

Principales características de la intensidad del campo geomagnético en México durante el Plio-Pleistoceno

Main features of the geomagnetic field strength in Mexico during the Plio-Pleistocene

Ulises Demian Díaz¹, Rafael García Ruiz², Miguel Cervantes-Solano^{3,*}, Avto Goguitchaichvili², Hector López Loera⁴, José Rosas Elguera⁵, Jaime Urrutia Fucugauchi⁶, Juan Morales²

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, Unidad de Posgrado, UNAM, Ciudad Universitaria, C.P. 04510, CDMX, México.

²Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM, Antigua Carretera a Pátzcuaro 8701, Ex Hacienda de San José de la Huerta, 58190 Morelia, Michoacán, México

³Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia, UNAM, Antigua Carretera a Pátzcuaro 8701, Ex Hacienda de San José de la Huerta, 58190 Morelia, Michoacán, México

⁴División de Geociencias Aplicadas, IPICYT, Camino a la Presa San José 2055, Col. Lomas 4 sección CP. 78216, San Luis Potosí, México

⁵Centro Universitario de los Valles, Universidad de Guadalajara, Carr. a Guadalajara Supermanzana El Km. 45.5, 46708 Caimanero, Jalisco, México.

⁶Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM, Circuito de la investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, C.P. 04510, CDMX, México.

* Autor para correspondencia:
(M. Cervantes-Solano)
miguel_cervantes@enesmorelia.unam.mx

Cómo citar este artículo:

Díaz, U.D., García Ruiz, R., Cervantes-Solano, M., Goguitchaichvili, A., López Loera, H., Rosas Elguera J., Urrutia Fucugauchi, J., Morales, J., 2024, Principales características de la intensidad del campo geomagnético en México durante el Plio-Pleistoceno: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 76 (3), A220424. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2024v76n3a220424>

Manuscrito recibido: December 8, 2023
Manuscrito corregido: April 10, 2024
Manuscrito aceptado: April 22, 2024

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

En este trabajo se presentan y analizan nuevas determinaciones de paleointensidades absolutas obtenidas de flujos de lava independientes emplazados durante el Plioceno y distribuidos a lo largo del Rift Tepic-Zacoalco, al Oeste de la Faja Volcánica Transmexicana. Además, presenta una recopilación de estudios previos de paleointensidades realizados en México, abarcando edades de los últimos 5 millones de años. A partir de este análisis, se observa que el valor promedio del momento dipolar virtual obtenido para el último millón de años ($10 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), es superior al registrado en otras localidades en el mundo. Para el periodo de 3 a 5 millones de años, el valor promedio del momento dipolar es de $6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, lo que sugiere un aparente incremento gradual de la intensidad al menos a nivel regional durante el último millón de años. Se obtuvo una importante disminución de la intensidad para un flujo de lava presuntamente transicional. Estos resultados concuerdan con estudios paleomagnéticos previos realizados en las zonas aledañas, los cuales reportan registros de valores de paleointensidad notablemente bajos y asociados a un régimen geomagnético inestable.

Palabras clave:
Paleointensidad, Rift Tepic-Zacoalco, Plio-Plesitoceno.

ABSTRACT

We report new absolute paleointensity determinations obtained from independent lava flows emplaced during the Pliocene and distributed along the Tepic-Zacoalco Rift (Western Trans-Mexican Volcanic Belt). In addition, we carried out a compilation and analyses of previous paleointensity studies carried out in Mexico, covering age intervals of the last 5 million years. The average value of the virtual dipole moment obtained for the last million years ($10 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), is higher than that observed in other locations worldwide. On the other hand, for the period from 3 to 5 million years, the average value of the dipole moment is $6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, which apparently suggests a gradual increase in intensity at least at regional scale, during the last million years. A significant decrease in intensity was detected for a presumably transitional lava flow. These results agree with previous studies carried out in the surrounding areas, reporting a notably low paleointensity value associated with a rather unstable geomagnetic regime.

Keywords: **Paleointensity, Tepic-Zacoalco Rift, Plio-Plesitocene**

1. Introducción

El estudio sobre el comportamiento del campo geomagnético en el pasado geológico ha permitido conocer con mucho detalle los cambios de polaridad y la existencia de algunos eventos geomagnéticos cortos llamados excursiones, los cuales pueden entenderse como inversiones abortadas, es decir, cambios en la posición del polo geomagnético alejándose de su posición dipolar axial estable siguiendo una trayectoria hacia la posición aproximadamente antípodal, pero que no llega a realizarse, a menudo volviendo a su posición original. El estudio de las variaciones del campo magnético ha permitido conocer los cambios de polaridad ocurridos durante los pasados cinco millones de años. Sin embargo, la magnitud del campo ha sido difícil de establecer, principalmente debido a la baja tasa de éxito de los tratamientos experimentales, a la distribución temporal irregular de las erupciones volcánicas y a la disponibilidad de conocer con precisión la edad en que sucedieron las erupciones.

Desde el punto de vista geofísico, la intensidad del campo geomagnético es un indicador indirecto de los procesos magnetohidrodinámicos que ocurren en el interior de la Tierra. Se cree que sus variaciones se deben a factores tales como la transferencia del flujo de calor que cruza los límites núcleo-manto, núcleo interno-núcleo externo o dentro del propio núcleo externo. Como consecuencia de que la Tierra es un sistema dinámico y, particularmente, el núcleo ha experimentado cambios durante su evolución, la intensidad del campo magnético ha sido diferente en el pasado geológico.

Para determinar la intensidad del campo magnético terrestre (CMT) en el pasado se han desarrollado diversas técnicas y protocolos, dentro de los cuales destaca el método propuesto por Thellier y Thellier (1959) y su variante propuesta por Coe (1967), siendo hasta hace poco el método más utilizado, principalmente en rocas ígneas, ya que cuentan con algunas características magnéticas naturales particulares (Kosterov y Prevot,

1998). Uno de los objetivos de este trabajo es revisar los datos de paleointensidad disponibles para México, la procedencia de las muestras y el método empleado para su determinación, con la finalidad de intentar analizar el comportamiento de la intensidad geomagnética en esta región durante los últimos 5 millones durante el Plio-Pleistoceno. Por este motivo, se hace una revisión de los trabajos publicados y sus principales resultados para, posteriormente, construir una base de datos, además de contribuir con nuevas determinaciones de la intensidad geomagnética obtenidas de rocas volcánicas provenientes de la parte oeste de la Faja Volcánica Trans-mexicana.

2. Panorama histórico de los estudios de Paleointensidad en México

Los estudios de paleointensidad en México comienzan a partir de 1965, gracias a los trabajos de Nagata *et al.* (1965) quienes publicaron el primer registro de una paleointensidad mediante el análisis de muestras cerámicas y rocas ígneas pertenecientes a América Central y del Sur, en el caso particular de México los estudios de paleointensidad se realizaron en rocas volcánicas piroclásticas de la erupción del volcán Xitle, mediante la metodología propuesta por Thellier y Thellier (1959). Este volcán ha sido sujeto de diversos estudios posteriores para conocer con mayor detalle su paleointensidad y poner a prueba diversas metodologías para la determinación (Urrutia-Fucugauchi, 1996; Böhnell *et al.*, 1997; González *et al.*, 1997; Morales, *et al.*, 2001; Böhnell *et al.*, 2003; Alva-Valdivia, 2005; Morales *et al.*, 2006; Alva-Valdivia *et al.*, 2010; Goguitchaichvili, *et al.*, 2018b; Alva-Valdivia *et al.*, 2020; Morales *et al.*, 2020).

Un siguiente trabajo fue realizado diez años después por Lee (1975) en el cual se realizaron estudios en cerámicas y rocas volcánicas con edades menores a 3 ka que provienen del centro y sur de Estados Unidos, el centro y sur de México, Guatemala, Perú y Bolivia. Las intensidades fueron determinadas mediante el método de Thellier

Enriques, 1993).

Alva-Valdivia *et al.* (2001) presentan un estudio de vector completo realizado en flujos de lava del campo volcánico Los Tuxtlas, en la porción este de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) con edades radiométricas de 0.8 a 2.2 Ma. La paleointensidad fue determinada mediante el método de Thellier y Thellier (1959) modificado por Coe *et al.* (1978) obteniendo valores de intensidad y del momento magnético dipolar virtual (VADM por sus siglas en inglés) por debajo del valor dipolo geomagnético axial actual (Barton *et al.*, 1996).

Morales *et al.* (2001) analizan flujos de lava, con edades entre los 2 ka y los 0.39 Ma, provenientes del Campo Volcánico Chichinautzin, ubicado en el centro de México obteniendo su paleointensidad absoluta mediante las metodologías de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) y Thellier modificado por Coe *et al.* (1978), sus resultados de paleointensidad resultaron ser mayores a los esperados para los últimos 5 Ma.

Morales *et al.* (2003) realizaron un estudio de magnetismo de rocas y paleomagnetismo en flujos volcánicos localizados en Baja California con

edades desde los 3.8 hasta los 7.7 Ma. Aplicando el método de (Thellier y Thellier, 1959) modificado por Coe *et al.* (1978) para su determinación concluyen que los valores de intensidades y sus correspondientes VADM son ligeramente mayores a los promedios esperados en las regiones del centro de México, Norte América para la misma temporalidad.

Conte *et al.* (2004) llevaron a cabo un estudio del vector geomagnético completo en flujos de lava con edades entre 200 y 23 ka provenientes del volcán Popocatepetl, un volcán activo localizado en la parte central de la FVTM. Las intensidades se obtuvieron mediante el protocolo de Thellier modificado por Coe *et al.* (1978) y resultaron ser ligeramente inferiores a las del campo actual.

Conte *et al.* (2006) presentaron resultados de un estudio paleomagnético y de paleointensidades en flujos de lava pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), localizado en la región central de la FVTM. Los flujos cuentan con edades que van de 2.7 Ma hasta erupciones históricas de los volcanes Parícutín (1943-1945), y Jorullo (1759-1774), las paleointensidades fueron

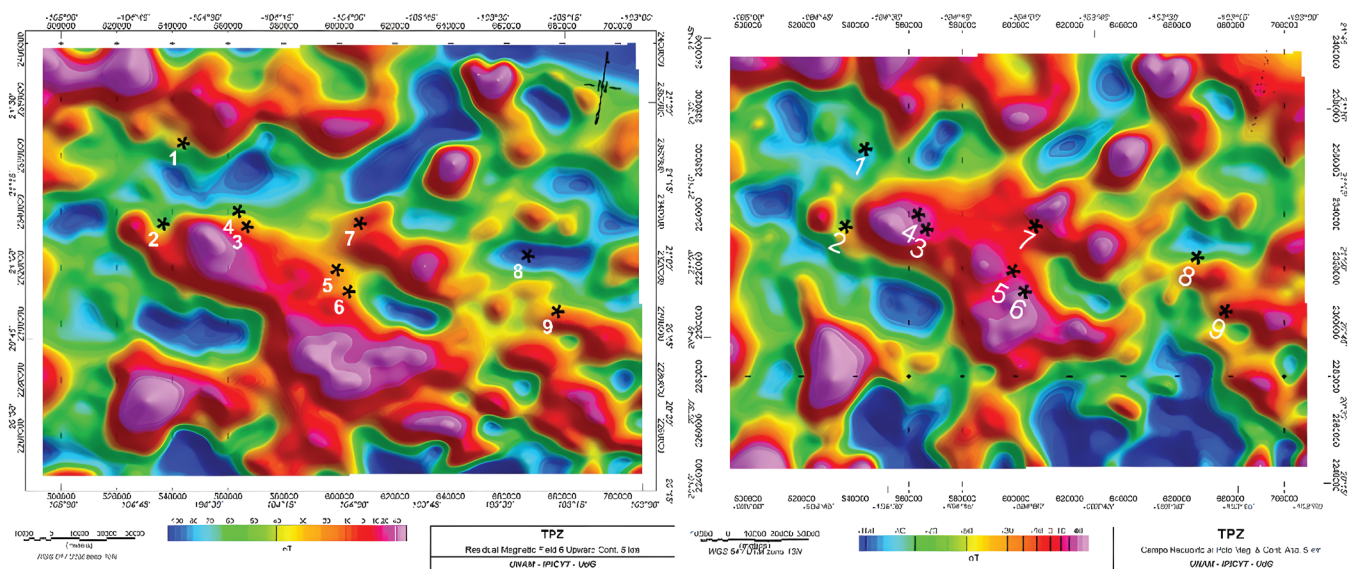


Figura 2 Mapas de contorno de A) Campo Magnético Residual y B) Campo Magnético Reducido al Polo. Los (*) numerados indican los sitios muestreados para este trabajo según se presentan en la Tabla 1.

determinadas mediante los protocolos de Thellier modificados por Coe *et al.* (1978) reportando los resultados de dos sitios con edades menores a 40 ka.

En esa misma región se han realizado varios estudios paleomagnéticos más, por ejemplo, los volcanes el Jorullo y Parícutín (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004; Goguitchaichvili *et al.*, 2005; Gratton *et al.*, 2005; Dekkers y Böhnell, 2006; Michalk *et al.*, 2008; Muxworthy *et al.*, 2010; Goguitchaichvili *et al.*, 2018b; Alva-Valdivia *et al.*, 2019).

Dekkers y Böhnell (2006) proponen un nuevo método para determinar la paleointensidad llamado “Método de pTRM diferencial multiespécimen”. Este método hace uso de la linealidad de la magnetización termorremanente parcial (pTRM) con el campo de laboratorio aplicado, requiere un menor número de pasos que las metodologías de tipo Thellier y previene posibles alteraciones químicas por la selección de los pasos de temperatura. En ese trabajo aplicaron esta metodología fue aplicada en rocas plutónicas con edades de 80 Ma a 110 Ma, localizados en la región de Baja California, obteniendo valores de paleointensidad muy próximos a los esperados. Este nuevo método marcó una alternativa para los estudios de paleointensidad ya que el porcentaje de éxito en las determinaciones parecía ser mayor a las de tipo Thellier y fue aplicada con éxito en volcanes con edades históricas como el Parícutín y el Jorullo, con resultados apenas por debajo de lo reportado en los estudios previos.

