



# UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO

---

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN  
CIENCIAS DE LA TIERRA

“Estudio Paleomagnético y Petromagnético de Rocas  
Ígneas Plio-Cuaternarias asociadas al Rift Tepic Zacoalco”

## TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

PRESENTA:

Norberto Rodríguez Tokutaira

**ASESORA: Dra. Isabel Israde Alcántara**

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra

**COASESOR: Dr. Avtandil Gogichaishvili**

Instituto de Geofísica Unidad Michoacán - UNAM

Morelia, Michoacán

Marzo de 2023





## Dedicatoria

## **Agradecimientos**

Este estudio fue apoyado por el proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT N° IN101920.

|   |           |
|---|-----------|
| <b>Resumen</b>  | <b>8</b>  |
| <b>Abstract</b>   | <b>9</b>  |
| <b>Introducción</b>   | <b>10</b> |
| <b>Hipótesis</b>  | <b>12</b> |
| <b>Justificación</b>  | <b>13</b> |
| <b>Objetivos Principales</b>                                      | <b>13</b> |
| <b>Localización del área de estudio</b>                           | <b>14</b> |
| <b>Marco Tectónico y Geológico</b>                                | <b>15</b> |
| Unidades geológicas adyacentes                                    | 18        |
| Provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental                 | 19        |
| <b>Rasgos Vulcanológicos</b>                                      | <b>21</b> |
| Vulcanismo tipo Bimodal   | 21        |
| Vulcanismo en el periodo Cuaternario                              | 22        |
| <b>Trabajos Previos: Geocronología</b>                            | <b>23</b> |
| <b>Principales Estructuras Volcánicas del Rift Tepic Zacoalco</b> | <b>24</b> |
| Volcán San Juan   | 24        |
| Volcán Tepetiltic   | 27        |
| Volcán Ceboruco   | 28        |
| Volcán Tequila  | 30        |
| <b>Marco Teórico</b>  | <b>33</b> |
| Generalidades de Geomagnetismo                                    | 33        |
| Modelo del Dipolo Axial Geocéntrico (GAD)                         | 35        |
| Susceptibilidad magnética   | 37        |
| Magnetización inducida  | 37        |
| Magnetización   | 38        |
| Magnetización Remanente Natural                                   | 38        |
| Magnetización Remanente Isotérmica                                | 39        |
| Magnetización Termoremanente                                      | 40        |
| Curvas de Histéresis  | 40        |
| Diamagnetismo   | 41        |
| Paramagnetismo  | 42        |

|  |           |
|--|-----------|
| Ferromagnetismo  | 42        |
| Ferrimagnetismo  | 43        |
| Antiferromagnetismo  | 43        |
| Temperatura de Curie   | 44        |
| Minerales Ferromagnéticos                                      | 44        |
| Titanomagnetitas   | 44        |
| Titanohematitas  | 45        |
| Variación secular del campo magnético terrestre                | 46        |
| Estudios de Variación secular en México                        | 49        |
| Variación paleosecular en lavas                                | 51        |
| Variación paleosecular durante los últimos 5 ma                | 52        |
| Magnetoestratigrafía   | 53        |
| Escala de tiempo de polaridad geomagnética                     | 54        |
| <b>Metodología</b>   | <b>56</b> |
| Magnetización Remanente Natural                                | 58        |
| Desmagnetización por Campos Alternos                           | 58        |
| Desmagnetización Térmica                                       | 58        |
| Diagramas ortogonales de desmagnetización                      | 59        |
| Cálculo de polos geomagnéticos virtuales (VGP)                 | 59        |
| Tratamiento estadístico  | 59        |
| <b>Localización del área de estudio y detalles de muestreo</b> | <b>60</b> |
| <b>Resultados</b>  | <b>61</b> |
| Magnetismo de rocas  | 61        |
| Componentes direccionales                                      | 63        |
| <b>Discusiones</b>   | <b>72</b> |
| <b>Conclusiones</b>  | <b>73</b> |
| <b>Referencias</b>   | <b>75</b> |

## **Anexo A: Índice de Imágenes**

|  |           |
|--|-----------|
| Figura 1. Mapa morfoestructural del Rift Tepic Zacoalco.   | <b>14</b> |
| Figura 2. Mapa geológico de la Faja Volcánica Transmexicana.   | <b>16</b> |
| Figura 3. Imagen satelital del Bloque Jalisco.   | <b>20</b> |
| Figura 4. Descripción de la dirección del Campo Magnético Terrestre.   | <b>34</b> |
| Figura 5. Analogía de un dínamo auto excitado.   | <b>36</b> |
| Figura 6. Descripción de la Susceptibilidad Magnética.   | <b>38</b> |
| Figura 7. Ciclo de Histéresis Magnética.   | <b>40</b> |
| Figura 8. Magnetización en los tipos de materiales.  | <b>42</b> |
| Figura 9. Relación entre la saturación de magnetización y la temperatura de Curie en una serie de Titanohematita.              | <b>45</b> |
| Figura 10. Variación secular obtenida en México desde 1920 hasta 1988.   | <b>49</b> |
| Figura 11a. Variación secular de la intensidad total del campo geomagnético.   | <b>50</b> |
| Figura 11b. Análisis de regresión lineal de los datos de variación secular de la intensidad total del campo geomagnético.      | <b>50</b> |
| Figura 12. Curva de variación secular para Teotihuacán del 400 a.C. al 1600 d.C.   | <b>51</b> |
| Figura 13. Escala de tiempo de polaridad geomagnética durante los últimos 50 años.   | <b>55</b> |
| Figura 14. Mapa geológico del Rift Tepic Zacoalco.   | <b>61</b> |
| Figura 15. Curvas de susceptibilidad magnética vs temperatura.   | <b>62</b> |
| Figura 16. Diagramas de desmagnetización ortogonal.  | <b>63</b> |
| Figura 17. Proyecciones de área igual de las paleodirecciones medias del sitio.  | <b>65</b> |
| Figura 18a. Direcciones medias de todos los sitios obtenidas en este estudio y previamente en Cervantes-Solano et al., (2020). | <b>66</b> |



|  |           |
|--|-----------|
| Figura 18b. Direcciones medias después de la transformación de direcciones antípodales invertidas y descartando las polaridades intermedias.               | <b>66</b> |
| Figura 19. Proyección de los polos geomagnéticos virtuales obtenidos en este estudio junto con los polos paleomagnéticos de referencia y estudios previos. | <b>68</b> |
| Figura 20. Comparativa de la latitud, declinación e inclinación del VGP promedio con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética para los últimos 5 Ma.  | <b>71</b> |
| Figura 21. Comparativa de Paleodirecciones medias de este estudio con las obtenidas por Besse y Courtillot., (2002) y estudiadas por Torsvik., (2008).     | <b>72</b> |

## **Anexo B: Índice de tablas**

|   |           |
|---|-----------|
| Tabla 1. Variaciones más importantes del CMT a través del tiempo.   | <b>47</b> |
| Tabla 2. Ubicación y edades de sitios de muestreo.  | <b>60</b> |
| Tabla 3. Paleodirecciones medias de sitio.  | <b>65</b> |
| Tabla 4. Paleodirecciones medias del sitio de este estudio junto con las paleodirecciones medias previamente reportadas en Cervantes-Solano et al., (2020). | <b>67</b> |
| Tabla 5. Comparativa de la posición del Polo Geomagnético Virtual promedio de este estudio con las posiciones esperadas.                                    | <b>70</b> |

## Resumen

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas realizado en nueve unidades ígneas provenientes de formaciones volcánicas asociadas al Rift Tepic-Zacoalco, con edades radiométricas disponibles entre 1 y 4 Ma. Los experimentos de magnetismo de rocas muestran que, en la mayoría de los casos, el mineral portador de la remanencia magnética es titanomagnetita con contenido variable de titanio. Después de realizar tratamientos magnéticos fue posible determinar las direcciones paleomagnéticas para seis de los sitios analizados. Posteriormente se incluyeron datos previamente publicados para los últimos 5 Ma, en total se consideraron 23 determinaciones independientes provenientes de igual número de sitios, todos con edades isotópicas disponibles. De estos sitios, siete presentan polaridad normal, nueve polaridades invertidas bien definidas y siete sitios más tienen polaridades consideradas como intermedias (considerando el ángulo de corte paleolatitud de  $45^\circ$ ). La dirección promedio global es  $Dec = 350.3^\circ$ ,  $Inc = 30.9^\circ$ ,  $N = 16$ ,  $\alpha_{95} = 9.1^\circ$ , con un polo paleomagnético correspondiente de  $P_{Lat} = 79.9^\circ N$ ,  $P_{Long} = 144.3^\circ E$ ,  $A_{95} = 9.5^\circ$ . Al comparar esta posición del polo con la esperada a partir de los modelos sintéticos de deriva polar correspondientes según la edad y región, así como con los polos obtenidos en trabajos previos, se observa que, dentro de las incertidumbres, esta se ajusta bien por lo que no parece haber evidencia de movimientos tectónicos significativos desde el emplazamiento. De acuerdo con las edades radiométricas disponibles, también fue posible establecer una correlación con la escala de polaridades geomagnéticas de referencia para los últimos 5 Ma.

**Palabras clave:** Paleomagnetismo, Faja Volcánica Transmexicana, Paleointensidad, Escala de polaridades geomagnéticas, Polo geomagnético.

## Abstract

This study presents the results of a paleomagnetic and rock magnetism survey carried out on nine igneous units from volcanic formations associated to the Tepic-Zacoalco Rift, with available radiometric ages between 1 and 4 Ma. The rock magnetism experiments indicate that, in most cases, the main magnetic carrier is titanomagnetite with variable titanium content. After carrying out magnetic treatments it was possible to determine the paleomagnetic directions for six of the analyzed sites. Subsequently, previously published data for the last 5 Ma were included and a total of 23 independent determinations from the same number of sites were considered, all of them with available isotopic ages. Seven lavas yielded normal polarity, nine have well-defined inverted polarities and seven more sites presented polarities considered as intermediate (considering the  $45^\circ$  paleolatitude cut-off angle). The global average direction is  $\text{Dec} = 350.3^\circ$ ,  $\text{Inc} = 30.9^\circ$ ,  $N = 16$ ,  $\alpha_{95} = 9.1^\circ$ , with a corresponding paleomagnetic pole of  $\text{PLat} = 79.9^\circ \text{ N}$ ,  $\text{PLong} = 144.3^\circ \text{ E}$ ,  $A_{95} = 9.5^\circ$ . These directions are in good agreement with expected ones calculated from the reference pole position which indicate no evidence of significant tectonic movements. According to the available radiometric ages, it was also possible to establish a tentative correlation with the reference geomagnetic polarity scale for the last 5 Ma.

## Introducción

La mayor parte de los resultados de los estudios paleomagnéticos se basan en la hipótesis de la existencia del dipolo axial geocéntrico (GAD por sus siglas en inglés), el cual proporciona un marco de referencia para estudiar el comportamiento del campo magnético de la Tierra (CMT) en grandes intervalos de tiempo. Los datos paleomagnéticos disponibles parecen apoyar esta hipótesis y muestran que, en escala geológica, el CMT tiene esta configuración, sin embargo, existe evidencia también sobre la presencia y persistencia de múltiples variaciones que indican sin lugar a duda, que el CMT no es estático, ya que su dirección e intensidad varían con el tiempo. De hecho, una de las principales características del campo magnético de la Tierra es que cambia su polaridad. Los estudios paleomagnéticos permitieron establecer que la duración de los intervalos de polaridad geomagnética es bastante variable, oscila entre algunas decenas de miles y varios millones de años. Los períodos de polaridad estable se ven interrumpidos por variaciones extremas geomagnéticas de corta duración de unos pocos miles de años de duración (Laj y Channell, 2007), las cuales pueden ser intervalos de polaridad de corta duración o inversiones abortadas llamadas excursiones geomagnéticas.

En particular las rocas volcánicas permiten un registro fiel instantáneo del campo magnético de la Tierra mediante la adquisición de magnetización termorremanente (p.e. Prévot et al., 1985) aunque al estar vinculado a las erupciones volcánicas, este registro es esporádico además de discontinuo. Por este motivo, los estudios paleomagnéticos en rocas de origen volcánico resultan de gran interés para conocer las características y variaciones del antiguo campo geomagnético.

Para ser útil, este tipo de estudios debe complementarse con datos precisos sobre la edad de las rocas, ya que la utilidad de los estudios es conocer las variaciones del campo magnético terrestre (tanto en dirección como en intensidad) en tiempos geológicos. Estas variaciones pueden indicar que la acción del Geodínamo en el núcleo externo de la Tierra está siendo modulada por un estado convectivo del manto inferior. Esto a su vez puede aportar información sobre el ritmo de expansión del piso oceánico, vulcanismo, el ciclo tectónico terrestre y la deriva polar.

Existen algunos trabajos previos, por ejemplo, Ruiz-Martínez et al., (2010) realizaron un estudio paleomagnético en los sectores central y oeste de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), 21 de esos sitios corresponden al Plioceno, sus resultados indican la presencia de polaridades magnéticas normales e invertidas y la declinación media observada en ese estudio se ajusta con la esperada por lo que no hay evidencia de rotaciones verticales de bloque que sean paleo magnéticamente detectables. Calvo et al., (2013) analizaron 10 sitios con edades entre 2.9 y 4.32 Ma reportando la presencia de polaridades normales, inversas e intermedias y concluyen que, aunque no es posible descartar alguna rotación tectónica, no existe evidencia suficiente para afirmarlo. Recientemente también se publicaron los resultados de un estudio realizado en 21 sitios en la misma región y con edades entre 3 y 5 Ma (Cervantes et al., 2020) en el cual concluyen que, a partir de la posición del Polo Geomagnético, no han existido movimientos tectónicos significativos posteriores al emplazamiento.

El presente trabajo consistió en un estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas realizado en nueve sitios de origen volcánico independientes pertenecientes al Rift Tepic-Zacoalco, con edades radiométricas disponibles entre 1-4 Ma (Frey et al., 2007; 2013)

localizados dentro de la parte occidental de la Faja Volcánica Transmexicana con el objetivo de aportar nuevos datos sobre el comportamiento y la variación del campo magnético terrestre en esa época. Para realizar un análisis más detallado de la evolución del campo geomagnético en los últimos 5 Ma, se incluyen los datos publicados por Cervantes-Solano et al., (2020) los cuales corresponden a la misma región y temporalidad.

## **Hipótesis**

El conocimiento del vector del CMT en el pasado es decisivo para entender los procesos en el núcleo terrestre que generan el campo geomagnético, así como las causas que provocan las inversiones de polaridad.

Hasta ahora, el registro del CMT en el pasado geológico más confiable es el que proviene de las rocas volcánicas, ya que debido a la presencia de minerales magnéticos en ellas, éstas poseen la capacidad de registrar las características del campo magnético al momento de su formación (enfriamiento), llamada termomagnetización remanente, la cual al ser estudiada en el laboratorio nos permite conocer dichas características.

Por lo cual, el presente estudio permitirá obtener nuevos datos paleomagnéticos obtenidos de rocas volcánicas Plio-Cuaternarias provenientes de las unidades ígneas asociadas al rift Tepic-Zacoalco para examinar el comportamiento del CMT durante los últimos 5 Ma.

## **Justificación**

El presente trabajo permitirá:

- Obtener nuevos datos paleomagnéticos de alta calidad para el periodo de los últimos 5 Ma.
- Obtener, a partir de los nuevos datos paleomagnéticos, los parámetros asociados a la dispersión de la variación secular del CMT.
- Obtener los polos geomagnéticos virtuales y compararlos con las observadas en los datos disponibles de la FVTM y los modelos geomagnéticos globales.
- Examinar las repercusiones geológicas y tectónicas de los datos paleomagnéticos obtenidos para las unidades estudiadas.

## **Objetivos Principales**

- Determinar la mineralogía magnética presente en las rocas volcánicas analizadas mediante experimentos de magnetismo en rocas con la finalidad de conocer la naturaleza de los minerales responsables de la magnetización presente en ellas.
- Determinar las componentes direccionales del Campo Magnético Terrestre registradas en las unidades ígneas de las formaciones volcánicas asociadas al Rift Tepic-Zacoalco y posiblemente a las unidades geológicas adyacentes, como el Bloque Jalisco y Bloque Michoacán.
- Examinar las fluctuaciones del Campo Magnético Terrestre registradas en las rocas volcánicas asociadas al Rift Tepic-Zacoalco comparándolas con la escala de polaridades magnéticas y modelos de dispersión de variación secular para establecer posibles implicaciones Geomagnéticas y tectónicas durante los últimos 5 Ma.

## Localización del área de estudio

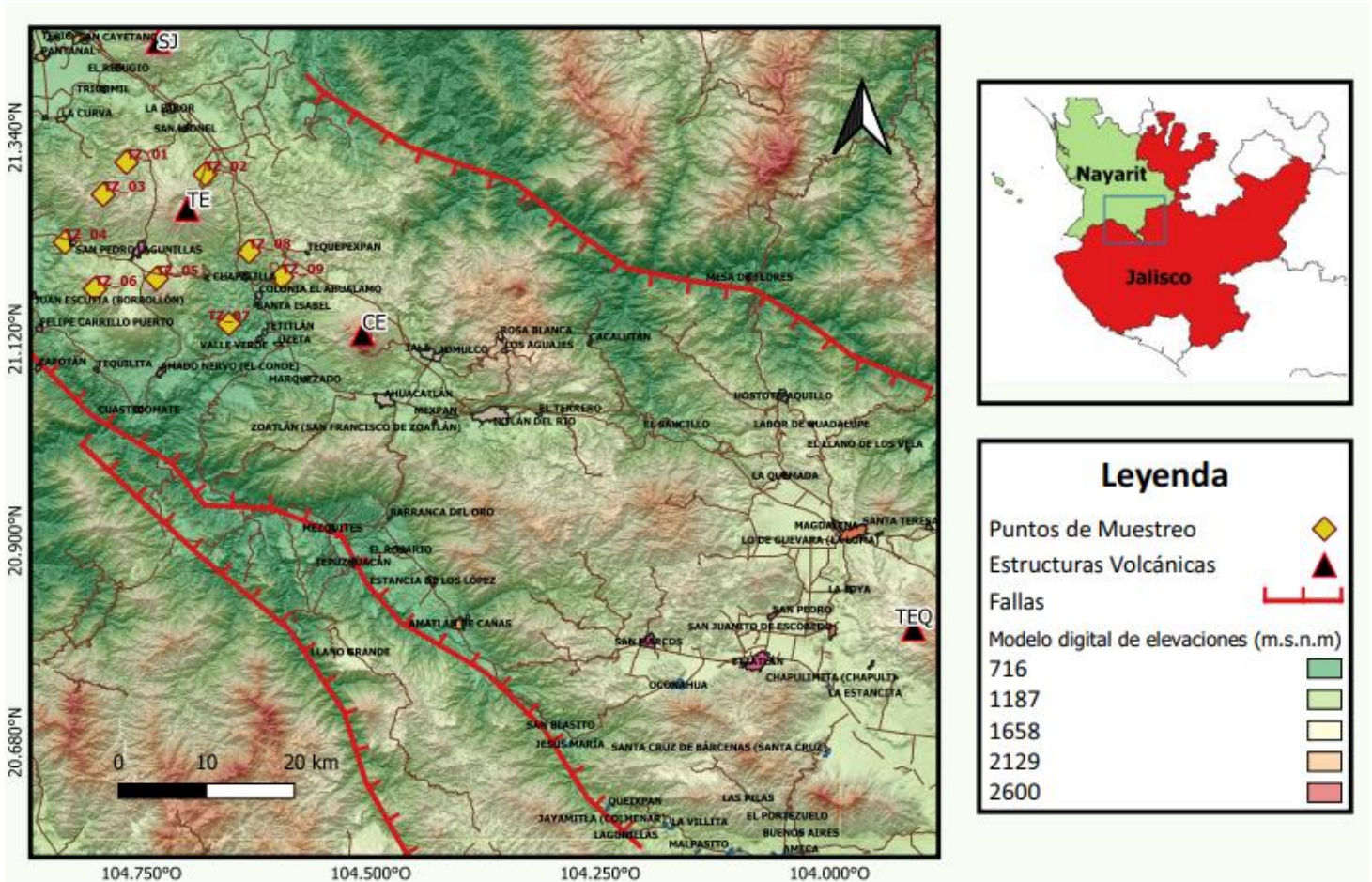


Figura 1. Contexto geológico y sitios de muestreo: Mapa morfoestructural del Rift Tepic Zacoalco y de sus principales estructuras volcánicas; donde (SJ): Volcán San Juan; (TE): Volcán Tepetitlic; (CE): Volcán Ceboruco; (TEQ): Volcán Tequila. Los rombos amarillos representan los sitios muestreados en este estudio. El recuadro de la parte superior derecha indica la localización del Rift Tepic Zacoalco entre los estados de Nayarit y Jalisco.

Realizado mediante QGIS.

## Marco Tectónico y Geológico

El área de estudio forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana, un arco magmático continental ubicado en el margen sur de la Placa de América del Norte (Figura 2). Se extiende aproximadamente 1000 km a través de México desde el Pacífico hasta el Golfo de México con una tendencia W-E y tiene una amplitud irregular entre los 65-200 km.



