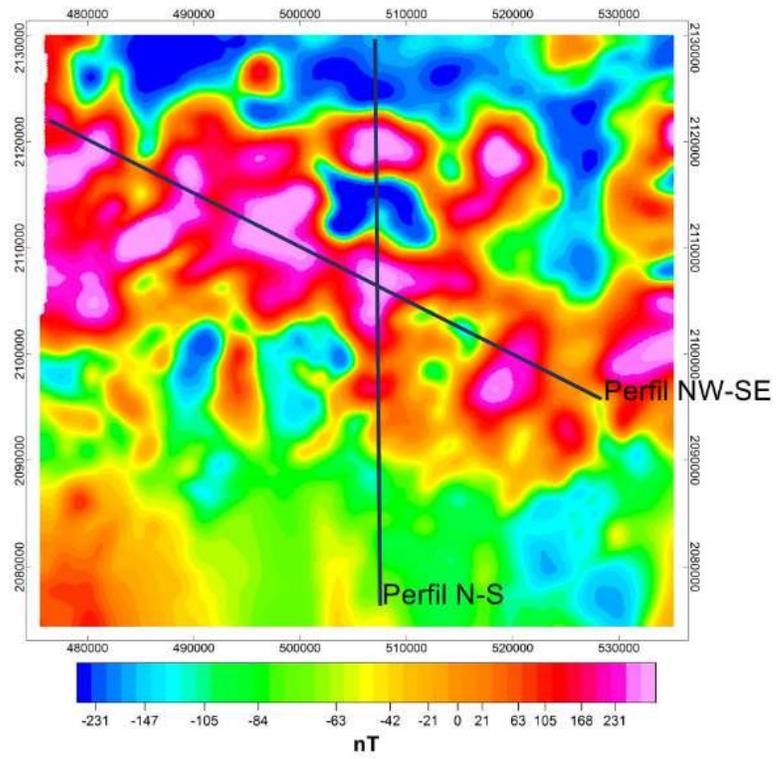


Figura 31. Perfiles magnéticos interpretados

Para realizar el modelado geológico-estructural de estos perfiles, se usó la información geológica presente en la zona y la estimación de la susceptibilidad magnética mediante tablas dependiendo de la litología presente (tabla .6)

Capítulo 5 Resultados

5.1 Resultados del análisis superficial de la zona de interés.

5.1.1 Estructuras circulares

Con la finalidad de verificar las estructuras definidas en este trabajo, se compararon con el Inventario Nacional de Fenómenos Geológicos Escala 1:250 000 (INEGI, 2011). De este acervo, a nivel Nacional, se seleccionaron las estructuras volcánicas que se encuentran dentro de la zona de estudio. Se compararon con los conos estructurales volcánicos, mapeados, mediante el filtrado Sobel realizado a las imágenes satelitales Landsat 7 (Ver capítulo 2).

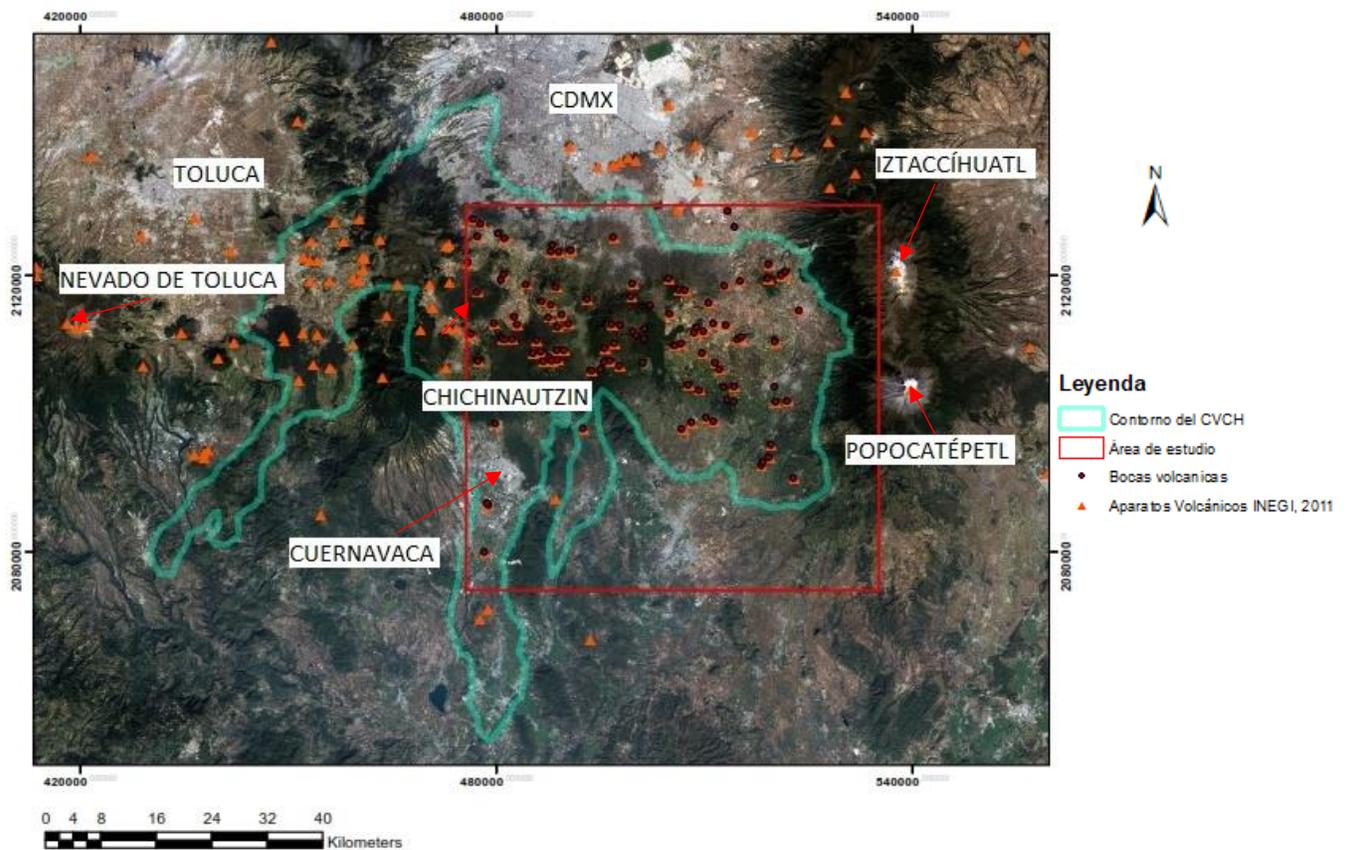


Figura 32. Comparación de los volcanes registrados por el INEGI y las estructuras identificadas en el área de estudio.

En nuestra zona de estudio a partir del realce espacial realizado en la zona (Figura 15) se definieron 104 centros eruptivos los cuales corresponden con 89 estructuras reportadas por el INEGI.

Con las bocas volcánicas registradas se puede observar la distribución de los cuerpos volcánicos, y asociar las distribuciones lineales de estos a zonas de debilidad cortical.

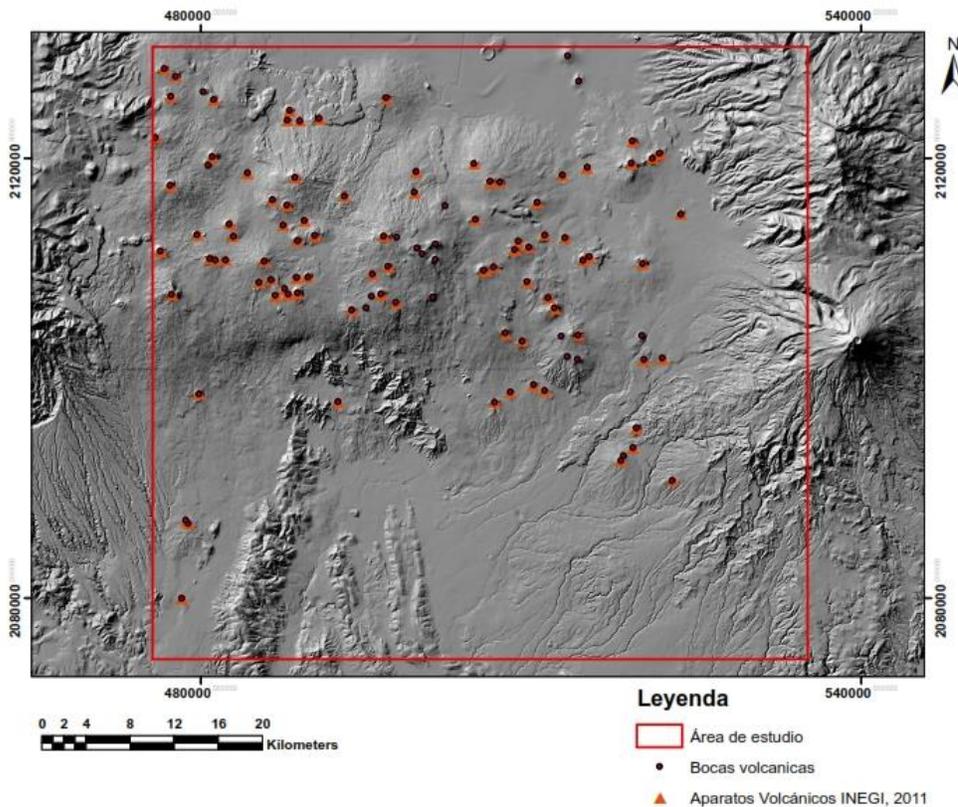


Figura 33. Correlación de cuerpos volcanes registrados por el INEGI y las estructuras volcánicas definidas en el área de estudio.

Las distribuciones lineales entre centros eruptivos que presentan los cuerpos volcánicos formadas nos permitirán compararlos con los lineamientos mapeados en la zona, los cuales fueron asociados a posibles fallas y correlacionarlos con la magnetometría para poder definir el fallamiento regional que se encuentren cubiertas por el material lávico de la zona.

Para poder definir las distribuciones en las estructuras volcánicas se tomó como criterio un algoritmo que utiliza la distancia Euclidiana entre las bocas volcánicas. En cada boca mapeada se trazaron distintos radios de cobertura para definir áreas de interacción, formadas por la intersección de los círculos concéntricos de cada centro eruptivo.

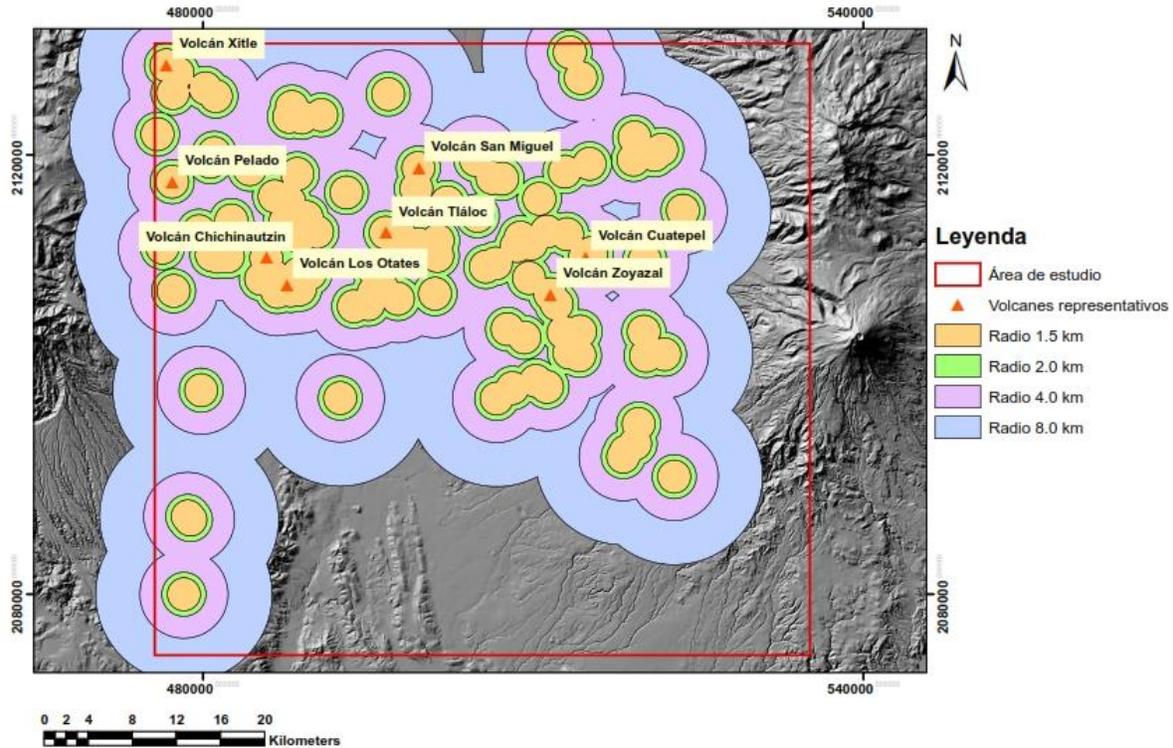


Figura 34. Radios de influencia de las estructuras mapeadas.

En la Figura 34 , se muestra la distribución cubierta de los aparatos volcánicos para radios no mayores a 1.5, 2, 4 y 8 kilómetros y posteriormente se procedió a realizar una roseta de rumbo de falla para poder visualizar de una manera sencilla la tendencia direccional de nuestros alineamientos.

Las distancias de los segmentos se seleccionaron con base a la media del rango de la distancia basal que presenta el CVC (de 0.1 a 2 km) por lo que el rango inicial se seleccionó de 1.5 veces la media, lo cual representaría una cobertura de un diámetro de 3 km teniendo como centro, la boca volcánica seleccionada y con ello evitar que los volcanes con mayor

diámetro basal de la zona, no se relacionen con las estructuras adjuntas a ellos, por su tamaño.