Michalk *et al.* (2008) presentó un estudio en cuatro volcanes de México, con edades históricas correspondientes al Parícutín, dos erupciones del Ceboruco, y una del Pico de Orizaba. Las paleointensidades se determinaron mediante el uso del método de multiespécimen y se compararon con resultados previos determinados por el de Thellier.

En Böhnell *et al.* (2009) aplicaron metodologías de Microondas y multiespécimen a flujos de lavas de la región de Baja California, obteniendo valores de paleointensidad sensiblemente menores para los experimentos de Microondas que para las paleointensidades obtenidas mediante el método

de multiespécimen.

Posteriormente, Goguitchaichvili *et al.* (2009) realizaron un estudio paleomagnético en dos depósitos de ceniza, un flujo de lava y un basalto perteneciente al volcán Toluquilla, emplazados en la porción central de la FVTM, con una edad estimada entre 45 a 39 ka. Las paleointensidades fueron determinadas mediante la técnica de Thellier y Thellier (1959) modificada por Coe (1978), sus resultados les permitieron relacionar la intensidad geomagnética con el evento de excursión *Laschamp*.

Sbarbori *et al.* (2009) realizaron un estudio paleomagnético en diez volcanes con edades radiométricas (Bohrson *et al.*, 1996) localizados en la Isla Socorro en el Océano Pacífico. En dicho estudio el método seguido fue una variación del de Thellier conocido como IZZI (Yu *et al.*, 2004) y obtuvieron las intensidades con edades entre 370 ka a 540 ka.

Muxworthy (2010), reportó paleointensidades en flujos de lavas de volcanes Hekla, Askja, Parícutín, Vesuvius, Láscar y el monte Santa Helena obtenidas mediante el método de Thellier, En el caso del volcán Parícutín obtuvieron una paleointensidad cercana al valor actual.

Goguitchaichvili *et al.* (2011) reportaron paleointensidades para las regiones de Jesús María y Funicular al oeste de la FVTM, las paleointensidades fueron determinadas mediante los protocolos de Thellier modificado por Coe *et al.* (1978).

Michalk *et al.* (2010), reportan paleointensidades determinadas por el método de multiespécimen, pertenecientes a flujos distribuidos a lo largo de toda la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) con edades menores a 1Ma, reportan también un valor promedio del VADM para el Cron de Brunhes.

Böhnell *et al.* (2016) realizaron un estudio de datación paleomagnética en dos flujos de lava históricos del volcán Ceboruco en la zona central oeste de México determinando su paleointensidad mediante el protocolo de multiespécimen (Dekkers y Böhnell, 2006).

García-Quintana *et al.* (2016) realizan un estudio paleomagnético en unidades volcánicas loca-

lizadas en los alrededores del lago de Pátzcuaro perteneciente al CVMG emplazadas durante el Holoceno. Las paleointensidades fueron determinadas por los protocolos de Thellier y Thellier (1959) modificada por Coe *et al.* (1978).

Maghoub *et al.* (2017) publicaron un estudio paleomagnético realizado al volcán El Metate formado durante el Holoceno (Chevrel *et al.*, 2016) perteneciente al CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985), se aplicó el protocolo de IZZI (Yu *et al.*, 2004) para la determinación de la paleointensidad. Maghoub *et al.* (2018) publican un estudio de vector

geomagnético completo de la región de Malpaís de Zacapu, dentro del CVMG. Las paleointensidades se determinaron mediante la metodología IZZI (Yu *et al.*, 2004).

Juárez-Arriaga *et al.* (2018) publican un estudio de vector geomagnético completo para la región de Los Humeros, en la porción este de la FVTM con 22 sitios distribuidos en 7 flujos de lavas los cuales fueron estudiados siguiendo el protocolo de IZZI (Yu *et al.*, 2004) para determinar su paleointensidad.

En el trabajo publicado por Mahgoub *et al.*

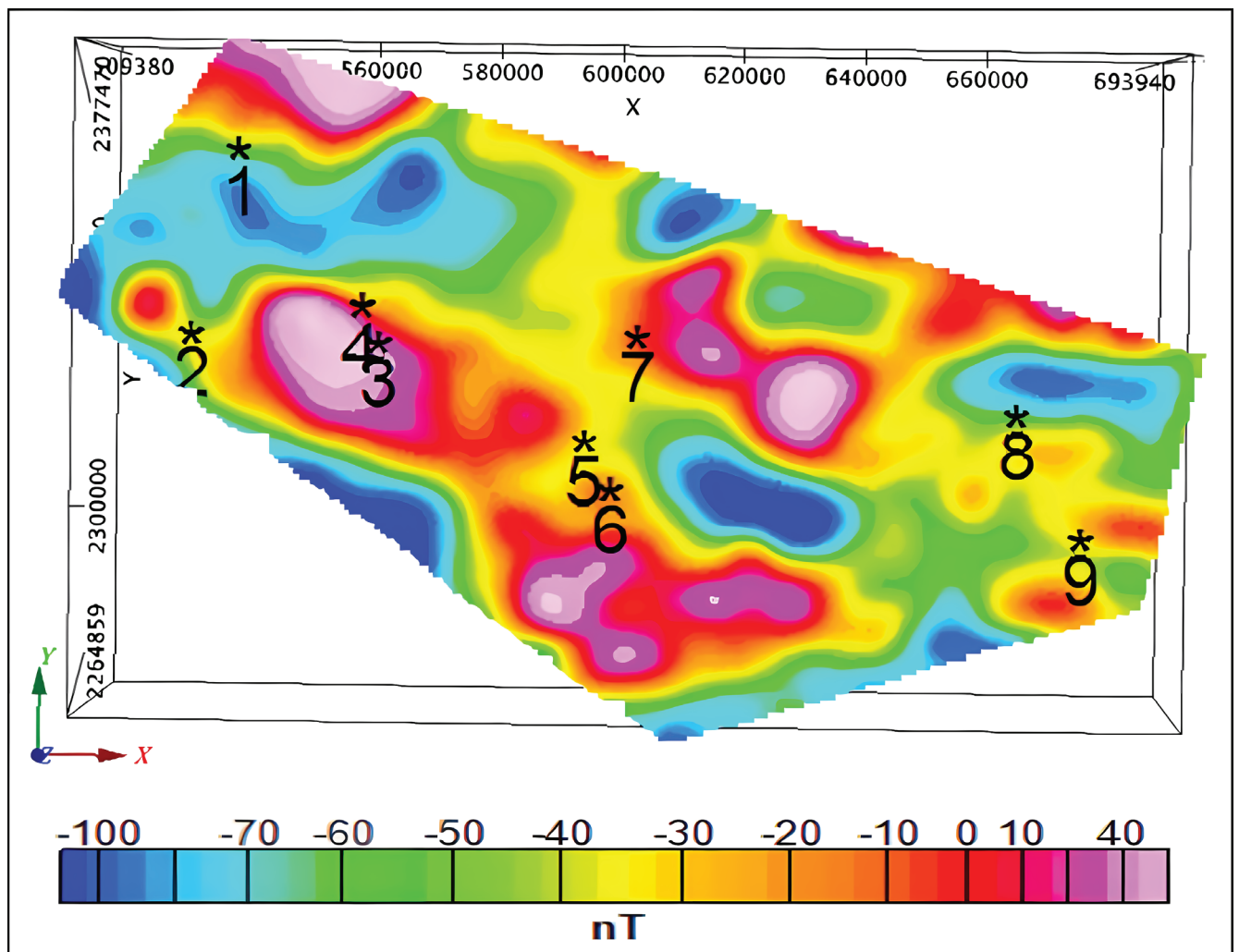


Figura 3 Polígono que muestra el área de estudio modelada 3D. Se observa también la configuración de isovalores del Campo Magnético Residual y los símbolos (*) indican la localización de los sitios estudiados paleomagnéticamente según se indica en la Tabla 1. En el sistema coordenado que se presenta en la esquina inferior izquierda se indica en color verde representa el vector (Y) la ubicación del norte y en color rojo la del E.1.

Tabla 1. Localización y edad de los sitios estudiados (Cervantes-Solano *et al.*, 2020).

Sitio	Lat. [°N]	Lon. [°E]	Tipo de roca	Edad [Ma]	Referencia
TPZ_03	21.31	-104.61	Toba silícica	4.75 ± 0.01	1
TPZ_06	21.05	-104.68	Toba silícica	4.57 ± 0.01	1
TPZ_09	21.04	-104.39	Flujo basáltico	4.01 ± 0.02	1
TPZ_10	21.09	-104.42	Toba silícica	4.23 ± 0.02	2
TPZ_11	20.90	-104.08	Lava riolítica	3.54 ± 0.01	1
TPZ_12	20.83	-104.04	Flujo basáltico	3.86 ± 0.04	3
TPZ_14	21.05	-104.00	Flujo basáltico	3.26 ± 0.18	5
TPZ_17	20.94	-103.42	Lava riolítica	5.19 ± 0.06	4
TPZ_20	20.76	-103.32	Flujo basáltico	3.97 ± 0.06	4

Referencias: (1) Frey *et al.* (2007), (2) Righter *et al.* (1995), (3) Rosas-Elguera *et al.* (1997), (4) Gilbert *et al.* (1985), (5) Moore *et al.* (1994)

(2019), se reportan 32 paleodirecciones y 21 paleointensidades pertenecientes mayormente a la FVTM distribuidas dentro del complejo volcánico de Michoacán Guanajuato, el campo Volcánico de Chichinautzin, Los Tuxtlas y el Pico de Orizaba, con unas edades menores a 46 ka. Las paleointensidades se obtuvieron mediante los protocolos IZZI (Yu *et al.*, 2004) y Thellier y Thellier (1959) modificada por Coe *et al.* (1978), notablemente estos resultados les permitieron desarrollar curvas de Variación Paleosecular y de intensidades para 3500 años y 45000 años.

Rodríguez-Trejo *et al.* (2019) realizó un estudio en el volcán el Pinacate y reportó una intensidad promedio obtenida por el protocolo de Thellier y Thellier (1959) modificado por Coe *et al.* (1978) determinada a partir de siete paleointensidades. Morales *et al.* (2020) aplican una estrategia multi-metodológica en los flujos de lavas del volcán Xitle, localizado en campo volcánico Chichinautzin al sur del valle de México, logrando determinar paleointensidades en tres de ellos que coinciden con lo reportado por Alva-Valdivia *et al.* (2020) para un flujo en común.

Mahgoub *et al.* (2021) desarrollaron un estudio paleomagnético en la Península de Baja California sobre unidades volcánicas denominadas San Borja

y Jaraguay, ambas estructuras cuentan con edades radiométricas menores a 5 Ma, determinaron sus paleointensidades por el protocolo de Thellier y Thellier, (1959) modificada por Coe *et al.* (1978), obteniendo resultados con valores de intensidad cercanos al esperado y solo un valor por debajo.

En general, se observa un aumento en el número de investigaciones sobre paleointensidad en México en las últimas décadas. Sin embargo, existen desafíos en la interpretación de los datos debido a sesgos en la distribución temporal y espacial, así como a la variabilidad en los métodos y técnicas utilizadas. Estos estudios proporcionan una base sólida para comprender la evolución del campo magnético en México, pero también destacan la necesidad de continuar investigando y refinando las metodologías para obtener una imagen más precisa y completa de la paleointensidad en la región.

3. Contexto geológico de los sitios estudiados

La FVTM es la provincia volcánica activa más estudiada dentro del territorio mexicano, se trata de un arco magmático con una longitud aproxi-

mada de 1000 km y un grosor de anchura variable entre los 80 y 230 km, se encuentra formando un ángulo de 16° respecto de la Trincheras Media Americana en una dirección E-O y ONO-ESE y está conformada por alrededor de 8000 estructuras volcánicas (Ferrari *et al.*, 2012; Gómez-Tuena *et al.*, 2007). La FVTM es considerada como una región activa y se estima que el origen de esta actividad comenzó hace 28 Ma cuando la placa oceánica de Farallón comienza su proceso de subducción en la placa Norteamericana, cuando el centro de la placa se acercó a la trincheras la subducción se detuvo debido a la tracción de la sección, esto ocasionó que la placa se partiera en varias microplacas, al mismo tiempo una porción de la corteza continental se añadió a la placa del pacífico ocasionando la formación de la Península de Baja California (Frey *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2012). Dado que la FVTM es una región muy extensa a menudo se divide en tres zonas: la porción oeste, localizada entre la costa del Pacífico y la triple unión de los rifts de Chapala, Zacoalco y Colima; la porción centro localizada entre la triple unión y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; y la porción este localizada entre el sistema de fallas y el Golfo de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2007). Esta triple unión de graben define al oeste el Bloque Jalisco (BJ) y explica la presencia de volcanes alcalinos formados durante el cuaternario localizados paralelos a la trincheras (Pardo y Suárez, 1993). Los tres graben se caracterizan por la presencia de rocas calco-alcalinas andesíticas, las cuales a su vez se encuentran relacionadas con los arcos volcánicos asociados a zonas de subducción (Luhr *et al.*, 1985). El graben de Colima es una compleja estructura que varía en su anchura entre los 20 y los 60 km, alcanzando un relieve máximo de hasta 1.7 km, aunque datos de gravimetría indican que existe un desplazamiento vertical de hasta 2.4 km. El graben de Chapala contiene la laguna de Chapala la cual se extiende hasta 90 km en dirección este desde la zona de intersección. El graben Zacoalco se extiende 50 km desde la zona de intersección en dirección noroeste donde termina por mezclarse

con la FVTM (Luhr *et al.*, 1985).