La FVTM está compuesta por estratovolcanes, campos volcánicos monogenéticos y complejos de calderas silíceas, y la actividad volcánica está relacionada con la subducción de las placas de Rivera y Cocos debajo del sur de México a lo largo de la Trinchera de Mesoamérica (Calvo-Rathert et al., 2013). Se caracteriza por presentar un ángulo abierto con respecto a la trinchera de Mesoamérica de aproximadamente  $16^\circ$  (Gómez-Tuena et al., 2005). De acuerdo con Ferrari et al. (2012), la FVTM presenta rasgos tectónicos característicos que varían de acuerdo con el periodo de emplazamiento, la profundidad y ángulo de subducción de la placa de Cocos y Rivera debajo de la placa norteamericana. Estas distintas características han sido el reflejo de una evolución de complejas migraciones del arco volcánico de W-E y viceversa, y una distribución al este en la porción sur del arco, especialmente debido a la dinámica de la subducción en la margen convergente (Ferrari et al., 2012), lo que le brinda su característica distribución tectónica con orientación NNW-ESE; y siendo así todas estas condiciones un factor en la variación de su composición.

La FVTM está seccionada en tres gigantes sectores estructurales: occidental, central y oriental. Estos enormes bloques se caracterizan por tener actividad volcánica, estilos tectónicos y composición geoquímica diferente entre sí. La presencia de un vulcanismo tipo intraplaca, el cual está asociado a la subducción, es su rasgo más importante (Ferrari, 2000).

De acuerdo con Ferrari et al. (2000), a lo largo del sector occidental, el arco volcánico se sobrepone a la parte norte del bloque Jalisco (BJ) y al límite austral de la Sierra Madre Occidental (SMO). El vulcanismo situado en el límite sur de la SMO es bimodal y se encuentra constituido por estratovolcanes, complejos de domos dacíticos - riolíticos y centros monogenéticos basálticos. En cambio, el vulcanismo ubicado en el interior del BJ es únicamente monogenético y de composición basáltico-andesítica (Figura 3).

Por otra parte, geológicamente, el sector central se caracteriza por tener más de 1,000 volcanes monogenéticos (Hasenaka y Carmichael et al., 1985). En el interior de este sector se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), el cual está constituido por volcanes monogenéticos: conos de escoria, maares, domos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico andesítica (Ferrari, 2000). Otro valioso aporte referente a esta sección es la ocurrencia de sismos de gran magnitud que produjeron devastaciones catastróficas a lo largo de la historia (Garduño-Monroy et al., 2001).

Contrario a los otros sectores, el sector oriental tiene un porcentaje menor de volcanes monogenéticos. Se encuentra constituido volcánicamente por calderas, estratovolcanes de inmensas proporciones y domos de composición andesítica a riolítica (Ferrari, 2000). Otro rasgo sobresaliente del sector oriental es el emplazamiento del arco volcánico sobre un cratón de edad precámbrica (Ortega-Gutiérrez et al., 1996).

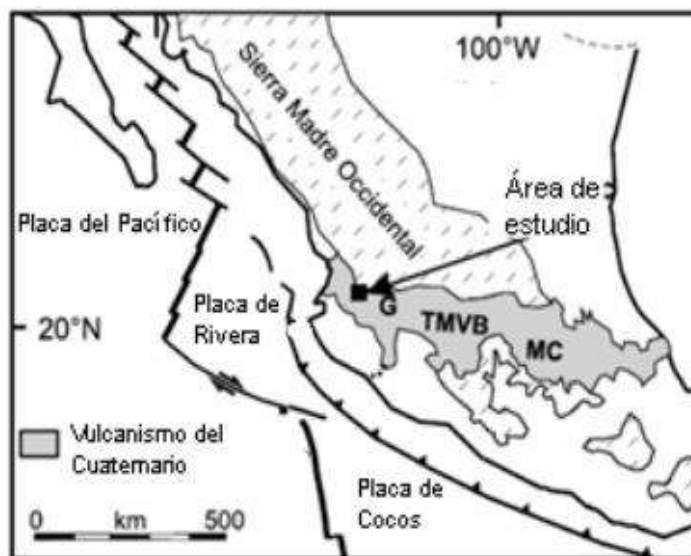


Figura 2. Mapa geológico de la Faja Volcánica Transmexicana (TMVB). G: Guadalajara; MC: Mesa Central. (Modificado de Calvo-Rathert, 2013).

Por otra parte, se infiere que existe un emplazamiento de diversos tipos de rocas volcánicas alcalinas a través de toda la FVTM. Una pequeña parte de estas rocas tienen afinidad de vulcanismo intraplaca y se interpretan como basaltos de isla oceánica provenientes de un manto no contaminado originado por un proceso de subducción. Estas lavas OIB se han emplazado habitualmente en el sector occidental de la FVTM (Ferrari, 2000).

De acuerdo con Frey et al. (2007), el Rift Tepic-Zacoalco es un arco volcánico ubicado en el sector occidental de la FVTM con orientación NW con un corredor de aproximadamente 50 km de ancho que se extiende desde la costa del océano Pacífico hasta la ciudad de Guadalajara en Jalisco, México. El tipo de roca predominante del basamento son las ignimbritas y lavas. Junto con el Rift de Colima y el Rift de Chapala conforman el sistema triple Rift en el oeste de México y a su vez, define el límite norte del Bloque Jalisco. (Figura 3). Urrutia-Fucugauchi y González-Morán (2006), por medio de un análisis de imágenes aeromagnéticas sobre el sector noroeste del rift de Tepic-Zacoalco, documentan un patrón de alineamiento NE- SW perpendicular al límite inferido entre el bloque de Jalisco y la Sierra Madre Occidental.

Por otra parte, se testifica una tectónica extensional para los sistemas de fallas del rift Tepic-Zacoalco durante el Plioceno-Cuaternario gracias a una serie de estudios estructurales a detalle (Nieto-Obregón et al., 1992; Quintero-Legorreta et al., 1992; Ferrari et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997). Además, un estudio geológico y estructural detallado realizado por Ferrari y Rosas Elguera (2000) argumentó que una serie de *grabens* o *semigrabens* formaron gran parte de la estructura volcánica del rift Tepic-Zacoalco.

### *Unidades geológicas adyacentes*

El área de estudio propuesta en este proyecto se localiza en el occidente de México y está limitado al occidente por la Trinchera Mesoamericana, al norte por la SMO, y al oriente por el CVMG y el río Balsas. La región forma parte del Terreno Guerrero, el cual se ha propuesto que está formado: a) por una serie de arcos insulares acrecionados a México durante Cretácico tardío-Terciario temprano; b) por rocas autóctonas o para- autóctonas y que se desarrollaron en la proximidad del margen continental formando parte de la placa de Norteamérica durante el Cretácico y c) un extenso vulcanismo riolítico Pliocénico, se estima que hay 2000 km<sup>2</sup> distribuido en la parte superior del Rift Tepic-Zacoalco (Frey et al., 2007).

El Terreno Guerrero se divide en el Bloque Jalisco (BJ) y el Bloque Michoacán (BM) (Figura 3). Durante más de una década, el BJ atrajo la atención de la comunidad científica debido a que probablemente representaba los primeros estadios en la evolución de un fragmento continental que se desprendía moviéndose hacia el NW (tal como lo había hecho Baja California) y progresivamente se integraba a una placa oceánica (Allan et al., 1991).

El BJ es un bloque cortical delimitado por el Rift Tepic-Zacoalco al norte y el Rift Colima en el sector Oriental, dos segmentos del sistema del Triple Rift (Figura 3). Se compone principalmente de rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico al Eoceno, con secuencias sedimentarias subordinadas (Lange y Carmichael et al., 1991). También se encuentran sucesiones estratigráficas que consisten en ignimbritas riolíticas (con andesitas subordinadas) del Cretácico tardío-Paleoceno. El BJ se destaca por una serie de campos volcánicos lamprofílicos asignados al Cuaternario (Carmichael et al., 1996; Richter y Carmichael et al., 1992). En casi todos los casos, las lavas lamprofílicas hicieron erupción sobre las unidades del Cretácico; esto indica que las rocas del Cretácico estaban en la superficie hacia casi 5 Ma.

En el BM aflora el Complejo Arteaga que es de posible edad Triásica, está compuesto por gneiss y esquistos intrusionados por metaintrusivos (granito Tumbiscatío), cuyas edades varían entre 127 Ma y 158 Ma (Grajales y López-Infanzon, 1984). Dicho complejo es cubierto por una sucesión metavolcano-sedimentaria Cretácica que pudiera representar un prisma acrecionado. Las unidades anteriores están cubiertas por la Formación Tecalitlán (flujos de lava, aglomerados y brechas andesíticas del Barremiano-Aptiano), considerada como el macizo del arco, y por la Formación Tepalcatepec (rocas volcánicas en la base con areniscas, limolita, lutitas y calizas arrecifales hacia la cima), considerada como la secuencia transicional entre el arco y la cuenca, siendo la unidad más característica de la cuenca la Formación Madrid (fundamentalmente lutitas y calizas del Aptiano-Albiano). Posteriormente, entre los 84 Ma y 34 Ma se emplazaron rocas intrusivas graníticas, granodioríticas y dioríticas (Ferrari y Rosas-Elguera et al., 2000).

La cubierta ignimbrítica, cuyas edades varían entre 91.5 Ma (Cretácico tardío) y 61 Ma (Terciario temprano), están distribuidas en el BJ y el BM, por lo que es posible comparar sus firmas paleomagnéticas, tanto con un marco de referencia común como entre ellas. Por otra parte, los diques están asociados a un campo de esfuerzos, por lo que su estudio se complementaría con base en los resultados de las ignimbritas (Frey et al., 2007).

### ***Provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental***

La Sierra Madre Occidental es una formación volcánica silícica que se encuentra entre las más grandes del mundo. Su amplia cobertura abarca un área de ~ 296,000 km<sup>2</sup> desde el sur de los Estados Unidos hasta el Rift Tepic-Zacoalco (Fig. 2 y 3), y cuenta con un grosor de casi 1 km. Su litología volcánica está constituida desde basaltos hasta riolitas, sin embargo,

las ignimbritas riolíticas son las que representan el mayor porcentaje de su composición (Ferrari y López-Martínez et al., 2002).

De acuerdo con un estudio geocronológico realizado por Ferrari y López-Martínez et al. (2002), las edades de la Sierra Madre Occidental varían de 45 a 18 Ma, con un vulcanismo más joven (34-18 Ma) dominando la parte sur de la provincia. Como complemento de dicho estudio, realizaron múltiples fechamientos de ignimbritas en la parte norte del Rift Tepic-Zacoalco, sin embargo, solo se informaron cuatro fechas (21-18 Ma) para las unidades de la Sierra Madre Occidental en el interior del Rift. Con base en esta información, Ferrari y Rosas Elguera et al. (2000) determinaron que el extremo sur de la Sierra Madre Occidental se encuentra en la parte media del Rift Tepic-Zacoalco.

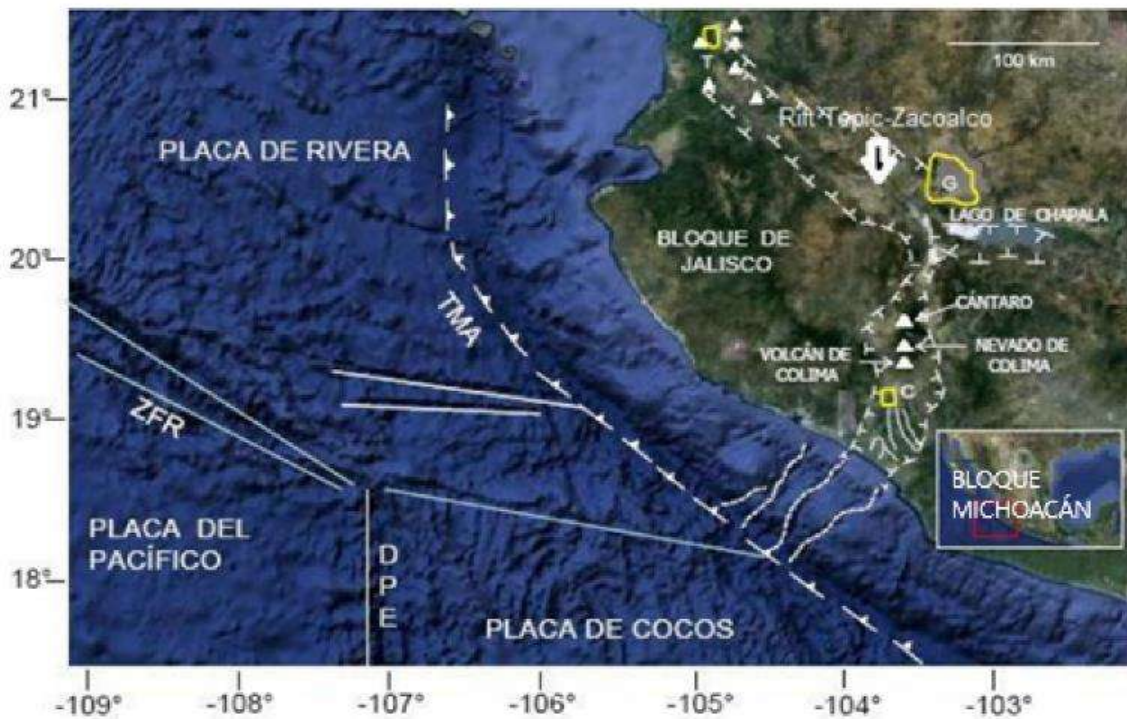


Figura 3. Imagen satelital del Bloque Jalisco en donde se observa la triple unión de los rifts de Tepic-Zacoalco, de Chapala y de Colima. G: Guadalajara; T: Tepic; C: Colima; TMA: Trinchera Mesoamericana; DPE: Dorsal del Este del Pacífico; ZFR: zona de fractura de Rivera (Modificado de López-Loera, 2011).

## **Rasgos Vulcanológicos**

Estudios radiométricos previos ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) realizados en muestras volcánicas pertenecientes al Rift Tepic-Zacoalco revelaron que existen flujos de ignimbritas y flujos de lava de composición riolítica altos en titanio y carentes de estudios paleomagnéticos, que fueron depositados entre los 3 y 5 Ma, comúnmente asociados con lavas de composición basáltica con alto contenido en titanio pertenecientes al Plioceno. Las voluminosas erupciones de ignimbritas registradas en la zona durante los 3-5 Ma pueden ser evidencia del inicio del proceso extensional del Bloque Jalisco con respecto de la placa de Norte América.

Mediante un estudio tectónico del rift Tepic-Zacoalco (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) se llegó a la conclusión de que la extensión del rift ocurrió predominantemente en dos periodos, el primero en el Mioceno tardío (12-9 Ma) mientras que el segundo durante el Plioceno temprano (5.5-3.5 Ma) y con una menor extensión en el Cuaternario, periodo en el cual se construyen los principales estratovolcanes de la FVTM occidental. Dichos estratovolcanes tienen volúmenes menores a los  $100 \text{ km}^3$  (Tequila, Ceboruco, Tepetitlic, Sangangüey, Las Navajas y San Juan), los cuales se alinean a lo largo de fallas regionales que definen la frontera norte del bloque Jalisco.

### ***Vulcanismo tipo Bimodal***

El rift Tepic Zacoalco está compuesto por estructuras volcánicas del periodo Oligoceno-Mioceno, principalmente localizadas en la Sierra Madre Occidental. Mientras, las formaciones de Cretácico-Paleoceno se ubican a lo largo de Bloque Jalisco. Varios autores como Gastil et al. (1979; 1985); Nieto-Obregón et al. (1985); Richter et al. (1995); Rosas Elguera et al. (1997) y Lewis-Kenedi et al. (2005) reportan 12 edades de ignimbritas y lavas

silícicas pertenecientes al periodo del Plioceno (2.8-5.5 Ma). Adicionalmente, también se reportan otras edades para lavas máficas con altas concentraciones de  $\text{TiO}_2$  entre los 3.2-4 Ma pertenecientes al mismo periodo del Plioceno (Nieto- Obregón et al., 1985; Gilbert et al., 1985; Moore et al., 1994; Righter et al., 1995; Rosas-Elguera et al., 1997; Lewis-Kenedi et al., 2005).

### ***Vulcanismo en el periodo Cuaternario***

El vulcanismo presente en el rift Tepic Zacoalco se logró extender hasta el periodo Cuaternario en la región que rodea al Volcán Tequila. Se calculan depósitos aproximadamente de  $35 \text{ km}^3$  de flujos de lava de composición riolítica y  $3 \text{ km}^3$  de flujos de lava de composición andesítica-dacítica con edades de entre 1-0.2 Ma (Harris, 1986; Wopat, 1990; Lewis-Kenedi et al., 2005). Recientemente ocurrió vulcanismo en la región de la Sierra la primavera, la cual está ubicada al sureste del volcán Tequila a 60 km aproximadamente. Este vulcanismo generó el emplazamiento de alrededor de  $45 \text{ km}^3$  de flujos de lava de composición riolítica con edades de entre 145-30 ka.

Otro suceso relevante ocurrido en el periodo Cuaternario es el registro de vulcanismo alcalino en la porción noroeste del rift Tepic Zacoalco. Entre los productos de este vulcanismo se encuentran flujos de basaltos-olivinos, hawaita y mugearita (Nelson y Carmichael, 1984). Otro producto del vulcanismo alcalino antes mencionado es la riolita pralkalina (0.2 Ma) situada en una región cercana al volcán Las Navajas (Nelson y Hegre, 1990).

Según estudios de Frey (2004); Lewis-Kenedi (2005) y Luhr (2000), el rift Tepic Zacoalco forma parte de la FVTM, en la cual se localizan cinco estratovolcanes andesíticos, todos ellos siendo creados en un periodo menor a los 0.6 Ma.



## **Trabajos Previos: Geocronología**

Se dispone de una cantidad relativamente grande de datos radiométricos para esta zona. Frey et al. (2007), realizó determinaciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en 32 muestras volcánicas del rift de Tepic-Zacoalco, además en seis muestras de diques del interior del bloque Jalisco, así como en tres diques del margen NW del rift Tepic-Zacoalco, obteniendo edades que oscilan entre 289 ka y 48.8 Ma para las muestras volcánicas. Para los diques se obtuvieron edades de entre 11 y 73.1 Ma, observándose edades Cretácicas únicamente en los seis diques del bloque Jalisco. Los resultados finales proporcionados por Frey et al. (2007) oscilan entre 1.50 y 91.5 Ma. Los datos adicionales de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de esta región los obtuvo Frey et al. (2013) en el volcán Tepetitlic, el cual arrojó edades de entre 185 y 575 ka.

De igual manera, se han realizado algunos estudios paleomagnéticos sobre muestras pertenecientes al sector occidental de la FVTM. Ruiz-Martínez et al. (2010) realizó un análisis paleomagnético sobre 11 sitios del occidente y 40 sitios de los sectores centrales de la FVTM de edad Cuaternario, Plioceno y Mioceno, obteniendo nueve direcciones de sitio medias en el primero y 38 en este último.

Los resultados paleomagnéticos indicaron que no hay rotaciones de bloques del eje vertical detectables paleomagnéticamente en las áreas de estudio.

Rosas-Elguera et al. (2011) realizaron un estudio paleomagnético de 16 diques andesíticos del Eoceno del área de Tecalitlán, este se ubica en el bloque Michoacán, realizando un  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en uno de los diques, que arrojó una edad de  $35,0 \pm 1,8$  Ma. La declinación media observada en este estudio no discrepa significativamente del esperado y, por lo tanto, no indica rotaciones de bloques del eje vertical.

Petronille et al. (2005) estudiaron 17 flujos de lava independientes en el Campo volcánico Ceboruco-San Pedro, con edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  que van desde 2 hasta 819 ka. Se encontraron dos flujos de polaridad invertida, que atribuyeron a la excursión Big Lost y un flujo de polaridad intermedia, que interpretaron como registro del precursor Matuyama-Brunhes.

Rodríguez-Ceja et al. (2006) investigaron 24 unidades independientes en el área de Tequila, con edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  que oscilan entre 150 y 1130 ka. Los resultados paleomagnéticos mostraron la presencia de un flujo de polaridad intermedia registrando la excursión Delta y dos flujos de polaridad invertida, que se interpretaron como registros de la excursión Levantine de aproximadamente 360 ka.

Calvo-Rathert et al. (2013) analizaron 10 sitios con edades radiométricas entre 2.9 y 4.32 Ma reportando la presencia de polaridades normales, inversas e intermedias. La estrategia de muestreo estuvo condicionada por los datos de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de Frey et al. (2007) y Frey et al. (2013), ya que solo los sitios con radioisótopos fechados en esos estudios fueron muestreados. Se tomaron muestras de tres regiones del Pleistoceno y ocho del Plioceno. Los sitios muestreados consistieron en flujos de lava riolítica, basáltica o andesítica.

## **Principales Estructuras Volcánicas del Rift Tepic-Zacoalco**

### ***Volcán San Juan***

Es un volcán formado durante el Cuaternario Tardío, con una composición andesítica-riodacítica que se encuentra cerca del extremo noroeste del Rift Tepic-Zacoalco, aproximadamente a 22 km de la costa del Pacífico e inmediatamente al suroeste de Tepic (Figura 1 y 14). Existe un magmatismo calco-alcalino en la porción occidental de la FVTM,

donde se encuentra el Volcán San Juan, el cual se infiere está relacionado con la subducción NE de la pequeña placa de Rivera debajo de la placa Norteamericana (Luhr et al., 2000).