Para el caso de los alineamientos generados con un radio de interacción de 1.5 kilómetros se observaron 51 alineamientos, que presentan una clara dirección preferencial E-W (Figura 35).

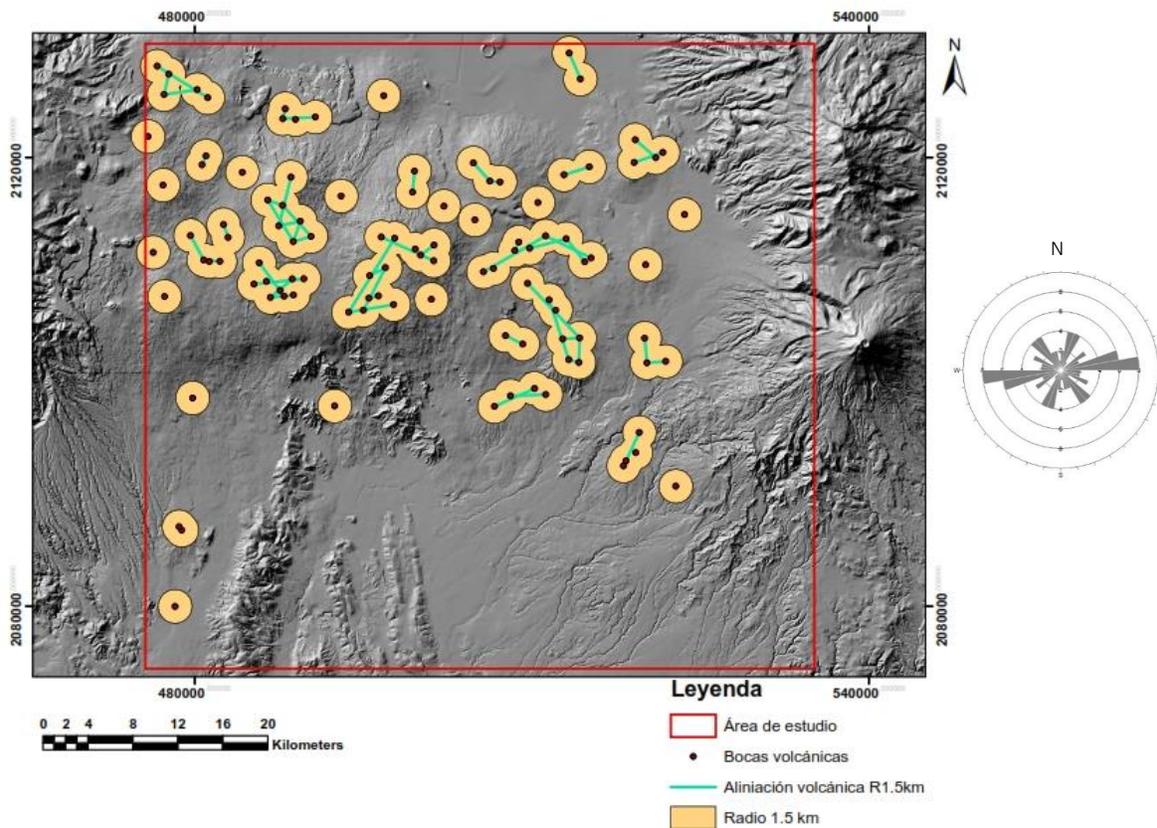


Figura 35. Distribución de estructuras volcánicas con un radio de influencia de 1.5 km.

Para el caso de los alineamientos ≤ 2 kilómetros se identificaron 44 alineamientos con dos direcciones preferenciales, una E- W, y otra NE 70. (Figura 36).

Comparando con el mapa anterior se observaron cuatro concentraciones principales de conos volcánicos. Una presente al noroeste, otra al sureste y, separándolas, dos conjuntos de cuerpos volcánicos, al centro de la zona de estudio.

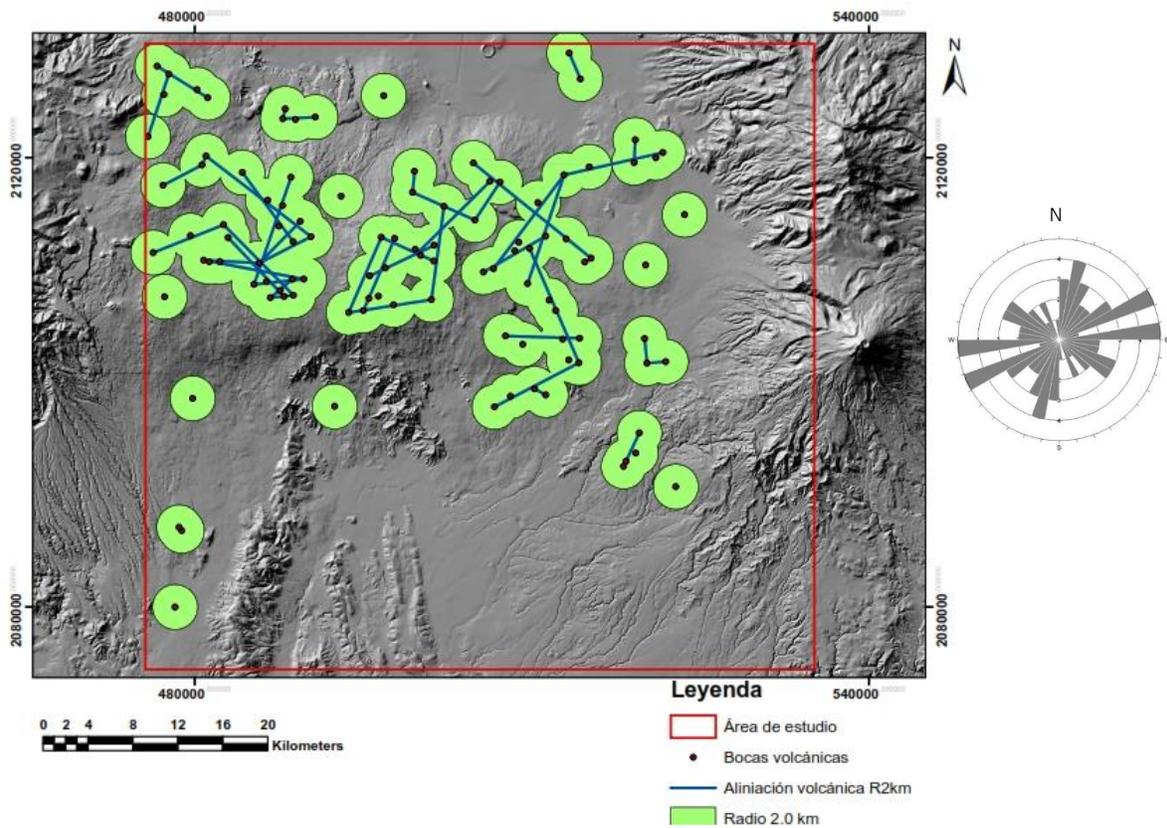


Figura 36. Distribución de estructuras volcánicas con un radio de influencia de 2 km.

Al incrementar el radio de cobertura a 4 kilómetros, se observaron 49 alineaciones, las cuales presentaron una clara tendencia E-W, en la roseta de rumbo de falla (Figura 37).

A esta escala las subdivisiones observadas se hacen menos notorias y prácticamente se observa la continuidad de la franja del campo volcánico monogenético Chichinautzin.

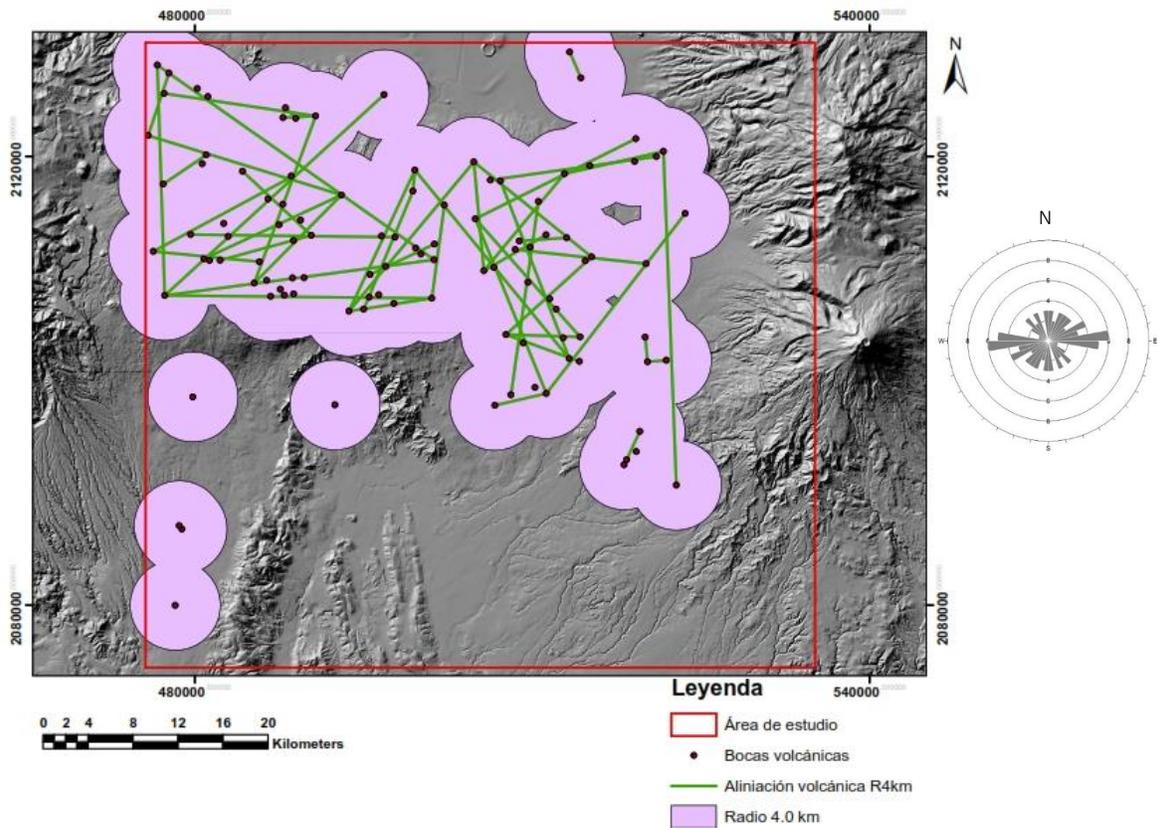


Figura 37. Distribución de estructuras volcánicas con un radio de influencia de 4 km.

En el caso de los alineamientos tomando un radio de 8 km se observaron 50 alineamientos, los cuales presentaron, de igual manera que en el caso, pasado una clara tendencia E-W.

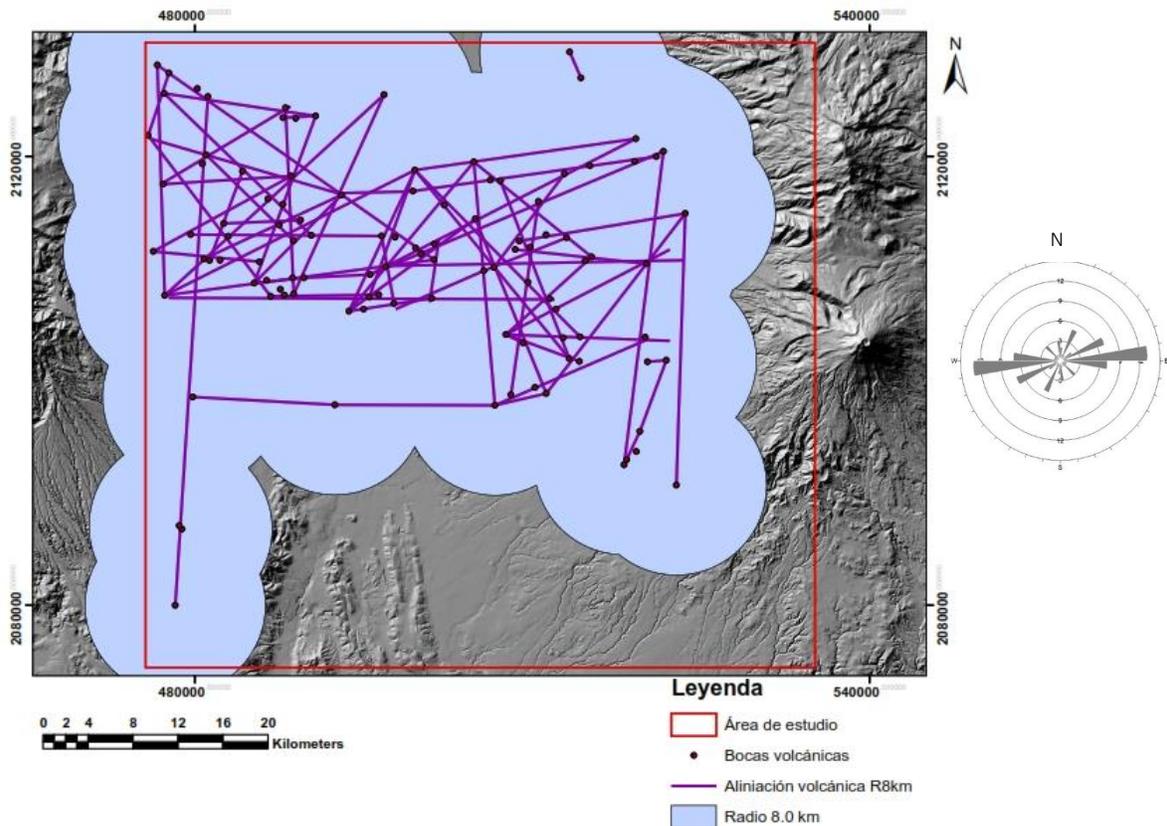


Figura 38. Distribución de estructuras volcánicas con un radio de influencia de 8 km.