El presente estudio se realizó dentro de la región del Rift Tepic-Zacoalco donde se han desarrollado diversos estudios paleomagnéticos en rocas ígneas formadas durante los últimos 5 Ma provenientes de unidades volcánicas asociadas al Rift (Michalk, *et al.*, 2008; Michalk, *et al.*, 2010; Böhnell, *et al.*, 2016; Cervantes-Solano *et al.*, 2020). En estos estudios se ha encontrado evidencia de eventos geomagnéticos posiblemente relacionados con procesos excursionales o de inversión geomagnética lo cual se ve reflejado también en la alta variación de los valores de paleointensidad. A partir de esa evidencia y de los reportes globales que relacionan valores bajos de la intensidad con el comportamiento transicional del campo geomagnético es que surge el interés de conocer el con mayor detalle el comportamiento de la paleointensidad registrada en los flujos de lava de esta zona con edades radiométricas cercanas a los eventos geomagnéticos transicionales documentados.

Para este trabajo se analizaron muestras roca procedentes de nueve unidades volcánicas con edades entre 3.97 a 4.75 Ma estudiadas previamente por Cervantes-Solano *et al.* (2020). Con la finalidad de investigar acerca del comportamiento de la intensidad geomagnética durante estos periodos, a finales del 2022 se recolectaron únicamente muestras de mano de los flujos de lava que mostraron un comportamiento estable durante los tratamientos magnéticos en el estudio previo, la Tabla 1 muestra la ubicación, edades y composición de los sitios estudiados y en la Figura 1 se muestran la localización de los sitios y los principales rasgos geológicos de la zona de estudio.

4. Contexto magnético del área de estudio.

En investigaciones recientes sobre paleomagnetismo y magnetometría realizadas en distintas zonas volcánicas dentro de la FVTM se han reportado anomalías geomagnéticas locales y los efectos que tienen en el registro paleomagnético (López

Loera *et al.*, 2021; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004; Martínez-Pepin *et al.*, 2002). En estos trabajos se ha demostrado que los métodos geofísicos como la magnetometría aportan información acerca de la estructura interna de los volcanes, de los procesos que llevan a su formación y, sobre todo, cómo esto afecta el registro paleomagnético. En el estudio realizado por Urrutia-Fucugauchi *et al.* (2004) en flujos de lava del volcán Parícutín (Oeste de la FVTM) reportaron direcciones paleomagnéticas con inclinaciones geomagnéticas anormalmente bajas en comparación con los datos del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (el más cercano al sitio de estudio) y las inclinaciones esperadas según el modelo del Campo Geomagnético Internacional de Referencia. Estas

diferencias fueron atribuidas, a partir del estudio geofísico, a la deformación interna del flujo de lava, al movimiento de los bloques y del frente de lava durante el emplazamiento, aunque concluyen que no es posible establecerlo con precisión.

Más recientemente López-Loera *et al.* (2021) mediante sondeos magnéticos aéreos, mediciones magnéticas directas y un muestreo paleomagnético en el volcán Parícutín, reportaron direcciones paleomagnéticas congruentes con los esperados según los observatorios geomagnéticos y los modelos de referencia, sin embargo, estas direcciones muestran una alta dispersión ($\alpha_{95} = 10.8^\circ$). Al tratarse de erupciones recientes (1943) y bien documentadas, esta dispersión debiera ser menor por lo que concluyen que es necesario investigar

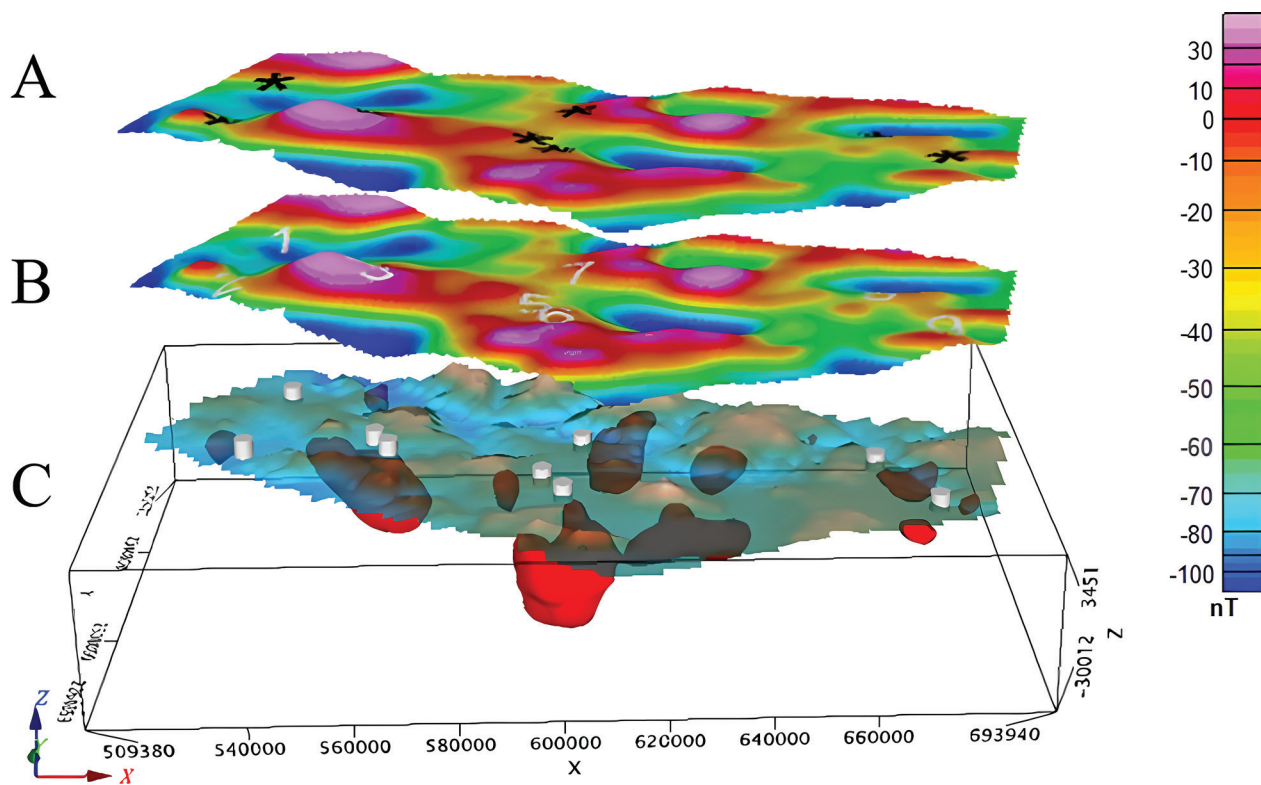


Figura 4 Modelo de inversión VOXI 3D de la susceptibilidad magnética. A y B son los mapas de contorno predichos y medidos respectivamente; C muestra el modelo de elevación digital. Los cilindros blancos numerados representan la ubicación de los sitios de estudio y los cuerpos en color rojo representan los cuerpos intrusivos con una susceptibilidad magnética de 0.005 SI. La flecha de color rojo en el extremo inferior izquierdo señala al Este y la de color verde señala al Norte geográfico. Z representa altitudes sobre y bajo el nivel del mar en metros.

más sobre el vínculo del registro paleomagnético con el contexto vulcanológico local ya que condiciona la posibilidad de obtener tanto direcciones paleomagnéticas como registros de paleointensidad confiables. Advirtiendo esto, en este trabajo se analizaron los datos provenientes de un sondeo aeromagnético realizado en el área de estudio con la finalidad de establecer la existencia de anomalías magnéticas y su posible influencia en el registro paleomagnético en los sitios muestreados.

El estudio fue realizado a partir de los datos obtenidos por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) utilizando equipo con las siguientes características: Una aeronave Islander BN2-B27; un magnetómetro Geometrics G-803 con sensibilidad de 0.25 nT; un sistema de adquisición de datos Geometrics G-704; una cámara fotográfica Automax de 35mm; un magnetómetro de estación base Geometrics G-826A con sensibilidad de 1 nT; un altímetro radar Sperry RT-220, y un sistema de navegación visual Novatel. Los parámetros de vuelo utilizados incluían líneas de vuelo en dirección NE-SO con una distancia de 1000 m entre las líneas. El vuelo del sondeo se realizó el 27 de marzo de 1984 siguiendo un patrón de contorno a una altitud de 300 m sobre el nivel del suelo y empleó navegación visual. Los datos aeromagnéticos fueron procesados analógicamente y para obtener el Campo Magnético Residual (CMR) se realizó la sustracción del Campo Geomagnético Internacional de Referencia IGRF 1980. Los datos fueron compensados mediante las líneas de control y micronivelación. Todos los procesos descritos anteriormente fueron realizados por el SGM.

A partir de la información digital proporcionada por el SGM, se realizaron contornos con los valores del CMR y se aplicó el algoritmo matemático de continuación ascendente (Henderson, 1970; Figura 2A). Se aplicó también el filtro de Baranov y Naudy (1964), conocido como Reducción al Polo (RTP), utilizando los siguientes datos: Inclinación 46°28' y Declinación 07°28' (Figura 2B)

5. Modelación 3D de las anomalías aeromagnéticas

Para deducir las características de las fuentes causantes de las anomalías aeromagnéticas en la zona de estudio, se realizó un modelado de susceptibilidad magnética en 3D empleando el software VOXI de Geosoft (Figura 3). Este software emplea la técnica de Inversión del Vector magnético (IMV) el cual considera a la magnitud y la dirección de magnetización como incógnitas separadas. La técnica IMV se caracteriza por ser dependiente de la susceptibilidad magnética como proxy escalar de las propiedades magnéticas del modelo (Ellis *et al.*, 2012; MacLeod y Ellis, 2013). A partir de estos principios y de su implementación en el software de Inversión 3D basado en voxel. Tikhonov *et al.* (1963) se basa en el método de regularización de gradiente mínimo introducido.

El software VOXI incorpora una célula de corte cartesiano (CCC) y un algoritmo de inversión de reequilibrio iterativo (IRI), desarrollado originalmente por Ingram *et al.* (2003) y posteriormente racionalizado por MacLeod y Ellis *et al.* (2013). El CCC mejora la precisión de la representación de las superficies geológicas segmentando cada superficie en subvolúmenes poliédricos.

Para la inversión de este modelo se estableció un error máximo del 10% entre la intensidad de magnetización observada y la calculada para la generación de los datos resultando un total de 104720 datos muestreados de los cuales 1912 presentaron un error lo que significa que el modelo final tiene un error menor del 2% entre el teórico y el medido.

El modelo se discretizó en celdas de datos de tamaño $X = 85$, $Y = 56$, $Z = 22$, el error de desajuste entre las respuestas magnéticas observadas y calculadas fue de aproximadamente 10 nano Teslas (nT).

Empleando el método IMV para la inversión de datos, se obtuvo un intervalo de valores de susceptibilidad magnética (k) entre 0.0025 y 0.005 SI. Durante el proceso de modelado, se asignaron valores de susceptibilidad magnética de 0.002 SI

para representar la matriz de roca externa (mostrada en color café en la figura 4) y 0.0025 SI para la roca de caja (mostrada en color amarillo) y 0.005 SI para las rocas intrusivas (cuerpos rojos). Se eligieron específicamente estos valores de k porque proporcionaron la mejor correspondencia entre los valores medidos y los predichos (Figura 4, 5).

Los valores de piso y techo de las rocas intrusivas cercanas o por debajo de la ubicación de los sitios paleomagnéticos son los siguientes (profundidades por debajo del nivel del mar (mdnm):

Sitio 1 (TPZ_01): El intrusivo más cercano tiene su piso en -10700 m y un techo en -4200.

Sitio 2: El intrusivo cercano tiene su piso en -8900 m y el techo en -850 m.

Sitios 3 y 4: El techo del intrusivo más próximo está localizado a -850 m mientras que el piso está

en -24100 m.

Sitios 5 y 6: Para el primero sitio (5), su techo está localizado a -2600 m y para el segundo (6) a -8900 m, para ambos el piso está en -25100 m.

Sitio 7: El techo del intrusivo está a -850 m y el piso en -17600 m.

Los sitios 8 y 9: Para ambos el techo del intrusivo cercano se localiza a los 1500 m y el piso en los -9700 m.