Tres series diferentes de magma han entrado en erupción durante el Cuaternario dentro del Rift Tepic-Zacoalco: calco-alcalino, alcalino de tipo intraplaca y peralcalino evolutivo. Andesitas calco-alcalinas, dacitas y riódacitas dominan la litología. Estos productos fueron emitidos de seis pequeños volcanes compuestos y domos complejos listados de noroeste a sureste: San Juan (Luhr, 2000), Sanganguey (Nelson y Livieres, 1986), Tepetiltic (Verma y Nelson, 1989), San Pedro (Ferrari, 1997), Ceboruco (Nelson, 1980) y Tequila (Wallace y Carmichael, 1994). Es de relevancia que tanto el Volcán Tepetiltic como el Volcán Ceboruco sean cubiertos por calderas producidas durante las erupciones plinianas de pómez riódacítica, similares a la pómez de Tepic (Ferrari et al., 1997). Otros magmas calco-alcalinos entraron en erupción durante el periodo Plio-Cuaternario generando pequeños conos ubicados al oeste del volcán San Juan. Los magmas del Volcán San Juan, que son en su mayoría portadores de hornblenda y que comúnmente producen erupciones de alta explosividad, comparten una característica sobresaliente: su riqueza en agua (Luhr et al., 2000).

La historia del Volcán San Juan se puede dividir en tres etapas: Etapa 1, construcción de conos; Etapa 2, formación de caldera debido a la erupción Pliniana de la Piedra Pómez de Tepic y Etapa 3, lavas posteriores a la caldera. Mediante un fechamiento de radiocarbono se pudo conocer que la Piedra Pómez de Tepic hizo erupción ~14.770 a. aproximadamente. Las lavas de la Etapa 3 no han sido fechadas. Probablemente entraron en erupción durante la prehistoria, poco tiempo después del evento de la pómez de Tepic, pero es viable que dichas lavas fueran emplazadas durante la erupción de 1,742 descrita por Motta Padilla (Luhr et al., 2000).

Etapa 1: El Volcán San Juan se formó a 2 km al norte de Cerro Alto, un volcán dacítico-riodacítico de 2245 m de altitud. No hay edades radiométricas disponibles para las lavas de la Etapa 1, pero se determinaron edades de  $^{14}\text{C}$  no corregidas en dos muestras de carbono tomadas de los depósitos de flujo piroclástico ~3–5 km al este de la cumbre de Cerro Alto.

Etapa 2: Pómez de Tepic. Es una sucesión de tres capas de caída de piedra pómez riodacítica (unidades A, B y C, de abajo hacia arriba) que cubren el volcán San Juan y son expuestas por excavaciones en el lado oeste de Tepic. En la mayoría de los lugares, la pómez de Tepic está sustentada por un paleosuelo arcilloso, rojo ladrillo, rico en halloysita, que a su vez se superpone a lavas o depósitos piroclásticos. El suelo rojo probablemente se formó a partir de la alteración de finas cenizas vidriosas que fueron emitidas de volcanes cercanos como el Tepetitlic (Verma y Nelson, 1989). Sin embargo, en los sectores este y noreste de San Juan, la pómez de Tepic generalmente se superpone a sedimentos volcanoclásticos, que están asociados con los depósitos de flujo piroclástico de la Etapa 1 fechados en 33,750 y 23,010 años. El carbono es igualmente raro dentro de la Piedra pómez. La única muestra de carbono recolectada para determinar la edad de la pómez de Tepic se tomó de la unidad B y dio una edad  $\text{C}_{14}$  no corregida de  $14.770 \pm 480$  a, que se asume como la edad de la erupción de piedra pómez de Tepic (Luhr et al., 2000).

Etapa 3: Sucesivo a la erupción de la piedra pómez de Tepic y la formación de la caldera alargada de San Juan, un domo de hornblenda-andesita creció dentro de la caldera y derramó flujos de lava por el flanco norte del volcán. El volumen de estas lavas se estima en ~0,3 km<sup>3</sup>. Una plataforma de flujo de escombros se extiende hacia el este desde el domo, cubriendo el piso de la caldera. El volumen del domo era aproximado a 0.25 km<sup>3</sup>. Por lo cual, se considera que el domo de la etapa 3 y los flujos de lava no están cubiertos por la piedra pómez de Tepic.

## *Volcán Tepetiltic*

El Volcán Tepetiltic es uno de los estratovolcanes andesíticos dentro del Rift Tepic-Zacoalco y se encuentra ubicado en la parte central del brazo noroccidental de la FVTM (Figura 1 y 14). La FVTM presenta siete volcanes centrales y numerosos respiraderos periféricos, la mayoría de los cuales entraron en erupción después de 1 Ma. Cinco de estos centros están dominados por lavas de composición andesítica-dacítica, en este caso, el Volcán Tepetiltic es uno de ellos. Su característica más llamativa es su caldera elíptica, la cual tiene una elevación de 1780 m hacia el noreste y alcanza una elevación máxima de 2020 m hacia el suroeste. Se eleva ~900 m sobre un fondo de valle inclinado (hacia el SO), con una elevación de ~1300 m al norte y ~1200 m al sur. La pared de la caldera expone ~500 m de flujos de lava estratificada; diques verticales cortan las paredes de la caldera (Deremer, 1986).

Ocurrió una erupción explosiva de composición riodacita-riolita, la cual provocó el colapso de la caldera y brindó la oportunidad de fechar las primeras etapas de su historia eruptiva mediante geocronología  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Dichas erupciones produjeron una serie de depósitos de lluvia preservados tanto al norte como al sur del volcán Tepetiltic. Los depósitos de caída de pómez al norte (70–74 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ) y al sur (68–75 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ) están divididos en regiones de riodacita a riolita (Deremer, 1986).

Una serie de conos de ceniza monogenéticos y flujos de lava (andesita basáltica) fueron emitidos desde los respiraderos que rodean el Volcán Tepetiltic; con una tendencia noroeste-sureste muy marcada asociada a los sistemas de fallas regionales, que controlan la orientación de los conos de ceniza que rodean el Volcán Ceboruco (Frey et al., 2004) y el Volcán Sanganguey (Nelson y Carmichael, 1984). Además de esto, se formaron volcanes tipo escudo y domos ubicados a una corta distancia al sur del Volcán Tepetiltic (Frey et al., 2004).

No hay registro de actividad volcánica reciente en el Volcán Tepetiltic. Solo existe un fechamiento K-Ar previo para el Volcán Tepetiltic ( $480 \pm 50$  ka; Petrone et al., 2001); dicho estudio es del borde norte de la caldera. Sin embargo, se han publicado varios fechamientos de unidades que entraron en erupción en la periferia del Volcán Tepetiltic (Ferrari et al., 2000; Petrone et al., 2001; Frey et al., 2004). Estos estudios pueden ser utilizados para limitar la edad de la erupción que forma la caldera, ya que estas unidades se encuentran rodeando a los depósitos piroclásticos resultantes. Existe información estratigráfica de la periferia del Volcán Tepetiltic encontrada mediante la exploración y perforación de pozos geotérmicos por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y que se encuentran reportados por Ferrari et al. (2003). Estas exploraciones ayudaron a definir la litología y geocronología de la geología regional y sus restricciones.

### ***Volcán Ceboruco***

El campo volcánico Ceboruco-San Pedro (CVCSP) forma parte de la FVTM y se ubica dentro del Rift Tepic-Zacoalco, en Nayarit, México, al noroeste de Guadalajara (Figura 1 y 14). Cuenta con más de 70 chimeneas volcánicas y 16 conos de ceniza monogenéticos en un área de 1600 km<sup>2</sup> siendo el volcán Ceboruco el más importante (Nelson, 1980). Datos sísmicos en esta región a profundidades de 40 km sugieren que, si no existe un cambio en el ángulo de subducción a mayores profundidades, el campo volcánico Ceboruco-San Pedro estaría ubicado ~200-250 km por encima de la placa de Rivera en subducción (Frey, 2004).

El Volcán Ceboruco es un estratocono Cuaternario de composición andesítica y dacítica. Se encuentra a 2200 m y contiene dos calderas concéntricas anidadas, las cuales son el resultado de una erupción pliniana de hace ~1000 años y el colapso de un domo interior posterior a la erupción (Nelson, 1980). La precaldera está edificada por flujos andesíticos; las lavas de sus

flancos van desde la andesita hasta la riolita. La erupción pliniana de riodacita (Gardner y Tait, 2000) está caracterizada por la piedra pómez blanca Jala y el flujo piroclástico con un volumen equivalente a 3-4 km<sup>3</sup> de magma. Los flujos postcaldera son de andesita y dacita; siendo el más reciente y conocido el de dacita de 1870 (Nelson, 1980).

En la periferia del Volcán Ceboruco se han identificado más de 70 chimeneas volcánicas dentro del CVCSP que cubre ~1600 km<sup>2</sup>. También se cuenta con 16 conos de ceniza monogenéticos, 13 tienen una tendencia noroeste con fallas regionales y adyacentes a los flancos del Volcán Ceboruco. Además, más de 20 domos de lava andesítica y dacítica han entrado en erupción al oeste del Volcán Ceboruco. El domo de mayor relevancia, San Pedro, es de composición dacítica. El volcán Tepetiltic, otro estratovolcán andesítico con actividad explosiva se encuentra a 15 km al norte de San Pedro. Varios afloramientos de depósitos de piedra pómez riolítica del Tepetiltic se encuentran en los alrededores de San Pedro y también existen flujos de lava de andesita basáltica. Estos flujos de lava, en conjunto formaron un volcán en escudo, el Amado Nervo, ubicado al suroeste y adyacente a San Pedro (Frey, 2004).

Las andesitas (58–64% en peso de SiO<sup>2</sup>) son el tipo de roca con mayor volumen en el complejo volcánico Ceboruco–San Pedro. Comprenden la mayor parte del Volcán Ceboruco y también son parte primordial en dos conos de ceniza, varios flujos de lava fisurados y numerosos domos con hornblenda, todos estos localizados en la periferia del Volcán Ceboruco. Según un estudio de Nelson et al., (1980), las andesitas del Ceboruco se clasificaron en dos grupos: precaldera y postcaldera.

Según estudios geocronológicos de Frey et al. (2004), no hubo vulcanismo entre 3,8 y 0,8 Ma en la región de Ceboruco. Este periodo de tiempo geológico coincide con la ausencia de convergencia de la placa Rivera de 2,6 a 1,0 Ma. Por lo tanto, es una hipótesis viable que el

inicio de la actividad volcánica hace 0,8 Ma en el CVCSF esté relacionada con la reanudación de la subducción de la placa Rivera hace 1 Ma. También se infiere sobre la existencia de un período de erupciones continuas con poco volumen, de magma de composición intermedia de 820 ka hasta 300 ka, en el cual ocurrió una erupción de andesita y andesita basáltica desde 820 ka hasta 520 ka. Hubo un lapso de 100 ka sin aparente actividad volcánica hasta que ocurrió la erupción de los flujos de andesita basáltica del volcán Amado Nervo entre 300 ka y 200 ka. Nuevamente ocurre un período sin actividad volcánica importante, hasta las erupciones más actuales (Ceboruco, San Pedro), las cuales ocurrieron durante los últimos 100 ka (Frey, 2004).

### ***Volcán Tequila***

El campo volcánico Tequila se sitúa en el Rift Tepic-Zacoalco a 20 km al sur de Tequila, Jalisco, ocupa 1600 km<sup>2</sup> y se caracteriza por flujos de composición basáltica a dacítica, domos riolíticos y algunos estratovolcanes andesíticos, siendo el volcán Tequila el más importante (Lewis-Kenedi et al., 2005). El Volcán Tequila es uno de los principales centros volcánicos en la FVTM y forma parte de los cinco estratovolcanes andesíticos: V. San Juan, V. Sangangey, V. Tepetiltic, V. Ceboruco y V. Tequila. Estos complejos volcánicos presentan dos tipos de vulcanismo; un vulcanismo basáltico relacionado con la subducción y un vulcanismo de tipo océano-isla, ambos coexistiendo en el Rift Tepic-Zacoalco (Figura 1 y 14).

El volcán Tequila tiene una altura de 2920 m y se encuentra rodeado por varios conos de escoria y al norte, por la meseta basáltica de Santa Rosa, la cual tiene una pendiente de  $\sim 1^\circ$  hacia el N-NE y tiene una extensión de  $\sim 190$  km<sup>2</sup>. Dentro de su estructura, existe un barranco de erosión (300 m de profundidad) que corta desde la cima del volcán hacia el noreste y ha



producido un abanico aluvial que se extiende en su mayoría sobre el lado noreste. En los flancos norte y suroeste podemos encontrar depósitos menores de ceniza en la cumbre y restos de pequeños depósitos dacíticos. Un pequeño volcán de andesita, Cerro Tomasillo, descansa sobre el flanco sureste del Volcán Tequila. Principalmente se considera al Volcán Tequila como un volcán efusivo (Lewis-Kenedi, 2005).

Existen varios estudios previos que han aportado valiosa información sobre el campo volcánico de Tequila. En 1979, Demant elaboró el primer estudio geológico detallado del área, incluidos estudios petrográficos y geoquímicos de varias lavas del área. Por su parte, en 1985, Nieto-Obregón describió la estratigrafía y estructura de esta región y reportó nuevo fechamiento K-Ar. Dos años más tarde, en 1987, Nixon en colaboración con Demant, detallaron el mapa geológico y elaboraron un informe sobre análisis químicos y fechamientos K-Ar en tres muestras: una andesita de la parte superior de V. Tequila, un basalto de la meseta de Santa Rosa y un flujo dacítico al norte de Tequila, Jalisco.

Con base en estudios geocronológicos de Lewis-Kenedi et al. (2005), se define que las primeras erupciones de basalto ocurrieron entre 1 y 0.85 Ma dentro del Cañón del Río Grande de Santiago; dichas erupciones llenaron y desbordaron del cañón, lo cual creó el basamento de la Meseta de Santa Rosa. Las erupciones basálticas continuaron ocurriendo en el interior del cañón; las siguientes ocurrieron entre ~670 y 590 ka y nuevamente provocaron el llenado del cañón, lo cual posiblemente provocó que el río se desviara cientos de metros hacia el norte. La erupción más reciente en el interior del cañón produjo un cono de lava fechado por Wopat (1990) con una edad entre  $364 \pm 46$  ka. Se concluye que entre 0.95 y 0.19 Ma, se produjeron al menos seis erupciones diferentes de andesita basáltica y basalto a partir de respiraderos aislados ubicados en la parte superior de la meseta de Santa Rosa. El

fechamiento más joven de un basalto pertenece a un cono de escoria, que se ubica al oeste del Volcán Tequila y tiene una edad de  $140 \pm 12$  ka.

Por su parte, las primeras erupciones de andesita fueron todas en la periferia del Volcán Tequila. La andesita más antigua dentro del último millón de años entró en erupción hace  $\sim 690$  ka como un cono de escoria en la parte superior de la meseta de Santa Rosa. La siguiente erupción ocurrió al suroeste del Volcán Tequila como pequeños flujos y conos de escoria entre  $\sim 450$  y  $\sim 225$  ka. Además, la edificación principal del V. Tequila mayormente andesítica parece haber erupcionado entre  $\leq 24$  ka y  $\sim 200$  ka. Hubo una pausa aparente de  $\sim 110$  ka sin actividad volcánica trascendente. Los flujos andesíticos más recientes entraron en erupción hace  $\sim 90$  ka. Por lo tanto, la erupción andesítica más joven, la cual originó el Cerro Tomasillo ocurrió hace  $\sim 60$  ka.

Sobre la dacita, se tienen datos geocronológicos que indican que erupcionó por primera vez hace  $\sim 630$  ka como una serie de conos de escoria al oeste de V. Tequila, pero también se presentó como un flujo de lava en la parte superior de la meseta de Santa Rosa. Las siguientes erupciones fueron de menor volumen y se formaron dos pequeños conos de escoria al suroeste de V. Tequila hace  $\sim 390$  ka. Además, se encontró un depósito de cenizas de andesita de dos piroxenos, el cual se piensa que ocurrió entre  $196 \pm 19$  ka. Por lo tanto, parece que una pequeña erupción explosiva de dacita del aparato principal de V. Tequila ocurrió hace  $\sim 200$  ka (Lewis-Kenedi et al., 2005).

Por su parte, el fechamiento de flujos riolíticos ha sido más esporádico entre 1120 y 240 ka. La mayor frecuencia de erupción ocurrió entre 400 y 700 ka. No hay evidencia de erupción riolítica desde el inicio del gran vulcanismo andesítico hace  $\sim 200$  ka, mismo periodo en el cual se formó el aparato principal del Volcán Tequila (Lewis-Kenedi et al., 2005).

## **Marco Teórico**

### **Generalidades de Geomagnetismo**

El sistema terrestre es sumamente complejo y se compone de múltiples componentes dinámicos que interactúan y se relacionan entre sí. Uno de estos componentes es el campo magnético terrestre (CMT), el cual se cree que se genera en la parte interna del planeta, específicamente entre el núcleo interno y el núcleo externo, donde los movimientos magnetohidrodinámicos y las corrientes de convección son fundamentales. De la misma manera se infiere que el núcleo terrestre está formado por un núcleo interno sólido que se encuentra rodeado por un núcleo externo líquido, el cual se encuentra a altas temperaturas y presiones. Cuando se combinan estas características con el núcleo sólido se produce un campo magnético (para mayores detalles ver Tauxe, 2005).

El campo magnético terrestre se considera dipolar, geocéntrico y axial. El primer análisis cuantitativo del CMT fue llevado a cabo por Carl F. Gauss, quien utilizó un análisis de armónicos esféricos. Su estudio concluyó que la contribución al campo magnético proveniente de fuentes externas era insignificante en comparación con la contribución generada internamente en la Tierra. Sin embargo, los estudios más recientes sugieren que las fuentes externas también contribuyen al campo magnético con algunas decenas de nano Teslas (nT), lo que estaría asociado a variaciones temporales y espaciales de corta a mediana duración (ver por ej. Blakely, 1996).

Con los aportes resultantes de estudios arqueomagnéticos y paleomagnéticos se han descrito las variaciones espaciales y de intensidad en función del tiempo que están presentes en el Campo Magnético Terrestre.

Se puede definir al CMT como un punto específico en la superficie de la Tierra que se representa mediante un vector con elementos de declinación, inclinación e intensidad, tal como se puede apreciar en la Figura 4.

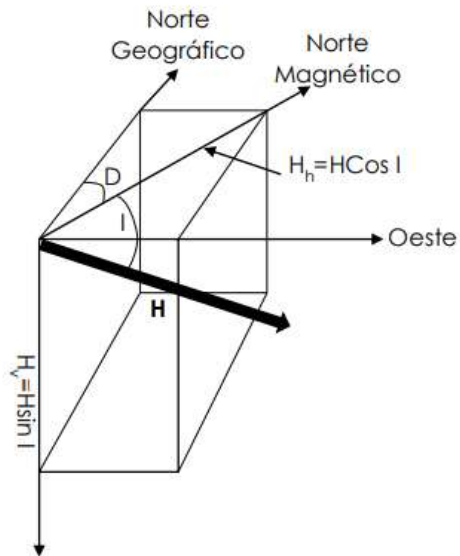


Figura 4. Descripción de la dirección del CMT (Tomado de Rodríguez-Tokutaira, 2020)

La declinación es el ángulo que forma el vector del campo magnético con respecto al Norte geográfico y se mide en grados en un rango de 0 a 360°. La inclinación es el ángulo que forma el vector del campo magnético con respecto al plano horizontal y se mide en grados en un rango de -90° a 90°.

## Modelo del Dipolo Axial Geocéntrico (GAD)

En paleomagnetismo, se utiliza el concepto del dipolo axial geocéntrico (GAD) como una idea fundamental. Este modelo considera que el campo magnético terrestre es producido por un único dipolo magnético ubicado en el centro de la Tierra y alineado con el eje de rotación. Las componentes vectoriales del campo pueden ser expresadas en términos de la latitud geográfica del sitio de estudio ( $\lambda$ ) y la distancia desde el centro de la Tierra ( $r_e$ ), siendo  $M$  la magnetización (Butler, 2004).

$$H_h = M \cos \lambda r_e^3$$

$$H_v = 2M \sin \lambda r_e^3$$

$$H = M r_e^3 \sqrt{1 + 3 \sin^2 \lambda}$$

Por tanto, la inclinación del campo se define como;

$$\tan I = (H_v / H_h) = (2 \sin \lambda / \cos \lambda) = 2 \tan \lambda$$

Por tanto, la inclinación del campo se define como positiva hacia abajo (como en el hemisferio norte) y negativa hacia arriba (como en el hemisferio sur), y está directamente relacionada con la latitud.

Para la demostración de este proceso, se creó una analogía con un dispositivo electromagnético que consta de un disco de cobre rotando sobre un eje conductor perpendicular al disco, el disco interactúa con un campo magnético inicial, aplicado de manera paralela al eje (Figura 5).

Los electrones en el disco experimentan una fuerza de Lorentz al pasar a través del campo, esta fuerza es perpendicular al eje de rotación del disco, haciendo que estos se desplacen hacia la orilla y generando una corriente eléctrica, dicha corriente circula en una bobina que se encuentra debajo del disco, lo cual genera un campo magnético inductor en la misma dirección del campo inicial aplicado (Butler, 2004).

Para crear la posibilidad de este modelo se necesita de un medio conductor en movimiento, el cual podría ser magma del interior terrestre debido al alto número de elementos y minerales conductores; un campo magnético inicial posiblemente creado por reacciones nucleares internas y una fuente de energía capaz de recuperar perdidas por resistividad eléctrica, el calor interno de la Tierra es una excelente opción al ser responsable de convecciones térmicas en el magma (Butler, 2004).