Al analizar las cuatro escalas se puede observar la clara tendencia E-W lo que nos indica que esta dirección es la dirección estructural preferencial en el área de estudio, la cual concuerda con la reportada para el campo volcánico Chichinautzin por [Bloomfield \(1975\)](#).

5.1.2 Lineamientos

Para la verificación de los lineamientos mapeados a partir del filtrado direccional, realizado a las imágenes satelitales Landsat 7, se descartaron aquellos asociados a la presencia de alguna vía de transporte terrestre por lo cual se procedió a analizar las imágenes, a falso color con el objetivo de observar si algún alineamiento estaba representando una vía de comunicación de asfalto o concreto, lo cual nos indicaría la presencia de algún camino

urbano, posteriormente se comparó con un mapa de vías terrestres, de los estados que contempla el campo volcánico Chichinautzin (Figura 39).

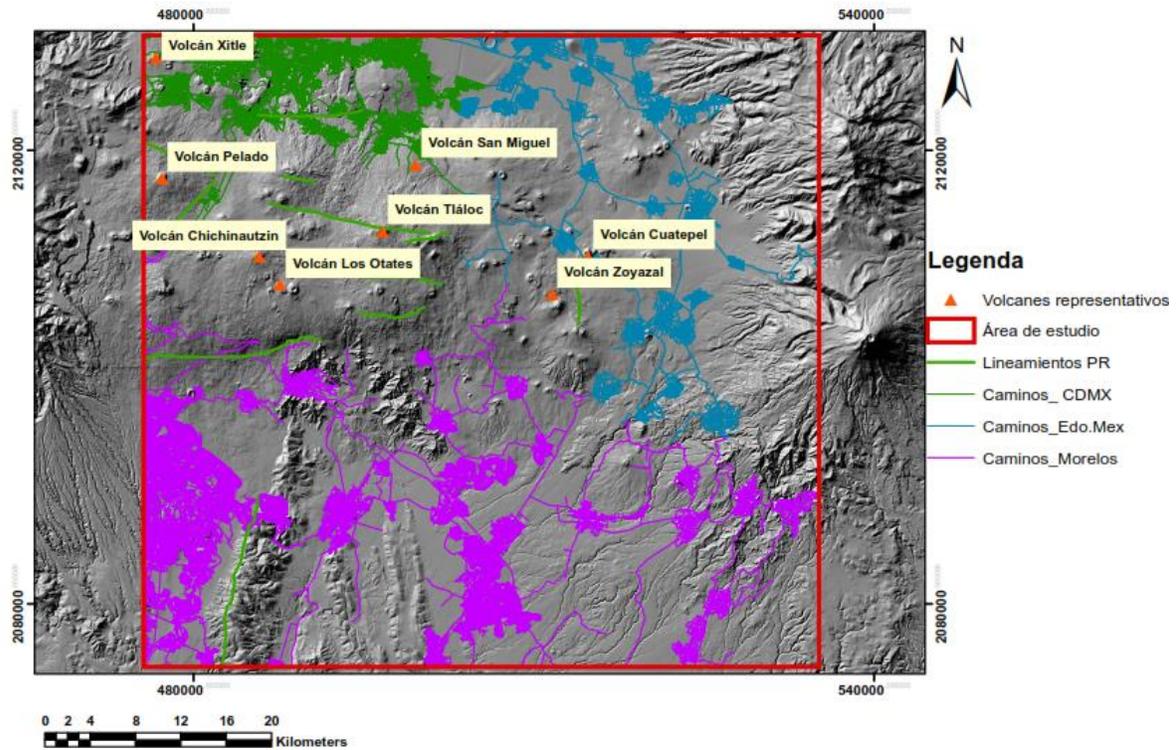


Figura 39. Lineamientos mapeados y principales vías terrestres existentes en los estados de Morelos, Estado de México y Ciudad de México en la zona de estudio.

El análisis y tratamiento realizado permitió establecer que estos lineamientos identificados no pertenecen al trazo de las vías terrestres, por lo cual se procedió a su comparación con las fallas reportadas y recopiladas por [Campos-Enríquez et. al., 2015](#).

Se pudieron asociar, dos de las tres fallas más importantes reportadas con los alineamientos mapeados, las cuales corresponden a la falla Xochimilco, ubicada al norte de nuestra área de estudio (falla normal con su inclinación hacia el norte y reportada sísmicamente activa) y la falla La Pera ubicada en la parte inferior del campo volcánico Chichinautzin Joven,

también de tipo normal con su inclinación hacia el sur y con una longitud aproximada de 21.1 km (Figura 40) (Campos-Enríquez et. al., 2015).

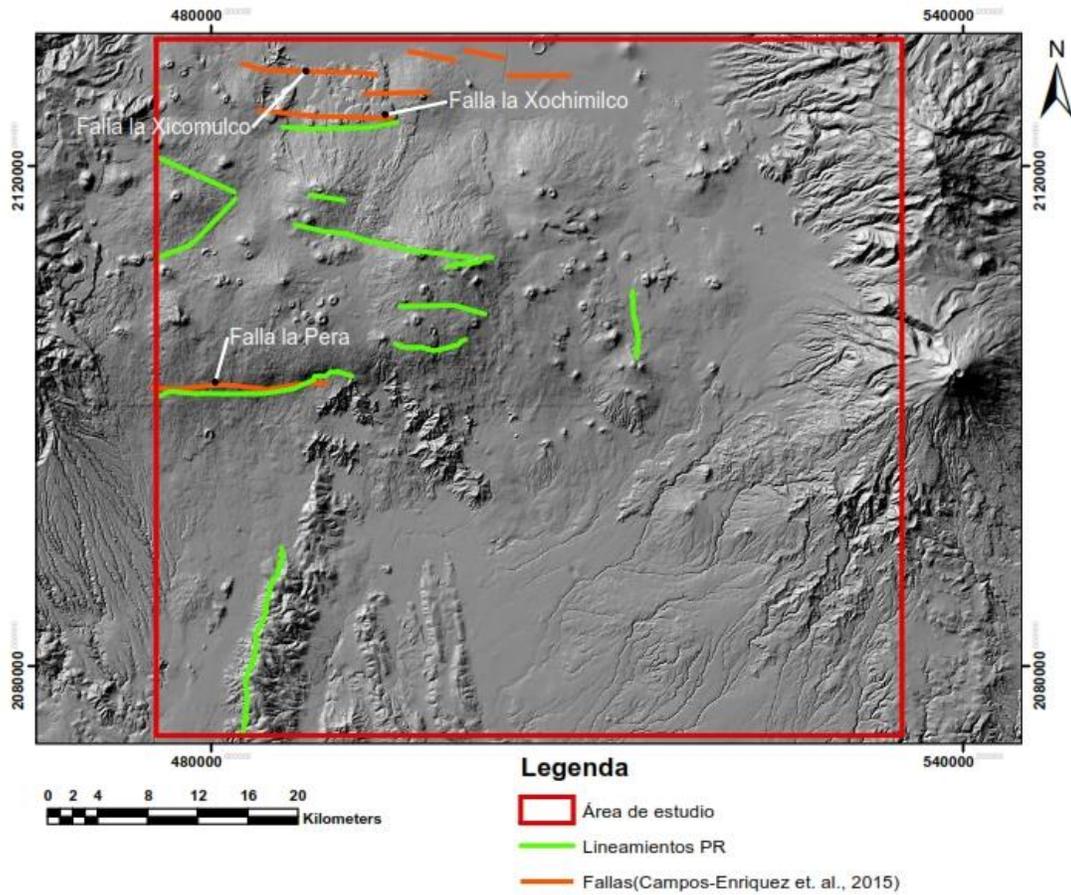


Figura 40. Correlación de las principales fallas reportadas con los lineamientos observados (color verde) mediante el procesamiento de imágenes satelitales.

5.2 Resultados del estudio magnético.

Al realizar el procesamiento de los datos magnéticos de la zona de estudio se generó un mapa, el cual representa nuestros datos reducidos al polo y con un filtro ascendente de 800 metros con el objetivo de observar el comportamiento magnético regional de la zona de estudio la cual presenta una franja muy clara de altos magnéticos asociado al campo volcánico Chichinautzin (Figura 41).

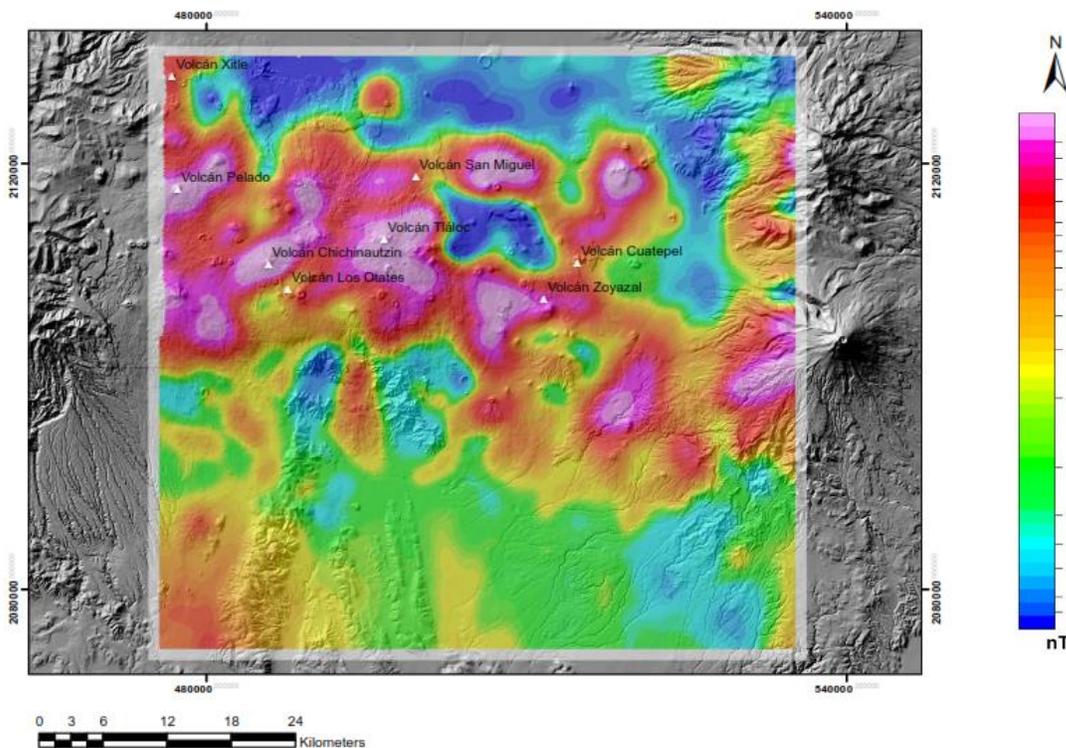


Figura 41. Mapa de anomalías magnéticas reducida al polo con un filtro ascendente hacia arriba de 800 metros.

Con las aportaciones de [Jaimes et al, 2018](#) y su configuración geocronológica del campo volcánico Chichinautzin se realizó una correlación con la información magnética. Se observa la gran similitud que guarda la división cronológica con los datos magnéticos reducidos al

polo de la zona observando que la franja de altos magnéticos pertenece a la zona definida por [Jaimes et al, 2018](#) como campo volcánico Chichinautzin joven (Figura 42).

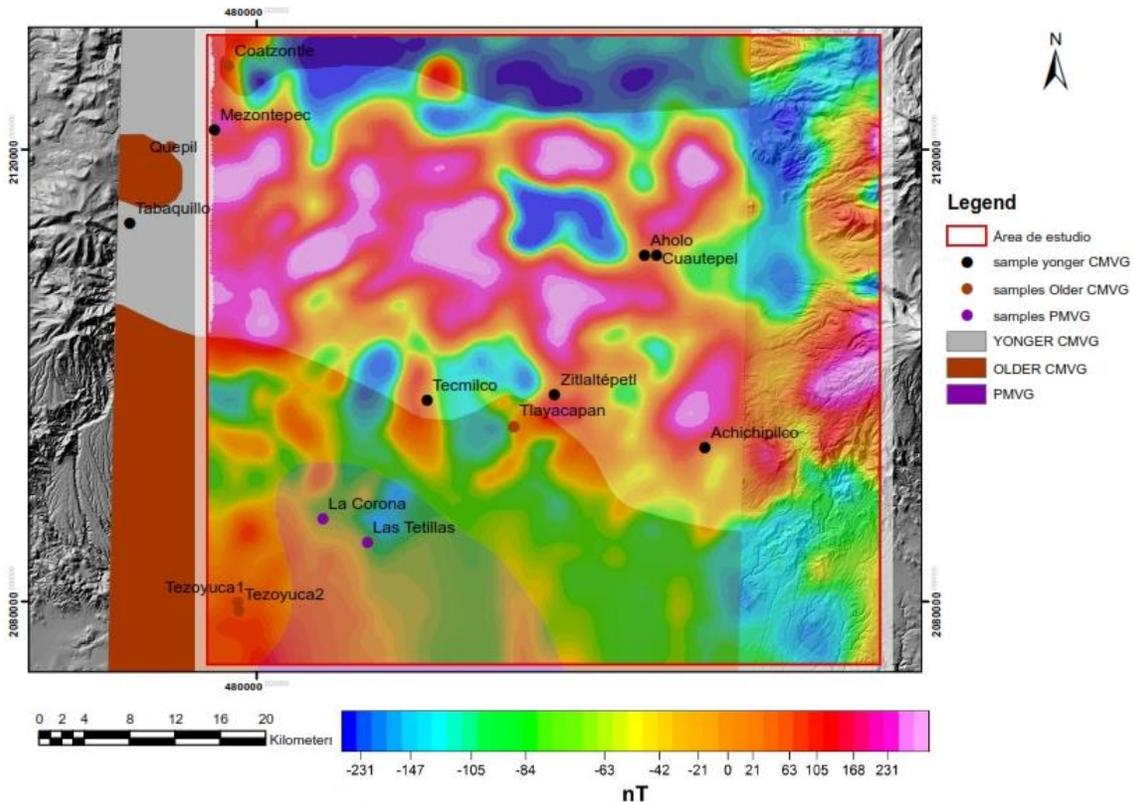


Figura 42. Comparación del mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo con el mapa de distribución geocronológica del CVC determinada por [Jaimes et al, 2018](#).