6. Determinación de la Paleointensidad

Se realizaron experimentos para obtener la Paleointensidad siguiendo el método de Thellier y Thellier (1959) modificado por Coe *et al.* (1978) incluyendo calentamientos de control también conocidos como pTRM-checks (Partial

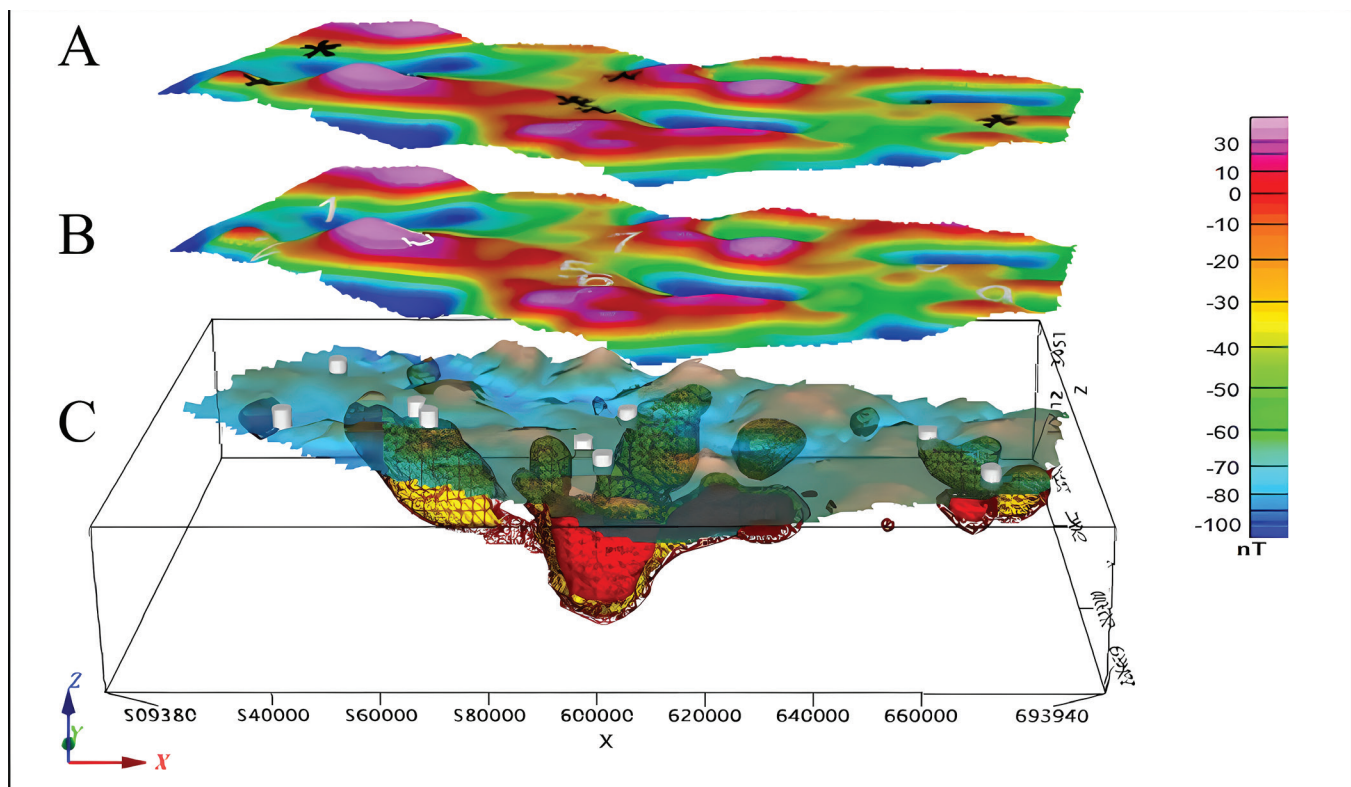


Figura 5 .Modelo 3D VOXI. A y B son los mapas de contorno predichos y medidos respectivamente; C muestra el modelo de elevación digital. En el panel C, la roca que rodea al cuerpo intrusivo se muestra en color amarillo con un valor de $k = 0.0025$ SI, y la roca contorno predichos y medidos respectivamente; C muestra el modelo de elevación digital, los cilindros blancos representan la ubicación de los sitios de estudio y los cuerpos en rojo representan a rocas intrusivas con un valor de susceptibilidad de $k = 0.005$ SI. La flecha de color rojo en el extremo inferior izquierdo señala al Este y la de color verde señala al Norte geográfico.

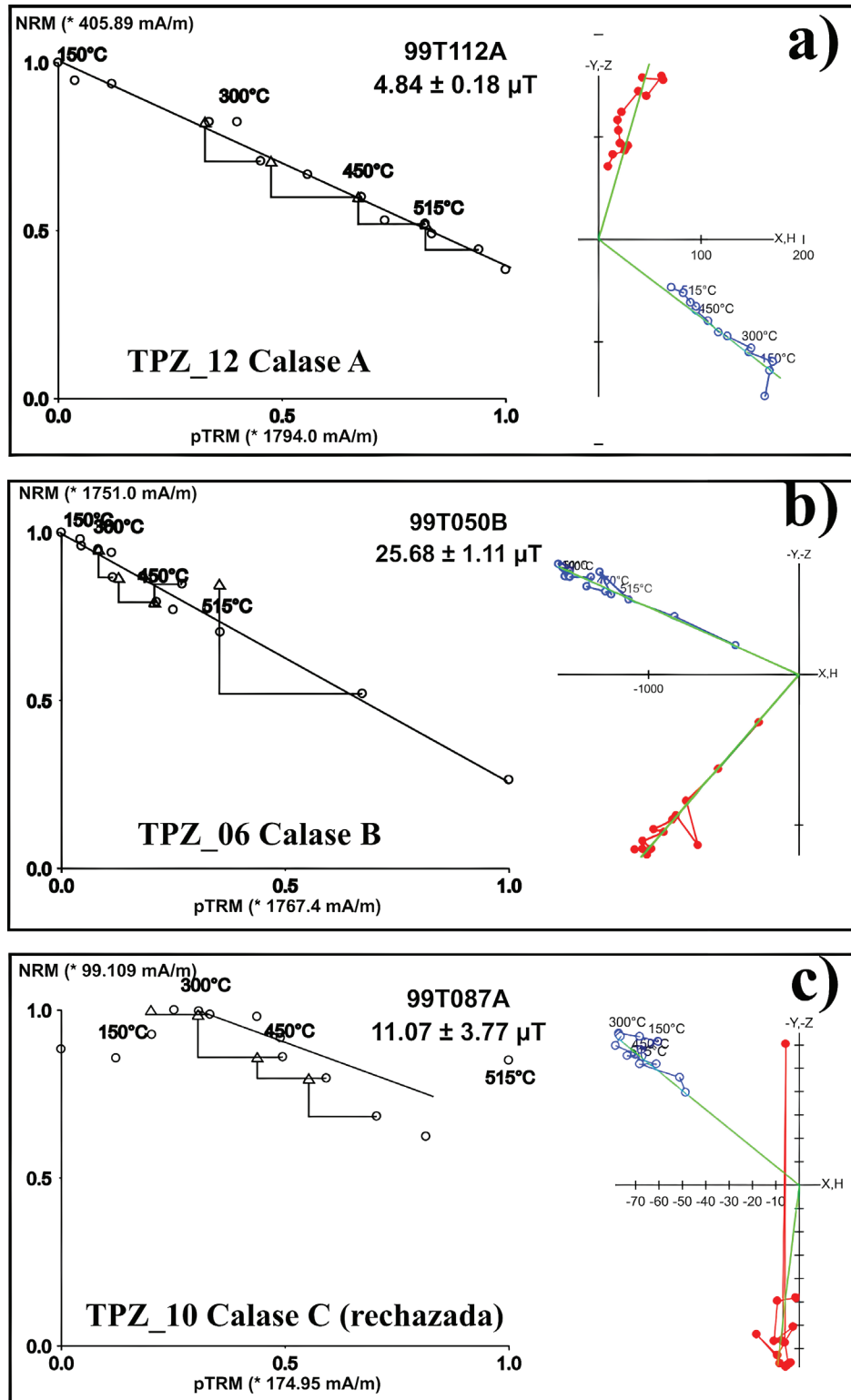


Figura 6 a) Diagramas de Arai y diagrama de ortogonal (desmagnetización térmica) del espécimen 99T112A perteneciente al sitio TPZ_12 y del cual se pudo determinar una paleointensidad tipo A. b) Diagramas de Arai y diagrama de ortogonal (desmagnetización térmica) del espécimen 99T050B perteneciente al sitio TPZ_06 y del cual se pudo determinar una paleointensidad tipo B. c) Diagramas de Arai y diagrama de ortogonal (desmagnetización térmica) del espécimen 99T087A perteneciente al sitio TPZ_10 y del cual se pudo determinar una paleointensidad tipo C.

Thermoremanent Magnetizations checks) de 250, 350 y 450°C, posterior a los calentamientos con campo de 350, 450 y 500°C respectivamente y pTRM-tail checks de 350 y 475°C. Se utilizaron de tres a seis especímenes por sitio (41 en total) y se aplicó un campo de laboratorio de 40 μT . Las muestras se calentaron con un desmagnetizador térmico ASC TD-48 y la magnetización remanente fue medida con el magnetómetro de giro AGICO JR6. Se realizaron 30 calentamientos con incrementos de 50°C desde 150°C hasta 400°C, posteriormente se alternaron calentamientos entre 15 y 25 °C para la etapa final del experimento.

Para la determinación de la paleointensidad se utilizó el software ThellierTool 4.0 (Leonhardt *et al.*, 2004) y se siguieron los criterios de calidad ahí sugeridos, seleccionando los rangos de temperatura adecuados en cada caso, priorizando los calentamientos realizados hacia el final del experimento. Se obtuvieron cinco paleointensidades individuales de clase A, cinco de clase B y 11 de clase C, de los especímenes que mostraron un mejor ajuste lineal y estabilidad al momento de obtener su intensidad, descartando los que no cumplen con dichos parámetros (Anexo: Tabla A1).

Para el sitio TPZ_03 se obtuvo una determinación de paleointensidad de 71 μT (d.s. 10.7 mediante ajuste lineal) de clasificación C proveniente de solo un espécimen. Para el sitio TPZ_06 se obtuvieron cinco determinaciones de las cuales tres son de clase A y dos de clase B, con un valor promedio de 26.1 μT y una desviación estándar del promedio de 2.4 μT . Para el sitio TPZ_09 la paleointensidad se obtuvo a partir de una determinación individual clase B con valor de 39.3 μT (d.s. 3.9 determinado para el espécimen por un ajuste lineal). En el sitio TPZ_10, se determinaron cuatro paleointensidades individuales de clase C con un promedio 10.9 μT (d.s 2.4).

En el caso del sitio TPZ_12 se determinaron seis paleointensidades individuales, dos de clase A, una clase B y tres de clase C, es notable que en los seis casos se tienen valores de desviación estándar bajos, obteniéndose un valor de 6.4 μT

(d.s. 1). Para el sitio TPZ_17 se obtuvieron una paleointensidad clase B y cuatro de clase C, una determinación arrojó un valor excepcionalmente elevado de paleointensidad (70.4 μT) y desviación estándar (10.8 μT), por lo que fue considerado un dato anómalo con respecto a la muestra y descartado para el cálculo de promedio siendo de 40.3 T (d.s. 8.5). La Figura 6 muestra los diagramas de Arai representativos.

7. Análisis de los datos de Paleointensidad para México

Para poder comparar los nuevos resultados con el comportamiento regional de la intensidad geomagnética, se examinaron las paleointensidades previamente reportadas obtenidas a partir de rocas ígneas formadas a lo largo de la FVTM y unidades geológicas adyacentes (Figura 7a, Anexo 1). Estos datos fueron obtenidos de las bases de datos GEOMAGIA50.v3 (Brown *et al.*, 2015), PINT v8.1.1 (Bono *et al.*, 2022) y la base de datos publicada por Hervé *et al.* (2019) además de una búsqueda en publicaciones recientes no incluidas en las bases de datos. En total se obtuvieron 174 registros independientes de paleointensidad (N=174), aunados a las 4 intensidades del presente estudio, se tiene un total de 178 registros. Para hacer comparables los resultados, se aplicó un criterio de calidad seleccionando solo datos que tuvieran al menos dos especímenes en la determinación de la paleointensidad media ($n \geq 2$) y con una desviación $\sigma \leq 10 \mu\text{T}$, así los datos se reducen a un total de N=161. La base de datos se puede consultar como material suplementario.

Geográficamente estos datos se distribuyen en todo el territorio de México, entre las latitudes 18° hasta 30° (Figura 7a), y temporalmente en los últimos 5 Ma. La mayor concentración de los datos ocurre para los últimos tres milenios, seguido de un grupo de datos dentro del último millón de años, se observa una escasez de datos entre 1 a 2 Ma (Figura 7b).

Este sencillo criterio remueve 17

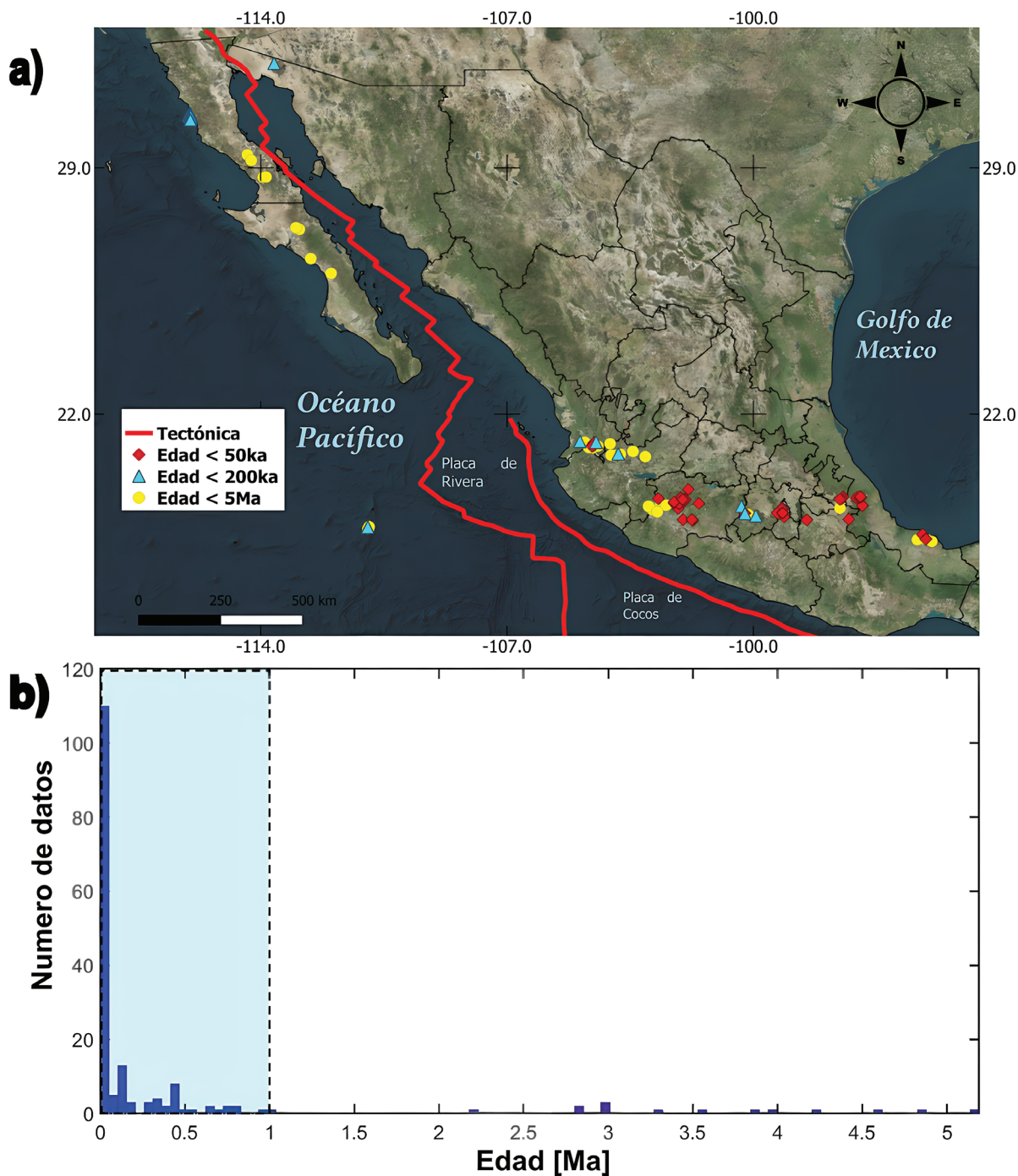


Figura 7 Distribución espacial y temporal de los datos de paleointensidad de los últimos 5 Ma de estudios realizados en México. a) Distribución geográfica de los datos de paleointensidad, b) histograma de la distribución de los datos según su edad.