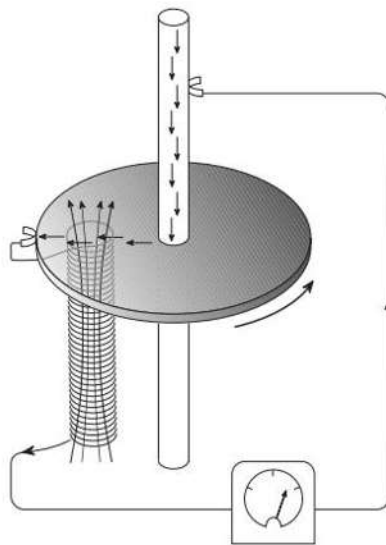


Figura 5. Analogía de un dínamo auto excitado (tomado de Butler, 2004).

## **Propiedades magnéticas de rocas**

### ***Susceptibilidad magnética (K)***

La susceptibilidad magnética se define como la medida de la respuesta de un material a la magnetización bajo la influencia de un campo magnético (H) (Figura 6).

$$K = M/H$$

Se expresa como el cociente entre la magnetización inducida y el campo aplicado. Es una medida adimensional (Martínez-Pichardo, 2009) y su valor puede ser negativo para materiales diamagnéticos y positivo para los ferromagnéticos y paramagnéticos (Cervantes-Solano, 2008). Un aporte valioso de la susceptibilidad magnética es el poder conocer la mineralogía y geoquímica de los materiales ambientales, y poder estimar el contenido de minerales magnéticos en una muestra (Dearing, 1999).

### ***Magnetización Inducida (Mi)***

Es la respuesta magnética de un material ante la presencia de un campo magnético externo (H), y está relacionada con la susceptibilidad magnética (K) a través de la siguiente fórmula:

$$Mi = KH$$

Esto significa que la magnetización inducida es directamente proporcional a la susceptibilidad magnética y al campo magnético aplicado. La magnetización inducida puede ser medida y utilizada para entender la composición mineralógica y geoquímica de los materiales, así como su historia geológica.

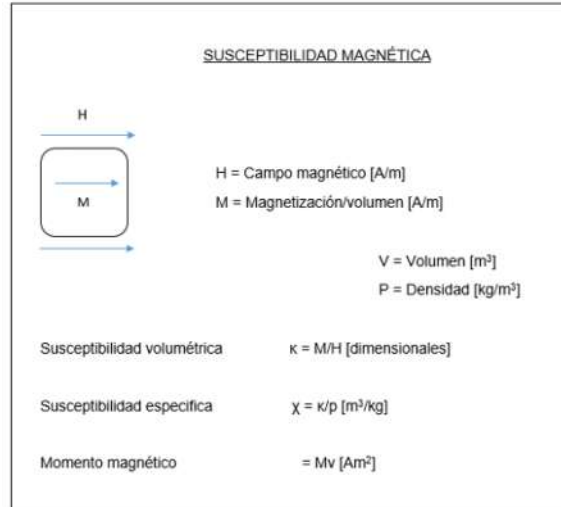


Figura 6. Susceptibilidad Magnética (Tomado de Rodríguez-Tokutaira, 2020)

### ***Magnetización (M)***

También conocida en cierta literatura como '*intensidad magnética*', es una medida que se expresa como la suma de los momentos magnéticos dipolares por unidad de volumen o masa de un material. Para calcular la magnetización de un volumen específico, se divide la suma vectorial de los momentos magnéticos (m) por el volumen que encierran dichos momentos magnéticos, donde m es el momento magnético constituyente (Evans y Heller, 2003).

$$M = dm/dv$$

### ***Magnetización Remanente Natural (MRN)***

Es el registro de los campos magnéticos antiguos que han afectado a un material y que se refleja en la dirección del campo magnético (H) durante el momento de su formación. Los minerales de comportamiento ferromagnético, principalmente óxidos de hierro son los responsables de este tipo de magnetización (Evans y Heller, 2003).



La magnetización remanente natural (MRN) es el tipo de magnetización inicialmente medido en las rocas, la cual depende de las características de los minerales magnéticos y del modo de formación de las rocas. La magnetización primaria es la componente de la MRN adquirida en el momento de la formación de la roca mientras que la magnetización secundaria es aquella producida durante la alteración térmica o química de una roca en una zona de hidrotermalismo o es la alteración isothermal causada por descargas eléctricas en una tormenta (Evans y Heller, 2003).

### ***Magnetización Remanente Isotérmica (MRI)***

Se produce cuando un material magnético se somete a un fuerte campo magnético permanente durante un corto período de tiempo a temperatura ambiente y puede ser generada en el laboratorio durante mediciones de histéresis magnética. Las curvas de MRI ayudan a determinar la concentración de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en términos de su coercitividad magnética, que se define como el campo magnético necesario para reducir la imanación a cero después de que la muestra ha sido magnetizada hasta la saturación (Evans y Heller, 2003).

Si la curva de MRI se satura en campos bajos y adquiere una alta intensidad, esto indica la presencia de material ferromagnético, mientras que, si se satura en campos entre 200 y 300 mT, esto sugiere la presencia de material ferrimagnético (titanomagnetita/titanomaghemita), por otro lado, si se satura en campos muy altos, esto indica la presencia de componentes antiferromagnéticos como la hematita y la goethita (Ma, Liu, Hesse, Guo, y Chen, 2013).

## ***Magnetización Termoremanente (MTR)***

También conocida como magnetización remanente térmica, es un tipo de magnetización adquirida por materiales ferrimagnéticos durante su enfriamiento desde temperaturas superiores a la temperatura de Curie en presencia de un campo magnético. Este tipo de magnetización es comúnmente observado en rocas volcánicas, ya que estas se forman a partir de magma que se enfría y solidifica en presencia de un campo magnético.

## **Curvas de Histéresis**

Se puede observar que los materiales presentan una magnetización al ser expuestos a un campo magnético. En la figura 7 se puede ver la relación entre la magnetización adquirida ( $M$ ) y el campo aplicado ( $H$ ) en una muestra compuesta por materiales paramagnéticos y ferrimagnéticos. La curva comienza en cero ( $M = 0$ ) cuando la muestra está desmagnetizada y, a medida que aumenta el campo, la magnetización crece lentamente. Si se elimina el campo, la magnetización vuelve a cero (estado reversible). A medida que el campo aumenta, la magnetización deja de comportarse de manera lineal y se vuelve no reversible, lo que se conoce como histéresis (Thompson y Oldfield, 1986).

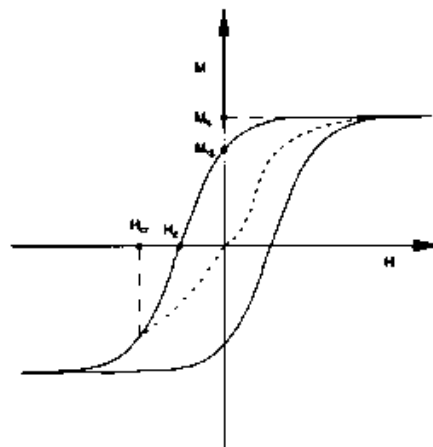


Figura 7. Ciclo de Histéresis Magnética (Tomado de Evans y Heller, 2003).

La pendiente del ciclo a magnetización cero es la magnetización inicial o magnetización de campos bajos. En los materiales paramagnéticos, la magnetización crece débilmente a una tasa constante a medida que el campo aumenta, mientras que, en los ferrimagnéticos, la curva alcanza la saturación. La magnetización de saturación ( $MS$ ) se alcanza cuando la curva llega a su máximo. A medida que el campo disminuye, la magnetización también disminuye hasta alcanzar el valor de la magnetización remanente ( $MRS$ ) cuando se elimina completamente el campo. Al aplicar campos en la dirección opuesta, la magnetización disminuye hasta alcanzar cero nuevamente, y el campo en el cual esto ocurre se llama campo coercitivo ( $HC$ ). Para eliminar la magnetización remanente, se necesita un campo mayor que se conoce como coercitividad de remanencia ( $HCR$ ) (Evans y Heller, 2003).

### **Diamagnetismo**

Los materiales diamagnéticos presentan una respuesta ante la presencia de un campo magnético, la cual se manifiesta en una pequeña magnetización inducida en dirección opuesta al campo aplicado. Esta magnetización es proporcional al campo magnético y su valor disminuye a medida que se reduce la intensidad del campo aplicado (Figura 8a). La susceptibilidad magnética de un material diamagnético es negativa y no depende de la temperatura (Butler, 2004).

### **Paramagnetismo**

Los sólidos paramagnéticos tienen átomos con momentos magnéticos atómicos y su respuesta ante la aplicación de un campo magnético es la adquisición de una magnetización paralela al campo. A diferencia de los materiales diamagnéticos, la magnetización de los materiales paramagnéticos es proporcional al campo magnético aplicado. Cuando se elimina

el campo magnético, la magnetización también se reduce a cero. La susceptibilidad magnética para un material paramagnético es positiva (Figura 8b). La fayulita es un ejemplo de mineral ferromagnético y tiene un valor de  $K$  de  $3.5 \times 10^{-5}$  en el Sistema Internacional de Unidades (SI) (Butler, 2004).

### Ferromagnetismo

A diferencia de los materiales diamagnéticos y paramagnéticos, los materiales ferromagnéticos mantienen un registro de la dirección e intensidad del campo magnético aplicado después de la eliminación de  $H$ , debido a la histéresis. Esto significa que la magnetización no vuelve a cero. La susceptibilidad magnética de los materiales ferromagnéticos no se puede expresar de manera simple como ocurre con los sólidos diamagnéticos o paramagnéticos (Figura 8c). Los sólidos ferromagnéticos tienen átomos con momentos magnéticos ordenados en la dirección del campo magnético externo al aplicarse un campo magnético, lo que genera una alta susceptibilidad magnética. (Butler, 2004).

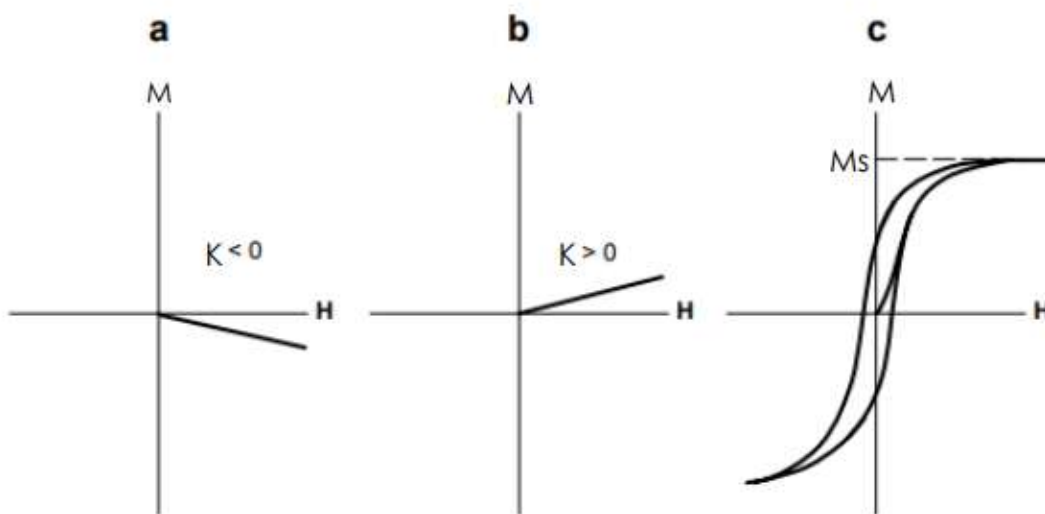


Figura 8. Magnetización en materiales diamagnéticos (a), paramagnéticos (b) y ferromagnéticos (c) (Modificado de Butler, 2004).

## **Ferrimagnetismo**

En contraste con los materiales ferromagnéticos, los materiales ferrimagnéticos tienen momentos magnéticos orientados antiparalelamente con magnitudes desiguales, lo que resulta en un momento resultante distinto de cero incluso en ausencia de un campo magnético externo. La magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) es un ejemplo de material ferrimagnético y es el mineral que más contribuye al magnetismo de las rocas (Martínez-Pichardo, 2009).

## **Antiferromagnetismo**

En los materiales antiferromagnéticos, los momentos magnéticos de los átomos vecinos tienen la misma magnitud pero están imperfectamente orientados antiparalelos. Esto resulta en un momento magnético prácticamente igual a cero. La hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) con una temperatura de Curie de  $675^\circ\text{C}$  es el principal ejemplo de los materiales antiferromagnéticos. La susceptibilidad magnética de un material antiferromagnético es relativamente baja a temperaturas por debajo del punto de Curie de cada mineral. A medida que el material se acerca a la temperatura de Curie, su susceptibilidad magnética aumenta y alcanza su valor máximo en la temperatura de Curie. Por encima de esta temperatura, su susceptibilidad disminuye (Martínez-Pichardo, 2009).

## **Temperatura de Curie**

También conocido como punto de Curie, es la temperatura crítica a la cual un mineral ferromagnético pierde sus propiedades ferromagnéticas. Un mineral ferromagnético se vuelve paramagnético al llegar a temperaturas superiores al punto de Curie. La temperatura de Curie es diferente para cada mineral magnético y puede variar (Gubbins y Herrero-Bervera, 2007).

## **Minerales Ferromagnéticos**

Son aquellos minerales cuya característica principal es que su magnetización de saturación disminuye a medida que aumenta la temperatura, y se vuelve cero a la temperatura de Curie. Por ejemplo, la magnetita pierde su magnetización a 580°C y la hematita pierde su magnetización a 680°C. Haciendo hincapié en los ejemplos más sobresalientes de los minerales ferromagnéticos, estos son los óxidos de hierro/titanio (FeTi) que se encuentran principalmente en rocas ígneas y sedimentarias (Butler, 2004).

### **Titanomagnetitas**

Las titanomagnetitas son minerales opacos de forma cúbica con composiciones que varían entre la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) y la ulvöspinel ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ). La estructura cristalina de estos minerales corresponde a la estructura de espinela, la cual es una disposición regular de iones metálicos en una red cristalina (Butler, 2004).

### **Titanohematitas**

Las titanohematitas presentes en rocas ígneas constituyen una porción menor de minerales ferromagnéticos que las titanomagnetitas. Sin embargo, la hematita es un mineral ferromagnético común en los sedimentos rojos y puede ser el mineral magnético dominante en rocas ígneas con alto contenido de silicatos. También puede estar presente en rocas sedimentarias y metamórficas. Es importante destacar que la hematita pierde su magnetización a una temperatura conocida como punto de Néel o punto de Curie, lo que significa que su comportamiento magnético puede verse afectado por la temperatura (Butler, 2004).

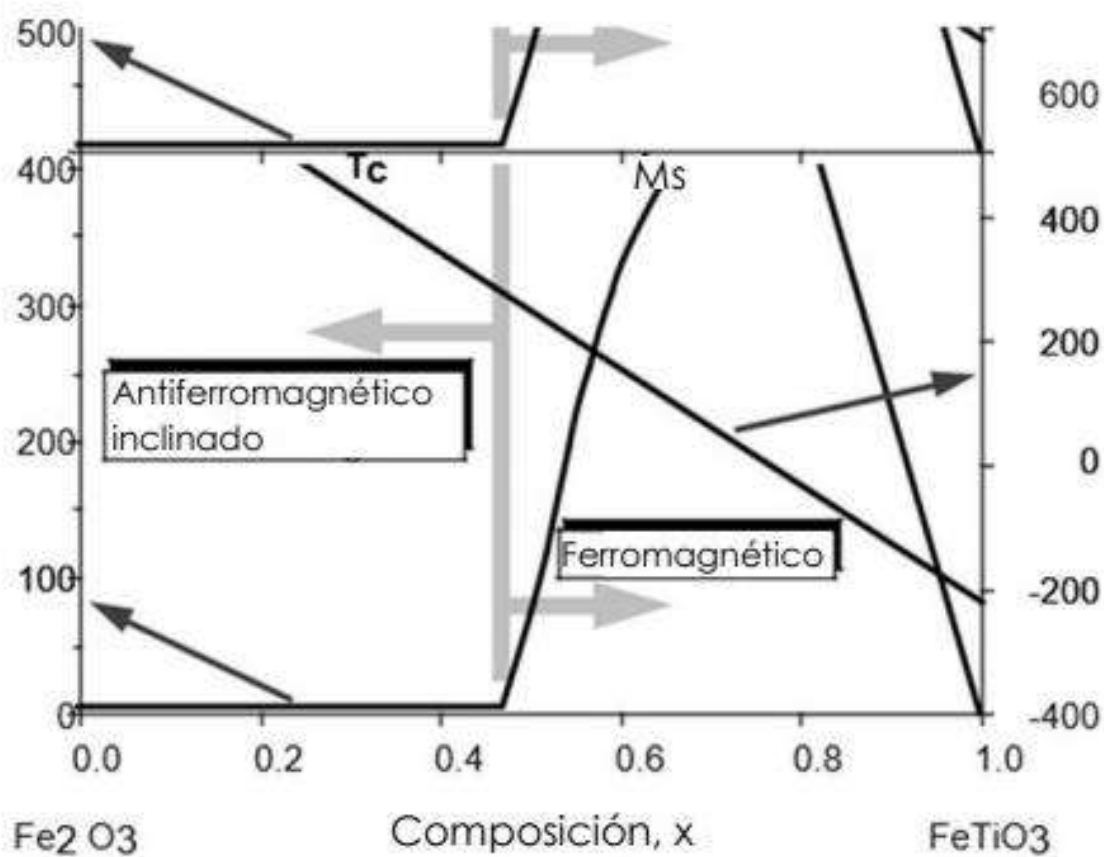


Figura 9. Relación en una serie de Titanohematita. El eje izquierdo indica la saturación de magnetización ( $M_s$ ) y el eje derecho indica la temperatura de Curie (modificado de Butler, 2004).

## **Variación secular del campo magnético de la Tierra**

El campo magnético sería estable y constante si no ocurrieran fenómenos capaces de alterarlo. La formación y destrucción de montañas, la fundición de bloques gigantes de roca que después se solidifican y la creación y choque de corrientes convectivas en el manto terrestre son algunos ejemplos de procesos que conllevan a las variaciones del campo magnético. Dichas variaciones son rápidas si son comparadas con la mayoría de los procesos geológicos. Si las alteraciones magnéticas son consecuencia de variaciones ocurridas en el seno interno de la Tierra, en esta parte los procesos sucederán con mayor rapidez que las variaciones a gran escala que se produzcan en la superficie (Cervantes-Solano et al., 2002).

En el CMT se presentan variaciones en un amplio rango, desde milisegundos a millones de años (Tabla 1). Las variaciones de corto periodo (<10 años) son originadas en el campo externo (ionosfera y magnetosfera) y están condicionadas por la actividad solar. Éstas son descartadas para estudios de paleomagnetismo. En cambio, las variaciones generadas en el campo principal interno son de largo periodo y son fácilmente observadas en los estudios paleomagnéticos. Existen dos tipos de cambios en el campo magnético principal: la variación secular y las inversiones de polaridad (Villalaín-Santamaría, 2016).



*Tabla 1. Variaciones más importantes del CMT a través del tiempo. Tomado de Cervantes-Solano et al. (2002).*

| TIPO   | DURACIÓN EN SEGUNDOS     | CAUSA                                       |
|--|--------------------------|---|
| Muy cortas<br>Micropulsaciones<br>Variaciones subacústicas | $3.0 E^{-1}$ a $3.0 E^1$ | Asociadas al campo externo                  |
| Tormentas magnéticas<br>Variación Diurna                   | $1.0 E^2$                | Asociadas al campo externo                  |
| Variación secular  | $3.0 E^9$ a $3.0 E^{10}$ | Campo no dipolar                            |
| Variación en el momento dipolar geomagnético               | $3.0 E^9$ a $3.0 E^{10}$ | Campo dipolar                               |
| Excursiones  | $1.0 E^{14}$             | Inversiones abortadas                       |
| Variaciones en Intensidad                                  | $3.0 E^{11}$             | Campo dipolar                               |
| Paleovariación secular                                     | $3.0 E^{12}$             | Campo no dipolar y variaciones en el dipolo |
| Cambios de polaridad                                       | $3.0 E^{14}$             | Campo dipolar y no dipolar interno          |

Henry Gellibrand, matemático y astrónomo inglés en 1634 determinó que la declinación magnética cambiaba con el tiempo basado en observaciones del astrónomo chino Yi-Xing en el 720 después de Cristo. También se presentaron cambios en la inclinación y en la intensidad del campo geomagnético, a estas observaciones se le denominó variación secular (Soler, 2006). Se logró definir que a pesar de que el fenómeno de variación secular es a nivel global, se presentan diferencias regionales por lo que se deben realizar curvas de variación secular por áreas o bloques tectónicos (Soler, 2006).

La variación secular es la fluctuación temporal del campo interno, con escalas de tiempo en décadas o milenios. Si se obtiene el promedio de los valores del CMT de los registros de las estaciones monitoreadas es posible observar los cambios seculares, cuya tasa de variación no es constante (Jacobs, 1994). Al carecer de registros, la variación secular puede ser determinada mediante estudios arqueomagnéticos y paleomagnéticos (Villalaín-Santamaría, 2016).