[Jaimes et al, \(2018\)](#) mencionan que las características geocronológicas y de localización de los conos volcánicos, sugieren que las rocas constituyentes se formaron en cuatro periodos de actividad volcánica, lo cual concuerda y es validada por los datos magnéticos medidos en la zona, como se muestra en la Figura 42, donde se observa la gran similitud entre las divisiones propuestas por [Jaimes et al, 2018](#) y la distribución de anomalías magnéticas en la zona.

A partir del análisis cualitativo del comportamiento de las anomalías magnéticas permitió definir posibles zonas de fallamiento regional y/o límites estructurales, los cuales se

encuentran enmascarados por el material expulsado por los múltiples volcanes del campo volcánico Chichinautzin. Estos alineamientos muestran de forma general una tendencia E-W como la establecida para el sistema de fallas principales del campo. Estos rasgos fueron definidos con base en la separación y los rasgos presentados en los altos magnéticos presentes en la zona.

Estos rasgos fueron asociados con un posible fallamiento regional ya que algunos de los

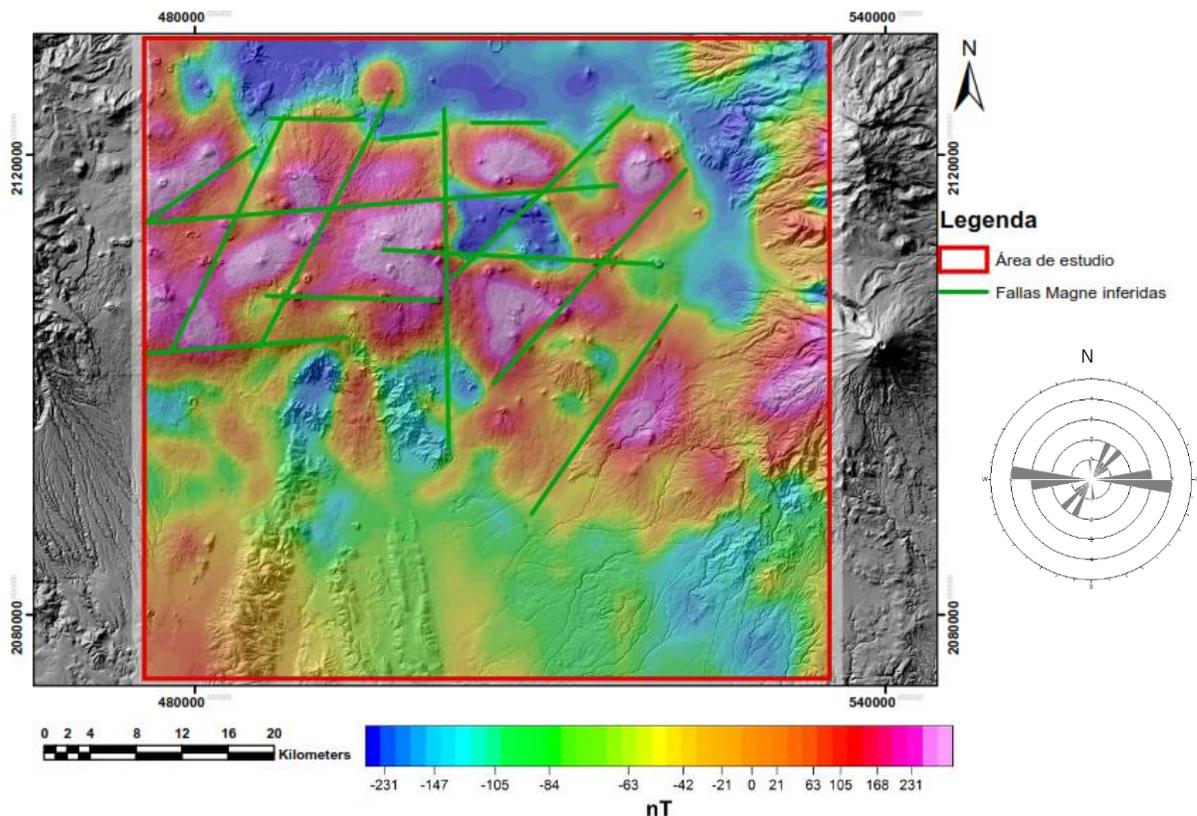


Figura 43. Fallas inferidas a partir del análisis e interpretación de las anomalías magnéticas.

rasgos corresponden con fallas reportadas, con alineamientos de conos volcánicos y también muestra la tendencia E-W del campo, teniendo una segunda dirección preferencial NE-SW la cual es observada en el análisis por radios de influencia, aunque estos rasgos pueden presentarse por otros motivos no relacionados a una falla, ya que también pueden indicarnos los límites de una acumulación de material magnético, puede estar relacionado con las zonas intervolcánicas las cuales nos mostrarían el mismo efecto, entre otras interpretaciones.

Posteriormente, como se mencionó en el capítulo anterior se modelaron dos perfiles en la zona de estudio; uno, con dirección N- S, el cual cruzó por el centro de la zona de estudio, pasando por la anomalía negativa que se presenta en el centro del tren de altos magnéticos generados por las estructuras volcánicas. El segundo perfil cruza de forma diagonal el área de estudio con una dirección NW- SE cruzando todos los altos magnéticos, como se muestra en la Figura 44.

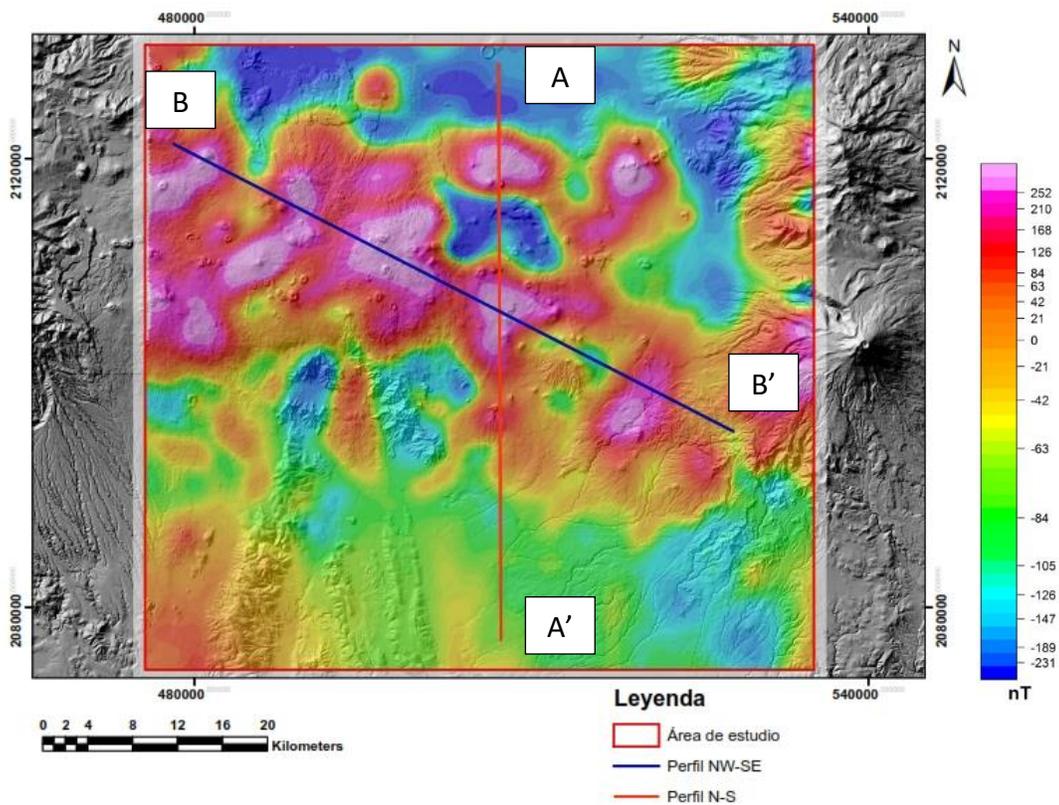


Figura 44. Vista en planta de los perfiles interpretados con la magnetometría del lugar.

Los perfiles se modelaron con el programa GM-SYS el cual nos permite la construcción de un modelo en dos dimensiones teniendo en cuenta los datos magnéticos de campo.

Para el modelo se consideró la litología general del sitio y se le asignaron los valores de susceptibilidades magnéticas a cada tipo de litología a partir de los rangos de valores reportados en la Tabla 6, con el objetivo de ajustar el modelo. Las litologías y su susceptibilidad magnética asociada se presentan en la Tabla 8.

Tabla 8. Litología utilizada en la realización de los perfiles

Litología	Susceptibilidad magnética (cgs)	Simbología
Aluvión	0.000032	
Lahar (flujo piroclástico)	0.00004	
Basalto-Andesita	0.0035	
Andesitas-Dacitas	0.001	
Caliza	0.0001	

La estratigrafía utilizada en los modelos realizados se constituyó de cinco litologías distintas (Tabla 8), de las cuales la más antigua son las calizas y estas son las que forman el basamento de nuestros perfiles, posterior a esta se encuentran los depósitos de andesitas-dacitas, las cuales fueron generadas por los primeros eventos eruptivos de la zona y cubriendo a las calizas; posteriormente un nuevo evento eruptivo (campo volcánico Chichinautzin joven) generó nuevos derrames de materia ígnea (basalto- andesita), el cual cubrió gran parte de la zona de estudio; los materiales más jóvenes en la zona son los depósitos de lahar y aluvión, de los cuales el último pertenece al antiguo lago de Chalco en la Ciudad de México.

En los modelos realizados se observan la suma de los efectos de los múltiples conductos o rutas por donde asedió el magma, por lo cual las estructuras modeladas es una idealización de estos efectos.

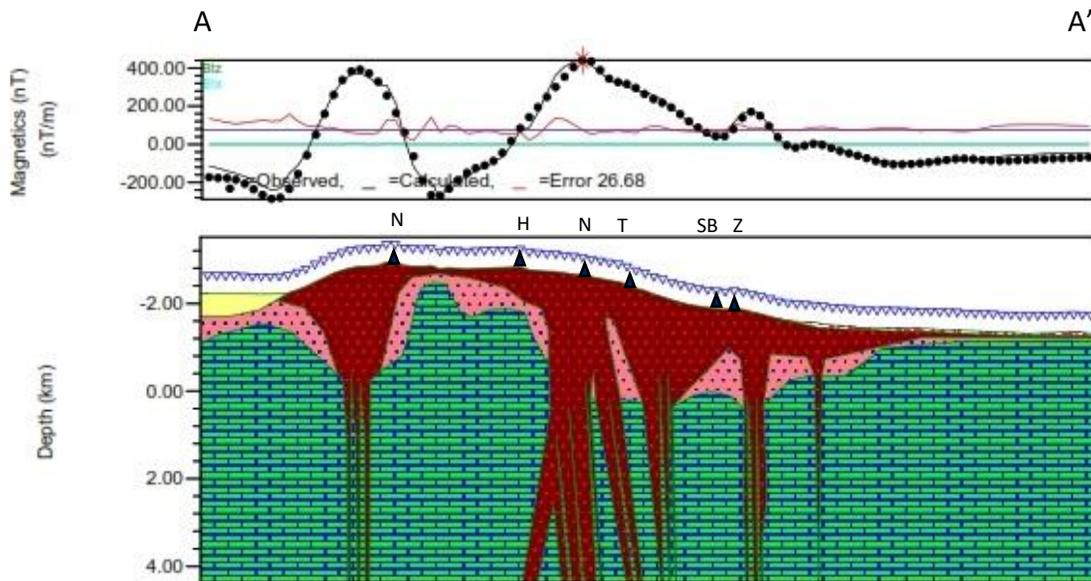


Figura 45. Perfil N-S, donde se muestran los datos observados junto con la curva calculada con el modelo en la figura superior y en la parte inferior se representa el perfil litológico con la posición de los datos obtenidos (flechas azules).

Se tomo una distancia de un kilómetro alrededor del perfil para las proyecciones de los volcanes más cercanos.

H =Volcán Huehuelcon, T= Volcán Tezoyo, SB=Volcán Santa Barbara, Z=Volcán Zitlaltepeltl ,

N= Estructura volcánica no identificada

El primer perfil (Perfil N-S) corresponde a la zona del antiguo lago de Chalco en su parte norte, cruzando el campo volcánico Chichinautzin joven en su parte central y terminando en el campo volcánico Chichinautzin viejo.

En el modelo se puede observar que las capas de rocas ígneas (Basalto-Andesita y Andesita-Dacita) que sobreyacen a la formación calcaría (basamento) se adelgazan en los extremos del perfil.