Tabla 2. Resumen de datos paleomagnéticos* y de paleointensidad obtenidos de los sitios reportados en este estudio.

Sitio	Edad (Ma)	Dec (°)	Inc (°)	α_{95} (°)	VGP Lat (°N)	VGP Long (°E)	n	PI (μT)	desv. Std. (μT)	VADM ($10^{22}Am^2$)
TPZ_03	4.75 ± 0.01	266.50	40.20	21.70	5.10	188.10	1	71.30	ND	15.6
TPZ_06	4.57 ± 0.01	160.20	-37.20	10.00	-71.50	348.10	5	26.10	2.40	5.73
TPZ_09	4.01 ± 0.02	160.80	-5.20	7.40	-63.80	303.60	1	39.30	ND	8.63
TPZ_10	4.23 ± 0.02	164.10	-34.70	5.50	-74.90	340.80	4	10.90	2.40	2.39
TPZ_11	3.54 ± 0.01	161.40	-33.70	22.00	-72.30	341.10	-	-	-	-
TPZ_12	3.86 ± 0.04	244.40	27.00	8.20	-17.70	189.40	5	6.40	1.00	1.41
TPZ_14	3.26 ± 0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TPZ_17	5.19 ± 0.06	189.40	-42.60	5.80	-80.60	141.60	5	40.30	8.50	8.86
TPZ_20	3.97 ± 0.06	346.90	12.10	2.50	70.60	119.40	-	-	-	-

* Resultados obtenidos por Cervantes-Solano *et al.* (2020).

determinaciones de intensidades, tres de ellas debido a que se calcularon con menos de dos determinaciones individuales ($n < 2$) y trece más porque su desviación estándar es superior a 10 μT . Estos datos de intensidad removidos están temporalmente distribuidos dentro de los primeros milenios, lo que deja un total de 161 intensidades distribuidas para los últimos 5 Ma. Dentro de estos datos existen intensidades correspondientes a un mismo sitio y evento como en el caso de los Volcanes Parícutín, Jorullo y Xitle como ejemplos más representativos. En estos casos se realizó un promedio para determinar su intensidad media asociada (*e.g.*, Hervé *et al.*, 2019).

Otro aspecto que considerar es el hecho de que, dentro de estos datos, aparecen intensidades obtenidas a partir de diferentes protocolos, predominantemente los de tipo Thellier (*e.g.* Thellier y Thellier, 1959 modificado por Coe *et al.*, 1978), Microwave e IZZI, con un total de 107 intensidades y 54 intensidades obtenidas por métodos del tipo Shaw y multiespécimen. Notablemente las intensidades obtenidas a partir de los métodos tipo Thellier están distribuidas de forma regular para los últimos 5 a 1 Ma, mientras que, para las intensidades obtenidas por los otros protocolos, se concentran principalmente dentro

del primer millón de años.

Debido a esta distribución de los datos, se realizó un análisis de la variación de la intensidad con respecto a la latitud y de la variación en la posición del polo virtual axial dipolar mediante ventanas temporales para los últimos 200 mil años, el último millón de años y de 2 a 5 millones de años esto con la finalidad de examinar la posible existencia de algún sesgo regional y poder hacer comparaciones con los registros y bases de datos globales

8. Discusión

Los sitios estudiados dentro del presente trabajo cuentan con una dirección paleomagnética asociada, la cual fue determinada en el estudio Cervantes-Solano *et al.* (2020), ver Tabla 2. El sitio TPZ_12 posee una edad radiométrica asociada de 3.86 ± 0.04 Ma y una paleointensidad de 6.4 ± 1.0 μT al mismo tiempo su paleodirección es de: Dec: 244.4 °, Inc: 27 °, $\alpha_{95} = 8.2$ °, y un VGP PLat: -17.7 °[N], PLon: 189.4 °[E]. El sitio presenta una dirección intermedia y su paleointensidad presenta un valor por debajo de lo esperado, lo cual permite especular su relación con el evento de excursión

geomagnética post Cochiti (*e.g.* Goguitchaichvili *et al.*, 2009), incluso si el promedio de la intensidad se realiza de manera más estricta, utilizando los especímenes con mejores parámetros de calidad la intensidad continua siendo la misma de $6.6 \pm 1.5 \mu\text{T}$, lo que ratifica una intensidad baja para la zona y la edad en cuestión. El sitio TPZ_09 tiene una edad radiométrica de $4.01 \pm 0.02 \text{ Ma}$, con una paleointensidad de $39.3 \mu\text{T}$, determinada a partir de un solo espécimen, su dirección paleomagnética es de Dec: 160.8° , Inc: -5.2° , $\alpha_{95} = 7.4^\circ$, y un VGP PLat: $-63.8^\circ[\text{N}]$, PLon: $303.6^\circ[\text{E}]$, este valor de intensidad se encuentra dentro de los valores esperados para la zona sin embargo, al provenir de un único espécimen, debe considerarse con cautela. El sitio TPZ_10 tiene una edad radiométrica de $4.23 \pm 0.02 \text{ Ma}$ y una paleodirección de: Dec: 164.1° , Inc: -34.7° , $\alpha_{95} = 5.5^\circ$, y PLat: $-74.9^\circ[\text{N}]$ PLon: $340.8^\circ[\text{E}]$ con una paleointensidad de $10.9 \pm 2.4 \mu\text{T}$, nuevamente

este valor se mantiene dentro de la tendencia de valores bajos y concuerda con las intensidades obtenidas en los estudios de Mahgoub *et al.* (2021).

El sitio TPZ_06 posee una edad radiométrica asociada de $4.57 \pm 0.01 \text{ Ma}$, se pudo determinar, con buenos parámetros de calidad, una paleointensidad de $26.21 \pm 2.4 \mu\text{T}$ y su dirección geomagnética de Dec: 160.2° , Inc: -37.2° , $\alpha_{95} = 10^\circ$, y un VGP PLat: $-71.5^\circ[\text{N}]$, PLon = $348.1^\circ[\text{E}]$ (Cervantes-Solano *et al.*, 2020). Por su edad radiométrica el material ígneo de este sitio se emplazó durante cron de Gilbert el cual es mayormente invertido, sin embargo, corresponde a su vez con el subcron Nunivak (4.493 - 4.632 Ma) el cual es de polaridad normal (Gradstein *et al.*, 2012). Esto podría sugerir que el subcron podría tener una menor duración a la estimada. El sitio TPZ_17 con edad radiométrica $5.19 \pm 0.06 \text{ Ma}$, presenta una paleointensidad de $40.3 \pm 8.5 \mu\text{T}$, con una paleodirección Dec: 189.4° , Inc: -42.6° ,

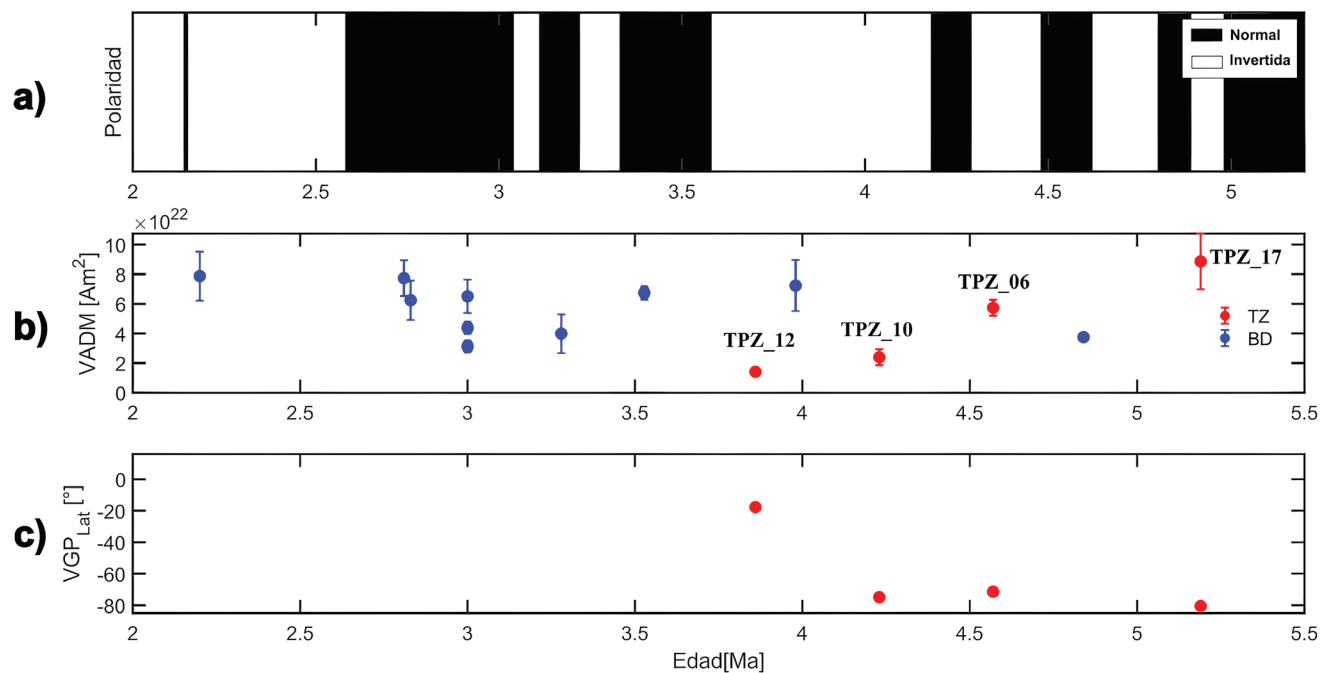


Figura 8 a) Escala de polaridades geomagnéticas reportada por Gradstein et al. (2012), b) El valor del VADM en rojo para este estudio mientras que en azul se muestran los datos para México entre 2 Ma y 5Ma, c) la paleolatitud reportada para los sitios de este estudio en Cervantes-Solano et al. (2020).

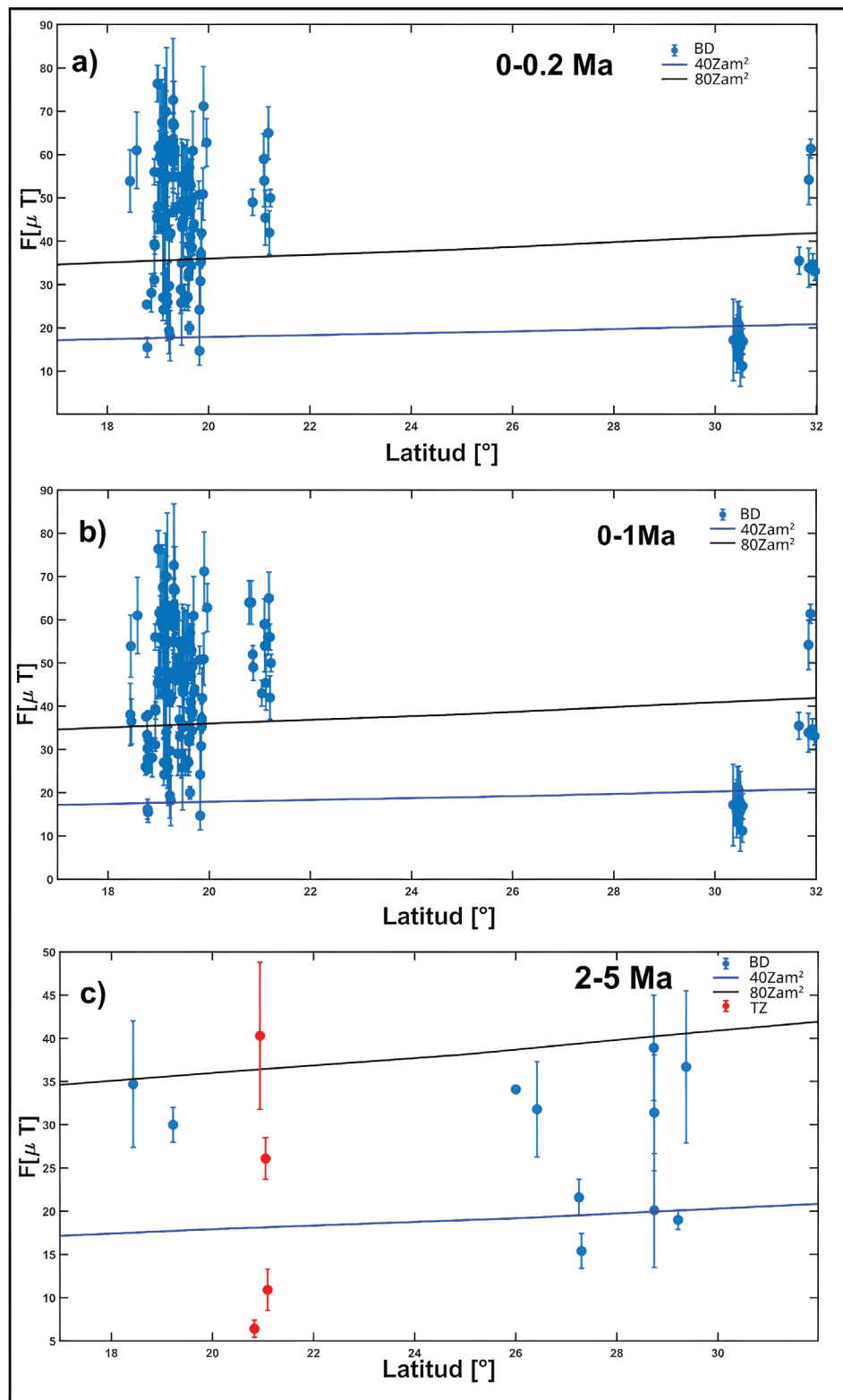


Figura 9 a) Variación de la intensidad en México en función de la latitud para los primeros doscientos mil años, b) el último millón de años y c) de 2 a 5 millones de años, en color azul se muestran los datos disponibles para México y en color rojo los de este trabajo. La línea de color negro (Azul) es la intensidad esperada a una latitud dada con respecto al momento dipolar reportada en el artículo de Asefaw et al. (2020).