La variación secular afecta la orientación del dipolo, así como la intensidad y la dirección del campo dipolar. En cambio, en el campo no dipolar ocurre una notable deriva hacia el oeste causada por la misma variación secular. Este fenómeno es considerado como una rotación del núcleo externo respecto al manto (Villalaín-Santamaría, 2016).

Otro de los usos fundamentales de la variación secular es en el arqueomagnetismo, una aplicación geocronológica del paleomagnetismo. Se utilizan las variaciones seculares como referencia para la datación de estructuras arqueológicas (Villalaín-Santamaría, 2016). Dichos estudios de variación secular permiten establecer un marco de referencia temporal y un método de fechamiento (Soler, 2006).

## Estudios de variación secular en México

El primer estudio de variación secular en México lo realizó Urrutia et al. (1988). Se analizó el registro de la variación paleosecular con base en datos obtenidos del observatorio geomagnético de Teoloyucan, donde se mostró un registro desde 1928 hasta 1988 (Figura 10 y 11).

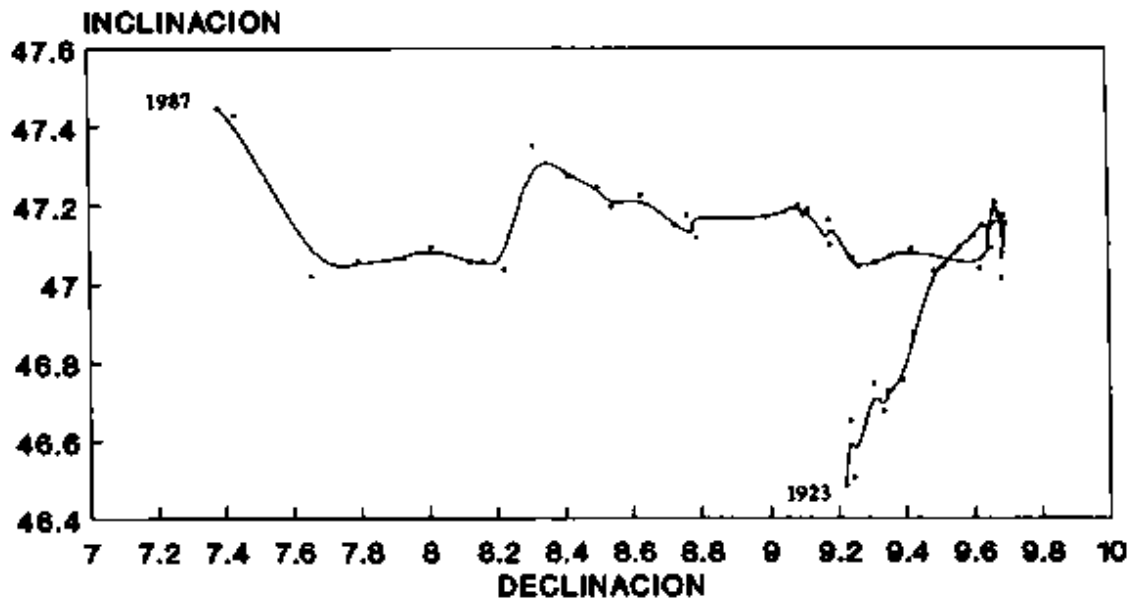


Figura 10. Variación secular en México obtenida desde 1920 hasta 1988, tomado de Urrutia et al. (1988).

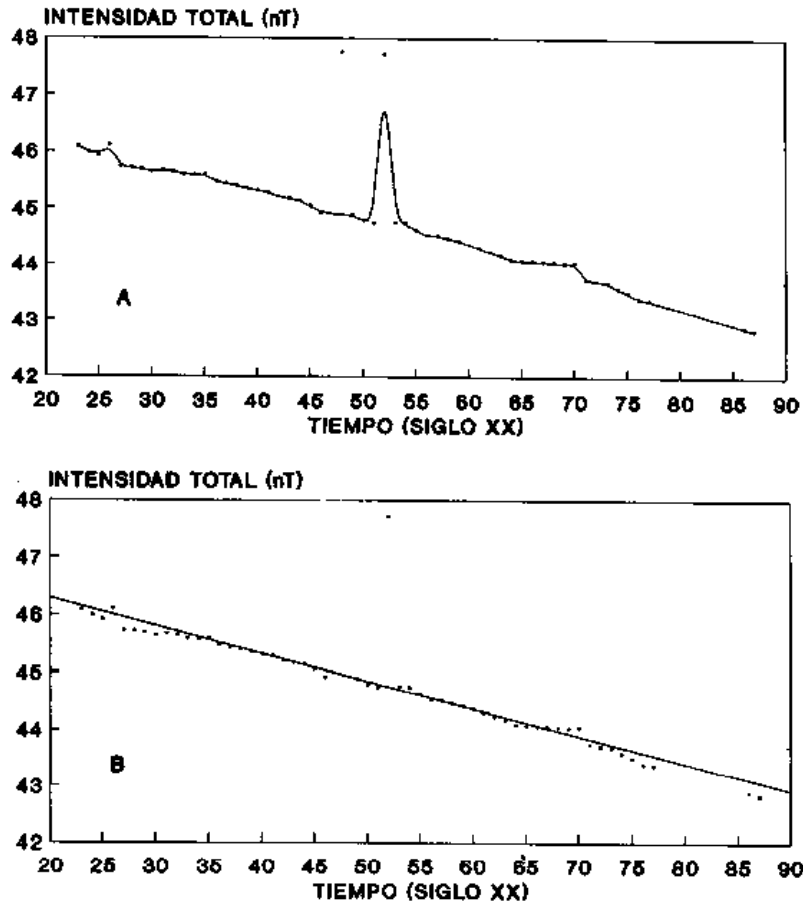


Figura 11. a) Variación secular de la intensidad total del campo geomagnético. b) Análisis de regresión lineal de los datos de variación secular de la intensidad total del campo geomagnético, tomado de Urrutia et al. (1988).

En 1998, se realizó un estudio de variación secular con sedimentos lacustres del lago de Chalco (Ortega, 1997). Se reportó una curva de variación secular de 19ka a 2ka (ka = 1000 años). Presentó una dispersión muy alta y notable ocasionada muy probablemente por una magnetización remanente detrítica adquirida.

Posterior al anterior trabajo, se llevó a cabo un trabajo realizado con materiales arqueológicos en Teotihuacán y Templo Mayor (Hueda, 2000). Su objetivo principal fue el de extender el registro de variación secular para Mesoamérica.

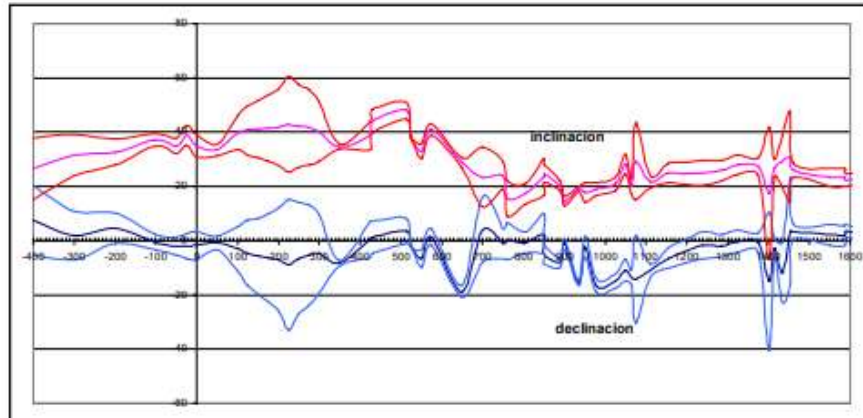


Figura 12. Curva de variación secular para Teotihuacán (19.7N ,98.8W) del 400 a.C. al 1600 d.C. Tomado de Hueda et al. (2000).

### Variación paleosecular en lavas (PSLV)

Debido a las necesidades estadísticas que se requieren para el análisis del campo paleomagnético, se ha inferido exclusivamente en la medición de flujos de lava con dataciones radiométricas disponibles para este tipo de estudio.

Se proponen dos tipos de modelos para el análisis de la variación de la dispersión angular con la latitud. El primero, en donde los parámetros varían en intensidad y dirección del campo dipolar y no dipolar y han sido modelados de distintas formas; y el segundo, que son modelos fenomenológicos basados en armónicos esféricos (Cervantes-Solano, 2002).

En los modelos paramétricos se señala como indispensable el separar las contribuciones de la dispersión angular del campo geomagnético en tres factores:

- Variación en la intensidad y dirección del campo no dipolar.
- Variación del momento dipolar en el tiempo.
- Cambios de orientación del dipolo geomagnético.

## Variación paleosecular durante los últimos 5 Ma

En 1997, McElhinny y Mc Fadden crearon una base de datos paleomagnéticos global para examinar las características del campo magnético durante largos periodos de tiempo para establecer un estudio de variación angular respecto a la latitud (PSVL). La base de datos consistió en 3917 flujos de lava y diques delgados de edades comprendidas entre los 0 y los 5 Ma.

La selección de datos útiles para estudios de PSVL se basó en los siguientes criterios:

- Datos de lavas o diques.
- Sin presencia de efectos tectónicos en la región muestreada.
- Secuencia de lavas de 10,000 años como mínimo.
- Al menos cinco sitios disponibles para estudios de polaridad.
- Dos muestras por sitio estudiadas como mínimo.
- Prueba de estabilidad de desmagnetización por cualquier método.
- La latitud del VGP debe de ser  $<45^\circ$  (norte o sur)
- El radio del círculo del 95% de confianza debe de ser  $<20^\circ$  para cada sitio.

En la base de datos se define al ángulo de corte VGP, $\Theta$ , como el ángulo que determina el límite entre variación paleosecular y régimen geomagnético transicional o intermediario. Un valor de paleolatitud de  $\Theta = 45^\circ$  se representa como un valor conservador; sin embargo, la dispersión angular  $S_p$  es una función de la latitud y así, es probable que  $\Theta$  varíe con la latitud (Cervantes-Solano, 2002).

## **Magnetoestratigrafía**

La magnetoestratigrafía se ocupa del registro estratigráfico de las inversiones de polaridad del campo magnético terrestre en rocas y sedimentos. Es esencial para la elaboración de escalas de tiempo geológico, para lo cual se relaciona con estudios bioestratigráficos, estratigrafía de isótopos y dataciones absolutas (Opdyke, 1996; Hilgen et al., 1997).

Los estudios magnetoestratigráficos están basados en los siguientes criterios (Pérez-Rivarés et al., 2016):

- 1.- Las rocas tienen la capacidad de adquirir magnetización remanente en el momento de su formación; la magnetización adquirida se denomina primaria y es paralela al campo magnético terrestre presente en ese momento.
- 2.- El campo magnético terrestre se puede asimilar a un dipolo alineado con el eje de rotación de la Tierra, siempre y cuando promediamos cientos a miles de años (Merrill et al., 1996) con la finalidad de corregir la variación secular.
- 3.- La mayoría de las magnetizaciones de polaridad inversa registradas en las rocas responden a estados de polaridad inversa del campo magnético terrestre.
- 4.- Las inversiones del campo magnético terrestre son globales. Es decir, todas las rocas formadas al mismo tiempo capaces de registrar el campo ambiental lo hacen con la misma polaridad.
- 5.- La magnetización que adquiere una roca en el momento de su formación es estable en el tiempo y su registro se puede conservar hasta la actualidad.

## **Escala de tiempo de polaridad geomagnética**

La unidad básica en magnetoestratigrafía es la unidad de polaridad magnética o magnetozona (ISSC, 1979). Las unidades de polaridad magnética son conjuntos de estratos caracterizados por una polaridad magnética homogénea, que les permiten ser diferenciados de los estratos adyacentes. El periodo de tiempo que cubre una magnetozona se denomina magnetocron o, simplemente, cron. Existen magnetozonas y crones de polaridad magnética normal (con la misma polaridad que el campo actual) y unidades de polaridad inversa (Pérez-Rivarés et al., 2016).

La construcción de la escala de tiempo de polaridad geomagnética se apoya de dos registros diferentes: el patrón de anomalías magnéticas de la corteza oceánica y el registro magnetoestratigráfico. Desde la década de 1950 se conoce la existencia de anomalías magnéticas paralelas a las dorsales oceánicas (Cox et al., 1963) que hoy se asocian a la magnetización remanente de la corteza oceánica. Esta remanencia se adquiere durante el proceso de expansión del fondo marino. Cuando las rocas volcánicas situadas en el eje de la dorsal se enfrían por debajo de la temperatura de Curie adquieren una termorremanencia del campo geomagnético ambiental del momento.

Este registro, combinado con resultados magnetoestratigráficos, bioestratigráficos y radioisotópicos de sedimentos de aguas profundas y secciones continentales, ha permitido desarrollar escalas de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS) cada vez más precisas (Figura 13).



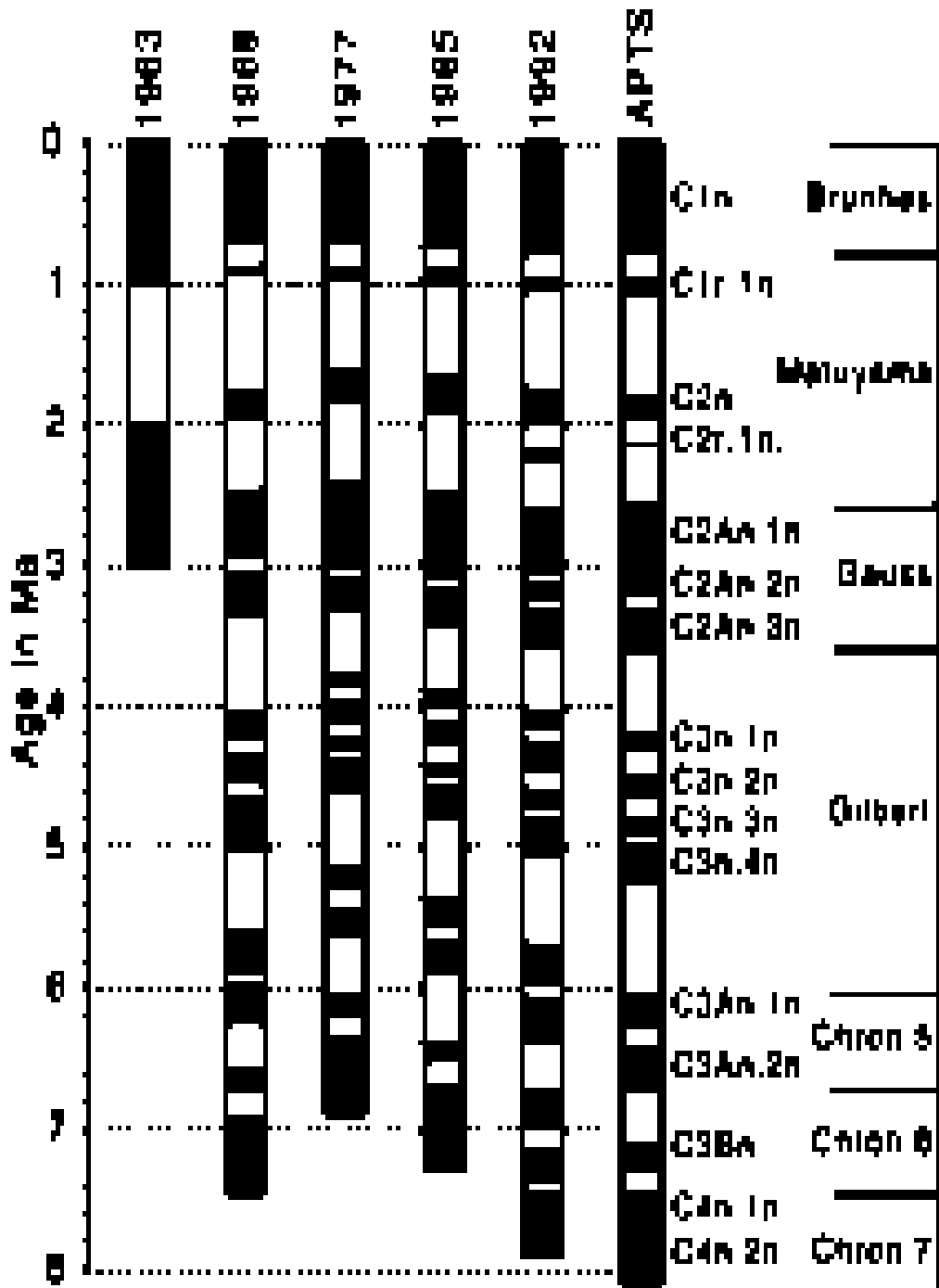


Figura 13. Escala de tiempo de polaridad geomagnética. Los intervalos negros y blancos significan polaridad normal e inversa, respectivamente, tomado de Langereis et al. (2010).

## Metodología

Durante el presente proyecto de tesis se realizó trabajo de gabinete, trabajo de campo y de laboratorio. El trabajo de gabinete incluyó la elaboración de cartografía geológica, recopilación de información y escritura de la tesis. El trabajo de campo incluyó la identificación de depósitos volcánicos asociados al Rift Tepic-Zacoalco y unidades geológicas adyacentes, así como la toma de muestras. En el laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán se realizaron experimentos de magnetismo en rocas y tratamientos magnéticos con la finalidad de determinar la naturaleza de los minerales magnéticos responsables de la magnetización, así como establecer las componentes direccionales de la magnetización característica natural remanente presente en las muestras estudiadas.

Se realizaron mediciones de magnetización remanente natural y susceptibilidad magnética. También se ejecutaron procesos de desmagnetización de muestras piloto por campos alternos y con temperatura de hasta 580°C, procesos de desmagnetización de todas las muestras mediante calentamientos y/o por campos alternos de hasta 95 mT. Continuando con el proceso, también se realizaron mediciones de curvas k-T de hasta 650°C (susceptibilidad magnética en función de la temperatura) para identificar a los minerales magnéticos responsables de la remanencia y poder comprobar su estabilidad magnética. Este proceso se realizó con ayuda de un susceptibilímetro AGICO modelo MFK1 equipado con horno. Las curvas termomagnéticas indicaron el número de fases ferromagnéticas que presentaron las muestras estudiadas durante los procesos de calentamiento y enfriamiento.

Para determinar la temperatura de Curie se calentó aproximadamente un gramo de polvo por cada sitio hasta alcanzar los 600°C, el ritmo de calentamiento fue 15°C/min y posteriormente las muestras fueron enfriadas al mismo ritmo; todo el experimento se realizó en presencia de gas argón para reducir la posibilidad de oxidación durante el calentamiento. Los puntos de Curie fueron determinados observando en las curvas la caída en susceptibilidad magnética que corresponde a la destrucción de las fases ferromagnéticas según el método propuesto por Prévot et al. (1983).

Con ayuda de un magnetómetro de giro AGICO JR5 se midió la magnetización natural remanente (NRM) de todas las muestras (un espécimen por sitio). Las componentes direccionales de la magnetización natural remanente característica ChRM se obtuvieron mediante un proceso de desmagnetización mediante la aplicación progresiva de campos alternos (AF) de 10 a 12 pasos con una intensidad máxima de 90 mT utilizando un desmagnetizador AGICO LDA-3 AF. Después de cada paso de desmagnetización la magnetización remanente fue medida con el magnetómetro. Fueron desmagnetizadas ocho muestras por cada sitio. Las direcciones características ChRM se determinaron mediante el análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980). Las determinaciones individuales de la ChRM se realizaron empleando entre 4 y 9 puntos, los valores de la máxima desviación angular MDA varían entre 0.6° y 5.2°. Las direcciones promedio de cada sitio fueron calculadas siguiendo la estadística de Fisher (1953).

## **Magnetización Remanente Natural (NRM)**

Es la suma de la magnetización primaria y las magnetizaciones secundarias que las rocas acumulan a lo largo de su historia geológica. A esta magnetización se le pueden sumar otras magnetizaciones de tipo viscoso que se hayan podido inducir durante el transporte y manipulación en el laboratorio. Para poder aislar la magnetización primaria se sometieron las muestras a procesos de desmagnetización para eliminar las componentes secundarias no deseables (Pérez-Rivarés, 2016).

## **Desmagnetización por Campos Alternos**

Consistió en la aplicación progresiva de campos magnéticos de amplitudes menores sobre una muestra que se hace rotar simultáneamente respecto a tres ejes ortogonales. Con esto se logró que los momentos magnéticos de las partículas ferromagnéticas se orientarán aleatoriamente. De esta manera, al aplicar campos cada vez más intensos se va anulando progresivamente las componentes con coercitividad más baja (secundarias) hasta aislar la componente característica (Pérez-Rivarés, 2016).

## **Desmagnetización Térmica**

Es una técnica predominante en las rutinas de desmagnetización. Consistió en someter las muestras a rutinas de calentamiento/enfriamiento de manera ascendente hasta alcanzar la temperatura de bloqueo del mineral más estable térmicamente, el cual es la hematita que tiene temperaturas de bloqueo de hasta 675° C (Pérez-Rivarés, 2016).

## **Diagramas ortogonales de desmagnetización**

Son la representación de resultados de la desmagnetización progresiva de la NRM de una muestra. También son conocidos como diagramas de Zijderveld (Zijderveld, 1967).

Es la representación de vectores orientados en las tres dimensiones del espacio (componentes de la NRM) en un plano que sólo cuenta con dos dimensiones. La proyección sobre el plano horizontal permitió visualizar la declinación del vector, el cual se considera como la dirección Norte-Sur, mientras que la proyección sobre el plano vertical mostró la inclinación del vector.