En la parte central del perfil se muestra la mayor cantidad de cuerpos volcánicos, mismos que consisten en varios intrusivos que pasaron por las calizas y el material ígneo preexistente llegando hasta la superficie y generaron una capa superficial de basalto.

En el modelo N-S podemos observar que el espesor del material volcánico más joven no es tan homogéneo, ya que presenta zonas donde se adelgaza fuertemente y zonas donde su espesor es bastante considerable.

Por la morfología que presentan estos ductos y considerando que estos están asociados a zonas de debilidad por donde subió el magma se pueden inferir un sistema de fallas que en general presentan una dirección preferencial E-W, el cual es perpendicular a la dirección de nuestro perfil.

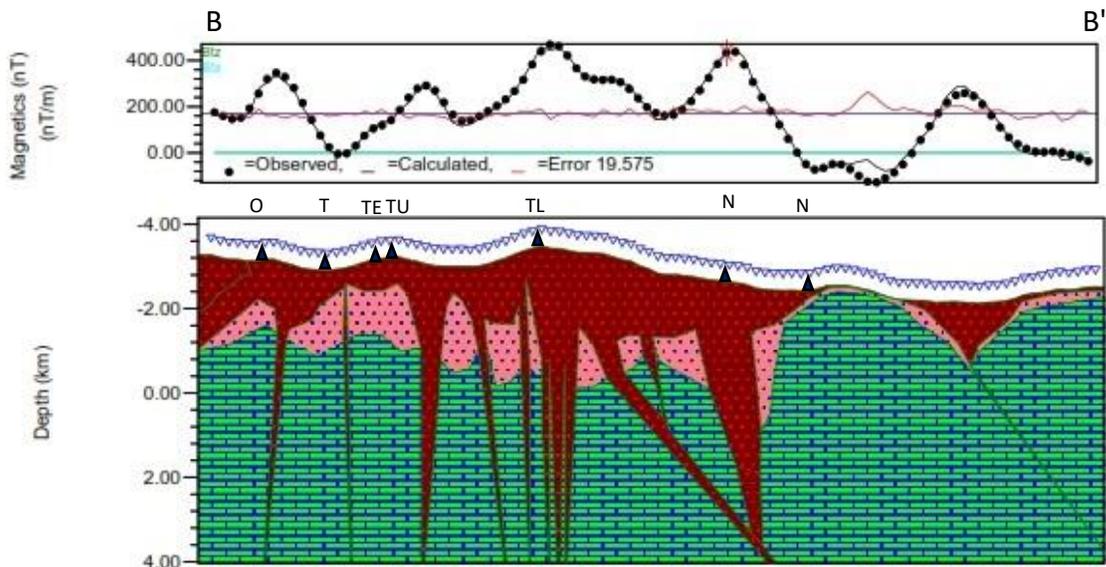


Figura 46. Perfil NW-SE donde se muestran los datos observados junto con la curva calculada con el modelo en la figura superior y en la parte inferior se representa el perfil litológico con la posición de los datos obtenidos (flechas azules).

Se tomo una distancia de un kilómetro alrededor del perfil para las proyecciones de los volcanes más cercanos.

O =Volcán Oyameyo, T= Volcán Toxtepec, TE=Volcán Tetzalcoatl, TU= Volcán Tulmeac, TL=Volcán Tlaloc,
N= Estructura volcánica no identificada

En el segundo perfil (Figura 46) se presenta la misma estratigrafía que en el Perfil N-S con un basamento de calizas que subyacen a un horizonte de depósitos ígneos no definidos, y estos a su vez subyacen a un paquete de basalto que corta estas dos unidades hasta llegar a la superficie para formar este último estrato.

En esta dirección se puede observar un número mayor de altos magnéticos que en la dirección N-S, debido a que el campo volcánico tiene una preferencia a migrar en dirección SE-NW.

En este perfil se observa que las rutas de migración presentan múltiples inclinaciones relacionadas a los diferentes sistemas de esfuerzos al que el campo ha sido sometido.

Observando los dos modelos se puede observar un espesor más constante en dirección NW-SE, lo que sugiere la preferencia en esta dirección del campo.

El basamento de los dos modelos muestra una morfología irregular con abruptos cambios en su profundidad los cuales se presentan de igual manera en el basamento de la Ciudad de México.

Capítulo 6 Análisis y discusión.

Los resultados obtenidos en la zona de estudio nos muestran que magnéticamente existe una separación muy clara entre el campo volcánico Chichinautzin y la Sierra Nevada la cual era de esperarse tanto por temporalidad, morfología y de formación.

La Sierra Nevada está constituida de estratovolcanes los cuales difieren a los volcanes monogenéticos que conforman al CVC, ya que estos si presentan cámara magmática.

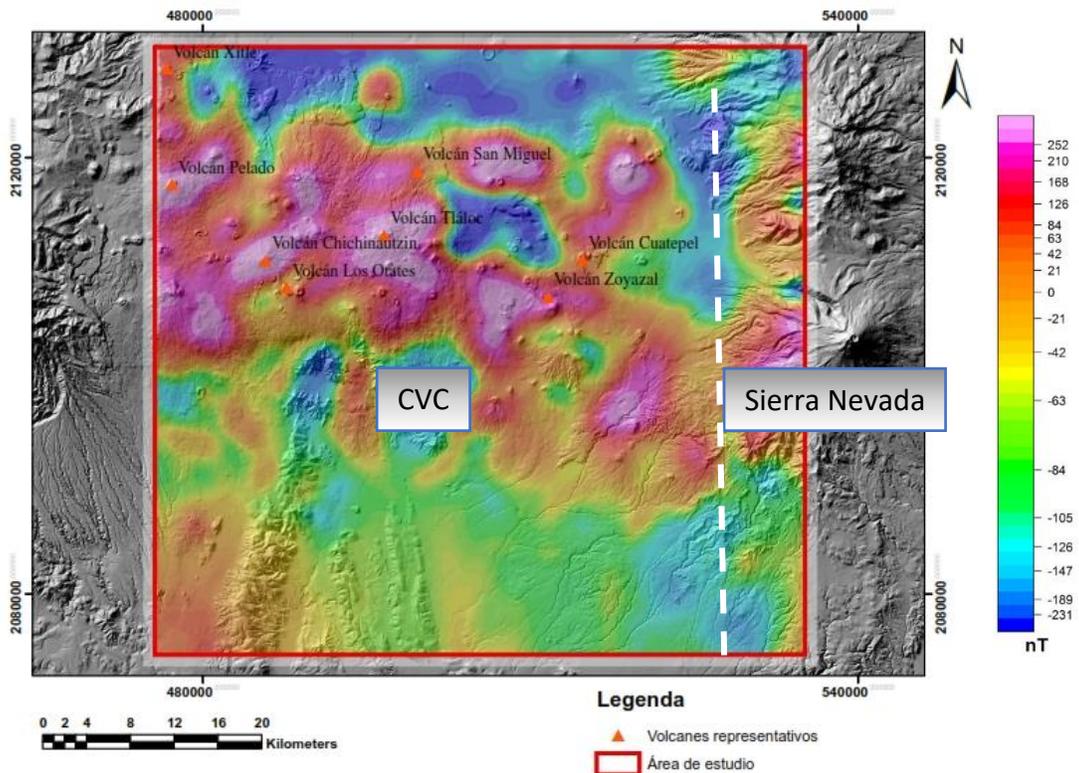


Figura 47. Separación magnética del CVC con la Sierra Nevada

Como lo menciona [Jaimes et al. \(2018\)](#), las características geocronológicas y de localización de los volcanes sugieren la existencia de cuatro periodos de actividad monogenética de los

cuales tres entran en nuestra zona de estudio y concuerdan con el mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo.

La definición de estos tres campos se definió con base en las anomalías magnéticas presentes y al modelo expuesto por [Jaimes et al. \(2018\)](#), como se muestra en la Figura 48, lográndose distinguir claramente entre el campo volcánico Chichinautzin joven (Yonger_CMVG-2) y los dos más antiguos.

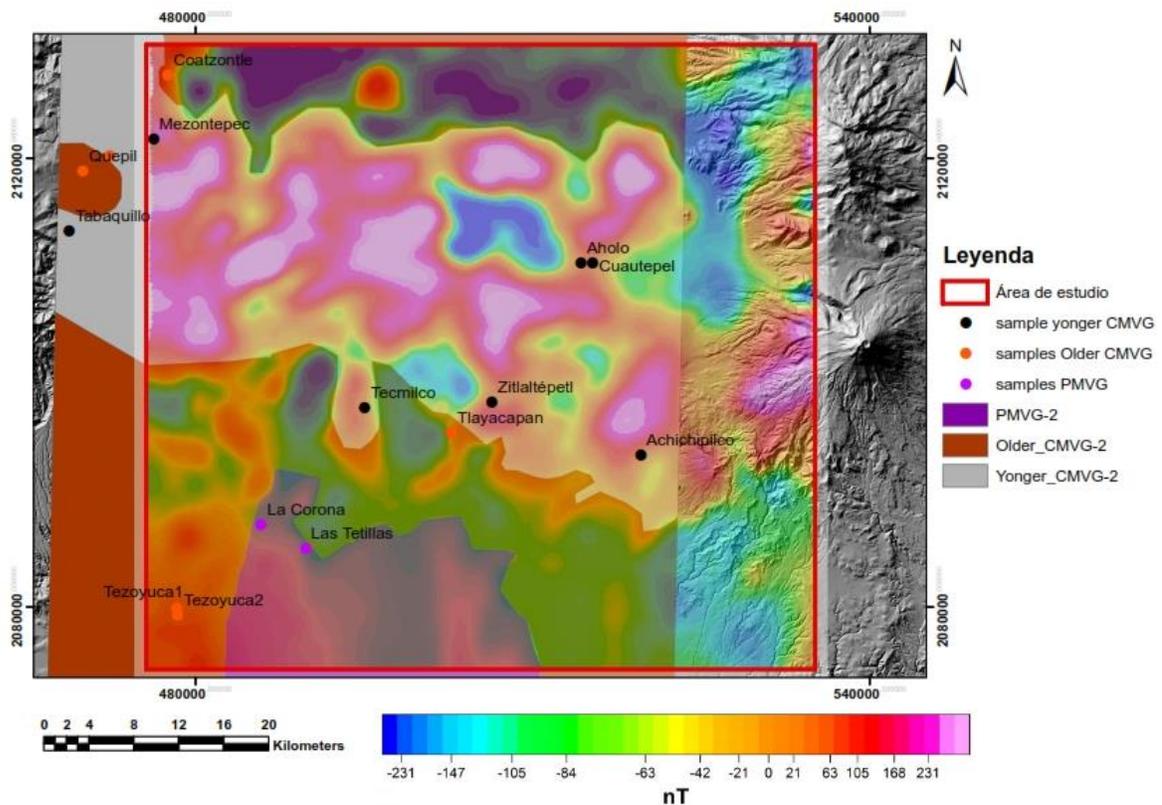


Figura 48 Definición de los límites de los campos propuestos por [Jaimes et al. \(2018\)](#) considerando la magnetometría del lugar.

Con el análisis y procesamiento realizado a la señal magnética original se propone unas fronteras mejor definidas entre los campos propuestos por [Jaimes et al.\(2018\)](#), las cuales consideran las muestras tomadas por [Jaimes et al.\(2018\)](#) para su limitación.

La tendencia E-W ha sido observada en múltiples trabajos en la zona como, por ejemplo, [Márquez et al \(1999\)](#), [Fries \(1960\)](#), [Martin del Pozzo \(1982\)](#), [Bloomfield \(1975\)](#). [Márquez et al. \(1999\)](#) aplicaron un procedimiento iterativo para definir los alineamientos que presentan las estructuras volcánicas en el CVC, probando múltiples ángulos y conservando los lineamientos que asocien al menos diez centros volcánicos a su paso. Con este procedimiento establecieron una tendencia principal en el campo E-W con una segunda dirección preferencial de N60E, lo cual sugiere que el campo se comporta de forma extensional N-S (Figura 8).

Las fallas y sistemas de fallas recopiladas por [Campos-Enriques \(2015\)](#) y que fueron comparadas con los lineamientos observados por percepción remota muestran una clara tendencia E-W del campo volcánico.

La verificación de la tendencia E-W del campo se realizó en este trabajo con una metodología distinta, la cual consistió en formar áreas de interacción, las cuales eran formadas con la sobreposición de distintos radios de influencia (Figura 34) los cuales tienen como centroide las bocas volcánicas definidas en el análisis superficial realizado con percepción remota (Figura 33).

Los resultados obtenidos con esta metodología indican que, aunque se modifiquen las zonas de interacción la tendencia E-W se conserva por lo que ésta es la dirección preferencial del campo.

Se identificaron cinco concentraciones principales de conos que cumplen la condición impuesta con los radios de influencia de 1.5 km y de 2 km (Figura 49). Una presente al noroeste, otra al sureste y separándolas en cinco conjuntos de cuerpos volcánicos al centro de nuestra zona de estudio, los cuales son pertenecientes al Campo Volcánico Monogénético Chichinautzin joven definido por [Jaimes et al. \(2018\)](#). Estas divisiones han sido generadas por los cambios de esfuerzo preferencial del campo ya que al compararlos con los lineamientos observados en la magnetometría se puede apreciar una relación entre los límites de estos grupos y los lineamientos marcados mostrando una tendencia NE-SW, la cual concuerda con la distribución de orientaciones volcánicas propuesta por [Demant et](#)

al (1978), quienes dividen a la FVTM en cinco principales partes definidas por su orientación y características volcánicas particulares, perteneciendo nuestra zona de estudio a la zona correspondiente a los grandes valles de Toluca, México y Puebla, caracterizados por la presencia de cuatro de los siete estratovolcanes principales del Eje, separados por amplias zonas lacustres. La Sierra Chichinautzin se extiende desde Toluca hasta el pie de la Sierra Nevada y Demant et al (1978) reportan que presenta una orientación NE-SW, aunque al analizar el CVC en particular se observa la tendencia principal E-W del campo.