$\alpha_{95} = 5.8^\circ$, y un VGP PLat: -80.6° [N], PLon = 141.6° [E] (Cervantes-Solano *et al.*, 2020). Este sitio tiene una polaridad invertida dentro del subcron Thvera (4.998 - 5.236 Ma), en un sentido análogo a los sitios TPZ_06 y TPZ_10 que muestran una polaridad contraria a dicho subcron, lo cual podría estar relacionado con la fase de transición del subcron o un límite inferior en la duración de estos. El resumen de datos se observa en la Tabla 2 y la totalidad de los resultados de los experimentos de paleointensidad se muestra en el Anexo 1.

Estas nuevas determinaciones de paleointensidad, aunque escasas en número, son una contribución importante al conocimiento y evolución del CMT registrado en rocas volcánicas formadas dentro de las latitudes estudiadas ya que aún son escasos los datos con edades superiores al millón de años, como se puede observar en la base de datos PINT (Bono *et al.*, 2022) donde los datos provenientes de México y Hawái son los únicos que contribuyen dentro de ese intervalo temporal. Estas cuatro nuevas determinaciones (TPZ_06, TPZ_10, TPZ_12 y TPZ_17, por el número de especímenes) para México en conjunto con los datos de Alva-Valdivia *et al.* (2001); Mahgoub *et al.* (2021); Michalk *et al.* (2010) y Morales *et al.* (2003) del CMT de 2 a 5 Ma, permiten conocer con mayor detalle la evolución del CMT (Figura 8).

Al analizar la intensidad de México con respecto a la latitud por ventanas temporales de 0 200 ka, 0 a 1Ma y de 2 a 5 Ma (Figura 9a, 9b, 9c respectivamente) es posible observar que en México se presentaron intensidades ligeramente altas durante el primer millón de años y que se concentran en las latitudes 18 a 22° a diferencia de las latitudes superiores a los 30° que muestran una intensidad menor similar a la reportada en estudios de la misma temporalidad y latitud geográfica, por ejemplo, las intensidades del sur de los Estados Unidos o las Islas Canarias, (Figura 9b). Las intensidades de este estudio que cumplen con los criterios de selección aplicados al conjunto de todos los datos son cuatro y están distribuidas entre los 3 a 5 Ma con valores de paleointensidad que van desde los $6 \mu\text{T}$ a $40 \mu\text{T}$.

Los métodos tipo Thellier y sus variantes son de los más utilizados, siendo uno de los métodos en los que más se ha discutido y mejorado con el fin de garantizar que las intensidades obtenidas sean lo más confiables posibles y hacer posible la comparación entre resultados. Por ejemplo, las primeras intensidades reportadas para Hawái y México, siendo las primeras altamente cuestionadas por su valor de paleointensidad excepcionalmente alto (*e.g.* Yamamoto *et al.*, 2003, Biggin *et al.*, 2003), el cual también se puede observar dentro de los valores de las intensidades reportadas para México. Por este motivo y con la finalidad de poder comparar si estos valores son una característica del CMT o si se trata de un sesgo metodológico, se realizó una comparación entre los VADM obtenidos para México obtenidos mediante protocolos distintos a los de Thellier con las intensidades obtenidas de todos los protocolos. La base de datos está disponible como material suplementario mediante una solicitud previa.

Al remover las intensidades obtenidas por los protocolos de Thellier y sus variantes, solo prevalecen 53 datos de intensidades agrupadas dentro del primer millón de años y notablemente se produce un vacío de datos hasta los 3.5 Ma, por lo que la comparación se agrupa solo en el primer millón de años donde se obtiene un VADM de $8.89 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, si estos datos se comparan dentro de la misma ventana temporal con las intensidades obtenidas mediante todos los protocolos, arrojan un VADM de $9.34 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ lo cual indica una diferencia menor al 5% por lo que se descarta que estos datos tengan un peso estadístico significativo con respecto a la intensidad alta en los datos obtenidos a partir de los protocolos de Thellier.

Al comparar la información de México con respecto a Hawái se observa que los valores del VADM para los último 5 Ma reportados por Yamamoto y Tsunakawa (2005), son de $8.10 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, similares a los presentados por McFadden y McElhinny (1982), de $8.67 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ y al comparar con respecto a la base de datos de PINTv8 para latitudes norte similares a la del presente trabajo se observa que los trabajos son

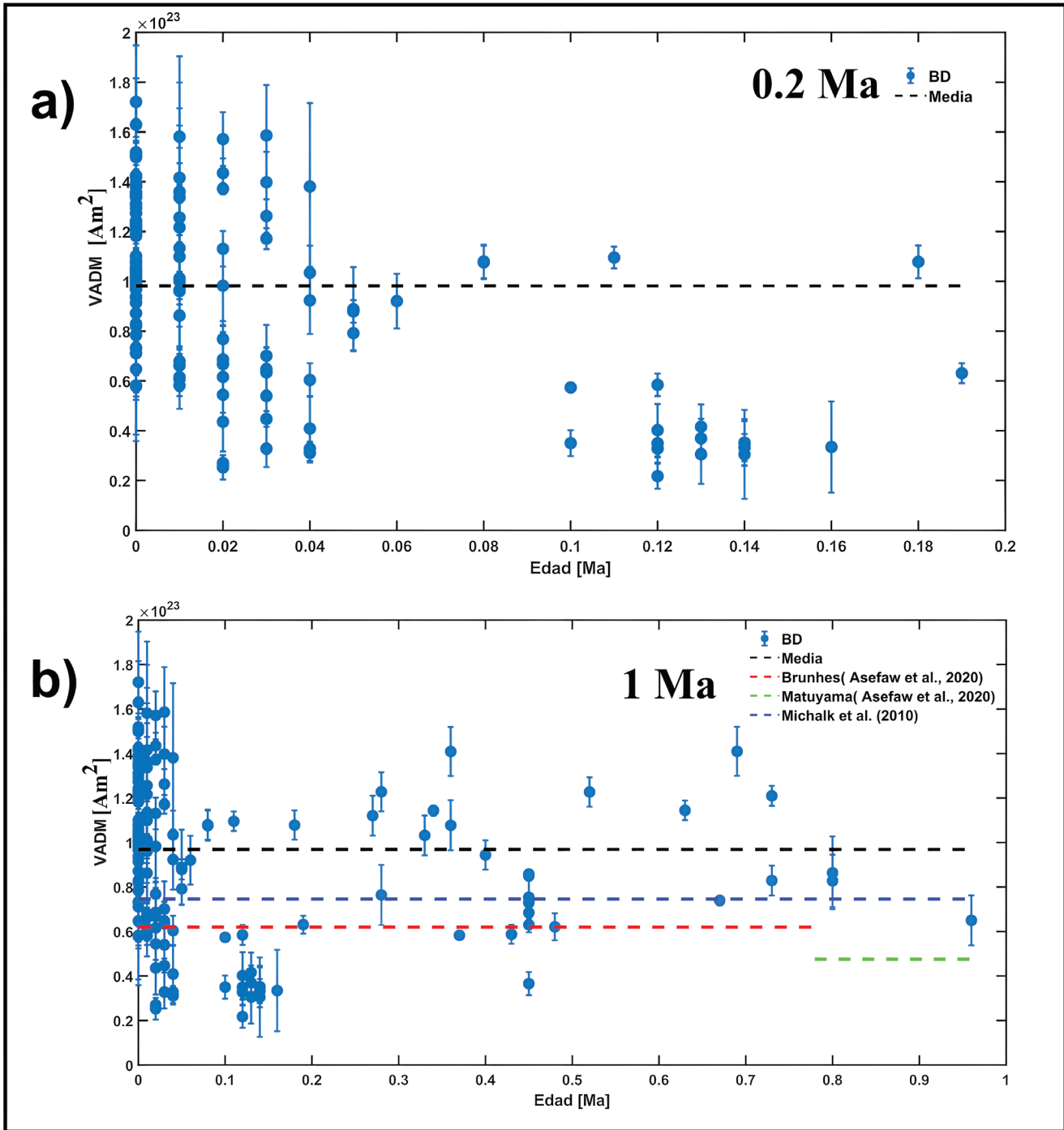


Figura 10 Variación de VADM de México para los doscientos mil años y el último millón de años. a) la línea punteada indica el valor medio del VADM para los últimos doscientos mil años de valores disponibles en la base de datos (BD); b) variación del VADM para el cron de Brunhes, reportados por Asefaw et al. (2020) y Michalk et al. (2010), en rojo y azul respectivamente, en verde se muestra el valor reportado por Asefaw et al., (2020) para el cron de Matuyama.

escasos dentro de los últimos 8 Ma y sus VADM son menores a la mitad del valor obtenido en el presente trabajo, lo que podría indicar que el CMT en la zona noroeste se caracteriza por una alta intensidad en los últimos 5 Ma aunque, dada la escasez de datos, no puede descartarse por completo que esto sea el resultado del sesgo en la distribución temporal irregular de los datos.

Por este motivo, el análisis mediante ventanas temporales se justifica para identificar los intervalos con mayores diferencias en la variación de las intensidades. Las ventanas de 0 a 200 ka y 0 a 1 Ma (Figura 10a, 10b respectivamente) muestran valores altos en sus VADM cercanos a 10×10^{22} Am². Cabe mencionar que se trata de un cálculo meramente formal y el promedio relativamente alto podría estar sesgado por la contribución de datos provenientes de flujos de lava asociados al Volcán

Xitle que muestran intensidades relativamente elevadas. Al separar y analizar en una ventana temporal de 2 a 5 Ma es posible observar que su VADM es un poco menor a 6×10^{22} Am² y al comparar con el VADM de Michalk *et al.* (2010) de 7.9×10^{22} Am² que se concentra en el primer millón de años es posible observar que el aumento en la intensidad es referente al primer millón de años (Figura 11).

9. Conclusiones

Mediante experimentos de susceptibilidad magnética en función de la temperatura (k-T), se determinaron las propiedades magnéticas en muestras de roca de nueve sitios pertenecientes al Rift Tepic-Zacoalco (Cervantes-Solano *et al.* 2020 y este estudio), zona occidental de la FVTM.

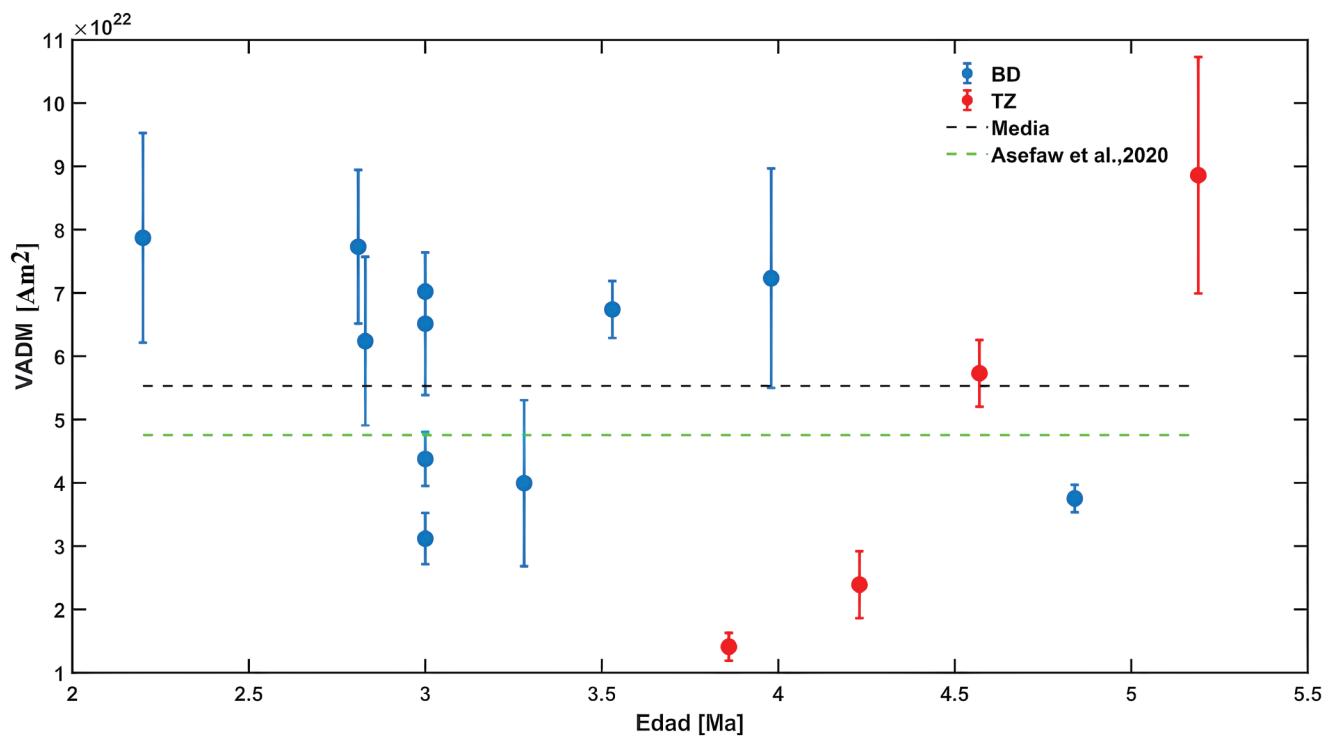


Figura 11 Variación del VADM de México para los 2 Ma a 5 Ma. BD son los datos de paleointensidades reportados hasta el momento. TZ son los datos de paleointensidades reportados en este estudio. La línea punteada verde, es el valor medio del VADM reportado para los últimos 5 Ma por Asefaw *et al.* (2020), mientras que la línea punteada en negro es el valor medio del VADM para los datos de paleointensidades en México.