### **Polos geomagnéticos virtuales (VGP por sus siglas en inglés)**

El cálculo de los VGP se deriva de los datos declinación/inclinación de cada muestra junto con las coordenadas geográficas de los sitios. De cierta forma, los VGP son una estimación del polo geomagnético en el momento en que cada muestra adquirió su magnetización primaria. La variación de latitud del VGP a lo largo de la sección se utilizó para definir los intervalos de polaridad magnética o magnetozonas, donde:

- latitudes del VGP cercanas a  $90^\circ$  representan la polaridad normal.
- latitudes del VGP cercanas a  $-90^\circ$  representan la polaridad inversa.

La polaridad normal comúnmente se presenta como barras negras y la polaridad inversa como barras blancas (Pérez-Rivarés, 2016).

### **Tratamiento estadístico**

Al calcular direcciones se obtuvieron vectores, pero estos vectores no tienen por qué reflejar únicamente la dirección del campo magnético registrado durante la litogénesis. Durante el proceso pueden ocurrir errores en la orientación de las muestras, errores en el “lavado” de la señal magnética, errores en la variación secular o la propia anisotropía de la roca; dichos errores pueden influir en la dispersión de las direcciones. Para aumentar la precisión del trabajo y la dispersión de los cálculos de direcciones paleomagnéticas se utilizó la estadística Fisheriana (Fisher, 1953) que analiza distribuciones de vectores unitarios en una esfera.

## Localización del área de estudio y detalles de muestreo

El presente trabajo consistió en un estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas realizado en nueve sitios de origen volcánico, estos están distribuidos a lo largo del Rift Tepic-Zacoalco emplazados con edades radiométricas disponibles entre 1-5 Ma (Frey et al., 2007, 2013) y se localizan dentro de la parte occidental la FVTM.

El objetivo fundamental fue el de aportar nuevos datos sobre el comportamiento y la variación del campo magnético terrestre en esa época (Figura 1 y 14) (Tabla 2).

En total se obtuvieron 82 núcleos paleomagnéticos estándar (8-10 núcleos por sitio), se extrajeron con ayuda de un taladro portátil a gasolina, todas las muestras se orientaron magnéticamente y con una brújula solar siempre que fue posible.

*Tabla 2. Localización y edad isotópica de los sitios de muestreo; donde (TZ): Tepic Zacoalco; (VT): Volcán Tepetitlic.*

| <b>Sitio</b>  | <b>Edad<br/>Ma</b> | <b>Latitud<br/>°N</b> | <b>Longitud<br/>°O</b> | <b>Referencia</b>        |
|---------------|--------------------|-----------------------|------------------------|--------------------------|
| TZ_1 (AME-3)  | 3.99 ± 0.05        | 20°41.85'             | 104°14.42'             | Frey et al., (2004) T-Z  |
| TZ_2 (ETZ-29) | 3.30 ± 0.01        | 20°49.10'             | 104°13.74'             | Frey et al., (2004) T-Z  |
| TZ_3(ETZ-21C) | 2.91 ± 0.03        | 20°47.07'             | 104°08.70'             | Frey et al., (2004) T-Z  |
| TZ_4 (HOS-7)  | 1.84 ± 0.01        | 21°01.00'             | 104°03.10'             | Frey et al., (2004) T-Z  |
| TZ_5 (ETZ-30) | 1.50 ± 0.02        | 20°59.44'             | 104°00.65'             | Frey et al., (2004) T-Z  |
| TZ_6 (ETZ-22) | 3.40 ± 0.04        | 20°57.82'             | 104°05.15'             | Frey et al., (2004) T-Z  |
| TZ_7 (XAL-32) | 4.97 ± 0.02        | 21°19.65'             | 104°48.98'             | Frey et al., (2004) T-Z  |
| TZ_8 (XAL-33) | 2.25 ± 0.02        | 21°20.54'             | 104°49.01'             | Frey et al., (2004) T-Z  |
| TZ_9 (JAL-9)  | 220 ± 36 ka        | 21°19.62'             | 104°44.04'             | Frey et al., (2013) V. T |

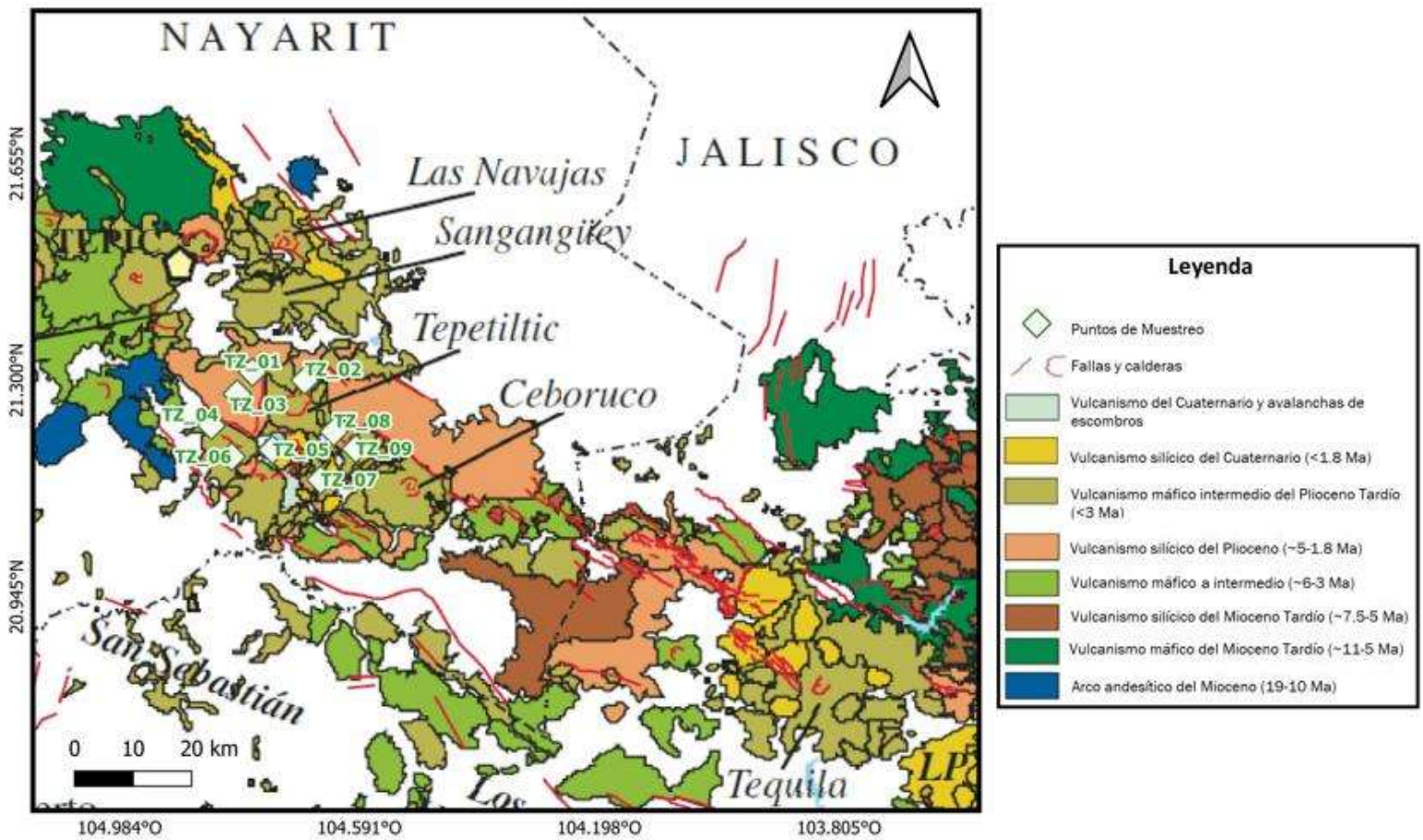


Figura 14. Mapa geológico del Rift Tepic Zacoalco y de sus principales estructuras volcánicas. Los rombos blancos representan los sitios muestreados en este estudio. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

## Resultados

### Magnetismo de rocas

Las curvas obtenidas en los experimentos de susceptibilidad contra temperatura muestran los siguientes comportamientos:

A) En 4 casos se aprecia una sola fase ferromagnética con temperatura de Curie cercana a los 560°C, la cual es compatible con la presencia de titanomagnetita pobre en titanio (Figura 15, muestra 91Z02A. Las curvas de enfriamiento y calentamiento se consideran reversibles.

B) En 2 de los casos se aprecia una sola fase ferromagnética, con temperatura de Curie alrededor de los 570°C, la cual indica que el principal portador magnético es titanomagnetita con bajo contenido en titanio. Sin embargo, las curvas de enfriamiento y calentamiento no son reversibles, probablemente a causa del bajo valor inicial de la susceptibilidad y a las alteraciones fisicoquímicas ocurridas durante el calentamiento (Figura 15, muestra 91Z030A).

C) En el resto de las muestras se observaron dos fases ferromagnéticas durante el calentamiento (Figura 15, 91Z040A y 91Z075A), la primera de ellas es más significativa con una temperatura de Curie de 340°C y la segunda a una temperatura de 560°C; este comportamiento se debe posiblemente a la coexistencia de titanomaghemitas y titanomagnetitas.

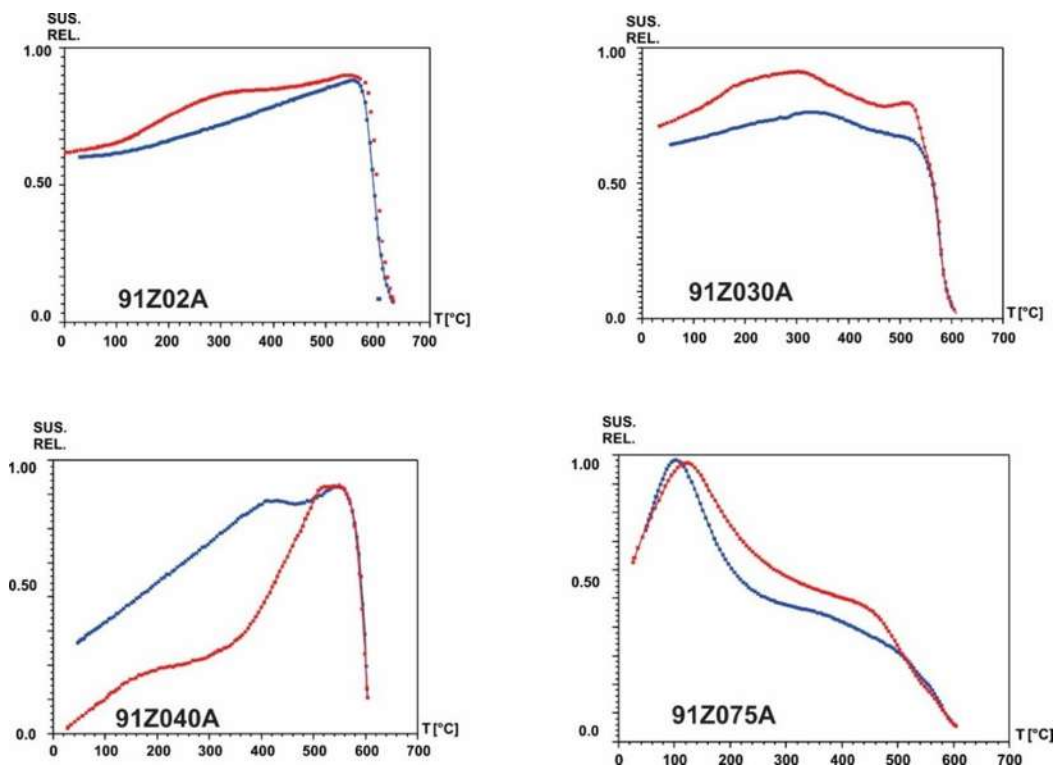


Figura 15. Curvas de susceptibilidad magnética vs temperatura. Las líneas roja y azul indican el comportamiento durante el calentamiento y el enfriamiento respectivamente. La susceptibilidad relativa se muestra en unidades arbitrarias.



## Componentes direccionales

Fueron desmagnetizadas ocho muestras por cada sitio. Luego de los tratamientos magnéticos, se determinaron las direcciones características ChRM mediante el análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980). Las determinaciones individuales de la ChRM se realizaron empleando entre 4 y 9 puntos, los valores de la máxima desviación angular MDA varían entre  $0.6^\circ$  y  $5.2^\circ$ . Las direcciones promedio de cada sitio fueron calculadas siguiendo la estadística de Fisher (1953).

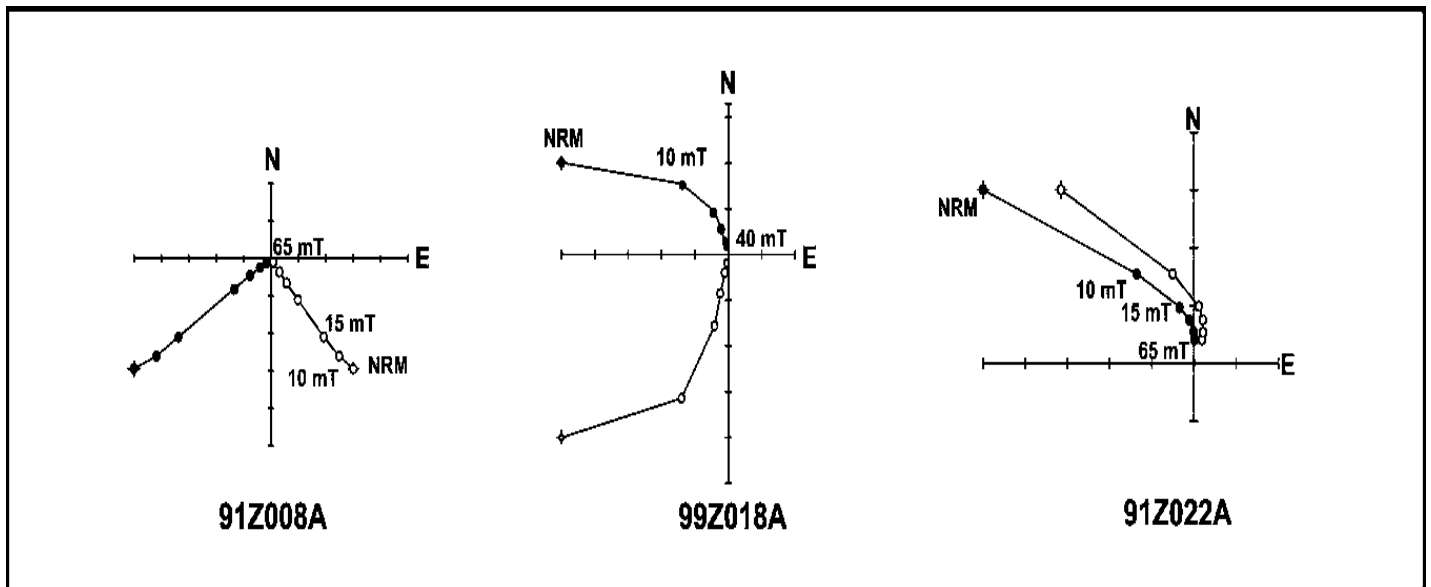


Figura 16. Diagramas de desmagnetización ortogonal. Los números corresponden al valor máximo del campo aplicado en cada paso de desmagnetización en mili Teslas (mT).

La mayoría de las muestras tratadas (55%) presentan una sola componente paleomagnética relativamente estable, la cual se comporta de forma lineal hacia el origen de coordenadas en los diagramas ortogonales, lográndose eliminar más del 80% de la magnetización original aplicando campos de 60 a 80 mT (Figura 16, muestra 91Z008A).

En otro grupo significativo (30%) de muestras se registró una componente inicial, la cual fue removida en los primeros pasos de magnetización, aplicando campos de 5 a 15 mT, por lo que posiblemente se trata de una remagnetización de origen viscoso. Una vez que esta componente inicial fue removida se aprecia un comportamiento cuasi lineal hacia el origen de coordenadas, lográndose eliminar más del 80% de la magnetización inicial al aplicar campos de hasta 65 mT por lo que fue posible aislar sus componentes características (Figura 16, muestra 99Z018A).

En el resto de las muestras (10%) se observa un comportamiento errático sin poder revelar componentes primarias características durante la desmagnetización por lo que no fue posible obtener sus direcciones ChRM (Figura 16, muestra 91Z022A).

Finalmente se estableció la paleodirección promedio en seis de los sitios. Para distinguir entre el régimen típico de la variación paleo secular y las direcciones de polaridades intermedias se aplicó un ángulo de corte de  $45^\circ$  (Johnson et al., 2008) resultando entonces que tres sitios tienen polaridad normal, uno polaridad invertida y dos sitios tienen polaridad intermedia. En los sitios TZ\_01, TZ\_02, TZ\_08 no fue posible obtener un promedio ya que, a pesar de haberse determinado con buena calidad las direcciones individuales, estas no muestran un agrupamiento coherente para la estadística de Fisher (Tabla 3).

Tabla 3. Paleodirecciones medias de sitio. Lat, Long: latitud y longitud de los sitios muestreados; la edad es la edad radiométrica y se muestra en Ma; n es el número de especímenes utilizados para el cálculo; N es el número de muestras tratadas; Inc=inclinación; Dec=declinación;  $\alpha_{95}$  y k radio de 95% son el ángulo de confianza y parámetro de precisión de las estadísticas de Fisher (1953); VGPLat y VGPLong son la paleolatitud y paleolongitud de los polos geomagnéticos virtuales.

| Sitio | Lat. (°N) | Long. (°O) | Edad Ma        | °Dec. | °Inc.     | n/N | $\alpha_{95}$ ° | VGPLat °N | VGPLong °O |
|-------|-----------|------------|----------------|-------|-----------|-----|-----------------|-----------|------------|
| TZ_09 | 21.3271   | -104.8173  | 220 ± 36<br>Ka | 31.5  | 31.2      | 5/8 | 12.6            | 59.9      | 348.3      |
| TZ_05 | 20.9907   | -104.0118  | 1.50 ± 0.02    | 218   | 70.6      | 6/8 | 15.6            | -7.5      | 235.0      |
| TZ_04 | 21.0177   | -104.0537  | 1.84 ± 0.01    | 170.1 | -<br>11.0 | 7/8 | 10.1            | 71.8      | 109.2      |
| TZ_03 | 20.7841   | -104.0950  | 2.91 ± 0.03    | 40.8  | -<br>30.0 | 7/8 | 7.5             | -35.6     | 205.4      |
| TZ_06 | 20.9610   | -104.0851  | 3.40 ± 0.04    | 347.1 | 35.8      | 7/8 | 8.9             | 77.9      | 162.8      |
| TZ_07 | 21.3277   | -104.8167  | 4.97 ± 0.02    | 344.5 | 55.0      | 8/8 | 3.1             | 70.4      | 214.8      |

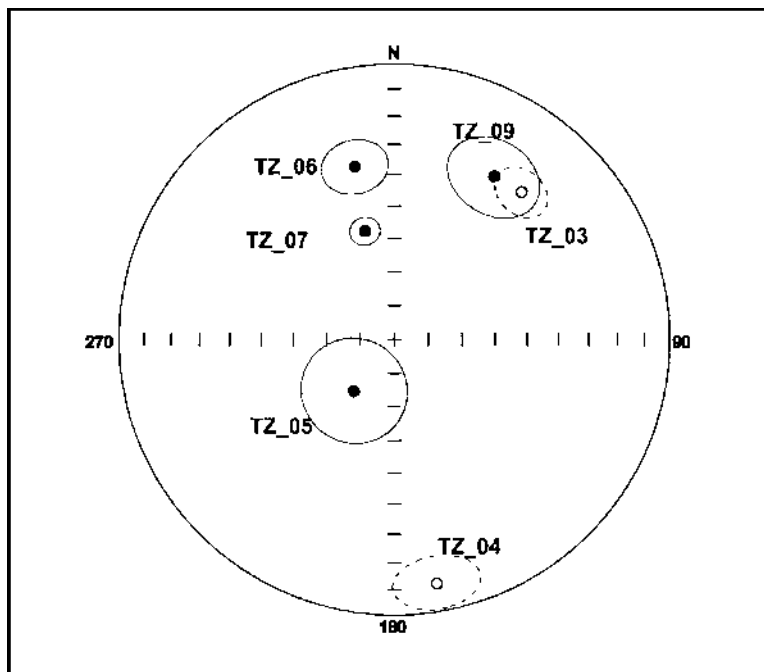


Figura 17. Proyecciones de área igual de las paleodirecciones medias del sitio. Los círculos con línea continua y punto negro indican polaridades normales mientras que los círculos con línea punteada y punto blanco muestran polaridades invertidas.

Con la finalidad de estudiar con mayor detalle el comportamiento del CMT en esta región para los últimos 5 Ma, se incluyeron los datos publicados en Cervantes-Solano et al., (2020), en total se consideraron 23 determinaciones independientes provenientes de igual número de sitios con edades radiométricas conocidas (Tabla 4). De estos sitios (Figura 18), siete presentan polaridad normal, nueve polaridades invertidas bien definidas y siete sitios más tienen polaridades consideradas como intermedias (ángulo de corte  $45^\circ$ ).