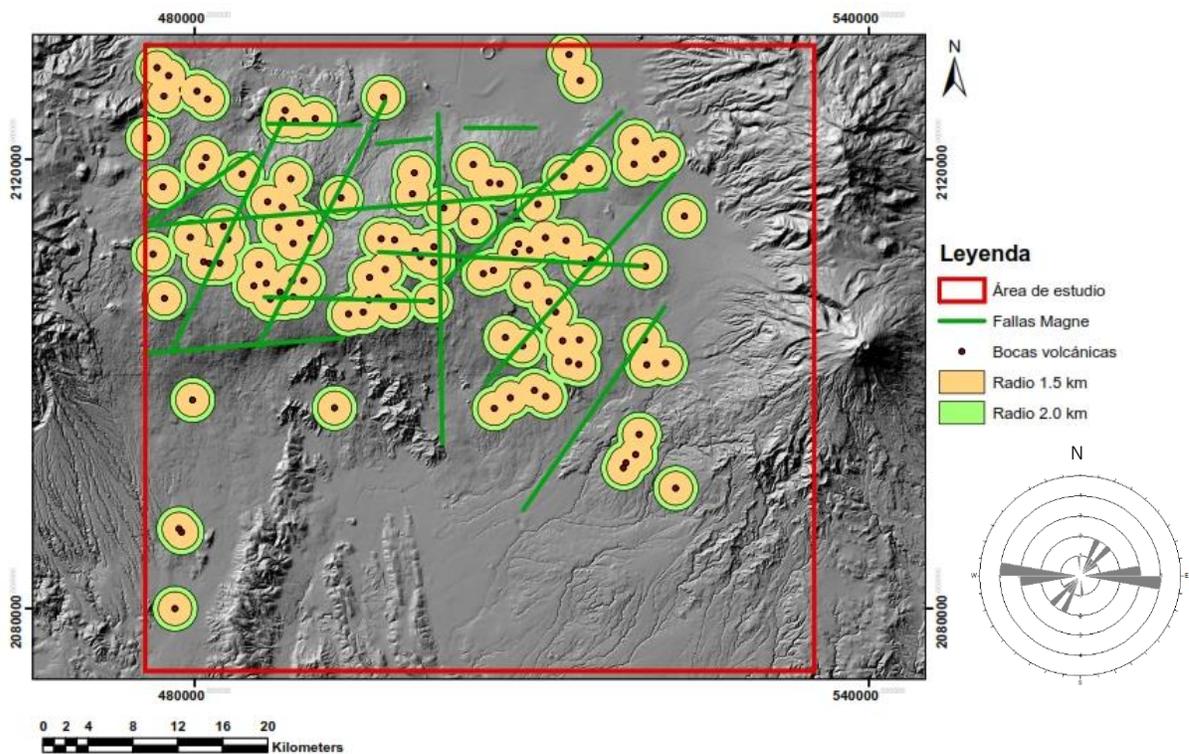


Figura 49. Vista de los conjuntos observados (color blanco) con los radios de 1.5 y 2.0 km, junto con los lineamientos observados a partir de la magnetometría.

Los modelos realizados en los perfiles N-S y NW-SE (Figuras 45 y 46) muestran también la subdivisión del Campo volcánico Chichinautzin Joven.

Los perfiles fueron modelados a partir de los datos magnéticos procesados, los cuales fueron reducidos al polo y se les aplicó un filtro ascendente para representar la susceptibilidad magnética de las estructuras profundas que componen al campo.

El perfil NW-SE (Figura 46) refleja la separación en bloques a profundidad. Este modelo nos muestra una profundidad de las calizas con múltiples variaciones que tienden a perder espesor en el material volcánico que compone al CVC entre más se acerca al sur de la Sierra Nevada, lo cual nos pudiera indicar que la migración de magma del campo tiene una dirección hacia el NW, dirección que concuerda con la edad de las estructuras volcánicas del campo y con el mapa de probabilidad de un nuevo evento eruptivo propuesto por [Nieto y Martin del Pozzo \(2019\)](#).

El perfil N-S (Figura 45) muestra una separación en bloques para esta dirección y un claro límite entre el campo y el inicio del lago de Chalco. Este modelo muestra que en esta dirección la variación en profundidad de las calizas varía fuertemente, con mayores espesores en los extremos del perfil que disminuyen hacia el centro.

La intersección de los dos perfiles se encuentra en la coordenada (Figura 44):

UTM WGS84-N14	
X [m]	Y [m]
507,346	2'106,293

Al observar los dos perfiles en su punto de intersección podemos ver una estructura que los dos perfiles cortan y junto con la vista en planta del mapa de las anomalías magnéticas (Figura 30), se observa que esta estructura tiene una preferencia N-S para su eje mayor y está compuesta por el efecto de múltiples estructuras volcánicas en la superficie.

Al analizar los cuerpos volcánicos cercanos a los perfiles (un kilómetro alrededor del perfil) realizados se observó que no todos los cuerpos volcánicos muestran una ruta directa, lo

cual nos sugiere que las rutas de migración pueden presentar inclinaciones, las cuales impidan que estas se muestren en los perfiles interpretados.

Se aplicó también a los datos reducidos al polo un filtro descendente que resulto inestable a los 150 metros lo cual sugiere que la aportación principal del magnetismo de la zona se encuentra en la parte superficial del campo, estando asociada al material lávico expulsado por el Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin Joven.

Capítulo 7 Conclusiones

A continuación, se presentan las conclusiones más importantes de este trabajo:

- El mapa de datos magnéticos reducidos al polo con un filtro ascendente muestra la independencia del CVC con la Sierra Nevada.
- Se confirma la tendencia principal E-W del Campo Volcánico Chichinautzin.
- El filtro de continuación descendente sugiere que la fuente principal del magnetismo se encuentra cercano a la superficie.
- Los modelos realizados nos muestran que el campo volcánico Chichinautzin joven está conformado de diversos bloques contemporáneos.
- Los datos magnéticos reducidos al polo apoyan la hipótesis de [Jaimes y Martin del Pozo \(2018\)](#) de que el CVC está constituido por al menos tres campos distintos, diferenciados por temporalidad y composición.
- Los datos magnéticos ayudaron a una mejor definición entre los campos propuestos por [Jaimes y Martin del Pozo \(2018\)](#).
- El filtro ascendente aplicado a los datos magnéticos reducidos al polo ayudo a una visualización regional de la zona, la cual evidencia un tren de altos magnéticos con una dirección NW-SE, la cual está asociada a la posible dirección de propagación del magma.
- Con ayuda de la magnetometría se pudieron definir posibles rutas de migración que tomó el magma en el campo.
- La distribución de los alineamientos marcados, las bocas volcánicas y las anomalías magnéticas observadas presumen que el ascenso del magma en el CVC presenta cierta inclinación de la fuente, esto concuerda con lo reportado en anteriores trabajos, los cuales mencionan magmas contaminados por asimilación de corteza.
- Se observa que el vulcanismo monogenético de la zona se presenta en múltiples bloques limitados por fallas inferidas con la magnetometría con direcciones E-W y NE-SW, los cuales también son visibles en los perfiles realizados

- En los perfiles se muestra la separación en bloques del campo volcánico junto con un comportamiento de Horst y Grabens asociado al régimen extensional del campo.
- Los modelos realizados se pueden mejorar si se incluyen datos de susceptibilidad magnética medidos en rocas del sitio.
- Se recomienda comparar la magnetometría con un levantamiento gravimétrico en la zona, esto para realizar un modelo más representativo y detallado de esta.
- La perforación de un pozo exploratorio en la zona ayudaría a calibrar los estudios geofísicos y nos brindaría información muy importante sobre el campo volcánico.
- Los registros sísmicos usados en este trabajo comparados con los utilizados por [Campoz-Enriquez et al 2015](#) nos muestran que la sismicidad en la zona no ha cambiado significativamente en varias décadas.
- La zona definida con mayor probabilidad de que ocurra una nueva erupción definida por [Nieto et al. 2018](#) se presenta en un bloque definido por las posibles fallas interpretadas con la magnetometría, lo que sugiere que esa zona pueda tener una mayor probabilidad de la reportada para que suceda el evento en esa zona.
- El CVC es un campo complejo e importante para el país, por lo cual seguir su investigación es muy importante.

Referencias

Arce, J. L., P. Layer, I. Martínez, J. I. Salinas, M. Del Consuelo Macías Romo, E. Morales Casique, J. Benowitz, O. Escolero, N. Lenhardt, 2015, Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la cuenca de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 2, 123-143.

Aldalur B. y M. Santamaría, 2002, Realce de imágenes: filtrado espacial, *Revista de Teledetección*, 17, 31-42

Ardizzone G., J. A., 1996, Análisis de datos aeromagnéticos: metodologías y aplicación del levantamiento aeromagnético de España peninsular, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Físicas, Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Tesis Doctoral

Ávila-Bravo, V., 1998, Cartografía geológica y estratigráfica del Grupo Chichinautzin en el área de Tepoztlán, Morelos, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM

Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, 359-383

Baranov V. and H. Naudy, 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, *GEOPHYSICS*, 29, 1, 67-79

Blakely, R. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.

Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary Monogenetic Volcano field in central Mexico. *Geol. Rundschau* 64, 476–497.

Bott, M.H.P., 1963. Two methods applicable to computers for evaluating magnetic anomalies due to finite three dimensional bodies. *Geophysical Prospecting*, 11, 292-299.

Campos-Enríquez, J.O., Sánchez-Zamora, O., 2000, Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 479–489.

Campos-Enríquez, J. O., J. Francisco Lermo-Samaniego, Yanet Teresa Antayhua-Vera, M. Chavacán, V. M. Ramón-Márquez, 2015, The Aztlán Fault System: Control on the emplacement of the Chichinautzin range volcanism, Southern Mexico Basin, Mexico. seismic and gravity characterization, *Boletín De La Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 2, 315-335

Cantos, F. J., 1987, *Tratado de Geofísica Aplicada*, litoprintl, Madrid, 3a edición.

Cervantes, L.P. y Molinero R. J., 1995, *Eventos Volcánicos al sur de la Ciudad De México*, UNAM, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, UNAM.

Chuvieco, E. 1996. *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Madrid. Rialp.

Cifuentes G., 2009, *Monitoreo Geomagnético del Volcán Popocatepetl*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de Maestría.

Clark, D.A., Saul, S.J. y Emerson, D.W., 1986. Magnetic and gravity anomalies of a triaxial ellipsoid. *Exploration Geophysics*, 17, p.189- 200.

Coggon, J.H. 1976. The magnetic and gravity anomalies of polyhedra. *Geoexploration*, 14, 93-105.

Dar A. R. and M. Herold, 2004, *Imaging spectrometry of urban materials*, Department of Geography, University of California, Santa Barbara, California.

Delgado-Granados, H. y Villalpando-Cortés, R. E., 2008, Método para pronosticar la localización de un nuevo volcán al sur de la Ciudad De México, *Revista Especializada En Ciencias Químico-Biológicas*, 11, 1, 5-16.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, UNAM, Instituto De Geología, *Revista* 2, 2, 172-187.

Dobrin, M., and Savit, C. H., 1988, *Introduction to geophysical prospecting*, McGraw-Hill Book Co

Encuesta Intercensal, 2015, INEGI, México.

Escorza Reyes, M., 2010, *Magnetometría de la isla Socorro, Archipiélago de las Revillagigedo*, UNAM, Facultad de Ingeniería, Tesis De Licenciatura.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 1999,. Alkalic (Ocean-Island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: A case for plume related magmatism and propagating rifting at a margin, *Comment Geology* 27 p. 1055-1056.

Fix, J. E., 1975, The crust and upper mantle of Central Mexico, *Geophys. J. R. Ash. Soc.* 43, 453-499.

Fries, C., Jr., 1960. *Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.

García-Palomo, A., J. J. Zamorano, C. López-Miguel, A. Galván-García, V. Carlos-Valerio, R. Ortega, J. L. Macías, 2008, El Arreglo morfoestructural de la Sierra De Las Cruces, México Central, *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 25, 1

Grant, F.S., Dodds, J., 1972, *MAGMAP FFT processing system development notes*, Paterson Grant and Watson Limited.

Gomberg, J. and T.G. Masters., 1988, Wave form modeling using locked- mode synthetic and differential seismograms: Application to determination of the structure of Mexico, *Geophysical Journal. Royal Astron. Soc.* 94, 193-218.

Gómez Ochoa, D., 2011, *Identificación de rasgos tectónicos mediante la medición de la emisión de dióxido de carbono en suelos del Campo Volcánico De Chichinautzin*, UNAM, Facultad de Ingeniería Tesis De Licenciatura.

Guilbaud, M.N., Siebe, C., Agustín-Flores, J., 2009, Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, Southeast of México City. *Bulletin of Volcanology* 71, p.859-880.

Gunn, P.J.,1997,. Airbone magnetic and radiometric surveys. *AGSO Journal*, 17, 2.

Henderson, R. ,1970,. On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. *Geophysics* 35,916 – 919

Hjelt, S.E.,1972,. Magnetostatic anomalies of a dipping prism. *Geoexploration*, 10, 239-254.