Los resultados revelan que el mineral magnético principal y responsable de la magnetización presente en las muestras estudiadas es magnetita con contenido variable en titanio, con temperaturas de Curie entre los 550° a 570°C. En términos generales el comportamiento de las curvas termomagnéticas muestra una estabilidad aceptable con variaciones en la susceptibilidad menores al 25% en la mayoría de las muestras estudiadas, lo que permitió incluirlas en los experimentos de paleointensidad.

El estudio aeromagnético realizado en la zona de estudio mostró la presencia de algunas anomalías magnéticas poco significativas y sin influencia en la zona de estudio por lo que se considera que la magnetización que registraron las rocas estudiadas se mantuvo sin alteraciones producidas por las anomalías locales.

Los tratamientos magnéticos de desmagnetización por campos alternos realizados para evaluar la estabilidad magnética de las muestras y comparar sus direcciones paleomagnéticas con las direcciones esperadas mostraron que en todos los casos fue posible obtener con alta sus paleodirecciones son estadísticamente indistinguibles de las esperadas. Se obtuvieron seis nuevas determinaciones de paleointensidad con valores entre 71.3 a 6.4 μT de las cuales cuatro de ellas cumplen con los criterios de calidad para ser incorporadas a la base de datos que se realizó para analizar el comportamiento de la intensidad Geomagnética en México durante los últimos 5 Ma. Entre estos valores encontrados destaca el valor excepcionalmente bajo encontrado para el sitio TPZ_12 de $6.4 \pm 1 \mu\text{T}$ el cual está posiblemente relacionado al evento de excursión geomagnética.

Contribución de los Autores

(1) Conceptualización: UDD, RGR, AG, HLL, MCS; (2) Análisis o adquisición de datos: UDD, RGR, HLL; (3) Desarrollo metodológico/técnico: UDD, RGR, HLL, JM; (4) Redacción del

manuscrito original: UDD, RGR, HLL, MCS, AG; (5) Redacción del manuscrito corregido y editado: MCS, AG, RGR, HLL; (6) Diseño gráfico: MCS, UDD, HLL, RGR; (7) Trabajo de campo: UDD, MCS, RGR; (8) Interpretación: AG, RGR, HLL, MCS, JRE, JUF; (9) Financiamiento: MCS.

Financiamiento

Este trabajo fue realizado mediante el apoyo del proyecto UNAM PAPIIT IN113321.

Conflictos de interés

Los autores declaran no tener conflicto de interés..

Editora a cargo

Milagrosa Aldana.

Referencias

- Alva-Valdivia, L.M., 2005, Comprehensive paleomagnetic study of a succession of Holocene olivine-basalt flow: Xitle volcano (Mexico) revisited: *Earth, planets, and space*, 57, 839-853. <https://doi.org/10.1186/BF03351862>
- Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., 2001, Further constraints for the Plio-Pleistocene geomagnetic field strength new results from the Los Tuxtlas volcanic field (Mexico): *Earth, planets and space*, 53(9), 873-881. <https://doi.org/10.1186/BF03351684>
- Alva-Valdivia, L.M., Morales, J., Goguitchaichvili, A., De Hatch, M.P., Hernandez-Bernal, M.S., Mariano-Matías, F., 2010, Absolute geomagnetic intensity data from preclassic Guatemalan pottery: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 180(1-2), 41-51. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.03.002>
- Alva-Valdivia, L.M., Rodríguez-Trejo, A., Morales, J., González-Rangel, J.A., Agarwal, A., 2019, Paleomagnetism and

- age constraints of historical lava flows from the El Jorullo volcano, Michoacán, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 439-448. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.016>
- Alva-Valdivia, L.M., Bravo-Ayala, M.A., Camps, P., Poidras, T., Mahgoub, A.N., 2020, Reassessment of paleointensity estimated of a single lava flow from Xitle volcano, Mexico, by means of multispecimen domain-state corrected: *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102549. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102549>
- Asefaw, H., Tauxe, L., Koppers, A.A.P., Staudigel, H., 2020, Four-dimensional paleomagnetic dataset: Plio-Pleistocene paleodirection and paleointensity results from the Erebus Volcanic Province, Antarctica: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(2), e2020JB020834. <https://doi.org/10.1029/2020JB020834>
- Baranov, V., Naudy, H., 1964, Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole: *Geophysics*, 29, 67-79. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1439334>
- Barton, C.E., Baldwin, R.T., Barraclough, D.R., Bushati, S., Chiappini, M., Cohen, Y., Coleman, R., Hulot, G., Kotz, P., Golovkov, V.P., Jackson, A., Langel, R.A., Lowes, F.J., McKnight, D.J., Macmillan, S., Newitt, L.R., Peddie, N.W., Quinn, J.M., Sabaka, T.J., 1996, International geomagnetic reference field, 1995 revision presented by IAGA Division V, Working Group 8: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 97(1-4), 23-26.
- Biggin, A.J., Böhnell, H., Zúñiga, F.R., 2003, How many paleointensity determinations are required from a single lava flow to constitute a reliable average?: *Geophysical Research Letters*, 30(11), 1575. <https://doi.org/10.1029/2003GL017146>
- Böhnell, H., Morales, J., Caballero, C., Alva, L., McIntosh, G., Gonzalez, S., Sherwood, G.J., 1997, Variation of Rock Magnetic Parameters and Paleointensities over a Single Holocene Lava Flow : *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 49(4), 523-542. <https://doi.org/10.5636/jgg.49.523>
- Böhnell, H., Biggin, A.J., Walton, D., Shaw, J., Share, J.A., 2003, Microwave palaeointensities from a recent Mexican lava flow, baked sediments and reheated pottery: *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2), 221-236. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00370-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00370-4)
- Böhnell, H.N., Dekkers, M.J., Delgado-Argote, L.A., Gratton, M.N., 2009, Comparison between the microwave and multispecimen parallel difference pTRM paleointensity methods: *Geophysical Journal International*, 177(2), 383-394. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04036.x>
- Böhnell, H., Pavón-Carrasco, F.J., Sieron, K., Mahgoub, A.N., 2016, Palaeomagnetic dating of two recent lava flows from Ceboruco volcano, western Mexico: *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2), 1203-1215. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw310>
- Bohrson, W.A., Reid, M.R., Grunder, A.L., Heizler, M.T., Harrison, T.M., Lee, J., 1996, Prolonged history of silicic peralkaline volcanism in the eastern Pacific Ocean: *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 101(B5), 11457-11474. <https://doi.org/10.1029/96JB00329>
- Bono, R.K., Paterson, G.A., Biggin, A.J., 2022, MCADAM: A Continuous Paleomagnetic Dipole Moment Model for at Least 3.7 Billion Years: *Geophysical Research Letters*, 49(21), e2022GL100898. <https://doi.org/10.1029/2022GL100898>
- Brown, M.C., Donadini, F., Korte, M., Nilsson, A., Korhonen, K., Lodge, A., Lengyel, N.S., Constable, C.G., 2015, GEOMAGIA50. v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database: *Earth, planets and space*, 67, 1-31 <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0232-0>
- Cervantes-Solano, M., Ortega, U.D., Goguitchaichvili, A., Rosas-Elguera, J.,

- Contreras, J.M., García-Ruiz, R., 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102796>
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C., 2016, The AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology : *Bulletin of Volcanology*, 78, 32, 1-28. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1020-9>
- Coe, R.S., 1967, Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks: *Journal of Geophysical Research*, 72(12), 3247-3262. <https://doi.org/10.1029/JZ072i012p03247>
- Coe, R.S., Grommé, S., Mankinen, E.A., 1978, Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4), 1740-1756. <https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740>
- Conte, G., Urrutia-Fucugauchi, A., Goguitchaichvili, A., Soler-Arechalde, A.M., Morton-Bermea, O., Incoronato, A., 2004, Paleomagnetic Study of Lavas from the Popocatepetl Volcanic Region, Central Mexico, 46(3), 210-225. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.3.210>
- Conte-Fasano, G., Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., Morales-Contreras, J., 2006, Low-latitude paleosecular variation and the time-averaged field during the late Pliocene and Quaternary-Paleomagnetic study of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Earth, planets and space*, 58, 1359-1371. <https://doi.org/10.1186/BF03352632>
- Corbo-Camargo, F., Arzate-Flores, J.A., Álvarez-Béjar, R., Aranda-Gómez, J.J., Yutisis, V., 2013, Subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco block as imaged by magnetotelluric data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2), 268-281.
- Dekkers, M., Böhnell, H., 2006, Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state: *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1-2), 508-517. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.040>
- Ellis, R.G., de Wet, B., Macleod, I.N., 2012, Inversion of magnetic data for remanent and induced sources in 22nd International Geophysical Conference and Exhibition, 26-29 february: Brisbane, Australia, ASEG Extended Abstracts, 2012(1), 1-4.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 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. <https://doi.org/10.1130/B25950.1>
- García-Quintana, A., Goguitchaichvili, A., Morales, J., Cervantes-Solano, M., Osorio-Ocampo, S., Macias, J.L., Urrutia-Fucugauchi, J., 2016, Datación magnética de rocas volcánicas formadas durante el Holoceno: caso de flujos de lava alrededor del Lago de Pátzcuaro (campo volcánico Michoacán-Guanajuato): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(2), 209-220.
- Gilbert, G.M., Mahood, G.A., Carmichael, I.S.E., 1985, Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24(1), 169-191. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1985.24.1.1069>
- Goguitchaichvili, A., Conte, G.,

- Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L., Morales, J., González-Morán, T., 2005, Microwave paleointensity analysis of historic lavas from Parícutín volcano, Mexico : *Geofísica Internacional*, 44(3), 231-240. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2005.44.3.195>
- Goguitchaichvili, A., Pozzo, A.L.M.D., Rocha-Fernandez, J.L., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler-Arechalde, A.M., 2009, Paleomagnetic and rock-magnetic study on volcanic units of the Valsequillo Basin: implications for early human occupation in central Mexico: *Earth, Planets and Space*, 61(Suppl. 1), 205-211. <https://doi.org/10.1186/BF03352900>
- Goguitchaichvili, A., González, J.A., Pluhar, C.J., Alva-Valdivia, L., Rosas Elguera, J., Ruiz-Martínez, V.C., Solé, J., Zhao, X., Coe, R.S., Caballero, C., 2011, A comprehensive rock-magnetic, paleomagnetic, paleointensity and geochronologic study along the western Trans-Mexican Volcanic Belt: geodynamic and geomagnetic implications: *Geofísica Internacional*, 50(2), 227-254.
- Goguitchaichvili, A., Cervantes Solano, M., Lazcano Arce, J.C., Serra Puche, M.C., Morales, J., Soler, A.M., Urrutia-Fucugauchi, J., 2018b, Archaeomagnetic evidence of pre-Hispanic origin of Mezcal: *Journal of Archaeological Science: Reports*, 21, 504-511. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.08.022>
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2007, Geochemical Evidence for Slab Melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Petrology*, 48(3), 537-562. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl071>
- González, S., Sherwood, G., Böhnell, H., Schnepf, E., 1997, Palaeosecular variation in Central Mexico over the last 30000 years: the record from lavas: *Geophysical Journal International*, 130(1), 201-219. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb00999.x>
- Gradstein, F.M., Ogg, J., Schmitz, M., Ogg, G., (eds.), 2012, *The geologic time scale 2012 Volume 1: USA*, Elsevier, 1145 p.
- Gratton, M.N., Goguitchaichvili, A., Conte, G., Shaw, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 2005, Microwave palaeointensity study of the Jorullo volcano (Central Mexico): *Geophysical Journal International*, 161(3), 627-634. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02619.x>
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105-124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- Henderson, B., 1970, *The Product Portfolio*: Boston, The Boston Consulting Group.
- Hervé, G., Perrin, M., Alva-Valdivia, L., Tchibinda, B.M., Rodríguez-Trejo, A., Hernández-Cardona, A., Córdova Tello, M., Meza Rodríguez, C., 2019, Critical analysis of the Holocene palaeointensity database in Central America: Impact on geomagnetic modelling: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 289, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.02.004>
- Ingram, D.M., Causon, D.M., Mingham, C.G., 2003, *Developments in Cartesian cut cell methods: Mathematics and Computers in Simulation*, 61(3-6), 561-572.
- Juárez-Arriaga, E., Böhnell, H., Carrasco-Núñez, G., Mahgoub, A.N., 2018, Paleomagnetism of Holocene lava flows from Los Hornos caldera, eastern Mexico: Discrimination of volcanic eruptions and their age dating: *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 736-748 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.008>
- Kosterov, A.A., Prévot, M., 1998, Possible mechanisms causing failure of Thellier palaeointensity experiments in some basalts, *Geophysical Journal International*, 134(2), 554-572. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00581.x>