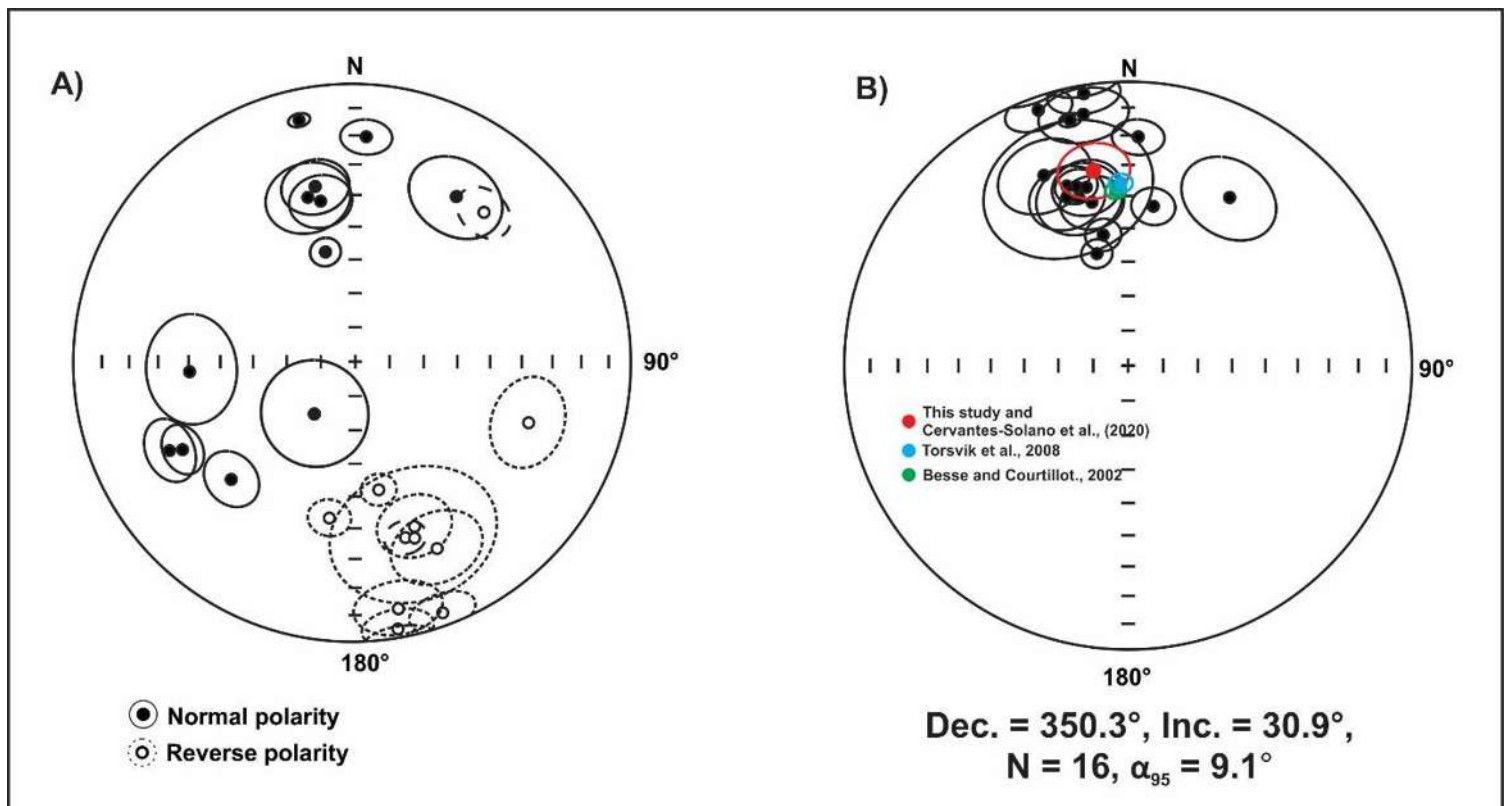


Figura 18. Proyecciones de áreas iguales de las paleodirecciones medias del sitio. A) Direcciones medias de todos los sitios obtenidas en este estudio y previamente en Cervantes-Solano et al., (2020). B) Direcciones medias después de la transformación de direcciones antípodales invertidas y descartando las polaridades intermedias, la media de Fisher se representa en rojo a lo largo de las direcciones esperadas recuperadas por Besse y Courtillot., (2002) en verde y Torsvik., (2008) en azul.

Tabla 4. Paleodirecciones medias del sitio de este estudio (**negrita**) y el resto representa las paleodirecciones medias previamente reportadas en Cervantes-Solano et al. (2020). Lat, Long: latitud y longitud de los sitios muestreados; la edad es la edad radiométrica y se muestra en Ma; n es el número de especímenes utilizados para el cálculo; N es el número de muestras tratadas; Inc=inclinación; Dec=declinación;  $\alpha_{95}$  y k radio de 95% son el ángulo de confianza y parámetro de precisión de las estadísticas de Fisher (1953); VGPlat y VGPlong son la paleolatitud y paleolongitud de los polos geomagnéticos virtuales.

| Sitio        | Lat.<br>(°N) | Long.<br>(°O) | Edad<br>Ma  | °Dec. | °Inc. | $\alpha_{95}$<br>° | VGP<br>Lat °N | VGP<br>Long °O |
|--------------|--------------|---------------|-------------|-------|-------|--------------------|---------------|----------------|
| <b>TZ_09</b> | 21.3271      | -104.8173     | 220 ± 36 ka | 31.5  | 31.2  | 12.6               | 59.9          | 348.3          |
| <b>TZ_05</b> | 20.9907      | -104.0118     | 1.50 ± 0.02 | 218   | 70.6  | 15.6               | -7.5          | 235.0          |
| <b>TZ_04</b> | 21.0177      | -104.0537     | 1.84 ± 0.01 | 170.1 | -11.0 | 10.1               | 71.8          | 109.2          |
| <b>TZ_03</b> | 20.7841      | -104.0950     | 2.91 ± 0.03 | 40.8  | -30.0 | 7.5                | -35.6         | 205.4          |
| TPZ_13       | 20.7828      | -104.0943     | 3.02 ± 0.05 | 347.8 | 40.8  | 8.4                | 78.4          | 180.4          |
| TPZ_15       | 21.0400      | -103.9567     | 3.19 ± 0.26 | 169.6 | -51.4 | 4.9                | -75.6         | 37.9           |
| TPZ_16       | 20.7428      | -103.5857     | 3.27 ± 0.02 | 168.9 | -0.7  | 10.3               | -66.9         | 285.7          |
| TPZ_05       | 20.9802      | -104.6902     | 3.38 ± 0.05 | 2.8   | 20.4  | 6.2                | 79.2          | 60.5           |
| <b>TZ_06</b> | 20.9610      | -104.0851     | 3.40 ± 0.04 | 347.1 | 35.8  | 8.9                | 77.9          | 162.8          |
| TPZ_11       | 20.9012      | -104.0793     | 3.54 ± 0.01 | 161.4 | -33.7 | 22.0               | -72.3         | 341.1          |
| TPZ_18       | 20.8617      | -103.2833     | 3.69 ± 0.13 | 156.3 | -27.7 | 13.9               | -66.7         | 335.3          |
| TPZ_12B      | 20.8315      | -104.0353     | 3.86 ± 0.04 | 243.0 | 31.1  | 6.6                | -17.7         | 192.4          |
| TPZ_12       | 20.8315      | -104.0353     | 3.86 ± 0.04 | 244.4 | 27.0  | 8.2                | -17.7         | 189.4          |
| TPZ_20       | 20.7645      | -103.3217     | 3.97 ± 0.06 | 346.9 | 12.1  | 2.5                | 70.6          | 119.4          |
| TPZ_09       | 21.0418      | -104.3900     | 4.01 ± 0.02 | 160.8 | -5.2  | 7.4                | -63.8         | 303.6          |
| TPZ_10       | 21.0860      | -104.4195     | 4.23 ± 0.02 | 164.1 | -34.7 | 5.5                | -74.9         | 340.8          |
| TPZ_08       | 21.1070      | -104.3517     | 4.32 ± 0.01 | 109.4 | -34.4 | 12.0               | -24.2         | 357.6          |
| TPZ_06       | 21.0482      | -104.6767     | 4.57 ± 0.01 | 160.2 | -37.2 | 10.0               | -71.5         | 348.1          |
| TPZ_07       | 21.2133      | -104.5583     | 4.72 ± 0.02 | 343.9 | 38.6  | 11.3               | 75.0          | 170.4          |
| TPZ_03       | 21.3073      | -104.6075     | 4.75 ± 0.01 | 266.5 | 40.2  | 21.7               | 5.1           | 188.1          |
| TPZ_19       | 20.8362      | -103.2547     | 4.85 ± 0.06 | 226.5 | 38.6  | 8.0                | -27.8         | 207.2          |
| <b>TZ_07</b> | 21.3277      | -104.8167     | 4.97 ± 0.02 | 344.5 | 55.0  | 3.1                | 70.4          | 214.8          |
| TPZ_17       | 20.9405      | -103.4197     | 5.19 ± 0.06 | 189.4 | -42.6 | 5.8                | -80.6         | 141.6          |

Descartando las polaridades intermedias, la dirección promedio es Dec. = 350.3°, Inc = 30.9°, N = 16,  $\alpha_{95} = 9.1^\circ$ , con un VGPLat = 79.9° N, VGPLong = 144.3° E,  $A_{95} = 9.5^\circ$ . Al comparar esta posición del polo con la esperada a partir de los modelos sintéticos de deriva polar correspondientes según la edad para el Cratón de Norte América (Besse y Courtillot, 2002; Torsvik, 2008, 2012) se observa que este se ajusta relativamente bien dentro de las incertidumbres, así como con los polos obtenidos en trabajos previos, por ejemplo, Ruiz-Martínez et al. (2010) y Calvo-Rathert et al. (2013). Lo antes mencionado, se muestra en la Tabla 5 y en la Figura 19.

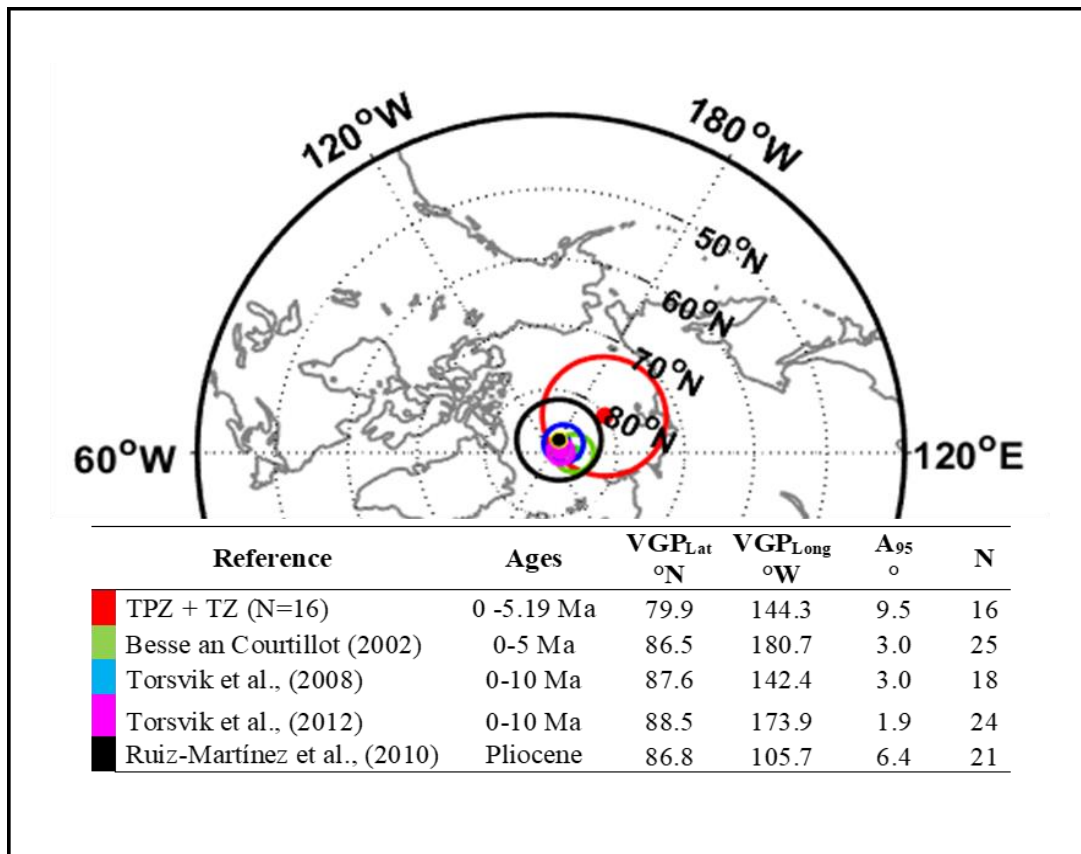


Figura 19. Proyección de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) obtenidos en este estudio (N=16) junto con los polos paleomagnéticos de referencia calculados a partir de la América del Norte estable y estudios previos para la misma región y área. En rojo, este estudio; en verde, Besse y Courtillot (2002); en azul y magenta respectivamente, Torsvik et al. (2008, 2012); y en negro, Ruiz-Martínez et al. (2010).

Para evaluar la existencia de rotaciones tectónicas, se calcularon los parámetros de rotación vertical  $R \pm \Delta R$  y el parámetro de *flattening* de la inclinación  $F \pm \Delta F$  junto con sus límites de confianza (Demarest, 1983) según las direcciones esperadas Besse y Courtillot (2002), Torsvik et al. (2008, 2012); y Ruiz-Martínez et al. (2010). (Tabla 5). Al examinar los valores obtenidos para R y F, y sus correspondientes incertidumbres,  $\Delta R$  y  $\Delta F$ , se observa que los valores de R varían entre  $-5.6^\circ$  a  $-11.5^\circ$ . Los valores de la incertidumbre de  $\Delta R$  indican que las rotaciones no son estadísticamente significativas, por lo que no es posible confirmar la existencia de una rotación vertical. El caso más notable es la diferencia respecto al polo encontrado por Ruiz-Martínez et al. (2010)  $R = -11.5^\circ$ ,  $\Delta R = 10.1^\circ$ . Este valor tan elevado puede deberse a que para el cálculo de ese polo se incluyen sitios localizados en la región central-occidental de la FVTM, los cuales al pertenecer a unidades tectónicas independientes al sistema que conforman al Rift Tepic-Zacoalco, podrían haber experimentado movimientos tectónicos independientes ya que este valor disminuye si se consideran únicamente a sitios localizados en la región occidental de la FVTM,  $R = -7.9^\circ$ ,  $\Delta R = 13.2^\circ$  aunque en este caso la incertidumbre es mayor debido a que la determinación se realizó con un número menor de sitios (siete).

Es igualmente significativo que en todos los casos el signo de R es negativo, consistente con un movimiento rotacional antihorario, aunque de nueva cuenta, los valores en las incertidumbres no permiten afirmar la existencia de estos movimientos por lo que, desde el punto de vista Paleomagnético no existe evidencia de movimientos tectónicos significativos desde el emplazamiento de las rocas estudiadas.

Tabla 5. Comparación de la posición del VGP promedio de este estudio con las posiciones esperadas de acuerdo con las curvas sintéticas de deriva polar aparente (APWP) y previas.  $VGP_{Lat}$  y  $VGP_{Long}$  son la latitud y longitud del polo geomagnético virtual respectivamente;  $N$  es el número de determinaciones individuales utilizados en el cálculo del promedio,  $A_{95}$  es el ángulo del 95% de confianza de la estadística de Fisher (1953);  $R$  es la cantidad de rotación del eje vertical y  $F$  es el aplanamiento de la inclinación;  $\Delta R$  and  $\Delta F$  son sus correspondientes límites de confianza calculados según Demarest (1983). FVTM (OC) y FVTM (C) se refiere a las partes occidental y central de la FVTM.

| Referencias                 | Edades                 | $VGP_{Lat}$<br>°N | $VGP_{Long}$<br>°O | N  | $A_{95}$<br>[°] | $R$<br>[°] | $\Delta R$<br>[°] | $F$<br>[°] | $\Delta F$<br>[°] |
|-----------------------------|------------------------|-------------------|--------------------|----|-----------------|------------|-------------------|------------|-------------------|
| Este estudio                | 220Ka-5.19Ma           | 79.9              | 144.3              | 16 | 9.5             | ---        | ---               | ---        | ---               |
| Besse and Courtillot (2002) | 0 Ma                   | 86.5              | 180.7              | 25 | 3.0             | -6.1       | 8.9               | 7.7        | 8.0               |
|                             | 5 Ma                   | 86.1              | 174.8              | 30 | 2.6             | -5.6       | 8.8               | 7.3        | 7.9               |
| Torsvik et al. (2008)       | 0 Ma                   | 87.6              | 142.4              | 18 | 3.0             | -7.4       | 8.9               | 5.0        | 8.1               |
|                             | 10 Ma                  | 87.2              | 138.4              | 30 | 2.5             | -7.1       | 8.8               | 4.5        | 7.9               |
| Torsvik et al. (2012)       | 0 Ma                   | 88.5              | 173.9              | 24 | 1.9             | -8.1       | 8.7               | 6.8        | 7.6               |
|                             | 10 Ma                  | 86.4              | 162.2              | 49 | 1.8             | -5.9       | 8.6               | 6.1        | 7.6               |
| Ruiz-Martínez et al. (2010) | Pliocene<br>FVTM (OC)* | 86.8              | 105.7              | 21 | 6.4             | -11.5      | 10.1              | 8.9        | 10.8              |
|                             | Pliocene<br>FVTM (C)*  | 87.6              | 120.4              | 7  | 11.9            | -7.9       | 13.2              | 3.9        | 16.1              |

Al considerar las posiciones del Polo y sus incertidumbres en conjunto con las edades radiométricas asociadas a cada una, se observa que hay una buena correlación con la escala de polaridades geomagnéticas de referencia (Gradstein et al., 2012), Figura 20). Como ya había sido advertido por Cervantes-Solano et al. (2020), no es claro si el registro paleomagnético encontrado en los sitios TPZ\_20, TPZ\_12 corresponden con la inversión Cochiti-Gilbert, o bien, si el registro de TPZ\_12 representa un evento geomagnético independiente de polaridad intermedia alrededor de los 3.7 Ma como lo interpretaron Camps et al. (1996) y Goguitchaichvili et al. (1997; 2009) en estudios realizados en lavas provenientes del sur de Georgia.



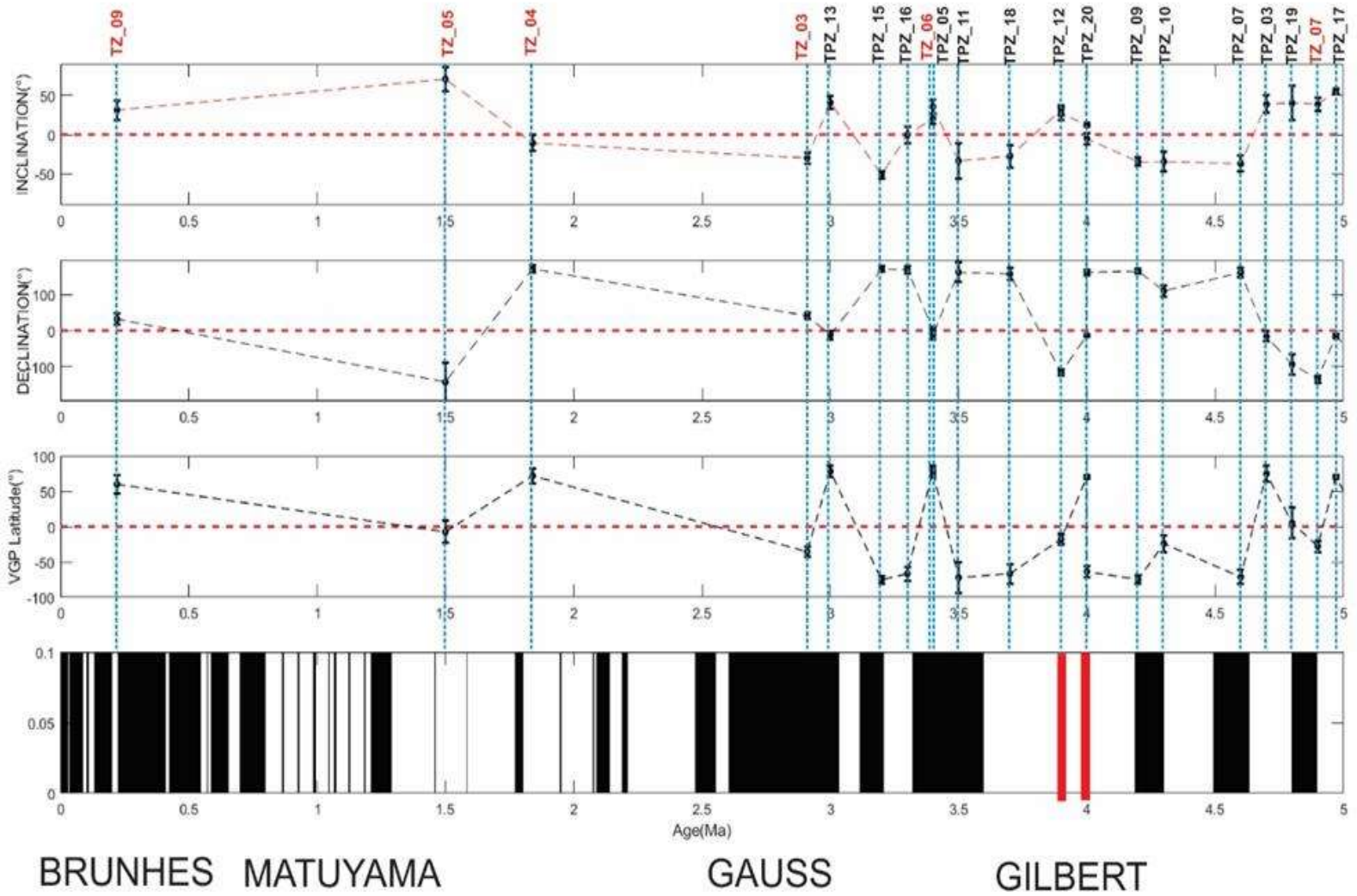


Figura 20. Latitud, declinación e inclinación del VGP paleomagnético promedio contra las edades radiométricas y polaridades magnéticas de todos los sitios considerados y comparados con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS) para los últimos 5 Ma.