Jaimes-Viera, M.C., A.L. Martin Del Pozzo, P.W.Layer,J.A.Benowitz, A. Nieto-Torres, 2018, Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ,356, 225–242

Kim, YoungHee., Miller Meghan., Pearce Frederick., Clayton Robert., 2012, “Seismic imaging of the Cocos plate subduction system in central Mexico”. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 13. Doi:10.1029/2012GC004033.

Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010, “Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico)” , *Bulletin of Volcanology*,72,817-832

Márquez A., S. P. Verma, F. Anguita, R. Oyarzun, J. L. Brandle, 1999, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: Extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal Of Volcanology And Geothermal Research*, 93,125–150

Marquardt, D.W., 1963, An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters: *J.SIAM*, 11, 431-441.

Martin Del Pozzo, A.L. 1982 Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, México. *Bull. Volcanol.*, 45-1, 9-23.

Martín Del Pozzo, A.L., 1989, Geoquímica y paleomagnetismo de la sierra de Chichinautzin: México, Universidad Nacional Autónoma De México, Facultad De Ciencias, Tesis Doctoral.

Martin del Pozzo, A.L., Cordoba, C., Lopez, J., 1997. Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the Holocene. *Quat. Int.* 43/44, 181–190.

Martin Herold, Dar A. R., M. E. Gardner, P. E. Dennison, 2004, Spectrometry for urban area remote sensing—development and analysis of a spectral library from 350 to 2400 nm, *Remote Sensing of Environment*, 91, 304–319

Milsom, J., 1939, *Field Geophysical*, Wiley, third edition, 51-52

Mooser, F.M., 1962, Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México, Congreso Geológico Internacional, México D.F., Libro guía de la excursión.

Mora Alvarez, G., Caballero Miranda, C., Urrutia-Fucuguauchi, J., y Uchiumi, Sh., 1991, Southward migration of volcanic activity in the Sierra las Cruces, basin of Mexico? – A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study, *Geofísica Internacional*, 30, 2, 61-70

Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—Principles and proposal: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2,1-16

Nettleton, L.L., 1973, *Elementary Gravity and Magnetism for geologists and seismologists*. Soc. of Expl. Geophys, Tulsa (Oklahoma)

Nieto-Torres, A., A. L. Martin Del Pozzo, 2019, Spatio-temporal hazard assessment of a monogenetic volcanic field, near México City, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Ortega, G. F., Mitre, S., L. M., R., Q. J., Aranda. G., J. J., M., Z., A., Á., S. A. Y Nieto, S., A. F., 1992. Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana: Universidad Nacional Autónoma De México, Instituto De Geología; Secretaría De Energía, Minas E Industria Paraestatal, Consejo De Recursos Minerales, Mapa con texto explicativo, Escala 1:2'000,000.

Pérez -Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea y V.C., Gurnis, M. 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.* 35, L18303

Rasmussen, R., and Pedersen, L. B., 1979, End corrections in potential field modeling: *Geophysical Prospecting*, 27, 749-760.

Reyes Luna, P. C., 2012, Caracterización del contenido de volátiles del volcán monogenético Pelagatos, Sierra de Chichinautzin, UNAM, Facultad De Ingeniería, Tesis De Licenciatura.

Ruiz-Martinez V.C., Osete M.L., Vegas R., Arling. Dh., 2000, Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics* 318, 217-233.

Servicio Sismológico Nacional, 2018, *Catálogo De Sismos*, Grupo De Trabajos Del Servicio Sismológico Nacional, UNAM.

- Shuey, R.T. y Pasquale, A.S., 1972. End corrections in magnetic interpretation. *Geophysics*, 38, 507-512.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 197-226.
- Siebe, C., 2009, La erupción del volcán Xitle y las lavas del pedregal hace 1670 +/-35 años y sus implicaciones, Biodiversidad del ecosistema del pedregal de san ángel, Universidad Nacional Autónoma De México, Editores: Lot A, Cano-Santana Z, 43-50.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. Y Farrar, E., 1995, The Acambay Graben: Active intraarc extensión in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, *Tectonics*, 14, 5, 1245-1262.
- Talwani, M., 1965, Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies of arbitrary shape. *Geophysics*, 30, 797- 717.
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G.A., Ed., *Computers in the mineral industries*, Part1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9, 464-480.
- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for twodimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E, 1917, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, second edition.
- UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995. Milpa Alta earthquake of January 21, 1995. *Geofis. Int.* 34, 355-362.
- Unda López, J. A., 2016, Construcción y correlación de columnas geológicas de los pozos profundos del valle de México, UNAM, Facultad De Ingeniería Tesis De Licenciatura.
- Urrutia-Fucuguauchi y A. L. Martin Del Pozzo, 1993, Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra Chichinautzin, Cuenca De México, *Geofísica Internacional*, 32, 3, 523-533
- Urrutia-Fucuguauchi y Castillo, L., 1977, Un modelo del Eje Volcánico Mexicano, *Bol de la Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.
- Valenta, R.K., Lessell, M.W., Lung, G. y Bartlett, J., 1992,. Geophysical interpretation and modelling of three dimensional data in the Duchess area, Mount Isa. Australia. *Exploration Geophysics*, 23, 393- 400.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., 2001, Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: Análisis de información y perspectivas, *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 18, 1-36.
- Verma, S.P., 1999, Geochemistry of evolved magmas and their relationship with subduction unrelated mafic volcanism at volcanic front of the Central Mexican Volcanic Belt, *J. Volcano. Geotherm.*, 93, 151-171.
- Wallace, P., y Carmichael, I.S.E., 1999, Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.
- Won, I. J., and Bevis, M., 1987, Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines: *Geophysics*, 52, 232-238.

Apéndice 1: Filtros digitales

El filtrado de imágenes consiste en la modificación de las matrices correspondientes a la imagen digitalizada mediante un proceso matemático que ayude a resaltar alguna característica que se busque en la imagen. Uno de los procedimientos más utilizados es la llamada convolución de matrices.

El proceso de convolución espacial se mueve a través de la imagen de entrada, pixel por pixel, ubicando los pixeles resultantes en la imagen de salida. El valor digital de brillo de cada pixel en la imagen de salida depende de un grupo de pixeles de entrada que rodean al pixel que se está procesando. Al utilizar la información del brillo de los pixeles vecinos a un pixel central, la convolución espacial calcula la actividad de frecuencia espacial en esa área, y por lo tanto, es capaz de filtrar en base al contenido de frecuencia espacial existente. El proceso de convolución espacial utiliza un promedio ponderado del pixel de entrada y de sus vecinos inmediatos para calcular el valor de brillo del pixel de salida. El grupo de pixeles utilizados en el cálculo del promedio ponderado se conoce como núcleo (kernel). El núcleo es una matriz móvil, generalmente cuadrada, con un número impar de valores en cada dimensión. Un cálculo de promedio ponderado es un proceso lineal puesto que involucra la suma de elementos multiplicados por valores constantes. En la convolución espacial los elementos son los valores digitales de brillo de los pixeles del núcleo y los valores constantes son los pesos, llamados coeficientes de convolución. [\(Aldalur B. et. al. 2002\)](#)

Los filtros direccionales, así como los de detección de bordes utilizados fueron constituidos de una ventana de 3x3 (núcleo kernel) que se convolucionaron con nuestra imagen original (PCA-1). Las matrices utilizadas fueron:

Filtros direccionales (Chuvioco, 1996):

1 1 1	-1 -1 -1	-1 1 1	1 1 -1
1 -2 1	1 -2 1	-1 -2 1	1 -2 -1
-1 -1 -1	1 1 1	-1 1 1	1 1 -1
norte	sur	este	oeste
-1 -1 1	1 1 1	1 -1 -1	1 1 1
-1 -2 1	1 -2 -1	1 -2 -1	-1 -2 1
1 1 1	1 -1 -1	1 1 1	-1 -1 1
sureste	noroeste	suroeste	noreste

Al aplicar estos filtros en forma individual a nuestra imagen original enfatizan la diferencia de brillo en la dirección seleccionada lo que ayuda a observar rasgos característicos de la imagen por dirección por cada dirección. Para este trabajo estos filtros fueron de gran ayuda para determinar posibles rasgos tectónicos que presenta la zona de estudio.

Filtro Sobel:

$$\Delta x = \begin{array}{|c|c|c|} \hline -1 & -2 & -1 \\ \hline 0 & 0 & 0 \\ \hline 1 & 2 & 1 \\ \hline \end{array} \quad \Delta y = \begin{array}{|c|c|c|} \hline -1 & 0 & 1 \\ \hline -2 & 0 & 2 \\ \hline -1 & 0 & 1 \\ \hline \end{array}$$

El filtro tipo Sobel facilita la detección de estructuras de tipo circular en la imagen donde fue aplicado, esto facilita la ubicación de cuerpos, para este caso volcánicos que se encuentren en la zona de estudio.

Apéndice 2: Análisis de componentes principales

El análisis de componentes principales se utiliza para reducir la dimensionalidad de un conjunto de datos, comprime la información contenida en el conjunto original de datos de n-bandas en un número menor de "nuevas componentes"

Esta transformación se deriva de la matriz de covarianza entre las bandas y crea un nuevo conjunto de imágenes donde cada valor de "pixel" es una combinación lineal de los valores originales.

El número de componentes principales es igual al número de bandas espectrales utilizadas y son ordenadas de acuerdo con el decremento de la variancia. La primera componente principal tiene la mayor variancia (mayor contraste) y la última por consecuencia, la menor variancia

Conceptos básicos de estadística descriptiva.

Para la caracterización de los datos generalmente se utiliza la Estadísticas descriptivas y los parámetros más comunes son:

La media aritmética o media muestral: es una medida de localización. Para los datos de la i-ésima variable se define como:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i}{N}$$

La varianza muestral: Es una medida de dispersión. Para los datos de la i-ésima variable se define como:

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}$$

La desviación estándar muestral: Es otra medida de dispersión. Tiene la ventaja de que posee las mismas unidades de medición de los datos. Para los datos de la i-ésima variable se define como:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

Covarianza muestral: es una medida de asociación lineal entre los datos de dos variables. Para los datos de la i-ésima y k-ésima variable se define como:

$$s_{xy} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})$$

Algunas interpretación:

Si $k > 0$ indica una asociación lineal positiva entre los datos de las variables

Si $k < 0$ indica una asociación lineal negativa entre los datos de las variables

Si $k = 0$ indica que no hay una asociación lineal entre los datos de las variables

Correlación muestral: Es otra medida de asociación lineal. Para los datos de la i-ésima y k-ésima variable se define como

$$\rho_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{j=1}^n (y_j - \bar{y})^2}}$$

A diferencia de la covarianza muestral, que no indica cuál es la fortaleza de la relación lineal, la correlación está acotada entre -1 y 1.

Coeficiente de asimetría muestral: es una medida que describe la asimetría de la distribución de los datos con respecto a la media muestral. Se define como:

$$CA = \frac{\mu_3}{(\mu_2)^{3/2}}$$

Coeficiente de curtosis muestral: es una medida que describe el comportamiento en las colas de la distribución de los datos. Se define como

$$CK = \frac{\mu_4}{(\mu_2)^2}$$

Análisis de componentes principales

El objetivo del análisis de componentes principales es explicar la estructura de la matriz de covarianza de un conjunto de variables por medio de unas pocas combinaciones lineales de las variables originales. Su propósito general es proporcionar una reducción de datos y facilitar la interpretación.

El análisis de componentes principales es un procedimiento matemático que transforma un conjunto de variables posiblemente correlacionadas en un conjunto menor de variables no correlacionadas llamadas *componentes principales*.

Dadas n observaciones de p variables, el objetivo del análisis de componentes principales es determinar r nuevas variables no correlacionadas llamadas componentes principales que representen la mayor variabilidad posible de las variables originales.

El uso de esta técnica es principalmente exploratorio y en general como un paso intermedio para análisis posteriores.

Los objetivos principales son:

1) Reducir la dimensionalidad de un conjunto de datos, 2) Interpretar un conjunto de datos.

Características: Las nuevas variables (componentes principales) son creadas de tal manera que:

- 1) No estén correlacionadas.
- 2) La 1a componente principal explique la mayor variabilidad posible de los datos.
- 3) Cada componente subsecuente explique la mayor variabilidad posible restante no explicada por las componentes anteriores.

Sea:

$$X' = (X_1, X_2, \dots, X_p)$$

un vector aleatorio de p variables con matriz de varianzas-covarianzas con eigenvalores

$$\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p \geq 0$$

y sean :

$$Y' = (Y_1, Y_2, \dots, Y_p)$$

nuevas variables formadas como combinaciones lineales de las X:

$$\begin{aligned} Y_1 &= a_{11}X_1 + a_{12}X_2 + \dots + a_{1p}X_p \\ Y_2 &= a_{21}X_1 + a_{22}X_2 + \dots + a_{2p}X_p \\ &\vdots \\ Y_p &= a_{p1}X_1 + a_{p2}X_2 + \dots + a_{pp}X_p \end{aligned}$$

Las componentes principales son aquellas combinaciones lineales Y_1, Y_2, \dots, Y_p no correlacionadas, cuyas varianzas son tan grandes como sea posible.

En general, se puede demostrar que el valor máximo de la varianza de $a'kX$ entre todas las combinaciones lineales que satisfacen $a'kak = 1$ y que no están correlacionadas con Y_1, Y_2, \dots, Y_{k-1} es igual a λ_k . Por lo tanto, a_k es el eigenvector de suma correspondiente al eigenvalor λ_k .

El número de componentes principales que de alguna manera pudieran reemplazar a las variables originales, sin mucha pérdida de información, depende del problema en particular.

En general, se desea que el porcentaje de la variabilidad explicada por los r primeros componentes sea de al menos el 80%.