- Lee, S., 1975, Secular variation of the intensity of the geomagnetic field during the past 3,000 years in North, Central and South America: USA, University of Oklahoma, doctoral thesis, 200 p.
- Leonhardt, R., Heunemann, C., Krasa, D., 2004, Analyzing absolute paleointensity determinations: acceptance criteria and the software ThellierTool4: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(12), 1-11. <https://doi.org/10.1029/2004GC000807>
- López-Loera, H., Cifuentes-Nava, G., Goguitchaichvili, A., Cervantes, M., Velázquez, D.S., Rosas-Elguera, J., Morales, J., Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., 2021, An integrated magnetic survey on lava flows associated to the Paricutin volcano (Western Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103075. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103075>
- Luhr J.F., Nelson, S.A., Allan, J. F., Carmichael, I.S.E., 1985, Active rifting in Southwestern Mexico—manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, 13, 54-57.
- MacLeod, I.N., Ellis, R.G., 2013, Magnetic Vector Inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. A Forum on the Application of Remanent Magnetisation and Self-Demagnetisation Estimation to Mineral Exploration, in 23rd International Geophysical Conference and Exhibition, 11-14 August, Melbourne, Australia: Australia, Australian Society of Exploration Geophysicists, Petroleum Exploration Society of Australia (ASEG-PESA), 1-6.
- Mahgoub, A. N., Böhnell, H., Siebe, C., Chevrel, M. O., 2017, Paleomagnetic study of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico) confirms its monogenetic nature and young age (~ 1250 CE): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 336, 209-218. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.024>
- Mahgoub, A.N., Reyes-Guzmán, N., Böhnell, H., Siebe, C., Pereira, G., Dorison, A., 2018, Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpaís de Zacapu lava flow eruptions, Michoacán (México): Implications for archeology and volcanic hazards: *The Holocene*, 28(2), 229-245. <https://doi.org/10.1177/0959683617721323>
- Mahgoub, A.N., Juárez-Arriaga, E., Böhnell, H., Siebe, C., Pavón-Carrasco, F.J., 2019, Late-Quaternary secular variation data from Mexican volcanoes: *Earth and Planetary Science Letters*, 519, 28-39. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.001>
- Mahgoub, A.N., García-Amador, B.I., Alva-Valdivia, L.M., 2021, Comprehensive palaeomagnetic study of San Borja and Jaraguay monogenetic volcanic fields, Baja California (28–30°N): considerations on latitudinal corrections: *Geophysical Journal International*, 225(3), 1897–1919. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab064>
- Martínez-Pepin, N., Hernández-Pérez, I., Arciniega-Ceballos, A., López-Loera, H., Flores-Ruiz, J.H., Anaya, C., 2002, Aeromagnetic anomalies and structure of the Iztaccíhuatl-Popocatepetl volcanic region in Central México: *Geofísica Internacional*, 41(2), 121-131. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2002.41.2.281>
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1982, Variations in the Geomagnetic Dipole 2: Statistical Analysis of VDMs for the Past 5 Million Years: *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 34, 163–189. <https://doi.org/10.5636/jgg.34.163>
- Michalk, D.M., Muxworthy, A.R., Böhnell, H.N., Maclennan, J., Nowaczyk, N., 2008, Evaluation of the multispecimen parallel differential pTRM method: a test on historical lavas from Iceland and Mexico: *Geophysical Journal International*, 173(2), 409-420. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03740.x>
- Michalk, D.M., Biggin, A.J., Knudsen, M.F.,

- Böhnel, H.N., Nowaczyk, N.R., Ownby, S., López-Martínez, M., 2010, Application of the multispecimen palaeointensity method to Pleistocene lava flows from the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 179(3-4), 139-156. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.005>
- 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(3), 383-394 [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106%3C0383:BVAENT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106%3C0383:BVAENT%3E2.3.CO;2)
- Morales, J., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., 2001, A rock-magnetic and paleointensity study of some Mexican volcanic lava flows during the Latest Pleistocene to the Holocene: *Earth, Planets and Space*, 53(9), 893-902. <https://doi.org/10.1186/BF03351686>
- Morales, J., Goguitchaichvili, A., Cañon-Tapia, E., Negrete, R., 2003, Further absolute geomagnetic paleointensities from Baja California: Evaluation of Pliocene and early/middle Pleistocene data: *Comptes rendus Géoscience*, 335(14), 995-1004.
- Morales, J., Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., 2006, Cooling rate corrected paleointensities from the Xitle lava flow: Evaluation of within-site scatter for single spot-reading cooling units: *Earth, planets and space*, 58(10), 1341-1347. <https://doi.org/10.1186/BF03352630>
- Morales, J., Pérez-Rodríguez, N., Goguitchaichvili, A., Cervantes-Solano, M., 2020, A multimethod paleointensity approach applied to the historical Xitle lava flows (Central Mexico): towards the accurate paleointensity determination: *Earth, planets and space*, 72, 101, 1-16. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01232-z>
- Muxworthy, A.R., 2010, Revisiting a domain-state independent method of palaeointensity determination: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 179(1-2), 21-31. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.003>
- Nagata, T., Kobayashi, K., Schwarz, E.J., 1965, Archaeomagnetic intensity studies of South and Central America: *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 17(3-4), 399-405. <https://doi.org/10.5636/jgg.17.399>
- Pardo, M., Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20(21), 2391-2394.
- Paterson, G.A., Muxworthy, A.R., Roberts, A.P., Mac Niocail, C., 2010, Assessment of the usefulness of lithic clasts from pyroclastic deposits for paleointensity determination. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B3), B03104, 1-18. <https://doi.org/10.1029/2009JB006475>
- Prévot, M., Mankinen, E.A., Grommé, C., Coe, R.S., 1985, How the geomagnetic field vector reverses polarity: *Nature* 316, 230-234. <https://doi.org/10.1038/316230a0>
- Richter, 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(6), 612-626. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107%3C0612:PQVAF%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107%3C0612:PQVAF%3E2.3.CO;2)
- Rodríguez-Trejo, A., Alva-Valdivia, L. M., Vidal-Solano, J. R., 2019, Paleomagnetism and rock magnetic properties of Late Pleistocene volcanism from El Pinacate Volcanic Field, northwest Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102368. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102368>
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997, Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple junction area, western Mexico: *International Geology Review*, 39(2), 125-140. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102368>

- org/10.1080/00206819709465263
- Sbarbori, E., Tauxe, L., Gogichaishvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Bohrsen, W.A., 2009, Paleomagnetic behavior of volcanic rocks of Isla Socorro, Mexico: *Earth Planets and Space* 61, 191-204. <https://doi.org/10.1186/BF03352899>
- Shaw, J., 1974, A new method of determining the magnitude of the paleomagnetic field application to 5 historic lavas and five archeological samples: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39, 133-141. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1974.tb05443.x>
- Thellier, E., Thellier, O., 1959, Sur L'intensité Du Champ Magnétique Terrestre Dans Le Passé Historique Et Géologique: *Annales de Geophysique*, 15, 285–376.
- Tikhonov, A.N., 1963, On the solution of ill-posed problems and the method of regularization: *Doklady Akademii Nauk*, 151(3), 501-504.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1996, Palaeomagnetic study of the Xitle-Pedregal de San Angel lava flow, southern Basin of Mexico: *Physics of the earth and planetary interiors*, 97(1-4), 177-196. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03136-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03136-7)
- Urrutia-Fucugauchi, J., Campos-Enriques, O., 1993, Geomagnetic secular variation in central Mexico since 1923 AD and comparison with 1945-1990 IGRF models: *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 45(3), 243-249. <https://doi.org/10.5636/jgg.45.243>
- Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Rivas, M.L., Morales, J., 2004, Palaeomagnetic, rock-magnetic and microscopy studies of historic lava flows from the Paricutin volcano, Mexico: implications for the deflection of palaeomagnetic directions: *Geophysical Journal International*, 156(3), 431-442. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02166.x>
- Vlag, P., Alva-Valdivia, L., De Boer, C.B., Gonzalez, S., Urrutia-Fucugauchi, J., 2000, A rock-and paleomagnetic study of a Holocene lava flow in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 118(3-4), 259-272 [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00158-2](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00158-2)
- Yamamoto, Y., Tsunakawa, H., Shibuya, H., 2003, Palaeointensity study of the Hawaiian 1960 lava: implications for possible causes of erroneously high intensities: *Geophysical Journal International*, 153(1), 263–276. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01909.x>
- Yamamoto, Y., Tsunakawa, H., 2005, Geomagnetic field intensity during the last 5 Myr: LTD-DHT Shaw palaeointensities from volcanic rocks of the Society Islands, French Polynesia: *Geophysical Journal International*, 162(1), 79-114.
- Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A., 2004, Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(2), Q02H07 1-18. <https://doi.org/10.1029/2003GC000630>

Anexo 1

Tabla A1. Resumen de determinaciones de paleointensidades absolutas (mostrando solo los especímenes aceptados), ver texto para mayores detalles. T_{min}/T_{max} = temperatura mínima/máxima utilizada en el rango de determinación del mejor ajuste lineal para el cálculo de la paleointensidad; N = número de pasos que se consideraron para el cálculo de la paleointensidad; σ /slope = desviación estándar del ajuste lineal; f = fracción extrapolada de la NRM utilizada para la determinación de la paleointensidad; g = factor gap; q = factor de calidad (descrito por Coe et al., 1978); w = factor de peso (descrito por Prévot et al., 1985); MAD_{anc} = desviación angular máxima anclada al origen; α = diferencia angular entre las direcciones ancladas y no al origen; Clase = criterio de calidad; δ (CK) y DRAT = desviación de los pTRM checks (descrito por Leonhard et al., 2004); δ (TR) = máxima diferencia producida por los pTRM tail check (Paterson et al., 2010); PI = valor de la paleointensidad; Err = error obtenido del cálculo individual de la paleointensidad respecto de la regresión lineal; Desv. Std = error del cálculo del promedio de la paleointensidad medido en (μ T), n = número de especímenes utilizados para el promedio.

Sitio/Espec	T _{min} (°C)	T _{max} (°C)	N	σ /slope	f	g	q	w	MAD _{anc} (°)	α (°)	Clase	δ (CK)	DRAT	δ (TR)	PI(μ T)	Err(μ T)
TPZ_03																
99T023A	450	560	6	0.2	0.4	0.7	1.9	0.9	1.5	2.5	C	15.4	19.3	5.1	71.3	10.7
															Promedio	71.3
															Desv. Std	ND
															n	1
TPZ_06																
99T047A	150	560	12	0.0	0.6	0.8	11.2	3.5	1.8	1.9	A	1.9	2.7	1.5	23.5	1.0
99T049A	150	560	12	0.1	0.6	0.8	6.7	2.1	2.0	2.4	A	5.0	6.5	2.9	27.5	2.1
99T050B	150	560	12	0.1	0.7	0.8	11.5	3.6	3.2	0.9	B	6.2	6.9	2.5	29.3	1.4
99T051A	475	560	5	0.0	0.5	0.6	19.8	11.4	4.6	1.8	B	3.6	6.5	2.3	24.2	0.4
99T052B	450	560	6	0.0	0.6	0.6	12.9	6.4	1.1	0.4	A	2.2	3.4	2.9	26.0	0.7
															Promedio	26.1
															Desv. Std	2.4
															n	5
TPZ_09																
99T080A	475	560	5	0.1	0.5	0.6	2.7	1.5	1.0	1.0	B	6.2	9.8	4.3	39.3	3.9
															Promedio	39.3
															Desv. Std	ND
															n	1
TPZ_10																
99T084A	200	560	11	0.1	0.3	0.8	1.8	0.6	3.8	9.4	C	2.2	7.0	5.4	7.4	1.0
99T086B	150	560	12	0.2	0.3	0.7	1.2	0.4	19.8	109.9	C	15.4	45.1	4.3	11.8	2.4
99T090A	200	560	11	0.1	0.3	0.8	3.1	1.0	4.2	7.9	C	4.3	13.3	2.0	11.9	1.0
99T091A	200	560	11	0.1	0.3	0.8	3.0	1.0	3.1	10.7	C	3.8	11.5	2.9	12.4	1.1
															Promedio	10.9
															Desv. Std	2.4
															n	4

Sitio/Espec	Tmin(°C)	Tmax(°C)	N	σ /slope	f	g	q	w	MAD _{anc} (°)	α (°)	Clase	δ (CK)	DRAT	δ (TR)	PI(μ T)	Err. (μ T)
TPZ_12																
99T108B	200	560	11	0.0	0.6	0.9	11.5	3.8	3.2	6.0	C	3.2	5.7	7.3	6.4	0.3
99T109B	150	560	12	0.0	0.5	0.8	14.1	4.5	17.3	32.3	C	1.1	2.0	1.6	6.4	0.2
99T110A	250	500	7	0.1	0.3	0.8	1.5	0.7	1.9	0.6	C	4.4	17.5	6.1	5.7	0.8
99T112A	250	560	13	0.0	0.6	0.9	14.6	4.4	4.6	8.4	A	1.5	2.4	1.1	5.5	0.2
99T113B	200	560	11	0.1	0.5	0.9	8.7	2.9	3.4	5.9	A	1.3	2.4	3.0	6.0	0.3
99T114B	250	515	8	0.1	0.4	0.8	3.9	1.6	3.3	1.7	B	3.4	9.0	7.9	8.4	0.6
													Promedio	6.4		
													Desv. Std	1.0		
													n	6		
TPZ_17																
99T149A	200	540	10	0.1	0.4	0.8	4.0	1.4	1.3	3.3	C	2.4	4.8	2.0	32.6	2.6
99T150A	350	540	7	0.0	0.3	0.8	7.2	3.2	1.2	1.0	B	3.5	8.1	1.3	33.3	1.2
99T023A	150	560	12	0.1	0.6	0.8	3.8	1.2	2.6	4.3	C	6.3	6.3	12.4	47.3	6.7
99T156A	150	560	12	0.1	0.7	0.7	5.1	1.6	2.2	5.0	C	12.0	10.7	0.6	48.0	4.5
													Promedio	40.3		
													Desv. Std	8.5		
													n	4		