## Discusiones

Para poder detallar de manera sobresaliente el comportamiento del Campo Magnético Terrestre en esta región durante los últimos 5 Ma, se incluyeron los datos publicados en Cervantes-Solano et al., (2020). Fueron consideradas 23 direcciones medias independientes provenientes de igual número de sitios con edades radiométricas conocidas mostradas previamente en la tabla 4. De estos sitios, siete presentaron polaridad normal, nueve presentaron polaridades invertidas bien definidas y siete tuvieron polaridades consideradas como intermedias.

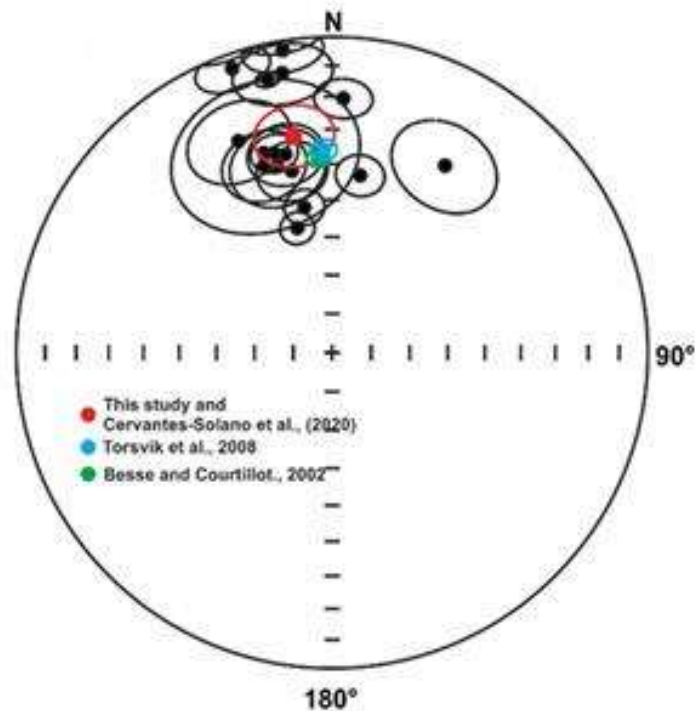


Figura 21. Comparativa de Paleodirecciones medias. Direcciones medias de todos los sitios obtenidos en este estudio representadas en color rojo. Direcciones medias obtenidas por Besse y Courtillot., (2002) en verde y direcciones medias obtenidas por Torsvik., (2008) en azul.

Con base en la comparativa de esta posición del polo con la esperada a partir de los modelos sintéticos de deriva polar correspondientes según la edad para el Cratón de Norte América (Besse y Courtillot, 2002; Torsvik, 2008, 2012) se observó que el polo geomagnético virtual se ajusta relativamente bien dentro de las incertidumbres. Como complemento para esta comparativa, también se tomaron en cuenta los trabajos previos de Ruiz-Martínez et al. (2010) y Calvo-Rathert et al. (2013), en los cuales, los polos geomagnéticos obtenidos también se ajustaron de buena manera dentro de las incertidumbres.

## **Conclusiones**

Se realizaron experimentos paleomagnéticos y de magnetismo de rocas provenientes de nueve sitios, pertenecientes a las unidades ígneas asociadas al Rift Tepic-Zacoalco, con edades entre los 1 y 5 Ma. Los resultados de los experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura muestran en la mayoría de las muestras una sola fase ferrimagnética con temperatura de Curie compatible con titanomagnetita con bajo contenido en titanio. En el resto de las muestras se aprecian dos fases con temperaturas de Curie que indican la presencia de titanomagnetita con alto y bajo contenido en titanio.

Se determinó la paleodirección promedio en seis de los sitios, de los cuales, tres tienen polaridad normal, uno invertida y dos aparentemente intermedia razonablemente bien definida. Con la finalidad de estudiar con mayor detalle el comportamiento del Campo Magnético Terrestre en esta región para los últimos 5 Ma, se incluyeron los datos Paleomagnéticos previamente estudiados con edades entre 3 y 5 Ma, en total se consideraron 23 determinaciones paleomagnéticas independientes.

La dirección promedio es  $Dec. = 350.3^\circ$ ,  $Inc = 30.9^\circ$ ,  $N = 16$ ,  $\alpha_{95} = 9.1^\circ$ , con un polo geomagnético virtual de  $P_{Lat} = 79.9^\circ N$ ,  $P_{Long} = 144.3^\circ E$ ,  $A_{95} = 9.5^\circ$ . Al comparar esta posición del polo con la esperada a partir de los modelos sintéticos de deriva polar, así como con los obtenidos en trabajos previos, se observa que, dentro de las incertidumbres, se ajusta bien por lo que no parece haber evidencia de movimientos tectónicos significativos desde el emplazamiento.

A partir de las edades radiométricas publicadas para las unidades estudiadas y con los polos geomagnéticos virtuales de 16 sitios, así como sus correspondientes paleodirecciones, es posible establecer de forma preliminar una secuencia de las transiciones de polaridad geomagnética, la cual se ajusta, dentro de sus incertidumbres, relativamente bien con la escala de polaridades geomagnéticas propuesta por Gradstein et al. (2012).

## Referencias

Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., Ferrari L. (1998). Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and pylogenetic volcanism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 26, 591-594.

Allan J. F., Nelson S.A., Luhr J. F., Carmichael I.S.E., Wopat M. y Wallace P.J. (1991). Pliocene-recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, p. 425-445.

Besse, J., Courtillot, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), EPM-6.

Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.

Butler Robert, F. (2004). *PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes*.  
Obtenido de <https://www.geo.arizona.edu/Paleomag/tocpref.pdf>

Calvo-Rathert, M., Reyes, B. A., Goguitchaichvili, A., Elguera, J. R., Franco, H., Morales, J., Soto, R., Carrancho, A., Delgado, H. (2013). Rock-magnetic and paleomagnetic results from the Tepic-Zacoalco rift region (western Mexico). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57 (2), 309- 331.

Camps, P., Ruffet, G., Shcherbakov, V. P., Shcherbakova, V. V., Prévot, M., Moussine-Pouchkine, A., Sholpoe, L., Goguitchaichvili, A., Asanidzé, B. (1996). Paleomagnetic and geochronological study of a geomagnetic field reversal or excursion recorded in pliocene volcanic rocks from Georgia (Lesser Caucasus). *Physics of the earth and planetary interiors*, 96(1), 41-59.

Carmichael, I.S.E.; Lange, R.A., y Luhr, J.F. (1996). Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico—a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, p. 302-333.

Cervantes-Solano, M.A. (2002). Registro de la variación secular del campo magnético terrestre durante el mioceno tardío: área de Tepic (Nayarit, México). Tesis de licenciatura. Facultad de ciencias, UNAM. México, D.F.

Cervantes-Solano, M. A. (2008). Inversión geomagnética en Gilbert-Gauss registrada en provincias volcánicas del cáucaso del sur. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.

Cervantes-Solano, M. Á., Ortega, U. D., Goguitchaichvili, A., Rosas-Elguera, J., Contreras, J. M., García-Ruiz, R., y Cejudo-Ruiz, R. (2020). Paleomagnetic study from radiometrically dated lavas associated to the Tepic-Zacoalco Rift (western Mexico): Possible evidence of a new geomagnetic excursion within Gilbert chron. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102796.

Coe, R. S., Hongre, L., y Glatzmaier, G. A. (2000). An examination of simulated geomagnetic reversals from a palaeomagnetic perspective. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1768), 1141-1170.

Cox, A., Doell, R.R., Dalrymple, G.B. (1963). Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronology. *Nature*, 198: 1049-1051.

Cromwell, G., Johnson, C. L., Tauxe, L., Constable, C. G., y Jarboe, N. A. (2017). PSV10: A Global Data Set for 0–10 Ma Time-Averaged Field and Paleosecular Variation Studies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

Dearing, J. (1999). *Methods of Environmental Magnetism: A Practical Guide*. 6, 35-62.

Deremer, L. (1986). The Geologic and Chemical Evolution of Volcán Tepetitlic, Nayarit, Mexico [M.S. thesis]: New Orleans, Louisiana, Tulane University, 158.

Díaz-Ortega, U. (2019). Estudio combinado paleomagnético y petromagnético de flujos de lava asociados al Rift Tepic-Zacoalco emitidos durante los cronos geomagnéticos Gauss y Gilbert. Tesis de maestría. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH. Morelia, Michoacán.

Evans, M. E., y Heller, F. (2003). *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics*. Academic Press.

Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquare, G., y Tibaldi, A. (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*, 33(1), 91-105.

Ferrari, L. (1995). Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, 23(8), 751-754.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., y Delgado-Granados, H. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America Special Paper*, 334, 42-64.

Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Trans-mexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, pp. 84-92.

Ferrari, L., López-Martínez, M., y Rosas-Elguera, J. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21(4), 17-1-17-24.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149.

Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a Sphere. *Proceedings of Royal Society, London*. A217. pp 295-307.

Fragoso Maldonado, M. (2015). Distribución espacial de propiedades magnéticas y su relación con el contenido de metales pesados en las zonas urbana y costera de Lázaro Cárdenas, Michoacán. Universidad Nacional Autónoma de México.

Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., & Delgado-Granados, H. (2004). Magma eruption rates constrained by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology and GIS for the Ceboruco–San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), 259-276.



Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H., y Carmichael, I. S. (2007). A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America. *Geological Society of America Bulletin*, 119(1-2), 49-64.

Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., Nelson, S. A., Delgado-Granados, H., Mastin, L., y Wineberg, D. (2014).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Volcán Tepetitlic, western Mexico: Implications for the origin of zoned rhyodacite-rhyolite liquid erupted explosively from an andesite stratovolcano after a prolonged hiatus. *Bulletin*, 126(1-2), 16-30.

Fuller, M. (1987). *Experimental Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. En: C.G. Sammis y T.L. Hennyey (Editores), *Methods of Experimental Physics*. Academic Press, San Diego, pp. 303- 471.

Gastil, G., Krummenacher, D., y Jensky, A.W. (1978). Reconnaissance geologic map of the west-central part of the state of Nayarit, Mexico: *Geological Society of America Maps Series MC-24*, scale 1:200,000.

Gilbert, G.M., Mahood, G.A., Carmichael, I.S.E. (1985). Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24, 169-191.

Glatzmaier, G. A., Coe, R. S., Hongre, L., y Roberts, P. H. (1999). The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. *Nature*, 401(6756), 885.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds.). (2012). *The geologic time scale 2012*. Elsevier.

Goguitchaichvili, A. T., Sologachvili, D. Z., Prévot, M., Calvo, M., Pavlenichvili, E. S., Maissuradze, G. M., Schnepf, E. (1997). Palaeomagnetic and rock-magnetic study of a Pliocene volcanic section in southern Georgia (Caucasus). *Geologie en Mijnbouw*, 76(1-2), 135-143.

Goguitchaichvili, A., Morales, J., Cañon-Tapia, E., y Negrete, R. (2003). Geomagnetic field strength during late Miocene: First paleointensity results from Baja California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).

Goguitchaichvili, A., Cervantes, M. A., Rathert, M. C., Camps, P., Sologashvili, J., Maissuradze, G. (2009). Gilbert-Gauss geomagnetic reversal recorded in Pliocene volcanic sequences from Georgia (Lesser Caucasus): revisited. *Earth, planets and space*, 61(1), 71-81.

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

Grajales, M. y López-Infanzon, M. (1984). Estudio Petrogenético de las Rocas Igneas y Metamórficas de la Cuenca Guerrero-Morelos. *Proy. 0-4157. IMP, Subd. Tecn., Expl.* (Inédito).

Gubbins, D., y Herrero-Bervera, E. (Eds.). (2007). *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*. Springer Science & Business Media.

Hasenaka, T., y Carmichael, I.S.E. (1985). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central, Mexico—their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 25, núms. 1-2, p. 105-124.

Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Wijbrans, J. R. (1997). Direct comparison of astronomical and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of ash beds: potential implications for the age of mineral dating standards. *Geophysical Research Letters*, 24: 2043-2046.

Hueda, T. (2000). Fechamiento arqueomagnético de estucos de los sitios de Teopancazco, Teotihuacán y Templo Mayor, Tenochtitlan. Tesis de Licenciatura en Arqueología, ENAH. México, 128 p.

ISSC (International Subcommission on Stratigraphic Classification) (1979). International Stratigraphic Guide: Magnetostratigraphic polarity units, a supplementary chapter. *Geology*, 7: 578-583.

Jacobs, J.A. (1994). Reversals of the Earth's Magnetic field. 2nd edition, Cambridge University Press, New York, 346 p.

Johnson, C.L., Constable, C.G., Tauxe, L., Barendregt, R.W., Brown L.L., Coe R.S., Layer P., Mejia V., Opdyke N.D., Singer B.S., Staudigel H., Stone, D. (2008). Recent investigations of the 0-5 ma geomagnetic field recorded in lava flows. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).

Johnson, C. L., y McFadden, P. (2015). The Time-Averaged Field and Paleosecular Variation.

Kirschvink, J.L. (1980). The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718.

Laj, C. y Channell, J.E.T. (2007). Geomagnetic excursions. In: Kono M. (Ed.), *Treatise in Geophysics*, 5. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 373-416.

Lange, R. A., y Carmichael, I. S. (1991). A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin*, 103(7), 928-940.

Langereis, C.G., Krijgsman, W., Muttoni, G., Menning, M. (2010). Magnetostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsletter on Stratigraphy*, 43(3): 207-233.

Lanza, R., y Meloni, A. (2006). *The Earth's Magnetic Field* (pp. 1-66). Springer Berlin Heidelberg.

Lewis-Kenedi, C.B., Lange, R.A., Hall, C.M., y Delgado-Granados, H. (2005). The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: Ages, volumes, and relative proportions of lava types: *Bulletin of Volcanology*, v. 67, p. 391–414, doi: 10.1007/s00445-004-0377-3.

López–Loera, H., Urrutia–Fucugauchi, J., Alva–Valdivia, L. (2011). Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México–implicaciones tectónicas y estructurales. *Revista mexicana de ciencias geológicas* 28, 349–370.

Luhr, J. F. (2000). The geology and petrology of Volcán San Juan (Nayarit, México) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95(1-4), 109-156.

Ma, M., Liu, X., Hesse, P. P., Guo, X., y Chen, J. (2013). Magnetic properties of loess deposits in Australia and their environmental significance. *Quaternary International*.

Martínez-Pichardo, E. E. (2009). *Propiedades magnéticas y sus relaciones con metales pesados y elementos mayores en suelos superficiales del Valle de México* (tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

Martínez-Godínez, A. (2018). Estudio paleomagnético integral de rocas volcánicas Cretácicas pertenecientes al Rift Tepic-Zacoalco. Tesis de licenciatura. Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia. UNAM. Morelia, Michoacán.

McElhinny, M.N., McFadden, P.L. (1997). Paleosecular variation over the past 5Mys based over on a new generalized database. *Geophys. J. Int.*, 131, 240-252.

McFadden P.L. y McElhinny M.W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism, *Geophysical Journal International*, 103, 3, 725-729.

Mejia, V., Opdyke, N. D., Vilas, J. F., Singer, B. S., y Stoner, J. S. (2004). Plio-Pleistocene time- averaged field in southern Patagonia recorded in lava flows. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(3).

Merrill, R.T., McElhinny, M.N., McFadden, P.L. (1996). *The Magnetic Field of the Earth. International Geophysics Series*, 63. Academic Press, San Diego, 531 p.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra-Madre volcanic province and the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.

Nelson, S.A. (1980). Geology and petrology of volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico. Summary: *Geological Society of America Bulletin*, v. 91, p. 639–643.

Nelson, S.A., y Carmichael, I.S.E. (1984). Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico: Contributions to Mineral- ogy and Petrology, v. 85, p. 321–335, doi: 10.1007/ BF01150290.

Nelson, S.A., y Hegre, J. (1990). Volcan Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt: *Bulletin of Volcanology*, v. 52, p. 186–204, doi: 10.1007/BF00334804.

Nieto-Obregon, J., Delgado-Argote, L.A., y Damon, P.E. (1985). Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphological features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican volcanic belt: *Geofisica Internacional*, v. 24, p. 623–663.

Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., y de la Campa, A. G. (1992). Listric faulting and continental rifting in western Mexico—A paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics*, 208(4), 365-376.

Opdike, N.D., Channell, J.E.T. (1996). *Magnetic Stratigraphy*. International Geophysics Series, vol. 64. Academic Press, San Diego, 346 p.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E. (1996). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*. Vol. 23. pp 1127-1130.

Ortega, B., Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). A paleomagnetic secular variation record from late Pleistocene-Holocene lacustrine sediments from Chalco lake, basin of Mexico. *Quaternary international*, 43, 87-96.

Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146(1-4), 353-364.

Pérez-Rivarés, F. J. (2016). Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: Cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria. Unpublished PhD, Universidad de Zaragoza, 281.

Perrin, M., y Shcherbakov, V. (1997). Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: Evidence for a dipole structure during the Mesozoic low. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 49(4), 601-614.

Petrone, C.M., Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A., and Sudo, M. (2001). Volcanic systems in the San Pedro–Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K-Ar geochronological data: *Geochemical Journal*, v. 35, p. 77–88, doi:10.2343/geochemj.35.77.

Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Bourgois, J., y Barrier, E. (1992). Evolución de la frontera septentrional del bloque Jalisco. *México*, 17, 111-117.

Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., and DePaolo, D.J. (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating: *Chemical Geology*, v. 145, p. 117–152, doi: 10.1016/S0009-2541(97)00159-9.

Righter, K., y Carmichael, I.S.E., (1992). Hawaiites and related lavas in Wallace, P., y Carmichael, I.S.E., 1999, Quaternary volcanism near the Aten guillo graben, western Mexican Volcanic Belt: the Valley of Mexico: implications for subduction zone Geological Society of America Bulletin, 104, 1,592-1,607.

Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., Renne, P.R. (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 612-626.

Riisager, P., Riisager, J., Abrahamsen, N., y Waagstein, R. (2002). Thellier palaeointensity experiments on Faroes flood basalts: technical aspects and geomagnetic implications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 131(2), 91-100.

Rodríguez-Tokutaira, M.T. (2020). Datación Arqueomagnética de piezas arqueológicas del valle de Colima: sitio “Comala”. Tesis de licenciatura. Departamento de Ciencias de la Tierra. Instituto Tecnológico de Ciudad Madero. Madero, Tamaulipas.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Martínez, M. L., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico. *International Geology Review*, 39(2), 125-140.

Ruiz-Martínez, V. C., Osete, M.L., Vegas, R., Núñez-Aguilar, J.I., Urrutia-Fucugauchi, J., y Tarling, D. H. (2000). Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318(1-4), 217-233.

Ruiz-Martínez, V. C., Urrutia-Fucugauchi, J., y Osete, M. L. (2010). Palaeomagnetism of the Western and Central sectors of the Trans-Mexican volcanic belt - implications for tectonic rotations and paleosecular variation in the past 11 Ma. *Geophysical Journal International*, 180(2), 577-595.

Santamaría, J. J. V. (2016). La historia del campo magnético terrestre registrado en las rocas. *Fundamentos del Paleomagnetismo. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24(3), 261-261.

Soler-Arechalde, A. M. (2006). Investigaciones arqueomagnéticas en México. *Fundamentos, Historia y Futuro. Monografías del Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México*, 90 p.

Tauxe, L. (1993). Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Reviews of geophysics*, 31(3), 319-354.

Tauxe, L. (2005). *Essentials of Paleomagnetism: Fifth Web Edition*. University of California Press.



- Thompson, R., y Oldfield, F. (1986). *Environmental Magnetism*. London: Allen & Unwin.
- Torsvik, T. H., Müller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina, C. (2008). Global plate motion frames: toward a unified model. *Reviews of geophysics*, 46(3).
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill C. M., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., Van Hinsbergen, D. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P. J.A., Cocks, R. M. L. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114 (3-4), 325-368.
- Turner, G., Enright, M.C., y Cadogan, P.H. (1978). The early history of chondrite parent bodies inferred from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages: Proceedings of the Lunar Planetary Science Conference, v. 9, p. 989–1025.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Campos-Enríquez, J.J., Campos-Enríquez, J.O. (1988). Variación secular reciente y cartas de los elementos del campo geomagnético en México, *Geofísica internacional*, 30, 107–116.
- Urrutia-Fucugauchi, J., González-Morán, T. (2006). Structural pattern at the northwestern sector of the Tepic-Zacoalco rift and tectonic implications for the Jalisco block, western Mexico. *Earth, planets and space*, 58, 1303–1308.
- Zijderveld, J.D.A. (1967). AC demagnetization of rocks: Analysis of results. En: D.W. Collinson, K.M. Creer y S.K. Runcorn (Editores), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, pp. 254-286.