Apéndice 3: Catalogo de sismos

El catalogo de sismos presentes en la zona de estudio del 15 de febrero del 2000 al 12 de diciembre del 2018 fue proporcionado por el Servicio Sismológico Nacional con el objetivo de encontrar una relación con los enjambres de sismos presentes en la zona con la interpretación magnetométrica realizada en este trabajo.

En la siguiente tabla se muestra el catalogo de sismos proporcionado por el SSN:

Catalogo de sismos - Servicio Sismologico Nacional (SSN) | UNAM - Mexico.

Informacion sujeta a cambios. Archivo generado el 2018-06-27 a las 17:54:11 (tiempo del centro de Mexico).

Sismicidad del 2000-01-01 al 2018-06-27 (UTC), todas las magnitudes, todas las profundidades, lat. 18.76 a 19.26, long. -99.23 a -98.67.

Total: 116 eventos.

Fecha UTC	Hora UTC	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad [Km]	Referencia de localizacion	Fecha local	Hora local	Estatus
16/02/2000	00:23:59	3.3	18.82	-99.2	8	3 km al SUROESTE de EMILIANO ZAPATA, MOR	15/02/2000	18:23:59	revisado
25/02/2000	02:00:00	3.5	18.99	-98.78	27	6 km al SUR de OZUMBA, MEX	24/02/2000	20:00:00	revisado
05/04/2000	21:53:21	3.3	18.82	-99.18	2	2 km al SUR de EMILIANO ZAPATA, MOR	05/04/2000	16:53:21	revisado
10/04/2000	07:53:23	2.6	19.22	-98.99	14	0 km al NOROESTE de S ANTONIO TECOMITL, CDMX	10/04/2000	02:53:23	revisado
11/06/2000	01:29:26	3	19.16	-98.94	14	7 km al SUR de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	10/06/2000	20:29:26	revisado
06/07/2000	08:36:24	3.3	19.18	-98.93	8	5 km al SUR de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	06/07/2000	03:36:24	revisado
06/07/2000	13:15:34	3.4	19.19	-98.96	5	4 km al SUR de S ANDRES MIXQUIC, CDMX	06/07/2000	08:15:34	revisado
06/10/2000	06:19:59	3.5	19.04	-98.83	36	2 km al NOROESTE de TEPETLIXPA, MEX	06/10/2000	01:19:59	revisado
16/04/2001	16:43:15	3.3	19.15	-98.92	14	7 km al SUROESTE de JUCHITEPEC, MEX	16/04/2001	10:43:15	revisado
17/04/2001	05:14:35	3.1	19.19	-98.97	14	4 km al SURESTE de S ANTONIO TECOMITL, CDMX	16/04/2001	23:14:35	revisado
27/10/2002	02:11:59	3.4	18.82	-98.77	6	11 km al SURESTE de YECAPIXTLA, MOR	26/10/2002	21:11:59	revisado
08/01/2003	21:27:22	3	19.18	-98.97	13	5 km al SURESTE de S ANTONIO TECOMITL, CDMX	08/01/2003	15:27:22	revisado
16/01/2003	08:21:15	3.1	19.19	-98.94	15	4 km al SUROESTE de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	16/01/2003	02:21:15	revisado
22/02/2003	20:36:43	3.7	19.1	-98.69	5	8 km al SURESTE de AMECAMECA, MEX	22/02/2003	14:36:43	revisado
12/04/2003	14:28:21	3.1	19.06	-99.2	9	13 km al NOROESTE de TEPOZTLAN, MOR	12/04/2003	09:28:21	revisado
05/07/2003	12:55:07	3.5	18.81	-99.1	4	9 km al SURESTE de LA JOYA, MOR	05/07/2003	07:55:07	revisado
15/10/2003	03:43:39	3.2	19.12	-98.77	36	1 km al SUROESTE de AMECAMECA, MEX	14/10/2003	22:43:39	revisado
11/11/2003	04:53:42	3.1	19.16	-98.98	32	6 km al SURESTE de MILPA ALTA, CDMX	10/11/2003	22:53:42	revisado
11/11/2003	08:43:56	3.3	19.21	-98.95	12	2 km al SURESTE de S ANDRES MIXQUIC, CDMX	11/11/2003	02:43:56	revisado
16/11/2003	03:17:13	4	19.18	-98.97	7	5 km al SURESTE de S ANTONIO TECOMITL, CDMX	15/11/2003	21:17:13	revisado
16/11/2003	05:04:20	3.2	19.18	-98.97	15	5 km al SURESTE de S ANTONIO TECOMITL, CDMX	15/11/2003	23:04:20	revisado
26/11/2003	05:04:26	3.6	19.19	-98.97	4	4 km al SURESTE de S ANTONIO TECOMITL, CDMX	25/11/2003	23:04:26	revisado
08/01/2004	02:28:52	3.3	19.13	-98.97	2	9 km al SURESTE de MILPA ALTA, CDMX	07/01/2004	20:28:52	revisado
14/12/2004	17:47:34	3.3	19.18	-98.98	27	4 km al SUR de S ANTONIO TECOMITL, CDMX	14/12/2004	11:47:34	revisado
20/12/2004	03:01:54	3	19.2	-98.85	21	5 km al OESTE de TLALMANALCO, MEX	19/12/2004	21:01:54	revisado
25/12/2004	18:00:57	3.1	19.23	-98.93	5	1 km al NOROESTE de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	25/12/2004	12:00:57	revisado
07/02/2005	16:46:08	3.3	19.21	-98.93	16	2 km al SUROESTE de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	07/02/2005	10:46:08	revisado
12/05/2005	08:06:25	3.4	19.2	-98.97	37	3 km al SURESTE de S ANTONIO TECOMITL, CDMX	12/05/2005	03:06:25	revisado
23/08/2005	07:19:44	3.4	19.16	-99.14	4	4 km al SUR de S MIGUEL TOPILEJO, CDMX	23/08/2005	02:19:44	revisado
12/03/2006	01:41:32	3.6	19.17	-98.95	2	6 km al SUR de S ANDRES MIXQUIC, CDMX	11/03/2006	19:41:32	revisado
12/03/2006	01:47:21	3.4	19.18	-98.96	5	5 km al SUR de S ANDRES MIXQUIC, CDMX	11/03/2006	19:47:21	revisado
05/05/2006	15:24:06	3.5	19.17	-98.95	1	6 km al SUR de S ANDRES MIXQUIC, CDMX	05/05/2006	10:24:06	revisado
25/01/2007	14:38:22	3.7	19.18	-99.16	30	3 km al SUROESTE de S MIGUEL TOPILEJO, CDMX	25/01/2007	08:38:22	revisado
20/06/2007	06:13:56	3.7	18.85	-98.8	1	6 km al SURESTE de YECAPIXTLA, MOR	20/06/2007	01:13:56	revisado
05/10/2008	01:40:23	3.2	18.86	-98.84	2	3 km al SURESTE de YECAPIXTLA, MOR	04/10/2008	20:40:23	revisado
02/01/2009	13:30:20	3.7	18.87	-98.84	5	2 km al SURESTE de YECAPIXTLA, MOR	02/01/2009	07:30:20	revisado
26/10/2009	23:45:13	3	19.24	-99.18	9	4 km al NORESTE de S MIGUEL AJUSCO, CDMX	26/10/2009	17:45:13	revisado
02/11/2009	02:16:04	3.7	18.92	-98.8	5	7 km al NORESTE de YECAPIXTLA, MOR	01/11/2009	20:16:04	revisado
08/01/2010	11:33:20	3.2	18.92	-99.21	6	3 km al ESTE de CUERNAVACA, MOR	08/01/2010	05:33:20	revisado
05/03/2010	08:36:24	3	19.18	-98.99	5	6 km al SURESTE de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	05/03/2010	02:36:24	revisado
07/03/2010	17:11:24	2.3	19.14	-98.92	24	6 km al NOROESTE de JUCHITEPEC, MEX	07/03/2010	11:11:24	revisado
05/04/2010	20:06:28	3.2	19.23	-98.92	6	1 km al NORESTE de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	05/04/2010	15:06:28	revisado
05/07/2010	17:20:42	3.7	19.23	-98.92	10	1 km al NORESTE de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	05/07/2010	12:20:42	revisado
05/07/2010	17:22:22	3.2	19.2	-98.95	5	3 km al SURESTE de S ANDRES MIXQUIC, CDMX	05/07/2010	12:22:22	revisado
03/12/2010	10:26:55	3.7	19.03	-99.22	4	12 km al NORTE de CUERNAVACA, MOR	03/12/2010	04:26:55	revisado
26/06/2011	12:58:50	3.4	19.05	-99.12	15	7 km al NOROESTE de TEPOZTLAN, MOR	26/06/2011	07:58:50	revisado
10/12/2011	13:18:14	3.7	19.11	-98.85	3	3 km al NORESTE de JUCHITEPEC, MEX	10/12/2011	07:18:14	revisado
31/12/2011	08:54:29	3.2	19.18	-98.8	4	3 km al SUR de TLALMANALCO, MEX	31/12/2011	02:54:29	revisado
05/01/2012	08:02:42	3.2	19.1027	-98.6913	3	8 km al SURESTE de AMECAMECA, MEX	05/01/2012	02:02:42	revisado
14/04/2012	12:12:56	3.6	19.0693	-98.6768	2	11 km al SURESTE de AMECAMECA, MEX	14/04/2012	07:12:56	revisado
09/07/2012	10:26:47	3.7	19.2457	-98.9312	5.3	2 km al NOROESTE de S MATEO HUITZILZINGO, MEX	09/07/2012	05:26:47	revisado
15/07/2012	05:31:23	3.3	19.2505	-98.8617	2.2	4 km al SUROESTE de S MARTIN CUATLALPAN, MEX	15/07/2012	00:31:23	revisado
11/01/2013	04:46:32	3.8	19.1127	-98.7437	2	3 km al SURESTE de AMECAMECA, MEX	10/01/2013	22:46:32	revisado
15/01/2013	03:44:06	3.3	19.075	-98.7163	5	8 km al SURESTE de AMECAMECA, MEX	14/01/2013	21:44:06	revisado
03/02/2013	08:07:02	3.2	19.0217	-98.7085	1	9 km al ESTE de OZUMBA, MEX	03/02/2013	02:07:02	revisado
25/03/2013	07:33:00	3.6	19.0658	-98.796	7.7	3 km al NORTE de OZUMBA, MEX	25/03/2013	01:33:00	revisado
07/08/2013	12:47:06	3.2	19.0412	-98.9968	10	12 km al NORESTE de TEPOZTLAN, MOR	07/08/2013	07:47:06	revisado
07/08/2013	12:50:07	3.2	19.039	-99.0083	11	11 km al NORESTE de TEPOZTLAN, MOR	07/08/2013	07:50:07	revisado
19/07/2014	11:57:21	2.9	19.1497	-98.9523	4.3	8 km al SUR de S ANDRES MIXQUIC, CDMX	19/07/2014	06:57:21	revisado

Apéndice 4: Landsat 7

Características del satélite

- Potencia suministrada por un único conjunto celdas solares de seguimiento solar y dos baterías de 50 amperios (Ahr), níquel cadmio (NiCd)
- Control de la actitud proporcionado a través de cuatro ruedas de reacción (tono, guiñada, rollo e inclinación); Tres giroscopios de 2 canales con actualización de la deriva celestial; Un sensor de tierra estático; Un procesador 1750 , barras de torsión y magnetómetros para la carga de impulso
- Control órbita y descargas de impulso de respaldo proporcionadas a través de un sistema de hidrazine monopropulsante de descarga con un solo tanque que contiene 270 libras de hidrazine, tubería asociada y doce chorros de 1 libra de empuje
- Peso aproximado. 4.800 libras (2.200 kg)
- Longitud: 4,3 m (14 pies)
- Diámetro: 2,8 m (9 pies)

Comunicación

Enlace descendente directo con registradores de estado sólido (SSR)

Velocidad de transmisión de datos: 150 Mbps

Orbita

- Sistema de referencia mundial-2 (WRS-2) sistema de trayectoria / fila
- Órbita de sincronización solar a una altitud de 705 km (438 millas)
- Ciclo de órbita 233; Cubre el globo entero cada 16 días (excepto para las latitudes polares más altas)
- Inclinado 98.2 ° (ligeramente retrógrado)

- Circunda la Tierra cada 98.9 minutos
- Tiempo de cruce ecuatorial: 10:00 a.m. +/- 15 minutos

Sensores

Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)

Ocho bandas espectrales, incluyendo una banda panorámica y térmica:

- Band 1 Visible (0.45 - 0.52 μm) 30 m
- Band 2 Visible (0.52 - 0.60 μm) 30 m
- Band 3 Visible (0.63 - 0.69 μm) 30 m
- Band 4 Near-Infrared (0.77 - 0.90 μm) 30 m
- Band 5 Near-Infrared (1.55 - 1.75 μm) 30 m
- Band 6 Thermal (10.40 - 12.50 μm) 60 m Low Gain / High Gain
- Band 7 Mid-Infrared (2.08 - 2.35 μm) 30 m
- Band 8 Panchromatic (PAN) (0.52 - 0.90 μm) 15 m

Intervalo de muestreo de tierra (tamaño de píxel): 30 m, 60 m térmico

Se añadieron las bandas térmicas de banda 6 de baja y alta ganancia de 60 m

La calibración a bordo se añadió a Landsat 7: un Calibrador Solar de Apertura Completa (FASC) y un Calibrador Solar de Apertura Parcial (PASC), además de las 2 lámparas de calibración

Otras características

Tamaño de la escena: 170 km x 185 km (106 mi x 115 mi)

Vida de Diseño: Mínimo de 5 años